

172501

EMET NEOJEN GÖLSEL BASENİNİN JEOLojİK VE MİNERALojİK - PETROGRAfİK İNCELENMESİ

67

HÜSEYİN YALÇIN

TÜRKİYE
BİLİMSEL ve TEKNİK
ARAŞTIRMA KURUMU
KÜTÜPHANESİ

Hacettepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Yönetmeliği'nin
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü
YÜKSEK MÜHENDİSLİK TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır.

ANKARA
Mayıs - 1984

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ Müdürlüğü'ne

İşbu çalışma, jürimiz tarafından Jeoloji
Mühendisliği Anabilim Dalında YÜKSEK MÜHENDİSLİK
TEZİ olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Çakar İŞİN

Başkan

Dr. Baysal Batman

Üye

Dr. M. Niyazi Gündoğdu

Üye

ONAY

Yukarıdaki imzaların, adı geçen Öğretim
Üyelerine ait olduğunu onaylarım. / /1984

Acar İşin

Enstitü Müdürü

Prof. Dr. ACAR İŞİN

" Babam Kadir YALÇIN'a "



TEŞEKKÜR

Bu çalışma, 1981-1984 yılları arasında Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Yüksek Mühendislik Tezi olarak hazırlanmıştır.

Öncelikle; arazi ve laboratuvar çalışmaları sırasında her türlü yardımı esirgemeyen ve bana bilimsel çalışmanın inceliklerini öğreten değerli danışman hocam Öğ.Gör.Dr.M. Niyazi GÜNDOĞDU'ya (H.Ü.);

Çalışmanın başlangıcında beni yanına tez öğrencisi olarak kabul eden ve konunun seçiminde katkıda bulunan; görüş ve önerileriyle bana destek olan değerli hocam Prof.Dr. Orhan BAYSAL'a (H.Ü.);

Fosil tanımlamalarını yaparak, inceleme alanı krono-stratigrafisinin oluşturulmasında katkıda bulunan Doç.Dr. Nuran GÖKÇEN (Ç.Ü.) ve Aynur İNAL'a (M.T.A. Enstitüsü);

Jeoloji haritasının son şeklini almasında görüş ve önerileriyle yardımcı olan Doç.Dr. Baysal BATHAN ve Dr.Se-zai GÖRMÜŞ'e (H.Ü.);

Çalışmanın çeşitli aşamalarında görüş ve eleştirilerinden yararlandığım Doç.Dr. Yavuz EPKAN, Doç.Dr. Osman YILMAZ, Prof.Dr. Berkin SALANCI, Dr. Hasan BAYHAN, Dr. Emel BAYHAN, Dr. Muzaffer EVİRGİN ve Dr. Abdürrahim ŞAHBAZ'a (H.Ü.);

Olanaklarından yararlanmama izin veren Etibank Genel Müdürlüğü ve Emet Kolemanit İşletmesi Müessese Müdürlüğü ve işletmenin tüm personeline;

Saha çalışmaları sırasında jeolojik haritalamayı birlikte gerçekleştirdiğimiz Bruno SEBELIN'e (Strasbourg Jeoloji Enstitüsü);

Çalışma sırasındaki çeşitli yardımları için Araştırma Görevlileri Hüsnü AKSOY, Mehmet DURU, Haluk ÇETİN, Orhan CERİT, Ümit TOLLUOĞLU, Ali İhsan KARAYİĞİT ve Durmuş BOZTUĞ'a (H.Ü.);

Araştırmanın çeşitli aşamalarında gösterdikleri kolaylıklardan dolayı Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında çalışan teknik personele ve Bölümümüzün tüm değerli öğretim elemanlarına;

Saha çalışmaları sırasındaki yardımları için Jeoloji Mühendisliği Bölümü stajyer öğrencilerinden İsmet CENGİZ'e;

Şekillerin çizimini büyük bir titizlikle gerçekleştiren Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğrencilerinden Numan BAYRAKTAR ve Göksun ÇİNKE'ye;

Tezin yazımındaki değerli emekleri için Araş.Gör. İsmail Hakkı DEMİREL'e (H.Ü.);

Her zaman olduğu gibi, tez çalışmalarım sırasında da gösterdiği sabır ve anlayışla bana güç veren sevgili eşim Fatma'ya;

teşekkür ederim.

1.5.1984

Demetevler/ANKARA

HÜSEYİN YALÇIN

ÖZET

Kütahya ili (Batı Anadolu) sınırları içinde yar alan Emet Neojen gölsel baseninin genelleştirilmiş stratigrafik istifini ve bu istif oluşturulan birimlerin; jeolojik, mineralojik-petrografik özelliklerini belirlemek, simektit ve borat minerallerinin oluşumlarına açıklık getirmek, karbonat ve kolemanit minerallerindeki bazı eser elementlerin dağılımını saptamak, elde edilen bulguların ışığında basenin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimini yorumlamak bu çalışmanın temel amacını oluşturmuştur.

Bu amaç doğrultusunda inceleme alanının yaklaşık 245 km²'lik 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, formasyon mertebesinde dokuz litostratigrafik birim ayrılmıştır: Miyosen öncesi Temel kayalar; Miyosen yaşlı Taban volkanitleri, Doğankayası, Köpenez ve Beyköy formasyonları; Pliyosen yaşlı Emet ve Merkezşahlar formasyonları ile Dereköy bazaltı; kuvaterner oluşukları. Ayrıca, bu birimlerin litolojik özellikleri belirlenerek genelleştirilmiş stratigrafik istif oluşturulmuş ve bölgede sedimantasyonla çağdaş tektonizmanın varlığı ortaya konulmuştur.

Litostratigrafik birimlerden alınan 530 örneğin tüm kayalar ve mineral fraksiyonlarında (kolemanit, karbonat, kil) optik ve elektronik mikroskop, X-RD, ana ve eser element çözümlmeleri yapılarak, istiftteki mineralojik-petrografik ve jeokimyasal değişimler incelenmiştir.

Bu incelemelerden elde edilen sonuçlara göre, çalışma alanında üç ana evrede etkin olan volkanizmanın ürünlerini Miyosen yaşlı andezitler (Taban volkanitleri), camsı kül ve toz tüfleri (Köpenez) ve Pliyosen yaşlı bazaltlar (Dereköy) temsil etmektedir.

Kireçtaşı ve kumtaşı ardalanmasından oluşan Doğankaya formasyonunun alt kesiminde yer alan tüflerdeki zeolitleşmenin ürünü analsim şeklindedir.

Köpenez formasyonu tüflerinde yaygın bir şekilde gelişen bozunma sonucunda; klinoptilolit, analsim gibi zeolit mineralleri ile kuvars, opal-CT, K-feldispat ve dioktaedrik simektit neoformasyonu gerçekleşmiştir. Basenin kuzey ve güney kesiminde, bu mineraller arasında yatay yönde gelişen mineralojik zonlanmaların varlığı saptanmıştır.

Beyköy formasyonunun alt kesimini kimyasal kireçtaşları, üst kesimini kuzeyde akarsu; güneyde ise türbid akıntılarla taşınıp çökeltilmiş kırıntılı kayalar oluşturmaktadır.

Alt kesiminde borat oluşumları içeren Emet formasyonu karbonatlı ve killi kayalardan oluşmaktadır. Birimdeki egemen karbonat mineralleri kalsit ve dolomittir. Hidrotermal getirimlerin ürünleri olan kolemanit, üleksit, hidroborasit ve probertit borat katmanlarını oluşturmaktadır. Realgar, örpiment, kükürt, jips ve sölestin boratlı zonda belirlenen diğer minerallerdir. Kil mineralleri ise stevensit, saponit ve illit şeklindedir. Bunlardan stevensitler kimyasal çökelme; saponitler ise yerinde neoformasyon ve

transformasyon sonucunda oluşmuşlardır. Diğer taraftan, degradasyon ürünü illitlerin miktarının Hisarcık kesiminden Göktepe-Espey yönünde arttığı belirlenmiştir.

Merkezşihlar formasyonu alüvyon yelpazesi ortamında oluşmuş kaba kırıntılar; Kuvaterner oluşukları ise traverten, çakıltası ve pekişmemiş sedimanlar ile temsil edilmektedir.

Sonuçta; tüm jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal verilerin ışığında, Emet sedimanter baseninin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimi ortaya konulmuştur.

SUMMARY

The principal aim of the present study was to determine the geological, mineralogical-petrographical properties of the units belonging to the generalized stratigraphic sequence of the Emet Neogene lacustrine basin, situated in the boundaries of Kütahya province (Western Anatolia), and also to clarify the formation of smectite and borate minerals, to determine the distribution of some trace elements in the carbonate and colemanite minerals, and to interpret the geological evolution and the paleogeographical development of the basin under the light of the data obtained.

Oriented to the above aims, geological map of an area of about 245 sq. km has been prepared to a scale of 1:25 000, and nine lithostratigraphic units have been differentiated; these are pre-Miocene Basement rocks; Basal volcanic rocks, Doğankayaşı, Köpenez and Beyköy formations of Miocene age; Emet and Merkezşihlar formations, and Dereköy basalt of Pliocene age; and finally Quaternary deposits. In addition to this, the generalized stratigraphic sequence has been prepared through determination of the lithological properties of the above units, and the presence of a simultaneous tectonism with sedimentation has been proved.

Mineralogical-petrographical and geochemical variations in the sequence have been studied by optic and electron microscope, X-RD, major and trace element analyses, carried

out on whole rock and mineral fractions (colemanite, carbonate, clay) of 530 samples taken from lithostratigraphic units.

According to the results obtained from the above studies, it has been found that the products of the volcanism that has been effective in three different phases in the area studied, are represented by Miocene andesites (Basal volcanic rocks), vitreous ash and ash tuffs (Köpenez), and Pliocene basalts (Dereköy).

The zeolitization product of tuffs observed at the lower parts of Doğankayaşı formation, consisting of alternating limestones and sandstones, is in form of analcite.

As a result of extensive weathering in the tuffs of Köpenez formation, neoformation of quartz, opal-CT, K-feldspar and dioctahedral smectite together with zeolite minerals such as clinoptilolite and analcite has been realized. Mineralogic zoning among these minerals, developed laterally in the northern and southern parts of the basin has also been determined.

Lower part of the Beyköy formation consists of chemically formed limestone, whereas upper parts consist of clastic material, deposited by streams in the north, and by turbidity currents in the south.

Emet formation, which contains borate occurrences at lower levels, consists of carbonaceous and clayey rocks. The dominant carbonate minerals in this unit are calcite and dolomite. The borate horizons consist of products of hydro-

thermal solutions, being colemanite, ulexite, hydroboracite and probertite. Realgar, orpiment, sulphur, gypsum and celestite are other minerals determined in the borate zone. The clay minerals are stevensite, saponite and illite. Among the clay minerals, stevensites are formed by chemical precipitation, while saponites are formed as a result of in-situ neoformation and transformation. On the other hand, it has been determined that, the amount illite, which has been formed as a product of degradation, increases from Hisarcık section in the direction of Göktepe-Espey.

Merkezşihlar formation is represented by coarse clastic material formed in an alluvial fan medium, whereas the Quaternary units consist of travertene, gravels and unconsolidated sediments.

As a result, the geological evolution and paleogeographical development of the sedimentary Emet basin, have been determined under the light of all geological, mineralogical-petrographical and geochemical data.

2.2.3.3. Kayaç türü, yanal deği- şim, alt-üst sınırlar. .	24
2.2.3.4. Fosil topluluğu ve yaş. .	27
2.2.3.5. Karşılaştıırma ve yorum. .	27
2.2.4. Köpenez formasyonu	27
2.2.4.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	28
2.2.4.2. Tip kesit, yeri ve ka- lınlık	28
2.2.4.3. Kayaç türü, yanal deği- şim, alt-üst sınırlar. .	34
2.2.4.4. Fosil topluluğu ve yaş. .	41
2.2.4.5. Karşılaştıırma ve yorum. .	42
2.2.5. Beyköy formasyonu	44
2.2.5.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü	44
2.2.5.2. Tip kesit, yeri ve ka- lınlık	44
2.2.5.3. Kayaç türü, yanal deği- şim, alt-üst sınırlar. .	45
2.2.5.4. Fosil topluluğu ve yaş. .	55
2.2.5.5. Karşılaştıırma ve yorum. .	56
2.2.6. Emet formasyonu	57
2.2.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü.	58
2.2.6.2. Tip kesit, yeri ve ka- lınlık	58
2.2.6.3. Kayaç türü, yanal deği- şim, alt-üst sınırlar. .	59

	<u>Sayfa</u>
2.2.6.4. Fosil topluluğu ve yaş.	74
2.2.6.5. Karşılaştırma ve yorum.	75
2.2.7. Merkezşihlar formasyonu.	77
2.2.8. Dereköy bazaltı	79
2.2.9. Kuvaterner oluşukları	80
2.3. Yapısal Jeoloji/Tektonik	82
2.3.1. Kıvrımlar	82
2.3.2. Faylar	83
2.3.3. Çatlak sistemleri	83
2.3.4. Uyumsuzluklar/Diskordanslar	84
2.3.5. Tartışmalar ve genelleme	85
BÖLÜM 3. MINERALOJİK-PETROGRAFIK İNCELEMELER.	86
3.1. Giriş	86
3.2. Örneklerin Hazırlanması ve Kil Fraksiyonu Ayrımı	86
3.3. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri	87
3.3.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM).	87
3.3.2. X-ışınları çözümlemeleri (X-RD).	88
3.3.2.1. Tüm kayaç çözümlemeleri (TK)	88
3.3.2.2. Kil fraksiyonu çözümleme- leri (KF)	90
3.3.2.3. Simektitlerin oktaedrik bileşiminin saptanması	90
3.3.3. Taramalı elektronik mikroskop in- celeneleri (TEM).	92

	<u>Sayfa</u>
3.4. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları. . .	92
3.4.1. Temel kayaçları	93
3.4.1.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	93
3.4.1.2. Tüm kayaç çözümlemeleri	95
3.4.2. Taban volkanitleri	96
3.4.2.1. Optik mikroskop ince- lemeleri.	96
3.4.3. Doğankayası formasyonu . . .	99
3.4.3.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	99
3.4.3.2. Tüm kayaç çözümlemeleri	101
3.4.3.3. Kil fraksiyonu çözümle- meleri	102
3.4.4. Köpenez formasyonu	102
3.4.4.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	102
3.4.4.2. Tüm kayaç çözümlemeleri	111
3.4.4.3. Kil fraksiyonu çözümle- meleri	123
3.4.4.4. Taramalı elektronik mikroskop incelemeleri.	124
3.4.5. Beyköy formasyonu	126
3.4.5.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	126
3.4.5.2. Tüm kayaç çözümlemeleri	136
3.4.5.3. Kil fraksiyonu çözümle- meleri	138

	<u>Sayfa</u>
3.4.6. Emet formasyonu	139
3.4.6.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	139
3.4.6.2. Tüm kayaç çözümlemeleri	147
3.4.6.3. Kil fraksiyonu çözümle- meleri	160
3.4.6.4. Taramalı elektronik mikroskop incelemeleri	163
3.4.7. Dereköy bazaltı	163
3.4.7.1. Optik mikroskop ince- lemeleri	163
3.4.8. Kuvaterner oluşukları	166
3.5. Tartışma ve Genellemeler	166
3.5.1. Zeolitleşme olayı ve klinoptilo- lit-simektit ilişkisi	166
3.5.2. Klinoptilolit-hölandit ayrımı ve klinoptilolitlerin ısıl ka- rarlılıkları	169
3.5.3. Borat oluşumu	172
BÖLÜM 4. JEOKİMYASAL İNCELEMELER	180
4.1. Giriş	180
4.2. Çözümleme Yöntemleri	180
4.3. Köpenez ve Emet Formasyonu Simektitleri- nin Kimyası.	181
4.4. Köpenez ve Emet formasyonu simektitle- rinin Oluşumu	184

	<u>Sayfa</u>
4.5. Karbonat ve Borat Minerallerinde Ba-	
zı Eser Elementlerin Dağılımı.	185
BÖLÜM 5. JEOLojİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA.	191
BÖLÜM 6. GENEL SONUÇLAR	195
EK AÇIKLAMALAR	
A. Optik Mikroskop İnceleme Sonuçları	199
B. X-ışınları Çözümleme Sonuçları	210
C. Kimyasal Çözümleme Sonuçları	249
BİBLİYOGRAFYA	256
EKLER	
1. Hisarcık (Emet) Güneyi Jeoloji Haritası	
2. İnceleme Alanının Genelleştirilmiş Stratigra-	
fi Dikme Kesiti	
3. Örnekleme Haritası	

ŞEKİLLER DİZİNİ

SekilSayfa

1.1 : İnceleme alanının bulduru ve bölgesel jeoloji haritası	3
1.2.: İnceleme alanında belirlenen litostratigrafik birimlerin önceki araştırmacıların çalışmaları ile karşılaştırılması	15
2.1.: Taban volkanitlerinin Gelinkayaları sırtındaki görünümü	22
2.2 : Doğankayası formasyonunun tip kesiti . . .	25
2.3 : Köpenez formasyonunun Doğankayası D.'deki tip kesiti	29
2.4 : Köpenez formasyonunun Karapınar D. batısındaki dikme kesiti	30
2.5 : Köpenez formasyonunun Koca D. batısı, Kocakuru D. doğusu ve Balçamoluk D. dikme kesitleri	31
2.6 : Köpenez formasyonunun Eksengediği D., Bahçealtı D. ve Tuztasu D.'deki dikme kesitleri	32
2.7 : Köpenez formasyonunun Daryeri D., Uzunduvölük D. ve Sulu D.'deki dikme kesitleri	33
2.8.: Tabakalanma göstermeyen ve zeolit içermeyen ince taneli tüfler (Karapınar D.).	36
2.9 : Tabakalı, zeolitli kaba taneli tüfler (Bahçealtı D.).	36
2.10: Kaba taneli tüflerde kireçtaşı ara katkıları ve üstte topçukların oluşturduğu kütleli görünüm (Bahçealtı D.)	39

SekilSayfa

2.11 : Kaba taneli tüfler içinde belirlenen kireç- taşı topçukları (Domuzdere T.).	39
2.12 : İnce taneli tüflerde gözlenen tipik kırıl- malar (Domuzdere T.)	41
2.13 : Beyköy formasyonunun tip kesiti.	46
2.14 : Beyköy formasyonunun Kocaçay kuzeydoğusun- daki dikme kesiti	47
2.15 : Beyköy formasyonunun alt kesimindeki ince tabakalı-laminalı kireçtaşları (Balçaoluk D.)	48
2.16 : Beyköy formasyonu tabakalı, ince taneli kum- taşlarında belirlenen oygu izleri (Ören D.)	48
2.17 : Kumtaşlarında gözlenen oluk, sıçrama, sap- lanma ve sekme izleri (Ören D.).	52
2.18 : Kumtaşlarında belirlenen simetrik akıntı ripil markları (Göçük D.)	52
2.19 : Beyköy formasyonu plaketsli kireçtaşları ile Temel kayalarları (şistler) arasındaki uyum- suzluk yüzeyi	54
2.20 : Beyköy formasyonu plaketsli kireçtaşlarında gözlenen eğim atımlı normal fay	54
2.21 : Emet formasyonunun tip kesiti	61
2.22 : Emet formasyonunun 80/40 ve 78/6 sondajında- ki dikme kesitleri	62
2.23 : Emet formasyonunun 78/1 ve 80/38 sondajın- daki dikme kesitleri	63
2.24 : Emet formasyonunun 79/13 ve 83/4 sondajın- daki dikme kesitleri	64

SekilSayfa

2.25 : Emet formasyonunun 81/17 ve 81/18 sondajındaki dikne kesitleri	65
2.26 : Emet formasyonunun 80/1 ve 80/4 sondajındaki dikne kesitleri	66
2.27 : Emet formasyonu Hisarcık ve Göktepe bölgesi sondajlarının KB-GD doğrultusunda denestirilmesi	67
2.28 : Emet formasyonu Espey bölgesi sondajlarının KB-GD doğrultusunda denestirilmesi	68
2.29 : Emet formasyonu boratlı kil/marn zonu (Hisarcık açık ocağı)	70
2.30 : Emet formasyonunun üst kesimini oluşturan kalın tabakalı kireçtaşları (Yoncağaç T.).	70
2.31 : Boratlı zondaki varvımsı laminasyonlar ile tabakalar arası kıvrım ve kırışıklıklar (Hisarcık açık ocağı).	72
2.32 : Emet formasyonu boratlı zonda gözlenen kolanit yumrusu (Hisarcık açık ocağı).	72
2.33 : İnceleme alanında belirlenen sedimantasyonla çağdaş fayların gül diyagramındaki dağılımı	84
3.1 : Andezitlerde gözlenen kemirilmiş kuvars fenokristali (Çift nikol, x 75).	97
3.2 : Andezitlerin hamurunda gelişmiş sferülitik devitrifikasyon (Çift nikol, x 75).	97

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.3 : Andezitlerde hiyalopilitik yapı ve akma dokusu (Çift nikol, x 75).	99
3.4. : Camsı kül tüflerinde gözlenen lifsi yapıdaki pomzalar (Tek nikol, x 75).	104
3.5 : Piroklastik kayaların SCHMID (1981) diyagramına göre adlandırılması	105
3.6. : Toz tüflerinden bir genel görünüm (Tek nikol, x 75).	104
3.7 : Tüfitlerden bir genel görünüm (Çift nikol, x 75).	108
3.8 : Camsı kül tüflerinin bağlayıcı malzemesindeki sparitik karbonat çimentosu (Çift nikol, x 75)	108
3.9 : Camsı kül tüflerinin hamurunda gelişmiş perlitik doku (Çift nikol, x 75).	109
3.10 : Kireçtaşı disklerinde gözlenen bantlı yapı (Çift nikol, x 75).	109
3.11 : Köpenez formasyonunun Doğanlı D.'deki tip kesitinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı	114
3.12 : Köpenez formasyonunun Karapınar D. kesitindeki bazı minerallerin dikey dağılımı. . . .	116
3.13 : Köpenez formasyonunun Kocakuru D. ve Balçalık D. kesitlerinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı	118
3.14 : Köpenez formasyonunun Bahçealtı D. ve Tuztasu D. kesitlerinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı	119

SekilSayfa

- 3.15 : Köpenez formasyonunun Daryeri D., Eksen-
gediği D. kesitlerinde saptanmış önemli
minerallerin dikey dağılımı 120
- 3.16 : Köpenez formasyonunun Uzunduvölük D. ve
Sulu D. kesitlerinde saptanmış önemli mi-
nerallerin dikey dağılımı 121
- 3.17 : Emet baseni Köpenez formasyonu tüflerinde-
ki otijenik mineral parajenezlerinin dağı-
lımı (Mineralojik zonlanma haritası). . . . 122
- 3.18 : Köpenez formasyonu camsı kül tüflerindeki
özşekilli, levhamsı klinoptilolit kristal-
leri (Büyütme, x 800). 125
- 3.19 : Köpenez formasyonu camsı kül tüflerinde
belirlenen özşekilli K-feldispat kristali
(Büyütme, x 3000) 125
- 3.20 : Beyköy formasyonu kumtaşlarının ANDEL
(1958) ve TRAVIS (1970) yöntemleri ile
sınıflandırılması 130
- 3.21 : Beyköy formasyonu kumtaşlarından seçilmiş
örneklerin tane boyu dağılım eğrileri . . . 132
- 3.22 : PASSEGA'ya (1957) göre C-M diyagramında
ortamların konumu ve incelenen örneklerin
dağılımı 135
- 3.23 : QDa-Md diyagramında örneklerin dağılımı
(BULLER ve McMANUS, 1972). 135

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.24 : Beyköy formasyonu tip kesitinde saptanmış bazı minerallerin dikey dağılımı	137
3.25 : Emet formasyonu kireçtaşlarının FOLK'a (1968) göre sınıflandırılması	141
3.26 : Kireçtaşlarının boşluklarında kolloidal jel yapısı gösteren opal oluşumları (Tek nikol, x 75).	143
3.27 : Emet formasyonu kumtaşlarının ANDEL (1958) ve TRAVIS (1970) yöntemleri ile sınıflandırılması	144
3.28 : İşinsal kolemanit kristalleri (Çift nikol, x 75).	146
3.29 : Kolemanit kristallerinde gözlenen kil kaplımları (Tek nikol, x 75).	146
3.29a: Probertitin X-ışınları difraktogramı.	148
3.30 : Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 80/40 sondajındaki dikey dağılımları	150
3.31 : Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 78/6 sondajındaki dikey dağılımları	151
3.32 : Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 78/1 sondajındaki dikey dağılımları	152
3.33 : Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 80/38 sondajındaki dikey dağılımları . .	153
3.34 : Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 79/13 sondajındaki dikey dağılımları	154

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.35 : Emet formasyonunda saptanmış bazı mineral- lerin 83/4 sondajındaki dikey dağılımları. .	155
3.36 : Emet formasyonunda saptanmış bazı mineral- lerin 81/18 sondajındaki dikey dağılımları	156
3.37 : Emet formasyonunda saptanmış bazı mineral- lerin 80/1 sondajındaki dikey dağılımları	157
3.38 : Emet formasyonunda saptanmış bazı mineral- lerin 80/4 sondajındaki dikey dağılımları	158
3.39 : Emet formasyonunda saptanmış bazı mineral- lerin 81/17 sondajındaki dikey dağılımları	159
3.40 : Emet formasyonu illitlerinin I(002)/I(001)- illit kristallik derecesi diyagramındaki konumları (DUNOYER DE SEGONZAC, 1970) . . .	162
3.41 : Kil mineralleri içindeki kolemanitlerin TEM fotoğrafındaki görünümü (Büyütme, x 800)	164
3.42 : Bazaltların genel görünümü ve glomeropor- firik yapı (Tek nikol, x 75).	165
3.43 : Emet baseni borat yataklarından geçen hi- potetik bir kesit	179
4.1 : Köpenez ve Emet formasyonu simektitlerinin MgO-Al ₂ O ₃ -(Fe ₂ O ₃ +TiO ₂) üçgen diyagramların- daki dağılımları (GRIM ve KULBECKE, 1961). .	182
4.2 : Emet formasyonunun 78/1 ve 80/38 sondajında- ki karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağı- lımı (GÜNDOĞDU, 1982)	187

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.3 : Emet formasyonunun 79/13 ve 81/18 sondajındaki karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağılımı (GÜNDOĞDU, 1982).	188
4.4. : Emet formasyonunun 81/17 sondajındaki karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağılımı (GÜNDOĞDU, 1982)	190

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 : Örneklerin litostratigrafik birimlere göre dağılımı	17
2.2. : Emet bölgesindeki Etibank'a ait incelenen 10 sondaj hakkında bilgiler	60
3.1 : Köpenez formasyonu tüflerinin modal çözümleme sonuçları	105
3.2 : Köpenez formasyonunda saptanan önemli minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri	113
3.3. : Beyköy formasyonu kumtaşlarının modal çözümleme sonuçları	129
3.4 : Beyköy formasyonu kumtaşlarının tane boyu dağılımı çözümleme sonuçları	133
3.5 : Beyköy formasyonunda saptanan minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri	138
3.6 : Emet formasyonu kireçtaşlarının modal çözümleme sonuçları	141
3.7 : Emet formasyonu kumtaşlarının modal çözümleme sonuçları	144
3.8 : Emet formasyonunda saptanan borat dışı minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri	149
4.1 : Emet formasyonunun karbonat minerallerinde Sr, Li ve Ba'un; kolemanitinde Sr, Li, Ba ve Mg'un ortalama miktarları (ppm). . .	189

Ek ÇizelgeSayfa

A-1	: Köpenez formasyonu piroklastik kayaçlarının sedimenter petrografik tanımlama sonuçları	200
A-2	: Köpenez formasyonu karbonat kayaçlarının sedimenter petrografik tanımlama sonuçları	203
A-3	: Beyköy formasyonu karbonat kayaçlarının sedimenter petrografik tanımlama sonuçları	204
A-4a	: Emet formasyonu (Hisarcık kesimi) karbonat kayaçlarının sedimenter petrografik tanımlama sonuçları	207
A-4b	: Emet formasyonu (Espey kesimi) karbonat kayaçlarının sedimenter petrografik tanımlama sonuçları	209
B-1	: Emet formasyonu killi-karbonatlı kayaçlarında: karbonat minerallerinin X-RD ve kimyasal çözümleme sonucunda bulunan yüzdelerinin karşılaştırılması. .	211
B-2	: Temel kayaçlara ait karbonat kayaçlarının X-RD (TK) çözümleme sonuçları (%). .	213
B-3	: Doğankeyası formasyonu örneklerinin X-RD (TK) çözümleme sonuçları (%). . .	213
B-4	: Doğankeyası formasyonu örneklerinin X-RD (KF) çözümleme sonuçları	214

Ek ÇizelgeSayfa

B-5	: Köpenez formasyonu örneklerinin X-RD (TK) çözümüleme sonuçları (%). .	215
B-6	: Köpenez formasyonu örneklerinin X-RD (KF) çözümüleme sonuçları . . .	224
B-7	: Beyköy formasyonu örneklerinin X-RD (TK) çözümüleme sonuçları (%). . .	227
B-8	: Beyköy formasyonu örneklerinin X-RD (KF) çözümüleme sonuçları	229
B-9	: Emet formasyonu örneklerinin X-RD (TK) çözümüleme sonuçları (%). . . .	230
B-10	: Emet formasyonu örneklerinin X-RD (KF) çözümüleme sonuçları . . .	240
B-11	: Emet formasyonu killi kayaların illit kristallik derecesi ölçümleri. .	245
B-12	: Köpenez formasyonu klinoptilolitleri- nin (020) yansımalarının 25°C ve 450°C' deki pik yükseklikleri (mm) ve I _{450°C} /I _{25°C} oranları.	247
C-1	: Köpenez formasyonu dioktaedrik simek- titlerinin ana element çözümüleme sonuç- ları (%)	250
C-2	: Emet formasyonu trioktaedrik simektit- lerinin ana element çözümüleme sonuçla- rı (%)	251
C-3	: Emet formasyonu trioktaedrik simek- titlerinin yapısal formülleri	252

Ek ÇizelgeSayfa

C-4	: Emet formasyonu karbonat minerallerinin eser element çözümleme sonuçları (ppm)	253
C-5	: Emet formasyonu kolemanit mineralleri- nin eser element çözümleme sonuçları (ppm)	255

BÖLÜM 1

GİRİŞ

1.1. Amaç ve Kapsam

Batı Anadolu'da Neojen yaşlı gölsel sedimanter basenlerin geniş alanlarda yayılım gösterdiği ve çeşitli endüstriyel hammadde kaynakları bakımından zengin olduğu bilinmektedir. Bu basenler hakkında yapılan çalışmalar jeolojik, özellikle de mineralojik-petrografik açıdan sınırlı olup ancak son yıllarda önem kazanmaya ve ayrıntılı incelemelere konu olmaya başlamıştır. Bu gerçekten hareket edilerek Türkiye'de borat içeren dört büyük Neojen baseninden (Kırka, Emet, Bigadiç, Kestelek) biri olan Emet baseni inceleme alanı olarak seçilmiştir.

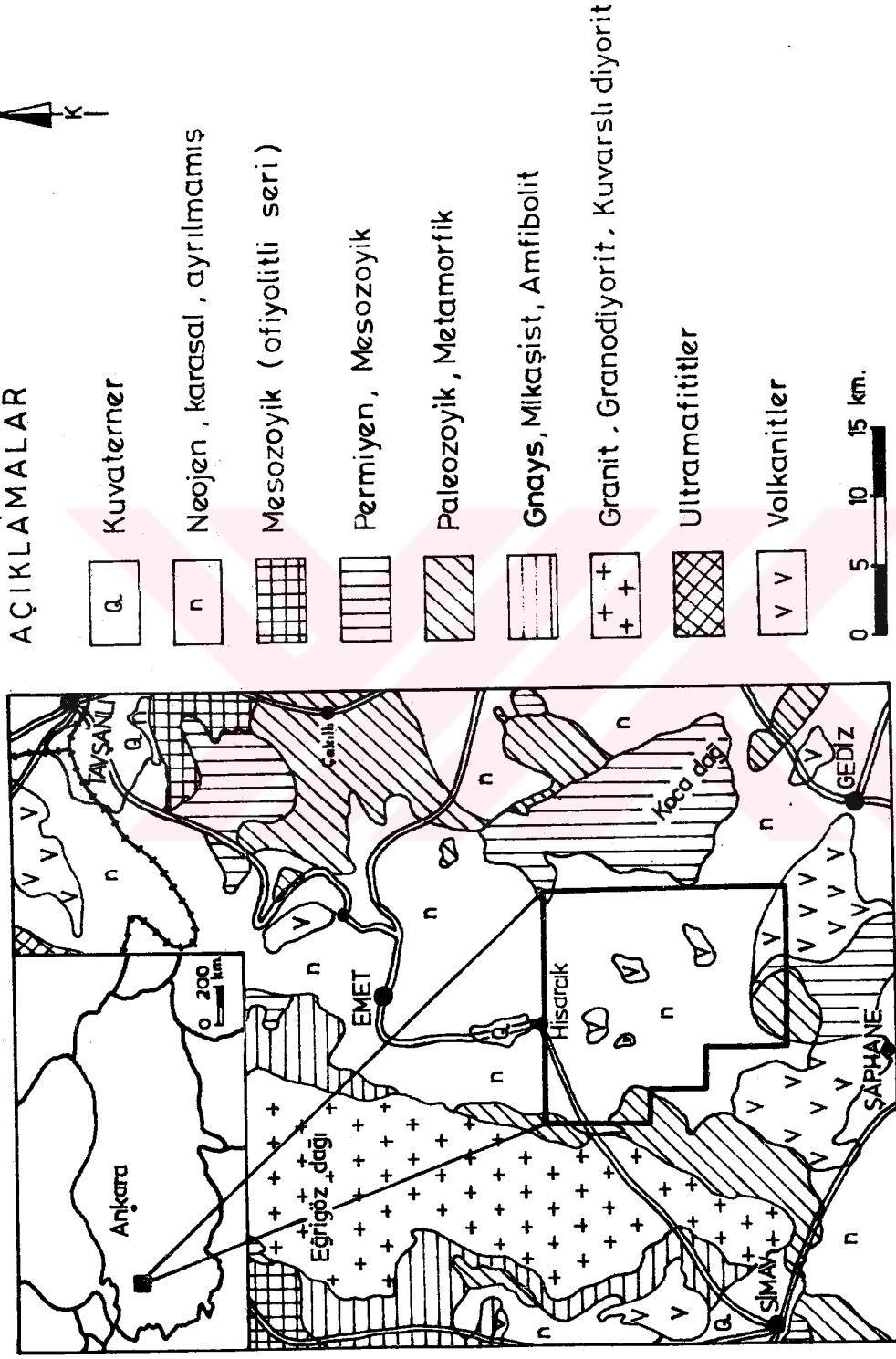
Bu çalışmanın temel amacı; Emet gölsel Neojen baseninin genelleştirilmiş stratigrafik istifini ortaya koymak ve bu istifi oluşturan birimlerin yanal ve düşey yöndeki jeolojik, mineralojik-petrografik özelliklerini belirlemek; elde edilen bulguların ışığında basenin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimini yorumlamaya çalışmaktır. Ayrıca boratlı Emet formasyonundaki simektitlerin kimyasını araştırarak oluşumlarına açıklık getirmek; karbonat ve kolemanit minerallerindeki bazı eser elementlerin dağılımını saptamak bu inceleminin amaçları arasındadır.

Yukarıda belirlenen amaç doğrultusunda inceleme alanının yaklaşık 245 km²'lik 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nün Strasbourg Jeoloji Enstitüsü (Fransa) ile yürütmekte olduğu ortak bilimsel araştırmalar çerçevesinde Bruno SEMELIN ile birlikte yapılarak formasyon mertebesinde dokuz litostratigrafik birim ayrılmıştır. Bu litostratigrafik birimlerden noktasal ve ölçülü kesitler boyunca alınan örnekler ile Etibank tarafından açılan sondajların karot örnekleri üzerinde; optik mikroskop incelemeleri ve X-ışınları çözümlenmeleri yapılmıştır. Daha sonra X-ışınları tüm kayalar ve kil fraksiyonu çözümlenmeleri sonuçlarına dayanılarak seçilen örneklerden simektit türü kil minerallerinin ana element; karbonat mineralleri ile kolemanitin eser element çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtımı

Kütahya ili sınırları içinde bulunan inceleme alanı; Kütahya ve Emet'in güneybatısında Emet-Simav-Gediz üçgeninin yaklaşık ortasında ve 1: 25 000 ölçekli Kütahya J22-c₁-c₄-d₂-d₃ paftalarında yer almaktadır (Şekil 1.1).

Kütahya'nın 98 km güneybatısında, Simav ve Gediz'-den 55 km uzaklıkta olan Emet ilçesi bölgedeki en büyük



Şekil 1.1. İnceleme alanının bulduru ve bölgesel jeoloji haritası (1/500000 ölçekli Türkiye jeoloji haritası İzmir paftasından basitleştirilmiştir) .

ve en önemli yerleşim merkezidir. Emet'e 12 km uzaklıktaki Hisarcık kasabası borat madeninin bulunmasından sonra hızla gelişen diğer önemli yerleşim birimidir. İnceleme alanında birbirinden 1-5 km uzaklıkta olan ve Emet'e bağlı 23; Hisarcık, Tekegölcük Mah., Bakalar Çiftliği, Beyköy, Aşağıyonca ağaç, Yukarıyonca ağaç, Kutluhallar, Arapşah/Yenipınar, Hamamköy, Kutdere, Kutlubeyler, Merkezşihlar, Dereköy, İnkaya, Saklar Mah., Merkezhalifeler/Kalfalar, Alınören, Ulaşlar, Kızılçukur, Kestel, Çatak, Evrenköy, Hocalar; Gediz'e bağlı 6; Çayçinge/Yeşilçay, Kayaköy, Köpenez, Soğuksu/Tahtacılar, Kıranköy, Saruhanlar gibi küçük ve büyük yerleşim birimleri bulunmaktadır. Bunları birbirine bağlayan ulaşım ağı gelişmiş olup ulaşım motorlu taşıtlarla sağlanmaktadır.

Yaklaşık K-G doğrultusunda bir ova şeklinde uzanan inceleme alanı batı ve güneyden yüksek tepelerle çevrilmiştir. Doğudan batıya ve kuzeyden güneye doğru dereceli olarak yükselerek engebeli bir topoğrafya kazanır. Yükseltiler 750-1550 m arasında değişir. En düşük topoğrafik seviyeyi Kocaçay/Emet Nehri'nin (750 m) yatağı; en yüksek kesimi Dişkaya T. (1544 m) oluşturur.

İnceleme alanı; karasal iklim ile Batı Marmara-Ege Bölge'sinin ılıman iklimi arasında geçiş yapan kuşak üzerinde yer alır. Bitki örtüsünü sık fundalıklar, çalılıklar, çam, meşe, ardıç ve köknar ağaçları oluşturur. Bazı bölgeler geçit vermeyecek ve saha çalışmaları

rını (örnekleme, tabaka konumu saptama, yer bulma v.b.) zorlaştıracak derecede sık ve uzun ağaçlarla örtülüdür. Bölgenin en önemli akarsuyu güneyden kuzeye doğru akan Kocaçay'dır. Sürekli akan diğer önemli dereler Karapınar, Bağlaryanı ve Doğankayası'dır.

Bölge halkı geçimini borat madeninde işçilik, kısmende çiftçilik ve hayvancılık yaparak sağlar. En fazla yetiştirilen ürünler; şeker pancarı, tütün, mısır, buğday, kiraz ve elmadır.

1.3. Önceki Çalışmalar

1.3.1. Bölgesel jeolojik çalışmalar

KETİN'e (1966) göre "Anatolid Tektonik Birliği" içerisinde yer alan inceleme alanının (Şekil 1.1) yakın çevresinde yapılan çalışmaların başlangıcı oldukça eskiye dayanır (HAMILTON ve STRICKLAND, 1841; TCHICHACHEFF, 1867; PHILIPSON, 1915; GÜN ve diğ., 1979'dan).

İnceleme alanının batısında yayılım gösteren Eğrigöz Granitik Masifi HOLZER'e (1954) göre Üst Kretase veya Üst Kretase-Tersiyer sınırında yerleşmiştir. BÜRKÜT (1966) kuzeybatı Anadolu'da yüzeylenen plütonların karşılaştırmalı jenetik incelemesini yapmış, U/Pb yöntemini uygulayarak granitin yaşını 69.6 ± 7 M.Y. olarak hesaplamıştır. ÖZTUNALI'ya (1973) göre Eğrigöz graniti; kalkalkali granit cinsinden oluşmaya başlamış esas

Alpin fazda yükselerek bugünkü yerini almış bir anateksi ürünü granittir. Araştırmacı Rb/Sr yöntemiyle (tüm kayaç) granitin yaşını 167 ± 7 M.Y., K/Ar yöntemiyle 217 ± 33 M.Y. bulunmuştur.

Simav civarında incelemelerde bulunan ZESCHKE'ye (1954) göre Simav grabeni 100 km kadar uzunlukta basamaklı bir kırık sistemi sunmaktadır. Söz konusu basamak ve çatlaklar boyunca riyodasit ve bazalt magmaları yükselmiştir. Bu kırık sisteminin altında ve bütün çevresinde granit, şist ve gnayslar bulunmaktadır.

NEBERT (1960) Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit içeren Neojen havzalarının karşılaştırmalı litostratigrafisini ve tektonik evrimini incelemiş, Neojen'in çakıl, kum ve kireçtaşları ile volkanik ve piroklastik kayalardan oluştuğunu belirtmiştir.

KETİN (1960) yayınladığı 1:2 500 000 ölçekli Türkiye tektonik haritasında Emet ve civarındaki tektonik fazları "Laramiyen safhası ile kıvrılmış metamorfik zon ve Alpin temel üzerinde Neojen platformları" olarak ayırtlamıştır.

AKKUŞ (1962) Kütahya-Gediz arasındaki incelemelerinde Paleozoyik yaşlı olduğunu ileri sürdüğü epimeta-morfik kayaların üzerinde uyumsuz olarak Mesozoyik kristalize kireçtaşları ve bunlarla ilişkili Kretase yaşlı ofiyolitlerin, en üstte ise Alt Pliyosen yaşlı göl-sel kireçtaşlarının bulunduğunu belirtmektedir.

KALAFATÇIOĞLU (1964) Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisini incelemiş, Paleozoyik yaşlı metamorfitlerin üzerine gre ve kireçtaşlarından oluşan fosilli Permien'in uyumsuz olarak geldiğini ve üzerinde kireçtaşı, filiş, şist, radyolarit, volkanik breş, diyabaz ve serpantinitten oluşan Üst Kretase'nin bulunduğunu savunmuştur. Ayrıca bölgedeki Neojen litolojisinin kaba ve ince taneli klastik, silisli kireçtaşı ve volkanitlerden meydana geldiğini de ifade etmiştir.

KAYA (1972) araştırmalarda bulunduğu Budagan Dağı alanını (Tavşanlı) yaklaşık BKB doğrultulu düşey Büyük Fay ile birbirinden bağımsız oluşmuş kayaç topluluklarını kapsayan iki kesime ayırır. Kuzeyde temel ultrabaziktir ve bütün birimler aşınma yüzeyleri ile ayrılmıştır. Lavsonit-albit-şist birimi tektoniğe bağlı olmaksızın ultrabaziklerin üzerine gelir. Diyabaz lav ve tüfleri kuzeyden güneye, ultrabazik üzerine transgresif aşmalıdır. Büyük Fayın güneyinde ise alttan üste doğru şist (Paleozoyik !), metasedimentitler (Jura !) ve afanitik kireçtaşı (Maestrihtiyen) yer alır.

Muratdağı merkezi kesiminde BİNGÖL'e (1977) göre en yaşlı litolojik birimi Jura yaşlı yeşil şistler, metakumtaşları ve metasilttaşları ile yanıl ve düşey geçişli Orta-Üst Jura yaşlı dolomitik kireçtaşları oluşturur. Araştırmacıya göre bu formasyon Üst Kretase yaşlı melanjlle tektonik olarak örtülmektedir. Yaptığı radyometrik yaş belirlemesi ile de Baklan granitinin Pale-

osen, Karacahisar olarak adlandırdığı volkanitlerin Alt-Orta Miyosen yaşlı olduğunu ortaya koymuştur. Kaba klasiklerden oluşan Tersiyer yaşlı diğer litolojiler ise taban üzerine açısal uyumsuzlukla oturur.

Güneybatı Anadolu'da geniş bir alanı kapsayan ve KKD-GGB uzanımlarıyla çalışma alanı içerisine sokulan ve bir dom yapısı gösteren Menderes Masifi AKDENİZ ve KONAK'a (1979 a) göre gözlü gnays, granitik gnays ve migmatikten oluşmuş bir çekirdek ile bunun çevresini saran değişik litoloji ve fasiyeslerdeki metamorfik şist örtüsünü içermektedir. Menderes Masifi'nin Simav dolayındaki kayaç birimlerini inceleyen araştırmacılar, çekirdeği oluşturan kayaçların Hersiniyen öncesi bir yaşta almandin-amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirdiğini, çekirdek kayaçları üzerine uyumsuzlukla gelen yeşil şist fasiyesindeki örtü şistlerinin metamorfizma yaşının Hersiniyen olduğunu ileri sürmektedir. KONAK'a (1982) göre bu metamorfik örtüyü açısal bir uyumsuzlukla Üst Triyas-Alt Jura yaşlı dolomitik kireçtaşı üstlemektedir.

1.3.2. Yerel jeolojik çalışmalar

Emet bölgesinde yapılan çalışmaların başlangıcı 1947'lere kadar dayanır. G. SAĞIROĞLU, G.ZESCKE ve H. HOLZER 1947-1954 yılları arasında Simav 71-2 paftasının 1:100 000

ölçekli jeoloji haritasını yapmışlardır. Daha çok Eğri-göz granitoyiti ve kontaklarındaki cevherleşmeyi inceleyen bu çalışmada Neojen ayrıntılı olarak belirtilmemiştir (GAWLIK, 1956'dan).

1956 yılında M.T.A. Enstitüsü tarafından Emet bölgesinde linyit aramaları için görevlendirilen J. GAWLIK bir raslantı sonucu Hisarcık'ın 1.5 km GD'sundaki ana kolemanit yatağını bulmuştur. Araştırmacı son derece sınırlı yarma ve sondaj verileri ile gözlemlerine dayalı olarak Hisarcık'ın yanı sıra Espey ve Hamanköy kolemanit yatağının jeolojik rezervini saptamaya çalışmıştır. Bölgenin 1:25.000 ölçekli jeoloji haritasını da yapan GAWLIK (1956) sekiz birim ayırmıştır. Bunlar alttan üste doğru, gnays, mermer, mikaşist ve serpantinitletlerden oluşan metamorfikler; taban kireçtaşları; kırmızı seri; borat mercekli gri marn ve tüfler; örtü kireçtaşları; taraça molozu ve alüvyon ile taban kireçtaşlarının sedimantasyonunun son evrelerinde gelişen volkanizmaya bağlı olarak oluşan andezit, riyolit, dasit, bazalt ve tüflerdir.

Emet borat yataklarının bulunmasından sonra Neojen baseni araştırmacıların ilgisini çekmeye başlamış, özellikle borat yataklarının mineralojisi, oluşumu, jeolojik rezervlerinin saptanması ve yeni yatakların bulunmasına yönelik incelemeler artmıştır.

BEKİŞOĞLU (1961) boratların andezit ve dasit karakterdeki volkanikler ile ilgili olduğunu, bunlar ile

birlikte tüflerin bazen sedimanter tabakalar arasına sokulduğunu savunmuştur. Kireçtaşlarının borat oluşumunda Ca'un kökenini oluşturduğunu belirten araştırmacı; boratların kireçtaşlarından itibaren borca zengin çözeltilerin etkisi ile oluştuklarını ileri sürmüştür.

İnceleme alanındaki ilk önemli jeolojik çalışma Bigadiç ve Kestelek borat yataklarının yanı sıra Emet yataklarının da mineralojisi ve kökenini inceleyen ÖZPEKER (1969) tarafından gerçekleştirilmiştir. Araştırmacı Kutlubeyler ile Calcaagıl köyleri arasında kalan 200 km²'lik bir alanın 1:50 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış ve kuralsız olarak adlanmış yedi litostratigrafik birim ayırmıştır. Bunlar, alttan üste doğru, Paleozoyik yaşlı mermer, kalkışist ve mikali kuvarsitlerden oluşan metamorfikler; Neojen yaşlı taban kireçtaşları, kırmızı seri, pembe renkli dasit, genç riyolit ve ojit andezit karakterindeki volkanikler ile 4. zaman nehir konglomerası, taraça molozu, alüvyondur (Şekil 1.2).

BROWN ve JONES'a (1971) göre Emet bölgesindeki Neojen dizilimi 300 m kalınlığındadır ve kolemanit katmanları Üst Pliyosen gölssel sedimanlarının oluşturduğu serinin üst seviyesinde yer alır. Araştırmacılar volkanik harekete bağlı eksalasyonların-gazların, göl sularında çözünerek killler, marnlar, kireçtaşları ve tüflerden oluşan bir dizilim içinde arakatkılı olarak borat minerallerinin çökmesini sağladığını kabul etmişlerdir.

GÜN ve diğ., (1976) Menderes Masifi KD'sundaki Tersiyer basenlerinin (Emet, Gediz, Muratdağı güneyi, Çavdarhisar) jeolojisini inceleyerek denetirmişler, ayrıca Miyosen ve Pliyosen basenlerinin litofasiyes haritalarını da hazırlamışlardır.

HELVACI ve FİRMAN (1977) Emet borat yataklarının jeolojik konumunu ve mineralojisini ayrıntılı olarak incelemişlerdir. Bugüne kadar Neojen yaşlı olarak bilinen ve Emet havzasındaki borat yataklarını da kapsayan sedimanter kayaçların düşünüldüğünden daha yaşlı ve Orta Oligosen'in playa göllerinin çamurlarında oluştuğunu ileri sürerek tartışmalara yol açmışlardır. Araştırmacılara göre; bor minarelleri, jeokimyasal farklılıklar gösteren iki sedimanter basende (Hisarcık ve Espey) oluşmuş ve volkanik tüfler, killeri ile ardalanmalıdır.

İnceleme alanındaki tüflerden noktasal ve kesitler boyunca alınan örneklerde önemli oranda klinoptilolit bulunduğunu ilk kez ATAMAN (1977 a ve b) tarafından saptanmıştır. Tüflü seviyelerde klinoptilolit + α -kristobalit parajenezinin gözlemlendiğini belirten araştırmacı, klinoptilolitlerin farklı ısı kararlılıklarına sahip olduğunu ve bu özelliğin kimyasal yapıları, jeolojik yaşlanma ve ortam suyu kimyası ile ilgili olabileceğini ifade etmiştir.

ABDÜSSELAMOĞLU (1977) Gediz deprem sahasının ve kısmen de Hisarcık güneyinin 1: 25 000 ölçekli jeoloji haritasını yapmış, temel üzerinde uyumsuz olarak duran

Neojen tortullarını ve volkanikleri beş formasyona ayırmıştır. Ayrıca bölgenin tektonik gelişmesinde önemli yeri olan fayları ; "depremden önce var olan ve deprem sırasında oluşmalar" olmak üzere iki gruba ayırarak özellikle fay sistemlerinin evrimi üzerinde durmuştur.

Türkiye Borat Yatakları'nın (Kırka, Emet, Bigadiç, Kestelek) kil mineralojisini inceleyen ATAMAN ve BAYSAL (1978) borat, karbonat ve fillosilikat minerallerinin önemli bir kısmının P_H 'ın 9 civarında bulunduğu nispeten sıcak gölsel ortamlarda otijenik olarak oluştuğunu ileri sürmüşler ve Emet bölgesindeki yataklarda, boratlarla ardalanmalı killi seviyelerde montmorillonitin egemen; illitin tâli; klorit ve arakatmanlı (interstratifiye) minerallerin ise ender bulunan kil mineralleri olduğunu belirlemişlerdir.

Menderes Masifi ve çevresindeki stratigrafik ve yapısal sorunları bir çözüme ulaştırmak amacıyla M.T.A. Enstitüsü Jeoloji Dairesi'nce bir proje hazırlanmış ve Masifin kuzey ve batısında (Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yöreleri) inceleme alanının bir kısmını da (Kütahya J22-d₂ ve d₃) içine alan 1:25 000 ölçekli 28 paftalık jeolojik haritalama çalışmaları yapılmıştır (AKDENİZ ve KONAK, 1979 b). Araştırmacıların formasyon mertebesinde ayırdıkları 10 litostratigrafik birim inceleme alanındaki kayalara karşılık gelmekte ve alttan üste şu şekilde sıralanmaktadır: Miyosen öncesi değişik

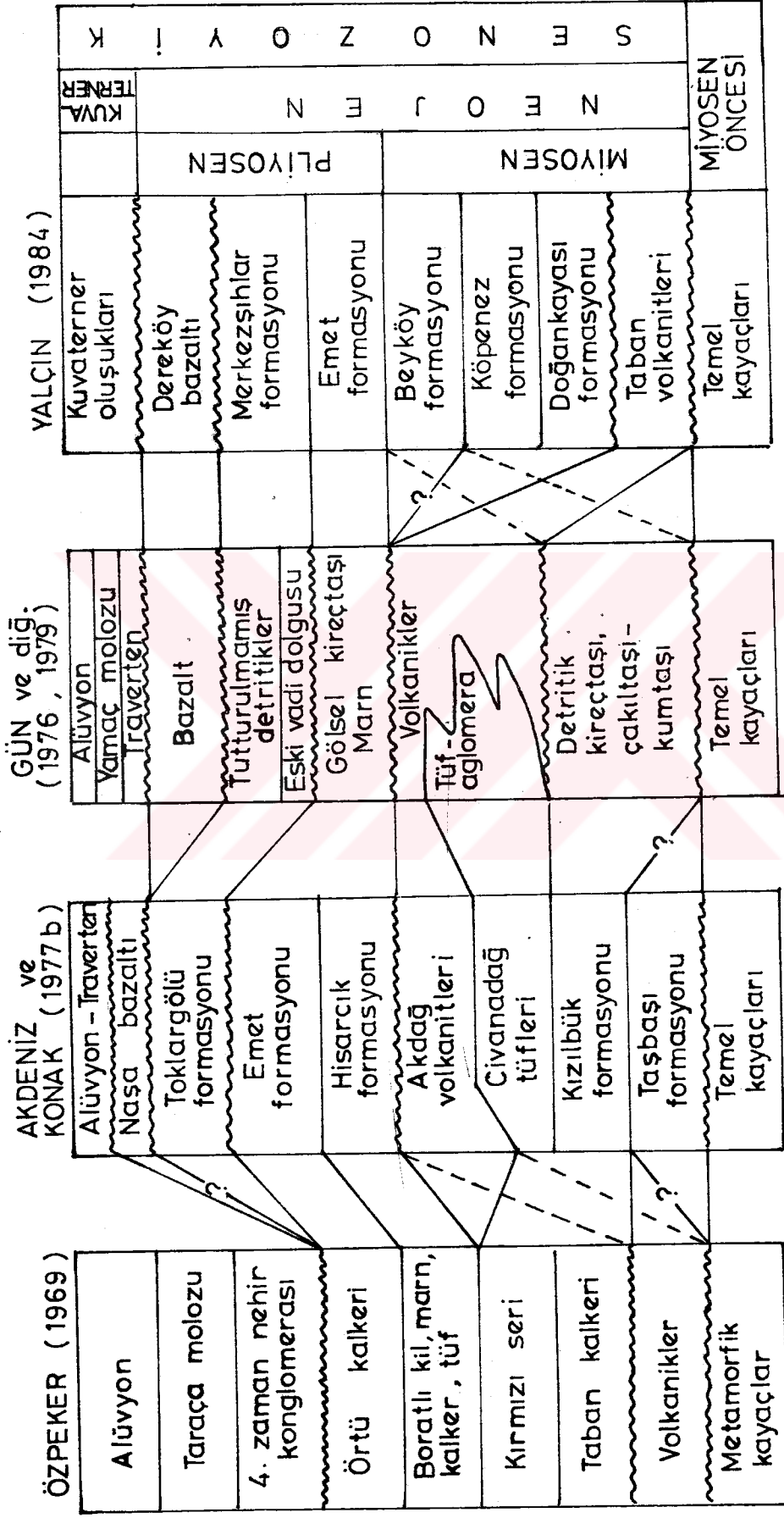
yaş ve birimlerden oluşan Temel kayaçları, Taşbaşı ve Kızılbük formasyonları, Civanadağ tüfleri, Akdağ volkanitleri, Hisarcık, Emet, Toklalgölü formasyonları, Naşa bazaltı, alüvyon-traverten (Şekil 1.2).

GÜN ve diğ., (1979) amacı yukarıda açıklanan bu projenin Neojen çalışmaları ile ilgili bölümünü GÜN'ün (1975) çalışmaları ile birleştirerek yorumlanışlardır. Gediz ve inceleme alanının Kütahya J22-c₁ ve c₄ paftalarını da kapsayan Emet havzasının jeolojisini ve yaş sorunlarını inceleyen araştırmacılar; volkanik ve tüflerin Miyosen ve bunların üzerine gelen sedimanter birimlerin Pliyosen yaşlı olduklarını kabul ederek, Miyosen ile Pliyosen kayaçları arasında aşısai bir uyumsuzluğun bulunduğunu ileri sürmüşlerdir (Şekil 1.2). Kocadağ ve Şaphane Dağı arasındaki temel kayaçların meydana getirdiği bir eşiğin, Neojen sedimantasyonunun başlangıcında bir süre Gediz ve Emet havzalarını ayırmış olsa bile; Neojen ortalarına ve sonlarına doğru adı geçen havzalarda eşdeğer çökelme koşullarının hüküm sürmeye başladığını savunmuşlardır.

TOKAY ve DOYURAN (1979) Gediz-Emet ve dolaylarının sismotektonik özelliklerini incelemiş, bölgenin karmaşık blok faylanmasıından etkilendiğini ve bölgede belirgin bir deprem kuşağının varlığını belirtmişlerdir. Araştırmacılar; BKB-DGD doğrultulu Gediz ve Simav fayları ile D-B doğrultulu Emet fayının bölge sismisitesine önemli katkıları bulunduğunu açıklamışlardır.

ERCAN (1983) Batı Anadolu'daki diğer volkanik kayalarla birlikte; Gediz-Simav ve Emet çevresindeki volkanitlerde petrokimyasal çalışmalar yapmıştır. Araştırmacı; bölgede Orta Miyosen'den itibaren oluşmaya başlayan kalkalkalın nitelikli kıta kabuğu ürünü volkanizmanın gençleştikçe alkalın nitelik kazandığını ve Pliyosen'den itibaren Kuvaterner'e doğru alkali bazaltik volkanitlerin egemen olduğunu da ileri sürmüştür.

Sonuç olarak; bölgede yapılan araştırmaların çoğunluğunu genel jeoloji ve boratların mineralojisi oluşturmaktadır. Bir başka ifade ile Emet baseninin tümü bu çalışmanın amacı doğrultusunda ayrıntılı incelemelere konu teşkil etmemektedir.



Şekil 1.2. İnceleme alanında belirlenen litostratigrafik birimlerin önceki araştırmaların çalışmaları ile karşılaştırılması

BÖLÜM 2

JEOLOJİK İNCELEMELER

2.1. Giriş

Bu bölüm, çalışmanın amacına ulaşabilmek için 1982-1983 yıllarında gerçekleştirilen saha çalışmaları ile bunlardan elde edilen sonuçları içermektedir. Çalışmanın temelini oluşturan bölge jeolojisini belirlemek için inceleme alanının 1:25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmıştır (Ek-1). Genelleştirilmiş stratigrafik istifi (Ek-2) ortaya koymak için de her formasyondan en az bir adet ölçülü stratigrafik kesit çıkarılmıştır. Boratlı Emet formasyonun litolojik özelliklerini belirleyebilmek için yüzeyden gerçekleştirilen kesitlerin dışında Etibank'a ait sondajlardan yararlanılmış, açık ocakta gözlemlerde bulunulmuştur. Boratlı birim dışında zeolitli Köpenez formasyonu ile kısmen de kumlu Beyköy formasyonu üzerinde çalışmalar yoğunlaştırılmış, bu üç birimin yanıl ve düşey yöndeki mineralojik-petrografik değişimlerini belirleyebilmek için sık aralıklarla örnek alınmaya çalışılmıştır (Ek-3).

Litostatigrafik birimlerden alınan toplam 530 örnekten 519'u üzerinde değişik laboratuvar yöntemleri uygulanmıştır. Örneklerin 84'ü noktasal, 225'i kesit, 221'i sondaj karotu örneğidir (Çizelge 2.1).

Çizelge 2.1. Örneklerin litostratigrafik birimlere göre dağılımı

	<u>Örnek Sayısı</u>
Kuvaterner oluşukları	2
Dereköy bazaltı	5
Merkezşihlar formasyonu	-
Emet formasyonu	
- Noktasal	9
- Kesit	15
- Hisarcık sondaj karotu	71
- Espey sondaj karotu	57
- Göktepe sondaj karotu	93
Beyköy formasyonu	
- Noktasal	20
- Kesit	40
Köpenez formasyonu	
- Noktasal	24
- Kesit	162
Doğankayası formasyonu	
- Noktasal	2
- Kesit	8
Taban volkanitleri	10
Temel kayalar	12
Toplam	530

2.2. Litostratigrafik Birimler

Sedimanter basenin temelini değişik yaşı ve litolojideki "Temel kayaçları" (Miyosen öncesi) ile andezit karakterindeki "Taban volkanitleri" oluşturur. Miyosen; karbonatlı-kumlu kayaçlar, tüfler ve karbonatlı-kumlu çakıllı birimler ile temsil edilir. Pliyosen; boratlı-killi-karbonatlı ve kaba kırıntılı kayaçlar ile bazaltlardan oluşur. En üstte ise traverten-çakıлтаşı ve alüvyondan oluşan "Kuvaterner oluşukları" bulunmaktadır.

Bu istif Türkiye Stratigrafi Komitesi tarafından saptanan kurallara (M.T.A., 1968) olanaklar ölçüsünde bağlı kalınmaya çalışılarak formasyon mertebesinde dokuz litostratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar, alttan üste doğru; Temel kayaçları, Taban volkanitleri, Doğan-kayaşı, Köpenez, Beyköy, Emet, Merkezşihlar formasyonları, Dereköy bazaltı ile Kuvaterner oluşuklarıdır.

2.2.1. Temel kayaçları (Möt)

Neojen yaşı birimlerin temelini değişik yaşı ve litolojideki kayaçlar oluşturmaktadır. Çalışmanın amacı dışında kalması nedeniyle ayrıntılı incelenmeyen bu birim; genellikle şist, metakumtaşı, bantlı mermer, kırıntılı ve kristalize kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve granitlerle temsil edilir. Topoğrafik olarak en yüksek kesimleri oluşturan bu kayaçlar inceleme

alanının batı, doğu, güneyinde sedimanter baseni dolayısıyla paleogölün yayılımını sınırlayan bir set oluştururlar.

Zayıf şistozite gösteren şistlerin bozunma yüzeyi kırmızı-koyu gri-siyah, taze yüzeyi yeşil-gri-beyaz arasında değişir. En geniş yayılıma inceleme alanının güneyi ve GB'sında Kutdere (8840), Kestel (9135) ve Çatak (9536) köyleri çevresinde ulaşır. Bantlı mermerler, en güneyde Kıranköy'ün (9732) yaklaşık 2 km güneyindeki yamaçlarda yer alır ve koyu gri - beyaz renklere sahiptir.

Gri-beyaz renkli zayıf şistozite gösteren metakumtaşları yalnız Ardıçlık T. (8846)'nin GD'sunda granitlerin çevresinde bulunmaktadır. Kırıntılı kireçtaşları Hamamköy (9642) ve Alınören'in (9437) batısında, Bakalar Çiftliği (0045) doğusunda gözlenir ve kahverengi gri renktedir. Kum yer yer de çakıl boyundaki karbonatlı kayaç parçacıkları çıplak gözle ayırt edilebilmektedir. Kristalize kireçtaşları; gri-beyaz renklerde olup Kutdere (8840) civarında yayılım gösterir. Dolomit ve dolomitik kireçtaşları Çatak (9536) batısında, Kızılçukur (9137) güneyinde bulunmakta, sarı renkli ve tabakalanmalıdır.

Granitler inceleme alanının batısında Tekegölcük Mah. (8545) civarında gözlenir ve 0.5 km²'den daha az bir alanı kapsar. Bu derinlik kayaçları kahverengi-kır-

mızı bozunma yüzeyine, beyaz-pembe arasında değişen taze yüzeye sahiptir.

Şist ve bantlı mermerlerin Menderes Masifi'nin metamorfik örtüsünün KB kesimini oluşturduğu ve yaşının Paleozoyik olduğu AKDENİZ ve KONAK (1979 a ve b) tarafından belirtilmiştir. Aynı araştırmacılar; dolomit, kireçtaşı ve kristalize kireçtaşlarının Triyas-Jura, granitlerin Paleosen yaşlı olduğunu ifade etmişlerdir. Metakumtaşları ise BİNGÖL'e (1977) göre Jura yaşlıdır.

Taban volkanitleri ile gölsel sedimanter birimler temel kayalar üzerine uyumsuz olarak gelir. Çalışmanın amacı göz önünde tutularak bu kayalar "Miyosen öncesi Temel kayalar" adı altında toplanmıştır.

2.2.2. Taban volkanitleri (Tmv)

Neojen sedimanter istifinin tabanında yer alan bu volkanitler; andezitlerle temsil edilir ve inceleme alanı içerisinde gözlenen volkanizmanın ilk ürünleridir.

2.2.2.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Volkanitler en yaygın olarak inceleme alanının K-KB'sinde yer alır. Kutluhanlar ile Kutlubeyler arasında yaklaşık 9 km²'lik bir alan kaplayan bu kayalar, Gelinkayaları Sırtı (9041), Yanıktaş Tepe (9240) gibi önemli yükseltiler oluşturur. Ayrıca Koca D. vadisinin iki yamacı

ve Tekegölcük Mah. (8545)'nin KD'su (yaklaşık 3 km²), Düvelik T. (9138) KB'sı, Yoncalı T. (9238) aşınma sonucu birimin çıkma verdiği diğer yükseltilerdir. Birim temel kayaları ile birlikte inceleme alanının en yüksek ve sarp yamaçlı tepelerini oluşturur (Şekil 2.1).

2.2.2.2. Kayaç türü, kalınlık, alt-üst sınırlar

Andezitler genellikle pembe renkli daha az olarak da sarı-beyaz-gri-yeşil arasında değişen renklere sahiptir. Kuvars, feldispat ve biyotit fenokristalleri çıplak gözle ayırt edilebilmektedir. Atmosfere açık dış yüzeylerinde feldispatların bozunup dökülmesi kayaca boşluklu bir görünüm kazandırmıştır.

İnceleme alanının en GD'sunda Delioğlan T. (0129)'nin GD'sunda çok küçük bir çıkma şeklinde rastlanılan andezitlerin dış yüzeylerinde atmosferik olaylara bağlı olarak gelişen poligonal şekilli bozunmalar gözlenmiştir.

Taban volkanitleri içerisinde; volkanik malzemenin hidrotermal alterasyonundan itibaren oluştuğu düşünülen, yaklaşık 0.5 km²'lik bir alanı kapsayan bol kuvarslı kaolinit yatakları bulunmaktadır. Bunlar küçük ocaklar şeklinde işletilmektedir.

Alt ve üst dokanakları inceleme alanının yalnızca KB köşesinde gözlenen volkanitler; Temel kayaları üzerine uyumsuzlukla gelir, üst sınırı da Doğankayası



Şekil 2.1. Taban volkanitlerinin Gelinkayaları
sırtındaki görünümü

formasyonunun kireçtaşları ile uyumsuz dokanağa sahiptir. Alt ve üst yüzeyleri her yerde açık olarak izlenemeyen Taban volkanitlerinin bu bölgedeki kalınlığı 300 m civarındadır.

2.2.2.3. Volkanizmanın yaşı

İnceleme alanındaki volkanitleri; GÜN ve diğ., (1976, 1979) Muratdağı güneyindeki (Uşak-K 23-a₂ ve a₃) Karacahisar volkanitleri ile aynı yaşta kabul edilmiştir. Önce de belirtildiği gibi BİNGÖL (1977) riyolit-riyodasit ve riyolitik tüf karakterindeki Karacahisar volkanitlerinde K/Ar yöntemiyle gerçekleştirdiği radyometrik

yaş belirlemesinde sırasıyla 16.9 ± 0.2 , 18.3 ± 0.5 , 20.9 ± 0.5 M.Y. değerlerini bulmuştur, bu yaş da Alt-Orta Miyosen'e karşılık gelmektedir.

Diğer taraftan; "Emet basenindeki volkanizmanın Beyköy formasyonu plaketli kireçtaşlarının sedimantasyonu sırasında geliştiği" (GAWLİK, 1956; ÖZPEKER, 1969) ve "volkanitlerle tüflerin aynı yaşta ve yanall geçişli" olduğu şeklindeki önceki araştırmacıların (GÜN ve diğ., 1976; 1979; AKDENİZ ve KONAK, 1979 b; ERCAN, 1983) görüşlerinin tersine saha çalışmalarında böyle bir ilişkinin varlığı gözlenmemiştir. Köpenez formasyonu tüfleri ve çakıllarları içerisinde gerek makroskopik ve gerekse mikroskopik ölçekte taban volkanitlerine ait bol kayaç parçacıkları saptanmıştır. Bu da volkanitlerin tüflerden daha yaşlı olduğunu açıkça ortaya koymaktadır.

Taban volkanitlerine sedimanter istif ile olan stratigrafik ilişkilerine dayanarak ve Batı Anadolu'daki benzer volkanik kayaçlarla karşılaştırarak olası bir yaş verilmesi olanaklıdır. Bu duruma göre Taban volkanitlerinin Batı Anadolu'da yaygın Alt Miyosen-Üst Pliyosen yaşlı kalkalkali volkanizmanın (BORSI ve diğ., 1972; INNOCENTI ve MAZZUOLI, 1973; BENDA ve diğ., 1974; FYTIKAS ve diğ., 1976; BECKER-PLATEN ve diğ., 1977; BİNGÖL, 1977; ERCAN, 1979; SUNDER, 1982; GÜNDOĞDU, 1982) ilk ürünleri olabileceği düşünülmektedir.

2.2.3. Doğankayası formasyonu (Tmd)

Sedimanter dizilimin en tabanında yer alan bu birim , karbonatlı-kumlu kısmen de killi ve tüflü kayaçlarla temsil edilir.

2.2.3.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

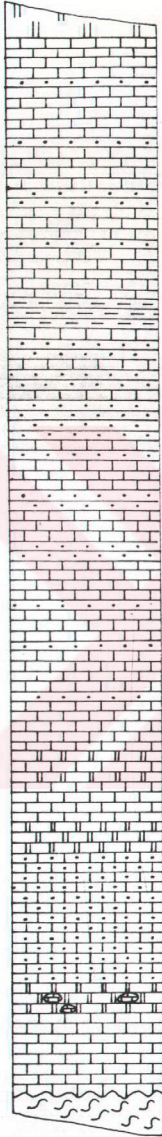
İnceleme alanında sedimanter birimler içinde en az yüzey genişliğine (3-4 km²) sahip olan birimin en iyi gözlemlendiği yerler güneyde Doğankayası D. (9331), Kağnırı T. (9531), kuzeyde Büyükalayürek T. (8744), Küçükalayürek T. (8744) dir. Üzerindeki daha genç sedimanter birimlerin aşınması sonucu çıkma veren bu litostratigrafik birim fazla yüksek olmayan topoğrafik düzeylere karşılık gelir.

2.2.3.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Formasyonun adı litolojik özelliklerinin en iyi gözlemlendiği ve tip kesitin gerçekleştirildiği Doğankayası Dere-den alınmış ve buradaki kalınlığı 85 m olarak bulunmuştur (Şekil 2.2).

2.2.3.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt-üst sınırlar

Tip kesitten görüldüğü gibi birim, Temel kayaçları üze-



Köpenez formasyonu

Yeşil renkli marn arakatlı, kahverengi, tabakalı (santimetrik) ince taneli kumtaşı - ince tabakalı yer yer laminalı kireçtaşı ardalanması

Beyaz - gri renkli, tabakalı, ince taneli zeolitli tuf - sarı siyah renkli ince tabakalı (santimetrik) kireçtaşı ardalanması

Siyahimsi kahverengi ince tabakalı yer yer laminalı kumlu kireçtaşı

1-10 cm. çapında silisli kireçtaşı topçukları içeren beyaz renkli tabakalı (santimetrik) ince taneli zeolitli tuf - sarı renkli ince tabakalı kireçtaşı

Temel kayaları

0 4 16 m.

Şekil 2.2. Doğankaya formasyonunun tip kesiti .

rinde yaklaşık 8.5 m kalınlığındaki kireçtaşı ile ince taneli zeolitli tüflerle başlar. Tüfler içinde disk şekilli (1-10 cm) silisli kireçtaşı çakılları gözlenmiştir. Sonraki ince tabakalı yer yer laminalı olan kumlu kireçtaşı yaklaşık 10.5 m kalınlığındadır. Bunun üstüne 12 m kalınlığa sahip tabakalanma gösteren zeolitli tuf-sarı-siyah renkli (organik madde bakımından yer yer zengin) ince tabakalı kireçtaşı ardalanması gelir. En üstte az pekişmiş marn ara katkıları içeren; kumtaşı-kireçtaşı ardalanması bulunur, bu seviyenin kalınlığı 54 m 'dir.

Kumlu seviyelerde paralel laminasyon ile pek belirgin olmayan konvolüt (çapraz) laminasyon gibi sedimentanter yapılar da gözlenmiştir. Tüflerde biyotit ve kuvars mineralleri makroskopik olarak ayırt edilebilmektedir.

İnceleme alanının kuzeyinde Büyükardıç ve Küçükardıç Tepe'de tabakalı (santimetrik-desimetrik) yer yer laminalı, sarı renkli kireçtaşlarının bol mavi renkli çört bantları (santimetrik) içerdiği belirlenmiştir. Bu tür silis oluşumlarına sahip kireçtaşları güney kesiminde gözlenmediğinden, kuzeyden güneye doğru bir yanal geçişin varlığı ortaya çıkmaktadır.

Birim güneyde Temel kayaçlarından şistler ve kırıntılı kireçtaşları, kuzey kesiminde Taban volkanitleri üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Üst sınırı ise Köpenez formasyonu tüfleri ile uyumlu olup tedrici geçişlidir.

2.2.3.4. Fosil topluluğu ve yaş

Gerek karbonatlı gerekse killi seviyelerden alınan örneklerde yapılan incelemelerde makro ve mikro fosil bulunamadığından formasyona kesin yaş verilememiştir. Ancak fosillerle kanıtlanmış Pliyosen'in altında ve Alt-Orta Miyosen yaşlı volkanitler üzerinde olması nedeniyle olasılıkla Miyosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

2.2.3.5. Karşılaştırma ve yorum

Birim; ABDÜSSELAMOĞLU'nun (1977) kumlu kireçtaşı. ince tabakalı kireçtaşı, kiltası ve kalkerli silttaşıdan oluşan "Aşıkpaşa", AKDENİZ ve KONAK'ın (1977 b) kaba detritik ve kumtaşı ile temsil edilen "Taşbaşı formasyonu" ile gerek yaş gerekse litoloji açısından eşdeğerdir.

İnceleme alanı sedimanter istifinin en yaşlı birimi olan Doğançayası formasyonu gölün ortaya çıkışını simgelemektedir. İlk evrelerde kimyasal çökelme ile birlikte kısa evrelerde etkin olan volkanizmanın ilk ürünleri ortaya çıkmıştır. Daha sonra basende, kimyasal ve kırıntılı çökelmelerin araldığı bir dönem yaşanmıştır.

2.2.4. Köpenez formasyonu (Tmk)

İnceleme alanı istifinde gözlenen tek volkanosedimanter

birim olan formasyon; karbonat ve epiklastik kayaç ara katkılı gölssel tüflerle temsil edilir.

2.2.4.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

En fazla yüzey genişliğine ve tipik görünümüne Köpenez köyü (9432) çevresinde rastlanıldığından formasyonu bu ad verilmiştir. Kuzeyden güneye doğru birimin en iyi görüldüğü lokaliteler şunlardır: Yenipınar köyü (8642) civarı, Karapınar D. (8942) ve Kutluhallar köyü (9143) batısı, Balçaoğluk D. (9242) vadisinin iki yamacı, Yukarıyöncaş (9443) güneyi, Eksengediği D. (9540), Uzunduvoluk D. (9338), Bañealtıdere (9538), Tuztasu D. (9634), Doğankayasıdere (9231), Köpenez (9432) civarı, Suludere (9631), Daryeri D. (0132)'nin güney yamacı. Piroklastik kayaçlar genellikle derin vadilerin dik yamaçlarında yüzeylenir ve sedimanter istifin düşük topoğrafik düzeylerini oluşturur.

2.2.4.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Birimin kalınlığını, litolojisini, yanal ve düşey yönlerdeki değişimlerini ve/veya benzerliklerini ortaya koymak ve mineralojik-petrografik incelemelere temel oluşturmaları sağlamak amacıyla en iyi görüldüğü basenin farklı onbir lokalitesinde ölçülü stratigrafik kesit gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.3; 2.4; 2.5; 2.6; 2.7).



Beyköy formasyonu

Beyaz sarı renkli laminalı kireçtaşı , gri - beyaz renkli ince taneli tüf ardalanması

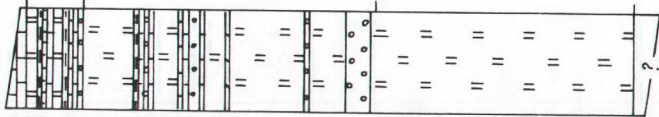
Sarımsı beyaz renkli, genellikle tabakalanma göstermeyen , biyotitli , beyaz renkli,bozunmamış pomza parçaları içeren , hafif yumuşak yer yer kaba taneli tüf arakatlı ince taneli tüf (10-20 cm. uzunluğunda sert kireçtaşı bantları)

Laminalı kireçtaşı arakatlıları içeren gri-beyaz renkli, tabakalanma göstermeyen , hafif yumuşak ince taneli tüf

0 5 15 m.

Şekil 2.4. Köpenez formasyonunun Karapınar D. batısındaki (8942) dikkme kesiti .

(8643)



Beyköy formasyonu

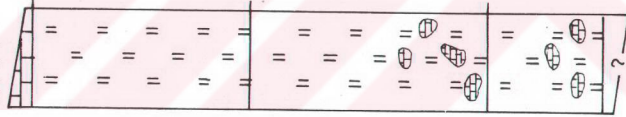
Kilitaşı - kumtaşı - çakıtaşı

Laminalı kilitaşı - kumtaşı - çakıtaşı - dolomit
arakatlıları içeren beyaz renkli, ince taneli tuf

Beyaz renkli, tabakalanma göstermeyen, hafif, yumuşak ince taneli tuf

0 6 18 m.

(8741)



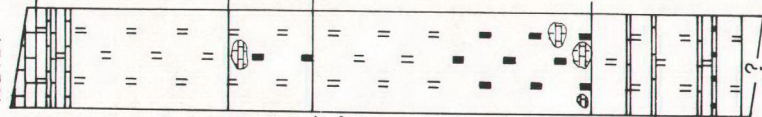
Beyköy formasyonu

Yeşil renkli, belirgin tabakalanma göstermeyen, hafif, zeolitli ince taneli tuf

Sarı - yeşil renkli, belirgin tabakalanma göstermeyen, biyotitli, koyu yeşil renkli bozunmuş pomza parçaları içeren, hafif, zeolitli ince taneli tuf (5-25cm çapında genellikle disk şekilli, çok sert kireçtaşı)

Yeşil renkli, tabakalanma göstermeyen, hafif, yumuşak, zeolitli ince taneli tuf

(9242)



Beyköy formasyonu

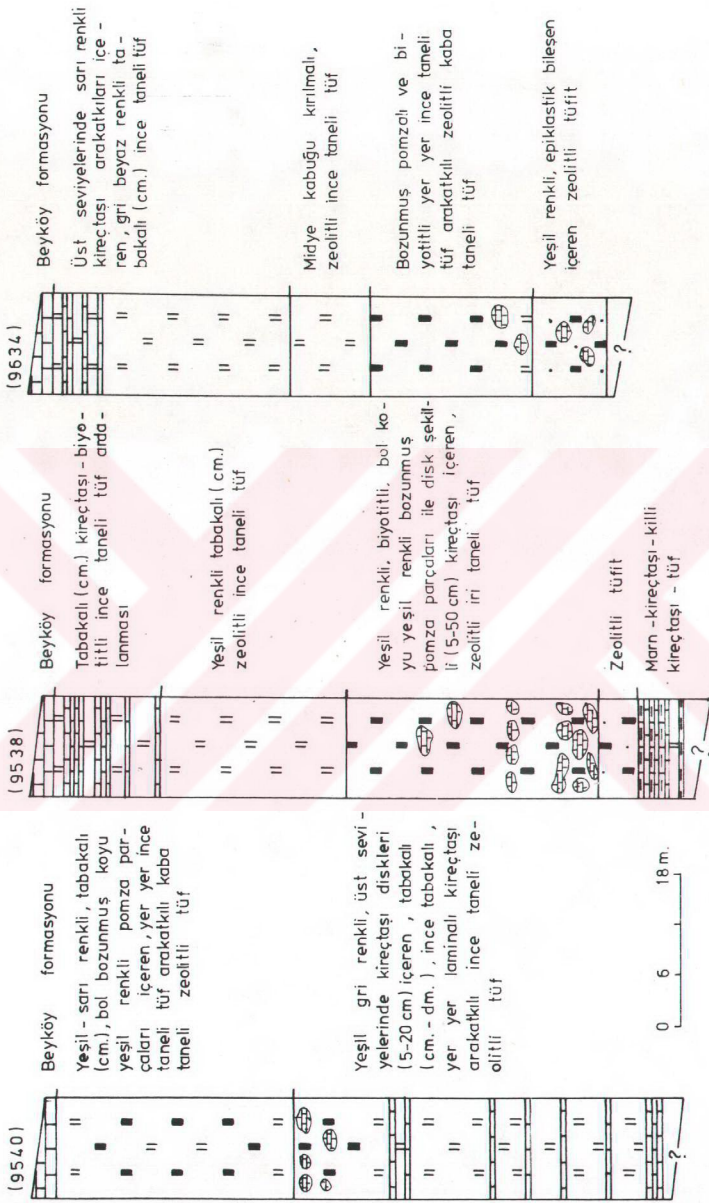
Üst seviyelerinde tabakalı (cm) kireçtaşı içeren gri - beyaz renkli, yer yer tabakalı ince taneli tuf

İri ve ince taneli tuf ardalanması

Bol pomzalı ve biyotitli iri taneli tuf arakatlı ince taneli tuf (alt seviyelerinde 5-50 cm. çapında disk şekilli bantlı yapıli kireçtaşı)

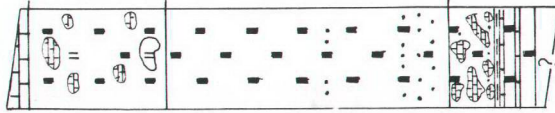
Gri renkli, laminalı kireçtaşı ve çakıtaşı arakatlı zeolitli ince taneli tuf

Şekil 2.5. Köpenüz formasyonunun Koca D. (8643) batısı, Kocakuru D. (8741) doğusu ve Balçaluk D. (9242) dikme kesitleri.



Şekil 2.6. Köpenez formasyonunun Eksengediği D. (9540), Bahçelaltı D. (9538), Tuztasu D. (9634) deki dikme kesitleri.

(0132)



Beyköy formasyonu

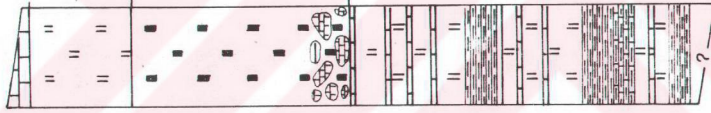
Bol biyotitli, tabakalı ince taneli t f mercekleri ile disk şekli (1-30 cm.) kireçtaşı b kları içeren iri taneli zeolitli t f

Yeşil - gri renkli, ince-orta tabakalı (cm-dm), bol bozunmu  koyu yeşil renkli pomza parçacıkları içeren, tüfit arakatlı (20 - 60 cm) zeolitli iri taneli t f

Kireçtaşı, k l ve t f ara-katkılı kireçtaşı (dm-cm) diskleri içeren iri taneli zeolitli t f

0 7 21 m.

(9338)



Beyköy formasyonu

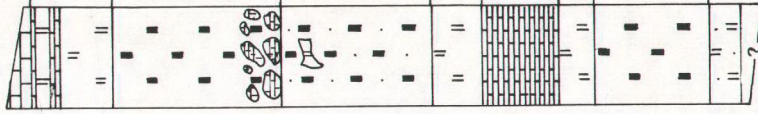
Acık yeşil renkli ince taneli t f

Yeşil renkli bol bozunmu  pomzalı, alt seviyelerinde kireçtaşı diskleri (cm-dm) içeren, zeolitli kaba taneli t f

M rn - killi kireçtaşı - gri - siyah renkli tabakalı (cm) kireçtaşı - gri beyaz renkli ince taneli t f

Şekil 2.7. Köpenez formasyonunun D yeri D. (0132), Uzund l k D. (9338) ve Sulu D. (9631) deki dikme kesitleri

(9631)



Beyköy formasyonu

Kireçtaşı - ince taneli t f aralanması

Yeşil renkli, tabakalı, bol pomzalı, alt seviyelerinde kireçtaşı diskleri (cm-dm) içeren zeolitli kaba taneli t f

Yeşil renkli, biyotit ile epi-kl stik bileşen ve pomza içeren ince taneli t f banlı, zeolitli tüfit

Zeolitli ince taneli t f

Gri siyah renkli tabakalı (cm.) sert kireçtaşı

Zeolitli ince taneli t f

Yeşil renkli bol pomzalı zeolitli kaba taneli t f

Yeşil - gri renkli tüfit

Vadilerde aşınma veya faylanmalar sonucu çıkma veren birimin inceleme alanının her kesiminde alt dokanağını gözlemek mümkün olmamıştır. Birimin görünür kalınlığı; Karapınar D. batısında 102 m, Koca D.'nin batı yamacında 72 m, Kocakuru D.'nin doğu yamacında 68 m, Balçaoluk D.'de 84 m, Bahçealtı D.'de 75 m, Tuztasu D.'de 66m, Uzunduvoluk D.'de 91 m, Daryeri D.'nin güney yamacında 70 m, Eksengediği D.'de 72 m, Sulu D.'de 99 m olarak ölçülmüştür. Birimin alt ve üst dokanağının en iyi gözlendiği Doğankayası D.'nin kuzey yamacında 201 m gerçek kalınlık ölçülmüştür. Bunlardan Doğankayası D. kesiti tip kesit olarak seçilmiştir (Şekil 2.3).

2.2.4.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt-üst sınırlar

Tip kesitin yapıldığı Doğankayası D.'de birim; 13 m kalınlığındaki ince taneli tuf ara katkılı, iri/kaba taneli tüflerle başlar. Bunun üstüne 14 m kalınlığa sahip marn, sert silisli kireçtaşı ve ince taneli kumtaşları gelir. Kumtaşlarında paralel ve konvolüt laminasyon belirgindir. Sonraki 19 m'yi kireçtaşı çakılları ve/veya blokları (santimetrik-metrik) içeren ince ve iri taneli tüfler oluşturur. Birim 8 m kalınlığındaki bol epiklastik bileşen içeren tüfitler (tüflü kumtaşı, az tüflü köşeli çakıltaşı) ile devam eder. Tüfitlerin esas bileşenini taban volkanitlerine ait andezitik çakıllar, daha az olarak da metamorfik ve sedimanter kayaç parça-

cıkları oluşturur. Birimin son 147 m'sini bol bozunmuş pomza parçaları içeren, yer yer ince taneli tuf ve ki-reğtaşı ara katkılı yeşil renkli tabakalı (santimetrik-desimetrik) iri taneli zeolitli tufler oluşturur. Koyu yeşil renkli, gözenekli, lifsi yapıdaki ve lapilli tane boyundaki (2-64 mm) pomzalar (pümis veya süngertaşı) ile biyotit, kuvars ve feldispat mineralleri makroskopi olarak ayırt edilebilmektedir.

Basenin değişik kesimlerinde geręekleřtirilen kesitlerde birimin özellikle tuflerin farklı özelliklere ve ara katkılara sahip olduğu belirlenmiştir. Aşağıdaki paragraflarda belirlenen değişimlerin ayrıntısına inilecektir. Ayrıca tuflerdeki tane boyu değişimlerini stratigrafik istifte yansıtabilmek için ince taneli tuf-ler; ince, iri taneli tufler de kalın çizgilerle gösterilmiştir.

İnceleme alanının kuzeyinde (Karapınar D. batısı, Yenipınar köyü civarı v.b.) yüzeylenen beyaz renkli ince taneli tufler tabakalanma göstermez, oldukça hafif ve yumuşak olup el ile ufalanabilir özelliktedir (şekil 2.8). Beyaz renkli bozunmamış pomza parçaları içeren bu tuflerin makroskopik olarak hiğbir bileşeni ayırt edilemez ve toz boyundaki volkanik malzeme ile bağlanmıştır.

Basenin orta-güney kesimindeki yeşil renkli, sert tabakalı, zeolitli iri taneli tufler (şekil 2.9) "lapilli tuf" (MOORHOUSE, 1959; LE BAS ve SABINE, 1980; SCHMID, 1981) veya "lapilli taşı" (FISHER, 1961; ÖNGÜR, 1976)



Şekil 2.8 Tabakalanma göstermeyen ve zeolit içermeyen ince taneli tüfler (Karapınar D.)



Şekil 2.9 Tabakalı, zeolitli kaba taneli tüfler (Bahçealtı D.)

olarak adlandırılacak kadar bol pomza parçaları içerirler. Diğer taraftan bazı seviyelerin bol miktarda epiklastik bileşen içerdiği de belirlenmiştir. Kum yer yer de çakıl boyundaki bu epiklastik kayaç parçacıkları volkanik malzeme ile bağlanmıştır. "Tüflü kumtaşı" ve "tüflü köşeli çakıltaşı/tüflü breş" (LE BAS ve SABINE, 1980; SCHMID, 1981) olarak adlandırılan tüfitler en yaygın şekilde Bahçealtı D., Tuztasu D., Daryeri D. ve Sulu D.'de gözlenmiştir (Şekil 2.6 ve 2.7).

Koca D.'nin batısında yüzeylenen tüfler ise karbonat (kireçtaşı, çok az dolomit) ve epiklastik kayaç (laminallı kiltası, kumtaşı ve çakıltaşı) ara katkıları içerir (Şekil 2.5). Sarı-kahverengi az pekişmiş çok kökenli çakıltaşları ; tane boyu 0.2-30 cm arasında değişen yarı yuvarlak-köşeli şist, kuvarsit, gnays, granit, kristalize kireçtaşı ve volkanik bileşenlerden oluşur ve karbonat bağlayıcı malzemelidir. Bu kesimdeki birimin en üst seviyesindeki yaklaşık 3 m genişliğinde ve 4 m derinliğindeki bir yarmadan alınan killi, kumlu, tüflü ve karbonatlı örnekler laminallı olup varvımsı ardalanmalar ve tabakalar arası kıvrımlar ve/veya küçük ölçekli kayma/slump yapıları (ortalama K60D/20GB konumlu) gösterir ve yaprak fosilleri içerir. İnceleme alanının diğer kesimlerinde de (Balçauluk, Daryeri, Sulu, Uzunduvölük, Eksengediği ve Bahçealtı D. kesitleri) tüflerin; kireçtaşı, killi kireçtaşı ve marn ara katkıları içerdiği saptanmıştır (Şekil 2.10). Genellikle tabakalı

yer yer laminalı olan kireçtaşları sert olup sarı-gri-siyah arasında değişen renklere sahiptir. Siyah renkli olanlar organik malzemece zengindir ve yaprak fosilleri içerir. Marnlar ise gri-yeşil renkli ve az pekişmiştir.

Birimin en ilginç özelliklerinden birisi tüfler içinde çok sert kireçtaşı (çoğunlukla silisli) çakıl ve/veya bloklarının bulunmasıdır. Daş yüzeyi volkanik malzeme ile örtülmüş 1-50 cm çapında yuvarlak disk şeklindeki oluşumların çekiçle kırıldığında iç kısmının gri-siyah-kahverengi arasında değişen renklere sahip bantlı yapıda kireçtaşı olduğu görülmüştür (Şekil 2.11). Bu oluşumlar daha az olarak da birkaç santimetreden metre büyüklüğüne kadar değişen kıvrılmış laminalar-tabakalar şeklinde de bulunmaktadır. Bunların dizilimleri tüflerin tabakalanma düzlemine paralel olup yer yer yaprak fosilleri ve organik malzemece de zengindirler.

"Kireçtaşı topçukları veya diskleri" olarak adlandırılan bu oluşumlar inceleme alanının her kesiminde gözlenmesine karşın, basenin orta kesimlerinde miktarının ve büyüklüğünün arttığı belirlenmiştir. Tüfler içindeki bu topçukların oluşumu; daha çok denizel ortamlar için tanımlanan "kütleli tane ve moloz akışı" (GÖKÇEN ve ŞAHBAZ, 1981) mekanizmasına büyük benzerlik göstermektedir. Disklerin birimin alt kesimindeki ara katkılı kireçtaşları ile aynı özellikler de olması, tüflerin çökelişi sırasında basende mevcut veya bunların yerleş-



Şekil 2.10 Kaba taneli tüflerde kireçtaşı ara kat-
kıları ve üstte topçukların oluşturduğu
kütlesel görünüm (Bahçealtı D.)



Şekil 2.11 Kaba taneli tüfler içinde belirlenen
kireçtaşı topçukları (Domuzdere T.)

melerinden dolayı oluşan akıntıların tabandan koparıp içine aldıkları kireçtaşı bloklarını taşıyıp birlikte yeniden şekelittiği düşünülmektedir. Tüf ve kireçtaşı çakıllarının sınırlarının düz olmayıp girift bir durum göstermesi ve kireçtaşlarının 1-3 mm'lik mikrokıvrımlar içermesi pekişmemiş-yarı pekişmiş konumda taşındıklarını düşündürmektedir. Diğer taraftan ölçülü dikme kesitlerden elde edilen sonuçlara göre disklerin birden fazla seviyede yer aldığı görülmektedir. Bu da; kireçtaşı disklerinin oluşumuna neden olan mekanizmanın belirli zamanlarda tekrarlandığını gösterir.

İnce taneli tüfler yer yer düzensiz kırık ve çatlaklara sahip olup arazide tipik midye kabuğu/konkoyidal şeklinde kırılmalar (Şekil 2.12) gösterir (Yukarıyonca ağaç güneyi, Yenipınar civarı, Tuztasu D., Domuzdere T. v.b.). Ayrıca çimentolanmamış sediman görünümündeki yumuşak iri taneli tüfler içersinde, sert ince taneli tüf karakterine sahip küresel (20-30 cm çapında) ve mercek (10-30 cm genişliğinde ve 1-2 m uzunluğunda) şekilli bozunmalara rastlanılmıştır (Balçauluk D., Tuğluk T.). Karapınar D. batısında ve yine Balçauluk D.'deki tüflerin alt seviyelerinde çok sert, parlak perlitik görünlü 1-2 m büyüklüğündeki bozunmalarda tipiktir. Ender olarak 1-5 cm çapında iç içe halkalar şeklinde gelişen küresel bozunmalar da gözlenmiştir (Karaorman T. güneyi).

Tüflü oluşumlarda belirlenen bir başka özellikte kaba tanelilerden ince taneli tüflere doğru gelişen "di-



Şekil 2.12 İnce taneli tüflerde gözlenen tipik kırılmalar (Domuzdere T.)

key tane boylanması"dır. Bu özellik inceleme alanının büyük bir kesiminde gözlenmiştir.

Birimin alt dokanağı Doğankaya formasyonunun kumlu-karbonatlı, üst sınırı Beyköy formasyonunun alt kesimini oluşturan plaketli kireçtaşları ile uyumlu olup tedrici geçişlidir. Formasyonun alt sınırı en açık olarak güney kesiminde Doğankaya D. içinde gözlenir.

2.2.4.4. Fosil topluluğu ve yaş

Birimin killi-karbonatlı seviyelerinden alınan örneklerde makro ve mikro fosile rastlanılmadığından formasyona kesin yaş verilememiştir. Ancak fosilli Pliyosen'in (Emet

formasyonu) altındaki Doğankayası ve Beyköy formasyonu ile birlikte Köpenez formasyonunun Miyosen yaşlı olduğu stratigrafik ilişkilere dayanılarak kabul edilmiştir.

2.2.4.5. Karşılaştırma ve yorum

Önceki araştırmacıların büyük çoğunluğu (GAWLIK, 1956; ÖZPEKER, 1969; HELVACI ve FIRMAN, 1977) tarafından tüflerin plaketli kireçtaşları (Beyköy formasyonunun alt kesimi) içinde mercekler şeklinde bulunduğu ileri sürülmüştür. Ancak saha çalışmaları sırasında bu görüşü doğrulayan stratigrafik ilişkiler gözlenmemiştir. Bu şekilde değerlendirilmenin nedeni; tüflerin çoğunlukla aşınma ve faylanmaya bağlı olarak yüzeylenmesidir. Daha öncede belirtildiği gibi Köpenez tüflerinin alt ve üst sınırları Doğankayası ve Beyköy formasyonları ile uyumludur.

Birim; ABDÜSSELAMOĞLU'nun (1977) "Yayla formasyonu" olarak adlandırdığı tüf ve aglomeralar ile temsil edilen üst kesimine, AKDENİZ ve KONAK'ın (1979 b) tanımladığı "Civanadağ tüfleri" ile "Kızılbük formasyonu-be yaz tüf üyesi" ne karşılık gelmektedir.

GÜN ve diğ., (1979) tüfler ve volkanitlerin yanal geçişli olduklarını, bir kuşak halinde Miyosen ve Pliyosen çökelleri arasında yer aldığını belirtmişlerdir. Böylece volkanitlerde daha önce gerçekleştirilen radyometrik yaş tayininin tüfler içinde geçerli ve Alt-Orta

Miyosen olduğunu kabul etmişlerdir. Daha öncede belirtildiği gibi tüfler içinde taban volkanitlerinin çakıllarının bulunması nedeniyle volkanitlerin daha yaşlı olduğu ortaya çıkmaktadır.

Tüfler asitik bileşimdeki ağıdalı/viskoz, gazlarla yüklü magmanın şiddetli patlamalarla kaynaktan "Plinyen Püskürme" (Mc DONALD, 1972; ÖNGÜR, 1976'dan) ile atılan büyük çoğunluğu kül boyundaki piroklastik malzemenin püskürme veya rüzgârın etkisi ile bir süre havada taşındıktan sonra göle düşmesi sonucu oluşan ürünlerini temsil etmektedir.

Tüflerin çeşitli seviyelerde karbonatlı ve epiklastik kayaç ara katkıları içermesi, birden fazla püskürmenin olduğunu ve ortamın kesikli olarak volkanik kaynak veya kaynaklardan beslendiğini gösterir. Ayrıca kuzey-kuzeybatıdan güney-güneydoğu yönünde kaba taneli tüflerdeki pomzalarda gözlenen tane boyu artışı ve bolluğu volkanik kaynağın bu yönde bulunduğu şeklinde yorumlanabilir (LAJOIE, 1979; SPARKS ve HUANG, 1980; GÜNDOĞDU, 1982).

Ayrıca tüfler özellikle de tüfitler içersinde taban volkanitlerine ait bol kayaç parçacıklarının bulunmasından, piroklastiklerin çökelişi sırasında volkanitlerin topoğrafik olarak yüksek kesimlerinin su üstünde kalarak basene kırıntılı malzeme verdiği anlaşılmaktadır. Basenin sadece kenar kesimlerinde gözlenen tüflerle ara katkılı konglomeratik seviyelerin ise sellenmelerle göl ortamına taşındığı düşünülmektedir.

2.2.5. Beyköy formasyonu (Tmb)

Alt seviyelerinde daha çok karbonatlı, üst kesiminde ise kum-çakıl boyundaki kırıntılı kayaçların egemen olduğu birimdir.

2.2.5.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Formasyonun yüzeylendiği başlıca tipik yükseltiler kuzeyden güneye doğru şunlardır: Dazlanka T. (8946), Kızılyar T. (9045), Akyar T. (9044), Kızılcayer T. (9244), Kocaçay'ın KD'su Sivri T. (9637), Güney T. (9732) güneyi. İnceleme alanında en fazla yüzey genişliğine sahip olan bu birim topoğrafik açıdan genellikle alçak bölgelere karşılık gelir ve çoğunlukla derince vadiler ile kesilmiştir.

2.2.5.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

Litolojik özellikleri en iyi Beyköy ve civarında gözleendiğinden bu litostratigrafik birime Beyköy formasyonu adı verilmiştir.

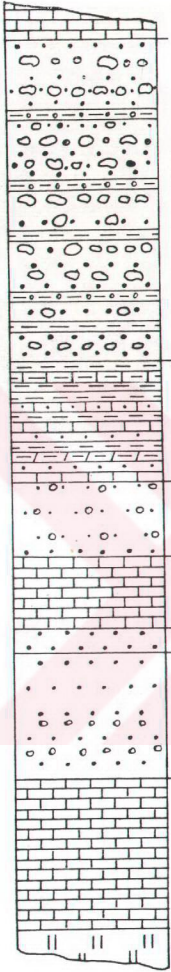
Birimden basenin değişik kesimlerinde dört ölçülü stratigrafik kesit yapılmıştır. Formasyonun alt kesimini oluşturan plaketli kireçtaşlarının kalınlığı Tilki T. (8846) GB'sında 60 m'dir. Üst kesimi temsil eden kırıntılı kayaçlar Kızılyar T. de 294 m kalınlığa sahip-

tir. Litostratigrafik birimin tip kesiti bu iki ölçülü stratigrafik kesit birleştirilerek hazırlanmış ve toplam 354 m kalınlık hesaplanmıştır (Şekil 2.13).

Tip kesitin dışında diğer iki kesit Kocaçay KD'sundaki Yonca ağaç T. (9644) GB'sında ve Domuz T. (9843)'nin GD'sunda gerçekleştirilmiştir (Şekil 2.14). Bu iki lokalitede formasyonun sadece üst kesimini oluşturan kumlu seviyenin kalınlığı sırasıyla 119 ve 133 m olarak bulunmuştur. Elde edilen bu değerler birimin kalınlığının K-KB'dan G-GD'ya doğru azaldığını ve 200-350 m arasında değiştiğini gösterir.

2.2.5.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt-üst sınırlar

Birim 60 m kalınlığında bol yaprak fosilli, düzgün tabakalı kireçtaşları ile başlar (Şekil 2.15). Bu karbonatlı kayaçlarda yaygın olarak sedimantasyonla çağdaş faylar gelişmiştir. Sonraki 50 m'yi mikrokonglomeratik düzeyler (10-50 cm) içeren belirsiz tabakalı kumtaşları oluşturur. Bunun üstüne 10 m kalınlığa sahip kil bağlayıcı malzemeli mikali (muskovit, az biyotit) kumtaşları gelir. Birim 28 m kalınlığındaki yer yer fosilli ve dolomitli, kırıntılı kireçtaşları ile devam eder. Kum-çakıl boyundaki karbonatlı kayaç parçacıklarından oluşan kırıntılı kireçtaşlarının karadan taşınmış bileşenleri çıplak gözle tanınabilmektedir. Bu seviyenin üzerine mikrokonglomera veya gritik kumtaşları gelir.



Emet formasyonu

Tane boyu 1-50 cm. arasında yarı yuvarlak - köşeli granit, şist ve gnays çakıllarından oluşmuş kırmızı renkli çok kökenli konglomera - az pekişmiş kırmızı renkli çakıllı çamurtaşı - yeşil renkli çakıllı kumtaşı - yeşil renkli marn ardalanması

Killi dolomit ara bantlı krem renkli kumlu kireçtaşı - marn - gastropod fosili killi kireçtaşı - mikali kumtaşı ardalanması

Sarı renkli mikrokonglomera veya gritik kumtaşı

Sarı - kahverenkli, ince orta tabakalı (santimetrik) tıksız sert yer yer fosili ve dolomitli kırıntılı kireçtaşı. Gri - yeşil renkli, az pekişmiş mikali kumtaşı

İnce mikrokonglomeratik seviyeler (10-50 cm) içeren kötü tabakalı, sert sarımsı kahverengi kumtaşı

Laminallı - ince tabakalı (santimetrik) beyaz - sarı renkli plakette kireçtaşı

Köpenez formasyonu

ÖLÇEK 0 20 60 m.

Şekil 2.13. Beyköy formasyonunun tip kesiti



Şekil 2.15 Beyköy formasyonunun alt kesimindeki
ince tabakala-lâminalı kireçtaşları
(Balçaoluk D.)



Şekil 2.16 Beyköy formasyonu tabakalı, ince tane-
li kumtaşlarında belirlenen oygu izle-
ri (Ören D.)

Kocaçay'ın KD'sunda ölçülü stratigrafik kesitlerin yapıldığı diğer iki lokasyonda da (Yoncağaç T. ve Domuz T. kesitleri) tabakalı (santimetrik) kumtaşları egemendir. Yer yer kil/marn ve kireçtaşı düzeyleri de bulunmaktadır. Yoncağaç T.'de birimin üst kesiminde 1-2 m kalınlığında merceksi turba karakterinde kömürlü seviyeler bulunmaktadır (Şekil 2.14). Domuz T.'deki kumtaşlarının üst seviyelerinde sulu karasal ortam çökeltilerindeki sedimanter yapılardan "kama şekilli çapraz tabakalanmalar" da saptanmıştır. Aynı tür sedimanter yapılar Hocalar köyü (9535) KB'sında da gözlenmiştir.

Burgusalınan T. (8743)'nin KB'sında taban volkanitleri üzerine gelen tabakalı (santimetrik-desimetrik) kireçtaşları 5-10 m'lik kesiminde bol mavi renkli çört bantları (1-10 cm) içermektedir.

Emet baseni kumlu istifinde ekonomik önemi olan ve işletilen zengin kömür yatakları bulunmaktadır. En yaygın olarak Çatak ve Hocalar köyü civarında gözlenen genellikle linyit karakterindeki kömürlerin alt ve üst yüzeyleri kil/marn-kumtaşı ile sınırlanmıştır.

Tilki T. (8846) güneyinde ve Bozyaka T.(8841) batısında plaketli kireçtaşı-kumtaşı ardalanması içerisinde 20-30 cm çapında küresel dolomitik kireçtaşı blokları gözlenmiştir. İç içe konsantrik halkalar şeklinde gelişmiş bu oluşumların iç kısmı silislidir ve taşınma mekanizmasının ürünü olduğu düşünülmektedir.

İnceleme alanının sadece güneyinde, Beyköy formasyonunun alt kesimindeki tabakalı (10-30 cm) ince taneli kumtaşlarının tabanında "tabaka altı yapıları/tabana yapıları" gözlenmiştir. Bu "birincil sedimanter yapılar" (GÖKÇEN, 1971 ve 1972; NORMAN, 1973; GÖKÇEN ve ŞENALP, 1975; ŞENALP ve FAKIOĞLU, 1977) şu şekilde sınıflandırılmıştır.

1- Ören D. (9731) 'de uzunluğu 2-20 cm, genişliği 1-5 cm ve derinliği 0.5-2 cm olan "aşınma izleri" türünden oygu izleri gözlenmiştir (Şekil 2.16). Bunlarda yapılan paleoakıntı ölçümlerine göre egemen taşınma yönü $0-20^{\circ}$ lik bir sapma göstermekle birlikte genellikle güneyden kuzeye doğrudur. Ayrıca sadece paleoakıntının doğrultusunu veren K-G yönlü oluk (uzunluk:10-50 cm, genişlik: 0.1-2 cm, derinlik 0.5-2 cm) izleri de belirlenmiştir (Şekil 2.17).

2- Aynı yörede sığrama/çarpma, saplanma ve sekme gibi "çizilme izleri" de bulunmaktadır.

3- Diğer taraftan kumtaşlarında; BOUMA'nın (1962) tanımladığı dikey tane boylanması (Ta), alt paralel laminasyon (Tb), konvolüt/çapraz laminasyon (Tc) gibi sedimanter yapılar da gözlenmiştir.

4- Sazak D. (9640) içinde killi-karbonatlı, Çitkaya D. (8938) içinde ise kumlu-karbonatlı kayaların oluşturduğu yaklaşık 2 m büyüklüğünde "tabakalar arası sedimanter yapılar" dan kayma/slump yapıları da izlenmiştir.

5-"Tabaka üstü yapılardan" az da olsa akıntı ripal markalarına (simetrik, uzunluk:15-40 cm, genişlik: 1-2 cm,



Şekil 2.17 Kumtaşlarında gözlenen oluk, sıgrama, saplanma ve sekme izleri (Ören D.)

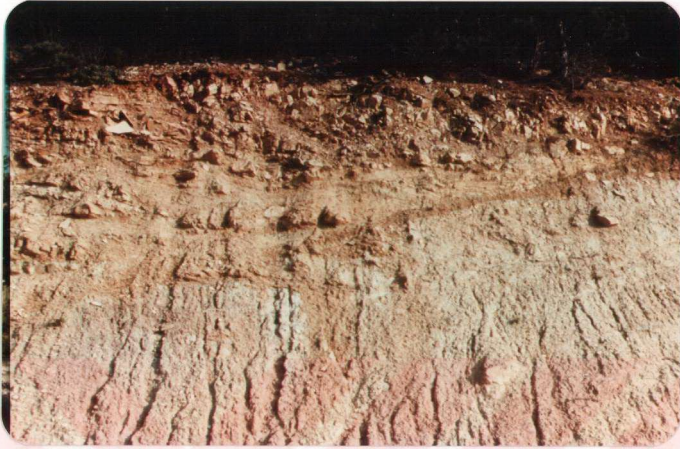


Şekil 2.18 Kumtaşlarında belirlenen simetrik akıntı ripil markları (Göçük D.)

derinlik: 0.5-1 cm) özellikle Çatak ve Hocalar köyü civarında (Göçük ve Ören D.) içinde rastlanılmıştır (Şekil 2.18).

GÖKÇEN (1972), GÖKÇEN ve ŞENALP (1975), ŞENALP ve FAKIOĞLU (1977) tarafından türbidit fasiyesini ayırtetmede kullanılan ana jeolojik, sedimantolojik ölçütlerle göre Emet baseni güney kesimindeki kumtaşlarının bir "distal (ıraksak) türbidit" karakteri taşıdığı ortaya çıkmaktadır. Bu tip gölsel ortamlarda söz konusu sedimenter yapıları içeren türbidit oluşumları daha önce değişik araştırmacılar (EUGSTER ve SURDAM, 1973; HARDIE ve diğ., 1978; LINK ve OSBORNE, 1978; STRUM ve LATTER, 1978; McLAUGHLIN ve NILSEN, 1982; GÜNDOĞU, 1982; GÜNDOĞDU ve GÖKÇEN, 1983) tarafından da belirlenmiştir.

Beyköy formasyonunun alt sınırı Köpenez formasyonunu tüfleri ile uyumlu olup tedrici geçişlidir. Paleogölün yayılımına bağlı olarak Taban Volkanitleri (Tekegölcük Mah. GD'su, Körkuyu T., Kepez T. ve Burgusalınan T. batısı, Kutluhanlar köyü güneyi, Yoncalı T. KB'sı) ve Temel kayaçları (Hamamköy, Kutdere, Ulaşlar, Kestel, Kızılcukur, Saruhanlar köyleri civarı) ile uyumsuz dokanağa sahiptir (Şekil 2.19). Birimin üst sınırı ise Emet formasyonunun kireçtaşı ve boratlı kil/marn zonu ile uyumlu olup dokanak keskindir (Kocaçay'ın KD ve KB'sı).



Şekil 2.19 Beyköy formasyonu plakette kireçtaşı-
rı ile Temel kayaları (şistler) ara-
sındaki uyumsuzluk yüzeyi



Şekil 2.20 Beyköy formasyonu plakette kireçtaşı-
rında gözlenen eğim atımlı normal fay

2.2.5.4. Fosil topluluğu ve yaş

İnceleme alanının yakın çevresinde kömür içeren gölsel sedimanter birimlerin Beyköy formasyonu ile eşdeğer olduğu kabul edilmiştir. Bu noktadan hareket edilerek birimin yaşına bir açıklık getirilebilir.

Birime NEBERT (1960) fosillerle saptadığı Pliyo-sen'in altında bulunması nedeniyle, KALAFATÇIOĞLU (1964) ise planorbis fosiline dayanarak Miyosen yaşını vermiştir. GÜN ve diğ., (1976, 1979) ve BİNGÖL (1977) kömür ocaklarından aldıkları sistematik kömür örneklerinin polen analizinden elde ettikleri çok sayıdaki cins ve türle-re göre formasyonun Orta Miyosen, AKDENİZ ve KÖRÖK (1979 b) Orta-Üst Miyosen yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Yine aynı stratigrafik seviyelerden GÜN ve diğ., (1979) tarafından toplanan balık ve bitki fosilleri ise Miyosen'e karşılık gelmektedir.

Yazar tarafından Kızılyar T.'den toplanan gastro-pod fosilleri A. İNAL (M.T.A.) tarafından değerlendirilerek aşağıdaki fosiller saptanmıştır:

- Planorbarius sp
- Helicidae

A. İNAL, bol bitkili tatlı veya hafif tuzlu durgun sularda yaşayan ve geniş bir yayılıma sahip olan planorbariusların, planorbarius corneus (Linne) ye bazı bakımlardan benzerlik gösterdiğini belirterek birime Neojen yaşını vermiştir.

Olası fosil içerebilecek yakama örnekleri üzerinde N.GÖKÇEN (Ç.Ü.) tarafından yapılan ostrakod taramasında da fosile rastlanılmadığından formasyona kesin yaş verilememiştir. Ancak yukarıdaki verilere dayanarak ve fosilli Emet formasyonunun (Pliyosen) altında yer alması nedeniyle birimin olası Üst Miyosen yaşında olabileceği düşünülmektedir.

2.2.5.5. Karşılaştırma ve yorum

Birim; ÖZFEKER'in (1969) tanımladığı "kırmızı seri" ile eşdeğerdir. Diğer taraftan formasyon; GÜN ve diğ.'nin (1976 ve 1979) "detritik kireçtaşı, çakıltası, kumtaşı", ABDÜSSELAMOĞLU'nun (1977) konglomera, kumtaşı ve şeyl ile temsil edilen "Yayla formasyonu", AKDENİZ ve KONAK'ın (1979 b) kumtaşı-tüf-marn-kil-killi kireçtaşı ardalanmasından oluşan "Kızılbüyük formasyonu" ile litolojik açıdan benzerdir.

Formasyonun kuzey kesimindeki litolojik özellikleri göz önünde tutulduğunda bu kaba kırıntılı malzemenin akarsuyla taşınmış olabileceğini düşündürmektedir. K-KB'dan G-GD'ya doğru tane boyunun belirgin incelmesi bu yönde akan nehrin etkili olduğu bir ortamda çökelmenin gerçekleştiğini gösterir. Kuzey kesimindeki bu kırıntılı malzeme yığılması nedeniyle birimin kalınlığı diğer kesimlere göre artmıştır.

Güney kesimindeki taban yapılarına sahip kumtaşları ise düşük enerjili türbid akıntılarla çökeltilmiş-

tir. Bir başka ifade ile birimin üst kesimi, kuzey ve güneyde iki farklı fasiyesi yansıtan özelliklere sahiptir.

Basenin daha çok sakin kenar zonlarını temsil eden ve formasyonun üst kesiminde gözlenen kömür oluşumları; sığlaşan playa-bataklık ortamı ile bölgedeki bitki örtüsünün varlığına işaret etmektedir. Akarsuyla taşınan malzemenin hızlı sedimantasyonu sonucu üzeri örtülen organik kökenli oluşumlar kömürleşmeye neden olmuştur.

Litostatigrafik birimin Temel ve Taban kayaçlarını paleogölün yayılımına bağlı olarak örtmesi ve en yaygın sedimanter birim olması nedeniyle gölün en fazla bu evrede yayılıma ulaştığı anlaşılmaktadır. Bu yayılımın nedeni bir yandan düşey yöndeki blok hareketleri, diğer taraftan gölün önemli oranda taze su ile beslenmesinden ileri gelmektedir. Plaketli kireçtaşlarının da gözlenen çok sayıdaki sedimantasyonla çağdaş eğim atımlı normal faylar; bölgedeki düşey yönlü blok hareketlerinin önemini açıkça göstermektedir. (Şekil 2.20).

2.2.6. Emet formasyonu (Tpe)

Alt kesiminde borat oluşumları içeren bu birim genel olarak karbonatlı, killi, kumlu ve tüflü kayaçlardan oluşur.

2.2.6.1. Dağılımı ve topoğrafya görünümü

Birim inceleme alanının kuzey -kuzeydoğusunda yayılım gösterir. Kocaçay'ın K-KD'sundaki Yonca ağaç T. (9644), Domuz T. (9843), Sarıkaya T. (9545), Kayabaşı T. (9845) formasyonun en iyi gözlemlendiği yükseltileridir. Kocaçay'ın K-KB'sındaki Ala T. (9146), Büyükardıç T. (9245), Küçükardıç T. (9345) ise boratlı zonun altındaki taban kireçtaşlarını temsil etmektedir.

Kocaçay'ın KD'sundaki dik yamaçlar ve yer yer derin vadilerle kesilen formasyon kuzeye doğru nispeten düz bir topoğrafya görünümü kazanır.

2.2.6.2. Tip kesit, yeri ve kalınlık

İnceleme alanının dışında kuzeye doğru genişleyerek Emet-Espey'e kadar uzanan bu birim; önceki araştırmacıların adlamalarına bağlı kalınarak "Emet formasyonu" olarak isimlendirilmiştir.

Birimin litolojik özelliklerini ayrıntılı incelemek ve kalınlığını belirlemek amacıyla Yonca ağaç T.'nin GB ve Domuz T.'nin GD'sunda iki ayrı ölçülü kesit yapılmıştır. Belirtilen lokalitelerde formasyonun kalınlığı sırasıyla 104 ve 80 m'dir. Etibank'ın Hisarcık açık işletmesi civarında yaptığı 80/40, 78/6, 78/1, 80/38 ve 79/13 kodlu 5 sondajından da referans kesitleri olarak yararlanılmıştır. Birimin tüm litolojik özellikleri yü-

zeyde izlenemediğinden formasyonun tip kesiti; Yonca-ğaç T. (104 m) ve Büyükardıç T. (16 m) kesitleri temel alınmak üzere 78/6 sondajının dikme kesiti birleştirilerek hazırlanmıştır (Şekil 2.21).

Ayrıca inceleme alanının dışında kalan, ancak işletilen borat yataklarının bulunduğu kuzeydeki Espey bölgesinde formasyonun litolojik özellikleri Etibank'a ait 81/18, 80/1, 80/4, 81/17 ve Göktepe kesimindeki (İğdeköy batısı) 83/4 numaralı sondaj karotlarında incelenmiştir.

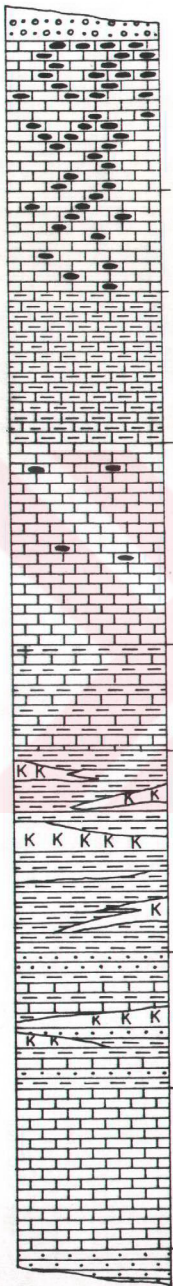
Sondajlar cevherli zonun hemen altında durdurulmuş olmaları nedeniyle birimin kalınlığını tam olarak vermemekte ancak formasyonu tüm ayrıntılarıyla inceleme olanağı yaratmaktadır (Şekil 2.22, 2.23, 2.24, 2.25, 2.26). İncelenen sondajlara ilişkin bilgiler Çizelge 2.2'de verilmiştir. 83/4 sondajı da göz önünde tutulduğunda birimin 120-250 m arasında değişen kalınlığa sahip olduğu ve GD'dan KB'ya doğru bir kalınlık artışının varlığı ortaya çıkmaktadır. Hisarcık-Göktepe ve Espey bölgesindeki sondajların denestirilmesinden de, borat katmanlarının yine aynı yönde kalınlığının arttığı saptanmıştır (Şekil 2.27 ve 2.28).

2.2.6.3. Kayaç türü, yanal değişim, alt-üst sınırlar

Formasyon 16 m kalınlığındaki santimetrik-desimetrik tabakalı kireçtaşları ile başlar. Kolemanit-kireçtaşı-

Gizelge 2.2 Emet bölgesindeki Etibank'a ait incelenen 10 sondaj hakkında bilgiler

<u>Sondaj No</u>	<u>Yer</u>	<u>Pafta</u>	<u>Koordinat</u>	<u>Derinlik (m)</u>	<u>Boratlı zon (m)</u>	<u>Örtü (m)</u>
80/40	Hisarcık	Küt-J22-c ₁	(9545)	75	16	57
78/6	Hisarcık	Küt-J22-c ₁	(9446)	107	21	73
78/1	Hisarcık	Küt-J22-c ₁	(9445)	101	7	71
80/38	Hisarcık	Küt-J22-c ₁	(9645)	86	8	74
79/13	Hisarcık	Küt-J22-c ₁	(9446)	109	21	87
81/18	Espey	Küt-J22-b ₄	(9559)	92	17	44
80/1	Espey	Küt-J22-b ₄	(9660)	132	22	102
80/4	Espey	Küt-J22-b ₄	(9560)	109	34	71
81/17	Espey	Küt-J22-b ₄	(9459)	90	8	51
83/4	Göktepe	Küt-J22-a ₃	(9250)	197	24(üst) 75(alt)	52(üst) 40(alt)



Merkezşihlar formasyonu

Beyaz-krem renkli , sert , boşluklu , kalın tabakalı
çört bantlı - yumrulu kireçtaşı

Beyaz - krem renkli , sert , kalın tabakalı kireçtaşı

Yeşilimsi beyaz renkli killi kireç taşı

Yer yer çört yumruları içeren beyaz-krem renkli kireçtaşı

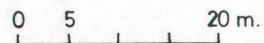
Yeşil renkli laminalı kiltası- kireçtaşı ardalanması

Mercekler şeklinde , yer yer arsenikli ışınsl
dizilimli kolemanit-kiltası / marn ardalannası

Merceksi kolemanit - kireçtaşı - kıltaşı / marn
kumtaşı ardalanması

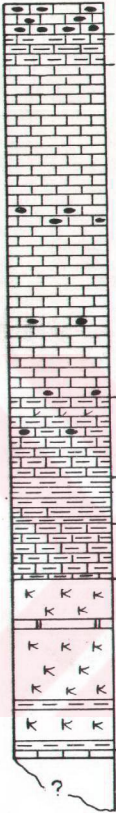
Beyaz - krem renkli sert orta-kalın tabakalı kireçtaşı

Beykoy formasyonu



Sekil 2.21. Emet formasyonunun tip kesiti

(80/40)



Çört yumrulu kireçtaşı
Killi kireçtaşı

Yer yer çört yumruları
(10-15 cm) içeren,
boşluklu, beyaz -
krem renkli kireçtaşı

Dolomit arakatlı,
yer yer çörtlü, killi
kireçtaşı

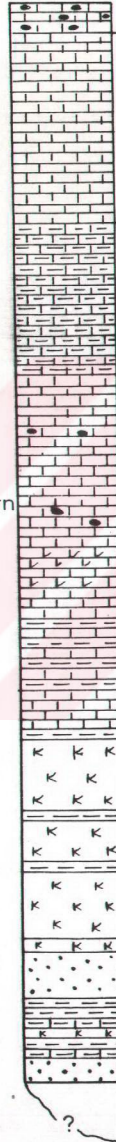
Yeşil renkli kiltası/marn
Killi kireçtaşı

Kil ve ince taneli tuf
arakatlı, kükürtlü
arsenikli kolemanit

Gri renkli kireçtaşı

0 5 15 m.

(78/6)



Çört yumrulu kireçtaşı

Boşluklu sert krem
renkli kireçtaşı

Yeşilimsi beyaz renk-
li killi kireçtaşı

Beyaz renkli dolomit
arakatlı, yer yer
çört yumrulu (5-20cm)
beyaz-krem renkli
kireçtaşı

Yeşil renkli laminalı
kiltası -kireçtaşı
ardalanması

Yeşil renkli laminalı
kiltası arakatlı
ışınal diziliimli
beyaz renkli
kolemanit

Arsenikli kolemanit

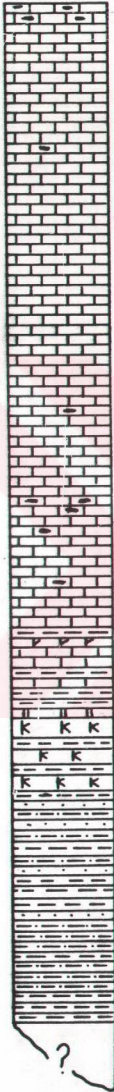
İnce taneli kumtaşı

Kiltası / marn - killi
kireçtaşı - kolemanit

İnce taneli kumtaşı

Şekil 222 Emet formasyonunun
80/40 ve 78/6 sonda-
jındaki dikme kesitleri.

(78 / 1)



Yer yer çört yumruları
(5-15 cm.) kiltası (mili-
metrik) arakatlıları
içeren sert beyaz
renkli kireçtaşı

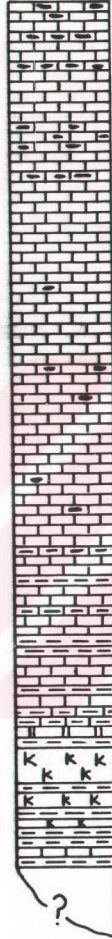
Kiltası / marn killi ki-
reçtaşı - dolomit - biyo-
titli tuf

Kolemanit - kiltası
ardalanması

İnce taneli kumtaşı
arakatlı kiltası /
marn - kumlu marn
ardalanması

0 5 15 m.

(80 / 38)



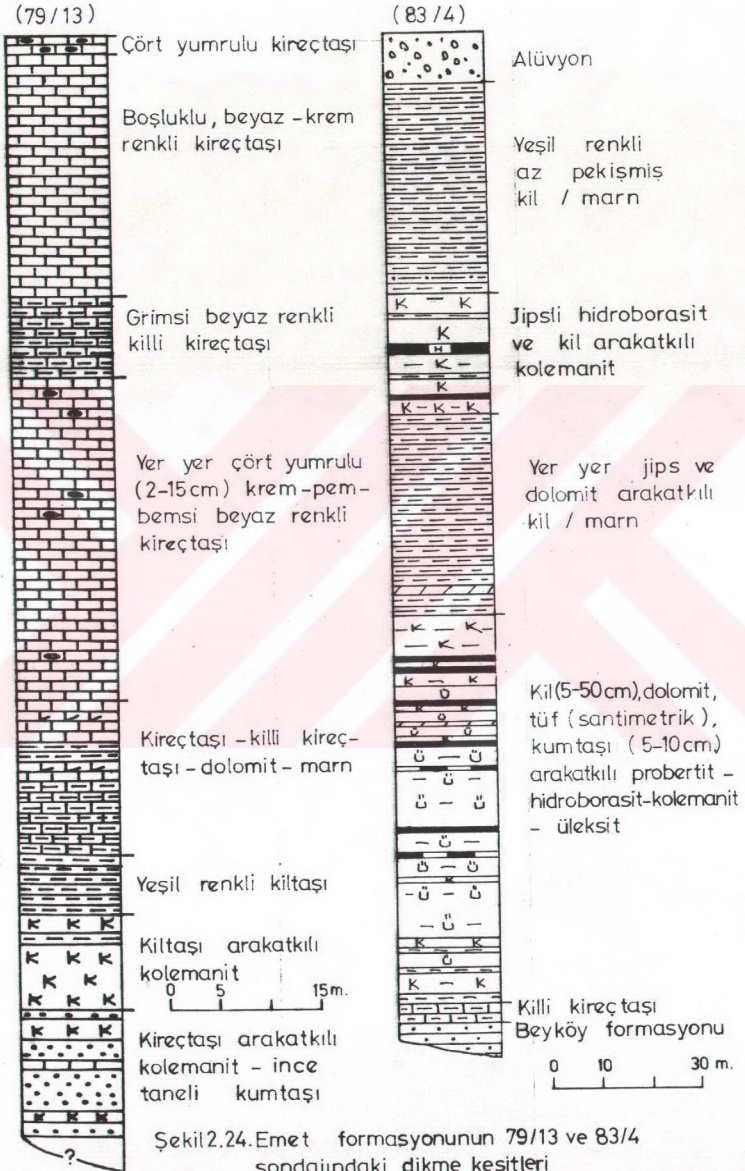
Yer yer çört yumruları
içeren (10-40 cm), sert
beyaz - krem renkli
kireçtaşı

Kireçtaşı - killi kireçtaşı
- kiltası / marn
ardalanması

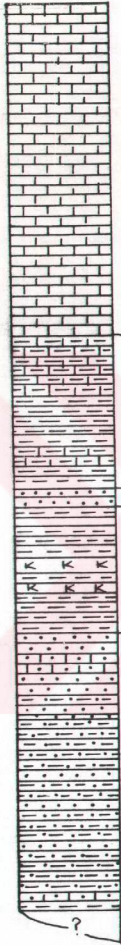
Killi kireçtaşı - tuf -
kiltası / marn arakatlı
kolemanit

Killi kireçtaşı - kireçtaşı
ardalanması

Şekil 2.23. Emet formasyonunun 78 / 1 ve 80 / 38 sondajındaki dikme kesitleri .



(81/17)



Boşluklu, sarımsı beyaz renkli kireçtaşı

Kilitaşı / marn -killi kireçtaşı ardalanması

İnce taneli kumtaşı

Kilitaşı - beyaz renkli kolemanit ardalanması

Kilitaşı / marn ara - katkılı (milimetrik), kumlu kireçtaşı - kumtaşı - kumlu marn ardalanması

0 5 15m.

(81/18)



Yer yer çört yum - rulu (2-5cm.) boş - luklu beyaz - krem renkli kireçtaşı

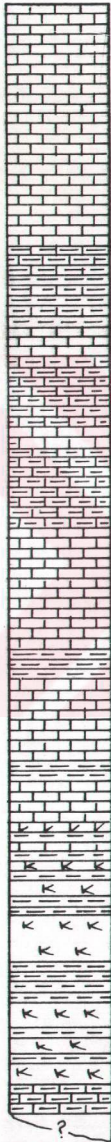
Kilitaşı / marn -killi kireçtaşı ardalanması

Killi kireçtaşı ara - katkılı kolemanit -kilitaşı / marn - kumtaşı ardalan - ması

Kil parakatkılı (mili - metrik) ince taneli kumlu kilitaşı

Şekil 2.25.Emet formasyonunun 81/17 ve 81/18 sondajındaki diğme kesitleri

(80/1)



Beyaz renkli
kireçtaşı

Yeşil renkli kilitaşı -
killi kireçtaşı
ardalanması

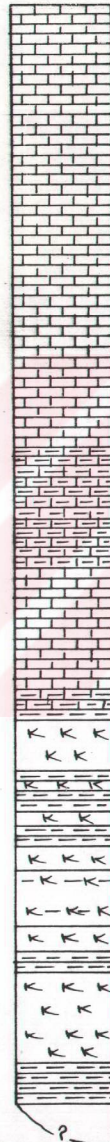
Beyaz - krem renkli
kireçtaşı - killi
kireçtaşı ardalan-
ması

Dolomit arakatlı
kireçtaşı - marn
ardalanması

Yeşil renkli kilitaşı -
killi kolemanit
ardalanması

Killi kireçtaşı

(80/4)



Pembemsi beyaz
renkli kireçtaşı

Yeşilimsi beyaz
renkli killi
kireçtaşı

Pembemsi krem
renkli kireçtaşı

Kilitaşı / marn -
kireçtaşı ardalanması
Sarı - beyaz renkli
kolemanit

Kilitaşı / marn - siyahım -
sı gri kolemanit
ardalanması

Yeşil renkli killi
kolemanit

Arsenikli kolemanit

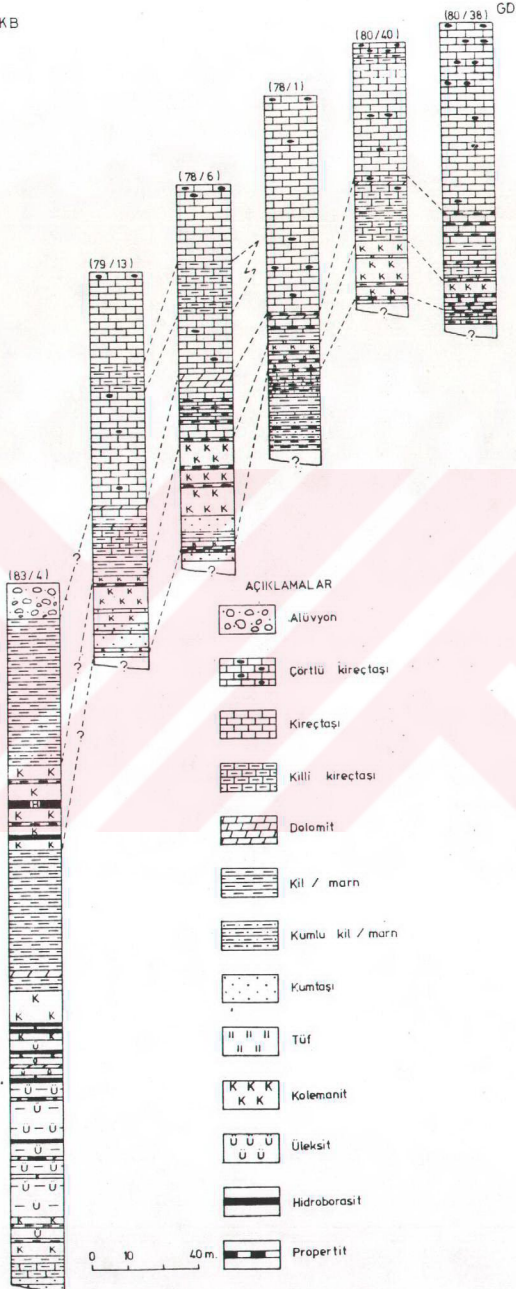
Kil arakatlı (milimetrik)
kolemanit - yeşil renkli
kilitaşı

0 5 15 m.

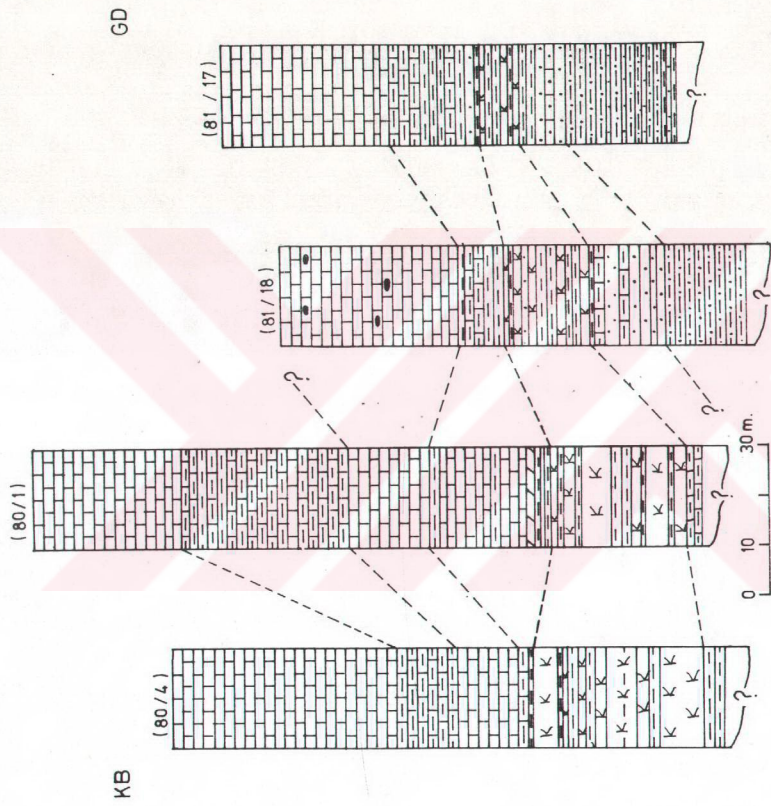
Şekil 2.26. Emet formasyonunun 81/1 ve 80/4 sondajındaki
dikme kesitleri.

KB

GD



Şekil 2.27.Emet formasyonu Hisarcık ve Göktepe bölgesi sondajlarının KB-GD doğrultusunda denestirilmesi

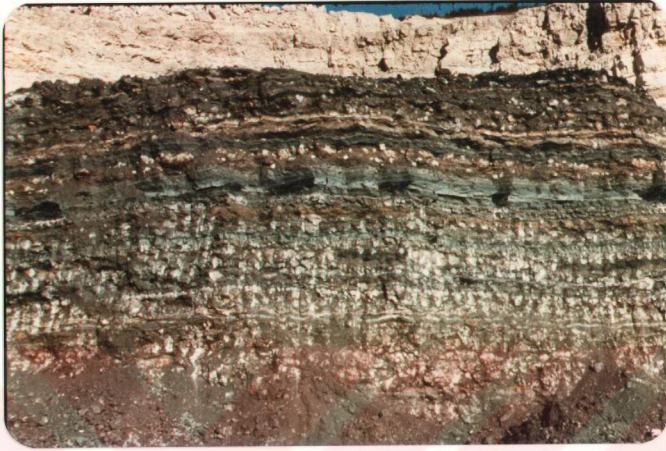


Şekil 2.28. Emet formasyonu Espey bölgesi sondajlarının KB-GD doğrultusunda denestirilmesi.

kiltaşı/marn-ince taneli kumtaşı ardalanması ile devam eden seviye 14 m' dir. Sonraki, 20 m'lik düzey değişik kalınlık (birkaç santimetre ile 3 m arasında) ve sayıdaki borat katmanları ile kiltaşı/marndan oluşur (Şekil 2.29). Bunun üstünde 10 m'lik laminalı kiltaşı-kireçtaşı ardalanması bulunur. Az dolomit ile yer yer çört yumruları (5-20 cm) içeren kireçtaşları 20 m kalınlığında dır. Daha üstte 15 m kalınlığa sahip killi kireçtaşı yer alır. İstif, 15 m kalınlığındaki bol çört seviyeleri içeren kireçtaşları ile son bulur (Şekil 2.30).

Kayaç birimlerindeki egemen renk; karbonatlı olanlarda beyaz-krem, killi kayaçlarda grimsi beyaz-yeşil-siyahımsı yeşil, kumtaşlarında açık yeşil, tüflerde beyaz-yeşil arasında değişmektedir. Çörtler sarı, kahverengi, siyah, kırmızı ve beyaz gibi oldukça değişik renklere sahiptir. Bu kayaçlar midye kabuğu şeklinde, cam parlaklığında veya donuk kırılma yüzeylidir. Silis oluşumları kireçtaşları içerisinde bantlar, yumrular, sağılmış-noktacıklar (impregnasyon) şeklindedir. Silis bant ve yumrularının kalınlığı 1-50 cm, uzun eksenleri santimetre-desimetre, impregnasyonlar milimetre büyüklüğündedir. Çörtlerin uzun eksenleri tabakalanmaya paraleldir ve yumruların dış yüzeyi düz olmayıp kireçtaşları içine girinti ve çıkıntı yaparlar.

Birimin Espey bölgesindeki litolojik özellikleri de genel olarak yukarıda belirtildiği gibidir. Bununla



Şekil 2.29 Emet formasyonu boratlı kil/marn zonu
(Hisarcık açık ocağı)



Şekil 2.30 Emet formasyonunun üst kesimini oluşturan kalın tabakalı kireçtaşları
(Yonca ağaç T.)



Şekil 2.31 Boratlı zondaki varvimsi laminasyonlar
ile tabakalar arası kıvrım ve kırışık-
lıklar (Hisarcık açık ocağı)



Şekil 2.32 Emet formasyonu boratlı zonda gözlenen
kolemanit yumrusu (Hisarcık açık ocağı)

(killi) kolemanit ile temsil edilir. Kolemanit oluşumları değişik şekil ve büyüklüklere sahiptir. Çoğunlukla; boyutları 1-50 cm arasında değişen bir merkezden itibaren gelişmiş ırsısal yapıllı yumrular/nodüller şeklindedir (Şekil 2.32). Daha az olarak yumruları saran lifsi yapıda kristaller de gözlenmiştir. Büyük yumrular (desimetrik) daha küçük (milimetrik-santimetrik) yumru topluluklarından oluşmaktadır. Ayrıca yumrular bağlantısız olup ince bir kil kını/örtüsü ile birbirinden ayrılmıştır. Gerek kolemanit yumrularını gerekse bu yumruların oluşturdukları seviyeleri birbirinden ayıran killi kesimler özellikle Hisarcık bölgesinde gri-siyah renkte olup organik maddece oldukça zengindir. Elementer kükürt, realgar ve örpiment; kil ve kolemanitin boşluk-çatlaklarında ve 20 cm'ye kadar çıkan seviyeler halinde yaygın olarak bulunmaktadır. Bu oluşumlara Göktepe ve Espey'de rastlanılmamıştır. Buna karşın Göktepe kesiminde jipsin bolluğu dikkati çekicidir. Sarı-kahverengi, levhamsı jips; hidroborasitin boşluklarında ve killer içinde dağılmış kristaller halinde bulunmaktadır. Ayrıca Hisarcık ve Hamanköy'de (eski açık acakta) mavi renkli, uzun prizmatik (0.1-2 cm) sölestine kolemanit yumrularının boşluklarında rastlanılmıştır. Miktarı önemli olmayan bu mineralin dağılımı düzensizdir.

Diğer borat minerallerinden üleksit; beyaz renkli, şeffaf cam parlaklığındadır. Bunların karnabahar biçimli nodüller, birbirine paralel sıralanmış iğneler-

prizmalar-lifler şeklinde olduğu gözlenmiştir. Hidroborasit; beyaz-sarı renklerde ve iğnemsili-lifli yapıdadır. Ayrıca; Emet baseninde ilk defa bir Na-Ca borat minerali olan probertitin varlığı 83/4 sondajında saptanmıştır. Probertit iki örnekten birinde üleksitle bulunmakta, diğerinde ise killerin içinde küçük beyaz kristaller (milimetrik) halinde gözlenmektedir. Bu minerallerin dışında; Emet yataklarında terujit (NEGRO ve diğ., 1973), meyerhofferit, viçit, tünelit ve kahnit (HELVACI ve FIRMAN, 1977) gibi ekonomik olmayan yerel oluşumlar şeklinde borat mineralleri de belirlenmiştir.

Litolojik özellikleri yukarıdaki paragraflarda ayrıntılı açıklanan formasyonun alt sınırı Beyköy formasyonu kumtaşları ile uyumlu olup dokanak keskindir (Kocaçay'ın KD ve KB'sı). Arazide kumlu birimin tipik kırmızı renginin üzerinde yer alan kireçtaşları renk farklılığından kolayca ayırtedilebilir. Birimin üst sınırı ise Merkezşihlar formasyonunun çakıltaşları ile uyumludur (Ağalan T. (0142) güneyi, Hamzayaren T.(0141) batısı).

2.2.6.4. Fosil topluluğu ve yaş

Emet boratları GAWLIK (1956) ve ÖZPEKER (1969) tarafından Neojen yaşlı kabul edilmiştir. HELVACI ve FIRMAN (1977) örtü kireçtaşlarında belirledikleri ostrakod fosillerine dayanarak yatakların daha önce düşünüldüğünden

yaşlı olduğunu (Orta Oligosen) ileri sürmüşlerdir.

GÜN ve diğ., (1979) ise Hisarcık bölgesindeki boratlı seviyede saptadıkları ostrakod fosillerine göre birime Pliyosen yaşı vermişlerdir.

Yazar tarafından boratlı zonun altındaki killi kireçtaşları (Domuz T. GD'su) içinden toplanan gastropod fosilleri; A.İNAL (M.T.A.) tarafından "Helicidae" olarak tanımlanmış ve birime Neojen yaşı verilmiştir. Ayrıca birimin çeşitli seviyelerinden alınan kayaçların yıkama örneklerinde ostrakod taraması yapılmıştır. Bunlardan boratlı zonu temsil eden bir sondaj karotu örneğinde (HSK-191), Doç. Dr. N.GÖKÇEN (Ç.Ü.) tarafından aşağıdaki ostrakodlar saptanmıştır:

- Eucypris cf. staraubi (GÖKÇEN, 1979)
- Eucypris cf. clufcifons (DIEBEL ve PIETRZENIUK, 1969)
- Heterocypris sp.

Bu fosil topluluğuna dayanılarak birime Üst Miyosen-Pliyosen yaşı verilmiştir. Ayrıca bu ostrakodlardan Heterocypris cinslerinin ortam suyu sıcaklığının 35-51.5°C arasında bulunduğu koşullarda yaşadığı belirtilmektedir (VAN MORKHOVEN, 1962, s.146).

2.2.6.5. Karşılaştırma ve yorum

Birim; ÖZPEKER'in (1969) tanımladığı "boratlı kil, marn, kalker, tüf ve örtü kalker", GÜN ve diğ., (1976 ve 1979)

"marn ve gölsel kireçtaşı", ABDÜSSELAHOĞLU'nun (1977) kalker, tuf ve çörtten oluşan "Akkaya formasyonu" ile eşdeğerdir. Ayrıca AKDENİZ ve KONAK (1979 b) birimi "Hisarcık ve Emet formasyonları" olmak üzere iki formasyona ayırarak incelemiştir. Burada Hisarcık boratlı seviyeyi, Emet formasyonu ise üst kesimdeki çörtlü kireçtaşlarını temsil etmektedir.

Birim gölsel ortamdaki kimyasal ve daha az etkin olan kırıntılı çökelpmenin ürünlerini yansıtmaktadır. Özellikle boratlı zon ile bu zonun üst kesiminde karbonatlı, killi ve kumlu kayaçların birbirlerine çok sık (milimetre-santimetre büyüklüğünde) düşey yönde geçiş göstermeleri ve bunların varvımsı ardalanmaları sözkonusudur. Bu durum, belirtilen kayaçların çoğu kez beraberce çökeldiklerini veya "iklimsel değişiklikler"e bağlı olarak sık sık tekrarlandıklarını ifade etmektedir (STURM ve MATTER, 1978; BOYER, 1981). Diğer taraftan EUGSTER ve HARDIE (1975), HARDIE ve diğ., (1978) ve SMOOT (1978) ise karbonatlarla ardalanmalı kırıntılı bileşenlerin kimyasal çökelpmenin egemen olduğu ortama, periyodik fırtına ve rüzgârlarla taşındığını savunmuşlardır.

Boratlı zonda gözlenen tüflü ara katkılar, boratların oluşumu sırasında volkanizmanın çökelpme ile çağdaş devam ettiğini vurgulamaktadır.

İleride değinileceği gibi istifin alt kesimindeki mercek şeklindeki borat katmanları büyük bir olasılıkla

borca zengin hidrotermal getirimlerin ürünüdür. Kil/marn ile ayrılmış boratlı seviyeler ise getirimlerin birden fazla olduğunu gösterir. Diğer bir ifade ile gölün belirli evrelerde borat minerallerini çökeltecek doygunluğa ulaştığını belirtmektedir.

Volkanik kökenli borca zengin sıcak su ve gazların göle ne şekilde geldiği bilinmemektedir. BAYSAL (1972) Kırka borat yataklarındaki gözlemlerinde; hidrotermal getirimlerin göl tabanındaki fay düzlemlerinden gelerek göl sularına karıştığını belirtmektedir. Boratlı zonda gözlenen tabakalar arası kayma yapıları çökme ile çağdaş düşey yöndeki hareketlerin bir sonucu olduğu düşünülmektedir. Bu da göl tabanındaki kırık ve çatlak sistemlerinin varlığına işaret edebilir.

Birimin ve üstündeki Merkezşihlar formasyonunun inceleme alanının sadece Hisarcık kuzeyinde yüzeylemesi ve güneyden kuzeye kalınlığının artması, bu dönemde gölün kuzeye doğru yayıldığını ve güneyde kurduğunu düşündürmektedir.

2.2.7. Merkezşihlar formasyonu (Tpm)

Kırmızı-beyaz renkli, gevşek dokulu kaba kırıntılar ile temsil edilen bu birim; inceleme alanının sadece KD'sunda gözlenir. Formasyon yaygın olarak gözlemlendiği yerleşim merkezine en yakın yer olan Merkezşihlar'dan adını alır. Bu birim genellikle az engebeli ve topoğrafik açı-

dan alçak kesimleri oluşturur.

Yüzlek birim olması nedeniyle kalınlığı kesin olarak saptanamamıştır. Ağalan T. (0142)'de yapılan gözlemlerde görünür kalınlığının ortalama 50 m civarında olduğu belirlenmiştir.

Birimin egemen litolojisini; kötü boylanmış, gevşek dokulu, kırmızı-beyaz-gri renkli çakıltaşları oluşturur. Siyahımsı gri renkli, santimetre-desimetre büyüklüğündeki köşeli kristalize kireçtaşı parçaları kayacın esas bileşenidir. Daha az metamorfik kayaç çakılları da bulunmaktadır. Çakıltaşlarının bağlayıcı malzemesini beyaz renkli karbonat çimentosu ile kırmızı renkli kil hamuru oluşturur. Ayrıca killi-marnlı-kumlu ve çakıllı çamurtaşı düzeyleri de ara katkılı olarak bulunur. Belirtilen kayaç türleri birbirlerine geçiş göstermekte olup düzensiz bir şekilde yığılmışlardır.

Çalışma alanı içerisinde çok az yayılım gösteren birim de yaş verilebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Ancak fosilli Emet formasyonu üzerine uyumlu gelmesi nedeniyle yaşının Pliyosen olabileceği düşünülmektedir.

Birim; ABDÜSSELAMOĞLU'nun (1977) çakıl, kum ve kilden oluşan "Altıntaş", AKDENİZ ve KONAK'ın (1979 b) "Toklargoğlu formasyonu" ile denestirilebilir. GÜN ve diğ., (1979) formasyonu "tutturulmamış detritikler" şeklinde tanımlamışlardır.

Yukarıdaki verilerin ışığı altında birimin; gölün

kurummasına yakın veya kuruduktan sonra Temel kayaların oluşturduğu tepelerin eteklerinde, kurak ve yarı kurak iklim koşulları altında "alüvyon yelpazeleri" olarak çökeldiği düşünülmektedir.

2.2.8. Dereköy bazaltı (Tpv)

İnceleme alanında en son ve üçüncü evreyi bazaltlar temsil etmektedir.

En geniş yayılıma (yaklaşık 3 km²) Dereköy civarında ulaştığından birime bu ad verilmiştir. Kaklık T. (9639), Kıran T. (9739), Karatuzla T. (9539), Karataş T. (9037), Yaran T. (8937) ve Ağıl T. (8936) bazaltların en iyi gözlemlendiği yükseltilerdir. Bazaltik lav akıntıları Dereköy'ün batı-kuzeybatısında örtü şeklinde az engebeli bir topoğrafya oluşturur. Diğer kesimlerde tepelerin zirvesinde koni veya şapka şeklinde yer alır.

Bazaltların bozunma yüzeyi kahverengi, taze yüzeyi gri-siyah arasında değişir. Gözenekli olan bu volkanitlerin çatlaklarında kalsit dolguları (0.2-2 cm) bulunmaktadır. Makroskopik olarak da biyotit ve piroksen mineralleri ayırtedilebilmektedir.

Ağıl T.'deki bazaltlarda püskürme sırasında yöredeki daha yaşlı kayalardan özellikle tüflerden (Köpe-nez ?) kopararak içine aldığı parçalar saptanmıştır. Bu bileyenlerin büyüklüğü 0.1-20 cm arasında değişmektedir.

Daha yaşıll gölssel sedimanter birimler üzerine uyumsuzlukla gelen bazaltların görünür kalınlığı 25-50 m arasındadır.

Bölgede daha önce çalışın araştırmacılarından ÖZPEKER (1969) bazaltların Emet formasyonundan daha yaşıll; HELVACI ve FIRMAN (1977) ise daha genç; GÜN ve diğ., (1976, 1979) ile ERCAN (1983) Pliyosen yaşıll olduklarını ifade etmişlerdir. Ancak Dereköy bazaltının, Göçükbaşı sırtında (9740) Emet formasyonunun üstünde uyumsuzlukla bulunması, bu kayaların Pliyosen sonu veya Kuvaterner başı bir yaşa sahip olduklarını düşündürmektedir.

2.2.9. Kuvaterner oluşukları

Daha yaşıll birimler üzerine açısal uyumsuzlukla gelen bu oluşuklar, traverten, akarsu kökenli çakıltaşı ve alüvyon ile temsil edilir.

Traverten oluşukları en yaygın olarak Yeşilçay (9734) civarında, Evrenköy'ün (9837) GB'sında, Yaykın düzlüğünde gözlenir. Namazlar çukuru sırtı (9442) ve Yalak T. (9643) travertenlerin geliştiğı diğır lokalitelerdir.

Geniş düzlükleri oluşturan travertenler kirli sarı-sarımsı kahverengi arasında değişen renklere sahiptir. Kalınlıkları yer yer 50 m'yi bulan bu kayalar; boşluklu, yumuşak yer yer çok sert olarak bulunur. Bunlar belirsiz tabakalanmalı olup bol bitki-ağaç fosilleri içermekte ve Hamamköy civarında güncel olarak çevrele-

rinde sıcak su kaynakları bulunmaktadır. Traverten çökelten bu termal kaynakların P_H 'ı yaklaşık 7; sıcaklığı ise 50°C 'nin üzerindedir. 1970 Gediz depremi sırasında kırık hatları boyunca yenileri oluşan bu kaynaklardaki sıcak sular çevre köyleri tarafından ev ihtiyaçlarını karşılamak amacıyla kullanılmaktadır.

Çok kökenli çakıldaşları açık yeşil-gri-siyah arasında değişen renklere sahiptir. En tipik olarak Yeğlek T. (9246), Dişlikıran sırtı doğusu (9741), Tilki sırtı (9841) ve Doğa T. (9840)'de gözlenir. Ortalama kalınlığı ise 25 m civarındadır. Çakıldaşlarının bileşenlerini (0.1-20 cm) Temel kayalara (şist, gnays, kuvarsit, granit) ve gölsel sedimanter dizilime (zeolitli tuf, kireçtaşı), Taban volkanitlerine ve Dereköy bazaltına ait yarı köşeli çakıllar oluşturur. Çakıldaşlarının yer değiştiren akarsuların yataklarında olduğu düşünülmektedir.

Alüvyonlar; Kocaçay, Karapınar ve Bağlaryanı D.'nin oluşturduğu yarı yuvarlak-köşeli çakıllarla, kil, silt ve kum boyundaki pekişmemiş sedimanlardan oluşur ve kötü boyanmaya sahiptir. Yaklaşık 0.5-20 m arasında değişen kalınlıklardaki alüvyonların çakıl ve blokları; metamorfik, ofiyolitik daha az olarak da volkanik ve plütonik kayalara aittir.

2.3. Yapısal Jeoloji/Tektonik

İnceleme alanının tektonik yapısı yer yer karmaşıklık göstermekle birlikte; kapalı bir havzanın tipik deformasyonunu sunmaktadır. Bölgede belirlenen kıvrımlar, faylar, çatlak sistemleri ve diskordanslar bu tektonik yapıyı oluşturan ana öğelerdir.

Fay doğrultuları boyunca gözlenen yerel dikleşmelerin dışında sedimanter birimlerin eğimi genellikle $5-30^{\circ}$ arasında değişir. Tabakaların doğrultusu ise sedimantasyon havzasının uzanımına kabaca paralel olup KB-GD'dur. Ancak Temel kayaların yayılımına bağlı olarak sık sık değişiklik gösterir.

2.3.1. Kıvrımlar

Kıvrımların en belirgin özelliği; inceleme alanının kuzey ve güney kesiminde olmak üzere iki "senklinoryum" görünümü yaratmasıdır. Kıvrım eksenleri genellikle KB-GD doğrultusuna sahiptir. Özellikle Beyköy formasyonu plakette kireçtaşlarında tabaka konumlarının çok sık değişerek sayısız küçük ölçekli kıvrımlanmalara neden olduğu gözlenmiştir.

Çalışma alanının kuzey kesiminde; antiklinaller K-G ve KB-GD, senklinaller KB-GD, güney kesiminde ise her ikisi de KB-GD doğrultuludur. Belirlenen kıvrımlarda dalım yönünün basenin kuzeyinde KB'ya, güneyinde GD'ya

olduğu söylenebilir. Eksen düzleminin konumu göz önüne alındığında kıvrımların simetrik ve asimetrik olduğu belirtilebilir.

2.3.2. Faylar

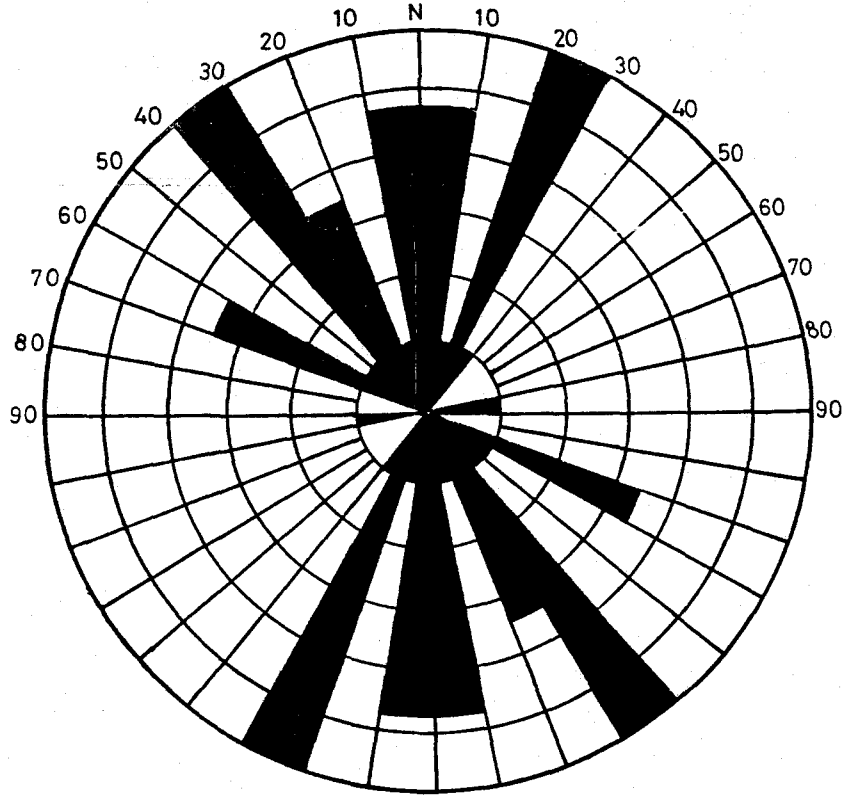
İnceleme alanında; KB-GD ve KD-GB doğrultulu eğim atımlı normal faylar egemendir. Yer yer K-G doğrultulu faylar da belirlenmiştir. Fayların uzanımları kabaca kıvrım eksenlerine paralel olup eğimleri dik veya dike yakındır.

Kayaç birimlerinde sedimantasyonla çağdaş küçük ölçekli çok sayıda eğim atımlı faylar belirlenmiştir. Bunlardan alınan 30 ölçüm gül diyagramına aktarılmıştır (Şekil 2.33). Buna göre küçük ölçekli fayların yukarıda tanımlanan ve haritalanmış olanlar ile aynı doğrultulara sahip olduğu görülmüştür. Bu faylar, bölge deformasyonunda etkili olan düşey yönlü hareketlerin sedimantasyonla çağdaş yürüdüklerini vurgulamaktadır.

Ayrıca, inceleme alanının KD'sunda Emet formasyonunda fayların birbirine paralel sıralanarak "basamaklı faylar" ı oluşturduğu belirlenmiştir. Bu normal faylara bağlı olarak da "horst ve graben" oluşumu gelişmiştir.

2.3.3. Çatlak sistemleri

Çalışma alanındaki sedimanter birimleri oluşturan kayaç-



Şekil 2.33 İnceleme alanında belirlenen sedimantasyonla çağdaş fayların gül diyagramındaki dağılımı

larda çatlak sistemleri iyi gelişmemiştir. Bununla birlikte Köpenez formasyonu tüflerinde KB-GD, D-B ve KD-GB yönlü üç çatlak sisteminin varlığı gözlenmiştir. Bunlardan ilk iki yön daha egemendir ve bunların kıvrım kanatlarında gerilme sonucunda gelişmiş olabileceği düşünülmektedir.

2.3.4. Uyumsuzluklar/Diskordanslar

İnceleme alanında üç tür uyumsuzluk belirlenmiştir:

- a) Temel kayalar-Taban volkanitleri, Taban volkanitleri-Doğankayası formasyonu ve Dereköy bazaltının

diğer birimlerle olan dokanakları bir "uyumsuz seri" niteliğindedir. Temel kayaçları ile Taban volkanitleri arasında aşınmaya karşılık gelen zaman boşluğu dolayısıyla bir "hiyatüs" söz konusudur.

b) Neojen yaşlı sedimanter birimler ile Kuvaterner oluşukları dokanağı "açısal diskordans"ın tanımına uymaktadır.

c) Beyköy formasyonu ile Temel kayaçları ve Taban volkanitleri, ayrıca Merkezşihlar formasyonu ile Temel kayaçları arasındaki uyumsuzluk yerel özelliktedir. Bu tip uyumsuzluk bir diskordanstan çok; paleogölün yer değiştirmesine bağlı olarak ortaya çıkan "lakünlü seriler" niteliğindedir.

2.3.5. Tartışmalar ve genelleme

İnceleme alanında birarada bulunan yapılar (eğim atımlı normal faylar ve kıvrımlar) farklı oluşum mekanizmalarını gerektirmektedir. Bir başka ifade ile genellikle KB-GD ve KD-GB doğrultulu eğim atımlı normal faylar, kabaca doğu-batı doğrultulu bir gerilme; buna karşın, kıvrım eksenleri gene aynı doğrultudaki bir sıkışma tektoniğini gerekli kılmaktadır.

Bu farklı mekanizmaların zaman sırası tam olarak bilinmemekle birlikte, özellikle sinsedimanter normal faylar ve kısmen de distal türbidit oluşumları, bölgenin başlangıçta bir gerilme; çökelpmenin son evrelerinden itibaren de bir sıkışma tektoniğinin etkisinde kalarak kapalı bir havzaya özgü biçimde gelişimini tamamladığına işaret etmektedir.

BÖLÜM 3

MINERALOJİK-PETROGRAFİK İNCELEMELER

3.1. Giriş

İnceleme alanında belirlenen litostratigrafik birimlerin mineralojik-petrografik özellikleri ile boratlı Emet formasyonu ve zeolitli Köpenez formasyonunda saptanan çeşitli minerallerin dağılımları, bu bölümde ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu amaçla saha çalışmaları sırasında noktasal ve ölçülü stratigrafik kesitler boyunca alınan örnekler ile Etibank'a ait sondaj karot örnekleri üzerinde değişik laboratuvar yöntemleri uygulanmıştır. Öncelikle bu yöntemler konusunda kısa açıklamalar yapılacak, sonra litostratigrafik birimlerden elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

3.2. Örneklerin Hazırlanması ve Kil Fraksiyonu Ayrımı

Arazide çalışmanın amacı da göz önünde bulundurularak yaklaşık 1-2 kg ağırlığında taze (bozunmamış) örnekler alınmaya çalışılmıştır. Bu örnekler laboratuvarında çekiçle 4 eşit parçaya bölünmüştür. Bunlardan üçü X-ışınları (tüm kayaç, kil fraksiyonu), kimyasal çözümler ve incekesit yapımında kullanılmıştır. Son parça ise ilerideki olası bir incelemede kullanmak amacı ile saklanmıştır.

Tüm kayaç, kil fraksiyonu ve mineral fazlarının kimyasal çözümlemesi yapılacak örnekler 0.5-1 cm'lik parçalar halinde kırılmış ve SIEBTECHNIK marka diskli değirmende öğütülmüştür.

Sedimanter kayaçlardaki tane boyu 2 mikrondan küçük kil minerallerinin, kayacı oluşturan diğer minerallerden ayrımında H.Ü. Uygulama ve Araştırma Merkezi Kil Ayırma Laboratuvarı'nda GÜNDOĞNU (1982) tarafından geliştirilen yöntem uygulanmıştır. Yöntem ana hatları ile; kimyasal çözme (karbonat, sülfat gibi mineral fazları ile organik maddenin atılması), yıkama-santrifüjleme (kararlı süspansiyon elde edilmesi) ve sifonlama (kil fraksiyonunun kazanılması) işlemlerinden oluşur.

3.3. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri

Uygulanacağı laboratuvar yöntemine göre hazırlanan örnekler üzerinde optik mikroskop, X-ışınları (tüm kayaç ve kil fraksiyonu) ve taramalı elektronik mikroskop inceleme ve çözümlemeleri yapılmıştır.

3.3.1. Optik mikroskop incelemeleri (OM)

Bu incelemeler yaygın olarak karbonat kayaçları, piroklastikler, kumtaşları ile daha az olarak da volkanitler, boratlı örnekler, metamorfik ve derinlik kayaçlarında uygulanmıştır.

Magmatik ve metamorfik kayalar oluşturan minerallerin tanımlanmasında, yapı ve dokusunun belirlenmesinde ERKAN'dan (1972, 1974 ve 1978) yararlanılmış; adlandırılmalarında STRECKEISEN (1976 ve 1979) ve WINKLER (1965) sınıflaması temel alınmıştır. Volkanosedimanter kayaların adlandırılmalarında LE BAS ve SABINE (1980) ile SCHMID (1981), kumtaşlarında ANDEL (1958) ve TRAVIS'in (1970) yöntemleri kullanılmıştır. Karbonatlı kayaların sedimanter petrografik tanımı ise FOLK'a (1962 ve 1968) göre yapılmıştır.

3.3.2. X-ışınları çözümlemeleri (X-RD)

İnceleme alanındaki sedimanter istifini oluşturan kayaların büyük çoğunluğunun ince taneli (submikroskopik) olması nedeniyle oldukça sık kullanılmış bu çözümlemeler, PHILIPS PW 1140 model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. Bu yöntem sonucunda sedimanter kayalar ve bunların kil fraksiyonunu oluşturan mineraller tanımlanmış ve yarı nicel (semi kantitatif) yüzdeleri belirlenmiştir.

3.3.2.1. Tüm kayaç çözümlemeleri (TK)

Bu yöntemin uygulanması için gerekli toz difraktogramlar aşağıdaki aletsel koşullarda elde edilmiştir:

Anot:Cu (Cu K α , :1.5418)

Filtre:Ni

Gerilim:40 KV

Akım:18 mA

Gonyometre hızı:2°/dak.

Kâğıt hızı:2.5 cm/dak.

Duyarlık:1.10³

Zaman sabiti:1 sn.

Yarıklar:1°-0.1 mm-1°

Kayıt aralığı:20:5°-35°

(TK) difraktogramları A.S.T.M. (1972) kartotekslerinden yararlanılarak çözümlenmiştir. Saptanan minerallerin yarı nicel yüzdeleri ise pik şiddetlerinden itibaren yanıt oranları da göz önünde tutularak GÜNDOĞDU (1982) tarafından geliştirilen yönteme göre hesaplanmıştır. Burada ayrıntısına girilmeyecek olan bu yöntemdeki bağıl hata araştırmacıya göre killi-karbonatlı kayalarda % 14.56; tüflerde ise % 21.34'tür.

Yazar tarafından 42 örnekte karbonat minerallerinin eser element çözümlmeleri sırasında bulunan yüzdesi, X-RD yöntemiyle hesaplanan yüzdelerle karşılaştırılmıştır. Bulunan değerler aradaki farkın yukarıda verilen hatanın da altında olduğunu göstermiştir (Ek Çizelge B-1). Bu sonuç GÜNDOĞDU'nun (1982) yönteminin kullanılabilir olduğunu ortaya koymaktadır.

3.3.2.2. Kil fraksiyonu çözümlemeleri (KF)

Kil minerallerinin X-RD'de tanımlanması için örneklerin nasıl hazırlandıkları ve tanımlama için gerekli birden fazla difraktogram kayıtlarının neden ve ne şekilde gerçekleştirildikleri GÜNDOĞDU (1982) tarafından ayrıntılı olarak açıklanmıştır. Bu alt bölümde kısa bilgi vermekle yetinilecektir.

Kil minerallerinin (001) yansımalarını iyi gözleyebilmek için her kil örneğinden iki yönlendirilmiş hazırlama (plaket veya preparat) yapılır. Birinci hazırlamadan normal (N) difraktogram kaydı ($2\theta: 2-30^\circ$) elde edilir. Aynı hazırlama, içinde etilen glikol buharı bulunan desikatörde 12 saat süre bekletilir ve EG-difraktogramı ($2\theta: 2-18^\circ$) elde edilir. İkinci hazırlama 490°C 'de 4 saat fırınlandıktan sonra F-difraktogramı ($2\theta: 2-18^\circ$) kayıt edilir.

Saptanan kil minerallerinin yarı nicel yüzdeleri simektit ve interstratifiyelerinin EG; illit ve kloritin N-kayıtlarında ölçülen pik şiddetlerinden hesaplanmıştır. Kayıtlar sırasındaki aletsel koşullar; kâğıt hızı (2 cm/dak.), duyarlık (4×10^2) ve zaman sabiti (4 sn) dışında (TK) çözümlemelerinde belirtildiği gibidir.

3.3.2.3. Simektitlerin oktaedrik bileşiminin saptanması

Simektit türü kil minerallerinin kristal hücresi üç kat-

lıdır. Yani tetraeder-oktaeder-tetraeder (T.O.T.) yapısına sahiptir. Simektitler oktaedrik boşluklarındaki katyonların sayısına bağlı olarak iki gruba ayrılır (CARROLL, 1970; WEAVER ve POLLARD, 1973):

1- Dioktaedrik simektitler (montmorillonit, baydelit): Oktaedrik boşlukları 2 tane üç değerlikli (Al^{+3} , Fe^{+3} gibi) katyon tarafından işgal edilmiştir.

2- Trioktaedrik simektitler (stevensit, saponit, hektorit): Oktaedrik boşluklarında 3 tane iki değerlikli (Mg^{+2} , Fe^{+2}) katyon bulundurur.

Simektitlerde kimyasal bileşim değişikliğine bağlı olarak kristalografik b parametresinin uzunluğu da değişir. İşte bu b parametresinin ölçümü ile incelenen simektitin hangi gruba ait olduğu bulunabilir (BROWN, 1961; CAILLERE ve HENIN, 1963; GÜNDOĞDU, 1982'den). Bu parametrenin değeri dioktaedrik simektitlerde $d_{060}:1.49-1.50 \text{ Å}^{\circ}$ (teorik 1.50 Å°), trioktaedrik simektitlerde $d_{060}:1.52-1.53 \text{ Å}^{\circ}$ (teorik 1.54 Å°) arasında değişir. Bu ölçüm (060) yansıması üzerinde silisyum (331) piki referans alınarak gerçekleştirilmiştir. Tüm aletsel koşullar (TK) çözümlmelerindeki gibidir, yalnız yarıklar için ($4^{\circ}-0.2 \text{ mm}-4^{\circ}$) dizilimi kullanılmış, gonyometre hızı: $1^{\circ}/\text{dak.}$, kâğıt hızı: $5 \text{ cm}/\text{dak.}$ olarak ayarlanmıştır. Kayıt aralığı ise $59-63^{\circ}$ (2°) arasında olup 2° değerleri, $20 \pm 0.01^{\circ}$ hata ile ölçülmüştür.

3.3.3. Taramalı elektronik mikroskop incelemeleri (TEM)

Söz konusu incelemeler, Strasbourg Jeoloji Enstitüsü'nde (Fransa) Cameca 07 tip 20.000 büyütmeli TEM'de (Scanning Electron Microscope:SEM) yapılmıştır. Tüflerdeki submikroskopik klinoptilolit ve K-feldispatın kristal şekil ve boyutlarını, bu minerallerin diğer bileşenlerle olan ilişkilerini belirlemek amacı ile bu yönteme başvurulmuştur. Killer içindeki kolemanit minerallerinin konumunu saptamak için de aynı yöntem uygulanmıştır. TEM fotoğraflarındaki zeolit ve K-feldispatın tanınmasında MURPHY ve ORMSBY (1978) ile GÜNDOĞDU'nun (1982) fotoğraflarından yararlanılmıştır.

Belirtilen minerallerin yarı nicel kimyasal bileşimleri ise TEM'e eklenebilen X-ışınları Spektrometresi ile incelenmiştir. 1mm^3 civarındaki bir hacmin kimyasal bileşiminin saptanabildiği bu yöntemin esasını elementlerin tipik X-ışınları spektrumunu çözümlemek oluşturmaktadır.

3.4. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları

Bu alt bölümde, litostratigrafik birimlerin yukarıda kısaca açıklanan inceleme ve çözümleme yöntemleriyle saptanan mineralojik-petrografik özellikleri ele alınıp değerlendirilecek ve yorumlamalara gidilecektir.

3.4.1. Temel kayaçları

3.4.1.1. Optik mikroskop incelemeleri

İnceleme alanındaki şistler (OM) incelemeleri sonucuna göre, porfiro-lepidoblastik yapıya ve şist dokusuna sahiptir. Yarı özşekilli prizmatik biçimdeki albit türü plajiyoklazlar porfiroblastlar halinde bulunmakta ve yaygın serisitleşme-karbonatlaşma göstermektedir. Plajiyoklazlarda ender olarak polisentetik ikizlenme izlenmiştir. Tipik dalgalı sönmeye (undülöz) sahip kuvars ile kalsit özşekilsiz taneler halinde gözlenmiştir. Kahverengi biyotit ile yer yer muskovit büyüklüğüne ulaşan serisitlerin yaprak şeklinde paralel dizilimi sonucu şist dokusu ortaya çıkmıştır. Kayaçta bölgesel yönlü basınçların etkisi ile oluştuğu düşünülen mikrokıvrımcıklar gelişmiştir. Şistlerde tali bileşen olarak iki yönlü polisentetik ikizlenmeli mikroklin, yüksek optik engebeye sahip renksiz epidot, yeşil renkli klorit ile opak mineraller de saptanmıştır.

Yukarıda yapı-doku ve mineralojik bileşimi açıklanan kayaçlardan biri (HY-50) albit-kuvars-mikaşist, diğeri (HY-122) albit-kalsit-kuvars-serisitşist olarak adlandırılmıştır. Bu kayaçların WINKLER'e (1965) göre yeşil şist fasiyesi/düşük dereceli metamorfizma koşullarını gösteren mineral parajenezlerine sahip olduğu açıktır.

Eğrigöz Masifi'nin yakınından alınan bir başka metamorfik kayaç örneğinin (HY-45₁) metakumtaşı karakterinde olduğu belirlenmiştir. Kırıntılı görünümün bütünüyle kaybolduğu bu kayaç porfiroblastik yapıya ve zayıf şist dokusuna sahiptir. Kayaçta kuvars ve plajiyoklazlar porfiroblastları, muskovitler ise şist dokusunu oluşturur. Ana bileşenlerden kalsitin dışında; tali olarak turmalin ve opak mineraller ile kayaç parçacıkları da izlenmiştir.

Granoblastik yapıya ve zayıf yönlü dokuya sahip mermerlerin (HY-50₂) esas bileşenini kalsit oluşturur. Tali bileşen olarak muskovit ve biyotit pulları ile opak minerallere de rastlanılmıştır.

Temel kayaçlara ait karbonat kayaçlarının (OM) incelemeleri, bunların genellikle sparitik bünyeli olduklarını göstermiştir. FOLK'a (1968) göre kayacı oluşturan karbonat minerallerinin türü göz önünde tutulmadan yapılan sedimanter petrografik tanımlamalar X-RD (TK) çözümlmeleri ile birleştirilmiştir. Sonuçta karbonat kayaçları mikrit, kötü yıkanmış intrasparit, kötü yıkanmış sparit, dolomikrosparit, litoklastlı sparit olarak adlandırılmıştır. (CHILINGAR ve diğ., 1967).

İnceleme alanındaki kırıntılı kireçtaşlarının mikrokristalin kalsit hamuru (mikrit) içinde sparit türündeki kırıntılı bileşenlerden oluştuğu belirlenmiştir. Tane boyları 0.23-7 mm arasında değişen (ort. 3mm) bu kötü boylanmış karbonat kayaçları WENTWORTH-UDDEN tane

boyu ölçeğine (FOLK, 1968'den) göre "ince kalsirudit" türü kireçtaşlarına karşılık gelmektedir.

Eğrigöz Masifi'nin doğusundan alınan bir derinlik kayacı örneğinin (OM) incelemeleri, bunun STRECKEISEN (1976) sınıflamasına göre granit olduğunu ortaya koymuştur. Holokristalin-hipidiyomorf taneseli yapıya sahip kayacın ana bileşenlerinden kuvars, genellikle dalgalı sönme gösterir ve kataklastik deformasyon sonucu küçük parçalara ayrılmıştır. Ortoklazlar iplikli peritleşme ve grafik yapı, plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme, biyotitler ise yeşilimsi kahverengi pleokroyizma göstermeleri ile tanınırlar. Feldispatlarda killeşme-serisitleşme, biyotitlerde kloritleşme ve opaklaşma gibi bozunmayar yaygındır. Apatit, zirkon ve opak mineraller ise tali bileşen olarak gözlenmiştir.

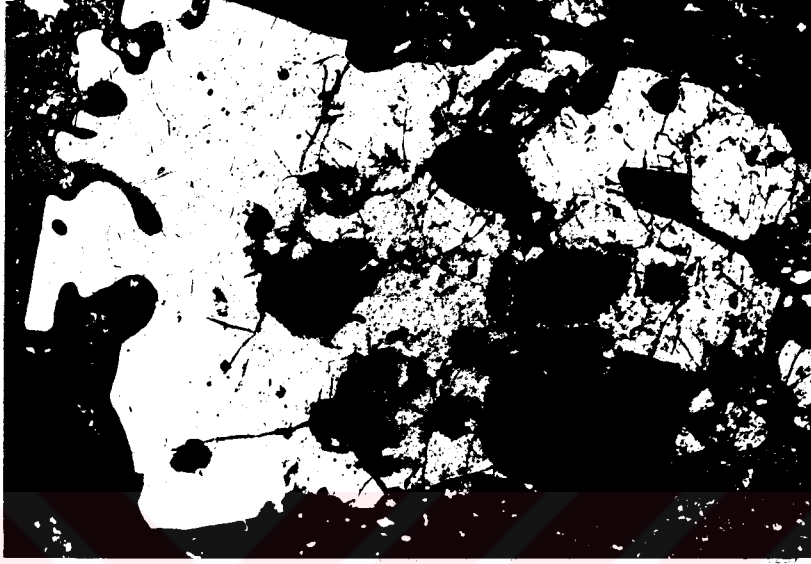
3.4.1.2. Tüm kayaç çözümlenmeleri

Bu çözümlenmeler karbonatlı kayaçlardaki egemen karbonat mineralinin cinsini belirlemek amacıyla yapılmıştır (Ek Çizelge B-2). Buna göre üç kireçtaşı örneğinin esas bileşenini kalsit (% 83-98 arasında, ort. % 90) oluşturur. Kayaçlarda litoklast olarak temsil edilen kuvars ort. % 9 (% 2-17) oranında bulunur. Dolomit olarak adlandırılan diğer örneğin bileşenlerini dolomit (% 94), kalsit (% 5) ve kuvars (% 1) oluşturur.

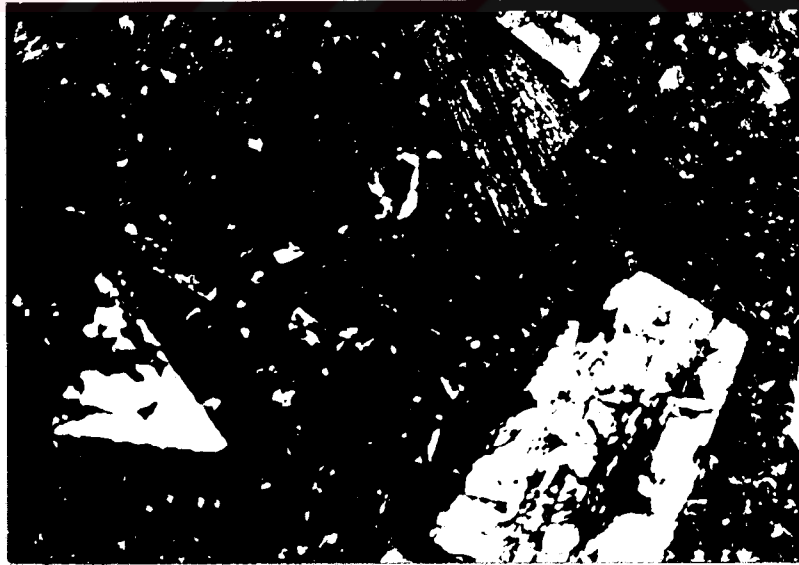
3.4.2. Taban volkanitleri

3.4.2.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimi oluşturan volkanik kayalar vitrofirik-porfirik yapıya sahiptir. Açık renkli bileşenlerden kuvars, plajiyoklaz ve alkali feldispat (sanidin ve çok az anortoklaz); koyu renkli bileşenlerden biyotit kayacı oluşturan başlıca fenokristallerdir. Büyüklüğü zaman zaman 2.8 mm'ye kadar varan özşekilli-yarı özşekilli kuvars minerallerinin kenarları büyük ölçüde magmatik kemirilmekten (korrode) etkilenmiştir (Şekil 3.1). Taze örneklerdeki özşekilli plajiyoklazlar, andezin ($Ab_{60} An_{40}$) bileşiminde olup polisentetik ikizlenme ve zonlu yapı gösterirler. Bozunmuş volkanitlerde plajiyoklazların bütünüyle kil minerallerine dönüştüğü, ayrıca serisitleşme ve karbonatlaşma gösterdiği belirlenmiştir. Genellikle özşekilli fenokristaller halinde bulunan sanidin ve anortoklazlar optik eksenler açısı ($2V^0$) yardımı ile birbirinden ayırt edilebilmektedir. Yeşil ile koyu kahverengi arasında değişen pleokroyizma renklerine sahip biyotit kristalleri kısmen veya bütünüyle opaklaşma gösterirler. Kayaçta ender olarak basit ikizlenmeli hornblend ve opak minerallere de rastlanılmıştır. Çoğunlukla volkanik camdan çok az da kuvars, feldispat ve biyotit mikrolit ve kristalitlerinden oluşan kahverengi hamurun devitrifikasyonu sonucu ışınal-sferülitik



Şekil 3.1 Andezitlerde gözlenen kemirilmiş kuvars
fenokristali (Çift nikol, x 75)



Şekil 3.2 Andezitlerin hamurunda gelişmiş sferü-
litik devitrifikasyon (Çift nikol, x75)

ikincil kalsedonlar gelişmiştir.(Şekil 3.2). Bazı örneklerin incekesitlerinde hamurda karbonat oluşumları da izlenmiştir.

Gelinkayaları Sirtından alınan volkanik kayaların hamurunun bütünüyle ince taneli silis (kuvars ve kalsedon) oluşumlarına dönüştüğü belirlenmiştir.

Volkanitlerin adlandırılması amacıyla iki örnekte (HY-41₁ ve 41₂) modal çözümlemeler gerçekleştirilmiştir. Buna göre, kuvars % 9-14; alkali feldispat ve plajiyoklazların birbirlerine göre yüzdesi ise sırası ile % 5-19 ve % 81-95'dir.

Yukarıda yapı-doku, mineralojik bileşim ve modal çözümleme sonuçları açıklanan bu volkanitlerin STRECKEISEN (1979) sınıflaması temel alındığında "feno-vitrofirik andezit" olarak adlandırılması uygundur.

Delioğlan T.'nin GD'sundaki andezitler ise hiyalopilitik yapıya ve plajiyoklaz mikrolitlerinin oluşturduğu akma dokusuna sahiptir (Şekil 3.3). Polisentetik ikizlenmeli, zonlu yapılı ve özşekilli plajiyoklazlar; andezin (Ab₅₅ An₄₅) bileşimindedir. Kısa çubuksal şekilli hornblendler bozunmuş olup bütünüyle kuvars, klorit, kalsit ve epidottan ibaret bir mineral topluluğuna dönüşmüştür. Tali olarak opak minerallerin de bulunduğu kayacın hamurunu volkanik cam ve plajiyoklaz mikrolitleri oluşturur. Hamur da ikincil süreçlerle gelişmiş sarı-yeşil renkli kloritleşme ve karbonatlaşma yaygındır. Fenokristalleri kısmen tanınabilen diğer bir andezit örneğinin de bütünüyle bozunarak ince taneli bir kayacın görünümünü aldığı gözlenmiştir.

ortamın önemli miktarda taze su ile beslendiğine işaret etmektedir.

Kumtaşlarının (OM) incelemeleri, bunların kuvars ile daha az bulunan alkali feldispatlardan oluştuğunu göstermiştir. Kayaçta tali bileşen olarak mika (muskovit, az biyotit) ve opak mineraller ile çok az kayaç parçacıkları bulunur. Kumtaşlarının bağlayıcı malzemesini sparikalsit çimento ve daha az oranda kil hamuru oluşturur. İnce kum boyundaki (1/8-1/4 mm) bileşenlerden oluşan bu epiklastik kayaç ANDEL'e (1958) göre "sub-arkoz", TRAVIS'e (1970) göre "kuvarslı kumtaşı" türündedir. Bağlayıcı malzeme oranının yüksek olduğu (% 40-50) ve boylanmanın da iyi geliştiği kumtaşları mineralojik ve dokusal açıdan olgundur.

Birimin alt seviyelerinde gözlenen ince taneli tüfler; bolluk sırasına göre kuvars, sanidin, polisente-tik ikizlenmeli plajiyoklaz, opaklaşma ve yer yer de kloritleşme gösteren biyotit mineralleri içerirler. Kırılmış-parçalanmış ve kısmende bozunmuş (killeşme) plajiyoklazların sönme açılarından giderek Michel-Levy yöntemi ile andezin ($Ab_{64} An_{36}$) bileşiminde olduğu belirlenmiştir. Bu bileşenlerden başka kayaçta ender olarak lifsi yapı da pomza ve volkanik kayaç parçacıkları da gözlenmiştir. Tane boyları 0.09-0.70 mm arasında değişen (ort. 0.35 mm) bu bileşenler toz boyundaki (1/16 mm'den küçük, SCHMID, 1981) volkanik malzeme ile bağlanmıştır. Yukarıdaki özellikleri göz önüne alınarak kayaca

"camsı kül tufu" adı verilmiştir (SCHMID, 1981). Açık renkli bileşenlerden kuvars bol olarak bulunmaktadır. Sanidinin miktarı ise plajiyoklaza göre genellikle fazla olup kayaktan kayaca değişmektedir. Bu verilere göre tüflerin "riyodasit-dasit" bileşiminde olduğu ortaya çıkmaktadır (STRECKEISEN, 1979). Ayrıca bazı tuf örneklerinde boşluklarda ışınal-sferülitik şekilli kuvars-kalsedon oluşumları ile gözenek suyundan itibaren çökelmiş sparikalsit çimentonun varlığı da saptanmıştır. Bağlayıcı malzemede ikincil süreçlerle gelişen kahverengi-siyah killeşmenin de yaygın olduğu izlenmiştir.

3.4.3.2. Tüm kayaç çözümlmeleri

Birimden alınan 10 örnekten 8'inin X-RD (TK) çözümülemesi yapılmıştır (Ek Çizelge B-3). Bunlardan karbonatlı kayaçlarda saptanan tek karbonat minerali kalsittir. Tüflerin mikroskopik ölçekte gözlenemeyen ancak X-RD (TK) çözümülemeleri ile belirlenen analsimden (ort. % 50) başka kuvars (ort. % 21), feldispat (ort. % 9), kil mineralleri (ort. % 52) ve kalsit (ort. % 40) içerdikleri belirlenmiştir. Sadece bir örnekte görülen dolomit ise % 16 oranında bulunmaktadır. Tüfler, ALEKSIEV ve DJOUROVA (1974) sınıflamasına göre "zeolitik tuf" (zeolit oranı % 25 ile % 50 arasında değişen kayaç) olarak adlandırılabilir. Tüflerdeki kuvars, feldispat ve biyotit mineralleri volkanik kökenlidir. Analsim ise volkanik malzemeden itibaren zeolitleşmenin ürünüdür.

3.4.3.3. Kil fraksiyonu çözümlemeleri

5 örnekte yapılan (KF) çözüklenme sonuçları Ek Çizelge B-4'de verilmiştir. Buna göre 1 örnekte 4.0 oranında simektit, 3 örnekte illit (ort. 4.8, en az 2.0, en çok 6.5), 3 örnekte klorit (ort. 3.8, en az 3.5, en çok 4.0), 2 örnekte ise 10.0 oranında 10_I-14_S interstratifiyesi saptanmıştır. Dolomitli bir örneğin KF'unda illit ve klorit, analsimli 2 örnekte ise simektit, klorit ve illit gözlenmiştir.

Belirtilen kil minerallerinden simektit volkanik küllerden; illit ve 10_I-14_S interstratifiyesi feldispatların; klorit ise biyotitten itibaren su ortamında gelişen bozunma sonucu oluşmuşlardır.

3.4.4. Köpenez formasyonu

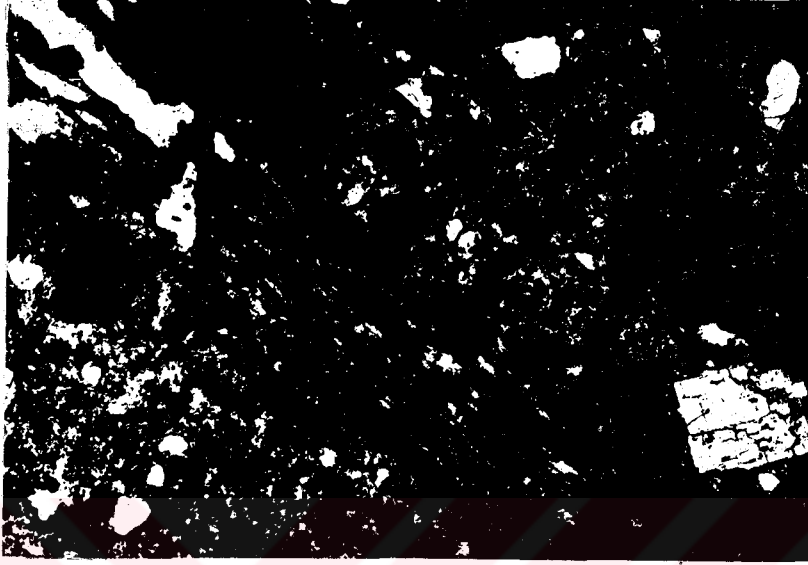
3.4.4.1. Optik mikroskop incelemeleri

Tüflerde yapılan (OM) incelemeleri ile bunların bol pomza, plajiyoklaz, kuvars, sanidin ve biyotit kristal parçaları içerdikleri saptanmıştır (Ek Çizelge A-1). İnce uzun lifsi yapıdaki, yer yer bükülmüş gözenekli pomzalar kayada yüksek oranlarda temsil edilmektedir (Şekil 3.4). Değişik kesitlerde; albit yasasına göre ikizlenmiş kristallerde ölçülen sönme açıları yardımıyla plajiyoklazların andezin ($Ab_{55} An_{45}$) bileşiminde olduğu

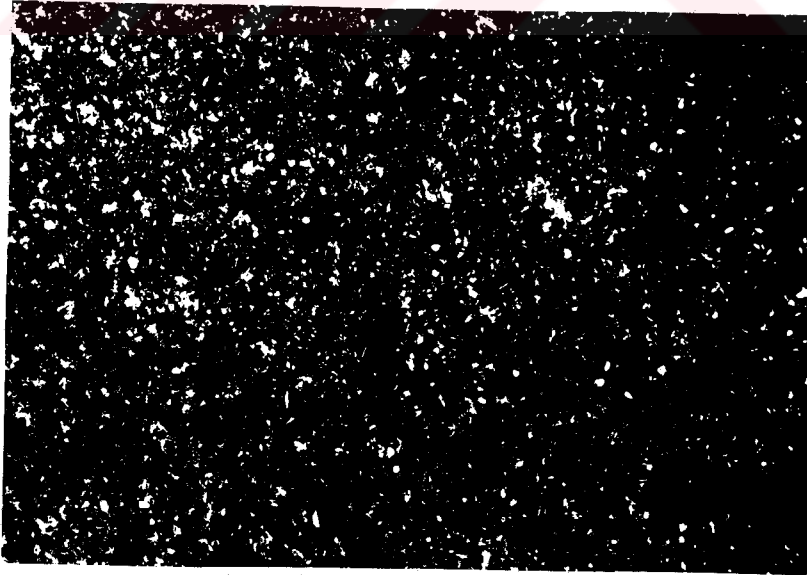
saptanmıştır (KERR, 1959). Albit polisentetik ve periklin ikizlenmesi gösteren, zonlu yapıya sahip plajiyoklaz fenokristallerinin büyük çoğunluğu kırılmış-parçalanmış bazıları da kemirilmiştir. Kayaçta alkali feldispatlar sanidin ile temsil edilir ve ender olarak karlsbad ikizlenmesi gösterir. Sanidin ve kuvars miktarı kayaktan kayaca değişmekle birlikte genellikle plajiyoklazlardan azdır. İnce uzun levhalar biçimindeki kahverengi pleokroyizmaya sahip biyotit, örneklerde en fazla bulunan koyu renkli mineraldir. Biyotitlerde opaklaşma ve kısmende kloritleşme gibi bozunmalar gözlenmişse de oldukça tazedir.

Diğer taraftan tüflerde eser miktarda muskovit, hornblend, piroksen, zirkon ve opak mineraller ile yarı köşeli-köşeli andezit, granit, mikaşist (bazen turmalinli) ve kuvarsit gibi epiklastik bileşenler de bulunur. Bu bileşenler; lekeli kahverengi-siyah toz boyundaki submikroskopik volkanik malzeme ile bağlanmıştır. Bağlayıcı malzemede killeşme-opaklaşma gibi ikincil süreçlerle gelişmiş bozunmalar yaygındır.

Yukarıda mineralojik-petrografik özellikleri saptanmış bu tüflerin adlandırılmaları için seçilen 4 örneğin modal çözümlemesi yapılmıştır (Çizelge 3.1). SCHLID (1981) sınıflamasına göre kayaca "camsı kül tüfü" adı verilmiştir (Şekil 3.5). Kayaç yalnız mikroskopik olarak tanımlanabilen bileşenlerine ve STRECKEISEN (1979) sınıflamasına göre "feno-andezitik tüf" şeklinde adlandırılabilir. İnceleme alanının güneyinden aldığı 2 piro-



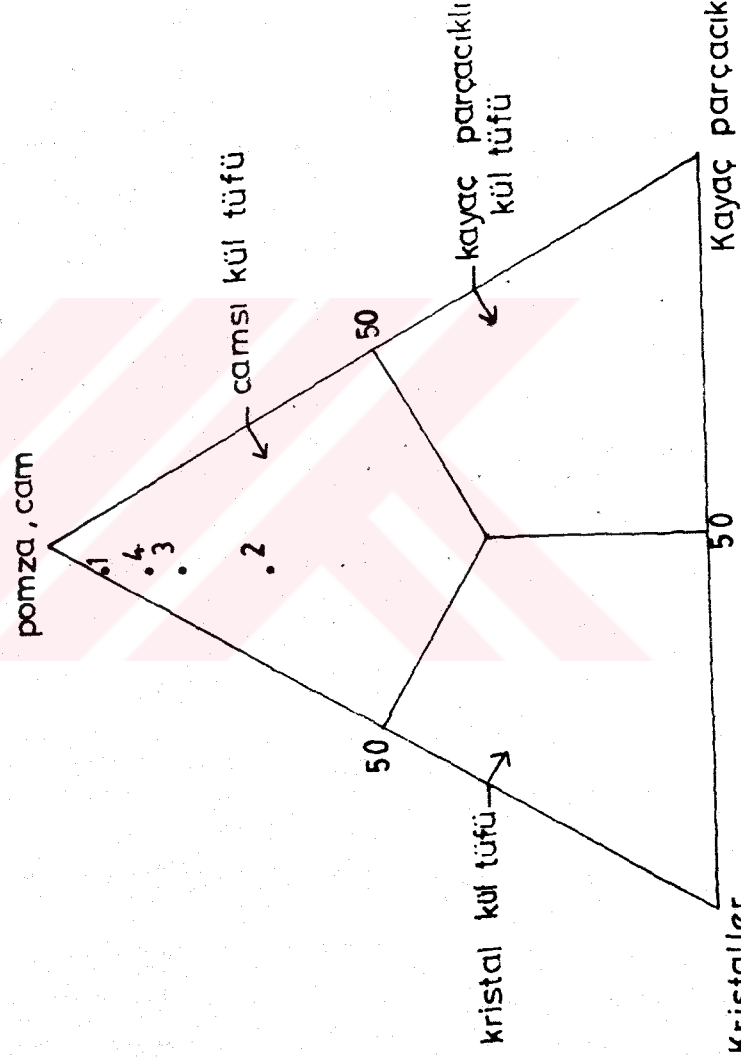
Şekil 3.4 Camsı kül tüflerinde gözlenen lifsi yapıdaki pomzalar (Tek nikol, x 75)



Şekil 3.6 Toz tüflerinden bir genel görünüm
(Tek nikol, x 75)

Çizelge 3.1. Köpenez formasyonu tüflerinin modal çözümleme sonuçları

MODAL ANALİZ NO	ÖRNEK NO	BİLEŞENLER						UÇ BİLEŞENLER			
		Kuvars	Sanidin	Plajyoklaz	Biyotit	pomza, cam	Karbonat çimento	Kayaç parçacık.	Kristal , kristal parç.	pomza, cam	Kayaç parç.
1	36	0.40	0.34	6.07	0.68	92.00	—	0.51	7.49	92.00	0.51
2	111	1.07	0.14	19.24	0.48	65.39	0.14	13.54	20.96	65.48	13.56
3	127	0.70	0.27	11.63	0.55	80.38	—	6.47	13.15	80.38	6.47
4	130	0.57	0.56	8.96	0.75	84.86	—	4.30	10.84	84.86	4.30



Şekil 3.5. Piroklastik kayaçların SCHMID (1981) diyagramına göre adlandırılması

klastik kayaç örneğinde petrokimyasal çalışmalar yapan ERCAN (1983) Ritmann indislerine göre kayaçların "riyolit ve riyodasit" bileşimine sahip olduğunu ileri sürmüştür. İlerideki paragraflarda belirtileceği gibi tüflerde yaygın olarak zeolitleşme ve kısmende otijenik kuvars ve K-feldispat mineralleri oluşmuştur. Bu nedenle bozunmuş tüflerde yapılacak kimyasal çözümlemelerin ilksel volkanik malzemenin bileşimini temsil etmeyeceği açıktır.

İnceleme alanının K-KB'sında (Yenipınar köyü civarı, Karapınar D. ve Kutluhanlar köyü batısı) yüzeylenen ince taneli tüflerin bütünüyle volkanik tozdan oluştuğu ve hamurunda yaygın killeşmenin geliştiği belirlenmiştir. Bileşenleri mikroskopik ölçekte ayıredilemeyen marn görünümlü ve zeolitleşmenin oluşmadığı bu örnekler "toz tüfü" şeklinde adlandırılmıştır (Şekil 3.6). Pomza ile cinsi belirlenemeyen submikroskopik kristal parçaları içeren kayaçlarda "camsı toz tüfü" olarak tanımlanmıştır.

Basenin orta ve güney kesiminde piroklastik kayaçlarda saptanan bir başka özellikte alt seviyelerinde bol miktarda kayaç parçacıkları bulunmasıdır. Epiklastik bileşenler başlıca andezitik bileşimli volkanik kayaçlar ile daha az granit, turmalinli mikasist ve opak minerallerle temsil edilir. 2 örnekte yapılan modal çözümlemelerde kayaçların ortalama % 64.79 (% 58.25 ile 71.33 arasındadır) piroklastik, ortalama % 35.21 (% 28.67-41.75)

epiklastik bileşen içerdiği saptanmıştır. SCHMID (1981) sınıflamasına ve tane boyuna göre kayaca "tüflü kumtaşı" (tane boyu 1/16-2 mm arasında değişen ve % 25-75 epiklastik bileşen içeren volkanosedimanter kayacık) adı verilmiştir (Şekil 3.7).

Tane boyları 8 mm'ye kadar çıkan (ort. 2 mm'den büyük) ve köşeli kayacık parçacıkları (volkanik, az metamorfik ve granit) içeren diğer tüfit örnekleri "tüflü köşeli çakıltası/tüflü breş" olarak tanımlanmıştır (SCHMID, 1981). Tüfitlerin bağlayıcı malzemesini sparsit, kalsit çimento daha az da volkanik cam ve pomza oluşturur.

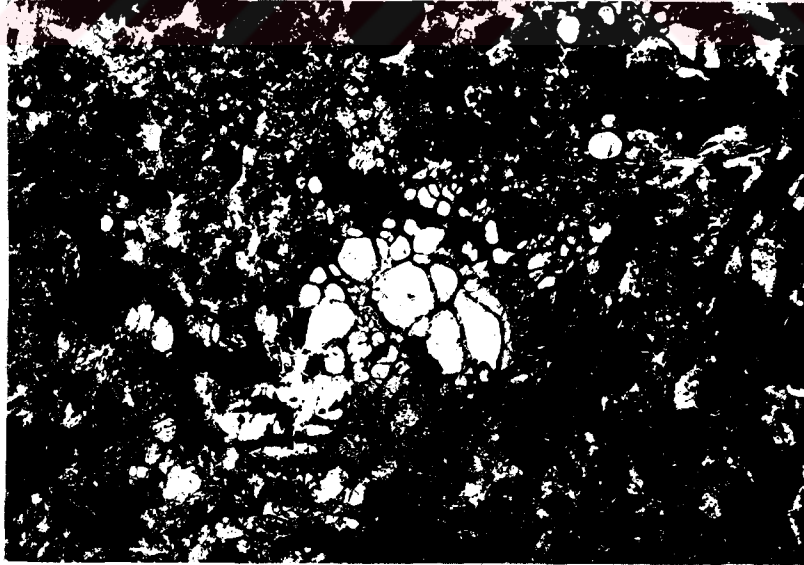
Az pomza, cam ve kristal parçaları (plajiyoklaz, biyotit) içeren bazı camsı kül tüflerinde, gerek bağlayıcı malzemede gerekse boşluklarda gözenek suyundan itibaren çökelmiş sparsitik karbonat çimentonun varlığı belirlenmiştir (Şekil 3.8). Ayrıca bir örnekte (HY-27) hamurda soğan kabuğu gibi iç içe halkalar şeklinde "perlitik doku" (KERR, 1959) da gözlenmiştir (Şekil 3.9).

Bazı incekesitlerde volkanik kökenli kuvars ve sanidin kristallerinin bağlayıcı malzeme ile olan sınırlarının belirgin olmadığı, kenarlarında mikro-kriptokristalin büyüme veya yığılımların olduğu gözlenmiştir. Bu durum; çözünme ve yeniden kristallenme şeklinde volkanik kökenli bir çekirdek etrafında gelişen otijenik mineral oluşumunu ifade etmektedir.

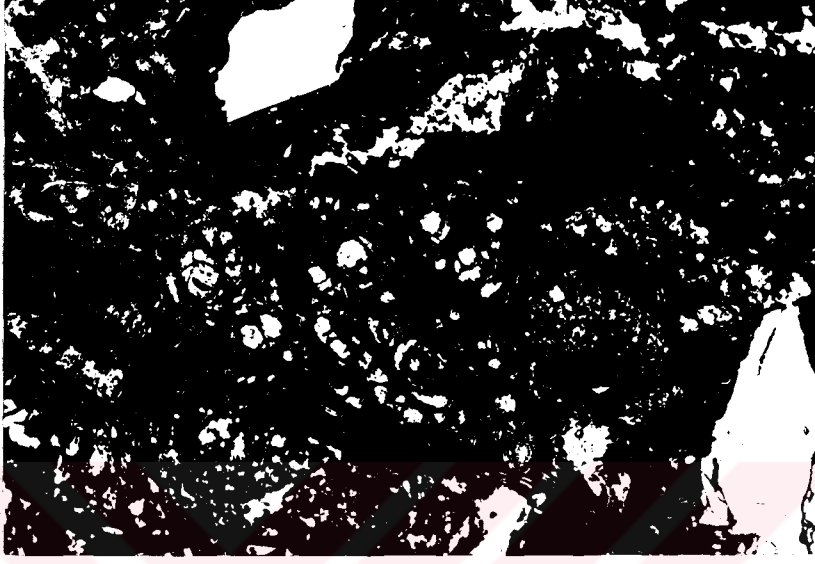
Bağlayıcı malzeme ve pomzada X-RD (TK) çözümlemeleri ile saptanan zeolitleşmenin mikroskopik ölçekte



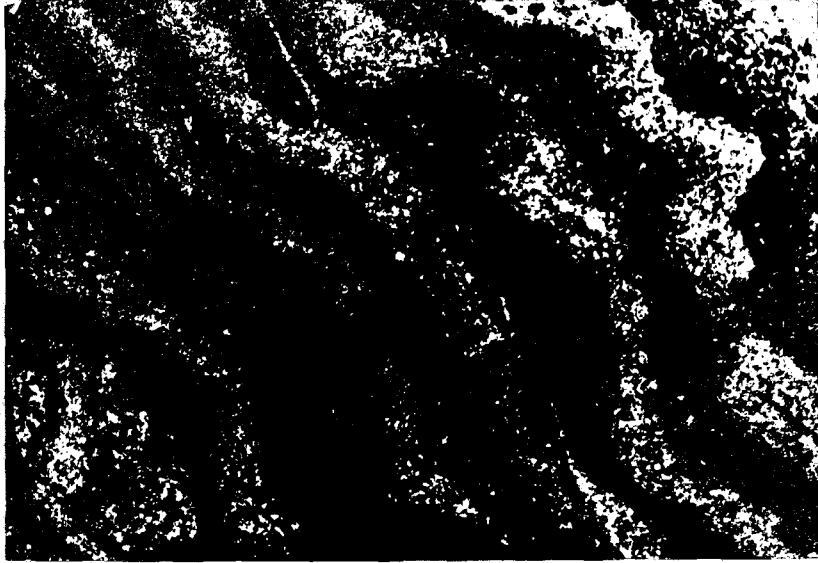
Şekil 3.7 Tüfitlerden bir genel görünüm (Çift nikol, x 75)



Şekil 3.8 Camlı kül tüflerinin bağlayıcı malzemesindeki sparitik karbonat çimentosu (Çift nikol, x75)



Şekil 3.9 Camsı kül tüflerinin hamurunda gelişmiş
perlitik doku (Çift nikol, x 75)



Şekil 3.10 Kireçtaşı disklerinde gözlenen bantlı
yapı (Çift nikol, x 75)

gözlenmesi genellikle olanaksızdır. Ancak çift nikolde, bağlayıcı malzemede gelişigüzel; pomzalarda lifler boyunca beyaz-gri girişim rengine sahip parlak küçük noktacık-yıldızcıklar şeklindeki oluşumların zeolitleşmenin varlığından ileri geldiği sanılmaktadır.

Köpenez tüflerini veren volkanizmanın olası kaynağını belirlemek amacıyla, çok sayıda incekesit üzerinde tane boyu ölçümleri yapılmış ve piroklastik kayalar oluştururan bileşenlerin en küçük, en büyük ve ortalama tane boyları saptanmıştır: Plajiyoklaz 0.11-1.63 (ort. 0.63 mm), sanidin 0.09-0.47 (ort. 0.26 mm), kuvars 0.07-0.56 (ort. 0.21 mm), biyotit 0.09-0.93 (ort. 0.31 mm), pomza 0.82-4.10 (ort. 2.26 mm), kayaç parçacıkları 0.46-8.00 (ort. 0.83 mm).

Basenin farklı yerlerinden alınmış bu tüflerin (OM) incelemeleri; tane boyu ölçümleri ve saha gözlemleri birleştirildiğinde önceki bölümde belirtildiği gibi volkanik kaynağın G-GD'da bulunduğu ileri sürülebilir. Bir ortamı besleyen volkanik kaynak veya kaynakların saptanmasına yönelik benzer yaklaşımlar LAJOIE (1979), SPARKS ve HUANG (1980), GÜNDOĞDU (1982) tarafından da yapılmıştır.

Tüflerle ara katkılı yer yer ardalı karbondat kayalarının (OM) incelemeleri (Ek Çizelge A-2) bunların genellikle mikritik (mikrit, dolomikrit, dolomitli mikrit, litoklastlı mikrit) çok az da sparitik bünyeli olduklarını göstermiştir (FOLK, 1968). Az mikrosparitik çimentonun da gözlemlendiği mikritlerde, sparitik ve mikri-

tik kısımların ardalanmalı dizilerek oluşturdıkları "bantlı yapı" tipiktir. Üç kireçtaşı diskinin (19b, 110b, 481) de mikritik türde, bantlı yapıya sahip ve organik malzemece zengin olduğu belirlenmiştir. (Şekil 3.10). Karbonat kayaçlarında karadan türemiş bileşenleri temsil eden litoklastlar; kuvars, biyotit, muskovit, plajiyoklaz ve opak minerallerden oluşur. Bazı kayaçların boşluklarında kuvars ve ışınal-sferülitik kalsedon oluşumları da gözlenmiştir.

Doğankayası D.'deki tüflerle ara katkılı ince taneli kumtaşlarından birinde (HY-450) optik mikroskopi incelemesi yapılmıştır. Buna göre muskovit ve kuvarsın bol olarak bulunduğu kayaçta az olarak da plajiyoklaz ve biyotit mineralleri belirlenmiştir. Bağlayıcı malzemesini sparikalsit çimentonun oluşturduğu bu kayaç "muskovitli subarkoz" (ANDEL, 1958) veya "muskovitli kuvarslı kumtaş" (TRAVIS, 1970) şeklinde adlandırılabilir. İnce kum boyundaki bileşenlerden oluşan kumtaşları iyi derecede boylanmış olup mineralojik ve dokusal açıdan olgundur.

3.4.4.2. Tüm kayaç çözümlemeleri

Birime ait piroklastik ve karbonat kayaçlarında bileşenlerin yarı nicel yüzdelerini hesaplamak ve tüflerin bağlayıcı malzemesinde gözlenen bozunmanın ürünlerini saptamak amacıyla formasyondan alınan 186 örnekten 181'inde

X-RD (TK) çözümlemeleri yapılmıştır (Ek Çizelge B-5).

Elde edilen sonuçlara göre birim; kalsit, dolomit, kuvars, feldispat (plajiyoklaz+K-feldispat), opal-CT, biyotit, klinoptilolit, analsim ve kil mineralleri içermektedir. Bulunuş frekansları ve ortalama yüzdeleri Çizelge 3.2'de verilen bu minerallerden başka 12 örnekte opal-A'ya rastlanılmıştır. Opal-CT (düzensiz yapılı α -kristobalit+ α -tridimit) ve opal-A'nın (oldukça düzensiz yapılı, amorf yakın) X-RD tanımı JONES ve SEGNET'e (1971) göre yapılmıştır.

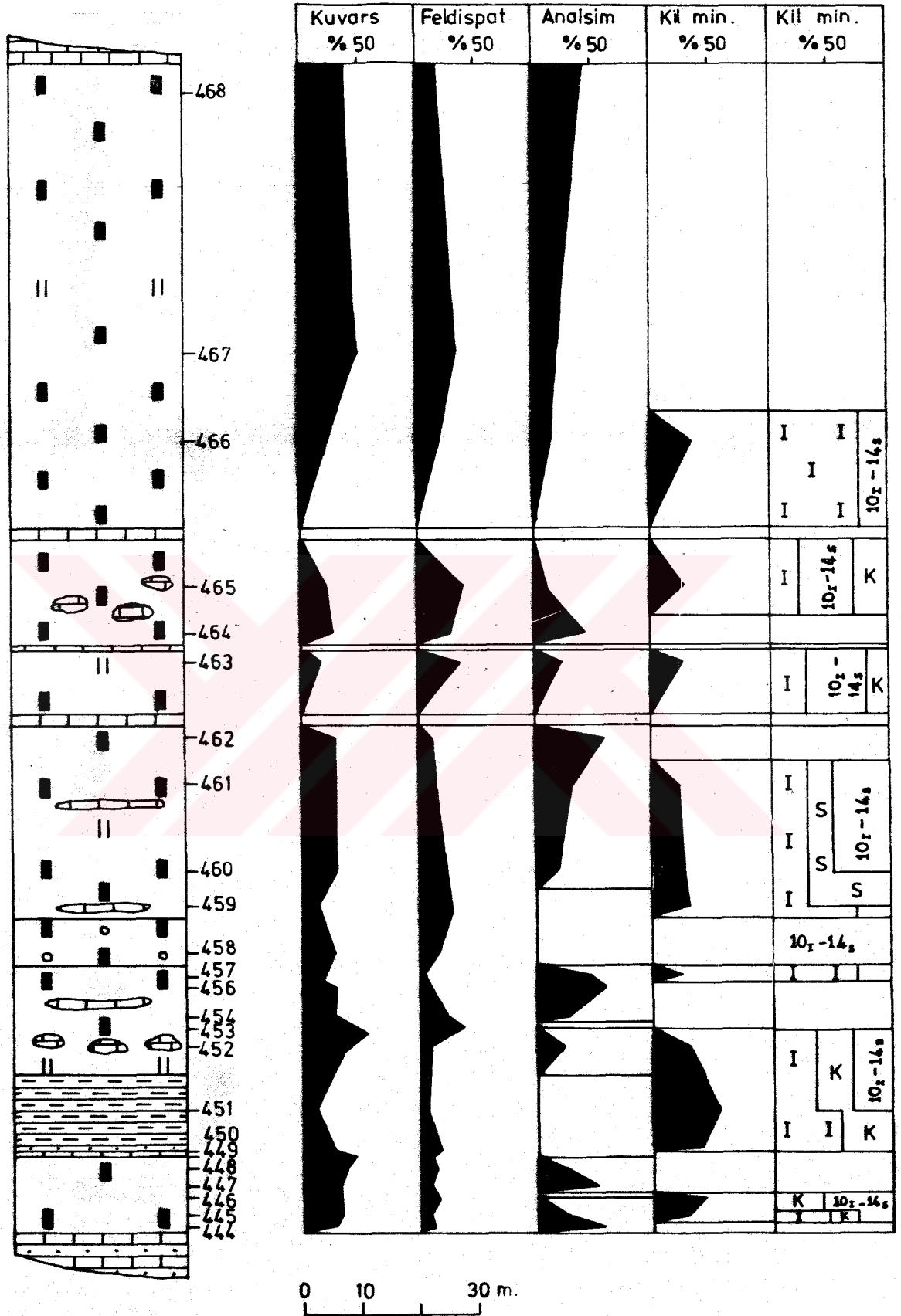
Bulunuş frekansları yüksek olan kuvars, feldispat, kalsit, kil mineralleri, biyotit, klinoptilolit ve analsim birimin ana bileşenlerini oluşturur. Bunlardan kuvars, feldispat ve biyotit genellikle volkanik kökenlidir. Opal-CT, analsim ve klinoptilolit ise otijeniktir.

Basenin güney kesimindeki tüflerin; feldispatlara göre az kuvars içerdiği (OM) incelemelerinde belirtilmiştir. Ancak X-RD (TK) çözümlemelerinde kuvarsın miktarının zaman zaman feldispatlara yaklaştığı hatta geçtiği görülmüştür (Şekil 3.11). Bu örneklerdeki kuvarsın bolluğu, bağlayıcı malzemede zeolitleşmenin dışında kuvars oluşumlarının da geliştiği şeklinde açıklanabilir.

En fazla ortalama yüzdeye sahip klinoptilolit ve analsim (OM) incelemelerinde de belirtildiği gibi tüflerin toz boyundaki bağlayıcı malzemesinde gelişen zeolitleşmenin ürünüdür. Ortalama % 54 klinoptilolit içeren tüfler ALEKSIEV ve DJOUROVA'nın (1974) petrografik sınıflamasına göre "klinoptilolitik zeolitit" (zeolitit:% 50'

Çizelge 3.2 Köpenez formasyonunda saptanan önemli minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri

<u>Mineral</u>	<u>Bulunuş frekansı (%)</u>	<u>En az (%)</u>	<u>En çok (%)</u>	<u>Ortalama (%)</u>
Kalsit	47	1	100	32
Dolomit	8	3	100	28
Kuvars	90	1	62	16
Feldispat	89	2	71	19
Opal-CT	6	5	42	21
Biyotit	41	2	62	16
Klinoptilolit	31	16	88	54
Analsim	21	4	60	27
Kil mineralleri	49	9	87	37

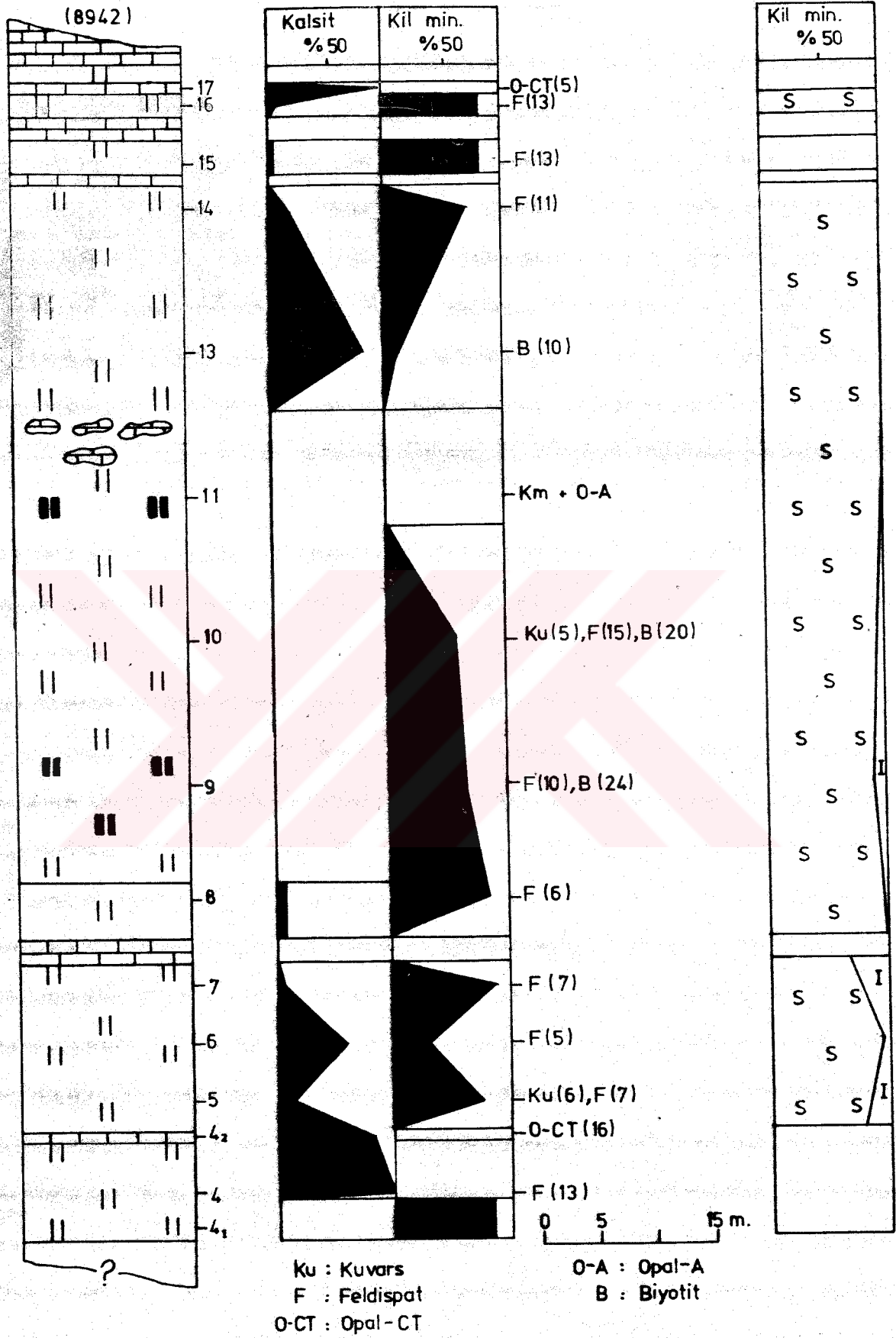


Şekil 3.11. Köpenez formasyonunun Doğankaya D. deki tip kesitinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı.

den fazla zeolit oranına sahip kayaç), ortalama % 27 analsim içeren tüfler ise "analsimik tuf", hem klinoptilolit hem de analsim içeren örnekler "klinoptilolitik analsimik zeolitit" olarak adlandırılabilir.

Yanal ve düşey yöndeki mineralojik değişimleri belirlemek amacı ile basenin farklı kesimlerini temsil eden 10 stratigrafik kesitte kalsit, kuvars, feldispat, klinoptilolit, analsim ve kil minerallerinin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15 ve 3.16).

Kalsit zeolitleşmenin gelişmediği basenin K-KB kesimindeki tüflerde (Karapınar D.batısı ve Balçauluk D. kesitleri) ve tüflerle ardalanmalı karbonatlı kayaçlarda bol olarak bulunmaktadır. Klinoptilolit'in dikey dağılımı belirgin değişim göstermemekle birlikte; alttan üste doğru bazı kesitlerde miktarının arttığı fark edilmektedir. Bu durum üste doğru tane boyunun incelmesi ve buna bağlı volkanik toz/kristal oranının artmasından kaynaklanmaktadır (GÜNDOĞDU, 1982). Ayrıca incelenen kesitlerin bazılarında bu mineralin miktarının azaldığı örneklerde kuvars ve feldispat artmaktadır. Bu durum, önemli kesimi volkanik kökenli olan bu minerallerin zeolitleşme olayına katılmamalarının doğal sonucudur. Diğer taraftan kuvars ve feldispatın daha ziyade iri taneli tüflerde bolluğu dikkati çekmektedir. Bu minerallerin yaklaşık kuzeyden güneye basenin orta kesimlerine doğru yanal yönde miktarı belirgin olarak artmaktadır (Şekil



Sekil 3.12. Köpenez formasyonunun Karapınar D. kesitindeki bazı minerallerin dikey dağılımı .

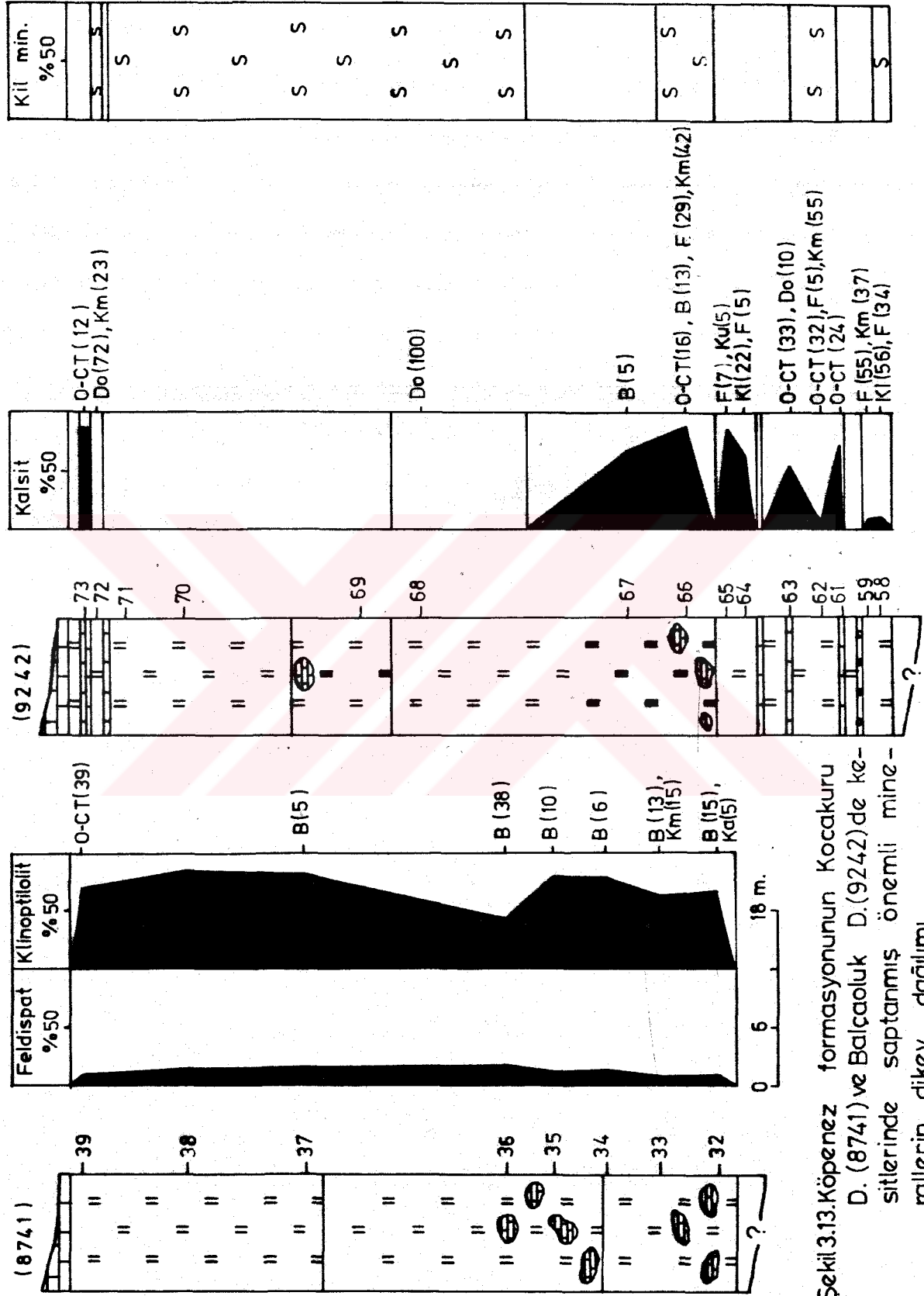
3.13, 3.14, 3.15, 3.16).

Belirtilmesi gereken en önemli özelliklerden birisi de kil mineralleri ve dolomit içeren örneklerde klinoptilolit bulunmayışıdır. Ancak birkaç örnekte gözlenen klinoptilolit ve kil mineralleri beraberliğinde de miktar bakımından negatif bir ilişki vardır. Buna karşın analsim ise kil mineralleri ile yaygın bir parajenez oluşturur.

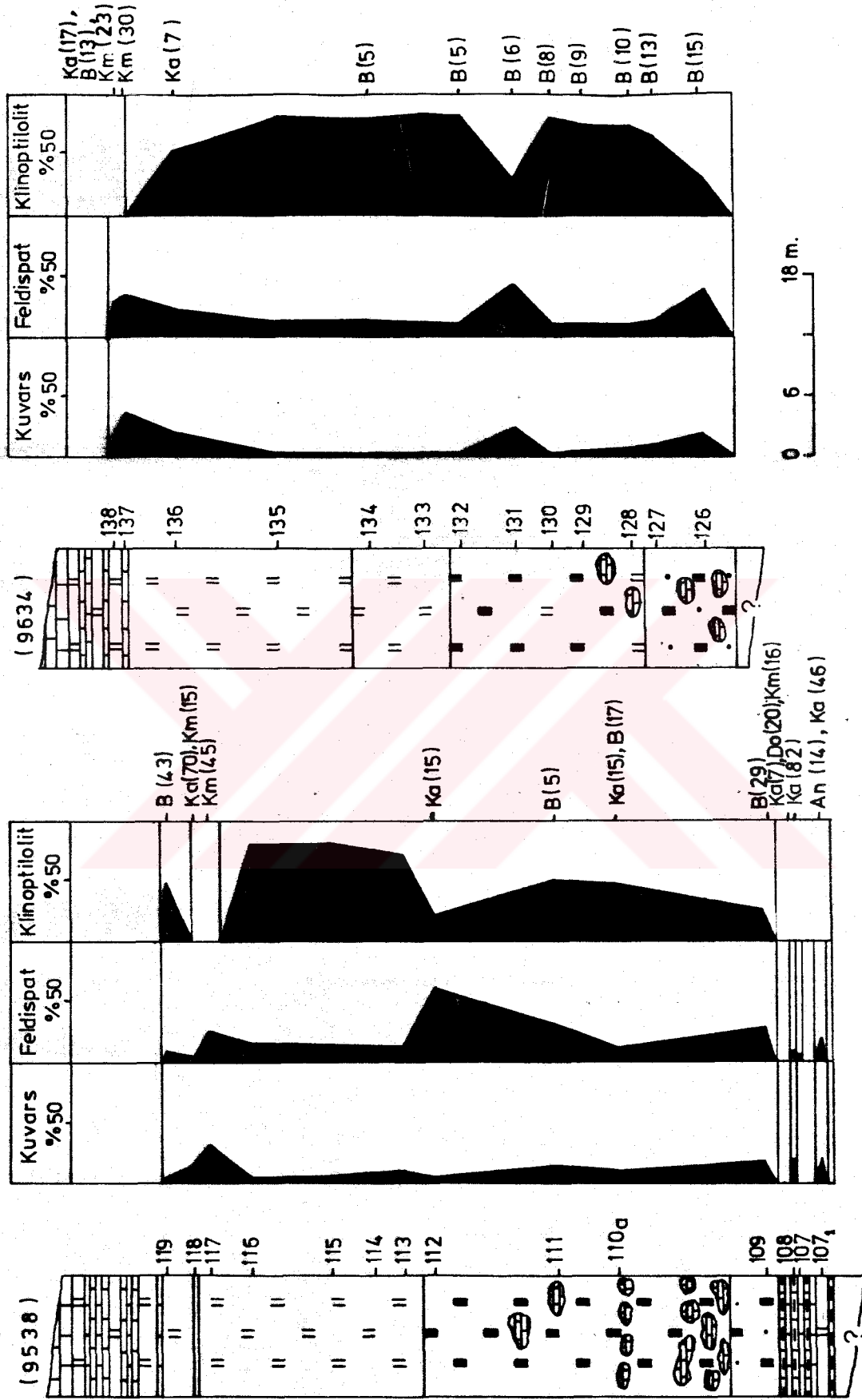
Tüflerde saptanan en önemli otijenik mineral parajenezleri şunlardır :

- Volkanik cam + Simektit
- Klinoptilolit + Opal-CT
- Klinoptilolit + Kuvars
- Analsim + Kuvars
- K-feldispat + Kuvars

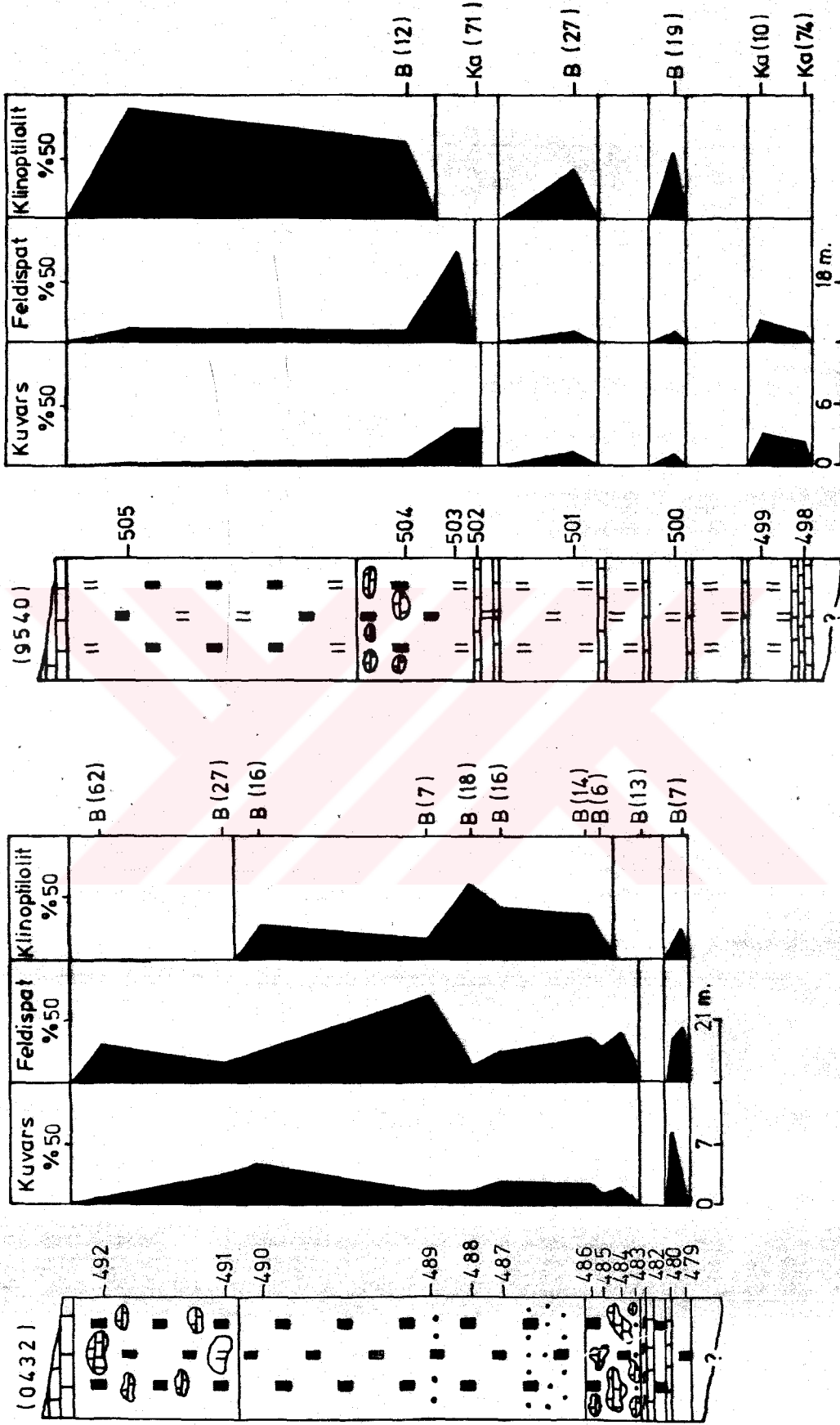
Basenin K-KB kesiminden alınan genellikle toz tüfü karakterindeki örneklerin bol miktarda kil minerali ve opal-A ile birlikte az miktarda kalsit içerdiği saptanmıştır. Belirtilen bölgedeki tüflerde klinoptilolit ise hiç bulunmadığı görülmüştür. Kabaca kara-paleogöl sınırına yakın bu kesim çökelme havzasının kenar bölgelerini temsil etmektedir. Taze volkanik cam ve simektit beraberliğinin gözlemlendiği bu kenar zonundan açıklara doğru klinoptilolit, analsim ve K-feldispat şeklinde gelişen "mineralojik zonlanma"nın varlığı saptanmıştır. (Şekil 3.17). Bu zonlanma aynı yönde artan tuzluluğun bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır (SURDAM ve SHEPPARD,



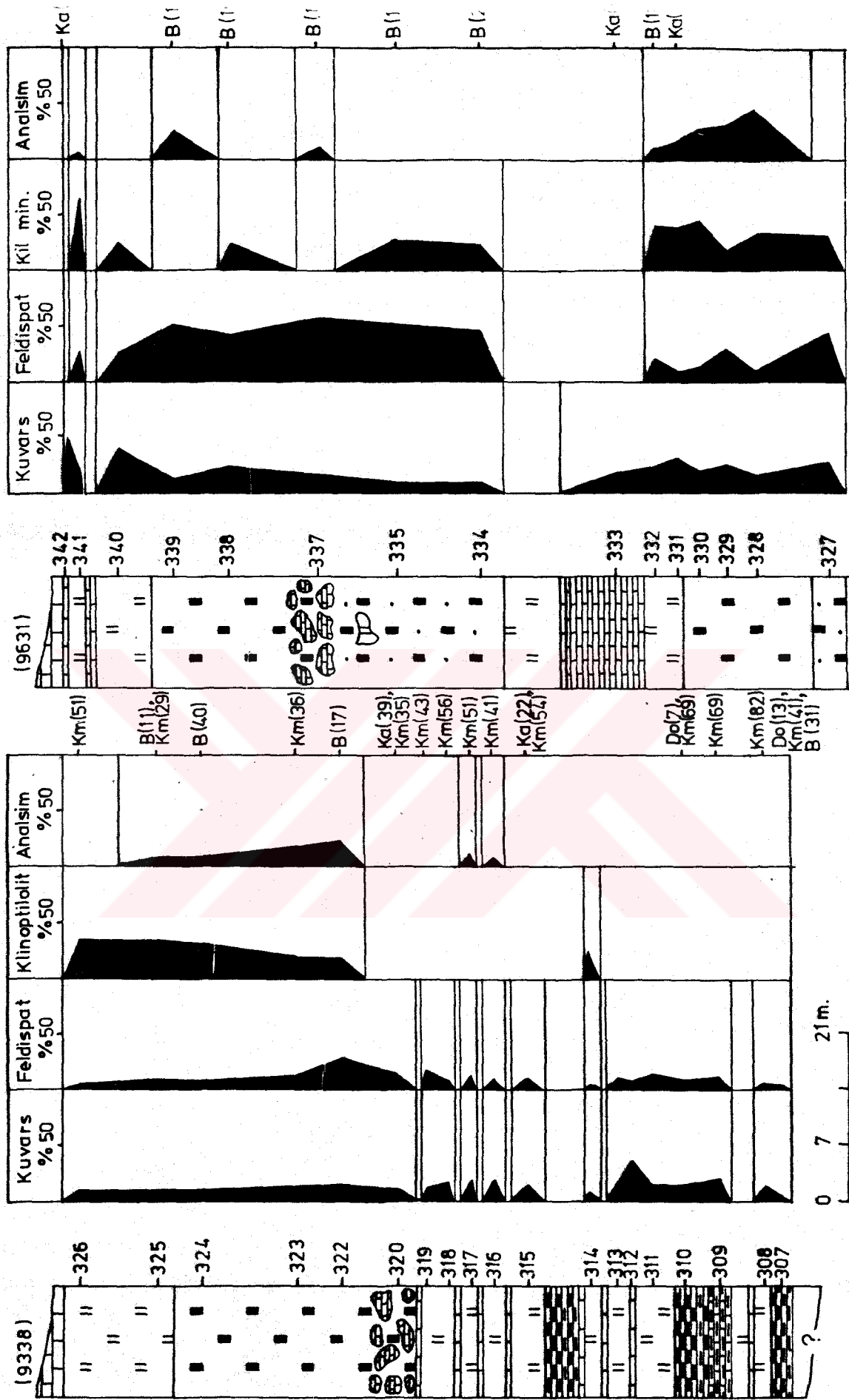
Şekil 3.13. Köpenez formasyonunun Kocakuru D. (8741) ve Balcaoluk D. (9242) de kesitlerinde saptanmış önemli mineroallerin dikey dağılımı .



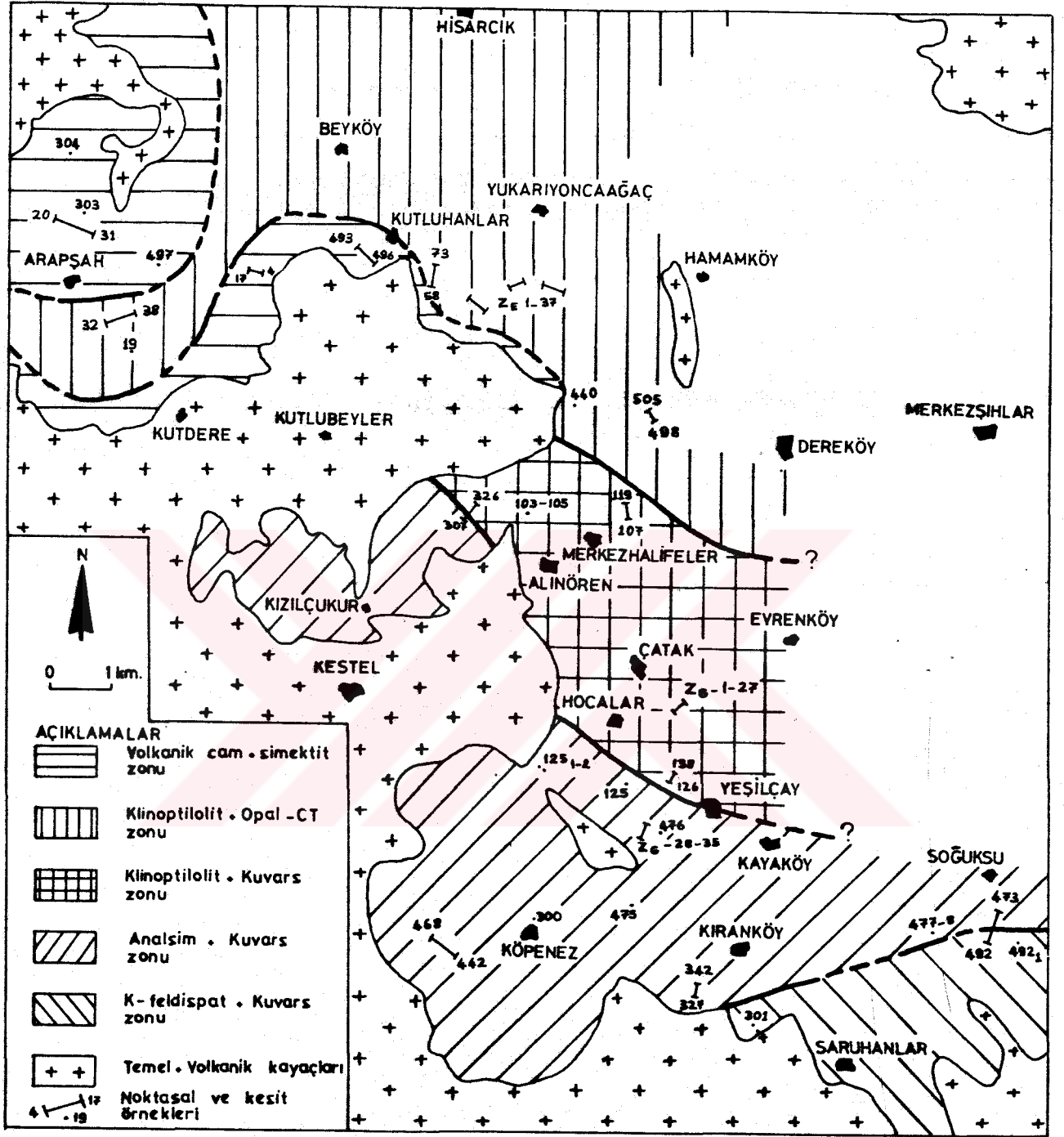
Şekil 3.14. Köpenez formasyonunun Bahçaltı D. (9538) ve Tuztası D. (9634) kesitlerinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı.



Sekil 3.15. Köpenez formasyonunun Daryeri D. (0132), Eksengediği D (9540) kesitlerinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı.



Şekil 3.16. Köpenez formasyonunun Uzunduvölük D. (9338) ve Sulu D. (9631) kesitlerinde saptanmış önemli minerallerin dikey dağılımı.



Şekil 3.17. Emet baseni Köpenez formasyonu tüflerindeki otijenik mineral parajenezlerinin dağılımı (Mineralojik zonlanma haritası) .

1978; HAY, 1978; BOLES ve SURDAM, 1979; GÜNDOĞDU, 1982; SEMELIN ve YALÇIN, 1984).

3.4.4.3. Kil fraksiyonu çözümlemeleri

Birime ait 118 örnekten 55'inde yapılan (KF) çözümleme sonuçlarına göre egemen kil mineralinin simektit olduğu saptanmıştır (Ek Çizelge B-6). 37 örnekte ortalama 9.0 (en az 2.0, en çok 10.0) oranında temsil edilen simektitlerin yanısıra 33 örnekte illit (ort. 3.0, en az 0.5, en çok 10.0), 10 örnekte klorit (ort. 3.1, en az 1.5, en çok 6.0) gözlenmiştir. 9 örnekte ise 10_I-14_S interstratifiyesi (ort. 3.4, en az 3.0, en çok 5.0) bulunmaktadır. Amorf malzemeden (opal-A ?) oluşan 6 örneğin kil fraksiyonunda ise hiç kil mineralinin bulunmadığı veya KF'da çok az oranda illit bulunduğu farkedilmiştir. X-RD (TK) çözümlemeleri ile saptanamayacak kadar az kil minerali içeren klinoptilolitli örneklerde yapılan (KF) çözümlemelerinde yine simektitin bolluğu açıktır. Dolomit oranı yüksek 6 örnekte illit, analsimli 10 örnekte ise illit ile 10_I-14_S interstratifiyesi egemen kil mineralleridir.

Simektitlerin oktaedrik bileşimini belirlemek için 30 (KF) örneğinde d_{060} ölçümü gerçekleştirilmiştir. Buna göre simektitlerden 28'inin dioktaedrik ($d_{060} A^\circ: 1.494-1.505$, ort. 1.498), ikisinin trioktaedrik ($d_{060} A^\circ: 1.520$) olduğu saptanmıştır.

KF'da kil minerallerinden başka süspansiyonda kal-

maya yatkın kil dışı mineraller (kuvars, opal-CT, feldispat, klinoptilolit, analsim) de ortaya çıkmıştır. Kil minerallerinden simektitlerin kökeni otijeniktir, az oranda gözlenen illitler feldispatlarda submikroskopik ölçekte gelişmiş bozunmanın ürünleri olabileceği gibi, (OM) incelemeleri ile de belirlenmiş olan muskovit veya çok ince taneli biyotit ile temsil edilebilir. Kloritler, (OM) incelemeleri sırasında açıklandığı gibi biyotitin bozunma ürünü veya metamorfiklerden de getirilmiş olabilir. İnceleme alanının sadece güneyindeki (Doğankayası D.) tüflerde önemli oranda bulunan 10_I-14_S düzensiz interstratifiyesi biyotit, muskovit veya feldispatın bozunma ürünü olabilir.

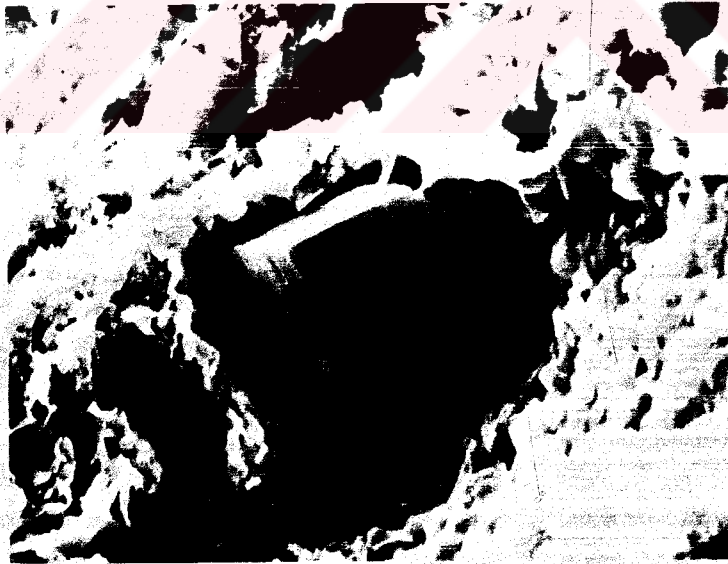
3.4.4.4. Taramalı elektronik mikroskop incelemeleri

Tüflerdeki submikroskopik zeolit minerallerinin şekil ve boyutlarını belirlemek amacıyla TEM incelemelerinden yararlanılmıştır. İri taneli tüflerde uygulanan bu yöntem ile klinoptilolitlerin tabletler/levhalar şeklinde olduğu saptanmıştır (Şekil 3.18). Fotoğrafta görüldüğü gibi özşekilli ve tipik monoklinik simetriye sahip klinoptilolit kristalleri kayacın boşluklarında gelişmiştir. Bu kristallerde gerçekleştirilen yarı nicel "mikroprop çözümlemeleri" bunların Al, Si, K, Ca ve $\pm$ Mg, $\pm$ Fe içerdiklerini göstermiştir.

Basenin güneyinden alınan diğer bir tüf örneğinin TEM



Şekil 3.18 Köpenez formasyonu camsı kül
tüflerindeki özşekilli, lev-
hamsı klinoptilolit kristal-
leri (Büyütme, x800)



Şekil 3.19 Köpenez formasyonu camsı kül
tüflerinde belirlenen özşekil-
li K-feldispat kristali (Bü-
yütme, x3000)

fotoğrafları Şekil 3.19'da görülmektedir. Boşluklarda gelişen monoklinik özşekilli mineraller tipik K-feldispatın kristal şekline sahiptir (KERR, 1959). Bu minerallerin mikroprob çözümlemeleri sonucuna göre; Si, Al ve K'dan oluşan kimyasal bileşime sahip olduğu belirlenmiştir. K-feldispatın çevresinde ise simektit türü kil mineralleri bulunmaktadır. Simektitlerin mikroprob çözümlemeleri ile bunların Si, Al, Mg, Fe, K ve Ca bileşiminde olduğunu ortaya koymuştur. (OM) incelemeleri sırasında da belirtildiği gibi tüflerdeki özşekilli K-feldispatların varlığı bunların, analsim ve klinoptilolit ile birlikte otijenik olarak oluştuklarını kanıtlamaktadır.

3.4.5. Beyköy formasyonu

3.4.5.1. Optik mikroskop incelemeleri

Birimin alt kesimini oluşturan kimyasal kireçtaşlarının (OM) incelemeleri bunların genellikle mikritik (mikrit, dolomitli mikrit) daha az da sparitik (intraklastlı sparit, mikrosparit) bünyeli olduklarını (FOLK, 1968) ortaya koymuştur (Ek Çizelge A-3). Mikritler çökelprenin ilk evrelerinde ortamın genellikle durgun, intraklastlı sparitler de zaman zaman zayıf ve kısa ömürlü akıntıların varlığına işaret etmektedir.

Orta-Üst kesimde bulunan ve özellikle karbonatlı kayalar parçacıkları bakımından zengin kırıntılı kireçtaşları-

nın sınıflaması BALAGOPAL ve SRIVASTAVA'ya (1973) göre yapılmış ve "biyojenik kireçtaşı" olarak adlandırılmıştır. Bilindiği gibi FOLK'un (1962, 1968) sınıflaması daha çok kimyasal kökenli karbonat kayaçlarında kullanılmaktadır. Bununla beraber incelenen örneklerde allokemlerin de yer yer gözlenmesi FOLK'un (1962,1968) önerilerini dikkate almayı gerektirmiştir. Buna göre kırıntılı karbonat kayaçlarının dokusal açıdan mikritik (biyomikrit, litoklastlı mikrit, litoklastlı dolomitli mikrit, litoklastlı fosilli mikrit) ve sparitik (litoklastlı sparat) olduğu belirlenmiştir. Bu adlandırma da X-RD (TK) çözümlmelerinden de yararlanılmıştır. Fosil içeren örneklerdeki gastropodların kalsitleşmiş veya silisleşmiş (ışınsal-sferülitik kalsedon ve kuvarsa dönüşüm) oldukları belirlenmiştir. Mikritik bünyeli karbonatlı kayaç ile metamorfik kayaç parçacıkları; ayrıca kuvars, feldispat, muskovit, biyotit, turmalin ve opak mineraller temel kayaçlardan taşınmış litoklastları temsil eder. Boşluk ve çatlaklarda gözenek dolgusu şeklinde mikrosparit-sparit oluşumları ile kalsedon ve kuvars da izlenmiştir. Tane boyu dikkate alındığında kum boyu bileşenlerden oluşan kırıntılı kireçtaşları "kalkarenit" şeklinde adlandırılabilir (BISSEL ve CHILINGAR, 1967; s. 102).

Birimin üst kesimini oluşturan flüviyatil kökenli kumtaşlarından alınan toplam 13 örnekte (OM) incelemeleri yapılmış ve bunlardan 6'sı üzerinde modal çözümleme yöntemi

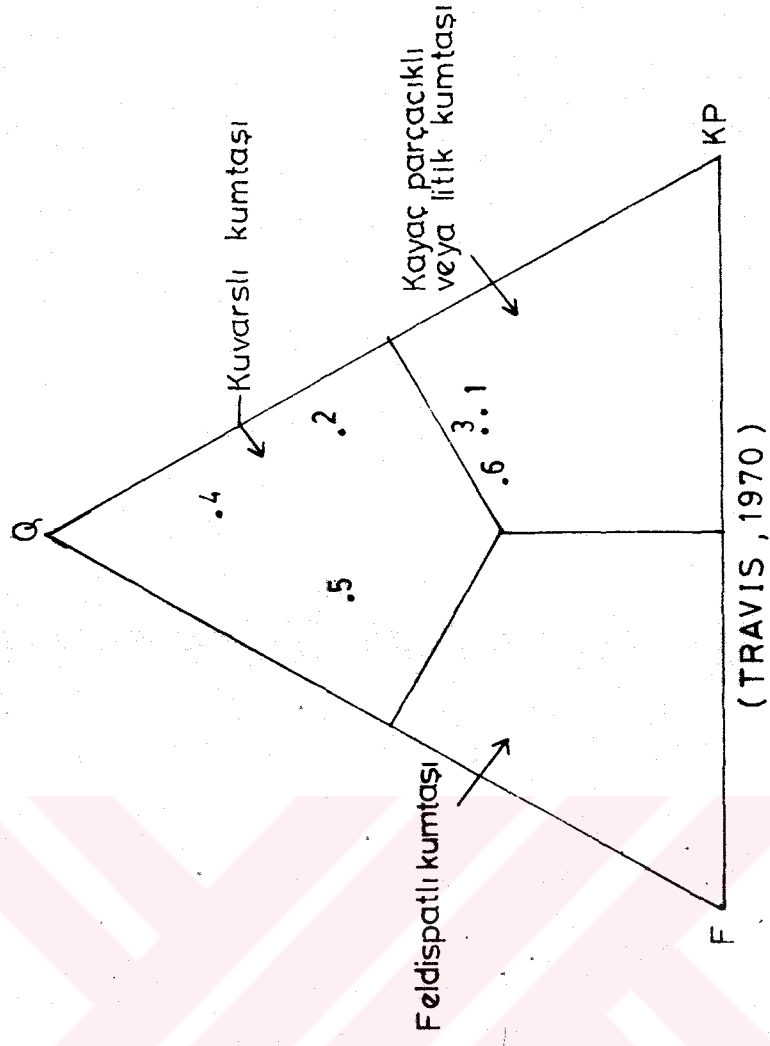
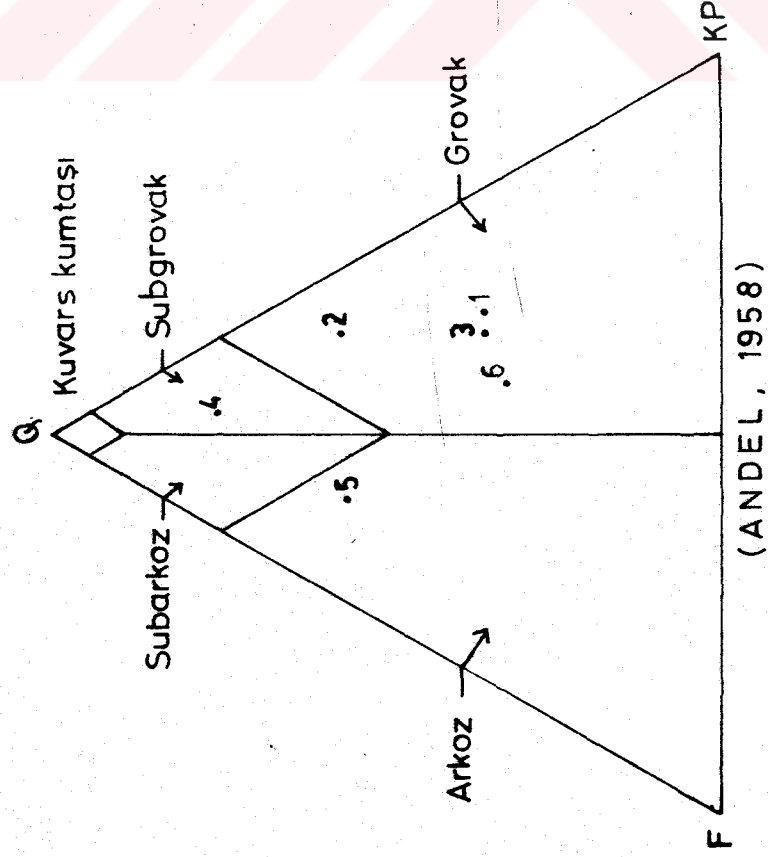
mi uygulanmıştır (Çizelge 3.3). Optik mikroskopi incelemeleri sonuçlarına göre örneklerin 6'sı grovak, 4'ü subgrovak ve 3'ü de arkoz olarak adlandırılmıştır (ANDEL, 1958). Aynı örnekler TRAVIS'e (1970) göre kayaç parçacıklı veya litik kumtaşı ve kuvarslı kumtaşı türüne karşılık gelmektedir (Şekil 3.20). Güney kesimindeki türbiditler ise arkoz veya feldispatlı kumtaşı şeklinde tanımlanmıştır.

Kumtaşlarının ana bileşenlerini dalgalı sönmeli kuvars, feldispat (polisentetik ikizlenmeli ve zonlu yapıları serisitleşme gösteren plajiyoklaz, ortoklaz ve ender olarak mikroklin) ve kayaç parçacıkları (şist, kuvarsit, granit, sedimanter, volkanit) oluşturur. Tali bileşen olarak; bolluk sırasına göre muskovit, biyotit, turmalin, zirkon, titanit, klorit, epidot ve opak mineraller bulunmaktadır. Bağlayıcı malzeme genellikle sparikalsit çimento ve daha az kil hamuru ile temsil edilir.

Güney kesimindeki kumtaşlarının türbiditlerde gözlenen birincil sedimanter yapılara sahip olduğu önceki bölümde belirtilmişti. Kuzey kesimindeki kırıntılı oluşumlarda ise akarsu fasiyesine işaret eden kanal dolgusu ve çapraz tabakalanma gibi sedimanter yapıların bulunduğu vurgulanmıştır. Kuzey kesimindeki kumtaşlarının güneydeki türbiditlerden farklılığını ortaya koymak ve saha verilerinin yorumunu pekiştirmek amacıyla dokusal sedimantolojik çalışmaların yapılması uygun görülmüştür. Belirlenen amaca ulaşabilmek için kumtaşlarının dokusal özelliklerinin (tane boyu, şekli, boylanması ve tane yönelmesi) saptanması yoluna gidilmiştir.

Çizelge 3.3.Beyköy formasyonu kumtaşlarının modal çözümleme sonuçları

MODAL ANALİZ NO.	ÖRNEK NO.	BİLEŞENLER %					UÇ BİLEŞENLER %		
		Kuvars	Feldspat	Tâli Bileşenler	Kayaç par.	Bağlayıcı Malzeme	Kuvars	Feldspat	Kayaç par.
1	HY 20	9.82	5.09	2.00	15.45	66.19	35.43	16.00	48.57
2	HY 85	25.92	3.86	1.75	15.76	52.71	56.92	8.46	34.62
3	HY 143	16.19	8.70	1.65	20.54	52.92	35.65	19.14	45.21
4	HY 154	22.00	2.71	1.52	4.23	69.54	76.02	9.36	14.62
5	HY 155	19.56	10.46	3.04	4.39	62.56	56.86	30.39	12.75
6	HY 156	9.33	7.69	3.27	11.62	68.09	32.57	26.86	40.57



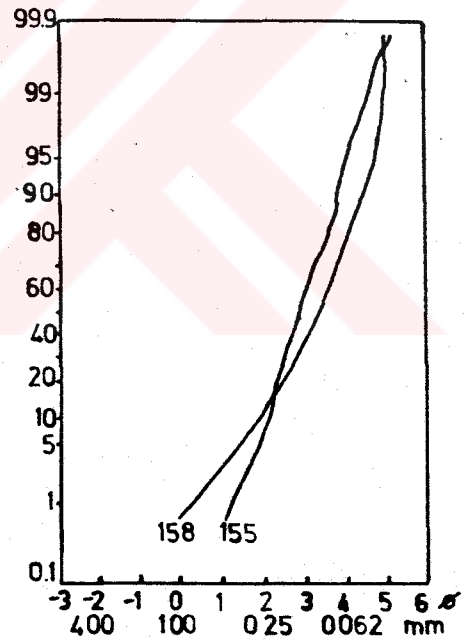
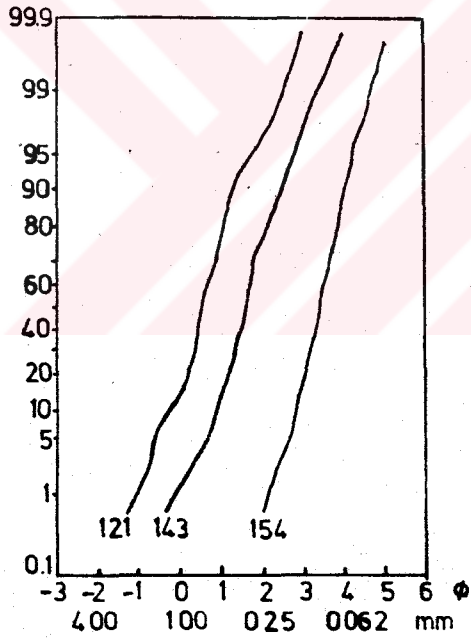
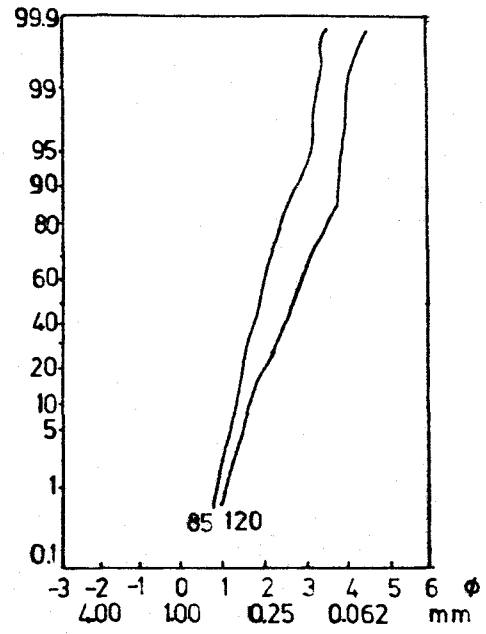
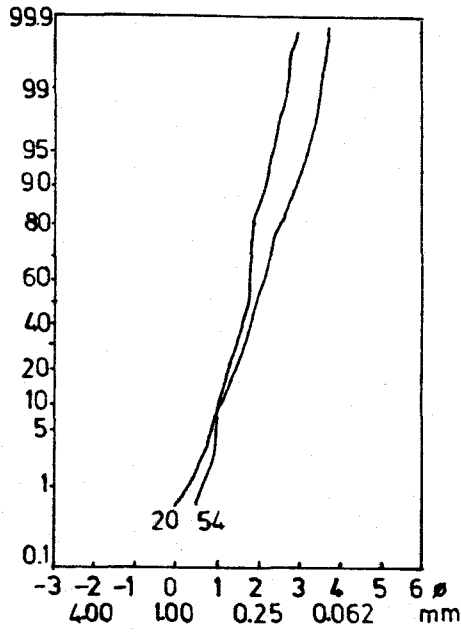
Şekil 3.20. Beyköy formasyonu kumtaşlarının ANDEL (1958) ve TRAVIS (1970) yöntemleri ile sınıflandırılması.

Dokusal çalışmalar sonucunda belirlenmiş "tane boyu dağılım grupları" ve "tane boyu parametreleri"nin incelenen sedimanların çökelme ortamı ve koşullarını yansıttığı bilinmektedir. Ayrıca grafiksel yöntemlerle elde edilen tane boyu parametrelerinin birbirleriyle ilişkileri de kırıntılı malzemeyi taşıyan "akıntının tipi ve rejimi" hakkında kesin veriler sağladığı birçok araştırmacı tarafından saptanmıştır (FOLK, 1968; GÖKÇEN, 1976).

İnceksitlerde "tane boyu ölçümü" ve "tane boyu dağılım eğrileri"nin çizilmesi GÖKÇEN'de (1976) belirtilen kurallara uygun olarak yapılmıştır. Tane boyu parametreleri ise Şekil 3.21'de çizilmiş eğrilerden elde edilen F_i (ϕ) birimi cinsinden kümülatif yüzde değerleri kullanılarak FOLK ve WARD'ın (1957) geliştirdiği formüller yardımıyla hesaplanmıştır (Çizelge 3.4). Bulunan sayısal değerlere dayanarak dokusal çözümlmelerin sonuçları şu şekilde özetlenebilir:

1- Kumtaşlarının tane boyu dağılımı -1.00 ile 4.54 ϕ değerleri arasında değişmektedir. "Ortalama tane boyu (M_z)" değerleri ise Wentworth-Udden ölçeğine (FOLK, 1968'den) göre 0.62-3.36 ϕ (kaba kum-çok ince kum) arasında yer almakta olup ortalama 2.18 ϕ (ince kum) değerine sahiptir.

2- Seçilen örneklerin "grafik standart sapma veya boylanma (S_I)" değerleri 0.40-0.95 ϕ (ort. 0.63 ϕ) arasında değişmektedir. Bu değerler kumtaşlarının orta ile iyi derecede boylanmış sedimanlardan oluştuğunu gösterir. Bu belirleme tane boyu dağılım eğrileri ile kısmen uyumludur.



Şekil 3.21. Beyköy formasyonu kumtaşlarından seçilmiş örneklerin tane boyu dağılım eğrileri.

Çizelge 3.4 .Beyköy formasyonu kumtaşlarının tane boyu dağılımı çözümleme sonuçları

Analiz No.	Örnek No.	Fi birimi cinsinden								kümülatif yüzdelere					Tane boyu parametreleri				(ϕ)		QDa-Md	
		1	5	16	25	50	75	84	95	M _Z	S _I	Sk _I	K _G	QDa (mm.)	Md (mm.)							
1	20	0.30	0.90	1.32	1.56	1.96	2.42	2.66	3.10	1.98	0.66	0.04	1.04	0.08	0.26							
2	54	0.60	0.98	1.20	1.32	1.64	1.88	2.00	2.30	1.61	0.40	-0.05	0.96	0.07	0.32							
3	85	0.80	1.08	1.16	1.50	1.86	2.30	2.58	3.10	1.86	0.66	0.12	1.03	0.08	0.27							
4	120	1.00	1.64	2.04	2.28	2.72	3.20	3.48	3.78	2.74	0.68	0.02	0.95	0.05	0.15							
5	121	-100	-0.58	0.04	0.20	0.67	0.88	1.18	1.80	0.62	0.64	-0.05	1.43	0.17	0.64							
6	143	0.00	0.58	0.98	1.18	1.52	1.90	2.10	2.70	1.53	0.60	0.07	1.20	0.09	0.35							
7	154	2.10	2.60	2.90	3.02	3.34	3.70	3.86	4.22	3.36	0.48	0.12	0.97	0.02	0.10							
8	155	1.36	1.84	2.12	2.40	2.86	3.22	3.42	3.92	2.80	0.64	-0.05	1.03	0.04	0.14							
9	158	0.20	1.40	2.18	2.60	3.18	3.80	4.08	4.54	3.14	0.95	0.09	1.07	0.05	0.11							

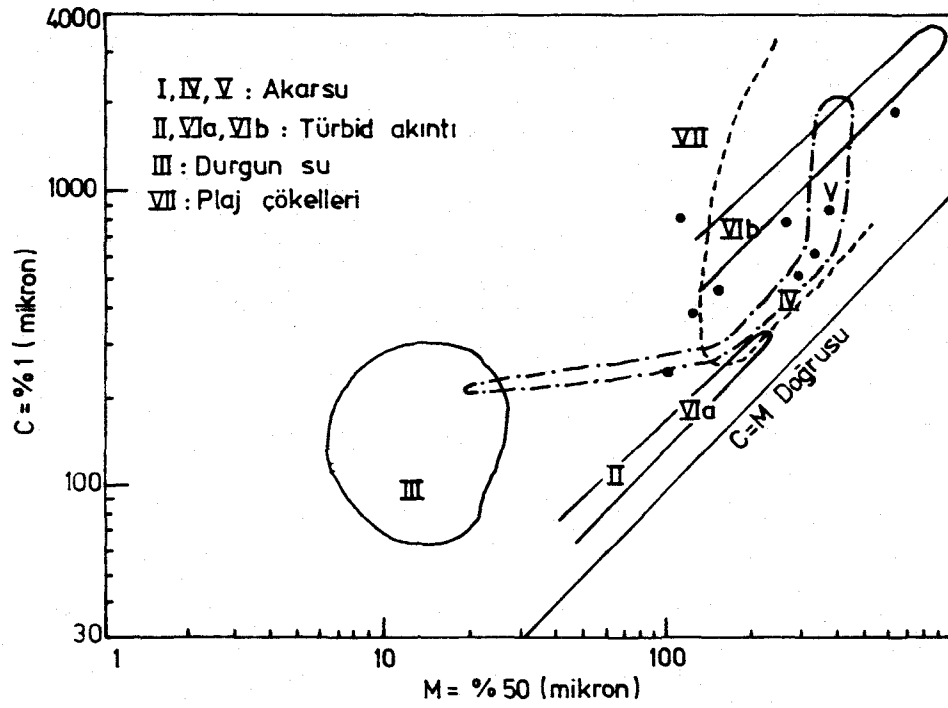
Şöyleki, bazı örneklerin orta derecede kötü boylanmış olduğu eğrilerden anlaşılmaktadır.

3- "Grafik sikiş veya yamukluk (Sk_I)" değerleri -0.09 ile 0.12 $\emptyset$ (simetrik ve ince taneye yamuk) arasında değişmekte olup ortalama 0.01 $\emptyset$ değerine sahiptir. Bu da örneklerin genellikle simetrik sedimanlardan oluştuğunu ifade eder.

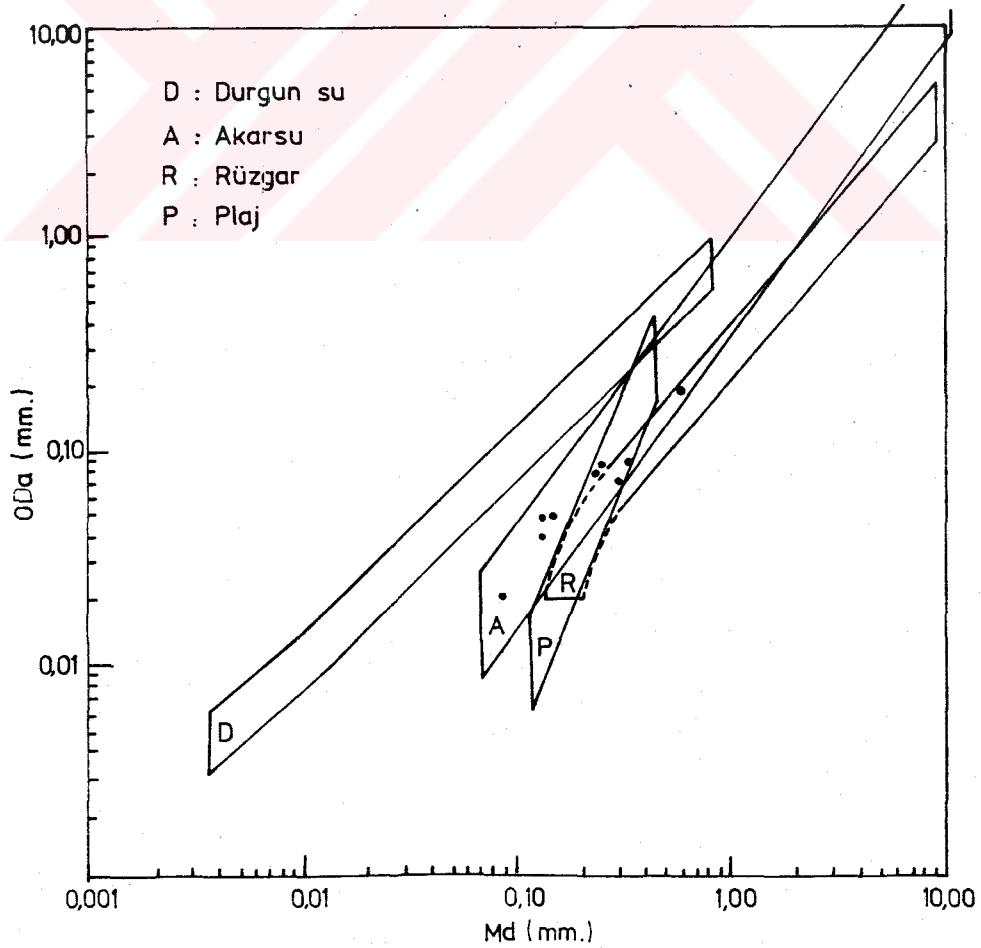
4- "Grafik kurtosis (basıklık) veya tepelenme (K_G)" değerleri ise 0.95-1.43 $\emptyset$ (orta derecede basık veya meso-kurtik ve sivri/leptokurtik) arasında değişmekte, ortalama 1.07 $\emptyset$ büyüklüğündedir. Bu değer de, örnekleri oluşturan tanelerin orta derecede basık olduğunu gösterir.

Tane boyu dağılım eğrilerinden elde edilen "birinci yüzde (C)" ve "medyan/ortanca (M veya Md)" değerleri kullanılarak PASSEGA (1957) tarafından geliştirilen CM diyagramı çizilmiştir (Şekil 3.22). Bu yöntem ile türbiditlerin; akarsu, durgun su ve plaj çökellerinden ayrılabilceği belirtilmektedir. Araştırmacı türbiditlerde örneklerin koordinat sisteminin açısı ortayı olan CM doğrusuna paralel bir U kümesi içinde toplandığını ifade etmektedir. Diğer fasiyeslerde ise S ve L şekilli kümelenmelere rastlanılmaktadır. Kuzey kesimine ait örnekler CM diyagramına yerleştirildiğinde genellikle bir L kümesi içinde toplandığı, kesinlikle türbidit olmadığı görülmüştür.

Yukarıda ortaya çıkan görüşün doğruluğunu araştırmak ve eldeki veriyi güçlendirmek amacıyla BULLER ve McMANUS'un (1972) durgun su, akarsu, rüzgâr ve plaj gibi farklı



Şekil 3.22.PASSEGA'ya (1957) göre C-M diyagramında ortamların konumu ve incelenen örneklerin dağılımı .



Şekil 3.23.QDa-Md diyagramında örneklerin dağılımı (BULLER ve Mc MANUS , 1972) .

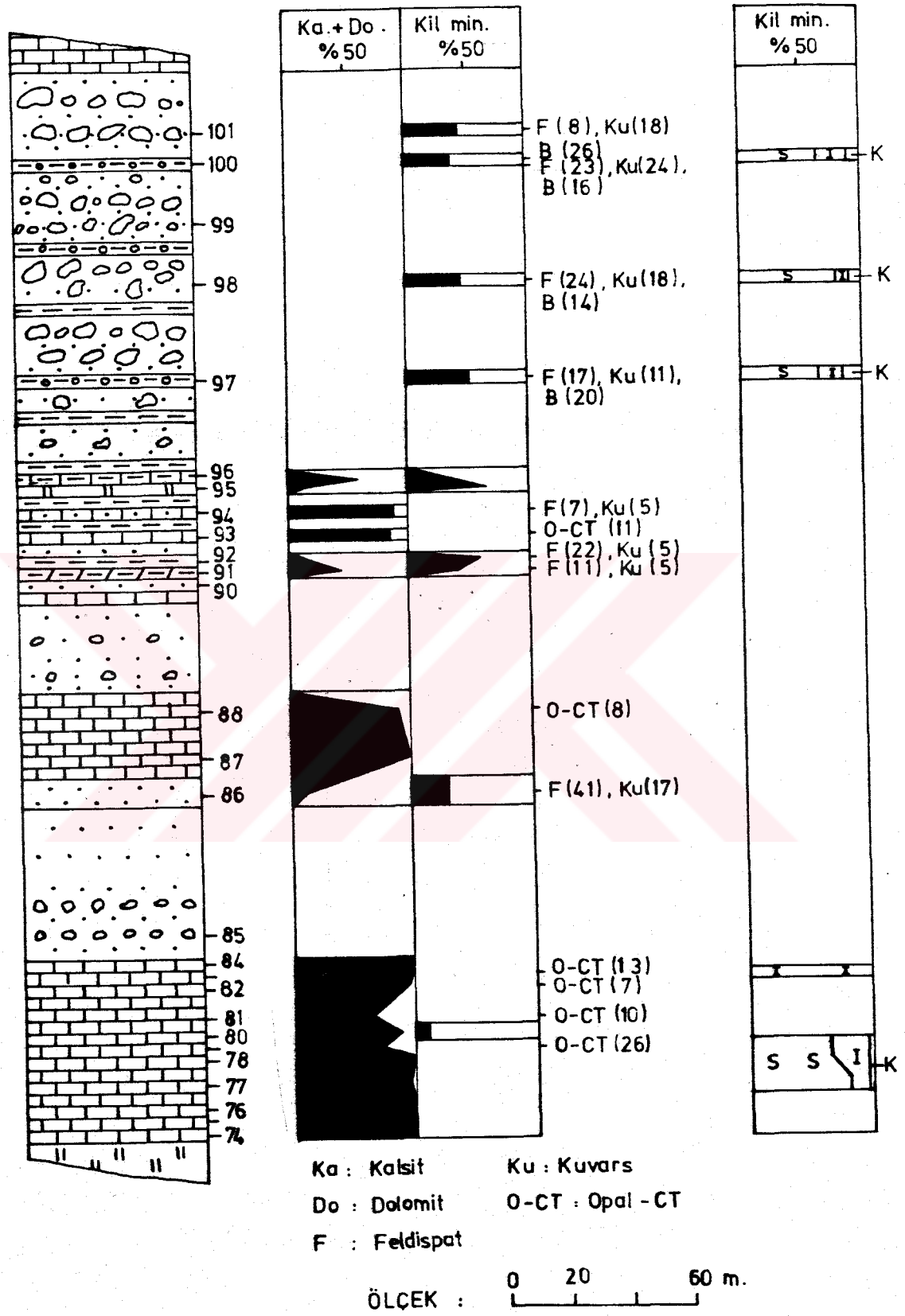
ortam çökellerini ayırmak için kullanılan QDa-Md diyagramından da yararlanılmıştır. Çeyrek sapma değeri olan $QDa = (P_{25} - P_{75})/2$ ve medyan değeri ise $Md = P_{50}$ olarak alınmıştır. P_{25} , P_{50} ve P_{75} yüzdelerinin değeri milimetre cinsinden olup bu değerler çift logaritmik kâğıda geçirilmiştir. Şekil 3.23'deki diyagramdan görüldüğü gibi bütün örnekler akarsu ortamını belirleyen koridorda toplanmıştır.

Gerek CM gerekse QDa-Md diyagramlarının sonuçları; kuzey kesimindeki kırıntılı oluşumlar ile güneydekilerin farklı mekanizmaların ürünleri olduğuna işaret etmektedir. Bu da, arazi gözlemlerini doğrular niteliktedir.

3.4.5.2. Tüm kayaç çözümlmeleri

Litostratigrafik birimden alınan 60 örnekten 38 tanesinde X-RD (TK) çözümlmeleri yapılmış (Ek Çizelge B-7); kalsit, dolomit, kuvars, feldispat, opal-CT, biyotit ve kil minerallerinin varlığı saptanmıştır. Çizelge 3.5'de verilen sonuçlara göre bulunuş frekansları yüksek olan kalsit ve kuvars; birimin egemen mineralleridir. Bulunuş frekansları düşük olan dolomit ve kil minerallerinin ortalama yüzdeleri yüksektir. Diğer minerallerin ise bulunuş frekansları ve ortalama yüzdeleri düşüktür.

Tip kesitte kalsit ve kil minerallerinin dikey dağılımı da incelenmiştir. Buna göre, kalsit, karbonatlı kayaçlarda; kil mineralleri ise killi-karbonatlı seviyelerde egemen minerallerdir (Şekil 3.24).



Şekil 3.24. Beyköy formasyonu tip kesitinde saptanmış bazı minerallerin dikey dağılımı.

Çizelge 3.5 Beyköy formasyonunda saptanan minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri

<u>Mineral</u>	<u>Bulunuş</u>			
	<u>frekansı(%)</u>	<u>En az (%)</u>	<u>En çok (%)</u>	<u>Ort.(%)</u>
Kalsit	82	2	100	67
Dolomit	24	5	59	30
Kuvars	89	1	86	10
Feldispat	34	3	41	16
Opal-CT	18	7	26	12
Biyotit	16	9	26	17
Kil mineralleri	39	10	82	45

İstifin alt kesimindeki kimyasal kireçtaşlarına bağımlı karbonat mineralleri otijenik bir oluşuma sahiptir. Orta-üst kesimde ise kırıntılı karbonat kayaçlarının bileşimine katılmaktadır. Kuvars, feldispat ve biyotit kırıntılı kökeni temsil etmekte ve miktarları kırıntılı birimlerde artmaktadır. Özellikle alttaki kimyasal kireçtaşlarında bulunan opal-CT ise otijeniktir.

3.4.5.3. Kil fraksiyonu çözümlemeleri

11 örnekte yapılan (KF) çözümlemeleri sonuçlarına (Ek Çizelge B-8) göre simektit egemen kil mineralidir. 8 örnekte en az 6.5, en çok 8.0, ortalama 7.0 oranında bulunmaktadır. İkinci ve üçüncü derecede illit (10 örnekte en az 1.0, en çok 10.0, ort. 3.8) ve klorit (7 örnekte en az 0.5,

en çok 1.5, ort. 0.8) temsil edilmektedir. Bir örneğin kil fraksiyonunun eser miktarda simektit ile amorf malzemeden (opal-A ?) oluştuğu belirlenmiştir. Üç örnekte yapılan d_{060} ölçümüne göre ise simektitlerin dioktaedrik (crt. d_{060} : 1.500 Å) olduğu görülmüştür.

Belirtilen kil minerallerinden simektitlerin otije-nik olduğu düşünülmektedir. İllit kırıntılı kökene sahip olup muskovitin kil boyu fraksiyonunu temsil etmektedir. Klorit ise biyotitlerin bozunma ürünü olabileceği gibi temel kayalardan da getirilmiş olabilir.

3.4.6.. Emet formasyonu

3.4.6.1. Optik mikroskop incelemeleri

Hisarcık bölgesindeki karbonatlı kayaların adlandırılması için yapılan (OM) incelemelerinde FOLK' un (1968) sınıflaması ile X-RD (TK) bileşimleri göz önünde tutulmuştur (Ek Çizelge A-4 a). 37 karbonatlı kayaç üzerinde yapılan (OM) incelemeleri alttaki genellemelerin yapılmasına olanak sağlamıştır: Boratların da yer aldığı alt seviyelerin sparitik, orta-üst seviyelerin mikritik (mikrit, dolomitli intramikrit, dolomikrit, dolomitli mikrit, pelletli intramikrit), çört oluşumlarının yoğun olduğu özellikle üst ve kısmende orta seviyelerin sparitik (karbonatlı çört, intrasparit, dolomitli sparit, çörtlü kalsitli dolosparit, çörtlü intrasparit) bileşimine sahip olduğu gözlenmiştir.

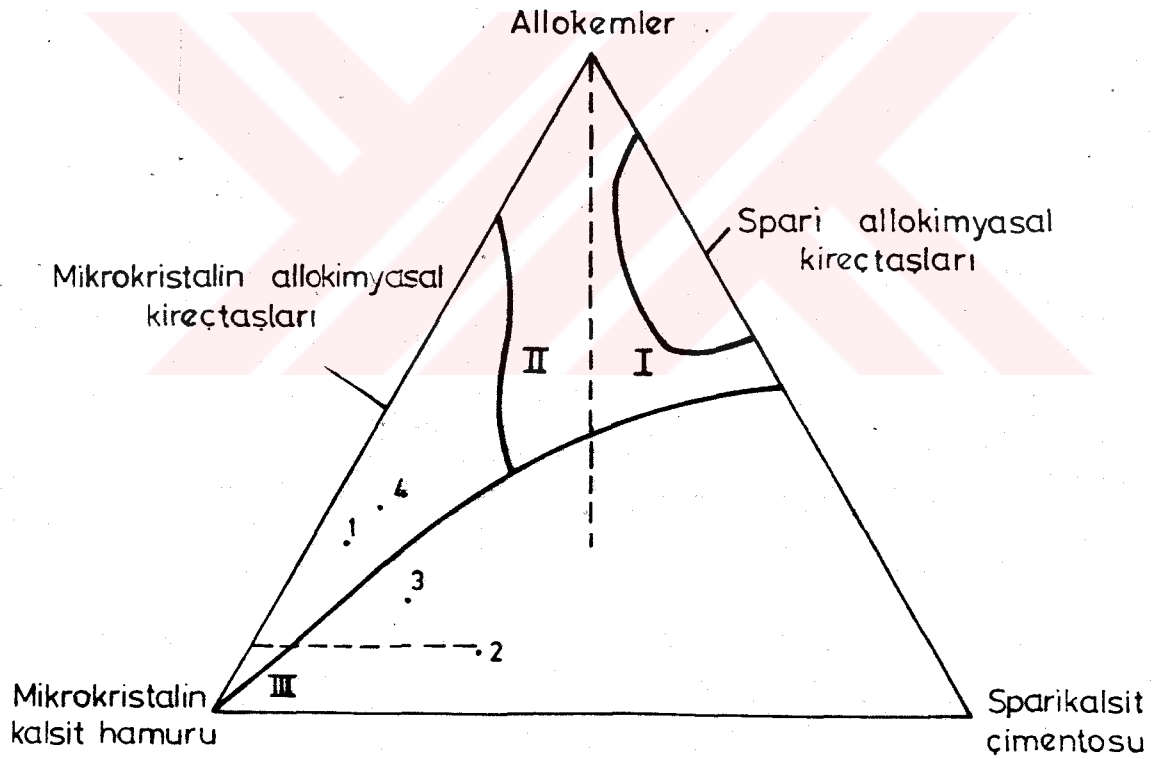
Seçilen 4 kireçtaşı örneğinde gerçekleştirilen modal çözümleme sonuçları (Çizelge 3.6) POLK'un (1968) sınıflamasına uygulandığında kayaçların mikrokristalin allokimyasal kireçtaşı (mikrit) karakterinde olduğu görülmüştür (Şekil 3.25). Karbonatlı kayaç örneklerinde rastlanılan ortak bir özellikte çatlak ve boşluklarda yeniden kristallenme ile oluşmuş ikincil sparitik-mikrosparitik gözenek dolgu su şeklindeki kalsit oluşumlarının varlığıdır. Litoklast olarak ise çok az oranda kuvars ve plajiyoklaz mineralleri izlenmiştir.

Espey bölgesindeki karbonatlı kayaçlarda yapılan (OM) incelemeleri sonuçları (Ek Çizelge A-4 b) şu şekilde değerlendirilmiştir : Alt seviyelerin genellikle sparitik (sparit, litoklastlı sparit, mikrosparit, dolosparit, kumlu sparit), orta-üst seviyelerin mikritik (mikrit, intramikrit, dismikrit) bünyeli oldukları saptanmıştır. Hisarcık'tan farklı olarak kayaçlarda bol miktarda kuvars, plajiyoklaz, biyotit ve çok az da turmalin, karadan türemiş litoklastik bileşenleri temsil etmektedir.

Özellikle Espey bölgesinde, alt seviyelerdeki gerek litoklastlı sparitlerin gerekse kumlu oluşumların varlığı, kimyasal çökelmenin egemen olduğu çökelme ortamına; temel kayaçlardan kırıntılı malzeme getirildiğini, kısa aralıklarla da olsa kuvvetli akıntılarla yüksek enerjili bir ortamın etkin olduğunu göstermektedir. Orta ve üst seviyelerdeki az sparitik çimento içeren mikritler ile intraklastların azlığı akıntıların zayıf ve sürekli olmadıklarını

Çizelge.3. 6.Emet formasyonu kireçtaşlarının modal çözümleme sonuçları .

ANALİZ NO	ÖRNEK NO	ORTOKEMLER (%)		Allokemler (%)	Yeniden kristallenme	Litoklast	UÇ BİLEŞENLER (%)		
		Mikrit	Sparit				Mikrit	Sparit	Allokem
1	151	63.73	4.07	23.90	5.93	2.37	69.50	4.44	26.06
2	153	56.94	9.08	28.11	5.87	—	60.49	9.64	29.07
3	169	62.52	16.81	15.93	4.38	0.35	65.62	17.65	16.73
4	223	59.56	6.14	29.35	4.95	—	62.66	6.46	30.88



Şekil 3.25. Emet formasyonu kireçtaşlarının FOLK'a (1968) göre sınıflandırılması .

ifade eder (FOLK, 1968).

Hisarcık kesimi için tipik olan silis oluşumlarının (OM) ve X-RD (TK) çözümleme sonuçlarına göre; kuvars, kalsedon ve opal-CT'den oluştuğu belirlenmiştir. Kuvars özge-kilsiz mikro-kriptokristaller şeklindedir. İnce lifler halindeki kalsedon tipik aşınal-sferülitik yapıya sahiptir. Opale gözenekli kireçtaşı boşluklarında aynı zamanda bant ve yumrular da rastlanılmıştır. Opal oluşumları kolloidal jel yapısına sahiptir ve genellikle kalsedon liflerine dönüşmeler gösterir (Şekil 3.26). Silis oluşumlarından yumru şeklinde olanların diagenetik, devamlı seviyeler-bantlar halinde bulunanların ise daha ziyade ortam P_H 'ındaki ritmik değişimler sonucu oluştuğu düşünülmektedir.

Birimin alt seviyelerinde yer alan epiklastik kayalardan 5'i üzerinde (OM) incelemeleri ile modal çözümlemeler gerçekleştirilmiştir (Çizelge 3.7). Buna göre 4 örneğin arkoz (ANDEL, 1958) veya feldispatlı kumtaşı (TRAVIS, 1970), bir örneğin grovak veya kayaç parçacıklı/litik kumtaşı olduğu belirlenmiştir (Şekil 3.27). Kumtaşlarının esas bileşenlerinden yer yer yaygın serisitleşme gösteren feldispatlar; polisentetik ikizlenmeli ve zonlu yapıları plajiyoklaz ve pertitik yapıları ortoklaz ile temsil edilir. Kuvarsların büyük çoğunluğu dalgalı sönme gösteren kuvars türündedir. Kayaç parçacıklarını özellikle turmalinli mikasist, daha az da granit, kuvarsit ve volkanitler oluşturur. Bolluk sırasına göre; biyotit, muskovit, turmalin, ikincil klorit, epidot, titanit, zirkon ve opak mineraller

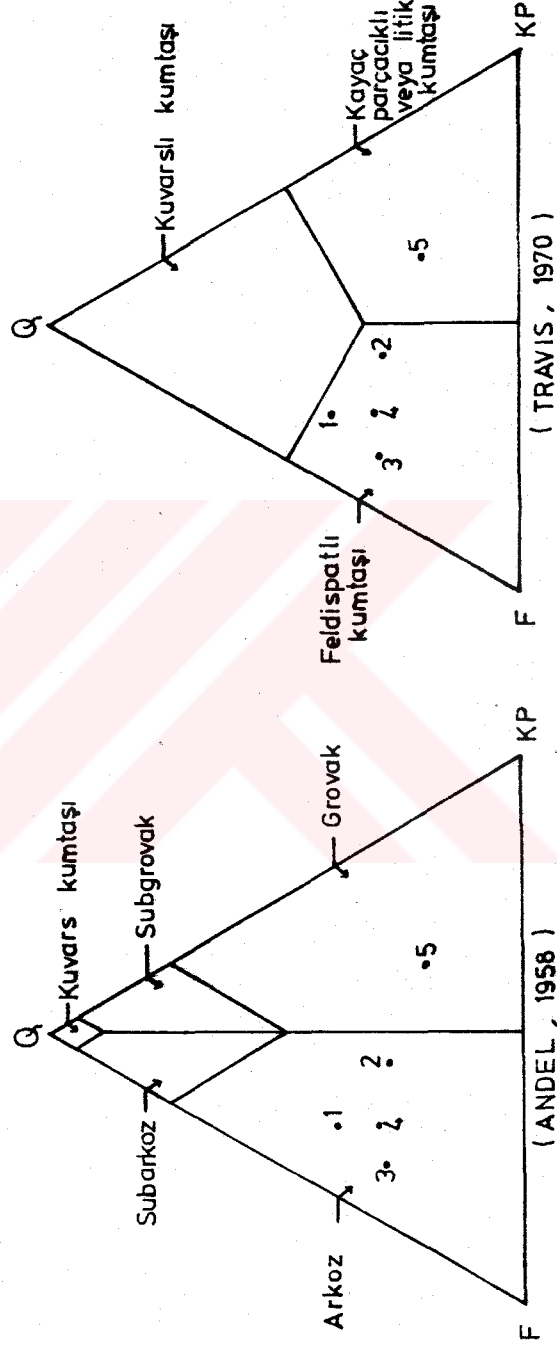


Şekil 3.26 Kireçtaşlarının boşluklarında kolloyidal jel yapısı gösteren opal oluşumları (Tek nikol, x75)

tali bileşen şeklinde bulunmaktadır. Bağlayıcı malzemeyi ise sparikalsit çimento ile kil hamuru oluşturur. Kuntaşlarını oluşturan bileşenlerin ortalama tane boyu 0.283 mm olup orta kum boyuna (0.25-0.50 mm) karşılık gelmektedir. Tane boyunun küçük olması nedeniyle bazı örneklerde bağlayıcı malzeme yüzdesinin yüksek, mineralojik ve dokusal açıdan yarı olgun, orta ile iyi arası boylanmaya sahip olduğu farkedilmektedir. Diğer taraftan Espey bölgesindeki kuntaşlarının Hisarcık'a göre daha fazla metamorfik kayalık parçacığı içerdiği belirlenmiştir. Bu farklılığın; Espey'in metamorfik temele daha yakın olmasından ileri geldiğini

Çizelge 3.7. Emet formasyonu kumtaşlarının modal çözümleme sonuçları

MODAL ANALİZ NO.	ÖRNEK NO.	BİLEŞENLER					UÇ BİLEŞENLER				%
		Kuvars	Feldispat	Tali Bileşenler	Kayaç parçacık.	Bağlayıcı malzeme	Kuvars	Feldispat	Kayaç parçacık.		
1	195	14.20	16.77	2.76	4.73	61.54	39.78	46.96	13.26		
2	245	13.64	20.00	2.18	14.00	50.18	28.63	41.98	29.39		
3	251	13.21	22.58	1.51	4.18	58.52	33.05	56.49	10.46		
4	288	15.33	25.63	0.75	8.79	49.50	30.81	51.51	17.68		
5	290	9.70	8.83	1.08	21.98	58.41	23.94	21.81	54.25		

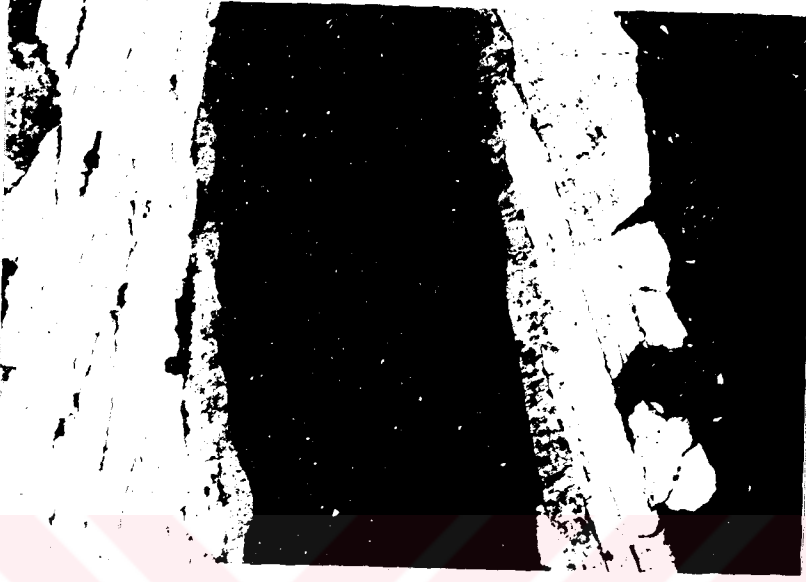


Şekil 3.27. Emet formasyonu kumtaşlarının ANDEL (1958) ve TRAVIS (1970) yöntemleri ile sınıflandırılması

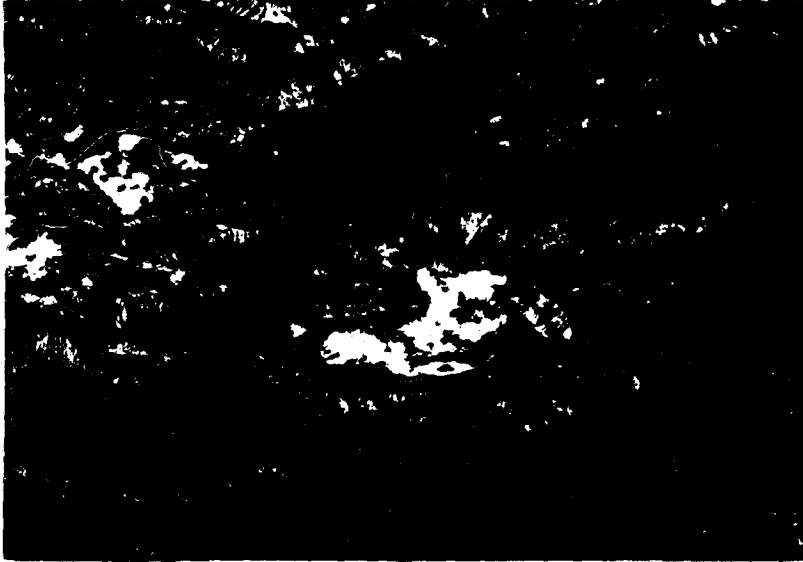
düğündürmektedir. Ayrıca boratlı zonun altındaki kumtaşlarının Beyköy formasyonundakilere büyük benzerlik göstermesi, bu bölgedeki sondajların askıda kalmadığına işaret edebilir.

Olası ikincil değişimleri gözleyebilmek için 9 kolemanit örneği üzerinde (OM) incelemeleri yapılmıştır. Bir merkezden itibaren büyümüş renksiz, ışınsal dizilişli kolemanit minerallerinde herhangi bir bozunma izine rastlanılmadığı gibi, bir başka borat mineralinin dönüşüm ürünü olduğu da gözlenmemiştir (Şekil 3.28). Bir örnekte (277) yelpazeler şeklinde oluşmuş kolemanitin bol miktarda kil kapanımları içerdiği, bu nedenle renginin siyah-kahverengi arasında değiştiği farkedilmiştir. Kil minerallerinin kolemanit lifleri arasına fırçalar şeklinde girmiş ve mikroskopik yumruların kil kınları ile birbirinden ayrılmış olduğu gözlenmiştir (Şekil 3.29).

İki üleksit örneği (397 ve 409) üzerinde yapılan (OM) incelemelerinde, bunların birbirine paralel dizilmiş ince uzun liflerden oluşan demetler şeklinde bulunduğunu göstermiştir. Demetler çoğunlukla düzgün olmayıp yer yer düğümlenerek karışık yumaklar oluşturur. İri kristallerde polisentetik ikizlenmenin de belirlendiği üleksit lifleri arasında veya kapanımlar halinde siyah kil minerallerine rastlanılmıştır. Ayrıca üleksitten oluşmuş mineral psödomorf-ları da gözlenmemiştir.



Şekil 3.28 İğnalsal kolemanit kristalleri (Çift nikol, x75)



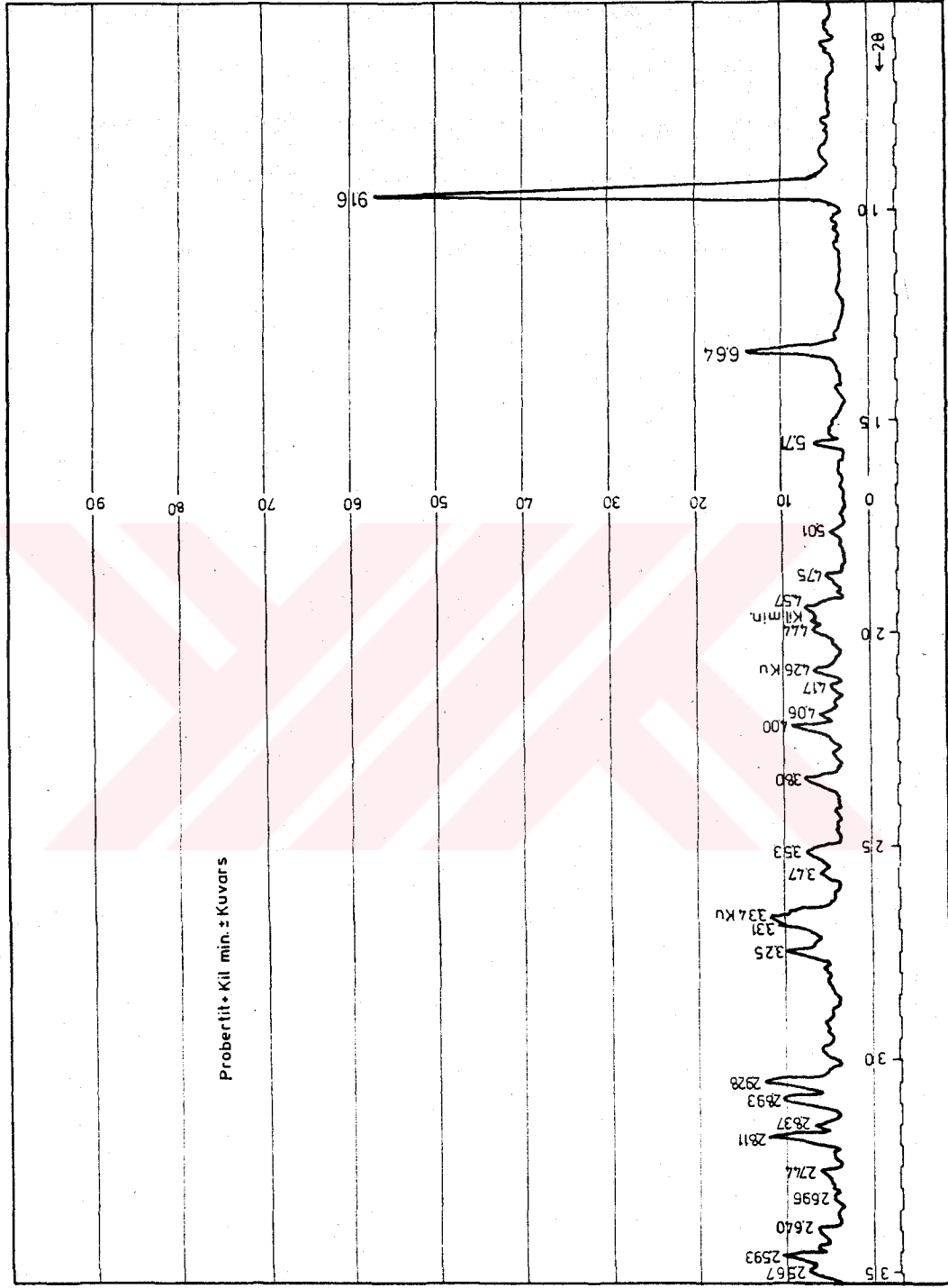
Şekil 3.29 Kolemanit kristallerinde gözlenen kil kapamaları (Tek nikol, x75)

3.4.6.2. Tüm kayaç çözümlmeleri

Formasyondan alınan 245 örneğin tümünde X-RD (TK) çözümlmeleri yapılmış (Ek Çizelge B-9) ve kayaç birimlerinde kalsit, dolomit, kuvars, feldispat (plajiyoklaz ve K-feldispat), opal-CT, biyotit ve kil minerallerinin bulunduğu saptanmıştır. Ayrıca boratlı zonda kolemanit, üleksit, hidroborasit ve probertit gibi borat minerallerinin dışında jips, sölestin, kükürt, realgar ve örpimente de rastlanılmıştır. Belirtilen minerallerden probertitin varlığı Emet baseninde ilk defa yazar tarafından ortaya konulmuştur (Şekil 3.29 a). Önceki araştırmacılar (ÖZPEKER, 1969; HELVACI ve FIRMAN, 1977; HELVACI, 1983) tarafından Emet baseninde dolomitin gözlenmediği ifade edilmektedir. Ancak bu mineralin boratlı zonun üzerinde bir kılavuz seviye niteliğinde yer aldığı bu çalışmada belirlenmiştir. Borat dışındaki minerallerin bulunuş frekansları ve ortalama yüzdeleri Çizelge 3.8'de verilmiştir.

Elde edilen sonuçlara göre kalsit istifteki egemen karbonat mineralidir. İkinci derecede önemli mineral; bulunuş frekansı ve ortalama yüzdesi yüksek olan kil mineralidir. Dolomitin bulunuş frekansı düşük, ortalama yüzdesi yüksek; buna karşın kuvars ve feldispatın bulunuş frekansları yüksek, ortalama yüzdeleri ise düşüktür. Opal-CT'nin bulunuş frekansı ve ortalama yüzdesi düşük, biyotitin bulunuş frekansı az olmasına rağmen ortalama yüzdesi kuvars, feldispat ve opal-CT'ye göre fazladır.

Buraya değin istifteki önemleri üzerinde durulan mi-

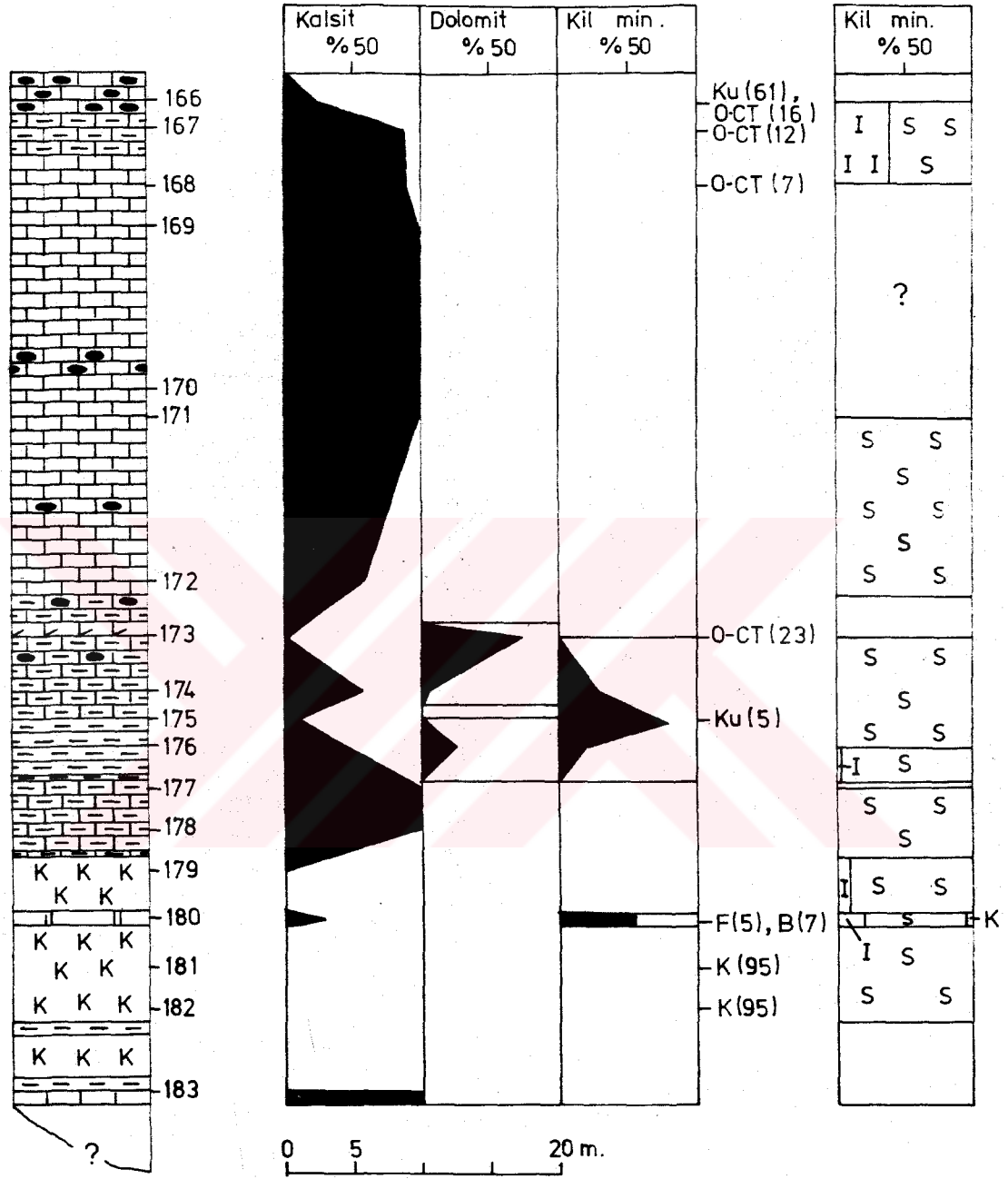


Şekil 3.29 a Probertit'in X-ışınları difraktogramı

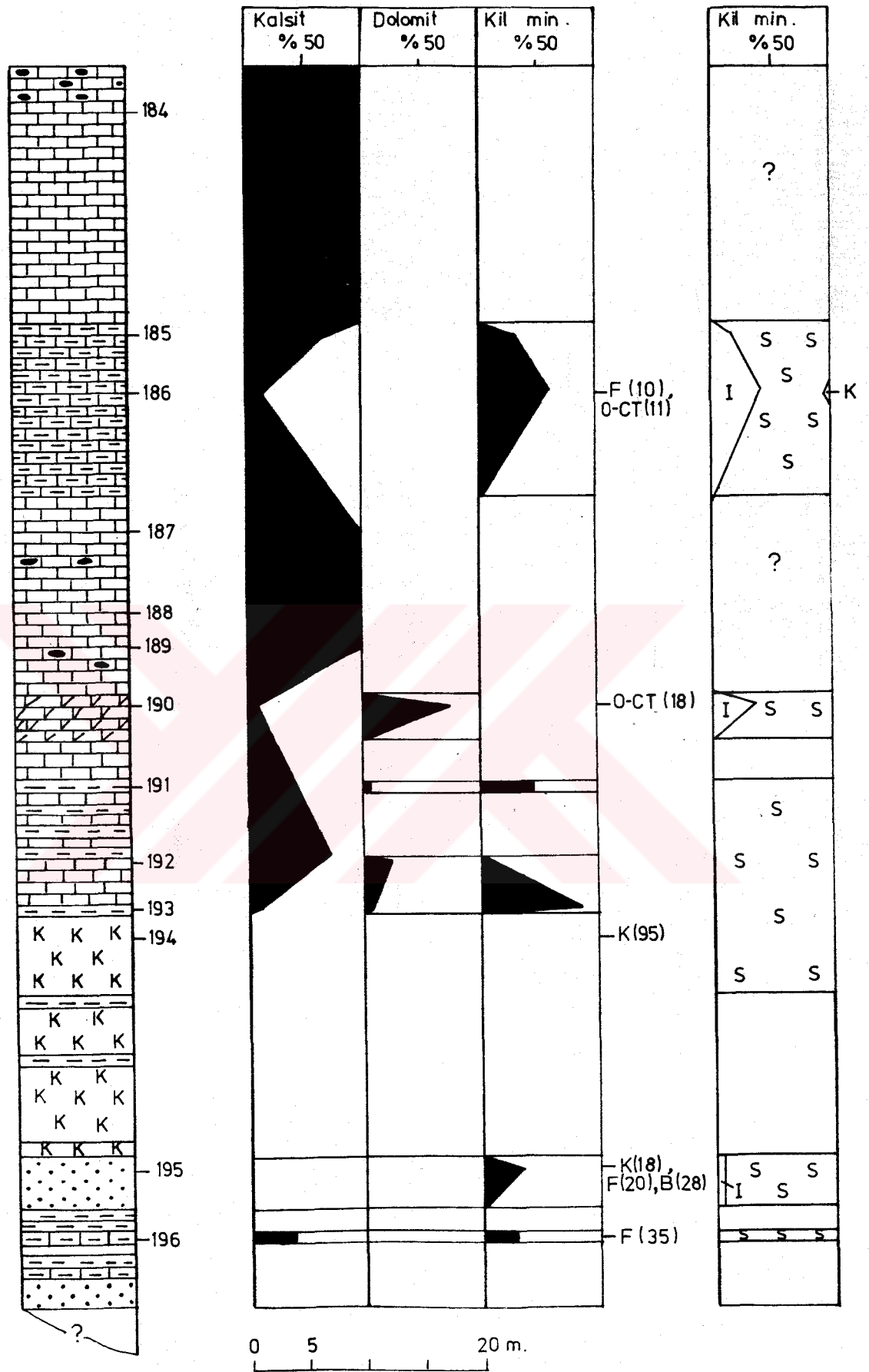
Çizelge 3.8 Enet formasyonunda saptanan borat dışı minerallerin bulunuş frekansları, en az, en çok ve ortalama yüzdeleri

Bulunuş				
Mineral	Frekansı (%)	En az (%)	En çok (%)	Ort. (%)
Kalsit	97	2	100	50
Dolomit	13	4	100	45
Kuvars	61	1	61	7
Feldispat	48	2	72	13
Opal-CT	14	5	50	13
Eiyotit	13	5	67	20
Kil min.	60	8	91	51

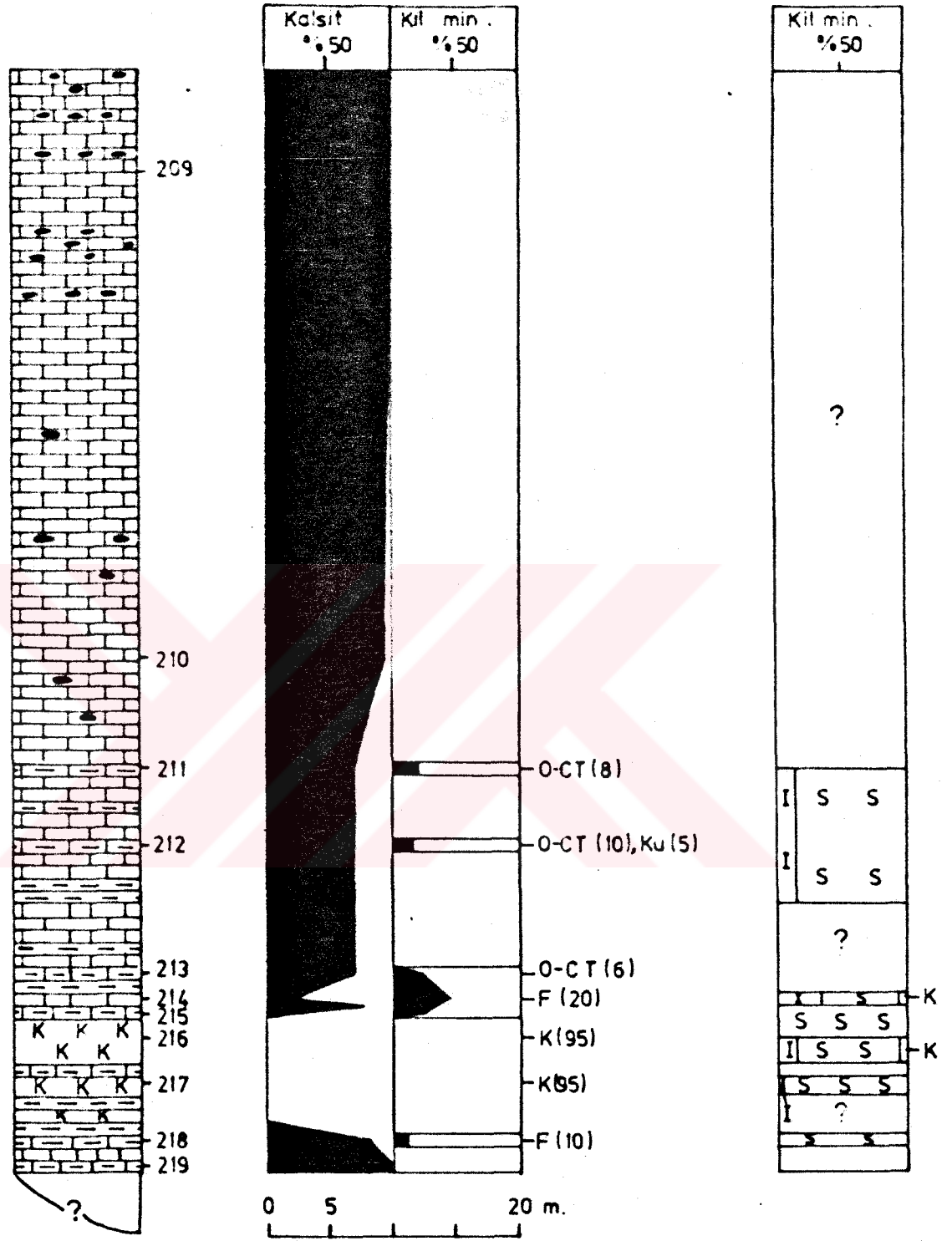
nerallerin dikey dağılımları Hisarcık, Göktepe ve Espey kesimine ait 10 sondajda incelenmiştir (Şekil 3.30, 3.31, 3.32, 3.33, 3.34, 3.35, 3.36, 3.37, 3.38 ve 3.39). Görüldüğü gibi egemen mineral olan kalsitin dağılımı alttan üste doğru; killi, kumlu, boratlı ve yer yer de çörtlü seviyelerde azalmakla birlikte karbonatlı kayaçların artışı ile doğrusallık göstermektedir. Bir örnek (264) dışında Espey bölgesindeki sondaj karotu örneklerinde dolomite rastlanılmamıştır. Bu mineralin Hisarcık ve Göktepe kesimi için tipik olduğu söylenebilir. Hisarcık kesimine ait sondajlarda dolomit oluşumunun boratlı zonun 5-15 m üzerinde 40 m'lik bir seviyede yoğunlaşması dikkat çekici bir özelliktir. Kuvarsın miktarı çörtlü ve kırıntılı seviyelerde artmaktadır. Opal-CT çörtlü, feldispatlar kırıntılı



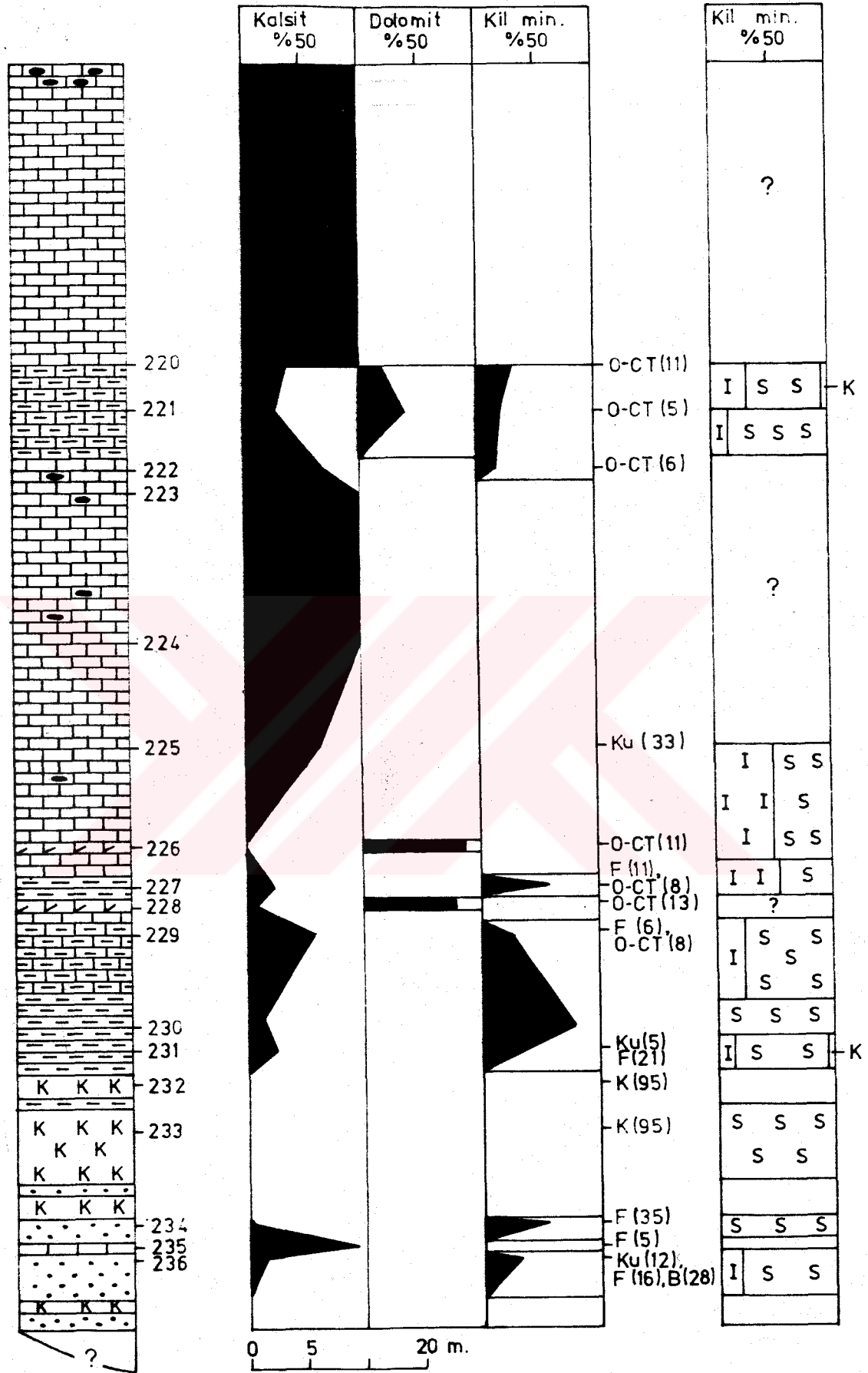
Şekil3.30.Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 80/40 sondajındaki dikey dağılımları .



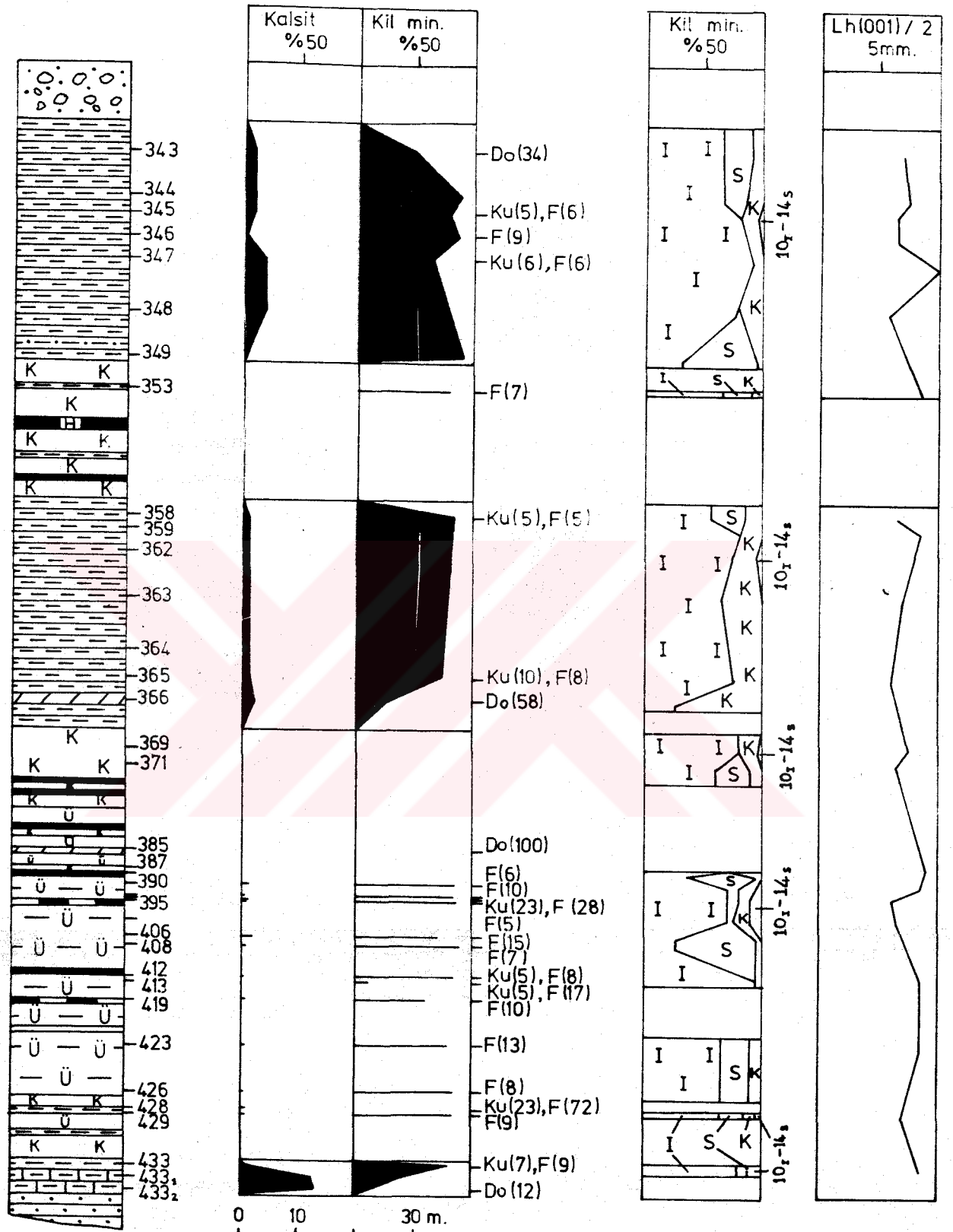
Şekil 3.31. Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 78 / 6 sondajındaki dikey dağılımları .



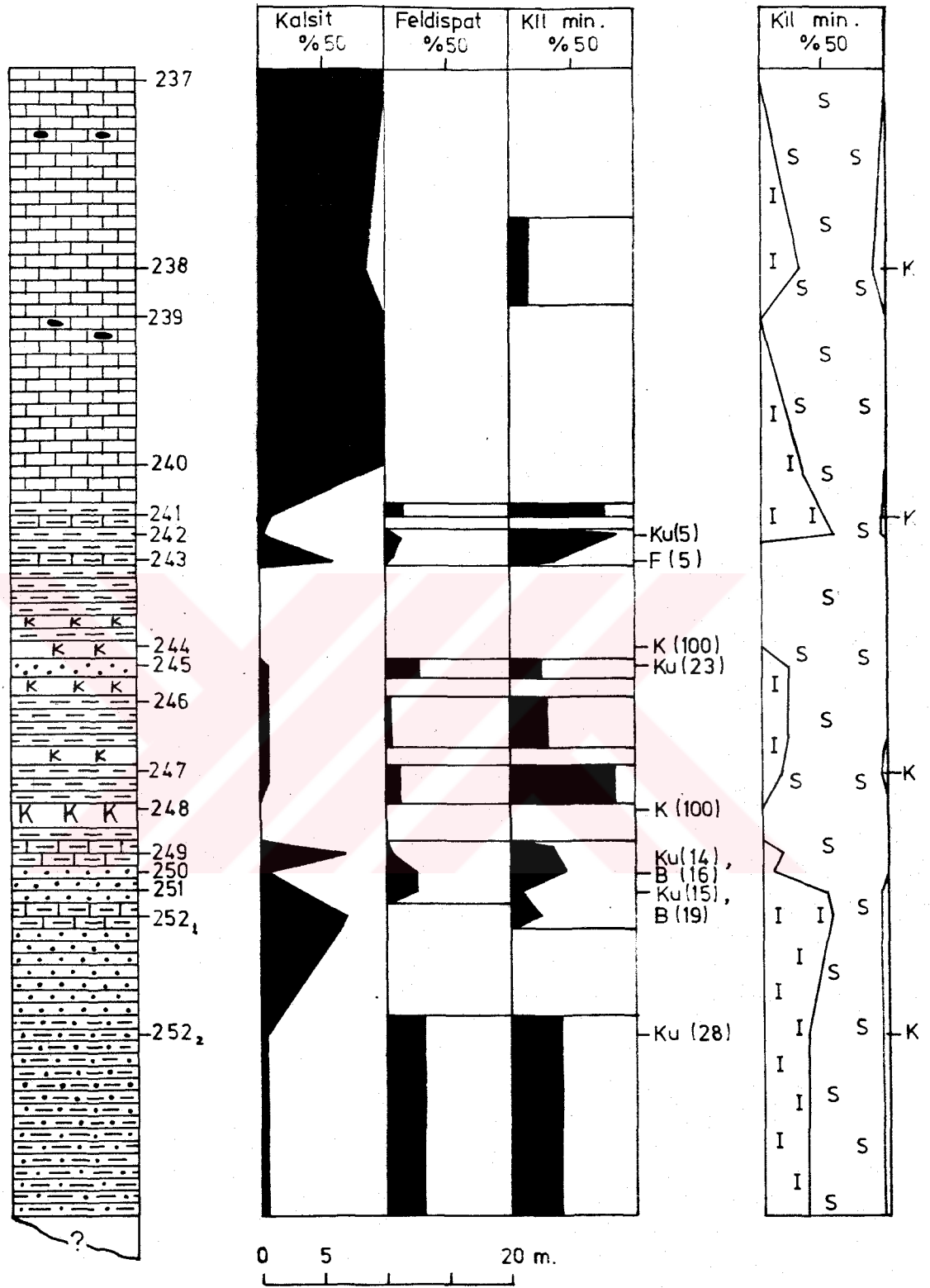
Şekil 3.33 Emet formasyonunda saptarmış bazı minerallerin 80/38 sondajındaki dikey dağılımları.



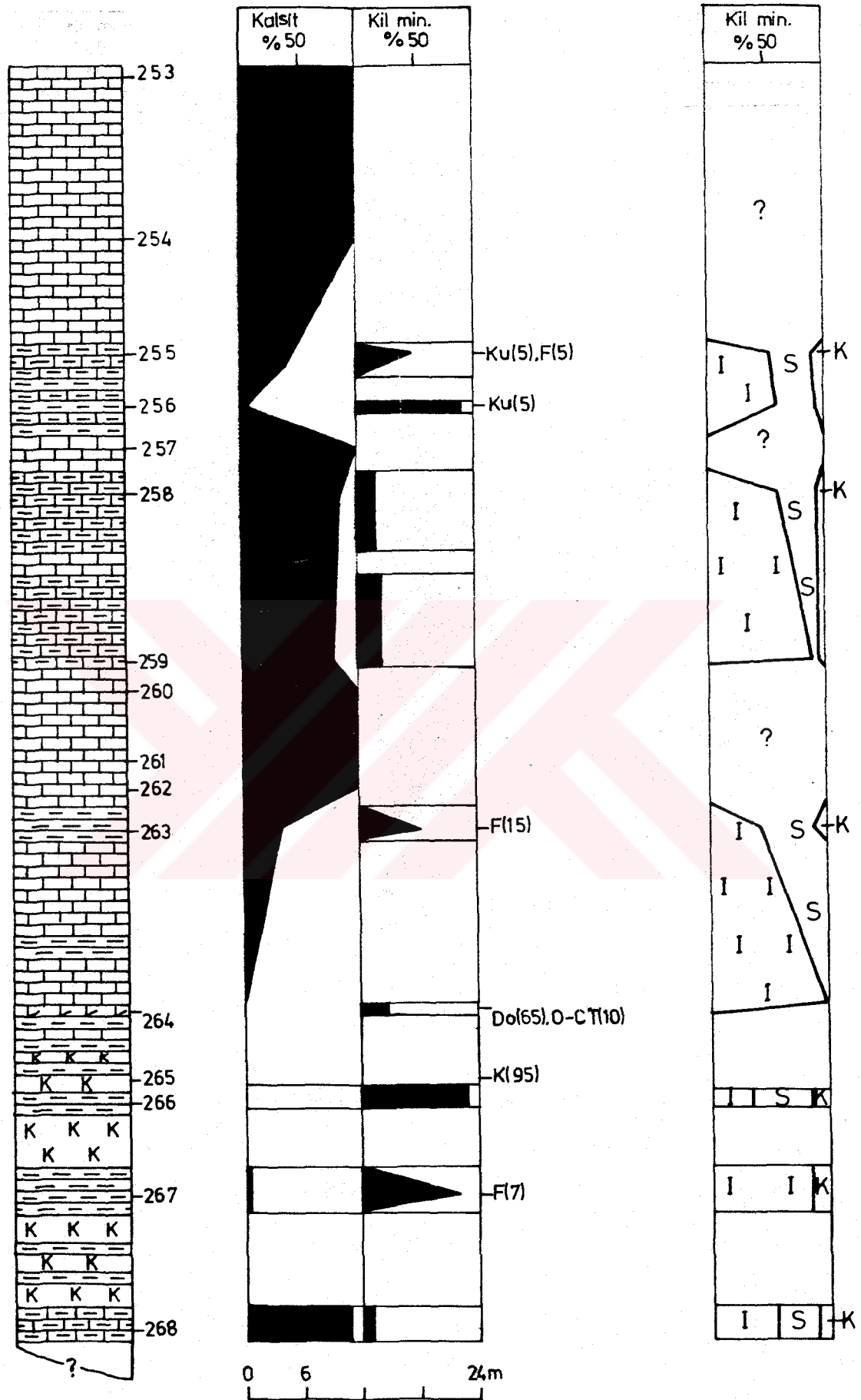
Şekil 3.34. Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 79/13 sondajındaki dikey dağılımları .



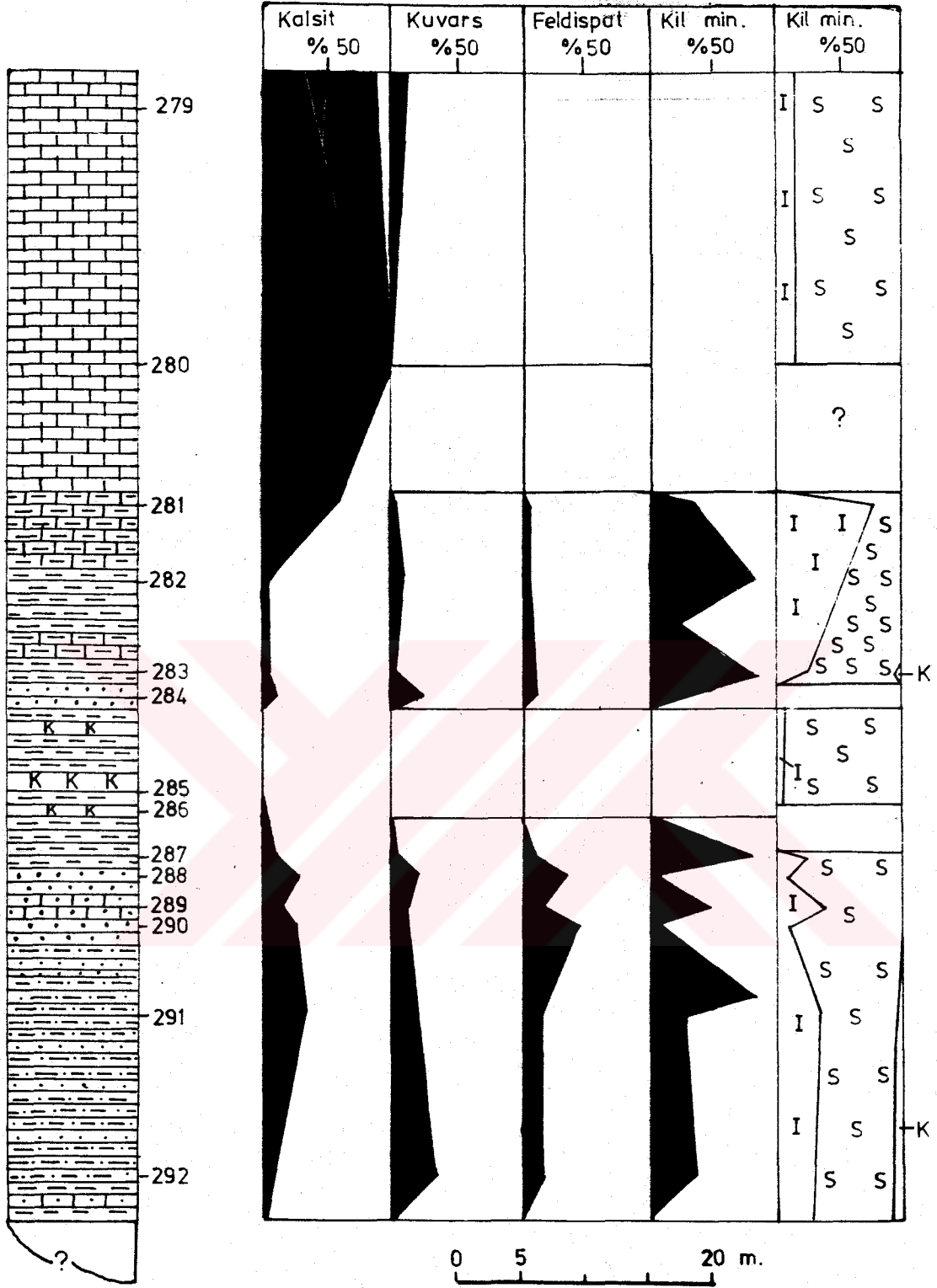
Şekil 3.35. Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 83 / 4 sondajındaki dikey dağılımları ve illit kristallik derecesi .



Şekil 3.36.Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 81/18 sondajındaki dikey dağılımları .



Şekil 3.37. Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 80/1 sondajındaki dikey dağılımları.



Şekil 3.39. Emet formasyonunda saptanmış bazı minerallerin 81/17 sondajındaki dikey dağılımları .

lı düzeylere bağımlılık göstermektedir. Biyotitin oranı killi ve daha az kırıntılı seviyelerde artmaktadır.

Göktepe kesimindeki sondajda boratlı zonu oluşturan ana borat minerallerinden üleksit altta; kolemanit üstte daha önemlidir. Hidroborasit her iki zonda da bulunmakla birlikte üst seviyede miktarı daha fazladır.

3.4.6.3. Kil fraksiyonu çözümlemeleri

Kil fraksiyonu çözümü yapılan 113 örneğin (Ek Çizelge B-10) 98'inde (tüm örneklerin % 87'si) ortalama 6.5 oranında (en az 0.5, en çok 10.0) simektit gözlenmiştir. KF'nun ikinci önemli minerali olan illit 92 örnekte (% 81), en az 0.5, en çok 10.0 olmak üzere ortalama 4.5 oranında bulunur. Klorit ise 58 örnekte (% 51), ortalama 1.0 oranında (en az 0.5, en çok 2.0) temsil edilir. 10_I-14_S interstratifitesi sadece 8 örnekte (% 7) görülmüştür. Bu mineral en az 0.5, en çok 1.0, ortalama 0.7 oranında bulunur. Dolomit içeriği yüksek 10 örnekten 3'ünün kil fraksiyonunun amorf malzemeden (opal-A ?) ve opal-CT ile illitten (tüm KF'nun ancak % 5'ini temsil etmekte) oluştuğu belirlenmiştir. Diğer 7 örnekte ise illit simektite göre daha fazla bulunmaktadır. Simektit ile dolomit arasındaki bu negatif ilişki dikkati çekici bir özelliktir.

Simektitlerin oktaedrik bileşimini saptamak amacıyla 113 örneğin 42'sinde gerçekleştirilen d_{060} ölçümü sonuçlarına göre; 13 örneğin dioktaedrik ($d_{060}:1.495-1.503$ Å°, ort. 1.499 Å°), 29 örneğin trioktaedrik ($d_{060}:1.514-$

1.534 Å°, ort. 1.522 Å°) olduğu görülmüştür. Oluşum ve kökenleri jeokimyasal incelemeler bölümünde yeniden ele alınacak olan simektitlerden dioktaedrik (Al'ca zengin) olanlar genellikle boratlı zonun üzerindeki killi kireçtaşlarında, trioktaedrik (Mg'ca zengin) olanlar ise genellikle boratlı zonda yaygındır.

Illitlerin kökenini araştırmak amacıyla illit yüzdesi yüksek 39 örnekte (001) yansımasının yarı yüksekliğindeki genişliği (L) ölçülmüş ve I (002)/I (001) pik şiddet oranları hesaplanmıştır (Ek Çizelge B-11). Elde edilen değerler DUNOYER DE SEGONZAC'ın (1970) illit kristallik derecesi diyagramına uygulanmıştır (Şekil 3.40). Diyagramdan görüldüğü gibi illitler "diyajenetik zon" da yer almaktadır. Diğer taraftan illitlerin oktaedrik bileşimini belirlemek için 21 örnekte d_{060} ölçümü yapılmıştır. Buna göre illitlerin d_{060} değerleri 1.500-1.503 Å° (dioktaedrik) arasında değişmekte olup kristallik derecelerinin belirgin bir dikey değişimi söz konusu değildir (Şekil 3.35).

Birinde saptanan kil minerallerinin alansal dağılımları incelendiğinde, illit ve kloritin Göktepe ve Espey bölgelerinde Hisarcık'a göre daha önemli miktarlarda bulunduğu görülmektedir. Bir başka ifade ile Hisarcık bölgesinden K-KB yönünde gidildiğinde özellikle illit artmakta buna karşın aynı yönde simektit azalmaktadır. İlk bakışta bu yatay yöndeki zonlanmanın ortam kimyasına ve/veya K içeriğinin artmasına bağlı olarak geliştiği düşünülebilir. Ancak, simektitlerin trioktaedrik buna karşın illitlerin dioktaedrik karakterde olması bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır.



Şekil 3.40.Emet formasyonu illitlerinin $I(002) / I(001)$ - illit kristallik derecesi diyagramındaki konumları (DUNOYER DE SEGONZAC , 1970)

Hisarcık'tan Göktepe-Espey yönünde metamorfik temele yaklaşılmaması, illit ve kloritin çökelme ortamına çok düşük rejimli akarsu veya rüzgârlarla taşındığını düşündürmektedir. Diğer taraftan illitler, simektit oluşumunun sürdüğü çökelme ortamında K kaybederek açılmış illit (degradasyon ürünü) ve zaman zaman da 10_I-14_S interstratifiyesine doğru evrim göstermişlerdir.

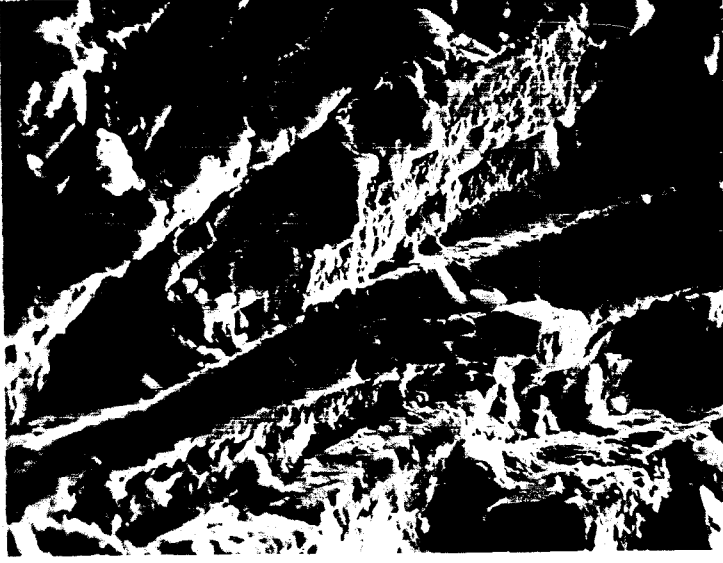
3.4.6.4. Taramalı elektronik mikroskop incelemeleri

Bu yöntem Emet formasyonu kolemanitlerinin kil mineralleri ile olan ilişkisini belirlemek amacıyla gerçekleştirilmiştir. (Şekil 3.41). Bu fotoğrafta kolemanitin masif damarcıklar şeklinde kil mineralleri içinde uzandığı ve yer yer kil minerali kapanımları içerdiği görülmektedir. Killerde yapılan mikroprob çözümlemeleri, bu minerallerin Si, Mg, Ca, Al, K ve $\pm$ Fe bileşiminde olduğunu göstermiştir.

3.4.7. Dereköy bazaltı

3.4.7.1. Optik mikroskop incelemeleri

Bazaltlardaki fenokristallerin büyük bir kısmını özşekilli ve kısa prizmatik ojitler oluşturur. Renksiz ile sarı-açık yeşil renkli çok zayıf pleokroyizma gösteren bu mineral, basit ve polisentetik ikizlenmelidir. Biyotit yeşilimsi kahverengi pleokroyizma renklerine sahip ve çoğunlukla opaklaşmıştır. Kalın levhamsı özşekilli bütünüyle kahverengi



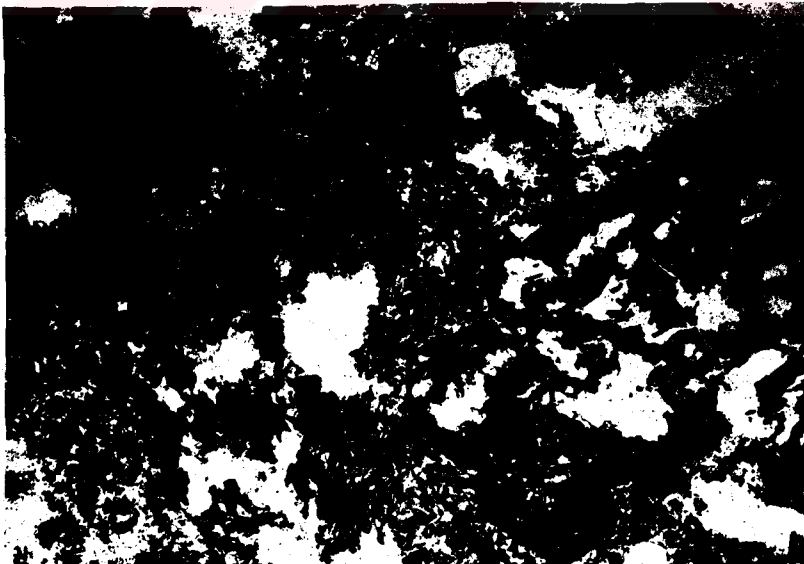
Şekil 3.41 Kil mineralleri içindeki kolemanit-
lerin TEM fotoğrafındaki görünümü
(Büyütme, x 800)

iddingsit ve opak minerallere dönüşmüş olivin kayada bulunan diğer fenokristaldır. Basit periklin ve karlsbad ikizlenmeli plajiyoklaz mikrolitleri, az orandaki opak mineraller ve volkanik cam hamuru oluşturur. Çoğunlukla pilotaksi-tik yapıllı bazaltlarda, piroksen ve olivin fenokristalleri-nin biraraya kümelenmesi ile oluşmuş glomeroporfirik yapı da izlenmiştir (Şekil 3.42). Bazı incekesitlerde boşluklar-da ikincil karbonat oluşumlarının da geliştiği gözlenmiştir. Yapı-doku ve tanınabilen bileşenleri gözönüne alınarak bu kayac "olivin-piroksen bazalt" olarak adlandırılmıştır (STRECKEISEN, 1979).

Ağıl T.'deki bazaltların, inceleme alanındaki diğer

bazaltlardan farklı olarak kahverengi-siyah bağlayıcı malzemenin büyük ölçüde bozunduğu (killeşme) ve hipokristalin-porfirik yapıya sahip olduğu belirlenmiştir. Ayrıca kayada olivine rastlanılmamıştır.

Dereköy'ün batısından aldığı üç bazalt örneği üzerinde petrokimyasal çalışmalar yapan ERCAN (1983), Rittmann indislerine göre iki örneği trakit, diğerini ise lösit-tefrit olarak adlandırmıştır. Ancak, bu kayalarda önemli oranda bozunmanın geliştiği göz önüne alınırsa kimyasal çözümlerlerin ve bunların sonuçlarına dayanılarak yapılacak yorumlamaların hatalı olabileceği açıktır.



Şekil 3.42 Bazaltların genel görünümü ve glomeroporfirik yapı (Tek nikol, x 75)

3.4.8. Kuvaterner oluşukları

Birimi oluşturan traverten, çakıltası ve alüvyondan sadece travertenden alınan iki örnekten biri üzerinde (OM) inceleme yapılmıştır. Sparikalsit çimentonun ortokemi temsil ettiği kayacın FOLK'un (1968) tanımlamalarına uygun olarak sparit şeklinde adlandırılmıştır. Diğer örneğin X-RD (TK) çözümlemesi kayacın tümüyle kalsitten oluştuğunu göstermiştir.

3.5. Tartışma ve Genellemeler

Bu alt bölümde, Köpenez ve Emet formasyonunda saptanmış zeolit ve borat gibi önemli minerallerin oluşumu tartışılacak ve çeşitli araştırmacıların görüşleri ışığında bazı genellemeler yapılmaya çalışılacaktır.

3.5.1. Zeolitlenme olayı ve klinoptilolit-simektit ilişkisi

Köpenez formasyonu tüflerinde gözlenen ve ürünleri klinoptilolit ve analsim biçiminde olan zeolitlenme olayının ilk aşamasının volkanik kül ve tozların su ortamında hidrolizi olduğu çeşitli araştırmacılar tarafından belirtilmiştir (ATAMAN, 1977 a ve b; SURDAM ve SHEPPARD, 1978; BOLES ve SURDAM, 1979; GÜNDOĞDU, 1982). Gene aynı araştırmacılar tarafından ifade edildiği gibi bu çözünmenin hızı başta P_H ve tane boyuna bağlıdır. Bir jel ara fazından geçerek veya doğrudan oluşan zeolit minerallerinin cinsini denetleyen ana paramet-

reler ise hidroliz sonucu oluşan çözeltilerin Si/Al, katyon oranları ve suyun aktivitesidir. Bu parametreler ise; tuzluluk, volkanik malzemenin ilerleyen çözünmesi ve kısmen de ilksel malzemenin bileşimine bağlı olarak değişmektedir.

Bu görüşlerin ışığı altında inceleme alanında belirlenen zeolitleşmenin gelişimi aşağıdaki şekilde açıklanabilir:

a- Basenin kenarından açıklara doğru gidildikçe taze volkanik cam+simektit, klinoptilolit, analsim ve K-feldispat şeklinde gelişen bir "yanal mineralojik zonlanma"nın varlığı söz konusudur. Bu zonlanma; kenar kesimlerinden merkezi kesime doğru P_H ve tuzluluğun artması ve buna bağlı olarak Si/Al oranının düşmesinden ileri gelmektedir.

b- Birime ait dikme kesitlerde görüldüğü gibi en altta analsim, onun üstünde klinoptilolit yer alır. En üstte ise taze volkanik camla birlikte simektit ve opal bulunur. Bu durum, zeolitleşmeye neden olan çözeltilerin P_H ve kimyasal bileşimine bağlı olarak gelişen "dikey mineralojik zonlanma"yı ifade eder.

c- Başlangıçta P_H 'ın yüksekliği ($P_H=9-11$) Si/Al oranını düşürmüştür ($Si/Al \approx 2$). Bu ortamın Na bakımından zenginleşmesi analsimin ($NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$) oluşumunu sağlamıştır.

d- P_H 'ın düşmesi ($P_H=7-9$), Si/Al oranının yükselmesine ($Si/Al = 4-5$) ve klinoptilolit oluşumuna neden olmuştur. Klinoptilolit oluşumundan artan silis ise opal-CT veya kuvarsın oluşumunda kullanılmıştır. Ayrıca Ca, K, Na ve

çok az da Mg klinoptilolit oluşumuna katılmıştır.

e- Bazı örneklerde klinoptilolit+analsim beraberliğinin gözlenmesi; ortam kimyasındaki gözenek boyutlu değişiklikleri yansıtmaktadır.

f- X-RD (TK) ve (OM) incelemelerinden belirtildiği gibi klinoptilolit ve analsimin yanında sık sık kalsit bulunmaktadır. Bu belirleme çözeltilerin Ca^{++} ve CO_3^{-2} içeriğinin yüksek olduğunu ortaya koymaktadır.

g- Klinoptilolitli örneklerde simektitin dioktaedrik (Al'ca zengin) olması ve dolomitin de bulunmaması ortamın Mg^{++} bakımından fakir olduğunu gösterir.

Klinoptilolit ile simektit arasında X-RD (TK) çözümleme sonuçlarına göre bolluk açısından negatif bir ilişki vardır. Şöyleki; klinoptilolitli 54 örnekten 44'ünde hiç kil minerali bulunmamaktadır. 10 örnekten klinoptilolit yüksek olduğu örneklerde kil mineralleri düşük oranlarda (ort. % 15) yer almaktadır. Klinoptilolit yüzdesinin az olduğu ve analsim ile birlikte bulunan örneklerde ise kil minerallerinin daha yüksek değerlere ulaştığı (ort. % 37) görülmüştür.

GÜNDOĞDU (1982) Bigadiç bölgesinde yaptığı incelemelerde zeolitleşme göstermeyen örneklerdeki trioktaedrik simektitlerin varlığına dayanarak, simektit neoformasyonunun ortamın Mg^{++} içeriği ile denetlendiğini belirtmektedir. Araştırmacıya göre Mg^{++} ; simektit neoformasyonuna yol açarak artık çözeltilerin Si/Al oranını büyük ölçüde düşüre-

rek klinoptilolit oluşumunu engellemektedir. Emet'teki Köpenez tüflerinde ise klinoptilolit içermeyen ve basenin kenar kesimlerini temsil eden simektitlerin dioktaedrik (Al'ca zengin) olması, söz konusu negatif ilişkinin daha ziyade ortam P_H 'ına bağlı olarak ortaya çıktığını düşündürmektedir.

Diğer yandan, Si/Al oranının düşük olduğu ortamlarda ise simektit ile analsim yaygın biçimde birlikte oluşabilmekte (ATAMAN, 1976; HAY, 1978; ATAMAN ve GÜNDOĞDU, 1980; 1981 ve 1982) ve analsimin Si/Al oranını denetlemektedir (ATAMAN ve GÜNDOĞDU, 1981 ve 1982).

3.5.2. Klinoptilolit-hölandit ayrımı ve klinoptilolitlerin ısıll kararlılıkları

Hölandit grubu zeolit minerallerinden klinoptilolit ile hölanditin X-RD verileri karşılaştırıldığında bu iki mineralin birbirine çok benzediği ve/veya aynı olduğu görülmüştür (A.S.T.M.,1972). Belirtilen minerallerin ayrımı için MUMPTON (1960) ve GÜNDOĞDU (1982) tarafından önerilen yöntem kullanılmıştır. Bu yöntem gere; 450°C'de 16 saat ısıtılan örnekler, 45 dakika desikatörde soğutulduktan sonra X-ışınları ile $d_{(020)}$ yansımasının konumu ve şiddeti kontrol edilmiştir. Yukarıdaki araştırmacılarından MUMPTON (1960), belirtilen sıcaklıkta hölanditin kristal yapısının yıkıldığını, klinoptilolitte ise 700°C'ye kadar bir değişikliğin olmadığını ileri sürmüştür.

Daha önceki bölümlerde klinoptilolit olarak adlandırılan bu mineralin hangi grupta yer aldığını belirlemek amacıyla basenin değişik kesimlerini temsil eden 39 örnek üzerinde yüksek sıcaklık deneyleri yapılmıştır. Bu deneysel çalışmalarda örneklerin 74 μ 'dan küçük tane boyuna sahip tüm kayaç fraksiyonu kullanılmıştır. Elde edilen verilere göre (020) yansımasının yıkılmadığı, buna karşın belirgin bir şiddet kaybının olduğu görülerek Köpenez tüflerinde klinoptilolit egemen hölandit grubu minerali olduğu sonucuna varılmıştır (Ek Çizelge B-12).

Diğer taraftan klinoptilolitlerin ısı kararlılıkları ile kimyasal bileşimleri arasında sıkı bir ilişkinin bulunduğu çeşitli araştırmacılarca ifade edilmektedir (MASON ve SAND, 1960; MUMPTON, 1960; ALIETTI, 1972; BOLES, 1972; ATAMAN, 1977 b; GÜNDOĞDU, 1982). Belirtilen araştırmacılarından MUMPTON (1960), ALIETTI (1972), BOLES (1972) klinoptilolitlerin ısı kararlılığının özellikle Si/Al oranından kaynaklandığını ileri sürmüşlerdir. Bununla birlikte MASON ve SAND (1960), BOLES (1972), ALIETTI (1972) kanallardaki toprak alkali ve alkali katyonların da önemli olabileceğini belirtmişlerdir. ATAMAN (1977 b) ise klinoptilolitlerin ısı kararlılığının K içeriğinden kaynaklanabileceğine işaret etmektedir. Diğer yandan, GÜNDOĞDU (1982) ise yaptığı deneysel çalışmalar sonucunda ısı kararlılığı ölçülebilir bir boyut kazandırmış ve "klinoptilolitlerin ısı kararlılığının K içeriği ile doğru orantılı olarak arttığını, buna karşılık Si/Al oranı ile ilişkili olmadığını

ğını, alkali ve toprak alkalice zengin klinoptilolitlerin birbirlerinden ayrılabilceğini ve bunlardan toprak alkali-ce zengin olanların kanallarının bileşiminin (alkali/toprak alkali oranının), $\pm$ % 25 hata ile saptanabileceğini " ortaya koymuştur.

Köpeniz klinoptilolitlerinin ısı kararlılığını belirlemek amacıyla GÜNDOĞDU (1982) tarafından geliştirilen yöntem uygulanmıştır. Buna göre, klinoptilolitlerin oda sıcaklığındaki (25°C) ve 450°C 'deki (020) yansımasının yüksekliği milimetre cinsinden ölçülmüştür (gonyometre hızı: $1^{\circ}/\text{dak.}$, kâğıt hızı: $2.5 \text{ cm}/\text{dak.}$, duyarlılık: 4×10^2 , zaman sabiti: 4 sn, $2\theta: 8.5-11^{\circ}$). Bunların kararlılıklarını ifade eden $I_{450^{\circ}\text{C}}/I_{25^{\circ}\text{C}}$ oranları da hesaplanmıştır (Ek Çizelge B-12). Elde edilen sonuçlar şu şekilde özetlenebilir:

a- Örneklerin (020) yansımalarında önemli bir şiddet kaybının olduğu gözlenmiştir. Bu tip klinoptilolitler; GÜNDOĞDU (1982) tarafından "alkali/toprak alkali oranları 1'den küçük olan toprak alkali-klinoptilolitler" şeklinde tanımlanmıştır. Diğer bir ifade ile Köpeniz klinoptilolitlerinin Ca'ca zengin olduğu ortaya çıkmaktadır.

b- Klinoptilolitlerin ısı kararlılığı ($I_{450^{\circ}\text{C}}/I_{25^{\circ}\text{C}}$), 0.11 ile 0.86 arasındadır. Bu değerler yukarıdaki araştırıcının diyagramına konulduğunda, $(\text{K}+\text{Na})/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Sr}+\text{Ba})$ oranının (veya klinoptilolitlerin kanallarının bileşiminin) 0.27-0.95 arasında değiştiğini gösterir.

c- Klinoptilolitlerin ısı kararlılıklarının bazı dikme kesitlerde alttan üste doğru artarken, bazılarında

azalmaktadır. Bir başka ifade ile genelleştirilebilecek değişimler söz konusu değildir.

d- Genelleştirilmemekle birlikte; basenin K-KB'sından G-GD'ya doğru yanal yönde, diğer bir ifade ile mineralojik zonlanmaya bağlı olarak ısı kararlılığının azaldığı farkedilmektedir. Bu durumun aynı yönde Na ve K'ca zengin minerallerin (analsim ve K-feldispat) neoformasyonundan kaynaklandığı düşünülmektedir.

3.5.3. Borat oluşumu

Emet basenindeki borat oluşumları daha önce ÖZPEKER (1969), BROWN ve JONES (1971), HELVACI ve FIRMAN (1977) gibi araştırmacılarca ayrıntılı incelenmiş, ATAMAN ve BAYSAL (1978), HELVACI (1983) tarafından kısmen yeniden ele alınmıştır. Ancak saha çalışmaları ile mineralojik-petrografik ve jeo-kimyasal incelemelerden elde edilen verilerin ve çeşitli araştırmacıların görüşleri ışığında Emet boratlarının oluşumunun yeniden tartışılması uygun görülmüştür.

Emet basenindeki borat minerallerinden kolemanitin oluşumu tartışmalıdır. ÖZPEKER (1969) makroskopik gözlemlerine dayanarak, kolemanitin üleksitten türediğini ileri sürmüştür. Bununla birlikte gerek saha çalışmaları gerekse optik mikroskop incelemeleri sırasında, kolemanitin inyoit veya üleksitten itibaren oluştuğunu gösteren herhangi bir ilişki gözlenmemiştir. HELVACI (1974), HELVACI ve FIRMAN (1977) ise kolemanitin birincil olabileceğini belirtmektedir.

Diğer taraftan borat yataklarının B_2O_3 , Na_2O , CaO ve MgO derişikliğine ulaşmış doğal çözeltilerden itibaren çökeldiği, volkanizma ile borat oluşumu arasında sıkı bir ilişkinin bulunduğu ve ilk çökelen Ca-boratın kendi serisinin en yüksek sulu boratı olan inyoit olması gerektiği çoğu araştırmacılarca kabul edilmektedir (FOSHAG, 1921; CHRIST ve diğ., 1967; ÖZPEKER, 1969; BAYSAL, 1972 ve 1973; İNAN, 1972, 1975 ve 1977; HELVACI ve FIRMAN, 1977; ATAMAN ve BAYSAL, 1978). Ancak doğadaki Ca-borat yataklarında inyoit yerine kolemanitin egemen olduğu bir gerçektir. Bu durumu İNAN (1975) ile ÖZPEKER ve İNAN (1978) kolemanitin duraylılık alanının inyoitinkinden çok geniş olmasına bağlamaktadır. Araştırmacılara göre, yataklar örtüldükten sonra kararlı durumunu koruyamayan inyoit suyunu kaybederek (dehidratasyon) kolemanite dönüşmektedir.

Bigadiç basenindeki borat yataklarında kolemanit+anhidrit+jips parajenezini gözleyen GÜNDOĞDU (1982), bu beraberliğin kolemanitlerin inyoitin su kaybetmesi sonucunda oluştuklarına işaret edebileceğini belirtmektedir. Bilindiği gibi HARDIE (1967) yaptığı deneysel çalışmalarda; jipsin ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), anhidrite ($CaSO_4$) 1 atm.'de sıcaklık ve suyun aktivitesine bağlı olarak kolayca dönüşebildiğini ortaya koymuştur. Gerek GÜNDOĞDU'nun (1982) belirlediği bu parajeneze dayanarak, gerekse kolemanitin yumrular şeklinde büyümesinden, bu mineralin oluşumu sırasında su seviyesinin fazla olmadığı sonucu çıkarılabilir. Bu görüşe uygun olarak HELVACI ve FIRMAN (1977) da yumruların, sediman-su yüzeyi altındaki killerde oluştuğunu ve sedimanlar sıkıştıkça da

büyümesini sürdürdüğünü ifade etmektedir.

Diğer yandan kolemanitin kökenini açıklamak için çeşitli araştırmacılarca deneysel çalışmalar yapılmıştır: Normal basınçta $\text{CaO-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ sistemi üzerinde çalışan NIKOLAEV ve CHELISHCEVA (1940:ATAMAN ve BAYSAL, 1978'den) inyoitin oluştuğunu gözledi. Ca-borat grubu mineralleri arasındaki dönüşümleri inceleyen araştırmacılarından ATAMAN ve BAYSAL (1973), değişik sıcaklıklarda yaptıkları çalışmalar sonucunda, inyoit→meyerhofferit; inyoit→kolemanit; meyerhofferit→kolemanit dönüşümlerinin gerçekleşmediğini gözlemişlerdir. Bunlardan özellikle son dönüşümün gerçekleşmemesinden, meyerhofferitin yarı kararlı (metastable) olmasında basıncın daha önemli olabileceği sonucuna vardılar.

Değişik basınç ve sıcaklıklarda $\text{Na}_2\text{O-CaO-B}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$ sisteminde deneysel çalışmalarda bulunan İNAN ve diğ., (1973), 1 atm. basınç ve 38°C 'nin üzerinde inyoitin meyerhofferite, aynı sıcaklık ve 500 atm.'de ise kolemanite dönüştüğünü görerek, çalışılan basıncın borat yatağının oluşumunda beklenen basıncın üzerinde olduğunu ifade etmişlerdir. Yine aynı araştırmacılarından İNAN (1977), inyoit→kolemanit+su reaksiyonunun PT (basınç-sıcaklık) diyagramından giderek, inyoitin kolemanite yüzeysel koşullarda, 34°C 'nin (± 3) üstündeki sıcaklıklarda geçebileceğini belirtmektedir. Araştırmacı kolemanitin oluşumu için gömülmenin önemli olmadığını, asıl etkenin sıcaklık olduğunu ifade etmektedir. Yazar tarafından boratlı zonda bulunan Heterocypris sp. cinslerinin yaşadığı sıcaklık aralığının ($35\text{-}51.5^\circ\text{C}$; VAN MORHOVEN ,

1962; s.146) İNAN'ın (1977) belirttiği sıcaklık değerini desteklediği görülmektedir. Diğer taraftan borat yatakları-
nın doğrudan oluşup gömülmelerinin 100-250 m'yi geçmediği
bilindiğine göre İNAN (1977) ve GÜNDOĞDU'nun (1982) görüş-
lerine paralel olarak, basıncın etkisinin sınırlı kalabile-
ceği söylenebilir.

Borat minerallerinin kristal yapılarını inceleyen
araştırmacılarından CHRIST (1960), inyoit ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$) ve
meyerhofferitin ($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$); $\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5^{-2}$, kolemanitin
($\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) ise $\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3^{-2}$ polianyonlarından oluştuğu-
nu ortaya koymuştur. Yapılarının aynı oluşu, doğada birbi-
rinden türemiş olarak bulunmaları ve deneysel çalışmalar-
dan elde edilen ve yukarıda özetlenen bulgular, inyoit →
meyerhofferit geçişinin sıcaklığa bağlı basit bir dehidra-
tasyon sonucunda gerçekleşebilme olasılığını artırmaktadır.
Buna karşın, inyoit veya meyerhofferitten itibaren kolema-
nitin oluşumu için, bu minerallerdeki polianyonların parça-
lanıp yeniden düzenlenmesi, diğer bir ifade ile kolemani-
tin polianyonuna dönüşmesi gerekmektedir. Gerek ATAMAN ve
BAYSAL (1973) ile İNAN ve diğ., (1973)' ün deneysel, gerek-
se CHRIST'ın (1960) boratların kristal yapıları ile ilgili
çalışmalarından, Ca-borat serisinin yüksek sulu üyelerinden
itibaren kolemanitin katı fazdaki bir dönüşüm sonucu oluşa-
mayacağı, diğer bir ifade ile bu dönüşümün sulu bir ortamın
varlığını gerektirdiği sonucuna varılmıştır.

Yukarıdaki paragraflarda çeşitli araştırmacılar tara-
fından ortaya atılan görüşlerin ışığında, Emet kolemanitle-

rinin oluşumu aşağıdaki gibi değerlendirilmiştir: Hidrotermal çözeltiler Emet boratlarının oluştuğu göllere fazla miktarda As, S ve Sr taşımışlardır. Önce de belirtildiği gibi Hisarcık kesiminde indirgen olan ortamda, bunlar AsS (realgar) ve S (kükürt) şeklinde çökelirken, diğer yörelerde ise oksidan/yükseltgen koşullarda sülfat (jips ve sölestin) oluşturmuştur. Göl suyu sıcaklığının yüksekliği; Ca, Na, Mg, S, As ve Sr'un zenginliği suyun aktivitesini büyük ölçüde düşürecek ve düşük hidratların oluşumuna uygun ortam yaratacaktır. Buna göre, kolemanitin yüzeysel koşullarda inyoitten veya daha az sulu ortamda kararlı durumunu koruyamayan inyoitin çözünmesi sonucu oluşan çözeltiden itibaren çökelebileceği düşünülmektedir.

Emet'deki ekonomik öneme sahip diğer borat minerallerinden, Na-Ca-borat serisinin en yüksek sulu üyesi olan übirincil leksitin ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$)^{birincil} olarak çökeldiği bütün araştırmacılarca kabul edilmektedir (CHRIST ve diğ., 1967; ÖZPEKER, 1969; BAYSAL, 1972 ve 1973; İNAN, 1972 ve 1975; HELVACI ve FIRMAN, 1977).

Diğer Na-Ca-borat minerallerinden probertitin ($\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) sondaj karotu örneklerinde saptanması, bu mineralin yatak içindeki jeolojik konumunun ve oluşumunun açıklanmasını güçleştirmektedir. Bununla birlikte probertitin yatak gömüldükten sonra, basıncında kısmen etkisi ile üleksitten itibaren veya killerin gözeneklerinde bulunan $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranı yüksek, buna karşın suyun aktivitesinin düşük ve çok derişik çözeltilerden itibaren oluştuğu düşünülmektedir.

Ca-Mg-borat minerallerinden hidroborasitin ($\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) de genellikle killi seviyelere bağımlılık göstermesi, bu mineralin de probertit gibi oluştuğu izlenimini vermektedir. Yatak gömüldükten sonra killerin gözeneklerinde bulunan MgO/CaO oranı yüksek, derişik çözeltilerden itibaren çökeldikleri düşünülmektedir. Mg' un kaynağını ise hidrotermal getirimler ile killeri oluşturmaktadır.

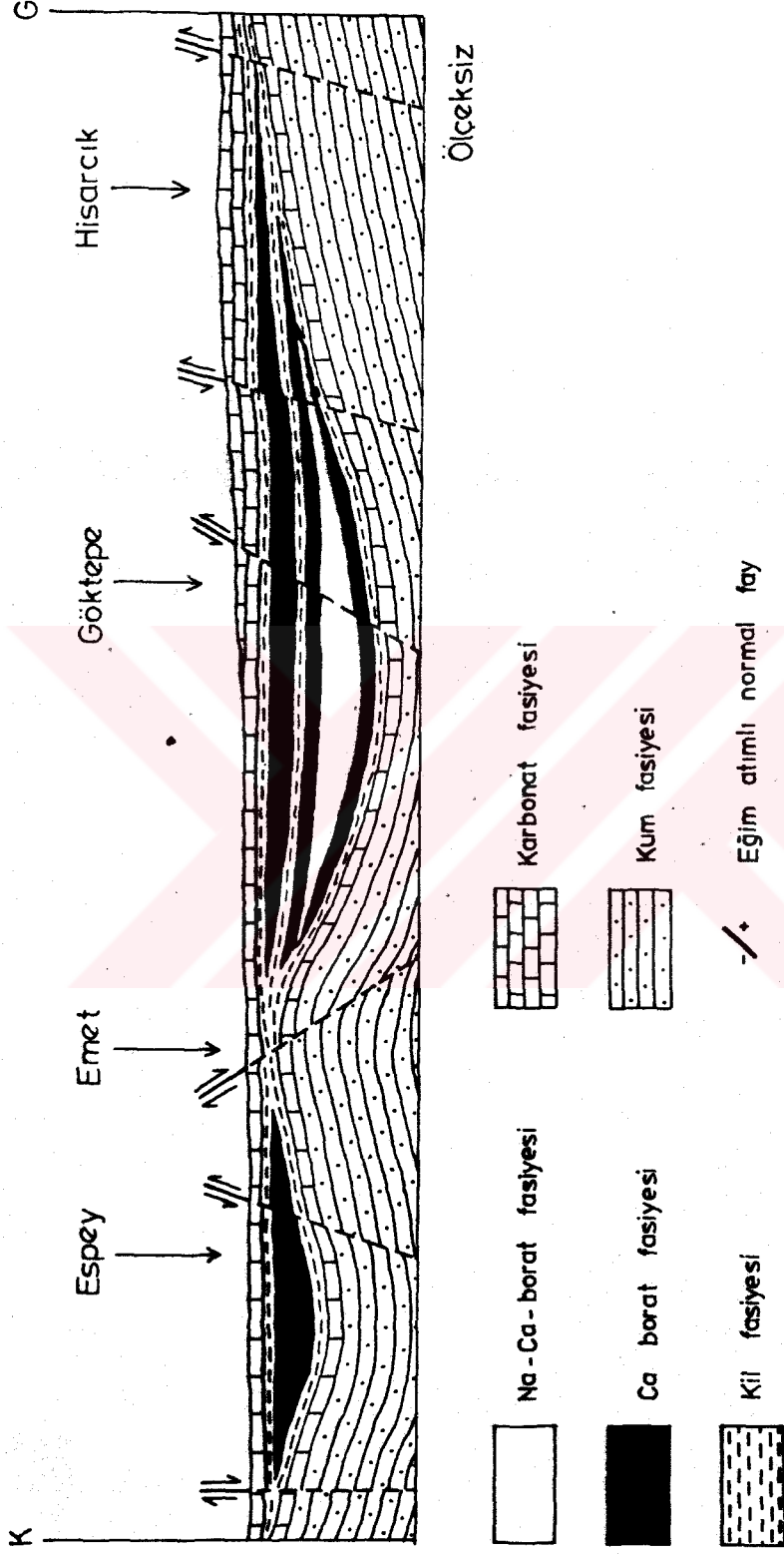
Diğer taraftan Emet borat yatağının orta kısmı veya en derin yerinin büyük olasılıkla Hisarcık ile Emet arasında bulunduğu son yapılan sondaj çalışmalarından ortaya çıkmıştır. Havzanın merkezi kesiminde en altta Ca-borat ve özellikle de Na-Ca-borat egemen olurken, üste doğru yerini Ca-boratlara bırakmaktadır. Dikey yöndeki bu değişim yatağın değerlendirilmesi bakımından son derece önemlidir. Bu dizilim aşağıdaki koşulların varlığını gerekli kıldığı düşünülmektedir:

Boratlara alttan ve üstten kireçtaşları ile sınırlanması, ortamın Ca bakımından zengin olduğunu gösterir. Burada Ca önemli miktarda dışarıdan taşınıp getirilmiştir. Bu nedenle çökeltme kalsiyum karbonat tortulları ile başlayacaktır. Ortama B_2O_3 'ün getirimi ve $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranının düşüklüğü (% 5'den az, İNAN ve diğ., 1973) ilk çökelen boratların, Ca-borat olmasını sağlayacaktır. Çökeltmenin ilerlemesi ve hızlı buharlaşma sonucu $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranı (% 5-95) artacaktır. Bu da, Na-Ca-boratlara kimyasal çökeltmesine neden olacaktır. Ancak bu aşamada sellenme ve benzeri nedenlerle göl suyunun seyrelmesi $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranını % 5'in

altına düşürecek ve yeniden Ca-borat oluşumu gerçekleşecektir.

Espey kesimindeki boratların ise bağınsız ayrı bir basende oluştuğu düşünülmektedir. Emet civarından geçen ve temel kayaların oluşturduğu bir eşiğin, en azından borat oluşumu sırasında iki kesimi birbirinden ayırdığı büyük olasılık sınırları içindedir. Bu görüşün doğruluğu, bölgede yapılacak ayrıntılı jeolojik ve gerekirse sondaj çalışmaları ile ortaya çıkacaktır. Şekil 3.43 bu görüşü temel alan hipotetik bir kesiti göstermektedir.





Şekil 3.43. Emet baseni borat yataklarından geçen hipotetik bir kesit .

BÖLÜM 4

JEOKİMYASAL İNCELEMELER

4.1. Giriş

Bu bölümde, Köpenez ve Emet formasyonu simektitlerini tanımlamak, Emet formasyonuna ait sondaj karotu örneklerinde bazı eser elementlerin dikey yöndeki değişimlerini saptamak amacıyla gerçekleştirilen jeokimyasal incelemelerden elde edilen veriler tartışılacaktır.

4.2. Çözümleme Yöntemleri

Simektit, karbonat ve kolemanit minerallerinde ana ve eser element çözümlemeleri olmak üzere iki tür jeokimyasal çözümleme yöntemi uygulanmıştır.

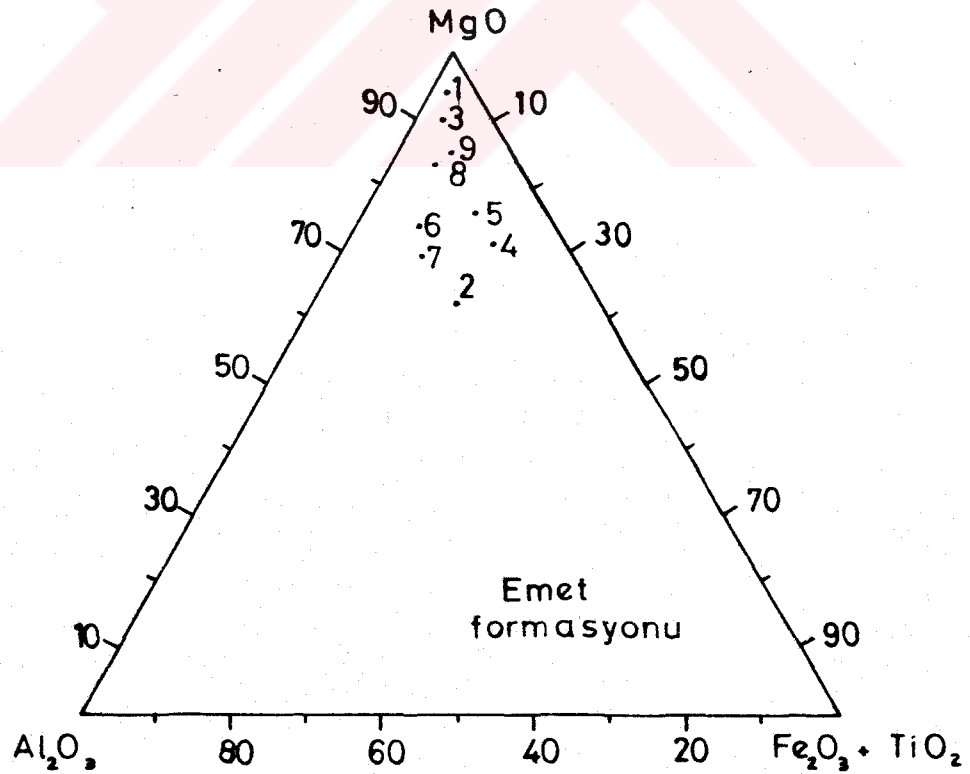
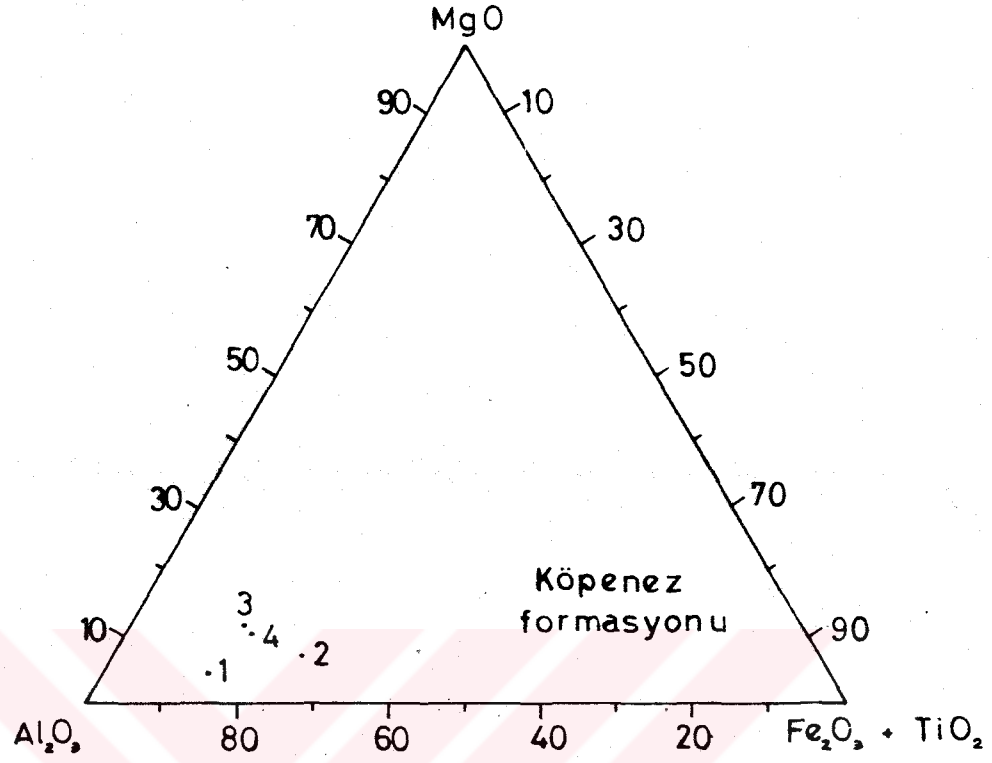
Ana (major) element çözümlemeleri simektitler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Çözümlemeler H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi'nde Atomik Absorpsiyon Spektrometresi'nde (A.A.S.) yapılmıştır (YILMAZ, 1977). Ana element % oksit şeklinde (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 = toplam demir, MgO , TiO_2 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5), 1000°C 'deki ateşte kayıp (H_2O^+) miktarı ise 110°C 'de 12 saat kurutulmuş örnek ağırlığının yüzdesi olarak ifade edilmiştir. Çözümlemelerde bağıl hata % ± 2 mertebesinde dir.

Eser (trace) element çözümlemeleri ise karbonat fazında Sr, Li, Ba ve kolemanit örneklerinde Sr, Li, Ba ve Mg

elementlerini kapsamaktadır. Bu çözümlmelerde yine A.A.S.' de YILMAZ (1977) tarafından belirlenen esaslara uygun olarak gerçekleştirilmiştir. Çözümleme sonuçları 110°C'de kurutulmuş örnek üzerinde ve ppm şeklinde ifade edilmiş olup bağıl hata % $\pm$ 20 mertebesinde dir.

4.3. Köpenez ve Emet Formasyonu Simektitlerinin Kimyası

Köpenez simektitlerinden 4'ünde ana element çözümülemesi yapılmıştır (Ek Çizelge C-1). Bu çözümlmelerden çizilen $MgO-Al_2O_3-Fe_2O_3+TiO_2$ üçgen diyagramından (GRIM ve KULBICKI, 1961) görüldüğü gibi simektitler Al_2O_3 'ce zengindirler (Şekil 4.1). Diğer bir ifade ile; Al^{+3} oktaedrik boşlukların ana katyonudur. X-RD verilerine göre dioktaedrik olan bu simektitlerin yapısal formülleri, KF'unda amorf silisin bulunması nedeniyle hesaplanmamış ve montmorillonit-baydelit ayrımının yapılmasını olanaksız kılmıştır. Diğer taraftan bu 4 simektitin, (060) yansımalarından elde edilen b-parametresinin uzunluğu 8.976-8.994 Å° (ort. 8.983 Å°) arasında değişmektedir ve "Cheto tipi montmorillonitler" için verilen değerlere (b=8.97-9.01 Å°) uymaktadır (GRIM ve KULBICKI, 1961). Kimyasal çözümleme sonuçlarına göre; simektitlerin MgO 'ce fakir, buna karşın Fe_2O_3 'ce zengin olduğu farkedilmektedir. Ayrıca bir örneğin (HY-14) X-RD (KF)'da eser miktarda (% 5'den az) illit bulunmaktadır. Bu örnekte K_2O yüzdesinin bir kısmı illitten gelse bile, diğer örneklerde potasyumun yapraklar arası konumda yer alan önemli bir kat-



Şekil 4.1. Köpenez ve Emet formasyonu silmektitlerinin $MgO-Al_2O_3-(Fe_2O_3 + TiO_2)$ üçgen diyagramlarındaki dağılımları (GRIM ve KULBICKI, 1961).

yon olduğu göze çarpmaktadır. Na ve Ca'da yapraklar arasında bulunan diğeri önemli katyonlardır.

Emet formasyonunda ise, boratlı zonu temsil eden 9 simektit örneğinin ana element çözümlmeleri yapılmıştır (Ek Çizelge C-2). Elde edilen sonuçlardan hazırlanan üçgen diyagramdan da (Şekil 4.1) görüldüğü gibi, simektitlerin oktaedrik boşluklarının ana katyonu Mg^{+2} 'dir. Bununla birlikte, söz konusu simektitlerin Al ve Fe'ce zenginlikleri de dikkati çekmektedir. Ayrıca Ca^{+2} ve kısmende Na^{+} , yapraklararası konumda yer alan önemli katyonlardır.

Diğeri taraftan Emet formasyonu simektitlerinin yapısal formülleri 11 oksijen bazına göre WEAVER ve POLLARD (1973) tarafından belirtilen kurallara uygun olarak hesaplanmış (Ek Çizelge C-3) ve 3'ü dışında (178, 193, 215) diğeri serbest silis içerdigi gözlenmiştir. Bu silis fazlalığının 4 örnekte (191, 192, 206, 230) kil fraksiyonunda mevcut K-feldispattan kaynaklanabileceği düşünülerek, K-feldispattan teorik bileşimi kimyasal çözümleme sonuçlarından çıkarılmıştır. Bu işlemden, K-feldispat yapısındaki her Al atomunun simektit yapısına girmesi ile doğacak yük eksikliğinin yine K-feldispat yapısından gelen K atomu tarafından dengeleneceği göz önünde tutularak, tüm K_2O ve buna $(K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2)$ 1:1:6 oranları ile bağlı Al_2O_3 ve SiO_2 yüzdeleri de kimyasal çözümleme sonuçlarından çıkarılmış ve yeniden simektitlerin yapısal formülleri hesaplanmıştır. Sonuçta bazı örneklerde (192, 206, 230) yine de yaprak yüzünün yapraklar arası katyonlar ile dengelenmediği görülmüştür. Bu durumda örneklerin saf olmadığı K-feldispattan

dışında bir miktarda serbest silis içerdiği ortaya çıkmaktadır.

Sonuç olarak örneklerin serbest silis içermesi nedeniyle stevensit-saponit ayrımının sağlıklı yapılmasını güçleştirmekle birlikte, Emet trioktaedrik simektitleri, stevensit (172, 178, 215) ve saponit (175, 191, 192, 193, 206, 230) şeklinde adlandırılabilir (TRAUTH, 1974; GÜNDOĞDU, 1982). Ayrıca Emet trioktaedrik simektitleri Bigadiç basenindekilere göre (GÜNDOĞDU, 1982) genellikle Al ve Fe'ce daha zengindir.

4.4. Köpenez ve Emet Formasyonu Simektitlerinin Oluşumu

Köpenez formasyonu tüflerindeki simektitlerin; gerek X-RD gerekse kimyasal çözümlemeleri, bunların dioktaedrik olduğunu göstermiştir. Bu tür killerin çoğunluğunun volkanik malzemenin su ortamında bozunması sonucu oluştuğu bilinmektedir (GRIM, 1968; CARROLL, 1970; WEAVER ve POLLARD, 1973; GÜNDOĞDU, 1982). Optik ve elektronik mikroskop incelemelerinde belirtildiği gibi tüflerin toz ve kül boyundaki bağlayıcı malzemesinde yaygın killeşme gelişmiştir. Bu veriler söz konusu dioktaedrik simektitlerin volkanik malzemedan itibaren yerinde neoformasyon mekanizması ile oluştuklarını açıkça ortaya koymaktadır.

Emet formasyonunun boratlı zonunu temsil eden trioktaedrik simektitlerin; stevensit ve saponit karakterinde olduğu ana element çözümlemeleri ile ortaya konulmuştur.

Bunlardan stevensitlere, çeşitli araştırmacılar tarafından bir Mg-silikat tuzu gözü ile bakılmış ve kimyasal çökelmenin ürünleri oldukları kabul edilmiştir. (FAUST ve diğ., 1959; BRADLEY ve FAHEY, 1962; ATAMAN ve BAYSAL, 1978; GÜNDOĞDU, 1982). Ancak, genellikle boratlar ve karbonatlı birimlerle ardalanmalı olan Emet baseni stevensitlerinin Al ve Fe'ce zenginlikleri, bunların oluşumunda kırıntılı malzemenin hidrolizinin de katkıda bulunduğunu düşündürmektedir.

Emet ile benzer özellikler taşıyan Bigadiç baseni saponitlerinin oluşumunu GÜNDOĞDU (1982) iki farklı mekanizma ile açıklamaktadır. Bunlardan birincisi, volkanik malzemenin göl ortamında hidrolizi ile oluşan çözeltilerden itibaren yerinde (in situ) neoformasyon; ikincisi ise kırıntılı simektitlerin dönüşümüdür. Emet formasyonu saponitlerinin kırıntılı kökeni vurgulayan Al ve Fe'ce zenginliği ve genel olarak basende kırıntılı çökelmenin egemenliği, ikinci mekanizmanın daha etkin olabileceğini düşündürmektedir. Gerçekte boratlı zonda bulunan kumlu oluşumlar bu görüşü güçlendirmektedir.

4.5. Karbonat ve Borat Minerallerinde Bazı Eser Elementlerin Dağılımı

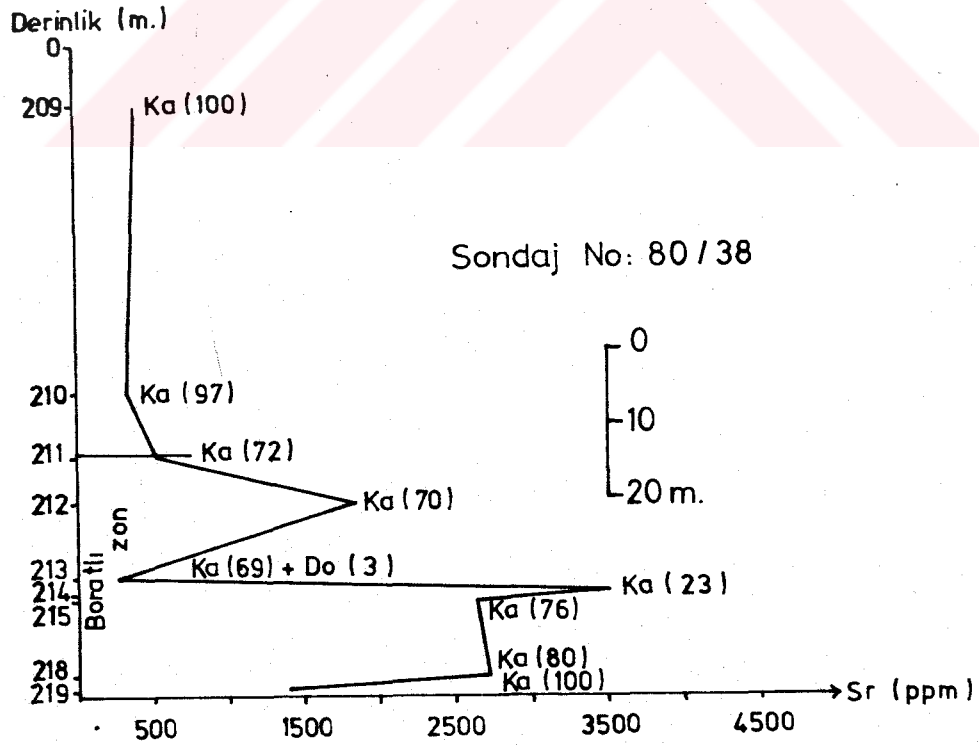
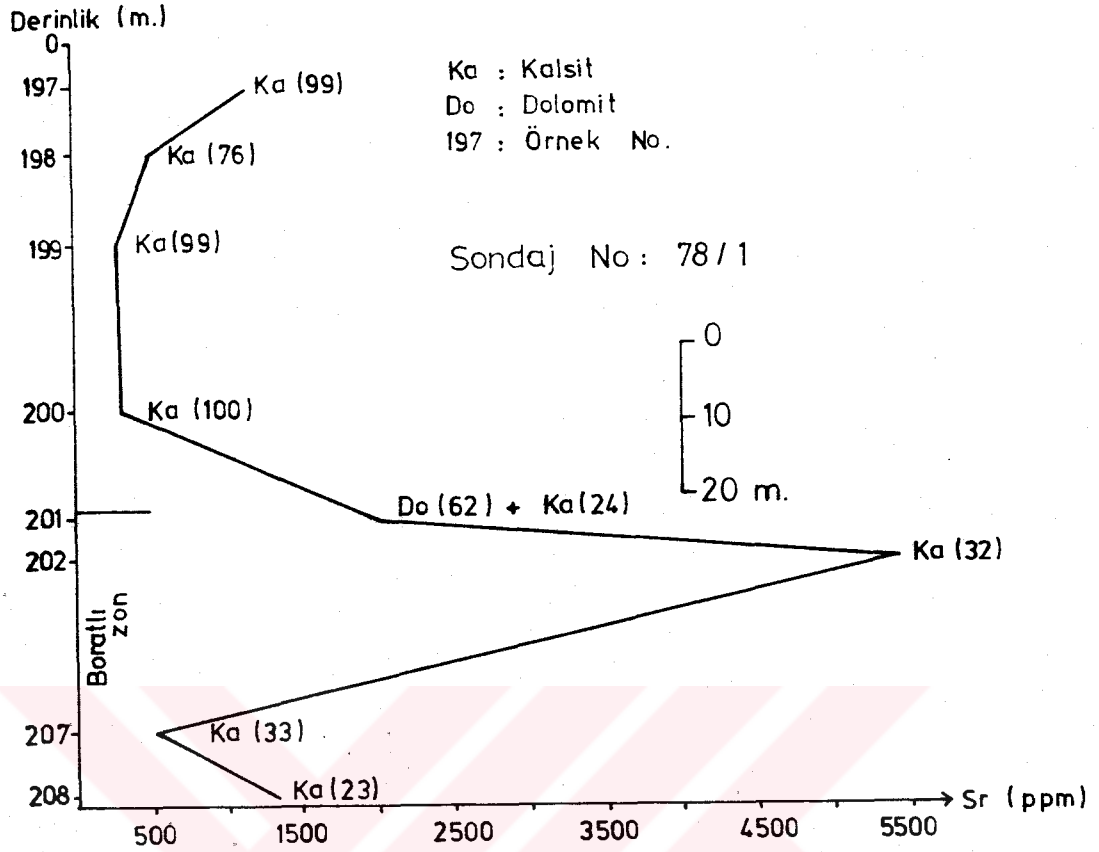
Eser element çözümlmeleri Emet formasyonuna ait sondaj kareotu örneklerinde gerçekleştirilmiştir. 42 örneğin karbonat fazında Sr, Li, Ba; 10 kolemanit örneğinde Sr, Li, Ba ve Mg çözümlmesi yapılmış olup sonuçları Ek Çizelge C-4 ve

C-5'de sunulmuştur.

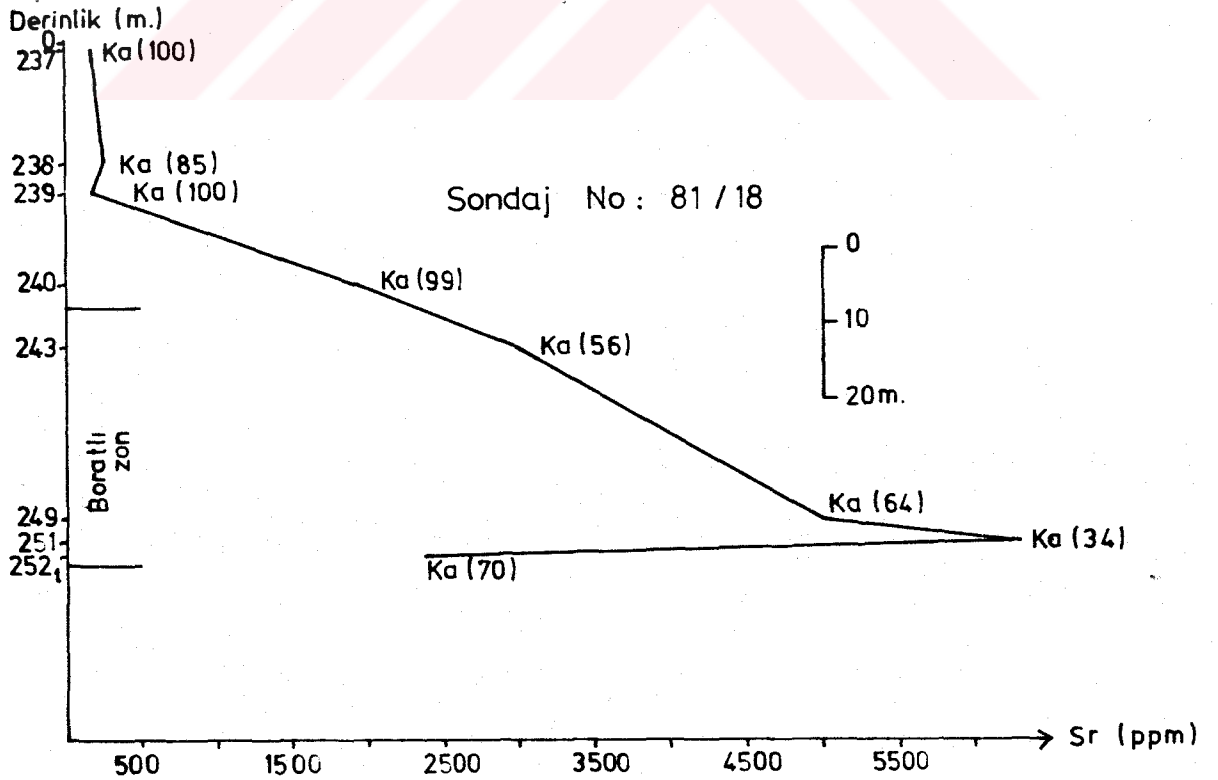
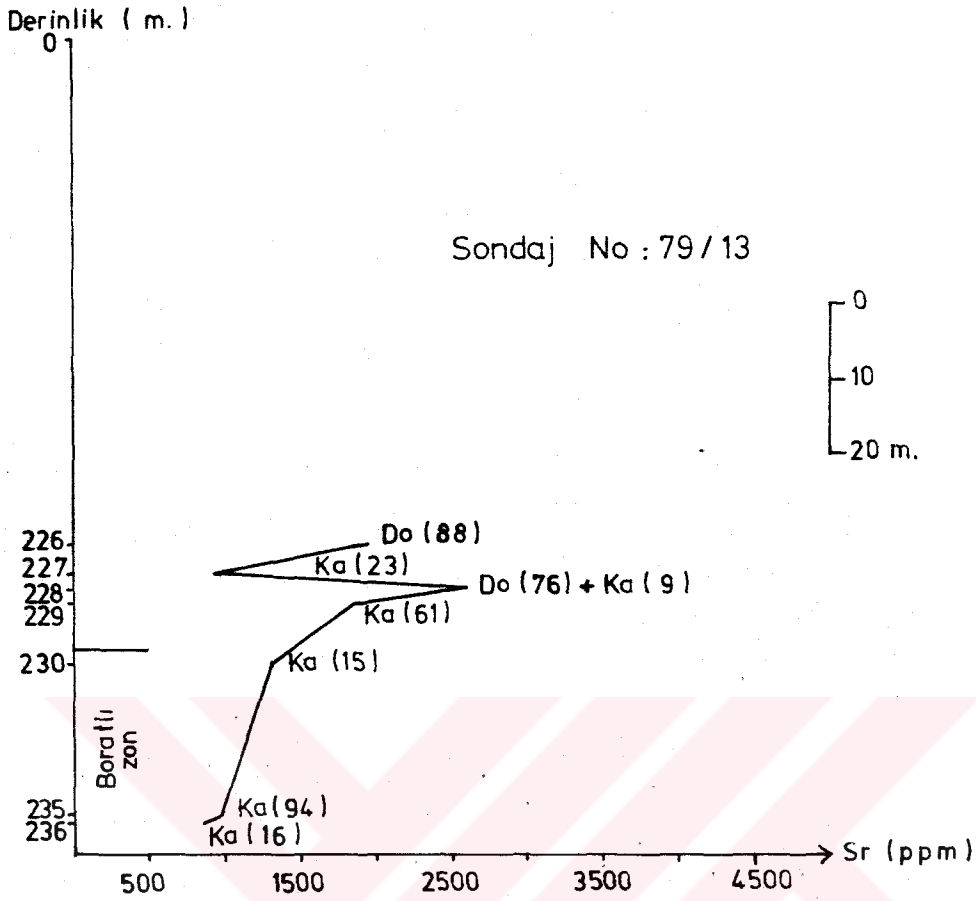
Eser elementlerin ortalama miktarları incelendiğinde (Çizelge 4.1) Sr'un en fazla kolemanitin, Li ve Ba'un kalsitin yapısında zenginleştiği farkedilmektedir. Li en az kolemanitin, Ba'da dolomitin yapısında bulunmaktadır. Mg'un ise kolemanitte önemli miktarda temsil edildiği görülmektedir.

Diğer taraftan, GÜNDOĞDU (1982) tarafından Bigadiç baseninde borat içeren Uzun Tepe ve İskele üyelerinde gerçekleştirilen bazı eser elementlerin dağılımı Emet formasyonu ile karşılaştırılmıştır. Buna göre; belirtilen üyelerde kalsitlerin daha fazla Sr (ort. 2608, 4818 ppm), buna karşın daha az Li (ort. 16, 79 ppm) ve Ba (ort. 71, 74 ppm) içerdikleri göze çarpmaktadır. Emet formasyonuna göre dolomitin Sr içeriği Uzun Tepe üyesinde daha az (ort. 1524 ppm), İskele üyesinde ise fazladır (ort. 4477 ppm). Ayrıca Emet kolemanitleri, Uzun Tepe (ort. 1680 ppm) ve İskele üyesi (ort. 2896 ppm) kolemanitlerine oranla oldukça fazla Sr kapsamaktadır. Li ve Ba miktarında ise belirgin bir fark gözlenmemiştir.

İncelenen 10 sondajdan 5'i üzerinde karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağılımının incelenmesi, bu eser elementin en önemli konsantrasyona boratlı zonda ulaştığını ortaya koymuştur (Şekil 4.2, 4.3, 4.4). Bir başka ifade ile Sr'un miktarı, alttan itibaren artarak boratlı zonda en yüksek; daha sonra azalarak sabit bir değere ulaşmaktadır. Bu dağılım bir yandan çeşitli yazarlar (ATAMAN ve BAYSAL, 1978; GÜNDOĞDU, 1982; GÜNDOĞDU ve ATAMAN, 1983) tarafından da be-



Şekil 4.2. Emet formasyonunun 78/1 ve 80/38 sondajındaki karbonat minerallerinde Sr un dikey dağılımı (GÜNDOĞDU , 1982)



Şekil 4.3. Emet formasyonunun 79/13 ve 81/18 sondajındaki karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağılımı (GÜNDOĞDU, 1982) .

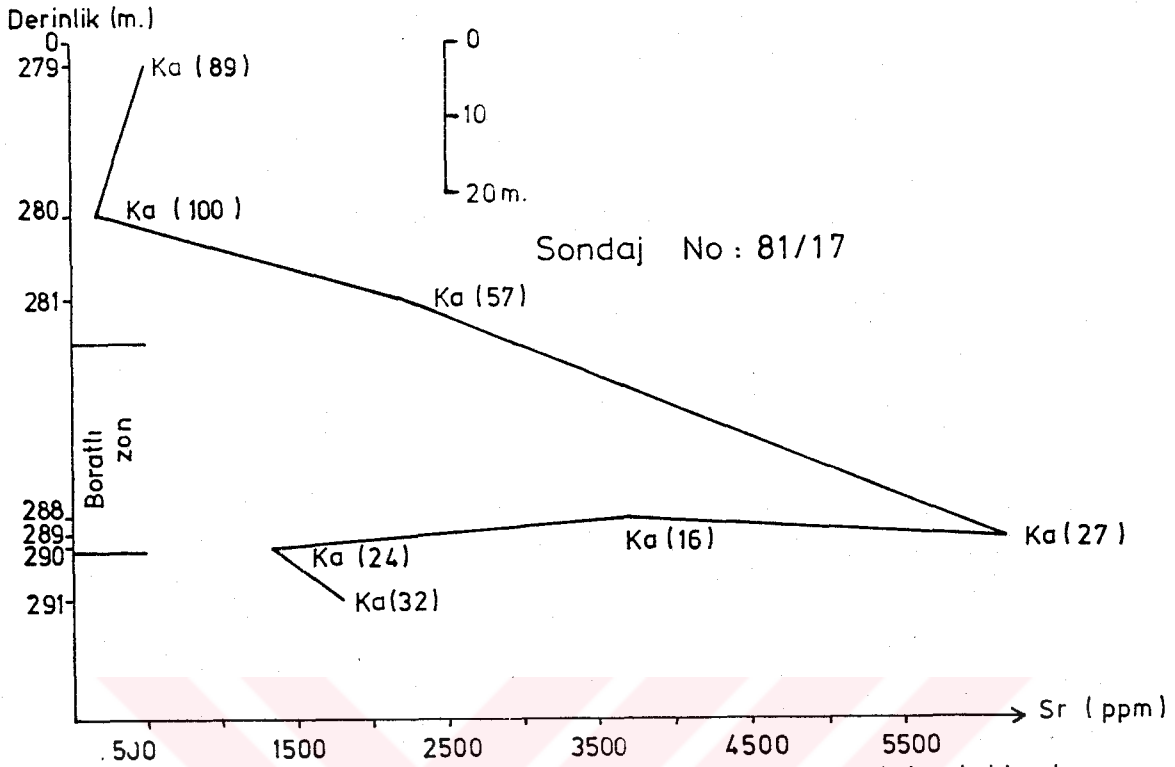
Çizelge 4.1 Emet formasyonunun karbonat minerallerinde Sr, Li ve Ba'un; kolemanitinde Sr, Li, Ba ve Mg'un ortalama miktarları (ppm)

<u>Mineral</u>	<u>Örnek Sayısı</u>	<u>Sr</u>	<u>Li</u>	<u>Ba</u>	<u>Mg</u>
Kalsit	36	1776	133	266	Ç.Y.
Dolomit	6	2929	38	88	Ç.Y.
Kolemanit	10	12504	8	108	339

Ç.Y.: Çözümlemesi Yapılmadı

lirtildiği gibi Sr'un en önemli kaynağı borca zengin hidrotermal getirimler olabileceğini vurgulamaktadır. Diğer taraftan da GÜNDOĞDU'nun (1982) Bigadiç baseninde saptadığı gibi Sr'un dağılımının borat aramalarında kullanılabilir bir yöntem olduğunu pekiştirmektedir. GÜNDOĞDU'nun (1982) da ifade ettiği gibi bu yöntemin uygulanmasında, yüzeyden ölçülü stratigrafik kesitler boyunca karbonatlı veya killi-karbonatlı seviyelerden sık aralıklarla (5-10 m) alınan örneklerde Sr çözümülemesi yapmak ve bunun istifteki dikey dağılımını incelemek yeterlidir. İncelenen diğer eser elementlerden Li'un dağılımı Sr kadar düzenli olmamasına karşın miktarının boratlı zonda arttığı farkedilmektedir.

Diğer taraftan; karbonat minerallerinin Sr içeriğinden gidilerek Emet formasyonu dolomitlerinin oluşumuna bir açıklık getirilebilir. ATWOOD ve FRY (1967) ve RENARD'a (1972) göre kalsitlerden itibaren ikincil dolomitleşme süreci ile oluşan dolomitlerde Sr kristal hücreden atılmakta-



Şekil 4.4 Emet formasyonunun 81/17 sondajındaki karbonat minerallerinde Sr'un dikey dağılımı (GÜNDOĞDU, 1982).

dır. Diğer yandan, EUGSTER ve SURDAM (1973), DE BOER (1977) ve GAINES (1977) gibi araştırmacılar, Mg/Ca oranının çok yüksek olduğu aşırı doygun çözeltilerde dolomitin doğrudan oluşmadığını belirtmektedirler. Aynı ortamlarda ise protodolomit kimyasal yolla çökelebilmekte ve erken diyajenetik evrede dolomite dönüşebilmektedir.

Emet formasyonu dolomitlerinin kalsitlere göre daha çok Sr içermelerinden (Çizelge 4.1) bunların ikincil olmadığı sonucu ortaya çıkmaktadır. Yukarıdaki araştırmacıların görüşleri ışığında, dolomitlerin protodolomitten itibaren erken diyajenetik evrede oluştukları söylenebilir.

BÖLÜM 5

JEOLOJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA

Bu çalışma sonucu elde edilen jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal bulguların ışığında, Neojen yaşlı Emet gölsel sedimanter baseninin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimi aşağıdaki gibi yorumlanabilir:

a- İnceleme alanının bölgesel jeolojik konumuna bakıldığında, sedimanter birimlerin taban volkanitleri ve temel kayalarının oluşturduğu setlerle ayrılmış, birbirine bağlı iki basende çökeltilmiş olduğu görülür. Basenin K-G yönlü uzanımı, volkanik ve temel kayaları ile kırık hatları tarafından denetlenmiştir.

Alt Miyosen'de egemen olan epirojenik hareketler sonucu, temel kayaları kırılmış ve yapısal basenleri dolduran sular, gölleri oluşturmuştur. Bu zayıf zonlar boyunca da andezitik karakterli volkanitler yükselmiştir.

b- Orta Miyosen'de başlangıçta, güneyde kimyasal çökeltme (sparitik kireçtaşları), kısa dönemlerde etkili olan riyodasit-dasit bileşimindeki camsı kül tüfleri ile kesilmiştir. Bunlarda gelişen zeolitleşme sonucunda analsim oluşmuştur. Daha sonra ortamda kimyasal ve kırıntılı çökeltme egemen olmuştur. Böylece sparitik kireçtaşı ve kuvarslı kumtaşı olarak tanımlanan, ardalımalı kayaç türleri ortaya çıkmıştır. Kuzeyde ise bütünüyle karbonat sedimentasyonu gelişmiştir.(Doğankayaşı formasyonu).

Basendeki bu çökeltme, volkanizmanın yeniden etkin ol-

ması sonucu yerini andezitik bileşimli piroklastik sedimantasyona (camsı kül ve toz tüfleri) bırakmıştır. Diğer yandan, volkanizma zaman zaman etkinliğini yitirerek ortamda karbonat çökelimine (mikritik kireçtaşı ve çok az dolomit) olanak sağlamıştır. Basenin kenar kesiminde ise sellenmeler sonucu taşınan klastik bileşenler kumtaşı-çakıлтаşı oluşumuna yol açmıştır. Ayrıca piroklastik çökelmenin belirli zamanlarında etkin olan akıntılar, diyajenez aşamasındaki silisli kireçtaşlarını tabandan koparıp bir tane-moloz akışı şeklinde taşıyarak yeniden çökelmiştir. Bunun sonucu taşınma uzaklığına bağlı olarak çeşitli şekillere sahip kireçtaşı çakılları ve/veya blokları tüfler içinde yer almıştır (Köpenez formasyonu).

Tüflerde göl ortamında yaygın bir şekilde gelişen bozunma sonunda; klinoptilolit, analsim gibi zeolit mineraleri ile kuvars, opal-CT, K-feldispat ve dioktaedrik simektit neoformasyonu gerçekleşmiştir. Bu mineraller arasında ortam tuzluluğu ve P_H 'ına bağlı olarak, basenin kuzey ve güney kesiminde farklı dizilimler gösteren mineralojik zonlanmalar ortaya çıkmıştır.

c- Üst Miyosen'de volkanizma etkinliğini bütünüyle yitirmiş ve ortamda kimyasal çökelme egemen olmuştur. Mg/Ca oranının çok düşük olduğu bir ortamda mikritik kireçtaşları oluşmuştur. Daha sonra kimyasal çökelmenin yerini kırıntılı çökelme almıştır. Basenin kuzey kesiminde akarsuyla taşınan kırıntılı malzeme kumtaşı ve çakıлтаşı oluşumuna neden olurken, güney kesiminde kırıntılı bileşenler türbid

akıntılarla taşınıp çöktürülmüştür. Basenin kenar fasiyelerinde ise sığlaşan playa-bataklık ortamında, zengin organik malzeme kömürleşmiştir (Beyköy formasyonu).

Bir yandan düşey yönlü blok hareketleri diğer yandan beslenme/buharlaştırma oranının yüksekliği, gölün kuzeye doğru yayılmasına ve en büyük yüzey genişliğine sahip olmasını sağlamıştır. Bunun sonucu birim, taban volkanitleri ile temel kayaları üzerine doğrudan gelmiş ve lakünlü seriler şeklinde değerlendirilen uyumsuz ilişkiler ortaya çıkmıştır.

d- Pliyosen'de güneyde büyük bir olasılıkla kuruyan, kuzeyde ise genişleyen ve sığlaşan gölde yeniden kimyasal çökelme (kireçtaşları) etkinlik kazanmıştır. Karbonat sedimentasyonunun ardından, büyük olasılıkla tabandaki kırık ve çatlaklardan itibaren göl suyuna karışan hidrotermal getirimler; kolemanit, üleksit, hidroborasit ve probertit gibi borat minerallerinin dışında jips, realgar, örpiment, kükürt ve sölestinin bileşime katılan elementlerin esas kaynağını oluşturmuştur. Boratların kimyasal çökelimi sırasında, olasılıkla iklimsel değişimlere bağlı olarak ortama zaman zaman önemli miktarda kil-kum boyunda kırıntılı malzeme taşınmıştır. Boratlarla ara katkılı yer yer de ardalanmalı olarak otijenik stevensit çökelirken, kırıntılı malzemenin yerinde neoformasyonu veya transformasyonu sonucu saponitler oluşmuştur. Ayrıca gerek iklimsel gerekse ortam kimyasındaki değişimler, karbonatlı ve killi birimlerin varımsı ardalanmalarına neden olmuştur. Hidrotermal getirim-

lerin etkinliğini yitirmesiyle ortamın Ca/Mg oranı yükselmiş ve kalsitle temsil edilen karbonat kayaçları çökelmiştir. Yer yer Ca/Mg oranının düşmesi ile de yerel dolomit oluşumu gerçekleşmiştir. Ortam P_H 'ındaki ritmik değişimler sonucu ise silisik asit moleküllerinin kollooidal çökeltmesine bağlı olarak çörtler oluşmuş, sonra da beslenme/buharlaşma (evaporasyon) oranının düşüklüğü nedeniyle göl daralmaya başlamıştır (Emet formasyonu).

e- Pliyosen sonlarına doğru gölün kurumasına yakın ve/veya suların çekilmesinden sonra, özellikle basenin KD kesiminde, temel kayaçların eteklerinde kaba kırıntılar ile temsil edilen alüvyon yelpazeleri meydana gelmiştir (Merkezşihlar formasyonu).

f- Pliyosen sonunda veya Kuvaterner başında, bölgedeki zayıf zonlar boyunca bazaltik volkanizmanın lav şeklindeki ürünleri ortaya çıkmıştır (Dereköy bazaltı).

g- Kuvaterner'de, volkanizmanın son ürünleri olan sıcak sular, mevcut kırık hatları boyunca traverten oluşumunu sağlamıştır. Yer değiştiren akarsuların yataklarında ise çakıltaşları ile pekişmemiş sedimanlar depolanmıştır.

h- Kapalı bir havzanın tipik özelliklerini yansıtan inceleme alanı, sedimantasyonla çağdaş yürüyen tektonik deformasyonun etkisiyle Geç Alpin dönemde kırıklı ve kıvrımlı bir yapı kazanmış ve bölge bugünkü görünümünü almıştır.

BÖLÜM 6

GENEL SONUÇLAR

Bu çalışmada, Emet gölsel sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokinyasal incelemelerinden elde edilen veriler ile aşağıdaki genel sonuçlara ulaşılmıştır:

1- İnceleme alanının 245 km²'lik 1: 25 000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak tektonik yapıları ortaya konulmuştur.

2- Haritalanan kayaç birimleri formasyon mertebesinde dokuz litostratigrafik birime ayrılmıştır: Temel kayaçları, Taban volkanitleri, Doğankayası, Köpenez, Beyköy, Emet, Merkezşihlar formasyonları, Dereköy bazaltı ve Kuvarterner oluşukları.

3- Gerek paleontolojik verilere ve gerekse stratigrafik ilişkilere dayanılarak Taban volkanitlerine Alt Miyosen, Doğankayası ve Köpenez formasyonlarına Orta Miyosen, Beyköy formasyonuna Üst Miyosen, Emet ve Merkezşihlar formasyonları ile Dereköy bazaltına Pliyosen yaşı verilmiştir.

4- Sedimanter istifin altında yer alan birimlerden Temel kayaçları; şist, metakumtaşı, bantlı mermer, kırıntılı ve kristalize kireçtaşı, dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve granitlerle temsil edilir. Taban volkanitleri ise vitrofirik andezitlerden oluşmaktadır.

5- Doğankayası formasyonunu kireçtaşı ve kumtaşı ardalanması temsil etmektedir. Bu istifin alt kesiminde ara

katkılı olarak riyodasit-dasit bileşimindeki analsimli camsı kül tüfleri yer almaktadır. Birimi, basenin kuzeyinde ise yer yer çört yuvarları içeren kireçtaşları oluşturmaktadır. Belirtilen kayalar türlerindeki kil mineralleri bolluk sırasına göre illit, klorit, 10_I-14_S ve simektit şeklinde bulunmaktadır.

6- Köpenez formasyonunun esas litolojisini andezitik bileşimli camsı kül ve toz tüfleri oluşturur. Birden fazla volkanik evreye karşılık gelen tüflerde, belirgin dikey tane boylanması ve yaygın zeolitleşme gelişmiştir. Klinoptilolit ve analsim bu zeolitleşmenin ürünlerini temsil etmektedir. Kalsit, dolomit, kuvars, plajiyoklaz, K-feldispat, opal-A, opal-CT, biyotit ve dioktaedrik simektit birimdeki kayalar türlerinde belirlenen diğer minerallerdir.

7- Beyköy formasyonu istifinin alt kesimini kimyasal kireçtaşları, üst kesimini kuzeyde akarsu, güneyde ise distal türbidit niteliğindeki karıntalı kayalar temsil etmektedir.

8- Emet formasyonu; kireçtaşı, dolomit ve kilitaşı-marnlardan oluşmaktadır. Birimin alt kesiminde yer alan borat katmanlarının ana mineralleri kolemanit ve üleksittir. Hidroborasit ve probertit gibi borat minerallerinin dışında; jips, realgar, örpiment, kükürt ve sölestin boratlı zonda saptanan diğer minerallerdir. Kil minerallerini ise yaygın olarak trioktaedrik simektit ve illit, daha az da klorit ve 10_I-14_S interstratifiyesi temsil etmektedir.

9- Merkezşihlar formasyonunu alüvyon yelpazesi orta-

mında çökelmiş gevşek dokulu kaba kırıntılar oluşturmaktadır.

10- İnceleme alanındaki etkin üçüncü volkanik evreyi olivin-piroksen bazaltlar temsil etmektedir.

11- Köpenez formasyonu tüflerinde gelişen bozunmanın ürünleri; klinoptilolit, analsim, kuvars, opal-CT, K-feldispat ve dioktaedrik simektit neoformasyonu şeklindedir.

12- Köpenez tüflerinde; basenin kuzeyinde taze volkanik cam ve simektitten, güneyde ise klinoptilolitten itibaren başlayan, analsim ve K-feldispat şeklinde gelişen yatay mineralojik zonlanmanın varlığı ortaya çıkarılmıştır.

13- Klinoptilolitlerin Ca'ca zengin oldukları belirlenmiştir.

14- Ortam P_H 'ına bağlı olarak klinoptilolit ile simektit arasında bolluk açısından negatif bir ilişkinin geliştiği saptanmıştır.

15- Emet kolemanitlerinin birincil olabileceği görüşü ortaya atılmıştır.

16- Borat yataklarında kolemanitin dışında üleksitin de ekonomik bollukta olduğu saptanmıştır.

17- Emet baseninde dolomit ve probertit minerallerinin varlığı ortaya çıkarılmıştır.

18- Emet formasyonu dolomitlerinin, protodolomitten itibaren ve büyük olasılıkla erken diyajenetik evrede oluştukları sonucuna varılmıştır.

19- Dolomit ile simektit arasında negatif bir ilişkinin bulunduğu belirlenmiştir.

20- Sr'un dikey dağılımının borat aramalarında kulla-

nılabilir bir yöntem olduğu görüşü benimsenmiştir.

21- Emet formasyonunun kil minerallerini; otijenik stevensitler, yerinde neoformasyon ve transformasyon sonucunda oluşan saponitler ile degradasyon ürünü illitler oluşturmaktadır. İllitlerin miktarının Hisarcık'tan Göktepe-Es-pey yönünde arttığı saptanmıştır.

22- Jeolojik, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal verilerin ışığı altında; Emet Neojen gölsel sedimanter baseninin jeolojik evrim ve paleocoğrafik gelişimi ortaya konulmuştur.

Ek Açıklamalar - A

OPTİK MİKROSKOP İNCELEME SONUÇLARI

Ek Çizelge A-1 Köpenez formasyonu piroklastik kayalarının
sedimanter petrografik tanımlama sonuçları

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Parajenez ve diğer özellikler</u>
HY- 4	Camsı kül tüfü	- P b.m:sparit ve volkanik cam
HY- 13	Camsı kül tüfü	- P+B+V.k.p b.m:sparit ve volkanik cam,
HY- 14	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY- 19a	Camsı kül tüfü	- P+S+Ku+B+V.k.p b.m:volkanik cam, sparit
HY- 32	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B+M
HY- 34	Camsı kül tüfü	- P+B+S+Ku+V.k.p+O.m
HY- 35	Camsı kül tüfü	-P+B+S+Ku+O.m+V.k.p
HY- 36	Camsı kül tüfü	- P+B+S+Ku+V.k.p
HY- 37	Camsı kül tüfü	- P+B+S+Ku
HY- 38	Camsı kül tüfü	- P+B+S+Ku
HY- 39	Camsı kül tüfü	- P+B+S+Ku
HY- 58	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY- 59	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY- 65	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B+V.k.p b.m:sparit, cam
HY- 67	Camsı kül tüfü	- P+B+Ku+S+V.k.p+O.m b.m:sparit, cam
HY- 70	Toz tüfü	- Submikroskopik

Ek Çizelge A-1 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Parajenez ve diğer özellikler</u>
HY- 72	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY-109	Tüflü kumtaşı	- K.p+V.k.p+P+B+Ku+S
HY-111	Camsı kül tüfü	- P+V.k.p+Ku+B+S
HY-112	Camsı kül tüfü	- P+S+Ku+B b.m:cam ve az sparit
HY-113	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B
HY-114	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B+K.p
HY-115	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B+K.p
HY-116	Toz tüfü	
HY-117	Toz tüfü	
HY-119	Camsı kül tüfü	- B+P+S+Ku
HY-125	Camsı kül tüfü	- P+S+Ku+B+V.k.p
HY-125 ₂	Tüflü köşeli çakılt.	- V.k.p+P+Ku+S+B
HY-126	Tüflü kumtaşı	- K.p+P+B+S+Ku
HY-127	Camsı kül tüfü	- P+K.p+Ku+B+S perlitik doku
HY-128	Camsı kül tüfü	- P+Ku+B+S+V.p
HY-129	Camsı kül tüfü	- P+B+Ku+S+K.p
HY-130	Camsı kül tüfü	- P+B+Ku+S+K.p
HY-131	Camsı kül tüfü	- P+S+Ku+B+H+O.m+Z+V.k.p+M
HY-132	Camsı kül tüfü	- P+S+Ku+B+V.k.p+M
HY-133	Camsı kül tüfü	- P+B+Ku+S
HY-134	Toz tüfü	- Submikroskopik

Ek Çizelge A-1 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Parajenez ve diğer özellikler</u>
HY-135	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY-136	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY-137	Toz tüfü	- Submikroskopik
HY-138	Kristal kül tüfü	- P+S+Ku+B+M b.m: cam ve sparit
HY-334	Tüflü kumtaşı	- V.k.p+P+B+Ku+S+O.m b.m:cam ve sparit
HY-335	Tüflü kumtaşı	- V.k.p+P+B+Ku+S+O.m b.m:cam ve sparit
HY-338	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B+V.k.p+O.m b.m:cam ve sparit
HY-452	Camsı toz tüfü	
HY-458	Tüflü köşeli çakılt.	- V.k.p+K.p+P+Ku+B+S
HY-464	Camsı kül tüfü	- P+Ku+S+B
HY-475	Kristal kül tüfü	- P+B+Ku+S+O.m+V.k.p+Pi b.m:cam ve sparit
HY-478	Kristal kül tüfü	- P+B+Ku+S+O.m
HY-484	Tüflü köşeli çakılt.	- V.k.p+P+Ku+S+B+Z b.m:cam ve sparit
HY-491	Camsı toz tüfü	

P :Plajiyoklaz

Ku:Kuars

S :Sanidin

B :Biyotit

M :Muskovit

Z :Zirkon

O.m:Opak mineral

H:Hornblend

Pi:Piroksen

b.m:Bağlayıcı malzeme

k.p:Metamorfik ve derinlik kayaç parç.

v.k.p:Volkanik kayaç parçacığı

Ek Çizelge A-2 Köpenez formasyonu karbonat kayaçlarının sedi-
manter petrografik tanımlama sonuçları

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer özellikler</u>
HY- 12	Mikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı
HY- 17	Mikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı
HY- 19b	Mikrit	- az mikrosparit, kuvars
HY- 21	Litoklastlı mikrit	- az mikrosparit, kuvars, muskovit, biyotit
HY- 28	Dolomikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı
HY- 61	Mikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı, çatlaklarda kuvars ve kalse- don
HY- 63	Dolomitli mikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı, kuvars ve kalsedon
HY- 73	Mikrit	- az mikrosparit, boşluklarda ikincil kalsedon
HY-107	Mikrit	- az mikrosparit, bantlı yapı
HY-108	Dolomikrit	- kuvars
HY-110b	Mikrit	- bantlı yapı, boşluklarda ikincil sparit, kuvars, zon- lu plajiyoklaz
HY-118	Mikrosparit	- kötü yıkanmış, kuvars
HY-481	Mikrit	- sparitik ve mikritik kısım- ların oluşturduğu bantlı ya- pı ve mikro kıvrımlar, pla- jiyoklaz, kuvars, opak mine- ral

Ek Çizelge A-3 Beyköy formasyonu karbonat kayaçlarının sedi-
manter petrografik tanımlama sonuçları

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer özellikler</u>
HY- 18	Kalsitli dolomikrosparit	
HY- 40	Mikrit	- az mikrosparit
HY- 46	Biyomikrit	- gastropodlar kalsitleşmiş
HY- 47	Litoklastlı dolomitli mikrit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, boşluklarda mikrosparit ve kalsedon, biyotit
HY- 48	Litoklastlı dolomitli mikrit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, boşluk ve çatlaklarda gözenek dolgusu şeklin- de sparit, kalsedon
HY- 49	Biyomikrit	- az sparit, gastropodlar silisleşmiş
HY- 55	Sparit	- kötü yıkanmış
HY- 74	Mikrit	- az mikrosparit, kesişen sparitik kalsit damar- ları, kuvars
HY- 75	Mikrit	- az mikrosparit, kuvars
HY- 76	İntraklastlı sparit	- kuvars, muskovit
HY- 77	Mikrosparit	- kötü yıkanmış, kuvars
HY- 78	Mikrit	- az mikrosparit, kuvars
HY- 79	Mikrit	- az mikrosparit, kuvars

Ek Çizelge A-3 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer özellikler</u>
HY- 80	Intraklastlı sparit	- kötü yıkanmış, seyrek istiflenmiş, kuvars, biyotit
HY- 81	Dolomitli mikrit	- az mikrosporit , kuvars
HY- 82	Mikrit	- az mikrosporit
HY- 83	Mikrit	- az mikrosporit, kuvars
HY- 84	Mikrit	- az mikrosporit
HY- 87	Litoklastlı sparit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, kuvars ve kalsedon
HY- 88	Litoklastlı fosilli mikrit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, kalsitleşmiş kavkılar
HY- 91	Dolomikrit	- az mikrosporit
HY- 93	Litoklastlı dolomitli mikrit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, kuvars ve kalsedon
HY- 94	Litoklastlı mikrit	- mikritik bünyeli karbo- natlı kayaç parçacıkları, muskovit şist, kuvars, fel- dispat, biyotit, opak mi- neral, kalsitleşmiş kavkı parçaları
HY- 96	Fosilli mikrit	- gastropod

Ek Çizelge A-3 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer Özellikler</u>
HY-157	Mikrit	- çatlak ve boşluklarda sparit
HY-298	Sparit	- kuvars
HY-299	Litoklastlı sparit	- bol kuvars, az biyotit ve muskovit, turmalin, boşluklarda kalsedon

Ek Çizelge A-4 a Emet formasyonu (Hisarcık kesimi) ^{karbonat} kayaçlarının
sedimanter petrografik tanımlama sonuçları

Örnek No	Tanımlama	Diğer özellikler
HY-144	Mikrit	- az mikrosparit
HY-146	İntrasparit	- az mikrit, seyrek istiflenmiş, intraklastlar köşeli ve mikritik bünyeli
HY-147	Mikrit	- az mikrosparit
HY-148	Mikrit	
HY-150	Mikrit	- az mikrosparit
HY-151	Intramikrit	- seyrek istiflenmiş, krip-to-mikrokristalin kalsedon oluşumları
HY-152	Intraklastlı mikrit	- az mikrosparit, kalsedon
HY-153	Intramikrit	- az mikrosparit, seyrek istiflenmiş, kalsedon
HY-164	Intraklastlı mikrit	- az sparit
HY-165	Karbonatlı çört	- mikrokristalin kuvars, kalsedon
HSK-166	Karbonatlı çört	- kuvars ve kalsedon
HSK-169	Dolomitli intraklastlı mikrit	- gözenek dolgusu şeklinde ikincil sparit
HSK-173	Dolomikrit	
HSK-184	İntrasparit	- az mikrit, seyrek istiflenmiş, kalsedon
HSK-186	Mikrit	- az mikrosparit

Ek Çizelge A-4 a devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer özellikler</u>
HSK-190	Dolomikrit	- kalsedon
HSK-192	Dolomitli mikrit	- az sparit
HSK-196	Sparit	- plajiyoklaz, kuvars
HSK-209	Mikrit	
HSK-218	Sparit	- kötü yıkanmış, feldispat
HSK-219	Sparit	
HSK-220	Dolomitli sparit	- kötü yıkanmış
HSK-222	Çörtlü kalsitli dolosparit	- kuvars ve kalsedon
HSK-223	Pelletli intramikrit	
HSK-224	Sparit	- kötü yıkanmış
HSK-225	Çörtlü intrasparit	- kuvars ve kalsedon
HSK-235	Sparit	
HAO-436	Sparit	- ışınal-sferülitik kalse- don

Ek Çizelge A-4 b Emet formasyonu (Espey kesimi) karbonat kayaç-
larının sedimanter-petrografik tanımlama sonuç-
ları

<u>Örnek No</u>	<u>Tanımlama</u>	<u>Diğer özellikler</u>
ESK-237	İntrasparit	- az mikrosparit
ESK-243	Litoklastlı sparit	- kötü yıkanmış, kuvars, plajiyoklaz, biyotit
ESK-249	Sparit	- kötü yıkanmış
ESK-254	Mikrit	
ESK-257	Mikrosparit	
ESK-264	Dolomikrit	
ESK-270	Mikrosparit	
ESK-272	Dismikrit	
ESK-289	Kumlu sparit	- kuvars, plajiyoklaz, çok az turmalin

Ek Açıklamalar - B
X-IŞINLARI ÇÖZÜMLEME SONUÇLARI

Ek Çizelge B-1 Emet formasyonu killi-karbonatlı kayalarında karbonat minerallerinin X-RD ve kimyasal çözümleme sonucunda bulunan yüzdelerinin karşılaştırılması

<u>Örnek No</u>	<u>X-RD</u>	<u>Kimyasal çözme</u>	<u>Fark (%)</u>
HSK-173	77	63.94	+13.06
HSK-190	82	83.28	- 1.28
HSK-197	99	95.31	+ 3.69
HSK-198	76	64.90	+11.10
HSK-199	98	93.67	+ 4.33
HSK-200	100	100.00	0.00
HSK-201	88	84.05	+ 3.95
HSK-202	32	35.29	- 3.29
HSK-207	33	43.36	-10.36
HSK-208	23	27.02	- 4.02
HSK-209	100	98.33	+ 1.67
HSK-210	97	92.72	+ 4.28
HSK-211	72	78.46	- 6.46
HSK-212	70	81.79	-11.79
HSK-213	72	81.61	-11.61
HSK-214	23	23.68	- 0.68
HSK-215	76	87.29	-11.29
HSK-218	80	73.76	+ 6.24
HSK-219	100	96.69	+ 3.31
HSK-226	88	85.42	+ 2.58
HSK-227	23	26.21	- 3.21
HSK-228	85	80.12	+ 4.88

Ek Çizelge B-1 devam ediyor.

<u>Örnek No</u>	<u>X-RD</u>	<u>Kimyasal çözme</u>	<u>Fark (%)</u>
HSK-229	61	65.52	- 4.52
HSK-230	15	27.85	-12.85
HSK-235	94	88.31	+ 5.79
HSK-236	16	21.08	- 5.08
ESK-237	100	98.45	+ 1.55
ESK-238	85	80.14	+ 4.86
ESK-239	100	98.52	+ 1.48
ESK-240	99	90.72	+ 8.28
ESK-243	56	54.71	+ 1.29
ESK-249	64	68.03	- 4.03
ESK-251	34	33.22	+ 0.78
ESK-252	70	68.03	+ 1.97
ESK-264	67	71.97	- 4.97
ESK-279	89	81.95	+ 7.05
ESK-280	100	97.29	+ 2.71
ESK-281	57	55.77	+ 1.23
ESK-288	27	31.67	- 3.33
ESK-289	16	21.59	- 5.59
ESK-290	24	31.59	- 7.59
ESK-291	32	36.19	- 4.19

Ek Çizelge B-2 Temel kayalara ait karbonat kayalarının
X-RD (TK) çözümleme sonuçları (%)

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>
HY- 2	98		2
HY- 51	83		17
HY- 52	91		9
HY-123	5	94	1

Ek Çizelge B-3 Doğanakayası formasyonu örneklerinin X-RD (TK)
çözümleme sonuçları (%)

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Analsim</u>	<u>Kil min.</u>
HY- 42	100					
HY-442	7	16	16	6		55
HY-443	73		27			
HY-469			18	7	45	
HY-470			30	17		53
HY-471	48		11	5		36
HY-472	7		28	11	54	
HY-473	3		17	6		84

Ek Çizelge B-4 Doğankayası formasyonu örneklerinin X-RD (KF)
çözümleme sonuçları

Örnek No	Simektit	İllit	Klorit	10_{I-14S}	Kuvars	Feldispat	Analsim
HY-442		6.0	4.0		+	+	
HY-469				10.0	+		
HY-470				10.0	+		
HY-472	4.0	2.0	4.0				+
HY-473		6.5	3.5		+		

Ek Çizelge B-5 Köpenez formasyonu örneklerinin X-RD (TK)
çözümleme sonuçları (%)

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerall.
HY- 4	100								
HY- 4 ₁			2	13					85
HY- 4 ₂	83		1		16				
HY- 5	12		6	7					75
HY- 6	60		4	5					31
HY- 7	4		2	7					87
HY- 8	6		5	6					83
HY- 9			2	10		24			64
HY- 10			5	15		20			60
HY- 11		Kil + Opal - A							
HY- 12	85		2						13
HY- 13	80					10			10
HY- 14	16		3	11					70
HY- 15	4		2	13					81
HY- 16	4		1	13					82
HY- 17	95				5				
HY- 19a	13		2	14		13	58		
HY- 19b	41		3		42				14
HY- 21	86		4						10
HY- 22	35		5	6					54

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek NO	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerall.
HY- 23	72		3	5					20
HY- 25	21		12	10					57
HY- 26		Kil + Opal - A ± Kuvars							
HY- 27	13		9	14		29			35
HY- 28	1	98	1						
HY- 30		Kil + Opal - A ± Kuvars							
HY- 31		Kil + Opal - A							
HY- 32	5		2	11		15	67		
HY- 33			2	8		13	62		15
HY- 34	2			14		6	78		
HY- 35				12		10	78		
HY- 36			4	16		38	42		
HY- 37				15		5	80		
HY- 38				14		3	83		
HY- 39				10	19	2	69		
HY- 58	10			34			56		
HY- 59	8			55					37
HY- 61	69	4	3		24				
HY- 62	5		3	5	32				55

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldisat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerall.
HY- 63	54	10	3		33				
HY- 64	63			5			22		
HY- 65	88		5	7					
HY- 66				29	16	13			42
HY- 67	66			2		5			26
HY- 68		100							
HY- 69		Kil + Opal - A							
HY- 70		Kil + Opal - A $\pm$ Kuvars							
HY- 71		Kil + Opal - A $\pm$ Kalsit							
HY- 72		73	1	3					23
HY- 73	87		1		12				
HY-103			4	15		6	75		
HY-104			6	11			83		
HY-105			12	32		7			33
HY-107	82	3	9	6					
HY-107 ₁	46		20	20				14	
HY-108	7	20	20	7					46
HY-109	2		17	27		29	25		
HY-110a	15		10	11		17	47		
HY-110b	57		34						9

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldspat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kim minerall.
HY-111	3		13	30		5	49		
HY-112	15		3	60		2	20		
HY-113			10	12		8	70		
HY-114			7	13		5	75		
HY-115			5	14			81		
HY-116			5	15			80		
HY-117			31	24					45
HY-118	70		12	3					15
HY-119			3	8		43	46		
HY-125	5		21	13		8		53	
HY-125 ₁			38	29				33	
HY-125 ₂			36	64					
HY-126			19	37		15	29		
HY-127			10	12		13	65		
HY-128			6	10		10	74		
HY-129			4	11		9	76		
HY-130			2	11		9	78		
HY-131			23	42		6	29		
HY-132			3	11		5	81		
HY-133			3	13		2	82		
HY-134			4	12		5	79		
HY-135			4	13		3	80		

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerall.
HY-136	7		19	22					52
HY-137			36	34					30
HY-138	17		19	28		13			23
HY-300			33	17				50	
HY-301			12	56					32
HY-303			Opal - A + Kil						
HY-304			Opal - A + Kil						
HY-307	3	13	9	3		31			41
HY-308			13	5					82
HY-309	7	5	20	11					57
HY-310		7	15	9					69
HY-311	4		15	12					69
HY-312	58		35	7					
HY-313	3		15	9		11			62
HY-314	3		7	4			23		63
HY-315	22		14	10					54
HY-316	5		20	9		18		7	41
HY-317	5		21	12				11	51
HY-318	8		18	7		11			56
HY-319	5		13	18		21			43

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CF	Biyotit	Klinoptilolit	Analısım	Kıl minerall.
HY-320	39		11	15					35
HY-321	61		39						
HY-322			14	29		17	17	23	
HY-323			14	13			19	18	36
HY-324			10	10		40	31	9	
HY-325			11	8		11	34	7	29
HY-326			9	5			35		51
HY-327			28	42					30
HY-328			16	10				42	32
HY-329			25	27				30	18
HY-330			19	13				26	42
HY-331	8		31	9				14	38
HY-332			23	19		10		9	39
HY-333	84		16						
HY-334			10	45		23			22
HY-335			10	51		12			27
HY-336	12		31	23					34
HY-337			15	56		19		10	
HY-338			23	39		16			22
HY-339			13	49		14		24	
HY-340			39	24					24

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil Minerall.
HY-341			19	24				4	63
HY-342	52		48						
HY-440			4	18			78		
HY-444	3		28	12				57	
HY-445			35	9				27	29
HY-446	7		33	17					43
HY-447	6		32	10				52	
HY-448	25		36	14				25	
HY-449	43		46	11					
HY-450	19		27	18 + Muskovit					36
HY-451	12	14	13	6					55
HY-452			36	10				24	30
HY-453	8		55	37					
HY-454	22		27	24				27	
HY-455	27		62	11					
HY-456			30	10				60	
HY-457		9	17	4				46	24
HY-458	29		27	19		25			
HY-459	22		18	29					31
HY-460			29	25				19	27

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerali.
HY-461			30	16				32	22
HY-462			29	11				60	
HY-463			17	32				25	26
HY-464			27	29				44	
HY-465			23	40				9	28
HY-466			29	20				15	36
HY-467			47	34				19	
HY-468			39	20				41	
HY-475	15		5	38		42			
HY-476			16	9		15	60		
HY-477			12	6		32	50		
HY-478			8	35		30	27		
HY-479			6	44		7	25		18
HY-480	9		56	35					
HY-482						13			87
HY-483			4	17					79
HY-484	48		13	39					
HY-485		6	7	27		6	17		27
HY-486			16	35		14	35		
HY-487			18	25		16	41		
HY-488			10	12		18	60		
HY-489			9	68		7	16		

Ek Çizelge B-5 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Klinoptilolit	Analsim	Kil minerall.
HY-490			33	25		16	26		
HY-491			25	14		27			34
HY-492			8	30		62			
HY-492 ₁			43	19		38			
HY-493				23	15				62
HY-494			Kil + Opal - A						
HY-495			Kil + Opal - A $\pm$ Kalsit						
HY-496	100								
HY-497			Kil + Opal - A $\pm$ Kalsit $\pm$ Kuvars						
HY-498	74		20	6					
HY-499	10		25	16					49
HY-500			9	7		19	48		17
HY-501	4		8	6		27	39		16
HY-502	71		29						
HY-503			29	71					
HY-504			4	8		12	62		14
HY-505			2	10			88		

Ek Çizelge B-6 Köpenez formasyonu örneklerinin X-RD (KF)
çözümleme sonuçları

Örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Opal-CT	Kuvars	Klinoptilolit	$d(060)^{\circ}$
IY- 5	8.5	1.5	E				1.498
IY- 6	9.5	0.5					1.499
IY- 7	7.5	2.5					
IY- 8	9.5	0.5					1.499
IY- 9	9.0	1.0					1.499
IY- 10	9.5	0.5					1.495
IY- 11	10.0						1.496
IY- 13	10.0						1.496
IY- 14	10.0	E					1.499
IY- 15	9.0	1.0					1.497
IY- 16	10.0						1.498
IY- 17	Amorf	Malzeme		+			
IY- 19b		E	Amorf Mal.	+			
IY- 22	10.0						1.520
IY- 23	9.0	1.0					1.520
IY- 25	9.0	1.0	E				1.500
IY- 27	9.5	0.5					1.502
IY- 28	8.0	2.0					
IY- 30	9.5	0.5					1.498
IY- 31	9.5	0.5					1.496
IY- 33	10.0					+	1.499
IY- 36	9.0	1.0				+	

Ek Çizelge B-6 devam ediyor

Örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Opal-CT	Kuvars	Klinoptilolit	$d_{(060)}^{\circ} A^{\circ}$
İY- 39	7.5		2.5			+	
İY- 58	10.0					+	1.499
İY- 62	10.0			+			1.494
İY- 63	Amorf Malzeme			+			
İY- 66	10.0					+	1.494
İY- 68	10.0			+			1.496
İY- 69	10.0			+			1.498
İY- 70	10.0			+			1.495
İY- 71	10.0	E		+			1.496
İY- 72	10.0						1.496
İY-107	7.0	3.0			+		
İY-107 ₁	10.0				+		1.500
İY-108	3.5	5.0	1.5		+		
İY-110b		4.0	6.0		+		
İY-111	9.5	0.5				+	1.499
İY-114	9.5	0.5				+	1.505
İY-117	9.5	0.5				+	1.498
İY-125		10.0 + Amorf Malzeme + Analsim					
İY-128		10.0 + Amorf Malzeme					+
İY-133		Amorf Malzeme					+
İY-137		8.0	2.0		+		

Ek Çizelge B-6 devam ediyor

Örnek No	Simektit	illit	Klorit	Opal-CT	Kuvars	Klinoptilolit	$d(060) \text{ Å}^{\circ}$
HY-321	Amorf	Malzeme			+		
HY-445		4.5	2.5	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=3.0+$			
HY-446			4.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=4.0+$			
HY-451		5.5	4.5		+		
HY-452		3.5	3.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=3.5+$			
HY-457		7.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=3.0$		+		
HY-459		7.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=3.0$		+		
HY-460	7.0	3.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=+$		+		1.501
HY-461	2.0	3.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=5.0$				
HY-463		3.0	2.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=5.0$			
HY-465		2.5	3.0	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=4.5+$			
HY-466		7.5	$10_{\text{I}}-14_{\text{S}}=3.0$		+		

E = 0.5' den az

Ek Çizelge B-7 Beyköy formasyonu örneklerinin X-RD (TK)
çözünleme sonuçları (%)

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Kil minerall.
Y- 18	18	59	4				19
Y- 40	100						
Y- 40 ₁	14		86				
Y- 46	98		2				
Y- 47	60	40					
Y- 48	63	36	1				
Y- 49	45		55				
Y- 55	94		2	3			
Y- 74	98		2				
Y- 75	97		3				
Y- 76	99		1				
Y- 77	95		5				
Y- 78	99		1				
Y- 79	72		2		26		
Y- 80	88		2				10
Y- 81	65	22	3		10		
Y- 82	92		1		7		
Y- 83	85		2		13		
Y- 84	100						
Y- 86	7	6	17	41 + Muskovit			29
Y- 87	94	5	1				
Y- 88	70	20	2		8		

Ek Çizelge B-7 devam ediyor

Örnek No	Kalsit	Dolomit	Kuvars	Feldispat	Opal-CT	Biyotit	Kil minerall.
IY- 91		45	5	11			39
IY- 92	13		5	22			60
IY- 93	48	38	3		11		
IY- 94	88		5	7			
IY- 95	16		3	17			64
IY- 96	60		1				39
IY- 97			11	17		20	52
IY- 98			18	24		14	44
IY-100			24	23		16	37
IY-101			18	8		26	44
IY-141			3			15	82
IY-156	2		6	9		9	74
IY-157	92				8		
IY-159	28		8	8			56
IY-297	92		8				
IY-305			33	17			50

Ek Çizelge B-8 Beyköy formasyonu örneklerinin X-RD (KF)
çözümleme sonuçları

<u>Örnek No</u>	<u>Simektit</u>	<u>İllit</u>	<u>Klorit</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Kuvars</u>	<u>d₍₀₆₀₎(Å°)</u>
HY- 77	8.0	1.5	0.5		+	1.500
HY- 78	6.5	3.0	0.5		+	
HY- 79	6.5	3.5		+		
HY- 82	8.0	2.0		+		1.503
HY- 83		10.0		+		
HY- 95	E + Amorf Malzeme (Opal - A ?)					
HY- 97	6.5	2.0	1.5			
HY- 98	8.0	1.0	1.0			1.499
HY-100	6.5	2.5	1.0			
HY-141		9.0	1.0		+	
HY-156	6.0	3.5	0.5			

E = 0.5' den az

Ek Çizelge B-9 Emet formasyonu örneklerinin X-RD (TK)
çözümleme sonuçları (%)

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
HY-144	54		5				41
HY-145	12		1	6		16	65
HY-146	100						
HY-147	100						
HY-148	100						
HY-149	19		3	5			73
HY-150	99		1				
HY-151	35		15		50		
HY-152	92		2		6		
HY-153	86		5		9		
HY-161	100						
HY-162	100						
HY-163	100						
HY-164	100						
HY-165	100						
HSK-166	23		61		16		
HSK-167	87		1		12		
HSK-168	90		3		7		
HSK-169	100						
HSK-170	100						
HSK-171	100						
HSK-172	57	43					
HSK-173	2	75		23			

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
ISK-174	62	6					32
ISK-175	10		5	4			81
ISK-176	51	26		4			19
ISK-177	100						
ISK-178	100						
ISK-179	Kolemanit ± Kalsit ± Kil min.						
ISK-180	31			5		7	56
ISK-181	Kolemanit ± Realgar ± Kil min.						
ISK-182	Kolemanit ± Kükürt ± Kil min.						
ISK-183	100						
ISK-184	100						
ISK-185	70		1				29
ISK-186	17		4	10	11		58
ISK-187	99		1				
ISK-188	100						
ISK-189	100						
ISK-190	8	74			18		
ISK-191	46	5	1	4			44
ISK-192	70	20					10
ISK-193	12	5					83
ISK-194	Kolemanit ± Kil min.						
ISK-195	3		18	20		28	31
ISK-196	37			35			28
ISK-197	99		1				
ISK-198	76		2				22

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
ISK-199	98		2				
ISK-200	100						
ISK-201	24	62	2		12		
ISK-202	32		2	12			54
ISK-203	11			26		23	40
ISK-204		Kolemanit $\pm$ Kil min.					
ISK-205	8		2	6			85
ISK-206	8			26			66
ISK-207	33		9	5		25	28
ISK-208	23		8	13			56
ISK-209	100						
ISK-210	97		3				
ISK-211	72				8		20
ISK-212	70		5		10		15
ISK-213	69		3		6		22
ISK-214	23			20			45
ISK-215	76						24
ISK-216		Kolemanit $\pm$ Kil min.					
ISK-217		Kolemanit $\pm$ Kil min.					
ISK-218	80			10			10
ISK-219	100						
ISK-220	41	17	1		11		30
ISK-221	30	40		4	5		21
ISK-222	69		10		6		15

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
HSK-223	98		2				
HSK-224	100						
HSK-225	67		33				
HSK-226		88	1		11		
HSK-227	23		4	11	8		54
HSK-228	9	76	2		13		
HSK-229	61			6	8		25
HSK-230	15		4	2			79
HSK-231	23		5	21		15	36
HSK-232		Kolemanit ± Kil min.					
HSK-233		Kolemanit ± Kil min.					
HSK-234	3			35		7	55
HSK-235	94		1	5			
HSK-236	16		12	16		23	33
ESK-237	100						
ESK-238	85						15
ESK-239	100						
ESK-240	99		1				
ESK-241	7		4	13			76
ESK-242	2		5	11			82
ESK-243	56		4	5			35
ESK-244		Kolemanit					
ESK-245	4		33	24		14	25
ESK-246	3		2	5		60	30
ESK-247	4		2	11			83

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
ESK-248			Kolemanit				
ESK-249	64			4			32
ESK-250	5		14	23		16	42
ESK-251	34		15	24		19	8
ESK-252 ₁	70		4				26
ESK-252 ₂	3		28	29			40
ESK-253	100						
ESK-254	100						
ESK-255	43		5	5			47
ESK-256	4		5	3			88
ESK-257	100						
ESK-258	85						15
ESK-259	80		1				19
ESK-260	100						
ESK-261	100						
ESK-262	100						
ESK-263	33			15			52
ESK-264	2	65			10		23
ESK-265			Kolemanit + Kil min.				
ESK-266	2		4	4			90
ESK-267	5		2	7			84
ESK-268	90						10
ESK-269	100						
ESK-270	100						
ESK-271	48		6				46

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
ESK-272	100						
ESK-273	71						29
ESK-274	15			12			79
ESK-275			Kolemanit				
ESK-276			Kolemanit				
ESK-277			Kolemanit + Kil min.				
ESK-278	7		3	5			85
ESK-279	89		11				
ESK-280	100						
ESK-281	57		3	6			34
ESK-282	3		7	7			83
ESK-283	2		1	9			88
ESK-284	7		23	12		13	45
ESK-285			Kolemanit + Kil min.				
ESK-286			Kolemanit				
ESK-287	7		2	10			81
ESK-288	27		19	36		10	8
ESK-289	16		11	18		8	47
ESK-290	24		13	44		9	10
ESK-291	32		18	16		5	29
ESK-292	8		32	17		6	37
GSK-343	11	34	4	4			47
GSK-344	9		4				87
GSK-345	8		5	6			81
GSK-346	3		2	9			86

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
GSK-347	19	4	6	6			65
GSK-348	18		3				79
GSK-349	3		2	4			91
GSK-350			Kolemanit				
GSK-351			Kolemanit				
GSK-352			Kolemanit				
GSK-353	12		2	7			79
GSK-354			Kolemanit				
GSK-355			Hidroborasit + Jips + Kil min.				
GSK-356			Hidroborasit + Jips + Kil min.				
GSK-357			Kolemanit + Kil min.				
GSK-358	6		5	5			84
GSK-359			Kil min. + Kolemanit + Kalsit				
GSK-360			Hidroborasit + Jips				
GSK-361			Kolemanit + Kil min. + Kuvars				
GSK-362			Kil min. + Jips + Kalsit + Kuvars				
GSK-363			Kil min. + Jips + Kalsit + Kuvars				
GSK-364			Jips				
GSK-365	8		10	8			74
GSK-366	11	58	3				28
GSK-367			Kolemanit				
GSK-368			Kolemanit				
GSK-369			Kil min. + Kolemanit + Jips + Kalsit + Kuvars				
GSK-370			Kolemanit				
GSK-371			Kil min. + Kolemanit				

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
SK-372				Kolemanit			
SK-373				Kolemanit + Kil min.			
SK-374				Kolemanit + Jips			
SK-375				Hidroborasit			
SK-376				Kolemanit			
SK-377				Hidroborasit + Kil min.			
SK-378				Kolemanit			
SK-379				Kolemanit + Kil min.			
SK-380				Üleksit			
SK-381				Hidroborasit			
SK-382				Kolemanit			
SK-383				Üleksit			
SK-384				Üleksit			
SK-385		100					
SK-386				Üleksit			
SK-387				Kil min. + Kolemanit + Kalsit + Kuvars + Feldispat			
SK-388				Hidroborasit + Kil min.			
SK-389				Üleksit			
SK-390	5		3	6			86
SK-391				Üleksit			
SK-392				Üleksit			
SK-393				Üleksit			
SK-394				Üleksit + Hidroborasit			
SK-395	3		3	10			84
SK-396	7		23	28		42	

k Çizelge B-9 devam ediyor

<u>örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
SK-397			Üleksit				
SK-398	5		4	5			86
SK-399			Üleksit				
SK-400			Probertit + Üleksit				
SK-401			Üleksit				
SK-402			Üleksit				
SK-403			Üleksit				
SK-404			Kolemanit				
SK-405			Üleksit				
SK-406	11		3	15			71
SK-407			Üleksit				
SK-4x8	3		2	7			88
SK-409			Üleksit				
SK-410			Üleksit				
SK-411			Hidroborasit + Kil min.				
SK-412	2		5	8			85
SK-413			5	17		67	11
SK-414			Üleksit				
SK-415			Üleksit				
SK-416			Probertit + Kil min. + Kuvars				
SK-417		99	1				
SK-418			Üleksit				
SK-419	4		4	10		22	60
SK-420			Üleksit				
SK-421			Kolemanit				
SK-422			Üleksit				
SK-423	5		4	13			78

Ek Çizelge B-9 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Kalsit</u>	<u>Dolomit</u>	<u>Kuvars</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Biyotit</u>	<u>Kil min.</u>
GSK-424			Üleksit				
GSK-425			Üleksit				
GSK-426	4		3	8			85
GSK-427			Kolemanit				
GSK-428	5		23	72			
GSK-429	4		4	9			83
GSK-430			Üleksit				
GSK-431			Kolemanit				
GSK-432			Kolemanit				
GSK-433	3		7	9			81
GSK-433 ₁	60						40
GSK-433 ₂	65	12					13
HAO-434	93		1.	6			
HAO-435	83		1		16		
HAO-436	94		2	4			
HAO-436 ₁	90		6	4			
HAO-437			Realgar				
HAO-438			Örpiment				
HAM-439			Sölestin + Kolemanit				
EKO-506			Hidroborasit				
EKO-507			Hidroborasit + Kolemanit				

k Çizelge B-10 Emet formasyonu örneklerinin X-RD (KF)
çözümleme sonuçları

örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Feldispat	Opal-CT	Kuvars	$d_{(060)}$ (Å°)
HY-145	8.0	2.0					1.503
HY-149	6.0	4.0					
SK-167	6.0	4.0					
SK-172	10.0						1.517
SK-173		10.0 + Amorf malzeme			+		
SK-174	10.0	E					1.518
SK-175	10.0						1.515
SK-176	9.5	0.5					1.514
SK-178	10.0						1.521
SK-179	9.0	1.0					1.519
SK-180	7.5	2.0	0.5				
SK-181	10.0						1.517
SK-185	8.5	1.5			+		1.495
SK-186	5.5	4.0	0.5			+	
SK-190	6.5	3.5			+		
SK-191	10.0						1.517
SK-192	10.0						1.514
SK-193	10.0	E					1.523
SK-194	10.0	E					1.519
SK-195	9.5	0.5		+		+	1.533
SK-196	10.0			+		+	1.534
SK-198	5.0	5.0					
SK-201			Amorf malzeme		+		
SK-202	9.5	0.5					1.522
SK-203	9.0	1.0					1.525

Ek Çizelge B-10 devam ediyor

Örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Feldispat	Opal-CT	Kuvars	$d_{(060)}(A^{\circ})$
HSK-204	10.0			+			1.518
HSK-205	10.0			+			1.523
HSK-206	10.0						1.525
HSK-207	4.5	5.0	0.5				
HSK-208		10.0					
HSK-212	8.5	1.5				+	1.502
HSK-214	6.0	3.5	0.5				
HSK-215	10.0						1.521
HSK-216	8.0	1.5	0.5			+	
HSK-217	9.5	0.5				+	1.521
HSK-218	10.0						1.522
HSK-220	6.5	3.0	0.5		+		
HSK-221	8.5	1.5	E	+			1.498
HSK-226	5.0	5.0			+		
HSK-227	4.5	5.5		+			
HSK-228		Amorf malzeme			+		
HSK-229	7.5	2.5		+	+		
HSK-230	10.0						1.518
HSK-231	8.5	1.0	0.5	+			
HSK-233	10.0	E	E	+			1.521
HSK-234	10.0		E	+		+	
HSK-236	8.0	2.0	E	+	+		
HSK-238	6.0	3.0	1.0				
HSK-240	7.0	3.0					
HSK-241	4.5	5.0	0.5				
HSK-242	4.0	5.5	0.5				

k Çizelge B-10 devam ediyor

<u>örnek No</u>	<u>Simektit</u>	<u>İllit</u>	<u>Klorit</u>	<u>Feldispat</u>	<u>Opal-CT</u>	<u>Kuvars</u>	<u>$d_{(060)}(A^\circ)$</u>
SK-243	10.0						1.501
SK-245	8.0	2.0	E	+			1.502
SK-246	8.0	2.0	E				1.502
SK-247	8.0	1.5	0.5				1.524
SK-249	8.5	1.5	E				1.527
SK-250	9.0	1.0	E	+			1.498
SK-251	4.5	5.0	0.5				
SK-252 ₁	4.0	5.5	0.5				
SK-252 ₂	6.0	3.5	0.5				
SK-255	3.5	5.5	1.0				
SK-256	3.5	6.0	0.5				
SK-258	3.0	6.0	1.0				
SK-259	E	9.0	1.0				
SK-263	4.5	4.5	1.0				
SK-264	E	10.0			+		
SK-266	5.0	3.5	1.5				
SK-267	E	8.5	1.5				
SK-268	3.5	5.5	1.0				
SK-271	3.5	6.0	0.5				
SK-273	5.0	4.5	0.5				
SK-274	9.0	1.0	E				1.523
SK-277	0.5	8.5	1.0				
SK-278	2.5	6.5	1.0				
SK-279	8.5	1.5	E				1.495
SK-281	2.5	7.5					
SK-282	5.0	5.0	E				

Ek Çizelge B-10 devam ediyor

Örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Feldispat	Opal-CT	Kuvars	$d_{(060)}(A^{\circ})$
ISK-283	7.0	2.5	0.5	+			
ISK-285	9.5	0.5	E	+		+	1.498
ISK-287	7.0	2.5	0.5				
ISK-288	9.0	1.0	E				1.529
ISK-289	6.0	4.0		+			
ISK-290	9.0	1.0	E				1.499
ISK-291	6.0	3.5	0.5				
ISK-292	6.0	3.0	1.0				
ISK-343	2.5	6.5	1.0				1.502
ISK-344	2.0	6.5	1.5				1.502
ISK-345		8.0	1.5	$10_I-14_S=0.5$			1.503
ISK-346		8.5	1.5				1.502
ISK-347		9.0	1.0				1.502
ISK-348	0.5	7.5	2.0			+	1.502
ISK-349	6.5	3.0	0.5				1.529
ISK-353	2.5	6.5	1.0				1.502
ISK-358	3.0	5.5	1.5				
ISK-359		8.0	2.0			+	1.502
ISK-362		7.5	2.0	$10_I-14_S=0.5$			1.502
ISK-363	2.0	6.5	1.5				1.501
ISK-365	1.0	7.5	1.5				1.503
ISK-366	7.0	2.5	0.5				1.503
ISK-369		8.0	1.5	$10_I-14_S=0.5$			1.503
ISK-371	3.0	6.0	1.0				
ISK-387	1.5	7.5	1.0				1.502

k Çizelge B-10 devam ediyor

örnek No	Simektit	İllit	Klorit	Feldispat	Opal-CT	Kuvars	$d_{(060)}(A^{\circ})$
SK-388	6.0	3.5	0.5				
SK-390	1.0	7.0	1.0	$10_I-14_S=1.0$			1.502
SK-395	1.0	7.0	1.0	$10_I-14_S=1.0$			1.502
SK-398	0.5	7.0	1.5	$10_I-14_S=0.5$			1.503
SK-406	7.0	2.5	0.5				1.500
SK-408	7.0	2.5	0.5				1.523
SK-412		9.5	0.5				1.503
SK-423	2.5	6.5	1.0				1.500
SK-426	2.5	6.5	1.0				1.500
SK-429	1.5	6.5	1.5	$10_I-14_S=0.5$			1.502
SK-433		8.0	1.0	$10_I-14_S=1.0$			1.501

$d = 0.5'$ den az

Ek Çizelge B-11 Emet formasyonu killi kayaların illit
kristallik derecesi ölçümleri

<u>Örnek No</u>	<u>Ih(001)/2</u>	<u>I(002)/(001)</u>
HSK-198	8.00	0.71
HSK-208	8.75	0.28
ESK-241	8.00	0.37
ESK-242	8.00	0.34
ESK-251	8.00	0.19
ESK-252 ₁	8.50	0.14
ESK-255	8.25	0.23
ESK-258	7.50	0.45
ESK-266	9.50	0.31
ESK-267	6.75	0.28
ESK-268	7.00	0.33
ESK-271	5.75	0.57
ESK-277	8.50	0.41
ESK-278	10.00	0.34
ESK-281	7.00	0.35
ESK-282	7.50	0.26
GSK-343	7.00	0.31
GSK-344	7.50	0.29
GSK-345	6.50	0.24
GSK-346	6.50	0.33
GSK-347	10.00	0.29
GSK-348	5.75	0.30
GSK-353	8.50	0.35

Ek Çizelge B-11 devam ediyor

<u>Örnek No</u>	<u>Lh(001)/2</u>	<u>I(002)/(001)</u>
GSK-358	6.50	0.30
GSK-359	8.50	0.28
GSK-362	8.00	0.29
GSK-363	7.00	0.36
GSK-365	6.00	0.34
GSK-369	7.50	0.31
GSK-371	6.50	0.31
GSK-387	9.00	0.28
GSK-390	8.50	0.39
GSK-395	6.00	0.23
GSK-398	6.50	0.32
GSK-412	8.50	0.16
GSK-423	8.50	0.34
GSK-426	7.50	0.25
GSK-429	7.00	0.30
GSK-433	8.50	0.20

Ek Çizelge B-12 Köpenez formasyonu Klinoptilolitlerinin
(020) yansımalarının 25°C ve 450°C'deki
pik yükseklikleri (mm) ve $I_{450^{\circ}\text{C}}/I_{25^{\circ}\text{C}}$
oranları

<u>Örnek No</u>	<u>$I_{25^{\circ}\text{C}}$</u>	<u>$I_{450^{\circ}\text{C}}$</u>	<u>$I_{450^{\circ}\text{C}} / I_{25^{\circ}\text{C}}$</u>
HY-19 a	106	46	0.43
HY-32	78	44	0.56
HY-33	86	35	0.41
HY-36	143	117	0.82
HY-39	90	69	0.77
HY-58	31	8	0.26
HY-64	43	37	0.86
HY-103	107	41	0.38
HY-104	94	16	0.17
HY-109	42	33	0.79
HY-111	84	60	0.71
HY-113	124	22	0.18
HY-114	101	19	0.19
HY-116	106	24	0.23
HY-119	118	13	0.11
HY-126	48	7	0.14
HY-127	82	63	0.77
HY-129	130	77	0.59
HY-132	138	27	0.20
HY-135	63	11	0.17

Ek Çizelge B-12 devam ediyor.

<u>Örnek No</u>	<u>I_{25°C}</u>	<u>I_{450°C}</u>	<u>I_{450°C} / I_{25°C}</u>
HY-136	27	9	0.33
HY-314	47	12	0.26
HY-322	42	22	0.52
HY-323	36	23	0.64
HY-325	65	40	0.62
HY-326	60	9	0.15
HY-440	122	15	0.12
HY-476	75	9	0.12
HY-477	79	11	0.15
HY-478	62	10	0.16
HY-479	71	17	0.24
HY-485	58	10	0.17
HY-486	65	15	0.23
HY-487	81	17	0.21
HY-488	119	20	0.17
HY-490	20	8	0.40
HY-500	83	9	0.11
HY-504	119	28	0.24
HY-505	110	15	0.14

Ek Açıklamalar - C
KİMYASAL ÇÖZÜMLEME SONUÇLARI

Ek Çizelge C-1 Köpenez formasyonu dioktaedrik simektitlerinin ana element çözümleme sonuçları (%)

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Toplam
HY-11	67.51	11.84	0.29	1.90	0.08	1.26	1.15	0.82	2.63	-	9.83	97.31
HY-13	65.83	11.84	0.26	4.13	0.11	1.19	1.55	0.79	2.83	-	10.56	99.09
HY-14	64.71	14.88	0.37	2.48	0.04	1.55	2.12	1.00	2.81	-	10.88	100.84
HY-16	64.43	15.15	0.49	2.58	0.03	1.85	0.40	1.29	2.60	0.07	10.92	99.81

Ek Çizelge C-2 Emet formasyonu trioktaedrik simektitlerinin ana element gözümleme

sonuçları (%)

Örnek No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	Toplam
HSK-172	54.63	0.76	0.01	0.49	0.01	19.86	2.13	0.30	0.26	-	20.48	98.93
HSK-175	56.03	4.40	0.01	4.13	0.02	14.13	0.32	0.71	1.82	-	17.36	98.93
HSK-178	51.27	1.67	0.01	0.79	0.03	21.63	2.77	0.41	0.31	0.01	18.92	97.79
HSK-191	55.75	4.25	0.01	4.33	0.03	16.44	2.24	0.28	2.12	0.01	17.06	102.52
	54.26 ^x	2.26	0.01	4.93	0.03	18.72	2.55	0.32	-	0.01	19.43	102.52
HSK-192	53.85	4.71	0.01	3.06	0.03	15.51	1.92	0.28	2.55	0.06	18.10	100.08
	51.90 ^x	2.31	0.01	3.60	0.04	18.25	2.26	0.33	-	0.07	21.31	100.08
HSK-193	50.98	5.16	0.01	2.36	0.03	21.52	0.92	1.07	0.48	0.06	18.08	100.67
HSK-206	62.18	9.50	0.06	1.18	0.01	12.75	1.11	0.12	6.69	0.01	7.25	100.86
	60.16 ^x	3.72	0.09	1.94	0.01	21.00	1.82	0.19	-	0.01	11.92	100.86
HSK-215	54.49	2.88	0.01	1.18	0.02	20.86	2.88	0.48	0.55	0.05	18.16	101.56
HSK-230	54.63	2.73	0.01	1.57	0.03	18.05	1.38	0.58	0.93	0.02	17.43	97.36
	54.12 ^x	1.83	0.01	1.67	0.03	19.13	1.46	0.61	-	0.02	18.48	97.36

x: Simektit fazının K - feldispat safsızlığı düşürülerek hesaplanmış bileşimi

Ek Çizelge C-3 Emet formasyonu trioktaedrik simektitlerinin yapısal formülleri (1)

Örnek No	Si	Al	Al	Fe	Mg	Ti	Ca	Na	K	T.O.K.	Y.Y.
HSK-172	4.18	-	0.07	0.03	2.27	-	0.17	0.04	0.02	Silis fazlalığı	
HSK-175	4.18	-	0.39	0.23	1.57	-	0.02	0.10	0.17	Silis fazlalığı	
HSK-178	3.97	0.03	0.12	0.05	2.49	-	0.23	0.06	0.03	2.66	0.54
HSK-191	4.02	-	0.36	0.23	1.77	-	0.17	0.04	0.19	2.36	0.69
	4.00 ^x	-	0.20	0.27	2.06	-	0.20	0.05	-	2.53	0.47
HSK-192	4.04	-	0.42	0.17	1.73	-	0.15	0.04	0.24	2.32	0.77
	4.02 ^x	-	0.21	0.21	2.11	-	0.19	0.05	-	2.53	0.52
HSK-193	3.78	0.22	0.23	0.13	2.38	-	0.07	0.15	0.04	2.74	0.38
HSK-206	4.09	-	0.74	0.05	1.25	-	0.06	0.01	0.56	2.04	1.13
	4.07 ^x	-	0.30	0.10	2.11	-	0.13	0.02	-	2.51	0.58
HSK-215	3.99	0.01	0.24	0.06	2.27	-	0.22	0.07	0.05	2.57	0.55
HSK-230	4.13	-	0.24	0.09	2.03	-	0.11	0.08	0.09	2.36	0.95
	4.13 ^x	-	0.17	0.10	2.18	-	0.12	0.09	-	2.45	0.83

(1) : 11 oksijen bazı üzerinden hesaplanmıştır.

x : K - feldispat safsızlığı çıkarıldıktan sonra hesaplanmış yapısal formüller

T.O.K. : Toplam oktaedrik kation miktarı; Y.Y. : Yaprak yükü

Ek Çizelge C-4 Emet formasyonu karbonat minerallerinin eser
element çözümleme sonuçları (ppm)

Örnek No	Mineral	Sr	Li	Ba	Çözünen kesim %
HSK-173	Do(75) + Ka(2)	2862	64	54	63.94
HSK-190	Do(74) + Ka(8)	2239	49	311	83.28
HSK-197	Kalsit(99)	1148	9	317	95.31
HSK-198	Kalsit(76)	498	6	150	64.90
HSK-199	Kalsit(98)	276	4	37	93.67
HSK-200	Kalsit(100)	308	4	258	100.00
HSK-201	Do(62) + Ka(24)	2029	28	37	84.05
HSK-202	Kalsit(32)	5417	1109	95	35.29
HSK-207	Kalsit(33)	517	17	104	43.36
HSK-208	Kalsit(23)	1324	67	162	27.02
HSK-209	Kalsit(100)	396	6	350	98.33
HSK-210	Kalsit(97)	323	5	36	92.72
HSK-211	Kalsit(72)	512	3	237	78.46
HSK-212	Kalsit(70)	1848	19	241	81.79
HSK-213	Ka(69) + Do(3)	254	34	312	81.61
HSK-214	Kalsit(23)	3498	289	71	23.68
HSK-215	Kalsit(76)	2624	476	388	87.29
HSK-218	Kalsit(80)	2721	84	348	73.76
HSK-219	Kalsit(100)	1389	8	254	96.69
HSK-226	Dolomit(88)	1952	32	38	85.42
HSK-227	Kalsit (23)	921	34	68	26.21
HSK-228	Do(76) + Ka(9)	2605	41	39	80.12
HSK-229	Kalsit(61)	1860	18	296	65.52

Ek Çizelge C-4 devam ediyor

Örnek No	Mineral	Sr	Li	Ba	Çözünen kesim %
HSK-230	Kalsit (15)	1303	2346	61	27.85
HSK-235	Kalsit (94)	963	6	385	88.21
HSK-236	Kalsit (16)	820	75	79	21.08
ESK-237	Kalsit (100)	181	3	326	98.45
ESK-238	Kalsit (85)	252	5	274	80.14
ESK-239	Kalsit (100)	171	3	17	98.52
ESK-240	Kalsit (99)	1931	3	542	90.72
ESK-243	Kalsit (56)	2987	23	344	54.71
ESK-249	Kalsit (64)	5006	42	279	68.03
ESK-251	Kalsit (34)	6285	16	452	33.22
ESK-252 ₁	Kalsit (70)	2379	9	46	68.03
ESK-264	Do(65)+Ka(2)	5887	11	48	71.97
ESK-279	Kalsit (89)	497	3	276	81.95
ESK-280	Kalsit (100)	182	2	269	97.29
ESK-281	Kalsit (57)	2178	8	476	55.77
ESK-288	Kalsit (27)	3677	22	1030	31.67
ESK-289	Kalsit (16)	6150	23	83	21.59
ESK-290	Kalsit (24)	1325	10	489	31.59
ESK-291	Kalsit (32)	1813	11	720	36.19

Do: Dolomit, Ka: Kalsit

Çizelge C-5 Emet Formasyonu kolemanit minerallerinin eser element çözümleme sonuçları (ppm)

<u>Örnek No</u>	<u>Mineral</u>	<u>Sr</u>	<u>Li</u>	<u>Ba</u>	<u>Mg</u>
HSK-179	Kolemanit	9714	3	158	68
HSK-181	Kolemanit	11680	3	30	18
HSK-204	Kolemanit	7360	43	34	2797
HSK-216	Kolemanit	19930	6	32	692
HSK-232	Kolemanit	8594	4	197	117
ESK-248	Kolemanit	9622	4	198	21
ESK-265	Kolemanit	23694	4	167	38
ESK-275	Kolemanit	12334	5	62	22
ESK-285	Kolemanit	13237	3	32	13
ESK-286	Kolemanit	8876	5	173	206

BİBLİYOGRAFYA

- ARDÜSSELANOĞLU, M.Ş., 1977. Gediz ve yakın çevresinin jeolojisi ve yapısal özelliği. *Yerbilimleri*. 3, 1-2:1-6.
- AKDENİZ, N. ve KONAK, N., 1979 a. Menderes Masifi'nin Simav dolaylarındaki kayabirimleri ve metabazik, metaklastik kayaların konumu. *T.J.K. Bult.*, 22, 2:175-184.
- AKDENİZ, N. ve KONAK, N., 1979 b. Simav-Emet-Dursunbey-De-nirci yörelerinin jeolojisi. M.T.A. Derleme Rap. No.6547 (yayınlanmamış).
- AKKUŞ, H.F., 1962. Kütahya-Gediz arasındaki sahanın jeolojisi. *M.T.A. Derg.*, 58:21-30.
- ALEKSIEV, B. and DJOUROVA, E.G., 1973. Zeolite Rocks: Classification and Nomenclature. *Comptes rendus de l'Académie bulgare des Sciences*. Tome 27,3:273-274.
- ALIBETI, A., 1972. Polymorphism and crystal-chemistry of heulandite and clinoptilolites. *Amer. Min.*, 57: 1448-1462.
- A.S.T.M., 1972. Inorganic Index to the Powder Diffraction File. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania. 1432 p.
- ANDEL, VAN Tj. H., 1958. Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *A.A.P.G. Bull.*, 42:734-763.
- ATAMAN, G., 1976. Türkiye'de yeni bir analsim oluşuğu ve zeolitli serilerle plaka tektoniği arasında muhtemel ilişkiler. *Yerbilimleri*. 1:9-24.

- ATAMAN, G., 1977 a. Batı Anadolu (Ege Bölgesi) zeolit yatakları ve bunların oluşumlarının saptanması. TÜBİTAK. Proje Rap., TBTAk, TBAG-197. (yayınlanmamış) 72 s.
- ATAMAN, G., 1977 b. Batı Anadolu zeolit oluşumları. *Yerbilimleri*. 3:85-95.
- ATAMAN, G. ve BAYSAL, O., 1973. Bazı bor minerallerinin termik reaksiyonları ve bunların atom yapısına etkisi. Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kongresi Bült., s.537-565.
- ATAMAN, G. and BAYSAL, O., 1978. Clay mineralogy of Turkish borate deposits. *Chem. Geol.*, 22:233-247.
- ATAMAN, G. ve GÜNDOĞDU, M.N., 1980. Kuzey-Orta Anadolu sedimenter serilerinde zeolit oluşumlarının araştırılması. *Doğa Temel Bilim Derg.*, 4:15-20.
- ATAMAN, G. ve GÜNDOĞDU, M.N., 1981. Anadolu Tersiyer'inde analcimli zonlar ve bunların jeolojik konumu. *Yerbilimleri*. 7:9-14.
- ATAMAN, G. ve GÜNDOĞDU, M.N., 1982. Alcalimic zones in the Tertiary of Anatolia and their geological positions. *Sediment. Geol.*, 31:89-99.
- ATWOOD, D.K. and FRY, H.M., 1967. Strontium and manganese content of some coexisting calcites and dolomites. *Amer. Min.*, 52:1530-1535.
- BALAGOPAL, A.T. and SRIVASTAVA, V.K., 1973. Petrography and classification of the arenites of the Chari Series in the Jurassic rocks of Central Kutch, Gujarat (India). *Sediment. Geol.*, 10:215-224.

- BAYSAL, O., 1972. Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik ve jenetik incelenmesi. H.Ü. Doçentlik Tezi. Ankara, 157 s.
- BAYSAL, O., 1973. Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu. Türkiye Mad. Bil. ve Tek. III. Kongresi Bült., s. 255-277.
- BECHER-PLATEN, J.D., BENDA, L., STEFFENS, P., 1977. Litho- und biostratigraphische deutung radiometrischer altersbestimmungen aus dem jung Tertiar der Türkei. Geol. Jb. R:B, 25:139-170.
- BEKİŞOĞLU, K.A., 1961. Türkiye'de bor yatakları ve bunların arzettiği ehemmiyet. M.T.A. Derleme Rap. No. 3400 (yayınlanmamış), 39 s.
- BENDA, L., INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., RADICATI, F., STEFFENS, P., 1974. Stratigraphic and radiometric data of the Neogen in Northwest Turkey. Z. Deutsch. Geol. Ges., 125:183-193.
- BISSEL, H.J., CHILINGAR, G. V., 1967. Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Carbonate Rocks, G.V. Chilingar., H.J. Bissel and R.W. Fairbridge eds., Elsevier Publ. Co., Amsterdam. p.87-168.
- BİNGÖL, E., 1977. Muratdağı jeolojisi ve ana kayaç birimlerinin petrolojisi. T.J.K. Bült., 20, 2:13-66.
- BOLES, J.R., 1972. Composition optical properties, cell dimensions, and thermal stability of some Heulandit Group Zeolites. Amer. Min., 57:1463-1493.

- BOLES, J.R., SURDAM, R.C., 1979. Diagenesis of volcanogenic sediments in a Tertiary saline lake; Wagon Bed Formation, Wyoming. *Amer. Jour. Sci.*, 7, 279:832-853.
- BORSI, S., FERRARA, F., INNOCENTI, F., MAZZUCCI, R., 1972. Geochronology and petrology of recent volcanics of Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesbos Island). *Bull. Volcanol.*, 36:473-496.
- BOUMA, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits.* Elsevier, Amsterdam, 486 p.
- BOYER, B.W., 1981. Tertiary lacustrine sediments from Sentinel Butte, North Dakota and the sedimentary record of eotogenic meromixis. *Jour. Sed. Petrol.*, 51: 429-440.
- BRADLEY, W.F., FAHEY, J.J., 1962. Occurrence of stevensite in the Green River Formation of Wyoming. *Amer. Min.*, 47:996-998.
- BROWN, W.W and JONES, K. D., 1971. Borate deposits of Turkey. In: A.S. Campbell (Editor), *Geology and History of Turkey.* Petroleum Exploration Society, Libya, Tripoli. pp.483-492.
- BULLER, A.T., McMANUS, J., 1972. Simple metric sedimentary statistics used to recognise different environments. *Sedimentology* . 18:1-21.
- BÜRKÜT, Y., 1966. Kuzeybatı Anadolu'da yer alan plütonların mukayeseli genetik etüdü. İ.T.Ü. Doktora Tezi.
- CARROLL, D., 1970. *Clay Minerals: A guide to their X-ray identification.* Geol. Soc. Amer., Spec. Paper 126, 80 p.

- CHILINGAR, G.V., BISSEL, H.J., WOLF, K.H., 1967. Diagenesis of carbonate rocks. In: Diagenesis in Sediments, G. Larsen and G.V. Chilingar eds., Elsevier Publ. Co., Amsterdam, p. 179-323.
- CHRIST, C.L., 1960. Crystal chemistry and systematic classification of hydrated borate minerals. Amer. Min., 45:334-340.
- CHRIST, C.L., TRUESDELL, A.H., ERD, C.R., 1967. Borate mineral assemblages in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$. Geochim. Cosmochim. Acta. 31:313-339.
- DE BOER, R.B., 1977. Stability of Mg-Ca carbonates. Geochim. Cosmochim. Acta. 41:265-270.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G., 1970. The transformation of clay minerals during diagenesis and low grade metamorphism, A review. Sedimentology. 15:281-346.
- ERCAN, T., 1979. Batı Anadolu, Trakya ve Ege adalarındaki Senozoyik volkanizması. Jeoloji Müh. Derg., 19: 23-46.
- ERCAN, T., 1983. Batı Anadolu'daki Senozoyik yaşlı volkanik kayalar ve plaka tektoniği açısından kökensel yorumları. M.T.A. Rap. No. 7294 (yayınlanmamış).
- ERKAN, Y., 1972. Petrografi ders notları. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü., Ankara, 339 s (yayınlanmamış).
- ERKAN, Y., 1974. Petrografi ders notları. H.Ü. Yerbilimleri Enstitüsü., Ankara, 80 s (yayınlanmamış).
- ERKAN, Y., 1978. Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskopta incelenmeleri. H.Ü. Yayınları., A 26, Ankara, 497 s.

- EUGSTER, H.P., HARDIE, L.A., 1975. Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Bull. Geol. Soc. Amer., 86:319-334.
- EUGSTER, H.P., SURDAM, R.O., 1973. Depositional environment of the Green River Formation of Wyoming: A preliminary report. Bull. Geol. Soc. Amer., 84:1115-1120.
- FAUST, G.T., HATAWAY, J.C., MILLOT, G., 1959. Restudy of stevensite. Amer. Min., 44:342-370.
- FISHER, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 72:1409-1414.
- FOLK, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types. In: W.E. HAM ed, classification of carbonate rocks. A.A.P.G. Memoir, 1:62-84.
- FOLK, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's, Austin-Texas, 170 p.
- FOLK, R.L., WARD, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Pet., 27:3-26.
- FOSHAG, W.F., 1921. The origin of the colemanite deposits of California. Econ. Geol., 16:199-214.
- FYTIKAS, M., GIULIANI, O., INNOCENTI, F., MARINELLI, G., MAZZUOLI, R., 1976. Geochronological data on recent magmatism of the Aegean Sea. Tectonophysics. 31: T29-T34.
- GAINES, A.M., 1977. Protodolomite redefined. Jour. Sed. Petrol., 47:543-546.

- GAWLIK, J., 1956. Emet (Kütahya) Neojen'indeki borat zuhuru-
runa ait rapor. M.T.A. Derleme Rap. No. 2479 (ya-
yınlanmamış).
- GÖKÇEN, S.L., 1971. Güneybatı Türkiye Trakyası Keşan bölge-
si türbidit kumtaşlarının sedimentolojik incelenme-
si. H.Ü.Doktora Tezi, 170 s.
- GÖKÇEN, S.L., 1972. Keşan bölgesi kumtaşlarının yapısal/do-
kusal özellikleri ve bölgenin sedimanter fasiyes-
leri. H.Ü. Fen ve Müh. Bil. Derg., 2, 1:50-65.
- GÖKÇEN, S.L., 1976. Haymana güneyinin sedimentolojik ince-
lenmesi (SW Ankara). H.Ü. Doçentlik Tezi, 192 s.
- GÖKÇEN, S. L., ŞAHBAZ, A., 1981. Sualtı kütle akımı fasiyes-
leri:Kavramsal eleştiri ve ortamsal yorum. M.T.A.
Derg., 92:49-63.
- GÖKÇEN, S.L., ŞENALP, M., 1975. Kayma oluşukları, olistos-
tromlar ve türbidit fasiyeslerini ayıracı ana jeo-
lojik, sedimentolojik ölçütler. T.B.T.A.K. V. Bi-
lim Kongresi Tebliğleri, Yerbilimleri Seksiyonu,
s.57-78.
- GRIM, R.E., 1968. Clay mineralogy. Mc Graw Hill, New York,
596p.
- GRIM, R.E., KULBICKI, G., 1961. Montmorillonites:high tem-
perature reactions and classification. Amer. Min.,
46: 1329-1369.
- GÜN, H., 1975. Gediz ilçesi (Kütahya ili) Neojen havzası
ve güneyinin jeolojisi. Master Tezi, İ.Ü. Fen
Fak. Jeo. Ens. ve M.T.A. Derleme Rap.No.6266.

- GÜN, H., BİNGÖL, E., AKDENİZ, N., GÜNAY, E., 1976. Géologie des bassins Tertiaires des régions nord-est du massif de Menderés. Bull. Soc. Géol. France. t. xviii, 2:451-458.
- GÜN, H., AKDENİZ, N., GÜNAY, E., 1979. Gediz ve Emet güneyi Neojen havzalarının jeolojisi ve yaş sorunları. Jeoloji Müh. Derg., 8:1-13.
- GÜNDOĞDU, M.N., 1982. Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi. H.Ü. Doktora Tezi, 386 s.
- GÜNDOĞDU, M.N., ATAMAN, G., 1983. Bigadiç formasyonunda bazı eser elementlerin dağılımı ve Sr izotop jeokimyası. 37. Türkiye Jeol. Bil. Tek. Kur. Bildiri Özetleri. s. 115-116.
- GÜNDOĞDU, M.N., GÖKÇEN, S.L., 1983. Bigadiç gölsel Neojen basenindeki birincil sedimanter yapılar ve kökenleri. Yerbilimleri, 10:89-93.
- HARDIE, L.A., 1967. The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. Amer. Min., 52:171-240.
- HARDIE, L.A., SMOOT, J.P., EUGSTER, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: Modern and Ancient Lake Sediments (Ed. by A. Matter and M.E. Tucker). Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 2:7-42.
- HAY, R.L., 1978. Geologic occurrence of zeolites. In: Natural Zeolites, occurrence, properties, use. L.B. Sand and F.A. Mumpton eds., Pergamon Press, New York, p. 135-145.

- HELVACI, C., 1974. Contribution to discussion of reference
11. Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl.earth
sci.), 83, B36.
- HELVACI, C., 1983. Türkiye borat yataklarının mineralojisi.
Jeoloji Müh. Derg., 17:37-54.
- HELVACI, C., FIRMAN, R.J., 1977. Emet borat yataklarının
jeolojik konumu ve mineralojisi. Jeoloji Müh. Derg.,
2:17-29.
- HOLZER, M., 1954. Beyce 54/4 ve Simev 71/1 paftalarının jeo-
lojik löveleri raporu. M.T.A. Derleme Rap.No. 2366
(yayınlanmamış).
- İNAN, K., 1972. New borate district, Eskişehir-Kırka province,
Turkey. Inst. Mining and Met., 81:B163-B165.
- İNAN, K., 1975. Sulu bor mineral yataklarının oluşum modeli.
T.J.K. Bül. 18, 2:165-168.
- İNAN, K., 1977. Su taşıyıcı bor mineralleri arasındaki denge
ilişkileri. TÜBİTAK, V. Bilim Kongresi Tebliğleri,
s. 185-195.
- İNAN, K., DUNHAM, A.C., ESSON, J., 1973. The mineralogy geo-
chemistry and origin of the Kırka borate deposit,
Eskişehir province, Turkey. Inst. Mining and Met.
82:B114-B123.
- INNOCENTI, F., MAZZUOLI, R., 1973. Petrology of the İzmir-
Karaburun volcanic area (West Turkey). Bull. Volca-
nol., 36:83-104.
- JONES, J.B., SEGNET, E.R., 1971. The nature of opal:I. nomen-
clature and constituent phases. Jour. Geol. Soc.
Aust. 18:57-68.

- KALAFATÇIOĞLU, A., 1964. Balıkesir-Kütahya arasındaki bölgenin jeolojisi. T.J.K. Bült. 9, 1-2:46-62.
- KAYA, O., 1972. Tavşanlı yöresi ofiyolit sorununun ana çizgileri. T.J.K. Bült., 15, 1:26-108.
- KERR, P.F., 1959. Optical Mineralogy. Mc Graw Hill, New York, 442 p.
- KETİN, İ., 1960. 1/2 500 000 ölçekli Türkiye Tektonik Haritası hakkında açıklama. M.T.A. Derg., 54:1-6.
- KETİN, İ., 1966. Anadolu'nun tektonik birlikleri. M.T.A. Derg., 66:20-34.
- KONAK, K., 1982. Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayalarının evrimi. İst. Yerbilimleri, 3, 1-2:313-337.
- LAJOIE, J., 1979. Volcaniclastic rocks. In: Facies Models, R.G. Walker ed., Geosciences Canada Reprint Series, 1:191-200.
- LE BAS, M.J., SABINE, P.A., 1980. Progress in 1979 on the nomenclature of pyroclastic materials. Geol. Mag., 117:389-391.
- LINK, M.H., OSBORNE, R.H., 1978. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. In: Modern and Ancient Lake Sediments (Ed. by A. Matter and M. E. Tucker) Spec. Publ.Int. Ass. Sediment., 2:169-187.
- M.T.A., 1968. Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları. M.T.A. Yayını, 28 s.
- MASON, B., SAND, L.B., 1960. Clinoptilolite from Patagonia. The relationship between clinoptilolite and heulandite. Amer. Min., 45:341-450.

- MCLAUGHLIN, R.J., NILSEN, T.H., 1982. Neogene non-marine sedimentation and tectonics in small pull-apart basins of the San Andreas fault system, Sonoma County, California. *Sedimentology*, 29:865-876.
- MOORHOUSE, W.W., 1959. The study of rock in thin section. Harper and Row, New York, 514 p.
- MUMPTON, F.A., 1960. Clinoptilolite redefined. *Amer. Min.*, 45:351-369.
- MUMPTON, F.A., ORMSBY, W.C., 1978. Morphology of zeolites in sedimentary rocks by scanning electron microscopy. In: *Natural Zeolites, occurrence, properties, use*. L.B. Sand and F.A. Mumpton eds., Pergamon Press, New York, p. 113-132.
- NEBERT, K., 1960. Tavşanlı'nın batı ve kuzeyindeki linyit ihtiva eden Neojen sahasının mukayeseli stratigrafisi ve tektoniği. *M.T.A. Derg.*, 54:7-36.
- NEGRO, A.D., KUMBASAR, I., UNGARETTI, L., 1973. The crystal structure of teruggite. *Amer. Min.*, 58:1034-1043.
- NORMAN, T., 1973. Ankara Yahşihan bölgesinin Üst Kretase-Alt Tersiyer sedimantasyonu. *T.J.K. Bült.*, 16, 1: 41-66.
- ÖNGÜR, T., 1976. Parçalı volkanik kayaların sınıflaması. *Yeryuvarı ve İnsan*, 1:3-8.
- ÖZPEKER, I., 1969. Batı Anadolu borat yataklarının mukayeseli jeenetik etüdü. *İ.T.Ü. Doktora Tezi*, 116 s.

- ÖZPEKER, I., İMAN, K., 1978. Batı Anadolu borat yataklarında izlenen mineral birliklerinin yatak evrimiyle ilişkileri. T.J.K. Bül., 21, 1:1-10.
- ÖZTUNALI, Ö., 1973. Uludağ ve Eğinöz masiflerinin petrolojisi ve jeokronolojisi. İ.Ü.F.F. Mong. Tabii İlimler kıs. 23:1-115.
- PASSEGA, R., 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. A.A.P.G. Bull., 41:1952-1984.
- REHARD, M., 1972. Interprétation des teneurs en strontium des carbonates du Lutétien supérieur, à Saint-Vaast-Les-Mell. (Oise). Mise en évidence de la valeur de cet élément comme indicateur des conditions de diagenèse et de sédimentation des carbonates. Bull. Inform. Geologues du Bassin de Paris, 34:19-29.
- SCHMID, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Geology., 9:41-43.
- SEIBLIN, B., YALÇIN, H., 1984. Sédimentation volcanoclastique en milieu continental lacustre: un exemple, le bassin néogène d'Emet (Turquie Ouest). Abs. vol. of 5ème Européen de Sédimentologie. 9-11 Avril, Marseille, France.
- SMOOT, J.P., 1978. Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the Lacustrine Green River Formation (Eocene) Wyoming, U.S.A., In: Modern and Ancient Lake Sediments., A. Matter and M.E. Tucker eds., Black well Scientific Publ., Oxford, p.107-126.

- SPARKS, R.S.J., HUANG, T.O., 1980. The volcanological significance of deep-sea ash layers associated with ignimbrites. *Geol. Mag.*, 117:425-436.
- STRECKEISEN, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- STRECKEISEN, A., 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatite and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7:331-335.
- STRUM, M., MATTER, A., 1978. Turbidites and varves in lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Ed. by A.Matter and M.E. Tucker), Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 2:145-166.
- SUNDER, M. S., 1982. Kırka (Eskişehir) çevresinin jeolojisi ve Sarıkaya borat yataklarının oluşumu. TÜBİTAK VII. Bilim Kongresi Tebliğleri., s. 105-117.
- SURDAM, R.C., SHEPPARD, R.A., 1978. Zeolites in saline alkaline-lake deposits. In: *Natural Zeolites, occurrence, properties, use*, L.B. Sand and F.A. Mumpton eds., Pergamon Press, New York, p.145-175.
- ŞENALP, M., FAKIOĞLU, M., 1977. Bulantı akıntıları ve türbiditler. *Yeryuvarı ve İnsan Derg.*, 2, 2:25-40.
- TOKAY, M., DOYURAN, V., 1979. Gediz ve dolaylarının sismotektonik özellikleri. *T.J.K. Bült.*, 22:209-210.

- TRAUTH, N., 1977. Argilés évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale Tertiaire, Bassins de Paris, de Normorion et de Salinelles (France) de Jbel Ghassoul (Maroc). Mem. Sci. Geol., 49, 195 p.
- TRAVIS, R.B., 1970. Nomenclature for sedimentary rocks. A.A.P.G. Bull., 54:1095-1107.
- VAN MORKHOVEN, F.P.C.M., 1962. Post-Paleozoic Ostracoda. Elsevier Publ. Co., 204 p.
- WEAVER, C., POLLARD, L.D., 1973. The chemistry of clay minerals. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 213 p.
- WINKLER, H.G.F., 1965. La génèse des roches métamorphiques ( ev.  O ULU, H.E., 1977. Metamorfik kayaçların olu umu). i.T. . M h.Mim.Fak. Yay., 118, 223s.
- YILMAZ, O., 1977. Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü Kayaç Kimyası Laboratuvarında uygulanan kayaç analiz yöntemleri. H YBE Teknik not., 1 20 s (yayınlanmamış).
- ZESCHKE, G., 1954. Simav grabeni ve ta ları. T.J.K. Bult., 5, 1-2:179-189.

EMET MEDİCAL COLLEGE - BASENININ
JEOLOJİK VE MİNERALOGİK - PETROG-
RAFİK İNCELEMESİ.

Tezin adı

Tezin adının
İngilizce çevirisi

Tezin cinsi
(Dr., Doç., Uzmanlık tezi)

Tezin yazarının
soyadı ve adı

Tezin sunulduğu
Üniversite, Fakülte,
Akademi ve diğer
Kuruluşlar

Tezin kâbel tashih,
yayınlanma, muhafaza yeri,
yayınlayan, basım tarihi

Tezin yöneticisinin
akademik unvanı ve adı

Sayfa sayısı : 269,

Yararlanılan kaynak sayısı; kaynakça,
bibliyografya veya referans sayısı

Seri kaydı

☐ Yayınlanmıştır (Kitap olarak)

☐ Metin tekstidir

☐ Daktilo olarak çoğaltılmıştır.

Özet adı (Türk., İng., Fr., v.s.) Türkçe

Dr. M. Niyazi Cündoğlu

Bilim Uz. -
YALÇIN, Hüseyin

Hacettepe Üniv. Fen Bilimleri
Enst. 1984

124 sayfa.

Tezin adı Antibiyotikler ise ve kapsamı bu isimle
belirlenmiyorsa yani kapsamı Antibiyotiklerin
sınırları, etkileri, pazarlaması ve imalatı varsa, özaman
içinde belirlenmesi için Antibiyotikler altında veri-
lenmesi Antibiyotiklerin kullanımını, yan etkisi, imalatı
ve pazarlaması hakkında bilgileri verilir.

A Bu bir kopyesinin gönderilmesi gereklidir. Gönderilmesi halinde tescil masası

42-

LİTOSTRATİGRAFİ

VOLKANİTLER

FORMASYON - DOĞANKAYA

- KÖRNEZ

- BEYKÖY

- EMET

- MERKEZ SİHLER

BAZALTLAR - DEREKÖY

TEKTONİK

MİNERALÖJİ

PETROGRAFİ

JEOKİMYA

EMET - KÜTANHA

KÜTANHA

