

24730

**KAPADOKYA EKSPLOZİF VOLKANİZMASININ
PETROLOJİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**

Abidin Temel

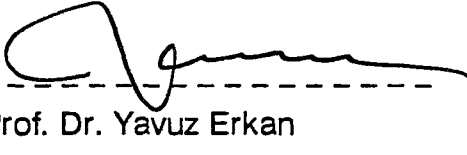
**Hacettepe Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetmeliğinin
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı İçin Öngördüğü
DOKTORA TEZİ
olarak hazırlanmıştır.**

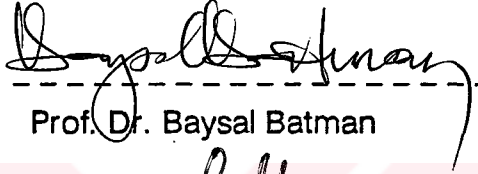
**D.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**


Ağustos - 1992


Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğü'ne


İşbu çalışma jürimiz tarafından JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ Anabilim Dalında
DOKTORA TEZİ olarak kabul edilmiştir.

BAŞKAN: 
Prof. Dr. Yavuz Erkan

ÜYE: 
Prof. Dr. Baysal Batman

ÜYE: 
Doç. Dr. M. Niyazi Gündoğdu

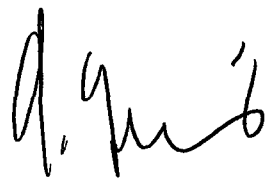
ÜYE: 
Doç. Dr. Hasan Bayhan

ÜYE: 
Yard. Doç. Dr. Nilgün Güleç

ONAY:

Yukarıdaki imzaların adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylarım.

30/cş/1992


Prof. Dr. Gültekin Günay
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü

ÖZET

Bu çalışmada, Kapadokya Bölgesinde yer alan piroklastik kayaçların stratigrafik istifini, bu istif oluşturulan birimlerin petrolojik ve jeokimyasal özelliklerini belirlemek, bunların korelasyonlarını yapmak, kökenlerini araştırmak ve volkanizma-bölgesel tektonik ilişkisini ortaya koymak amaçlanmıştır.

Yukarıdaki amaçlar doğrultusunda inceleme alanında yaklaşık 600 km²'lik bir alanın 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, formasyon mertebesinde dört litostratigrafik birim tanımlanmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru: Miyosen öncesi Temel Kayaçları (gabro, piroksenit, siyenit, monzonit), Alt Miyosen yaşlı Yeşilhisar formasyonu (çamurtaşı, kumtaşı, konglomera ardalanması), Üst Miyosen yaşlı Ürgüp formasyonu (gölsel ve flüviyal kayaçlar ile volkanitlerin ardalanması) ile Kuvaterner oluşukları (döküntü çökeli volkanitler ile akarsu sekisi çökelileri, traverten, eski alüvyon, yamaç döküntüsü, güncel alüvyon)'dir.

Noktasal ve ölçülü kesitler boyunca alınan örneklerin tüm kayaç ve mineral fraksiyonlarında, optik ve elektron mikroskop incelemeleri ile X-ışınları, mikroprop ve jeokimyasal (ana, iz ve nadir toprak element ile izotopsal (Sr, Nd)) çözümlenmeler yapılmış, ayrıca bazı birimlerin radyometrik (K/Ar) yöntemle yaşları saptanmıştır.

Volkanitlerin stratigrafik konumlarına ve K/Ar yöntemi ile yapılan yaş tayinlerine göre inceleme alanında eksplozif volkanizmanın 11.2 milyon yıl önce (Üst Miyosen) başladığı ve Kuvaterner'e kadar devam ettiği saptanmıştır. Ayrıca bu eksplozif volkanitlerle ardalanmalı yaşları 8.2 ve 7 milyon yıl olan iki lav akıntısı belirlenmiştir.

İgnimbiritik birimlerin korelasyonlarında biyotitlerin kimyası ile pomzaların iz element içeriklerinden yararlanılmıştır. Buna göre biyotitlerin Fe, Mg, Mn ve Ti içerikleri ile pomzaların Rb, Sr ve Zr içerikleri en iyi sonucu vermektedir.

Eksplozif volkanitler, K'ca zengin kalkalkalen özellikte, potasik bileşimde ve riyolitik karakterdedir. Lav akıntıları ise bazaltik andezit, andezit, bazaltik traki andezit ve trakiandezit bileşimindedir.

Jeokimyasal ve petrolojik inceleme sonuçları ile volkanitlerin Sr ve Nd izotopik bileşimleri ($87\text{Sr}/86\text{Sr}=0.704510-0.706497$; $143\text{Nd}/144\text{Nd}=0.512498-0.512771$); bu volkanitlerin büyük ölçüde manto bileşimli bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonucu oluştuklarını bunun yanında eksplozif volkanitlerin oluşumunda, lavlardan farklı olarak kabuksal kirlenmenin de rolü olabileceğini göstermektedir.

Jeokimyasal açıdan Kapadokya volkanitleri aktif kıta kenarlarına özgü volkanitlere benzerlik göstermektedir. Bu nedenle çalışmanın yapıldığı Kapadokya bölgesindeki volkanitleri oluşturan magmanın kökenini, Geç Eosen-Erken Miyosen'de Afrika levhasının Avrasya'ya yaklaşması (Şengör ve Yılmaz, 1983) ile bu iki levha arasında yer alan okyanusal kabuğun Anadolu levhası altına dalması ile oluşan magma oluşturmaktadır. Volkanitlerin ortaya çıkması ise Üst Miyosen'de Afrika-Avrasya levhalarının Bitlis Kenet Kuşağı boyunca çarpışmaları sonucu bölgede meydana gelen gerilme tektoniğinin etkisi ile oluşan kırık hatları ile ilişkilidir.

SUMMARY

v

This thesis aims the study of the pyroclastic rocks in the Cappadocia region. The stratigraphy, the petrologic and geochemical characteristics of these rocks, their genesis, their correlation and relationships between the volcanism and the regional tectonics were studied in detail.

1/25000 scale geological map of the study area (approximately 600 km²) was carried out and 4 lithostratigraphic units were identified. These are, from oldest to recent, Pre-Miocene basement rocks (gabbro, pyroxenite, syenite, monzonite), Lower Miocene Yeşilhisar formation (alternation of mudstones, sandstones and conglomerates), Upper Miocene Ürgüp formation (alternation of fluvial and lacustrine deposits with volcanic rocks), and Quaternary deposits (pyroclastic fall deposits, ancient terraced alluvial deposits, travertine, ancient alluvial deposits, scree slopes, recent alluvial deposits).

Whole rock and mineral fractions of samples collected from the point and measured sections were analyzed by using optical and electron microscopes, X-Ray diffraction, microprobe and geochemical techniques (major, trace, rare earth elements and isotopes (Sr, Nd)). Some selected samples were also dated by radiometric (K/Ar) methods.

Taking into account the stratigraphic position of the volcanic rocks and ages detected by K/Ar method, explosive volcanism started 11.2 million years ago (Upper Miocene) and continued up to the Quaternary. Besides in the explosive volcanic rocks, two lava flows of 8.2 and 7 million years old were identified.

The chemistry of biotites and trace elements composition of the pumices were used in the correlation of the ignimbrites. The Fe, Mg, Mn and Ti composition of the biotites and Rb, Sr and Zr content of pumices give the best results.

Explosive volcanic rocks show K-rich calc-alkaline feature, potassic composition and rhyolitic character. On the other hand, lava flows have a basaltic andesite, andesite, basaltic trachyandesite and trachyandesite composition.

Geochemical and petrological study results and Sr-Nd isotopic compositions of the volcanic rocks ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.704510-0.706497$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512498-0.512771$) indicated that they were formed by the fractional crystallization of a mantle characterized magma. During the formation of these explosive volcanic rocks, the crustal contamination might as well play a role.

In a geochemical point of view, the volcanic rocks in the Cappadocia region show the characteristics of an active continental margin volcanism. The convergence between the African and Eurasian plates during the late Eocene to Early Miocene (Şengör and Yılmaz, 1983) and the subduction of the ocean floor between these plates under the Anatolian plate is thought to be in the origin of the magma which created volcanic rocks in the Cappadocia region. The formation of these volcanic rocks are probably related to the collision between the African and Eurasian plates during the Upper Miocene along the Bitlis suture zone which gave rise to a tensional tectonics and fault zones in the region.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma 1987-1992 yılları arasında Hacettepe Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü ve Fransa Hükümetinin maddi katkıları ile gerçekleştirilmiştir. Bu vesile ile;

Öncelikle çalışmalarım sırasında bana her türlü olanağı sağlayan, bilimsel katkı ve eleştirileri ile tezimi yönlendiren danışman hocam Doç. Dr. M. Niyazi Gündoğdu'ya (H.Ü.);

Yapıcı eleştirileri ile çalışmanın olgunlaşmasını sağlayan Prof. Dr. Yavuz Erkan'a (H.Ü.);

İnceleme alanı jeoloji haritasının son şeklini almasında yardımcı olan Prof. Dr. Baysal Batman, Yrd. Doç. Dr. Sezai Görmüş ve Yrd. Doç. Dr. Abdurrahim Şahbaz'a (H.Ü.);

Mineralojik ve petrografik incelemeler sırasındaki yardımlarından dolayı Doç. Dr. Hasan Bayhan'a (H.Ü.);

İzotopsal sonuçların yorumlanmasındaki katkıları için Yrd. Doç. Dr. Nilgün Güleç'e (ODTÜ);

Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd, Fransa)'nde çalışmalarımı yönlendiren Prof. Dr. Alain Gourgaud, Prof. Dr. Ph. Vidal, Dr. Catherine Deniel'e ve izotopsal çözümlenmelerin bir kısmını gerçekleştiren Uzman François Vidal'e;

Arazi çalışmalarına eşlik eden Jean-Luc Le Pennec (Blaise Pascal Üniversitesi) ve bu çalışmalara zaman zaman katılan Dr. Jean-Louis Bouldier (Orleans Üniversitesi - Fransa) ve Dr. Guy Camus (Blaise Pascal Üniversitesi)'a;

X-ışınları ve kimyasal çözümlenmeler ile incekesitlerin hazırlanmasında yardımcı olan Uzman Sema Argın, Uzman Türkan Demir, Kimya Müh. Alaattin Erkal ile teknisyenler Vahdettin Kulaksız, Kemal Çıbık, Gönül Karayiğit, Gülay Kılıç, Resul Aydın ve Hasan Torun'a (H.Ü.);

Tezin yazımında ve şekillerin çiziminde yardımlarını esirgemeyen Araş. Gör. Türkay Onacak, Araş. Gör. Jean-Luc Froger ve teknisyen Nazire Cerit'e (H.Ü.);

Ayrıca, tez çalışmam sırasında gösterdikleri anlayış ve destek nedeniyle eşim Fulya'ya ve oğlum Can'a;

teşekkür ederim.

Abidin TEMEL

Ağustos 1992
Beytepe - ANKARA

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
ÖZET	iv
SUMMARY	v
TEŞEKKÜR	vi
İÇİNDEKİLER DİZİNİ	vii
ŞEKİLLER DİZİNİ	x
ÇİZELGELER DİZİNİ	xvi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ	xix
1. GİRİŞ	1
1.1. Amaç ve Kapsam	1
1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması	4
1.3. Önceki Çalışmalar	6
2. GENEL JEOLJİ	7
2.1. Giriş	7
2.2. Stratigrafi	7
2.2.1. Temel kayaçları	10
2.2.2. Yeşilhisar formasyonu	10
2.2.3. Ürgüp formasyonu	11
2.2.3.a. Çökek üyesi	15
2.2.3.b. Kavak üyesi	17
2.2.3.c. Zelve üyesi	22
2.2.3.d. Sarımaden üyesi	27
2.2.3.e. Damsa lavı	29
2.2.3.f. Cemilköy üyesi	29
2.2.3.g. Tahar üyesi	32
2.2.3.h. Gördeles üyesi	36
2.2.3.i. Sofular üyesi	38
2.2.3.j. Topuzdağ lavı	38
2.2.3.k. Kızılkaya üyesi	41
2.2.3.l. Kışladağ üyesi	44
2.2.4. Kuvaterner oluşukları	46
2.2.4.a. Kumtepe döküntü çökelleri	46
2.2.4.b. akarsu sekisi çökelleri	46
2.2.4.c. traverten	46

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)

Sayfa No

2.2.4.d. eski alüvyon	48
2.2.4.e. yamaç döküntüsü	48
2.2.4.f. güncel alüvyon	48
2.3. İgnimbiritlerin Olasılı Kaynak Bölgeleri	48
3. MİNERALOJİ-PETROGRAFI	61
3.1. Giriş	61
3.2. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri	61
3.2.1. Optik mikroskop incelemeleri	61
3.2.2. X-Işınları çözümlenmeleri	61
3.2.3. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri	63
3.3. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları	63
3.3.1. Temel kayaçları	63
3.3.2. Yeşilhisar formasyonu	64
3.3.3. Ürgüp formasyonu	65
3.3.3.a. Çökek üyesi	65
3.3.3.b. Kavak üyesi	81
3.3.3.c. Zelve üyesi	88
3.3.3.d. Sarımaden üyesi	96
3.3.3.e. Damsa lavı	96
3.3.3.f. Cemilköy üyesi	99
3.3.3.g. Tahar üyesi	106
3.3.3.h. Gördeles üyesi	109
3.3.3.i. Sofular üyesi	112
3.3.3.j. Topuzdağ lavı	115
3.3.3.k. Kızılkaya üyesi.....	115
3.3.3.l. Kışladağ üyesi	118
3.3.4. Kuvaterner oluşukları	121
3.3.4.a. Kumtepe döküntü çökelleri	121
3.4. Sonuçlar	124
4. MİNERAL KİMYASI	127
4.1. Giriş	127
4.2. Plajiyoklaz	127
4.3. Volkan Camı	137
4.4. Biyotit	139
4.5. Piroksen	143
4.6. Amfibol	147
4.7. Opak Mineraller	147
4.8. Sonuç ve Tartışmalar	147

İÇİNDEKİLER DİZİNİ (devam ediyor)**Sayfa No**

5. JEOKİMYA	152
5.1. Çözümleme Yöntemleri	152
5.2. Majör Element Jeokimyası	154
5.3. Nadir Toprak Element Jeokimyası	164
5.4. İz Element Jeokimyası	166
5.5. İzotop Jeokimyası	175
5.6. Sonuçlar	184
6. BÖLGESEL TEKTONİK - VOLKANİZMA İLİŞKİSİ	186
7. JEOLJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA	190
8. GENEL SONUÇLAR	193
9. DEĞİNİLEN BELGELER DİZİNİ	195

EK:

1. Ürgüp (Nevşehir) Yöresi Jeoloji Haritası

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
1.1. Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner yaşlı volkanitlerin dağılımı (Ketin'den, 1983)	2
1.2. Dünyada aktif volkanların dağılımı	3
1.3. İnceleme alanının bölgesel jeoloji haritası (Innocenti et al., 1975 ve Pasquare et al., 1988'den değiştirilerek) 1:Neojen'den daha yaşlı olan temel kayalar;2:Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler;3:Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler ve gölsel-flüviyal sedimanlar;4:Kuvaterner yaşlı strato-volkanlar;5:Kuvaterner volkanitleri; 6:Güncel alüvyon	5
2.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi dikme kesiti	8
2.2. Kapadokya bölgesinde belirlenen ignimbiritik birimlerin stratigrafisinin diğer araştırmacılarınki ile karşılaştırılması	9
2.3. A) Aynı topoğrafyada yeralan piroklastik kayaların üç ana tipinin geometrik ilişkisi (Wright et al'dan, 1980a) B) Fish Canyon tüfü ile diğer büyük hacimli ignimbiritik birimler için olası patlama sırası (Cas and Wright'dan, 1987)	12
2.4. Piroklastik döküntü çökellerinin sınıflandırılması (A:Walker'dan, 1973; B:Cas and Wright'dan, 1987)	12
2.5. Çökek üyesinin tip kesiti (Çökek köyü)	16
2.6. Çökek üyesi gölsel çökeli tüfitlerinde gelişmiş dalga ripilmarkları (Kuşcun tepe KD'su)	18
2.7. Çökek üyesinin genel görünümü	18
2.8. Kavak üyesinin tip kesiti (Göreme)	19
2.9. Kavak üyesinin genel görünümü (Uçhisar K'yi)	21
2.10. Kavak üyesinin hidrotermal alterasyona uğramış kesimlerinin genel görünümü (Nevşehir bölgesinin önemli yapıtaşı alanını oluşturmaktadır)	21
2.11. Zelve üyesinin dağılım haritası	23
2.12. Zelve üyesinin tip kesiti (Zelve G'yi)	24
2.13. Zelve üyesinin genel görünümü (Akdağ B'si)	25

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
2.14. Zelve üyesinin tabanında ince kül bir matryks içerisinde gözlenen la- pilli akresyone seviyesi	25
2.15. Zelve üyesinde gözlenen gaz çıkış bacası	26
2.16. Zelve üyesinde tamamen zeolitleşmiş olan pomzalar (Kızılırmak G'yi)	26
2.17. Sarımaden üyesinin tip kesiti (Sarımaden tepe)	28
2.18. Sarımaden üyesinin yakından görünümü (Uçhisardağ)	28
2.19. Cemilköy üyesinin dağılım haritası	30
2.20. Cemilköy üyesinin tip kesiti (Cemilköy)	31
2.21. Cemilköy üyesinin genel görünümü (Cemilköy)	33
2.22. Cemilköy üyesinde gelişmiş iri gövdeli peribacaları (Cemilköy)	33
2.23. Tahar üyesinin dağılım haritası	34
2.24. Tahar üyesinin tip kesiti (Tahar köyü)	35
2.25. Tahar üyesinin tabanındaki killi-karbonatlı seviyelerde gözlenen de- formasyon izleri (Sofular köyü)	35
2.26. Gördeles üyesinin tip kesiti (Kurşunlu tepe D'su)	37
2.27. Sofular üyesinin dağılım haritası	39
2.28. Sofular üyesinin tip kesiti (Sofular köyü)	39
2.29 Sofular üyesinin genel görünümü (Sofular köyü)	40
2.30. Kızilkaya üyesinin dağılım haritası (Pasquare et al'dan, 1988 değişti- rilerek)	42
2.31. Kızilkaya üyesinin tip kesiti (Akıllıdağ)	43
2.32. Kızilkaya üyesinin genel görünümü (Akıllıdağ)	43
2.33. Kışladağ üyesinin genel görünümü (Kışladağ)	45

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
2.34. Kumtepe döküntü çökellerinin genel görünümü (Orta Kepez tepe D'su)	47
2.35. Bir kalderanın oluşum evreleri (Francis'den, 1984)	50
2.36. Yerbulduru haritası	53
2.37. I) Sofular üyesinde A) Döküntü çökelinin kalınlık değişimi (cm) B) İgnimbiritin kalınlık değişimi (m) C) İgnimbirit içerisindeki maksimum 5 pomza parçasının ortalama tane boyu değişimi (cm). II) Kızilkaya üyesinin tabanındaki pomzaların yönelmelerinden saptanan akma doğrultuları (Le Pennec'den, 1990)	58
2.38. Kapadokya bölgesinin Landsat görüntüsü üzerinde saptanan ana kırık hatları ve muhtemel kaldera yerleri (Çiftlik: Pasquare et al, 1988; Acıgöl: Yıldırım ve Özgür, 1979 tarafından ileri sürülen kaldera yerleri)	60
3.1. Çökek üyesinin camsı tüflerinden genel görünüm (çift nikol x35)	66
3.2. Çökek üyesinin kristal tüflerinden genel görünüm (tek nikol, x35; Plj:Plajiyoklaz, P:Pomza, Q:Kuvars)	66
3.3. Çökek üyesinin Çökek köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.	74
3.4. Çökek üyesinin Ararslan dere kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.	75
3.5. Çökek üyesinin a)Kuşcun tepe b)Pazargedığı tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.	76
3.6. Çökek üyesinin Karain köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.	77
3.7. Çökek üyesinin "camsı tüf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş klinoptilolit ve eriyonit kristalleri	82
3.8. Çökek üyesinin "camsı tüf"lerindeki lifsi/iğnemsî eriyonit kristal demetleri.	82
3.9. Kavak üyesi "camsı tüf"lerinin genel görünümü (Tek nikol, X35, Plj:P-lajiyoklaz, Q:Kuvars)	83

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
3.10. Kavak üyesi "camsı tüf"lerinde gözlenen lifsi yapıdaki pomza (tek nikol, X35)	83
3.11. Kavak üyesinin büyük ölçüde kaolinleşmiş kesimlerinin genel görünümü (çift nikol, X35)	84
3.12. Kavak üyesinin Göreme kesitinde belirlenen minerallerinin dikey dağılımları.	84
3.13. Zelve üyesi "camsı tüf"lerinin genel görünümü (tek nikol, X35, Plj: Plajiyoklaz, Q:Kuvars, P:Pomza)	90
3.14. Zelve üyesinin "camsı tüf"lerindeki klinoptilolit kristalleri.	95
3.15. Şekil 3.14'deki klinoptilolit kristallerinin daha yakından görünümü, özşekilli ve levhamsı klinoptilolit kristalleri birbirlerini keser durumda gelişmişlerdir.	95
3.16. Sarımaden üyesi kaynaşmış "camsı tüf"lerinin genel görünümü (tek nikol, X35, B:Biyotit, fenokristallerin arasında Y şekilli cam kıymıkları yer almaktadır).	97
3.17. Damsa lavına ait örneklerde gelişmiş glameroporfirik doku (plajiyoklaz, klinopiroksen ve ortopiroksenlerin bir araya gelmesiyle oluşmuşlardır. a)Tek nikol, x35, b)çift nikol, x35)	100
3.18. Cemilköy üyesinin "camsı tüf"lerinden genel görünüm (a-tek nikol, x35; b-çift nikol, x35)	101
3.19. Cemilköy üyesinin Karacaören köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.	104
3.20. Cemilköy üyesinin "camsı tüf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş olan eriyonit, klinoptilolit ve şabazit kristalleri arasındaki dokusal ilişkiler.	105
3.21. Cemilköy üyesinin "camsı tüf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş olan levha şekilli klinoptilolit kristalleri.	105
3.22. Tahar üyesinin "camsı tüf"lerinden genel görünüm (tek nikol, x35; Plj:plajiyoklaz, Q:kuvars, P:pomza).	107

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
3.23. Gördeles üyesi "camsı tüf"lerinden genel görünüm. a) tek nikel, x35 b) çift nikel, x35. (Plj: plajiyoklaz, B: biyotit, Q: kuvars, Amf: amfibol, fe- nokristalleri hipokristalin bir hamur içerisinde dağılmış durumdadır).	110
3.24. Sofular üyesi "camsı tüf"lerinin genel görünümü (a-tek nikel, x35 b-çift nikel, x35)	113
3.25. Topuzdağ lavına ait örneklerin genel görünümü. a) Plajiyoklaz, klino- piroksen ve opak minerallerin bir araya gelmesiyle oluşturdukları gla- meroporfirik doku (tek nikel, x35) b) Plajiyoklaz fenokristalinin etrafın- da hamurdaki plajiyoklaz mikrolitlerinde gözlenen akma dokusu (çift nikel, x35)	116
3.26. Kızılkaya üyesine ait "camsı tüf"lerinin genel görünümü a) tek nikel, x35 b) çift nikel, x35 (Kuvars, plajiyoklaz ve biyotit fenokristallerinin arasında Y şekilli volkanik cam kıymıkları yer almaktadır).	117
3.27. Kışladağ üyesine ait mikritik özellikteki kireçtaşının genel görünümü (tek nikel, x35)	120
4.1. Kapadokya volkanitlerinin "Ab-Or-An" diyagramına düşürülmüş plaji- yoklaz bileşimleri.	136
4.2. Biyotitlerin mikroprop çözümü sonuçlarından itibaren çizilen "Ti-Mg*" ve "Fe-Ti-Mg" diyagramları.	142
4.3. Piroksenlerin ortopiroksen ve klinopiroksen sınıflamasındaki yeri (Şe- kil Hess, 1941; Erkan'dan, 1978)	146
5.1. X-RF spektrometresinde çözümü yönteminin iş akış şeması	153
5.2. Kapadokya volkanitlerinin toplam alkali-silis (Le Bas et al, 1986) içerik- lerine göre sınıflandırılması	156
5.3. "Ab-An-Or" (Irvine and Baragar, 1971) içeriklerine göre sınıflandırılma- sı.	156
5.4. Kapadokya volkanitlerinin toplam alkali-silis içeriklerine göre sınıflan- dırılması (kesikli çizgi: Mac Donald and Katsura'dan 1964; devamlı çizgi: Irvine and Baragar'den, 1971).	157
5.5. Kapadokya volkanitlerinin AFM (Irvine and Baragar, 1971) diyagramı- na göre sınıflandırılması.	157

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa No</u>
5.6. Kapadokya volkanitlerinin SiO ₂ -Majör element (CaO, MgO, Al ₂ O ₃ , TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ , P ₂ O ₅ , Na ₂ O, K ₂ O) diyagramları.	160
5.7. Kapadokya volkanitlerinin nadir toprak element dağılım diyagramları (normalizasyon değerleri Nakamura'dan, 1974).	165
5.8. Kapadokya volkanitlerinin Rb-Sr ve Zr-Sr-Rb diyagramları.	168
5.9. Kapadokya volkanitlerinin SiO ₂ -iz element (Rb, Sr, Ba, Zr) diyagramları	169
5.10. Kapadokya volkanitlerinin (A ve B) ve And volkanitinin (C) (Thorp et al., 1984; Wilson'dan, 1989) iz element dağılım diyagramları. (MORB normalizasyon değerleri Pearce'dan, 1983)	172
5.11. Kapadokya volkanitlerinin (A ve B), Bishop tufunun (C) (Hildreth'den, 1979) ve Meksika volkanitlerinin (D) (Wark'dan, 1991) iz element dağılım diyagramları. (Kondrit normalizasyon değerleri Thompson'dan, 1982).	173
5.12. Kapadokya volkanitlerinin (87Sr/86Sr) _i -MgO ve (87Sr/86Sr) _i -SiO ₂ diyagramları.	178
5.13. Kapadokya volkanitlerinin 143Nd/144Nd-MgO ve 143Nd/144Nd--SiO ₂ diyagramları.	179
5.14. . Kapadokya volkanitlerinin (87Sr/86Sr) _i -100/Sr ve (87Sr/86Sr) _i -Rb/Sr diyagramları.	180
5.15. Kapadokya volkanitlerinin 143Nd/144Nd-100/Nd ve 143Nd/144Nd-Sm/Nd diyagramları.	181
5.16. a)Kapadokya volkanitlerinin 143Nd/144Nd-(87Sr/86Sr) _i diyagramı b)Kapadokya volkanitlerinin değişik tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırıldığı Sr-Nd izotop diyagramı (veri kaynakları: Halliday et al, 1984; Thorpe et al, 1984 ve Zindler and Hart'dan, 1986)	183
6.1. Türkiye ve çevresinin önemli tektonik yapıları (Lyberis et al'dan, 1992)	187

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa No</u>
2.1. Kapadokya volkanitlerine ait K/Ar radyometrik yaş sonuçları (Ar*: radyojenik argon)	19
3.1. Çökek üyesi örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları.	68
3.2. Çökek üyesinde belirlenen bazı minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	73
3.3. Çökek üyesi kayaç örneklerinin X-RD(KF) çözümüleme sonuçları. .	80
3.4. Kavak üyesi örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları.	86
3.5. Kavak üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	87
3.6. Kavak üyesi kayaç örneklerinin X-RD(KF) çözümüleme sonuçları. ..	89
3.7. Zelve üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları.	92
3.8. Zelve üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	94
3.9. Zelve üyesi kayaç örneklerinin X-RD(KF) çözümüleme sonuçları	94
3.10. Sarımaden üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları.	98
3.11 Sarımaden üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	98
3.12. Cemilköy üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	103
3.13. Cemilköy üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	103
3.14. Tahar üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları ..	108
3.15. Tahar üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%).	108
3.16. Gördeles üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	111

ÇİZELGELER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa No</u>
3.17. Gördeles üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirmesi (%).	111
3.18. Sofular üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	114
3.19. Sofular üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirmesi (%).	114
3.20. Kızılkaya üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	119
3.21. Kızılkaya üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirmesi (%).	119
3.22. Kışladağ üyesi kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	122
3.23. Kışladağ üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirmesi (%).	122
3.24. Kumtepe döküntü çökelleri kayaç örneklerinin X-RD(TK) çözümüleme sonuçları	123
3.25. Kumtepe döküntü çökelleri belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirmesi (%).	123
3.26. Ürgüp formasyonunda saptanan minerallerin üyelere göre dağılımı.	125
4.1. Plajiyoklazlar üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%) (m:merkez, k:kenar; iyon sayıları 32(O) bazına göre hesaplanmıştır).	128
4.2. Volkan camı üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%).	138
4.3. Biyotitler üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%) (m:merkez, k:kenar; iyon sayıları 22(O) bazına göre hesaplanmıştır).	140

ÇİZELGELER DİZİNİ (devam ediyor)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa No</u>
4.4. Piroksenler üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%) (m:merkez, k:kenar; iyon sayıları 6(O) bazına göre hesaplanmıştır).	144
4.5. Amfiboller üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%) (m:merkez, k:kenar; iyon sayıları 23(O) bazına göre hesaplanmıştır).	148
4.6. Opak mineraller üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümüleme sonuçları (%) (m:merkez, k:kenar; iyon sayıları 32(O) bazına göre hesaplanmıştır).	149
4.7. Kapadokya volkanitlerinin mineralojik bileşimleri.	150
5.1. Kapadokya volkanitlerinin ana element çözümüleme sonuçları (%)..	155
5.2. Kapadokya volkanitlerinin CIPW normları.	159
5.3. Kapadokya volkanitlerinin nadir toprak element çözümüleme sonuçları (ppm).	165
5.4. Kapadokya volkanitlerinin iz element çözümüleme sonuçları (ppm).	167
5.5. Kapadokya volkanitlerinin Sr/Nd izotopik bileşimleri ile Rb, Sr, Nd, Sm, elementlerinin konsantrasyonları (ppm).	176

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Bu çalışmada kullanılmış olan bazı simge ve kısaltmalar aşağıda verilmiştir.

Simgeler

F
Q
Klm
O-CT
J
I
S
Kl
B
Ka
Do
An
Er
Şb

Açıklamalar

Feldispat
Kuvars
Kil mineralleri
Opal-Kristobalit/Tridimit
Jips
Illit
Simektit
Klorit
Biyotit
Kalsit
Dolomit
Analsim
Eriyonit
Şabazit

Kısaltmalar

X-RD X-Işınları Difraksiyonu
TK Tüm Kayaç
KF Kil Fraksiyonu
TEM Taramalı Elektron Mikroskopu
REE Nadir toprak elementleri
MORB Okyanus Ortası Sırtı Bazaltı

1. GİRİŞ

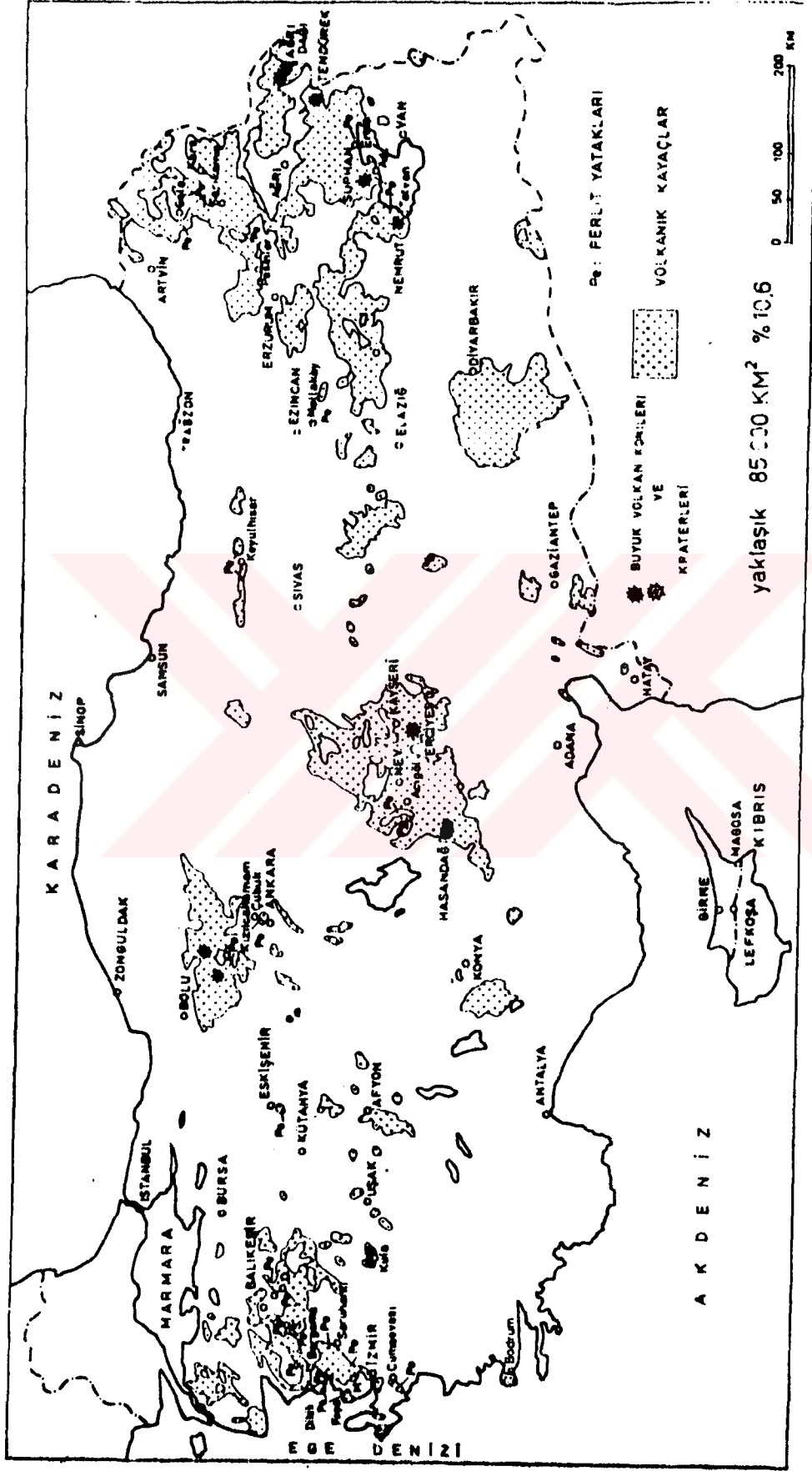
1.1. Amaç ve Kapsam

Volkanik kayaçlar, ülkemizde 85.000 km²'lik bir alanı (Türkiye'nin yüzölçümünün %10.6'sını) kaplamaktadır (Şekil 1.1). Özellikle Batı-Kuzeybatı Anadolu, Orta ve Doğu Anadolu bölgesinde yaygın olarak gözlenmekte olan bu kayaçlar, Neojen ve Kuvaterner'de başlayıp tarihsel devirlere kadar uzanan dönemdeki volkanik etkinlikler sonucu oluşmuşlardır (Ketin, 1983). Bu volkanik kayaçlardan eksplozif özellikte olanlar Kapadokya bölgesinde önemli bir dağılım göstermektedir.

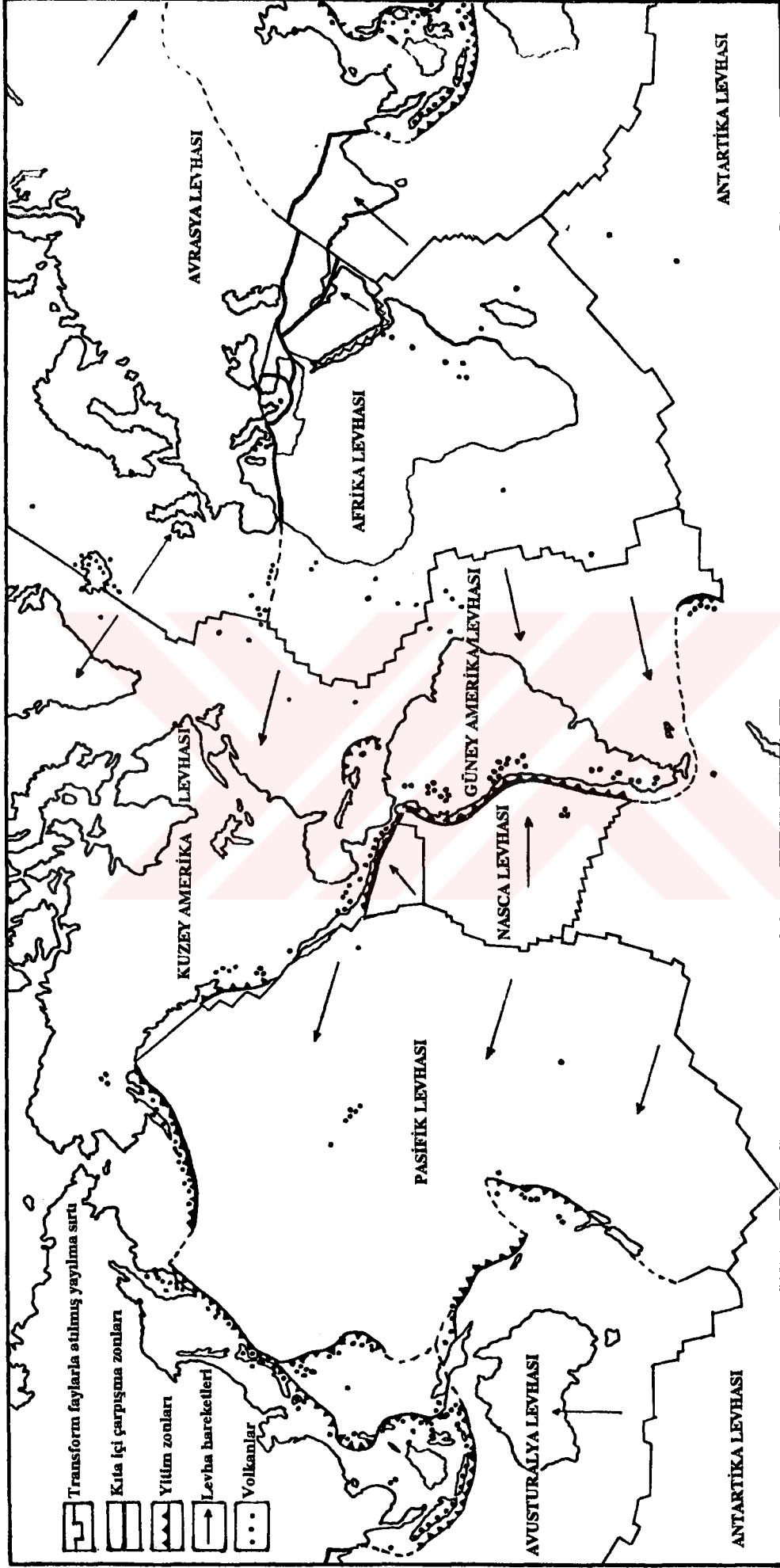
Dünyada eksplozif özellikteki volkanizmanın dağılımına bakıldığında, bunların daha çok aktif kıta kenarlarında bulunduğu gözlenmektedir. Bu aktif kıta kenarlarına en tipik örnek And'lar (Güney Amerika) ve Orta Amerika'nın Batısıdır. Bu bölgelerde Nazca ve Farollan levhaları, Güney ve Orta Amerika levhaları altına dalmakta ve genellikle ignimbiritik karakterdeki piroklastik çökelleri veren eksplozif volkanik aktivite üzerleyen levha sınırlarında gelişmektedir (Şekil 1.2).

Literatürde eksplozif volkanizma sonucu oluşan kayaçlar üzerinde yapılan çalışmalara bakıldığında bu çalışmaların sınırlı olduğu ve ABD, Meksika ve Şili'deki kayaçlar üzerinde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Söz konusu bu çalışmalar piroklastik kayaçların korelasyonlarına (Hahn et al., 1979; Glazner et al., 1986; De Silva and Francis, 1989), kökenlerine (Hildreth, 1979; Thorpe et al., 1979; Lanphere et al., 1980; Moll, 1981; Halliday et al., 1984; Thorpe et al., 1984; Cameron and Cameron, 1985; Gunderson et al., 1986; Francis et al., 1989; Wark, 1991) ve tektonik konumlarına (Cross and Pilger, 1978; Wark et al., 1990) yöneliktir. Ancak, söz konusu bu çalışmalara bakıldığında korelasyonları ile kökenleri konusunda bazı sorunların olduğu ve değişik görüşlerin ileri sürüldüğü ortaya çıkmaktadır.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kapadokya volkanitleri "Orta Anadolu Ova Provansı'nin (Şengör et al., 1985) güney kesiminde Toros Kenet'inin genel gidişiyle uyumlu bir kuşak içerisinde yer almaktadır. Bu kuşak güneyde, Üst Miyosen'den bu yana transtansif ve transpresif tektonik rejimlerin altında geliştiği ifade edilen (Şengör et al., 1985; Kempler and Garfunkel, 1991). Afrika-Anadolu yakınlaşma zonu ile çevrelenmektedir.



Şekil 1.1. Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner yaşlı volkanitlerin dağılımı (Ketin'den, 1983)



Şekil 1.2. Dünyada aktif volkanların dağılımı

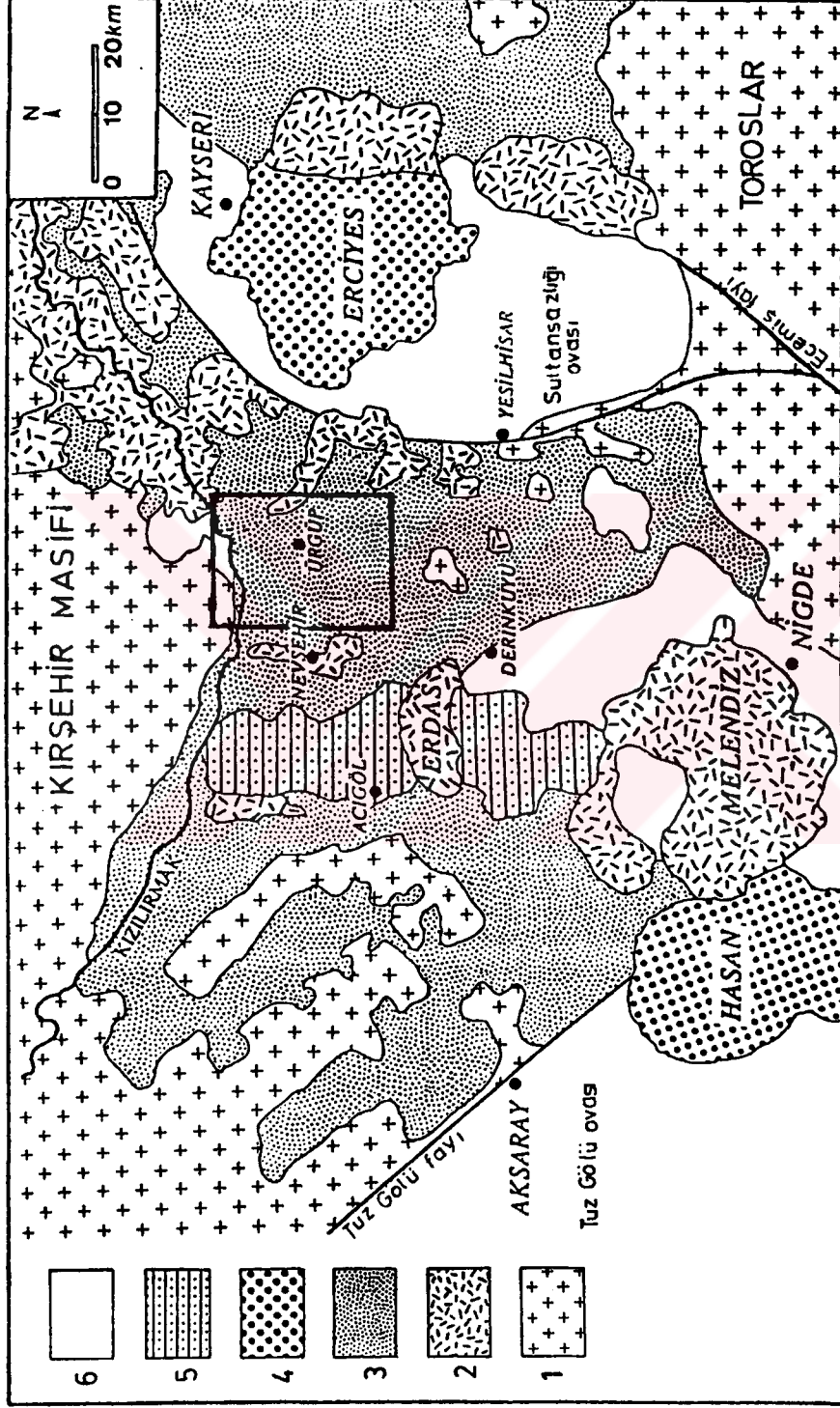
Ülkemizde ise eksploziv volkanizma konusunda yapılan çalışmalar oldukça sınırlıdır. Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kapadokya bölgesindeki eksploziv volkanizma ile ilgili olarak yapılan çalışmalar Pasquare (1968), Innocenti et al. (1975), Besang et al. (1977), Innocenti et al. (1982), Batum (1978 a, b), Pasquare et al. (1988) ve Schumacher et al. (1990) tarafından gerçekleştirilmiş olan çalışmalardır. Yukarıda sözü edilen çalışmalar incelendiğinde bunların büyük ölçüde ignimbritik birimlerin stratigrafilerine yönelik olduğu ve bu çalışmalar denştirildiğinde ortaya konulmuş olan stratigrafilerinde de bazı eksiklik ve uyumsuzlukların olduğu ortaya çıkmaktadır. Bu volkanitlerin korelasyonları ile kökenlerine yönelik hiçbir çalışma bulunmamakta ve Afrika-Anadolu levha sınırının gelişimi ile olan ilişkisi ise bilinmemektedir.

Bu nedenlerle, Kapadokya bölgesindeki eksploziv volkanizma ürünü piroklastik kayaçların stratigrafilerinin saptanması, petrolojik ve jeokimyasal özelliklerini belirleyerek bu volkanizmanın kökeni ve Afrika-Anadolu levha sınırı ile olan ilişkisi hakkındaki sorunların açıklığa kavuşturulması amaçlanmıştır. Bu doğrultuda, bölgede yaklaşık 600 km²'lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış (Ek:1), stratigrafik istifi belirlenmiş, noktasal ve ölçülü kesitler boyunca alınan 540 adet örnek üzerinde petrografik, mineralojik (mineral fazlarının kimyası) ve jeokimyasal (ana, iz ve izotopsal (Sr, Nd)) çözümlenmeler gerçekleştirilmiştir.

1.2. İnceleme Alanının Tanıtılması

İnceleme alanı, Orta Anadolu'da Nevşehir sınırları içerisinde yer almaktadır. 1/25.000 ölçekli Kayseri K33 C1, C2, C3, C4 paftalarında yaklaşık 600 km²'lik bir alanı kapsayan çalışma alanı kuzeyde Kızılırmak güneyde Şahinefendi, batıda Nevşehir, doğuda Ağcasar ile sınırlanmıştır (Şekil 1.3).

Çalışma alanında irili ufaklı birçok yerleşim merkezi bulunmakta olup bunların en önemlileri: Ürgüp, Göreme, Uçhisar, Ortahisar, Mustafapaşa, Kavak, Ayvalık, Cemilköy, Çardak, Çökek, Ulaşlı, Karacaören, Karain, Karlık, Tahar, Sarıhıdır ve Sofulardır. Bu yerleşim alanlarını birbirine bağlayan yolların büyük bir kısmı asfalt olup, çok az stabilize yol da bulunmaktadır.



Şekil 1.3. İnceleme alanının bölgesel jeolojisi haritası (Innocenti et al., 1975 ve Pasquare et al., 1988' den değiştirilerek).

- 1: Neojen'den daha yaşlı olan temel kayalar ; 2: Miyosen-Piyosen yaşlı volkanitler ; 3: Miyosen-Piyosen yaşlı volkanitler ve gölsel-flüviyal sedimanlar ; 4: Kuvaterner yaşlı strato-volkanlar ; 5: Kuvaterner volkanitleri ; 6: Güncel alüvyon.

Genelde piroklastik akıntılarının oluşturduğu plato şeklinde olan inceleme alanının belli başlı yükseltileri şunlardır: Topuzdağ, Akdağ, Karadağ, Kara Tepe, Oyludağ, Uçhisardağ, Sarımaden Tepe, Kışladağ, Avladağ, Akıllıdağ. Bölgedeki en önemli akarsu çalışma alanını kuzeyden sınırlayan Kızılırmak'dır. Bunun dışında Araslan dere, Damsa çayı, Karaözü çayı, Kuruçay gibi küçük akarsu yatakları da bulunmaktadır. Bu küçük akarsular yaz aylarında kurumaktadır.

Bölgede tipik karasal iklim hüküm sürmekte olup, yazları sıcak ve kurak, kışları soğuk ve yağışlıdır. Yöre bitki örtüsü açısından son derece fakirdir.

Bölge halkının en önemli geçim kaynağı turizmdir. Bunun dışında bağcılık (şarap üretimi), kayısı, elma, tahıl ve patates üretimi de yöre halkının önemli gelir kaynaklarıdır.

1.3. Önceki Çalışmalar

İnceleme alanında bugüne kadar birçok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmaların konusunu, bölgenin jeolojisi (Chaput, 1936; Lebküchner, 1957; Pasquare, 1968), jeomorfolojisi (Sür, 1972; Arık, 1981; Emre, 1985), zeolit oluşumları (Ataman, 1978, 1980; Mumpton, 1978) volkanitlerin stratigrafisi, petrolojisi ve jeokimyası (Lahn, 1941; Innocenti et al., 1975; Besang et al., 1977; Batum, 1978 a, b; Innocenti et al., 1982; Pasquare et al., 1988; Schumacher et al., 1990), piroklastiklerin çıkış yerleri (Ekingen ve Güven, 1978; Öngür, 1978; Yıldırım ve Özgür, 1979; Ekingen, 1982; Pasquare et al., 1988) ve çevresel jeolojisi (Doyuran, 1976) oluşturmaktadır.

2. GENEL JEOLJİ

2.1. Giriş

Kapadokya bölgesinde, bugüne kadar en detaylı jeolojik çalışma Pasquare (1968) tarafından yapılmış, daha sonra yapılan çalışmaların büyük bir kısmı bu çalışma baz alınarak gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada da Pasquare (1968)'in çalışması esas alınmış ve stratigrafik revizyona gidilmiştir. Formasyon ve üye adlarının seçiminde daha önce inceleme alanı ve yakın çevresinde çalışmış araştırmacılar tarafından verilen isimlere sadık kalınmaya çalışılmıştır.

2.2. Stratigrafi

Çalışma alanı 1/25.000 ölçekli Kayseri K33 C1, C2, C3, C4 paftalarını kapsamaktadır (Ek-1). İnceleme alanında yer alan kayaç toplulukları, alttan üste doğru Mesozoyik yaşlı (Üst Kretase öncesi, Ataman, 1972; Göncüoğlu, 1985, 1986) ofiyolitik ve plütonik kayaçlar ile Neojen yaşlı flüviyal, gölsel çökeller, volkanitler ve Kuvaterner oluşuklarıdır. Temel kayaçları, Yeşilhisar Formasyonu, Ürgüp formasyonu ve Kuvaterner oluşukları olarak dört litostratigrafik birime ayrılan bu kayaç topluluklarından Ürgüp formasyonu da kendi içerisinde 12 üyeye ayrılmıştır. Bunlar sırası ile Çökek, Kavak, Zelve ve Sarımaden üyesi, Damsa lavı, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Sofular üyesi, Topuzdağ lavı, Kızılkaya üyesi ve Kışladağ üyesidir (Şekil 2.1).

Bölgede daha önce çalışma yapan araştırmacıların (Pasquare, 1968; Innocenti et al., 1975; Pasquare et al., 1988; Schumacher et al., 1990) ortaya koydukları ignimbiritik birimlerin litostratigrafik dizilimi ile bu çalışmada elde edilen dizilim arasında önemli farklılıklar vardır (Şekil 2.2). Bunlardan en önemlisi daha önce Pasquare (1968), Innocenti et al., (1975), Pasquare et al., (1988) tarafından Tahar, Schumacher et al., (1990) tarafından Akdağ ignimbiriti olarak adlandırdıkları ignimbiritin, birbirinden farklı iki ignimbirit olduğunun ortaya konulmuş olmasıdır. Akdağ Bölgesinde gözlenenler Zelve üyesi olarak adlandırılmıştır. Bunun dışında Pasquare (1968) tarafından yapılan harita üzerinde büyük ölçüde revizyona gidilmiştir.

ÜST SİSTEM ERATEM	SİSTEM SYSTEM	SERİ SERIES	KAT STAGE	FORMASYON FORMATION	ÜYE MEMBER	KALINLIK (m) THICKNESS	LİTOLOJİ LITHOLOGY	AÇIKLAMALAR EXPLANATIONS		
SENEZOYİK/CENOZOIC	KUVATERNER QUATERNARY			KUVATERNER OLUŞUKLARI QUATERNARY DEPOSITS				Güncel alüvyon / recent alluvial deposits UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Yamaç döküntüsü / Scree slopes UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Eski alüvyon / Ancient alluvial deposits UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Traverten / Travertine UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Akarsu sekisi çöelleri / Alluvial terrace deposits UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Kumtepe döküntü çöelleri / Kumtepe air-fall deposits UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Mreçtaşı, Gastropoda fosllü / Locally Gastropoda bearing limestone		
	TERSİYER/TERTIARY	PLİYOSEN PLIOCENE			ÜST MİYOSEN/UPPER MIOCENE TORTONİYEN/TORTONIAN	KIŞLADAĞ	5-60		Kaynaşmış İgnimbrit / Welded Ignimbrite	
						KIZILKAYA	4-24		Lav / Lava	
		MİYOSEN / MIOCENE	ÜST MİYOSEN/UPPER MIOCENE TORTONİYEN/TORTONIAN			ÜRGGÜ	TOPUZDAĞ	50-70		Lav / Lava K / Ar (7± 0.15 MY)
							SOFULAR	4-10		Tabanda döküntü çöelleri içeren İgnimbrit / Ignimbrites with air-fall deposits at the bottom
							GÖRDELES	7-20		İgnimbrit / Ignimbrite
							TAHAR	4-80		İgnimbrit / Ignimbrite
							CEMİLKÖV	10-110		İgnimbrit / Ignimbrite
							DAMSA	25-100		Lav / Lava K / Ar (8.2 ± 2 MY)
							SARIMADEN	4-15		Tabanda döküntü çöelleri içeren kaynaşmış İgnimbrit / Welded Ignimbrite with air-fall deposits at the bottom
							ZELVE	25-100		Tabanda döküntü çöelleri içeren İgnimbrit / Ignimbrite with air-fall deposits at the bottom
							KAVAK	10-150		Volcano-detritik ve döküntü çöelleri ile arakatkılı İgnimbrit / Ignimbrite locally interbedded with volcano-detrital and air-fall deposits K / Ar: (11.2 ± 25 M.Y)
ALT MİYOSEN LOWER MIOCENE				YEŞİLHİSAR	?		UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Kırmızı renkli çamurtaşı kumtaşı konglomera ardalanması / alternations of red mudstone sandstone and conglomerates			
MİYOSEN ÖNCESİ / PRE-MIOCENE				TEMEL KAVAKLAR BASEMENT ROCKS	?		UYUMSUZLUK / DISCORDANCE Siyenit, menzonit / Syenite, monzonite Gabbro, piroksenit / Gabbro, pyroxenite			

Şekil 2.1. İnceleme alanının geliştirilmiş stratigrafi dikme kesiti

		Pasquare, 1968	Innocenti et. al, 1975	Pasquare et. al, 1988	Schumacher et. al, 1990	Temel, 1992
NEOJEN	PLYOSEN	SOFULAR				
		İNCESU	KARAHÖYÜK BAŞKÖY	İNCESU	İNCESU KIZILKAYA	KIZILKAYA
		SOFULAR				SOFULAR
		KARADAĞ				
		GÖRDELES	GÖRDELES	GÖRDELES		GÖRDELES
		TAHAR	TAHAR	TAHAR		TAHAR
		CEMİLKÖY	CEMİLKÖY	CEMİLKÖY		CEMİLKÖY
		SARIMADEN	SARIMADEN		SARIMADEN	SARIMADEN
					AKDAĞ	ZELVE
		KAVAK	KAVAK	KAVAK	ÜST GÖREME ALT GÖREME	KAVAK
		AKKÖY	AKKÖY	AKKÖY		

Şekil 2.2. Kapadokya bölgesinde belirlenen ignimbiritik birimlerin stratigrafisinin diğer araştırmacıları ile karşılaştırılması.

2.2.1. Temel kayaçları

Plütonik ve ofiyolitik kayaçlar ile temsil edilen temel kayaçlarından plütonikler, inceleme alanının kuzeybatısında Haflı tepede, ofiyolitik kayaçlar ise inceleme alanının güneyinde, Ayvalı Köyü doğusunda Lilli tepe ile Cemilköy güneybatısında Kara tepe ve Bağcalı Köyü kuzeydoğusunda mostra vermektedir.

İnceleme alanının temelini oluşturan bu kayaçlardan ofiyolitler gabro ve piroksenit ile plütonikler ise alkali feldispat siyenit, monzonit ile temsil edilmektedir. İnceleme alanının dışında Göbekli Tepede yeralan alkali feldispat siyenitler kızkahverengi ve gri renklerde olup iri feldispat kristalleri ile kuvars hornblend ve biyotit içermektedir.

Bu kayaçların Üst Kretase öncesi bir yaşa sahip oldukları ileri sürülmüştür (Ataman, 1972; Göncüoğlu, 1985, 1986).

Temel kayaçlarının alt sınırı inçolomo alanında gözlenomomüştür. Üst sınırı ise Neojen yaşlı Ürgüp formasyonu ile uyumsuz dokunaklıdır.

2.2.2. Yeşilhisar Formasyonu

İnceleme alanının kuzeydoğusunda, Araslan dere doğusunda, Ulaşlı ve Çökek Köyleri batısında yüzeyleyen bu birim kapalı bir antiklinalin çekirdeğini oluşturmaktadır.

Birimin tabanı gözlenemediğinden tip kesiti yapılamamıştır. Kalınlığı ise 80 metredir (Pasquare, 1968).

Flüviyal fasiyesteki oluşuklar ile temsil edilen birimin alt kesimlerini, iyi yuvarlaklaşmış, 20 cm 'ye kadar varan irilikte granit, kuvarsit, çört, mermer, nümmilitik kireçtaşı ve ofiyolitik kayaç çakıllarından oluşan, az veya çok çimentolu, kabaca tabakalı konglomeralardan oluşmaktadır. Üste doğru kuvarsca zengin gevşek çimentolu kumtaşları yeralmaktadır. Kızıl renkli ve alacalı olan bu konglomera ve kumtaşlarının bağlayıcı malzemesi bazen killi, bazen de karbonatlıdır.

Birimin tabanı gözlenememektedir, tavanı ise Ürgüp formasyonunun göl çökelleri ile aşısai uyumsuzdur.

Ayrancı (1991)'e göre birimin yaşı Alt Miyosen (19.7±3.4 milyon yıl) dir.

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3. Ürgüp Formasyonu

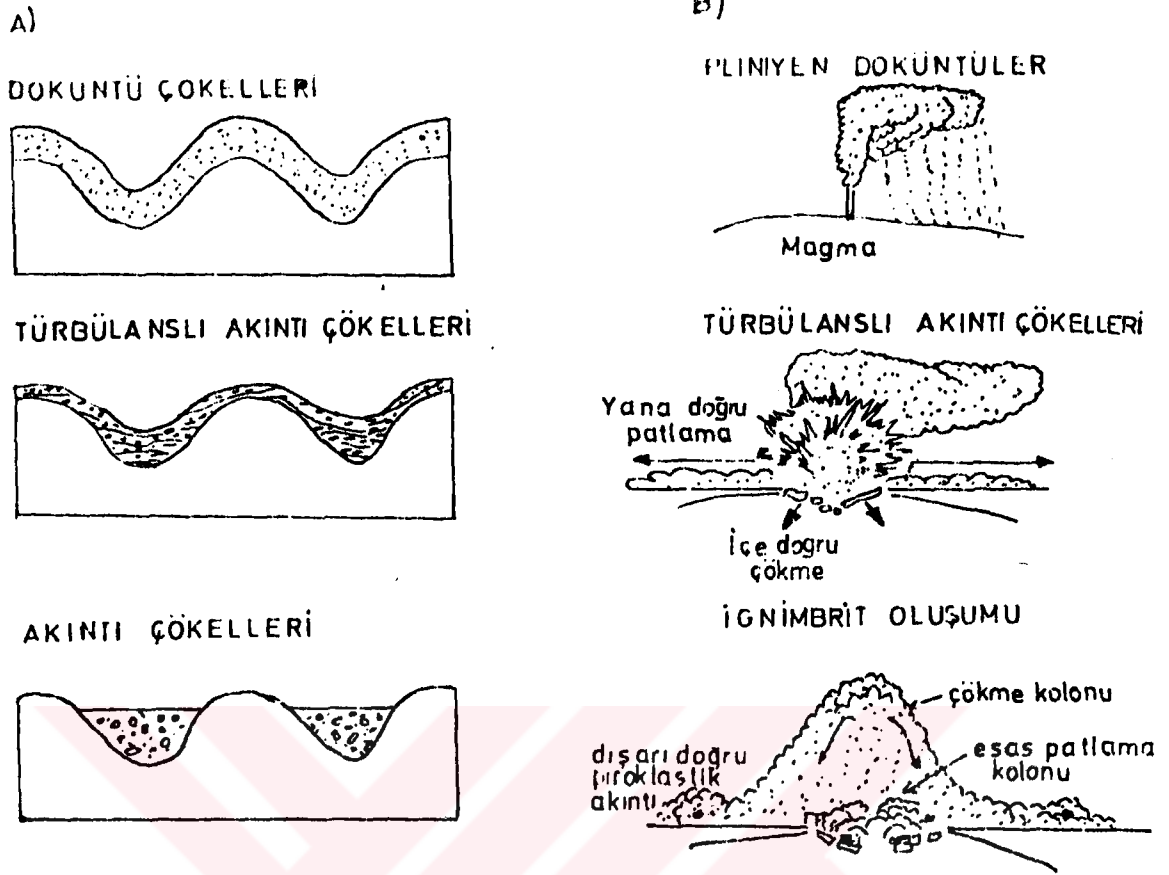
Flüviyal, gölssel ortam çökelleri olan killikarbonatlı birimler ile volkanitlerin ardalanmasından oluşan bu formasyon, Alt Miyosen yaşlı Yeşilhisar formasyonu üzerine açılmalı bir uyumsuzluk ile gelmektedir. Üst Miyosen (Tortoniyen) - Pliyosen yaş aralığında depolanmış bu birim oniki üyeye ayrılmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru sırası ile: Çökek, Kavak, Zelve, Sarımaden, Damsa, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Sofular, Topuzdağ, Kızılkaya ve Kışladağ'dır. Bu arada, bunlar ile arakatkılı olan killi-karbonat, kumtaşı, tüf-tüfit litolojilerinden oluşan gölssel ve flüviyal çökellerin tümü tek bir üye altında toplanarak Çökek üyesi olarak adlandırılmıştır.

Bunlardan Kavak, Zelve, Sarımaden, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Sofular ve Kızılkaya üyeleri ignimbiritik karakterli, Damsa ve Topuzdağ üyeleri ise lav akıntılarıdır. Ürgüp formasyonunun en üstünde yer alan Kışladağ üyesi ise kireçtaşıdır. Toplam kalınlığı Çökek Köyü civarında yaklaşık 450 m olan bu formasyon, büyük ölçüde pomzadan oluşan, Kuvaterner yaşlı Pliniyen döküntü çökelleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Piroklastik kayalar patlayıcı özellikteki volkanik etkinlikler sonucu oluşurlar. Bir volkanik faaliyetin patlayıcı olup olmamasını etkileyen en önemli parametre ise magma içerisinde bulunan uçucu bileşenlerdir. Magma içerisindeki en önemli uçucu bileşen su buharıdır. Magma içerisinde çok az miktarda bulunan karbondioksit'in patlama olayındaki rolü oldukça azdır.

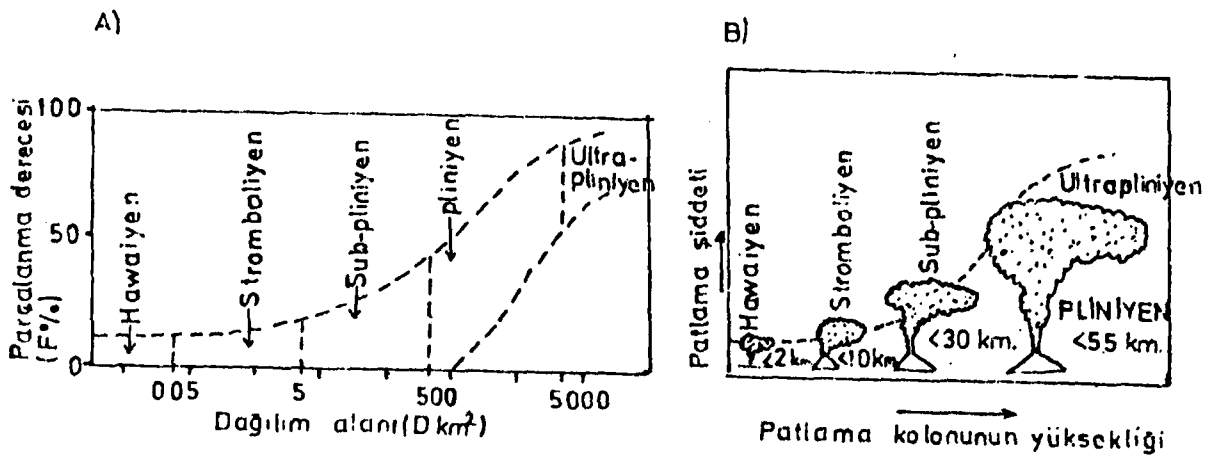
Piroklastik malzemenin dağılımı, gaz basıncının şiddetine, gaz/piroklastik kütle oranına, piroklastların tane boyları ile ilişkili olan gaz-piroklast etkileşim miktarına bağlıdır (Wilson et al., 1987).

Piroklastik kayalar taşınma ve depolanma şekline göre üç jenetik türe ayrılmaktadır (Şekil 2.3). Bunlar sırası ile: döküntü, akıntı ve türbülanslı akıntı çökelleridir.



Şekil 2.3. A) Aynı topoğrafyada yeralan piroklastik kayaçların üç ana tipinin geometrik ilişkisi (Wright et al'dan, 1980a)

B) Fish Canyon tüfü ile diğer büyük hacimli ignimbiritik birimler için olası patlama sırası (Cas and Wright'dan, 1987)



Şekil 2.4. Piroklastik döküntü çökellerinin sınıflandırılması (A: Walker'dan, 1973; B: Cas and Wright'dan, 1987)

Döküntü çökelleri: Piroklastik malzemenin volkan bacasından şiddetli bir patlama ile çıktıktan ve rüzgar ile havada bir süre taşandıktan sonra, hızının bittiği yerde yere düşüp depolanmaları ile oluşurlar (Şekil 2.3). Walker (1973), piroklastik döküntü çökellerini parçalanma derecesi ve dağılım alanının büyüklüğüne bağlı olarak, Cas and Wright (1987) ise patlayıcılık özelliğinin şiddeti ve patlama kolonunun büyüklüğü ile ilişkili olarak sınıflandırmışlardır. Bu sınıflandırmalar Şekil 2.4'de verilmiştir.

Piroklastik döküntü çökellerinin gösterdikleri en önemli özellikler:

- kabaca bir tabakalanma,
- iyi-orta derecede bir boylanma,
- çıkış merkezinden uzaklaştıkça kalınlıklarında azalma, tane boylarında küçülme ve blok çarpma yapıları göstermeleridir.

Piroklastik döküntü çökelleri yeterince sıcak olursa çıkış bacalarına yakın bölgelerdekiler kaynaşma gösterebilirler.

İnceleme alanında gözlenen en önemli piroklastik döküntü çökelleri Pliniyen pomza çökelleridir. Zelve üyesinin tabanında gözlenen Pliniyen pomza çökelleri Kavak ve Zelve üyelerini ayıran bir kılavuz seviye niteliğindedir. Bunun yanında Kumtepe döküntü çökelleri de Pliniyen bir özelliktedir. Şekil 2.4'den de görülebileceği gibi Pliniyen döküntü çökelleri, kuvvetli bir patlayıcılık özelliğine sahip olduğu gibi patlama kolonunun yüksekliği de 10-55 km arasındadır.

Piroklastik akıntı çökelleri: Volkan bacasından çıkan piroklastik malzemenin, yüzeyde akarak depolanmaları sonucu oluşurlar. Bu çökeller topoğrafyanın şekline uygun olarak depolanırlar (Şekil 2.3) bunlar bir vadi boyunca kanalize olup aktıkları gibi, patlama esnasında, paleotopoğrafya düz ise bir plato gibi tüm bölgeyi de örtebilir.

Piroklastik akıntı çökellerinin gösterdikleri en önemli özellikler:

- Çöküntü alanlarını doldurarak akarlar.
- Kaynaktan uzaklaştıkça kalınlıklarındaki değişim düzensizdir.
- Boylanma ve iç tabakalanma enaz düzeydedir.
- Piroklastik akıntı sıcaklığı fazla ise ($>500^{\circ}\text{C}$) (Wilson, 1986) kaynaşma ve içerisine aldığı bitki kırıntılarında karbonlaşma gözlenebilir.

Piroklastik akıntılar sonucu oluşan en önemli çökeller ignimbiritlerdir. İgnimbirit sözcüğü ilk defa Marshall (1935) tarafından Taupo (Yeni Zelanda)'daki piroklastik akıntılar için kullanılmış, daha sonraları literatürde ignimbirit sözcüğü yerine pomza akıntı çökelleri (Wright et al., 1980b) ve kül akıntı çökelleri (Smith, 1960 a, b; Ross and Smith, 1961) kullanılmıştır. Ancak daha sonraları tane boyunun çok kısıtlayıcı olması (Wright and Walker, 1980; Smith and Roobol, 1982) nedeniyle literatürde ignimbirit sözcüğü yeniden kullanılmaya başlanmıştır (Wright et al., 1980b).

İgnimbiritik birimler diğer piroklastik akıntı çökellerine göre çok daha geniş bir yayılıma sahiptir. Sakin (laminar) akış ürünleri olan bu çökeller, silice zengin (asidik) magma ürünleri olup esas olarak pomza parçaları ve patlama esnasında çevre kayalardan kopararak alınan kayaç parçacıkları ile kül boyutundaki volkanik malzemeden oluşmaktadır. İgnimbiritik birimleri oluşturan pomzalarda genellikle ters, kayaç parçacıklarında ise normal derecelenme gözlenmektedir. Piroklastik akıntı birimleri kaynaşmış ya da kaynaşmamış olabilir. İgnimbiritler kalınlık/yanal yayılım oranlarına bağlı olarak yavaş yada hızlı yerleşim şekillerine ayrılabilir (Walker, 1983). Akma hızı yüksek olan piroklastik akıntılar, daha geniş alanlara yayıldığından daha az kalınlığa sahip çökeller oluştururlar. Bu nedenle kalınlık/yanal yayılım oranı düşer.

Türbilanslı piroklastik akıntı çökelleri (Pyroclastic surge deposits): Bu çökeller düşük partikül/gaz oranına sahip türbilanslı akıntılar ile oluşurlar (Şekil 2.3). Bunların en önemli özellikleri şunlardır:

- Topoğrafyayı tamamen örterler.
- Düzensiz veya periyodik kalınlık değişimleri gösterirler
- Kaynaktan uzaklaştıkça kalınlık ve tane boyları genellikle azalır.
- Genellikle erozyonel bir tabana sahiptirler
- Normal veya çapraz tabakalanmalar gösterebilirler ve tabakalar arasında büyük tane boyu değişimleri vardır.
- Nemli yada ıslak olduklarında, lapilli akresyone yapıları gösterirler.

İnceleme alanında ilerde de görülebileceği gibi, Zelve üyesi Şekil 2.3'de de görüldüğü gibi Fish Canyon tüflerine benzer bir patlama sırası göstermektedir. Bu üyenin tabanında Pliniyen döküntü çökelleri yer almakta, bunun üzerine yer yer çapraz tabakalanmalar da göste-

ren ince küllü seviyeler içerisinde lapilli akresyone yapılarının yer aldığı türbilanslı akıntı çökelleri bulunmaktadır. Bu lapilli akresyone seviyesi kuru olan patlama bulutunun yağmur suları ile karşılaşması sonucu oluşmuştur. Patlama bulutunun içerisine düşen yağmur suları, kül boyutundaki malzemenin yeryüzünde akarken yuvarlak bir şekil almasını sağlamışlardır. Üyenin en üst kesimini ise piroklastik akıntı ürünü ignimbiritik çökelleri oluşturmaktadır.

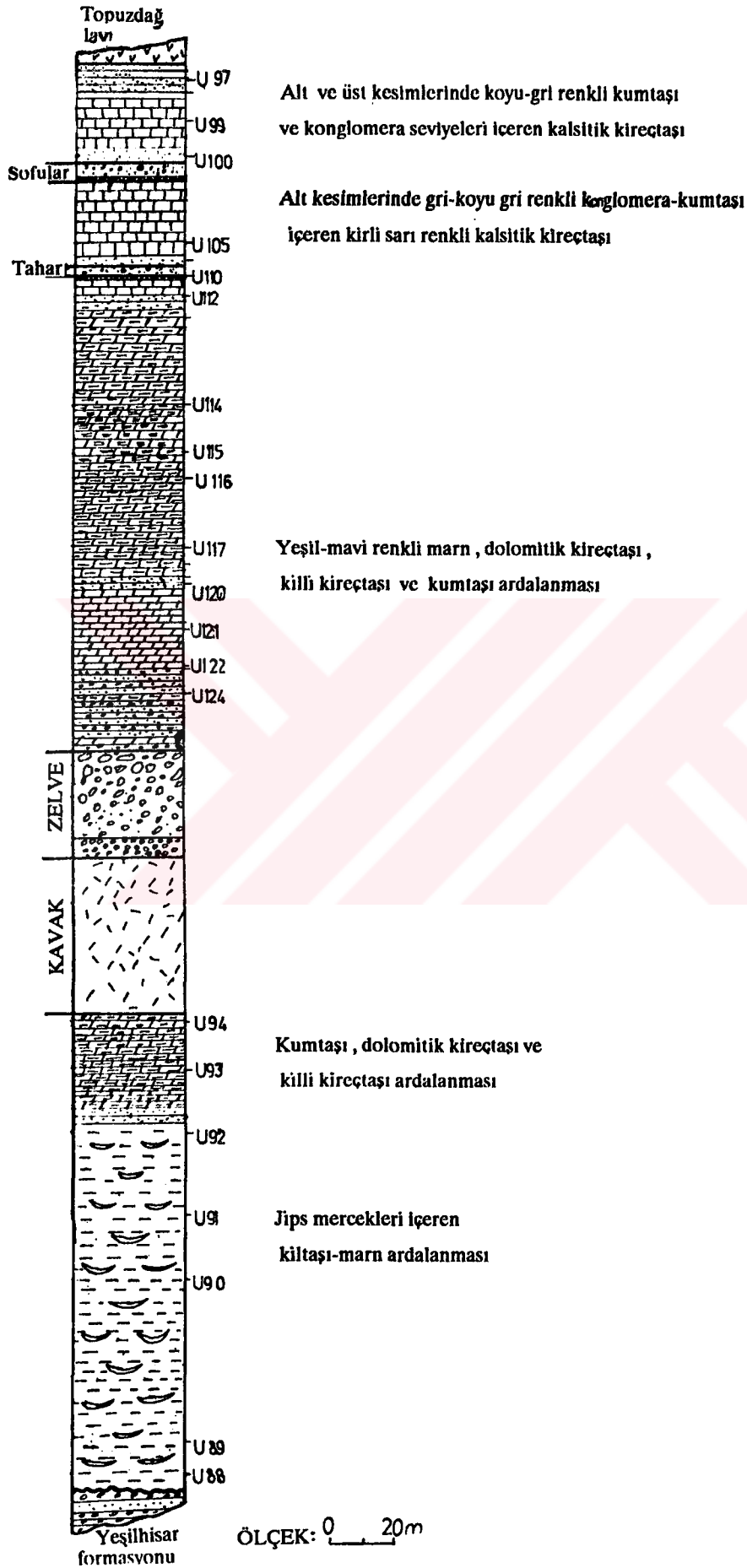
2.2.3.a. Çökek Üyesi

Zelve, Akdağ ve Mustafapaşa doğusunda kalan bölgelerde önemli bir dağılım gösteren bu birim killi-karbonatlı birimler ile tüflerin araldanmasından oluşmaktadır. Bu çökellerin zaman zaman volkanitler ile arakatlı olması nedeni ile, sürekli bir istifin izlenmesi mümkün olmamaktadır. Birimin egemen rengi beyaz olup, tüflü seviyelerde kahverengi, marnlı seviyelerde ise yeşilimsi-mavi bir renk almaktadır.

Litolojik özellikleri en iyi şekilde Çökek Köyü civarında gözlenmekte olup buradaki kalınlığı 354 m'dir.

Yeşilhisar formasyonunun çökeliminden sonra ortaya çıkan gölsel ortamın çökelleri olan bu birim, tip kesitinde Yeşilhisar formasyonu üzerine aşıl uyumsuzlukla gelen marnlı bir seviye ile başlamaktadır. Alt kesimlere doğru jips mercekleri içeren marn, üst kesimlere doğru ise kumtaşı arakatlıları içeren bu marnlı seviyenin kalınlığı 156 m'dir. Gölsel istif, Kavak ve Zelve ignimbiritlerini oluşturan piroklastik çökellerin yerleşiminden sonra, konkoidal kırılmalı dolomit-marn araldanması şeklinde devam etmektedir. Yer yer kumtaşı arakatlıları da içeren bu seviyenin kalınlığı ise yaklaşık 144 m'dir. Daha sonra Tahar üyesini oluşturan piroklastik akıntı çökelleri yerleşmiş ve istif 24 m kalınlığındaki pomza parçaları içeren konglomera, kumtaşı ve kireçtaşı şeklinde devam etmiştir. Üste doğru Sedimantasyon Sofular Ignimbiriti ile tekrar kesilmiş, daha sonra kireçtaşı, kumtaşı, konglomera araldanması şeklinde devam etmiştir. Bu seviyenin kalınlığı ise 30 m'dir. Çökek üyesi en üste, Topuzdağ lav akıntısı ile örtülmüştür (Şekil 2.5).

İnceleme alanının kuzeyinde, Kızılırmak güneyinde, kıltaşı-marn'dan oluşan bu gölsel çökeller, istifin alt kesimlerine doğru volkanit elamanlı kumtaşları ile araldanmalı olarak yer almakta olup, bu volkanit



Şekil 2.5. Çökek üyesinin tip kesiti (Çökek köyü)

elamanlı kumtaşlarında dalga ripilmarkları gelişmiştir (Şekil 2.6). Birim inceleme alanının kuzeyinde geniş alanlar kaplayan kireçtaşı-kiltaşı--marn ardalanması şeklinde kendini göstermekte olup (Şekil 2.7), Akdağ ve Kışladağ'da, Kışladağ üyesi ile örtülmektedir. Akdağ'da, birimin tabanında Zelve üyesi yeralmakta, Kışladağ'da ise birimin alt kesimlerine doğru Sofular ve Tahar üyeleri gözlenmektedir.

İnceleme alanının güneybatısında (Karain, Karlık ve Tahar Köyleri civarında) bu gölsel çökeller, oldukça kalın ignimbirit seviyeleri ile arakatkılıdır. Yer yer flüviyal oluşumlar da içeren bu gölsel çökeller, tüf-tüfit şeklindeki piroklastik çökeller ile arakatkılı olup, bu seviyelerde yer yer zeolitleşme gelişmiştir. Birim üste doğru Tahar ve Gördeles üyeleri ile arakatkılı olup, en üstü ise İncesu üyesinin yerleşimi ile sona ermiştir.

Bu gölsel çökeller içerisindeki marnlı seviyelerde yapılan paleontolojik incelemelerde fosile rastlanılmamıştır. Ancak bu gölsel çökeller ile arakatkılı ignimbiritik birimler ve bazaltlar üzerinde gerçekleştirilen K-Ar yaş tayin sonuçlarından elde edilen veriler (Çizelge 2.1), bu oluşumların Üst Miyosen (Tortoniyen) -Pliyosen yaş aralığında çökeldiğini ortaya koymaktadır.

Birim Pasquare (1968)'in Bayramhacılı, Mustafapaşa ve Salur üyelerine karşılık gelmektedir.

2.2.3.b. Kavak üyesi

İnceleme alanında en önemli yüzey genişliğine sahip olan bu birim, Kavak, Ortahisar, Uçhisar, Avcılar (Göreme), Ayvalı, Bağcalı, Mustafapaşa, Çardak, Ürgüp, Ulaşlı, Çökek yöresinde dağılım göstermektedir.

Birimin litolojik özellikler en iyi şekilde Avcılar (Göreme) yöresinde gözlenmekte olup, tip kesiti de buradan alınmıştır. Birimin alt/üst sınırları iyi gözlenememekte, gözleendiği yerlerde ise kalınlığının azalması nedeniyle ile tam bir kalınlık değeri verilememekle birlikte genelde kalınlığı 10-150 m arasında değişmektedir. Birimin tip kesitteki kalınlığı ise 93 m olarak ölçülmüştür (Şekil 2.8).

Tip kesitinde birim yaklaşık 8.6 m kalınlığında kireçtaşı, marn arda-



Şekil 2.6. Çökek üyesi gölsel çökeli tüfitlerinde gelişmiş dalga ripilmarkları (Kuşcun tepe KD'su)

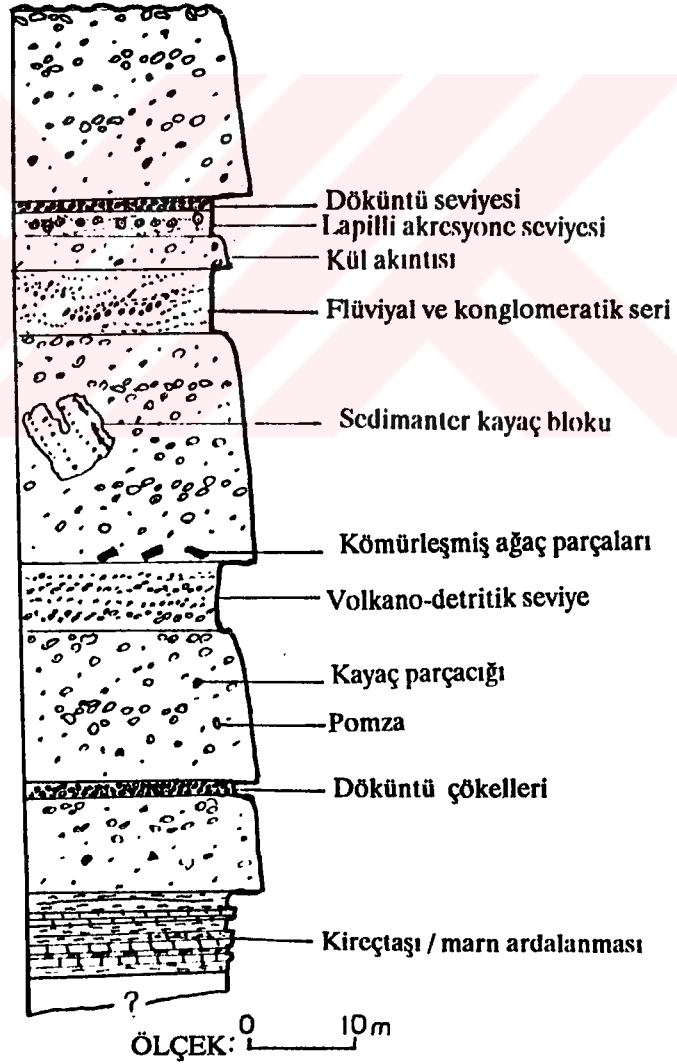


Şekil 2.7. Çökek üyesinin genel görünümü

Çizelge 2.1: Kapadokya volkanitlerine ait K/Ar radyometrik yaş sonuçları
(Ar* radyojenik argon)

Birim	Kayaç	Fraksiyon	Bölüm No	Lab. No	Örnek No	Yaş K /Ar (MY)	Ar* ng/g	Ar*Atm %	K%
Kavak üyesi	İgnimbirit	Biyotit	1782	13411B	U-456	11.2 ±2.5	4.15	95.7	5.31
Damsa lavı	Bazalt	Tüm Kyaç	1780	13409RT	U-406	8.2 ±0.2	0.708	63	1.26
Topuzdağ lavı	Bazalt	Tüm Kyaç	1779	13408RT	U-341	7.0 ±0.15	1.14	54	2.34

AŞINMA YÜZEYİ



Şekil 2.8. Kavak üyesinin tip kesiti (Göreme)

lanmasından oluşan bir seviye ile başlamakta, bunun üzerine 9 m kalınlığında pomza akıntısından oluşan bir seviye gelmektedir. Bunun da üzerinde yaklaşık 1.4 m kalınlığında döküntü ürünü çökeller yer almaktadır. Daha sonra ikinci piroklastik akıntı gelmekte, bu ikinci piroklastik akıntının kalınlığı ise 13.9 m olup, bu piroklastik akıntıyı yaklaşık 6.4 m'lik bir volkanodetritik kısım üzerlemektedir. Bunun da üzerinde alt kesimlerinde karbonlaşmış ağaç parçaları ile üst kesimlerde birkaç metre büyüklüğündeki sedimenter bloklar da içeren 22.2 m kalınlığındaki piroklastik akıntı gelmektedir. Bu akıntıyı flüviyal ve konglomeratik seriden oluşan 6.4 m kalınlığındaki bir kesim üzerlemekte, daha sonra 6.4 m kalınlığındaki kül akıntısı, lapilli akresyone ve döküntü oluşumları gelmektedir. En üstünde ise 18.7 m kalınlığında yine bir piroklastik akıntı yer almaktadır.

Bölgede ilk piroklastik akıntının ürünleri olan bu birim birbirlerinden konglomeratik, laharik veya flüviyatil oluşumlarla ayrılan birkaç piroklastik akıntıdan oluşmaktadır (Şekil 2.9). İnceleme alanında geniş bir yayılım gösteren bu birimin litolojisi oldukça homojen olup, andezit ve dasit türü yabancı kayaç parçacıklarınca zengindir ve matriksinde önemli miktarda biyotit bulunmaktadır. Pomzaları mineralce zengin olduğundan oldukça ağır olup, köpüksü bir yapı göstermektedir.

Kavak ignimbiritlerinin en önemli özelliği, peribacaları şeklinde karakteristik erozyon şekillerine sahip olmasıdır. Bu peribacaları Ürgüp, Uçhisar, Ortahisar, Göreme yöresinde yaklaşık 100 km²'nin üzerinde bir alan kaplamaktadır. Söz konusu bu yerler, günümüzde turistik açıdan önemli jeomorfolojik yer şekillerini oluşturmakta ve Bizans dönemine ait çok sayıda kilise ve yerleşim merkezleri yer almaktadır.

Birim, inceleme alanının kuzeyinde, Karadağ ile inceleme alanının dışında Göbekli Tepede, muhtemelen kırık zonlarına bağlı olarak gelişen hidrotermal çözeltiler ile alterasyona uğramış, feldispatların büyük bir kısmı kaolenleşerek kayaç yumuşak bir görünüm almıştır (Şekil 2.10). Söz konusu bu alanlar, bölgenin önemli yapı taşı üretim alanlarını oluşturmaktadır. İnceleme alanının güneyinde Manay Tepede ise bu birim zeolitleşmiştir.

İnceleme alanındaki volkanitlerin yaşını saptayabilmek amacıyla Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd, Fransa), Jeoloji bölümünde radyometrik yaş tayini gerçekleştirilmiştir (Çizelge 2.1). Biyotitler üzerinde



Şekil 2.9. Kavak üyesinin genel görünümü (Uçhisar K'yi)



Şekil 2.10. Kavak üyesinin hidrotermal alterasyona uğramış kesimlerinin genel görünümü (Nevşehir bölgesinin önemli yapıtaşı alanını oluşturmaktadır)

K -Ar yöntemi ile yapılan yaş tayininde 11.2 ± 2.5 Milyon yıllık bir yaş ölçülmüştür. Bu yaş, inceleme alanındaki ignimbiritik karakterli volkanizma faaliyetinin Üst Miyosen (Tortoniyen)'de başladığını göstermektedir. Innocenti et al., (1975) tarafından yapılan yaş tayininde ise 8.6 ± 1.7 milyon yıllık bir yaş bulunmuştur.

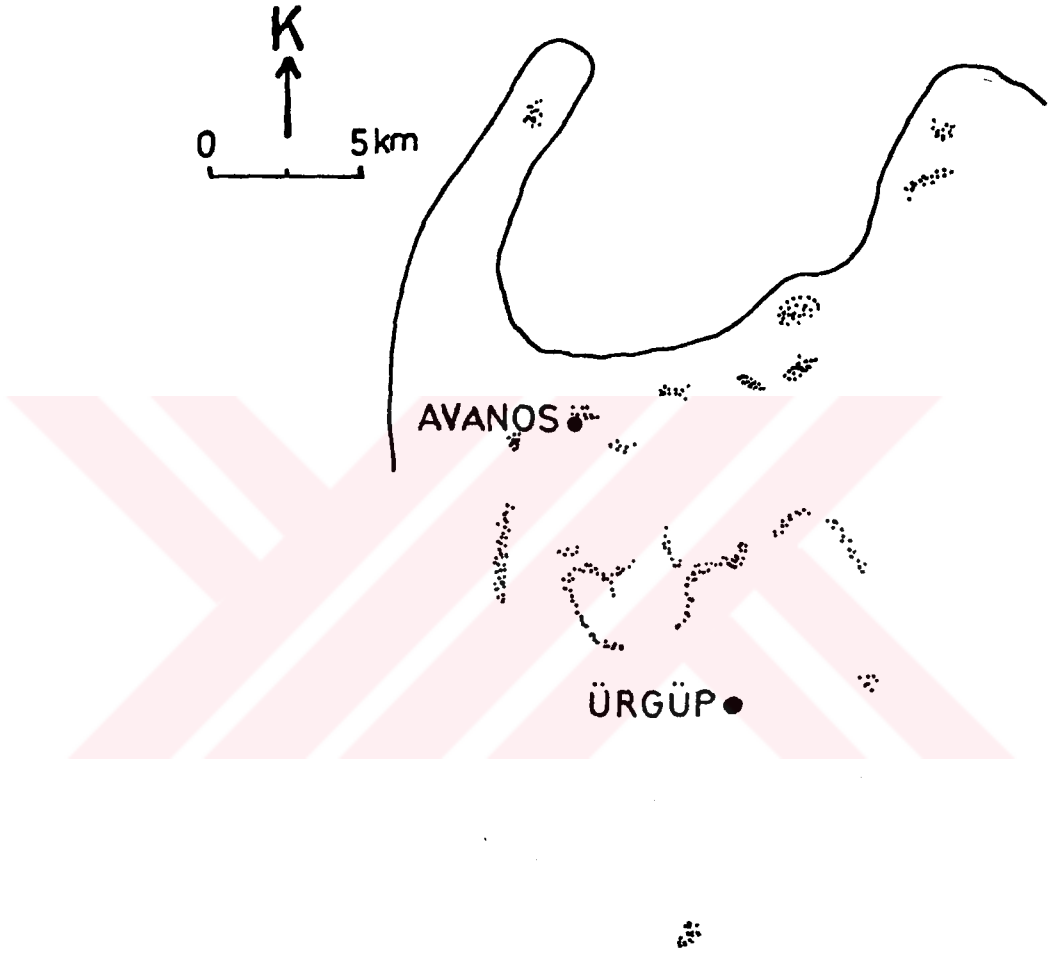
Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3.c. Zelve Üyesi

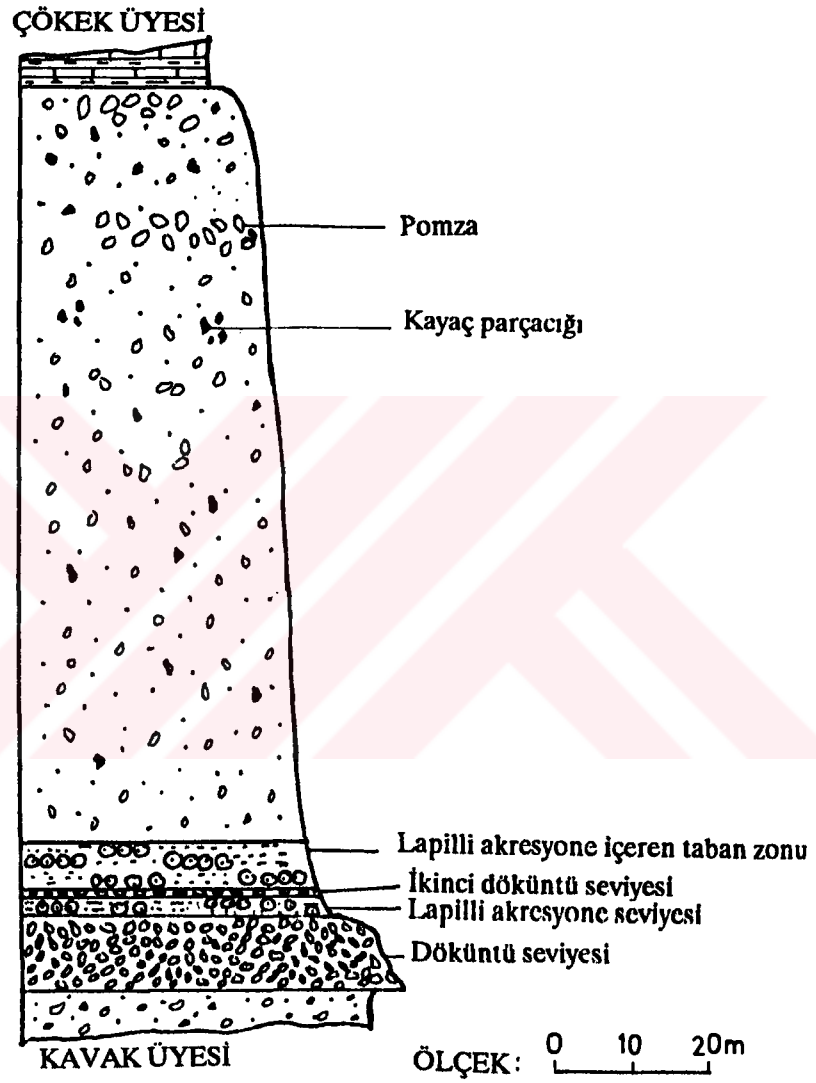
Bu birim Zelve, Çavuşini, Çökek ve Ulaşlı Köyleri ile Avanos'un güney ve güneydoğusunda, Kızılırmak'ın güneyinde ve Mustafapaşa civarında mostra vermektedir. İnceleme alanının dışında, Avanos kuzeyine doğru da birimin yayılımı devam etmektedir (Şekil 2.11).

Birimin en iyi gözlemlendiği yer Zelve olup, buradaki kalınlığı 118 m'dir (Şekil 2.12). Bölgedeki ikinci piroklastik akıntı ürünü olan Zelve üyesi tabanında, kalınlığı 5-12 m arasında değişen pliniyen döküntülü seviye ile başlamakta (Şekil 2.12, 2.13), Kavak üyesinden bu seviye ile kolaylıkla ayırtedilebilmektedir. Tip kesitinde 10 m olan bu döküntülü seviyenin üzerine, 9 m kalınlığında ince kül bir matriks içerisinde dağılmış, sayısız lapilli akresyone içeren bir seviyeye gelmektedir (Şekil 2.14). Bunun da üzerine 99 m kalınlığında tek bir pomza akıntısından oluşan ignimbiritik oluşum gelmektedir. Kayaç parçacıklarınca zengin olan bu ignimbirit üyesinin pomzaları, ters derecelenme göstermektedir. Söz konusu bu pomzalar oldukça hafif, feldispat, kuvars gibi minerallerce fakir olup, afirik -subafirik bir özellik göstermektedir. Kırıldığında parlak yada mat bir durum gösteren pomzaların lifleri ince uzundur. İnceleme alanının kuzey ve kuzeydoğusunda Avanos ile Sarıhıdır arasında, ignimbiritik akıntının tabanında yer alan sedimanter kayalarda, izoklinal kıvrımlar şeklinde deformasyon izleri gözlenmektedir. Bu da bize ignimbiritik akıntının görsel ortama geldiğini göstermektedir. Söz konusu bu bölgede bir kaç metre boyunda gaz çıkış bacaları yer almakta (Şekil 2.15), bunun yanında, kırık zonlarına bağlı hidrotermal etkiler ile görsel ortama gelmesinden kaynaklanan, silileşme ve zeolitleşme şeklinde kendini gösteren alterasyon izleri gözlenmektedir (Şekil 2.16).

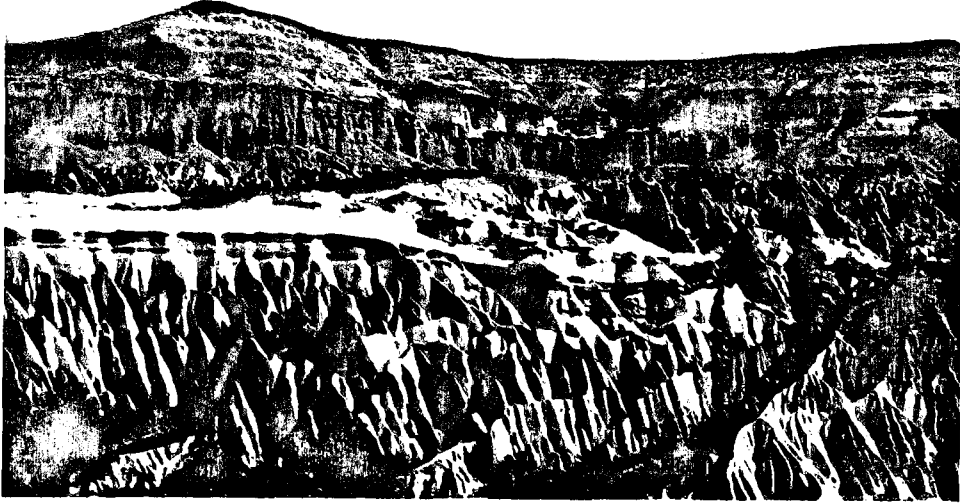
Altındaki ve üstündeki birimlere bakılarak bu üyeye Üst Miyosen yaşı verilmiştir.



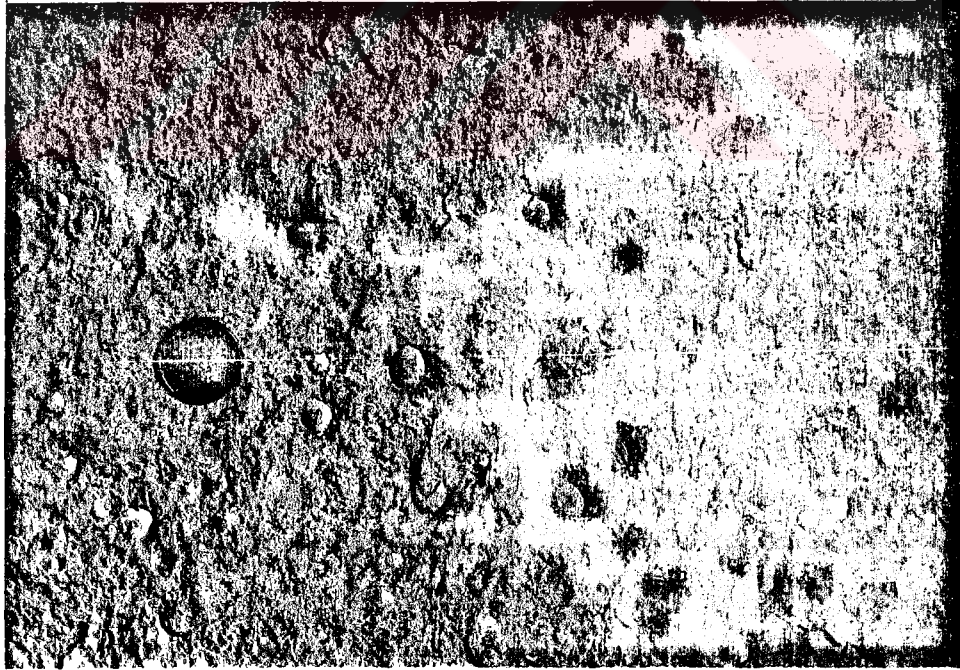
Şekil 2.11. Zelve üyesinin dağılım haritası



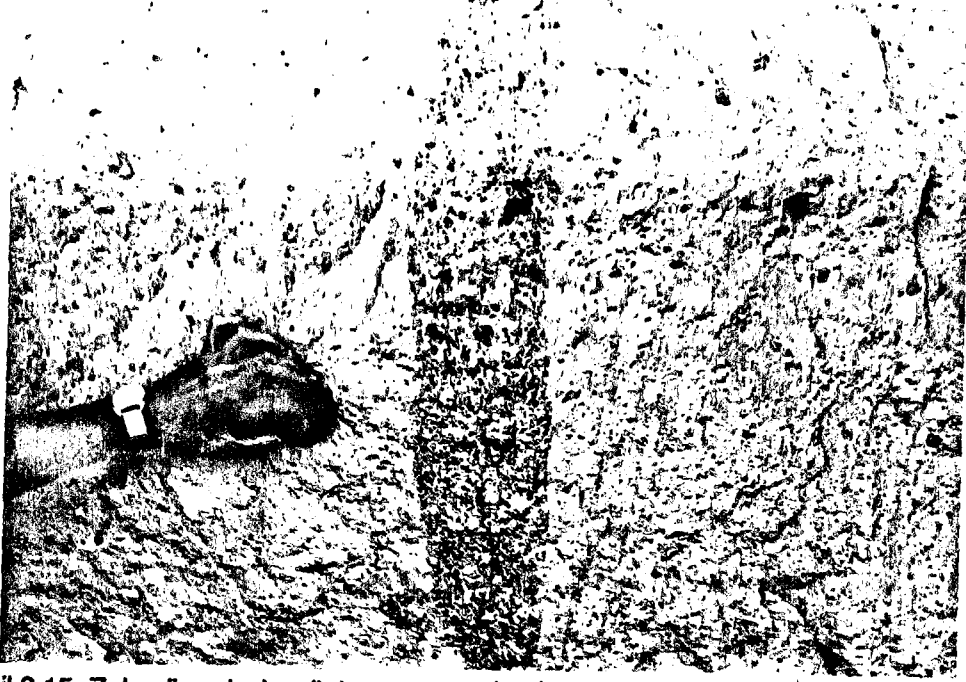
Şekil 2.12. Zelve üyesinin tip kesiti (Zelve G'yi)



Şekil 2.13. Zelve üyesinin genel görünümü (Akdağ B'si)



Şekil 2.14. Zelve üyesinin tabanında ince kül bir matriks içerisinde gözlenen lapilli akresyone seviyesi



Şekil 2.15. Zelve üyesinde gözlenen gaz çıkış bacası



Şekil 2.16. Zelve üyesinde tamamen zeolitleşmiş olan pomzalar (Kızılırmak G'yi)

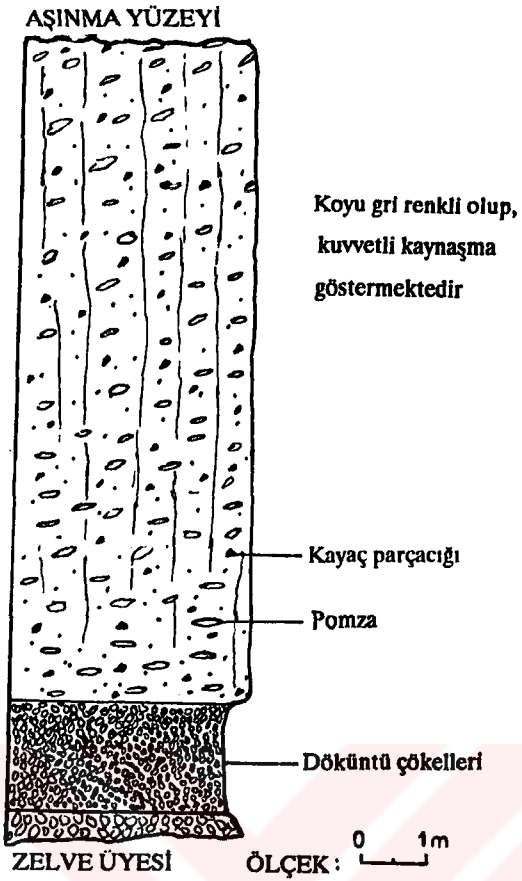
Birim ilk defa bu çalışmada adlandırılmıştır. Daha önce yapılan çalışmalardan Pasquare, (1968); Innocenti et al., (1975) ve Pasquare et al., (1988) bu üyeyi bundan daha genç olan Tahar üyesine dahil etmiştir. Schumacher et al., (1990) ise farklı stratigrafik konumlarda bulunan Zelve ve Tahar üyelerini tek bir birim altında tanımlayarak Akdağ İgnimbiriti adını vermişlerdir. Halbuki Zelve ve Tahar üyeleri arasında hem stratigrafik hem de mineralojik ve sedimentolojik açısından büyük farklar vardır. Bu farklar; Zelve üyesinin tabanında 12 m.'ye kadar varan kalınlıklarda pliniyen döküntü oluşuklar yeralması buna karşın Tahar'ın tabanında yeralmaması; Zelve üyesinin pomzalarının subafirik olması (kristalce fakir); Tahar üyesinin pomzaları ise önemli miktarda kristal içermesi; Zelvenin pomzalarının ince uzun lifsi bir yapıda olması; buna karşın Tahar üyesinin pomzaları ise yuvarlak eş boyutlu, daha ağır ve gözeneklerinin yuvarlak olması, stratigrafik olarak, Zelve üyesinin Kavak ile Sarımaden üyeleri arasında yeralması, Tahar'ın ise Cemilköy ile Gördeles üyelerinin arasında yeralmasıdır.

2.2.3.d. Sarımaden üyesi

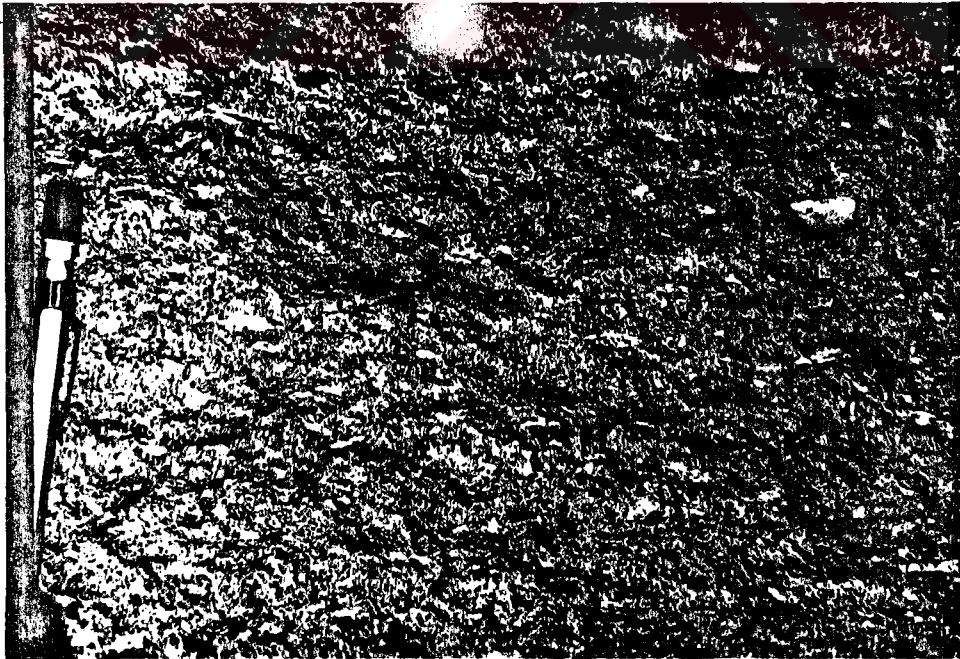
İnceleme alanının GB'sında Çardak Köyünün GD'da Karanlık, Ören ve Karakaya Tepeleri ile Sarımaden Tepe, Orta, Bucak Kepez Tepe, Uçhisar Dağ ve Ayvalık Köyü güneyinde dağılım göstermektedir.

Birimin özelliklerinin en iyi gözlemlendiği yer Sarımaden Tepe olup, tip kesiti de buradan alınmıştır (Şekil 2.17). Buradaki kalınlığı 10 m.'dir. Birim tabanında 1.7 metre kalınlığında döküntü çökelleri ile başlamakta, bunun da üzerine 10 m kalınlığında gri renkli oldukça sert, kaynaşmış ignimbirit seviyesi gelmektedir. Üst kesimleri erode olan bu birimin kalınlığı Karakaya Tepe'de 4 metre olup tabanında yaklaşık 1 metre kalınlığında döküntü oluşukları yeralmaktadır. Birimin kalınlığı Uçhisar Dağında ise 15 metreyi bulmaktadır. Birimin pomzalarında belirgin bir derecelenme gözlenmemektedir. Genellikle volkanik kökenli olan kayaç parçacıkları önemli miktarda bulunmaktadır. Prizmatik (sütunsal) bir yapı gösteren bu ignimbirit birimi tek bir piroklastik akıntıdan oluşmaktadır.

Porfirik bir doku gösteren pomzalar lifsi ve yuvarlak doku arasında bir geçiş göstermekte ve tane boyları yaklaşık homojendir. Matriks ve pomzalar kristallerce (esas olarak plajiyoklaz, kuvars, biyotit, en-



Şekil 2.17. Sarımaden üyesinin tip kesiti (Sarımaden tepe)



Şekil 2.18. Sarımaden üyesinin yakından görünümü (Uçhisardağ)

der olarak da amfibol ve opak mineraller) zengindir. Bu özelliği ile birim Kızılkaya üyesine benzemektedir (Şekil 2.18).

En önemli mostralarının gözleendiği Karanlık ve Ören Tepelerde birim klastik sedimanlar üzerine direkt olarak gelmekte Orta Kepez Tepe ile Uçhisar Dağında Kavak ignimbritlerinden volkano -detritik oluşuklar ile ayrılmaktadır. Sarımaden tepe'de ise tabanında Zelve üyesinin Pli-niyen döküntü çökelleri yer almaktadır.

Innocenti et al., (1975) tarafından biyotitler üzerinde K-Ar yöntemi ile yapılan yaş tayininde 8.0, 8.2, 8.5 milyon yıllık yaşlar bulunmuştur. Bu yaşlar Üst Miyosen'e karşılık gelmektedir.

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3.e. Damsa lavı

Damsa Çayı Vadisinde Küçük Kolkolu ile Eğrem Tepeler arasında ve Topuzdağı güneyinde mostra veren bu lav akıntısı, volkanosediman-ter oluşuklar arasında sil şeklinde bir görünüme sahiptir. Bu birim muhtemelen Damsa Vadisi ile Topuzdağ arasındaki bir kırık hattı ile ilişkilidir. Birim erozyonla parçalanmış ve iri bloklara ayrılmıştır. Kalınlığı 12-100 m arasında değişmekte olup, çok kırıklı bir yapı göstermekte ve 4-5 cm kalınlıkta levhalara ayrılmaktadır.

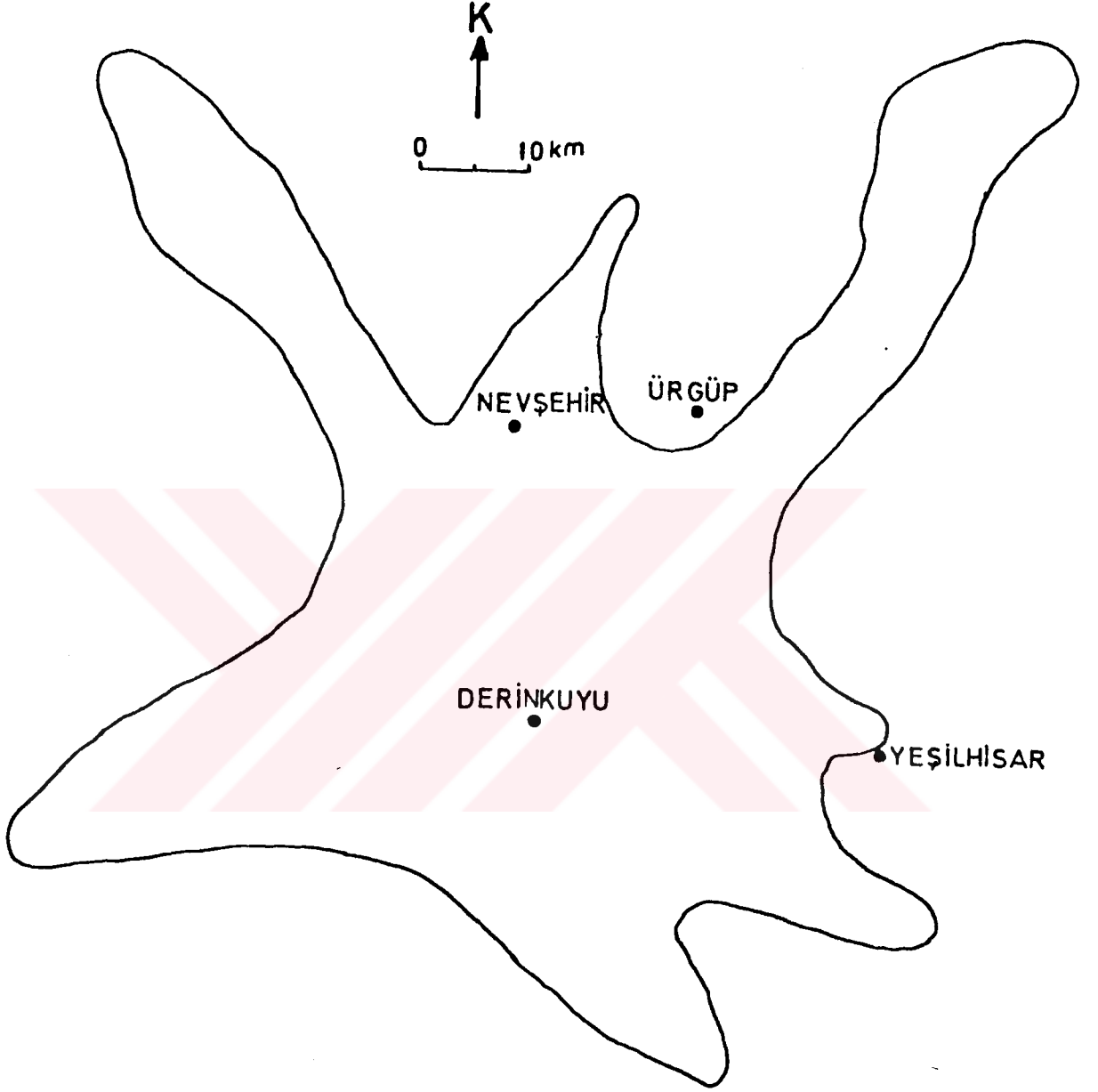
Birim üzerinde K-Ar (TK) yaş tayininde Üst Miyosen (8.2 M.Y.)'e karşılık gelen bir yaş bulunmuştur (Çizelge 2.1).

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

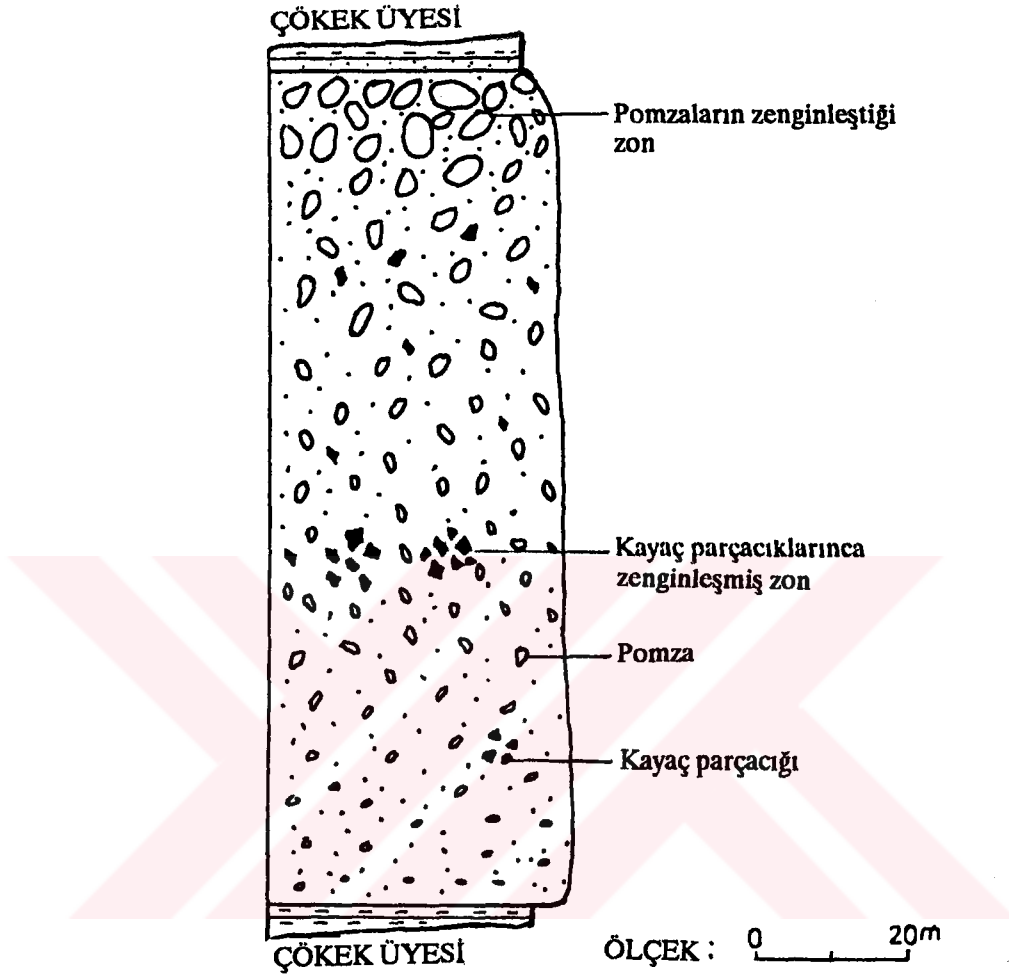
2.2.3.f. Cemilköy üyesi

Bu birim Cemilköy, Karain, Karacaören Köyleri civarında Damsa ve Karaözü Çayı Vadileri ile Bağcalı ve Ayvalı Köyleri güneyinde ve Topuzdağ da mostra vermektedir. Birim inceleme alanı dışında da önemli bir dağılıma sahiptir (Şekil 2.19).

Birimin en iyi gözleendiği yer Cemilköy olup buradaki kalınlığı 110 m'dir (Şekil 2.20). İnceleme alanınının KD'a doğru birimin kalınlığı azalmakta ve Topuzdağında 10 m.'lik bir kalınlığa inmektedir.



Şekil 2.19. Cemilköy üyesinin dağılım haritası



Şekil 2.20. Cemilköy üyesinin tip kesiti (Cemilköy)

Tek bir piroklastik akıntıdan oluşan bu birim önemli bir hacme sahiptir (Şekil 2.21). Birimin alt kesimleri önemli miktarda matriks içermekte ve bu matriks içerisinde küçük taneli pomzalar dağılmış durumdadır. Bu alt kısım yer yer laminalanma göstermektedir. Birimin üst kesimlerine doğru 40-50 cm'lik boyutlara sahip ve ters derecelenme gösteren pomzalar yerlamaktadır. Pomzalar diğer üyelere göre oldukça değişik bir dokuya sahip olup plaketimsi ve lifsi olan tipleri mevcuttur. Birim içinde kayaç parçacıklarının dağılımı oldukça heterojen olup temele ait ofiyolitik kayaç parçacıklarının yoğunluğu dikkat çekmektedir.

İri gövdeli peribacalarının geliştiği (Şekil 2.22) bu birimin egemen rengi beyazdır.

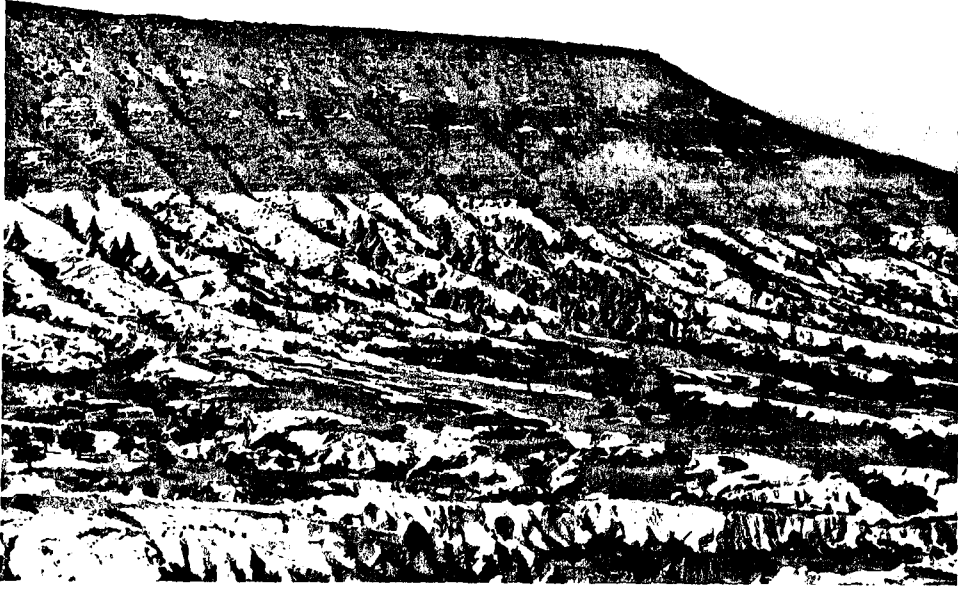
Altındaki ve üstündeki birimlere bakılarak bu üyeye Üst Miyosen yaşı verilmiştir.

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3.g. Tahar üyesi

Tahar üyesi inceleme alanının kuzeydoğusunda, Sofular Köyü ve Topuzdağ ile güneydoğusunda Tahar, Karlık ve Karain Köyleri civarında mostra vermektedir. Birim inceleme alanının dışında güneye doğru Yeşilhisar'ın 7-8 km kuzeyine kadar izlenmektedir (Şekil 2.23). Birimin özelliklerinin en iyi gözlemlendiği yerler, Sofular ve Tahar Köyleri civarı olup, kalınlığı 4.5-80 m arasında değişmektedir.

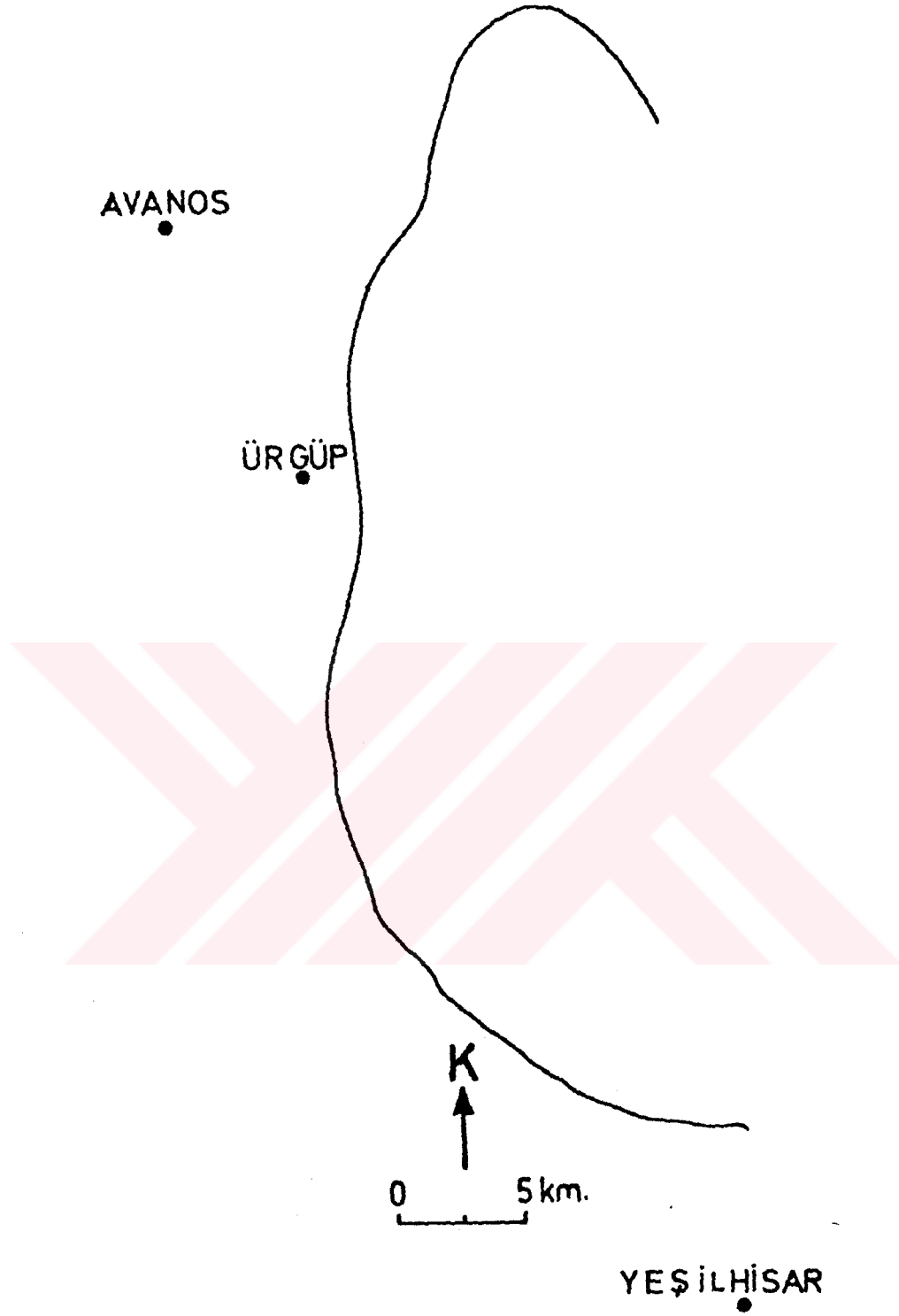
Tahar üyesi birden fazla piroklastik akıntıdan oluşmaktadır. Bu akıntıların bazıları bazalt ve andezit türü kayaç parçacıklarınca oldukça zengindir (Şekil 2.24). Birimin pomzaları yuvarlak bir şekle sahip olup, esas olarak feldispat ve kuvars, az miktarda da biyotit ve piroksen mineralleri içermektedir. Kayacın matriksinde ise feldispat, kuvars az miktarda da biyotit bulunmaktadır. Sofular Köyü civarında birimin tabanındaki killi-karbonatlı kesimde, gölsel ortama gelmesinden kaynaklanan deformasyon izlerine rastlanılmaktadır (Şekil 2.25). Aynı bölgede birimin tabanına yakın kesimlerinde karbonlaşmış ağaç parçacıkları gözlenmektedir. Bu bölgedeki ignimbritlerin yer yer prizmatik-sütunsal bir yapıya sahip olması nedeniyle Pasquare (1968) tara-



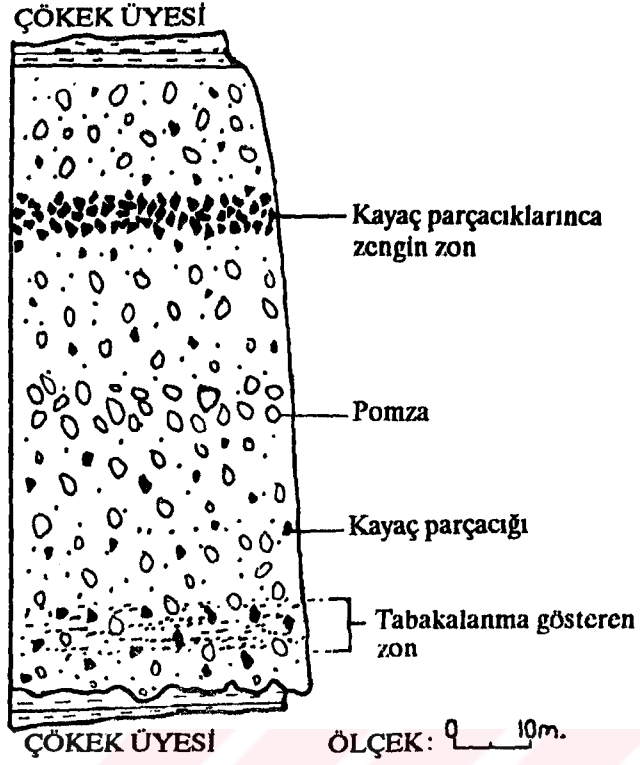
Şekil 2.21. Cemilköy üyesinin genel görünümü (Cemilköy)



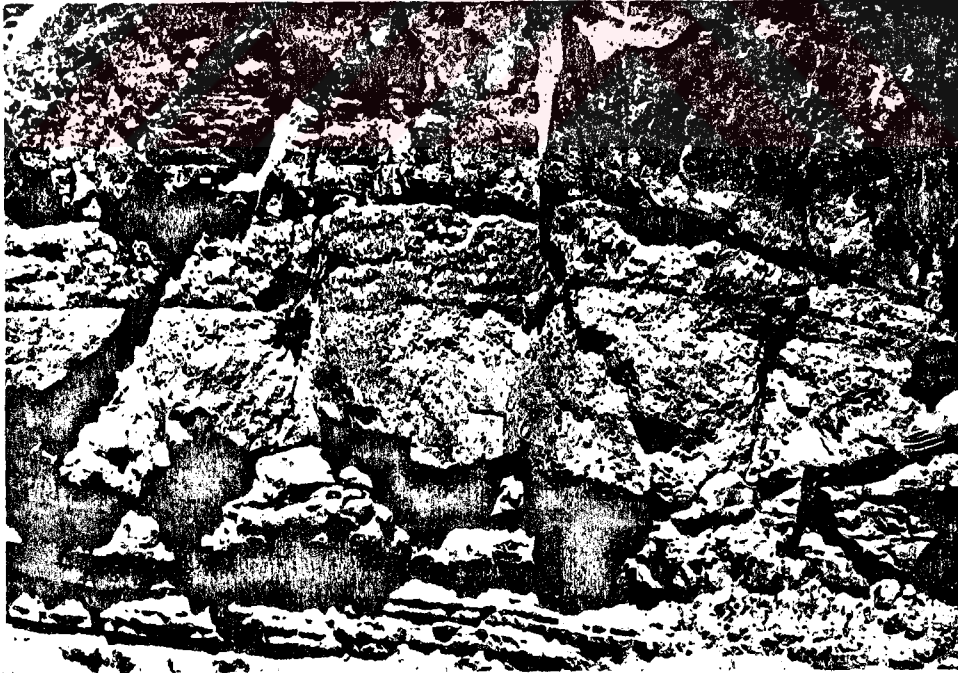
Şekil 2.22. Cemilköy üyesinde gelişmiş iri gövdeli peribacaları (Cemilköy)



Şekil 2.23. Tahar Üyesinin dağılım haritası



Şekil 2.24. Tahar üyesinin tip kesiti (Tahar köyü)



Şekil 2.25. Tahar üyesinin tabanındaki killi-karbonatlı seviyelerde gözlenen deformasyon izleri (Sofular köyü)

fından İncesu ignimbiriti olarak haritalanmıştır. Schumacher et al., (1990)'da birimi İncesu olarak tanımlamışlardır. Bellirgin bir derecelenmenin gözlenemediği birimde bol miktarda gaz çıkış bacaları yer almaktadır.

Alt ve üstündeki üyelere göre birime Üst Miyosen yaşı verilmiştir.

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3.h. Gördeles üyesi

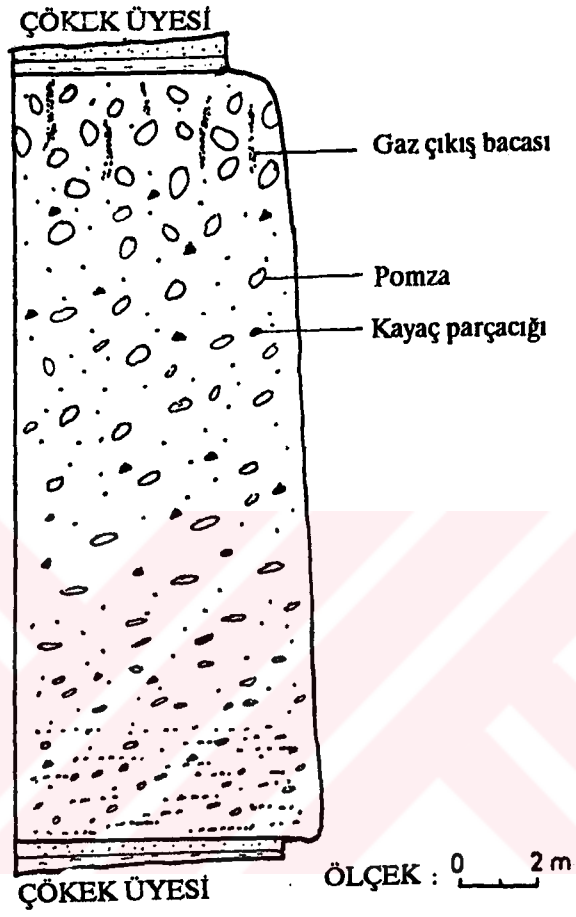
Birim inceleme alanının güneyinde, Akıllı ve Avladağ etekleri ile Cemilköy ve Ayvalık güneyinde mostra vermektedir. Birim inceleme alanının dışında, güney ve güneybatı'sında da önemli bir dağılım göstermektedir.

Litolojik özellikleri en iyi şekilde, inceleme alanının güneybatısında Ayvalık Köyü güneyinde, Kurşunlu Tepe doğu eteklerinde gözlenmekte olup, buradaki kalınlığı 20 m'dir (Şekil 2.26). Birimin kalınlığı kuzeydoğuya doğru azalmakta Karain civarında 7 m'ye düşmektedir. Daha kuzeyde ise gözlenmemektedir.

Tek bir piroklastik akıntıdan oluşan bu birim, pembe-mor renkli olup, yer yer gaz çıkış bacaları içermektedir. Alt kesimleri daha ince taneli olan birimin matriksi bol miktarda biyotit içermektedir. Üst kesimlere doğru pomzaların tane boyu artmaktadır (Şekil 2.26). Lifsi -yuvarlak yapıdaki pomzalar bol miktarda feldispat, biyotit, kuvars ve amfibol içermektedir. Birim Ayvalık ve Cemilköy güneyinde Kızılkaya ve Cemilköy ignimbiritleri arasında, Tahar, Karlık ve Karain Köyleri civarında ise Kızılkaya ve Tahar ignimbiritleri arasında yer almaktadır.

Innocenti et al., (1975) yaptıkları yaş tayininde 7.8 milyon yıllık bir yaş bulmuşlardır.

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.



Şekil 2.26. Gördeles üyesinin tip kesiti (Kurşunlu tepe D'su)

2.2.3.i. Sofular üyesi

İnceleme alanının kuzeydoğusunda Topuzdağ ile Sofular Köyü civarında yüzeylemektedir (Şekil 2.27).

Birimin en iyi gözlendiği yer Sofular Köyü civarı olup, buradaki kalınlığı 10.5 m.'dir (Şekil 2.28).

Birim tabanında maksimum 95 cm'lik bir döküntü çökeli ile başlamakta, üstte doğru ise ters derecelenme gösteren tane boyu küçük pomzalar içeren bir seviye ile devam etmektedir. Gri ve pembe renkli olan bu birim ince taneli olup, homojen bir yapıya sahiptir. Çok ender olarak peribacalarının geliştiği bu birimde sayısız gaz çıkış bacaları yer almaktadır. Yuvarlak, yarı yuvarlak şekilli pomzaların maksimum tane boyu 4 cm'dir. Birim kayaç parçacıklarınca fakir olup maksimum büyüklükleri 1 cm'dir. Matriksinde plajiyoklaz, kuvars ve biyotit içeren bu birim yarma şeklinde mostra vermektedir (Şekil 2.29).

Birim de Innocenti et al., (1975) tarafından yapılan yaş tayininde 6.8 milyon yıllık bir yaş bulunmuştur.

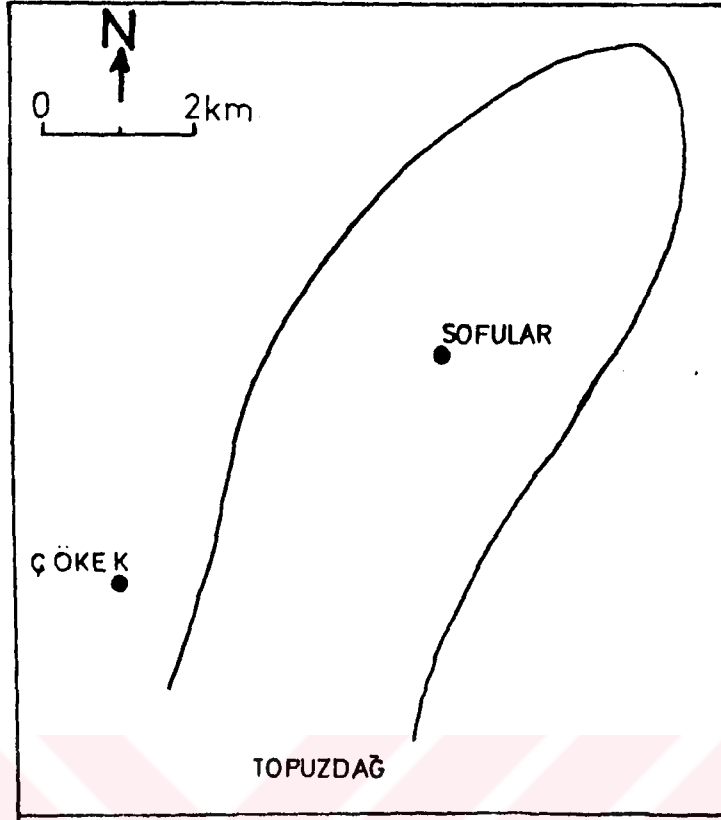
Birim Paquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.3.j Topuzdağ lavı

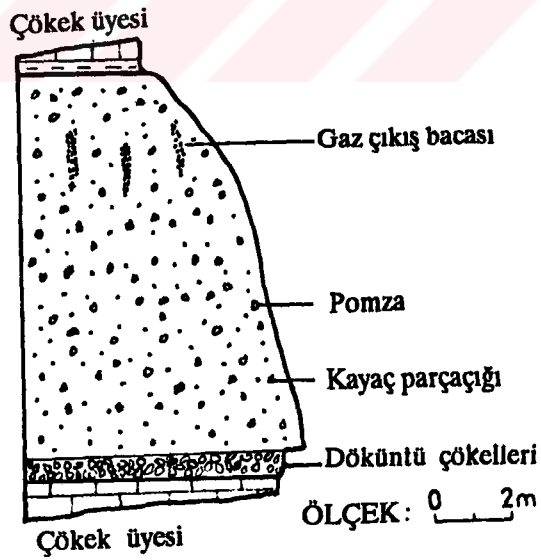
İnceleme alanının kuzeydoğusunda Topuzdağında dağılım göstermektedir. İnceleme alanının dışındaki Tekedağından kuzeybatısında Kızılirmağa doğru dil şeklinde uzanan yaklaşık 9 km'lik uzunluğa sahip bir lav akıntısıdır. Topuzdağının tepesinde düz siyah bir örtü oluşturmaktadır. Topuzdağ'ın doruk seviyesinin bu düz yapısı lav akıntısının verdiği bir şekildir.

Bu lav siyah renkli, oldukça sert ve kompakt bir yapıya sahiptir. Kalınlığı 50-70 metre arasında değişmektedir.

Birim Pasquare (1968) tarafından İncesu (bu çalışmada Kızılkaya olarak adlandırılan) İgnimbiritinden daha genç olduğu ileri sürülmüştür. Ancak bu birim üzerinde gerçekleştirilen K-Ar yaş tayini Topuzdağ lavının İncesu İgnimbiritlerinden daha yaşlı olduğunu ortaya koymaktadır.



Şekil 2.27. Sofular üyesinin dağılım haritası



Şekil 2.28. Sofular üyesinin tip kesiti (Sofular köyü)



Şekil 2.29 Sofular üyesinin genel görünümü (Sofular köyü)

Topuzdağ lavının tabanında Çökek üyesi üstünde ise Kışladağ üyesi yer almaktadır. Birim üzerinde K-Ar yöntemi ile gerçekleştirilen yaş tayininde 7 milyon yıllık bir yaş bulunmuştur. Bu da Üst Miyosen (Tortoniyen)'e karşılık gelmektedir (Çizelge 2.1).

2.2.3.k. Kızilkaya üyesi

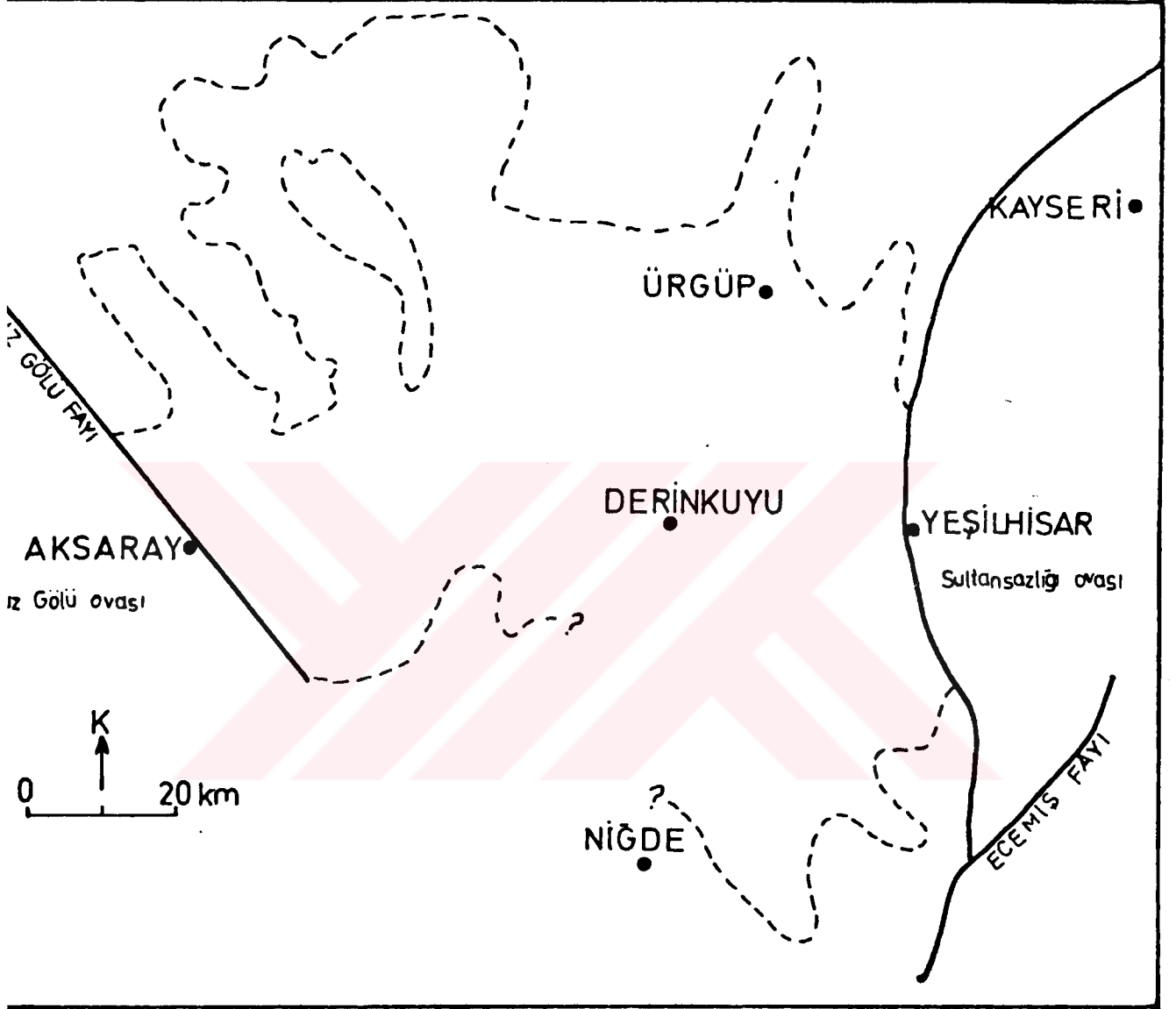
İnceleme alanının güneyinde Yeniyılanıcı, Bozbelli, Madala, Karlıkburnu, Kaleardı, Kurtdevrendi, Haklısay ve Dağınık Tepeler civarında dağılım göstermektedir. Morfolojik olarak plato şeklinde bölgenin yatay ve yataya yakın konumdaki geniş düzlüklerini oluşturmaktadır. Birim inceleme alanı dışında da önemli bir dağılım göstermekte olup, doğuda Yeşilhisar, batıda Aksaray, güneyde Niğde'ye kadar yayılımı uzanmakta ve 4800-5000 km²'lik bir alan kapsamaktadır (Pasquare, 1968) (Şekil 2.30).

Litolojik özellikleri en iyi şekilde Ayvalık güneyinde Kurşunlu Tepe ile Tahar ve Karlık Köyleri batısında ve Kurtdevrendi Tepe güneybatısında gözlenmekte olup inceleme alanındaki kalınlığı 4-22 m arasında değişmektedir. İnceleme alanının dışında İhlara Vadisinde 60 m'lik bir kalınlığa sahiptir.

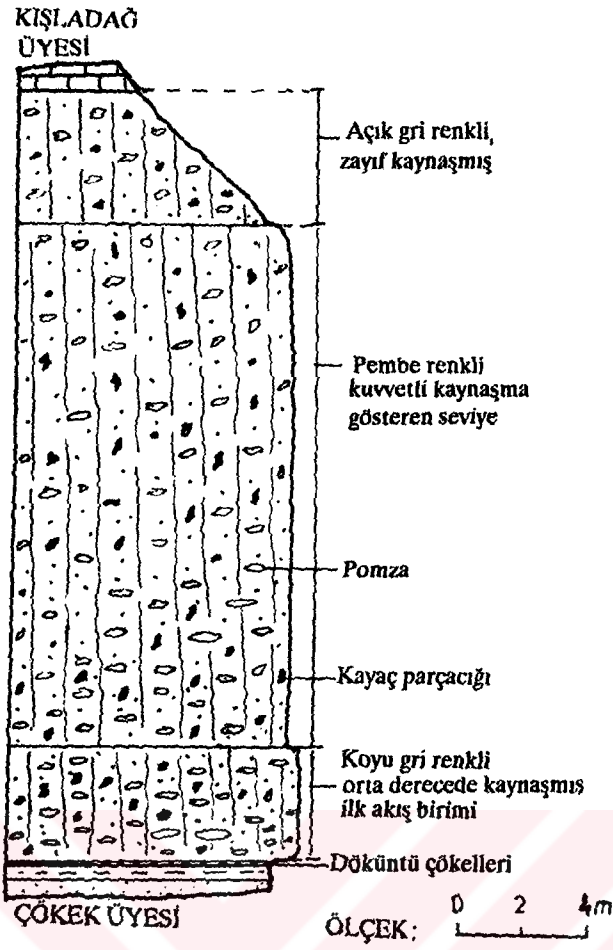
Birim altta ince bir (maksimum 20 cm) pliniyen döküntü seviyesi ile başlamakta daha sonra gri renkli 3.5 m kalınlığındaki bir kısım yer almakta, bunun da üzerinde 16 m kalınlığında pembe-kırmızı renkli kuvvetli kaynaşma gösteren kesim, en üstte ise 4 m kalınlığında açık gri renkli zayıf kaynaşma gösteren seviye yer almaktadır (Şekil 2.31).

Kızilkaya üyesi çok yerde belirgin bir kaynaşmaya sahip olup, genellikle sütunsal bir yapı göstermektedir (Şekil 2.32). Tek bir akma ünitesi şeklinde gözlenmekle birlikte Şekil 2.31'dan da görüldüğü gibi gri ve pembe renkli seviyeler arasında bazı farklılıklar mevcuttur.

Kızilkaya üyesi Innocenti et al., (1975)'in Karahöyük ve Başköy, Pasquare (1968) ve Pasquare et al., (1988)'in İncesu Schmacher et al., (1990)'in İncesu ve Kızilkaya, Batum (1978a)'in Kızilkaya İgnimbiritine karşılık gelmektedir.



Şekil 2.30. Kızılcaaya üyesinin dağılım haritası (Pasquare et al'dan, 1988 değiştirilerek)



Şekil 2.31. Kızilkaya üyesinin tip kesiti (Akıllıdağ)



Şekil 2.32. Kızilkaya üyesinin genel görünümü (Akıllıdağ)

Pasquare (1968)'in İncesu ignimbiriti olarak tanımladığı, inceleme alanının kuzeydoğusundaki Sofular Köyü civarındaki birim, bu birimden daha yaşlı olan Tahar ignimbiritleridir. Buna karşın ilk defa Batum (1978a) tarafından tanımlanan Kızılkaya ignimbiriti inceleme alanının güney ve güneybatısına doğru önemli dağılım göstermekte olup, bu ignimbiritin kaynağı, Derinkuyu'nun batısında yer almaktadır.

Birim üzerinde Innocenti et al., (1975) tarafından yapılan yaş tayininde 4.4-5.4, Batum (1978a) tarafından ise 4.9-5.5 milyon yıllık yaşlar bulunmuştur.

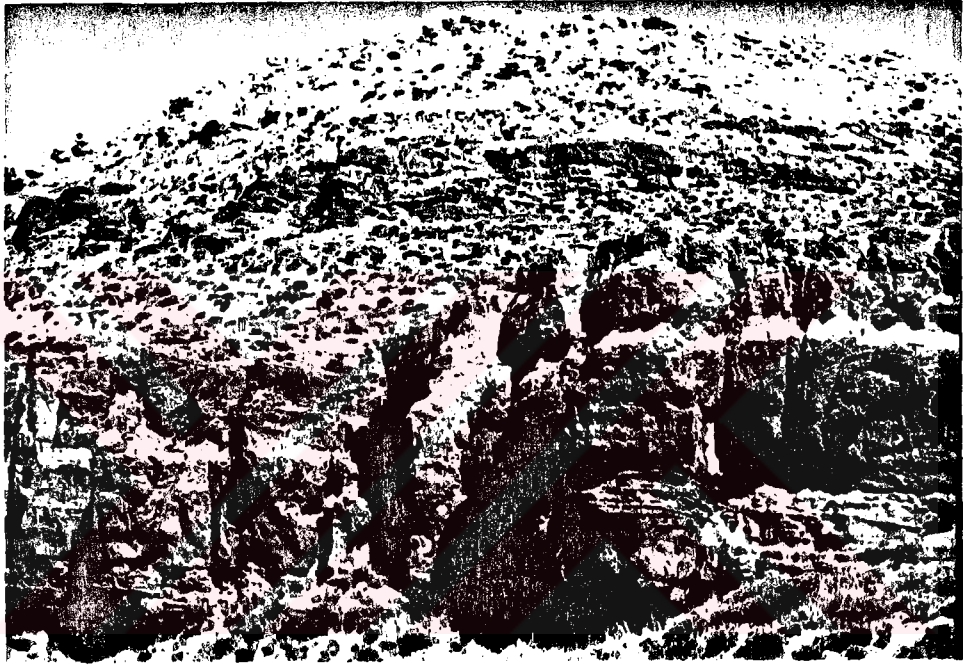
2.2.3.1. Kışladağ üyesi

İnceleme alanının kuzeydoğusunda Kışladağ, Aktepe, Topuzdağ ile kuzeyde Akdağ'da, güneydoğuda Avladağ ve Akıllıdağ'da gözlenen bu birim, Neojen yaşlı bütün birimleri örtmüş durumdadır.

Birimin en iyi gözlendiği yer Kışladağ olup buradaki kalınlığı 22 m'dir (Şekil 2.33).

Birim esas olarak kireçtaşından oluşmaktadır. Bununla birlikte kalınlıklarının arttığı yerlerde görsel çökellerin üst kesimlerindeki killi kayalar ile arakatlıdır. Kalınlığı 5-60 m arasında değişen birim killi, kumlu görsel kireçtaşlarıdır. Akdağ'da 50 m.'lik bir kalınlığa sahip olan birim 2 km kuzeyde kalınlığı 26 m'ye düşmektedir. Bu bölgede alt kısımlarda çok az marnlı bir seviye yer almaktadır. Fakı Dağında birim 20 m'lik bir kalınlığa sahip olup, direkt Topuzdağ lav akıntısının üzerinde yer almaktadır. Kışladağ'ın kuzeybatısında ise birimin kalınlığı 5-10 m'ye kadar düşmektedir. İnceleme alanının güneydoğusunda Avladağ'da ise birimin kalınlığı azalarak 10-15 m'ye kadar düşmektedir. Burada da sadece kireçtaşı ile temsil edilen birim özellikle tatlısu mollusclarınca (Gastropoda fosillerince) oldukça zengindir. Bu bölgede söz konusu kireçtaşları doğrudan Kızılkaya ignimbiritleri üzerinde yer almaktadır. Konumları yataya (3° - 5°) yakın olan birim gri, bej ve beyaz renkli, ilksel gözenekli yer yer silis nodül ve bantlı olup oldukça sert ve sığıdır.

Stratigrafik konumuna göre birimin yaşı Pliyosen olarak düşünülmektedir.



Şekil 2.33. Kışladağ üyesinin genel görünümü (Kışladağ)

Birim Pasquare (1968) tarafından adlandırılmıştır.

2.2.4. Kuvaterner Oluşukları

2.2.4.a. Kumtepe döküntü çökelleri

İnceleme alanının güneybatısında Uçhisar, Ortahisar ve Bağcalı yerleşim merkezlerinin güney ve batı kesimleri ile Kavak ve Çardak Köyleri civarında mostra veren bu birim, inceleme alanının yaklaşık 1/4'ünü kapsamaktadır. Pliniyen döküntü özelliğine sahip olan bu birim Neojen yaşlı birimleri üzerlemiş durumdadır. Yer yer 5 m'ye kadar varan kalınlıklarda tabakalanmalar gösteren birimin litolojisini esas olarak döküntü ürünü pomzalar oluşturmaktadır. Yuvarlak ve yarı yuvarlak bir doku gösteren pomzalarda kristal bulunmamakta, kırıldıklarında Zelve ignimbiritlerinde olduğu gibi bazıları mat bazıları ise parlak bir özellik göstermektedir. Bu birim genellikle deformasyon yapıları gösteren çok ince kül laminaları içeren çökeller tarafından ayrılan iki birimden oluşmaktadır (Şekil 2.34). Birimde %20'ye kadar varan oranlarda andezit ve bazalttan oluşan kayaç parçacıklarına da rastlanılmaktadır.

2.2.4.b. Akarsu sekisi çökelleri

İnceleme alanının kuzeyinde, Kızılırmak'ın güneyinde, vadiye paralel olarak dizilim göstermektedir. Birim iyi yuvarlaklaşmış, metamorfik, plütonik, volkanik ve kireçtaşı çakıllarından meydana gelmiş olup, yer yer sıkı çimentolanarak konglomera haline dönüşmüştür. Karaseki, Kuşcun Tepe ile Bekçi Tepe batısında kalınlığı 4-5 m arasında değişmektedir. Birimin Üst Pliyosen-Pleyistosen yaşlı olabileceği ileri sürülmektedir (Emre, 1985).

2.2.4.c. Traverten

İnceleme alanının kuzeyinde Karadağ güneyi ile Ulaşlı Köyü batısında gözlenen bu oluşumlar, Kızılırmak'ı kuzey ve güneyden sınırlayan kırık hatları ile bunları dik ya da vev kesen kırık hatları boyunca çıkan kalsiyumbikarbonat'lı suların çökeltileri ile ilgilidir.



Şekil 2.34. Kumtepe döküntü çökellerinin genel görünümü (Orta Kepez tepe D'su)

2.2.4.d. Eski alüvyon

İnceleme alanının kuzeyinde, Avanos'un güneyinde, Kızılırmak ile Çavuşini Köyü arasında, Sarıhıdır köyü ile Kışladağ arasında ve Araslan Dere Vadisi boyunca gözlenen bu birim eski nehir ve taşkın ovası çökelleridir. Ortalama 1-5 m kalınlığa sahip olup kum, çakıl ve killi malzemedir oluşmaktadır.

2.2.4.e. Yamaç döküntüsü

Yamaç döküntüleri, inceleme alanının kuzeybatısında Toprak Tepe güneyi ile doğusunda Topuzdağ güneyinde ve Karacaören güneydoğusunda gözlenmektedir.

2.2.4.f. Güncel alüvyon

Kızılırmak vadisinin bugünkü nehir yatağı ile Kızılırmak'ın kollarının yataklarında ve inceleme alanında yer alan diğer çay ve derelerde çökelmekte olan alüvyonlardan oluşmaktadır.

2.3. İgnimbiritlerin Olasılı Kaynak Bölgeleri

Kapadokya bölgesinde geniş alanlar kaplayan piroklastik kayaların (özellikle ignimbiritlerin) çıkış yerlerinin veya kalderaların saptanması konusunda yapılan çalışmalar oldukça az sayıda olup, bunlar sırasıyla Ekingen ve Güven (1978), Öngür (1978), Yıldırım ve Özgür (1979), Ekingen (1982) ve Pasquare et al (1988) tarafından yapılmış çalışmalardır.

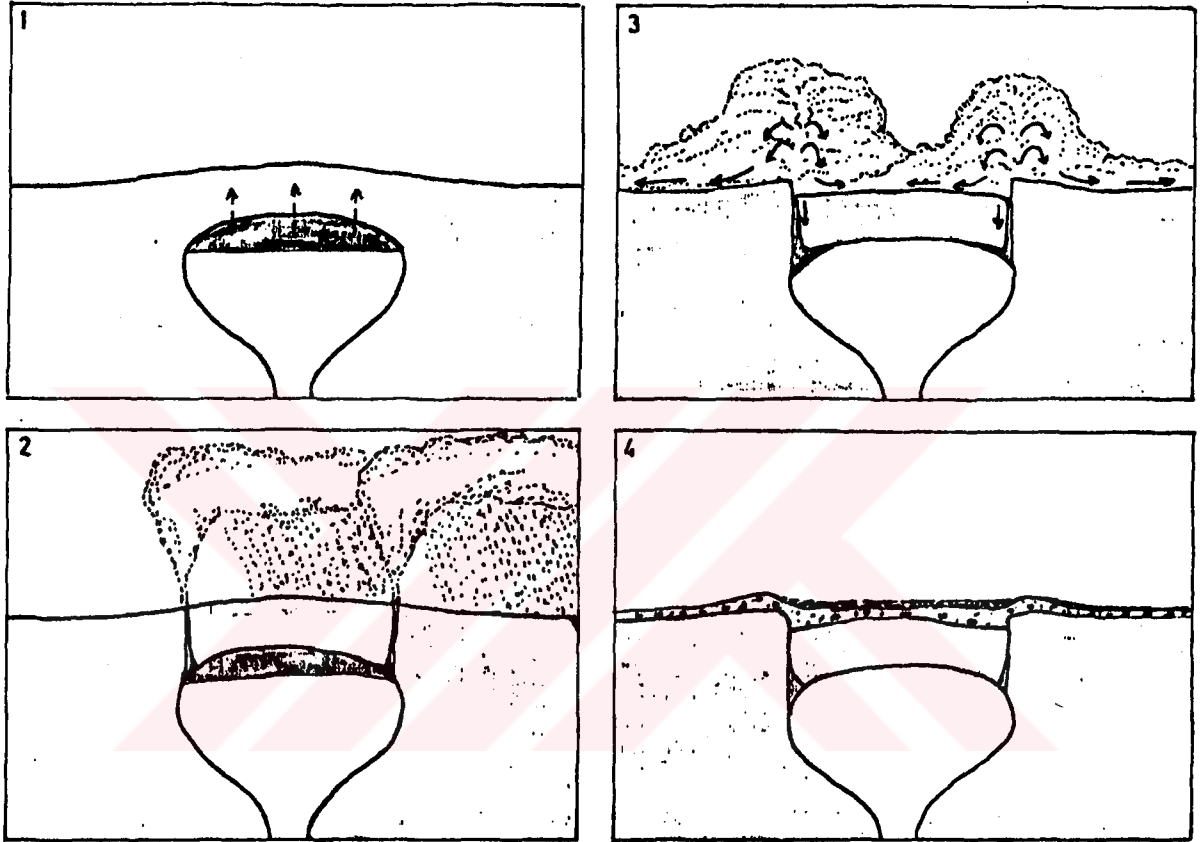
Ekingen ve Güven (1978) ile Ekingen (1982) tarafından gerçekleştirilen jeofiziksel çalışmalar (gravimetrik, manyetik ve derin elektrik sondajları) Nevşehir'in güneyinde 150 km²'lik bir kalderanın olabileceğini göstermiştir. Araştırmacılar Nevşehir Kalderası olarak adlandırdıkları ve negatif gravite anomalisi ile saptadıkları bu çöküntünün 2000 m'lik bir derinliğe sahip olduğunu ortaya koymuşlardır. Bu çöküntünün GB kanadında izlenen kalderaya karşılık gelebilecek ikinci negatif gravite anomalisinin ise 30 km²'lik bir yüzölçüme ve 1000 m'lik bir derinliğe sahip olduğunu saptamışlardır. Öngür (1978) Kapadokya bölgesindeki bütün ignimbiritik birimlerin çıkış yerinin morfolojik verilere dayanarak Nevşehir ile Acıgöl arasında yer aldığını ileri sürmüştür. Yıldırım ve Özgür (1979) ise morfolojik kriterlere dayanarak Acıgöl yöresinde bir kalderanın varlığını ileri sürmüşlerdir. Pasquare et

al., (1988) ise bölgedeki ignimbiritik birimlerin çıkış yerinin Melendiz dağ volkanik kompleksi ile Çiftlik Kalderası olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Kalderalar, ignimbirit oluşturan oldukça büyük hacimdeki magmanın (1-1000 km³) oldukça hızlı bir şekilde (birkaç saat veya birkaç gün) çıkışıyla meydana gelen çöküntü yapılarıdır (Şekil 2.35). İgnimbiritler silisce zengin viskoz dasitik veya riyolitik karakterli bir magmanın patlaması sonucu oluşurlar. Kaldera sözcüğü ilk defa Kanarya adalarında yaşayanlar tarafından bütün topoğrafik çöküntü alanlarını tanımlamak için kullanılmıştır. Jeoloji literatürüne kaldera sözcüğünün girişi ise Williams (1941) tarafından olmuştur. Araştırmacı az çok dairesel veya eliptik, bir çökme sonucu oluşan büyük volkanik çöküntü alanlarını tanımlamak için kaldera sözcüğünü kullanmıştır. Kalderaları kraterlerden ayıran en önemli özellik ise büyüklükleridir. Bir krater şekilsel olarak kalderaya benzeyebilir fakat her zaman kalderadan daha küçüktür. Bir çöküntü alanına kaldera denebilmesi için çapının en az 1 km olması gereklidir. Jenetik olarak kalderalar ile kraterler arasında fark vardır. Kraterler bir yapılanma süreci sonucu oluşurlarken, kalderalar ise daha çok yıkılma süreci sonucu oluşurlar.

Bir kalderanın oluşum evreleri Şekil 2.35'de verilmiştir. Şekilden de görülebileceği gibi, kaldera oluşumunun ilk evrelerinde magma rezervuarı yüzeyden 4-5 km 'lik bir derinlikte yer almaktadır. Magma odasının yüzeye doğru basınç yapmasıyla yüzeyi hafifçe yukarı doğru kaldırmaktadır (1). İkinci evrede rezervuarda bileşimleri farklı iki zon oluşmakta silisce zengin viskoz magmada bulunan çözünmüş gazlar üst kesimde yoğunlaşmakta daha sonra patlama başlamakta ve pliniyen özelliğe sahip kolon, kırık zonlarından itibaren oluşmaya başlamaktadır (2). Birkaç saniye veya saat sonra magma odasının tavanı bu kırıklar boyunca çökerek kaldera oluşmaktadır. Pliniyen özellikteki patlamayı piroklastik akıntılar izlemektedir (3). Patlama olayı birkaç saat veya gün sürdükten sonra kaldera önce ignimbiritler ile daha sonraları ise alüvyonlar ile dolarak üzeri örtülmektedir.

Eski kalderaların yerlerinin saptanması ayrıntılı sedimantolojik çalışmaları gerektirmektedir. Bu çalışmalar: ignimbiritik kayaçların bugünkü topoğrafik görünümünün saptanması, kalınlık değişimlerinin belirlenmesi, birimi oluşturan bileşenlerin (kayaç parçacıkları ve pomzaların) maksimum tane boylarının saptanması, kaynaşma durumunun belirlen-



Şekil 2.35. Bir kalderanın oluşum evreleri (Francis'den, 1984)

mesi, bileşenlerde (kayaç parçacıkları, pomza ve minerallerde) yönlenmenin (imbrication) olup olmadığının saptanması, taşınma ortamının türünün (sulu yada karasal) belirlenmesi, ignimbiritik birimler ile ilişkili döküntü çökellerinin kalınlık değişimlerinin saptanması ve kayaç parçacıklarının cinsinin belirlenmesidir. Yukarıdaki kriterler aşağıda kısaca açıklanmaya çalışılmıştır.

İgnimbiritik birimlerin bugünkü topoğrafik görünümünün saptanması: Bu kayaçların çıkış yerlerinden itibaren katettikleri yolları ve paleotopoğrafyayı göstermesi bakımından önemlidir. Ancak, inceleme alanı birimlerin çökeliminden sonra, tektonik hareketlerden etkilenmiş ise bu durumda dikkatli olunması gereklidir. Çünkü birimler faylanmış atılmış olabilir.

Kalınlık değişimlerinin belirlenmesi: İgnimbiritik birimlerde kalınlık değişimlerinin belirlenmesi, kaynak saptamada en iyi sonucu vermektedir. Ancak ortalama kalınlık/birimin kapladığı alanın yarıçapı oranı çok büyük olan birimlerde iyi sonuç vermez.

Bileşenlerin taneboylarındaki değişimlerin saptanması: Bu ölçüt bütün ignimbiritik birimlere kolaylıkla uygulanabilir. Bu ölçütte, farklı lokasyonlardan alınan 5 adet maksimum pomza ve kayaç parçacığı tane boyları (MP ve ML) ortalama sonuçlarının değerlendirilmesi ile bir sonuca gidilebilir. Ancak burada dikkat edilebilecek en önemli nokta, alınacak ölçü değerlerinin, birimin hep aynı seviyesini (ya taban, ya tavan ya da ortası) temsil etmesi gereklidir. Birim çökeliminden sonra erozyona uğramış olabilir. Bu nedenle ölçü değerleri alınan seviyelerin çok iyi ayırt edilmesi gereklidir.

Kaynaşma derecesi: Bu ölçüt sadece kaynaşma gösteren ignimbiritlere uygulanabilir. Kaynaşma derecesi, kaynaktan uzaklaştıkça azalır.

Tanelerde yönlenmenin (imbrication) olup olmadığı: Düşey planda her akış biriminin tabanında gözlenen yönlenme akış yönünü gösterebilir (Mimura, 1984). Tanelerdeki bu yönlenmeye bakarak piroklastik akıntının hareket ya da yerdeğiştirme yönü saptanabilir.

Taşınma ortamının türü: Bu da önemli bir kriterdir. Eğer piroklastik akıntı içerisinde karbonlaşmış ağaç parçacıkları görülüyor ise, bu kesinlikle susuz bir ortamda taşındığını gösterir.

İgnimbiritik birimler ile ilişkili döküntü çökellerinin kalınlık değişiminin belirlenmesi: Özellikle fazla erode olmuş ignimbiritik birimlerde bu ölçütün kullanılması iyi sonuçlar vermektedir.

Piroklastik çökeller içerisinde gözlenen kayaç parçacıklarının türü: Piroklastik çökeller içerisinde gözlenen kayaç parçacıkları, piroklastik kayaçların patlama esnasında yan kayaçlardan içerisine aldığı parçalar olması nedeni ile kaynak bölge hakkında bilgi verebilir.

Yukarıda kısaca açıklanan ölçütlerin, Kapadokya Bölgesinde gözlenen ignimbiritik birimlere uygulanması sonucunda aşağıdaki sonuçlara ulaşılmıştır.

Kavak Üyesi:

Hava fotoğrafları üzerinde gerçekleştirilen incelemelerde, bu birimin kuzeye ve doğuya doğru aktığı gözlenmektedir. İgnimbiritlerin tavanı Çardak köyünde 1400 m , Kavak'ın doğusunda 1480 m.'de yer almaktadır. Kuzeyde Gülşehir civarında 900-950 m 'ye, Çökek köyü civarında ise 1000-1100 m 'ye düşmektedir (Şekil, 2.36).

Bu üyeye ait piroklastik akıntıların kalınlığı kuzey ve kuzeydoğuya doğru azalmaktadır.

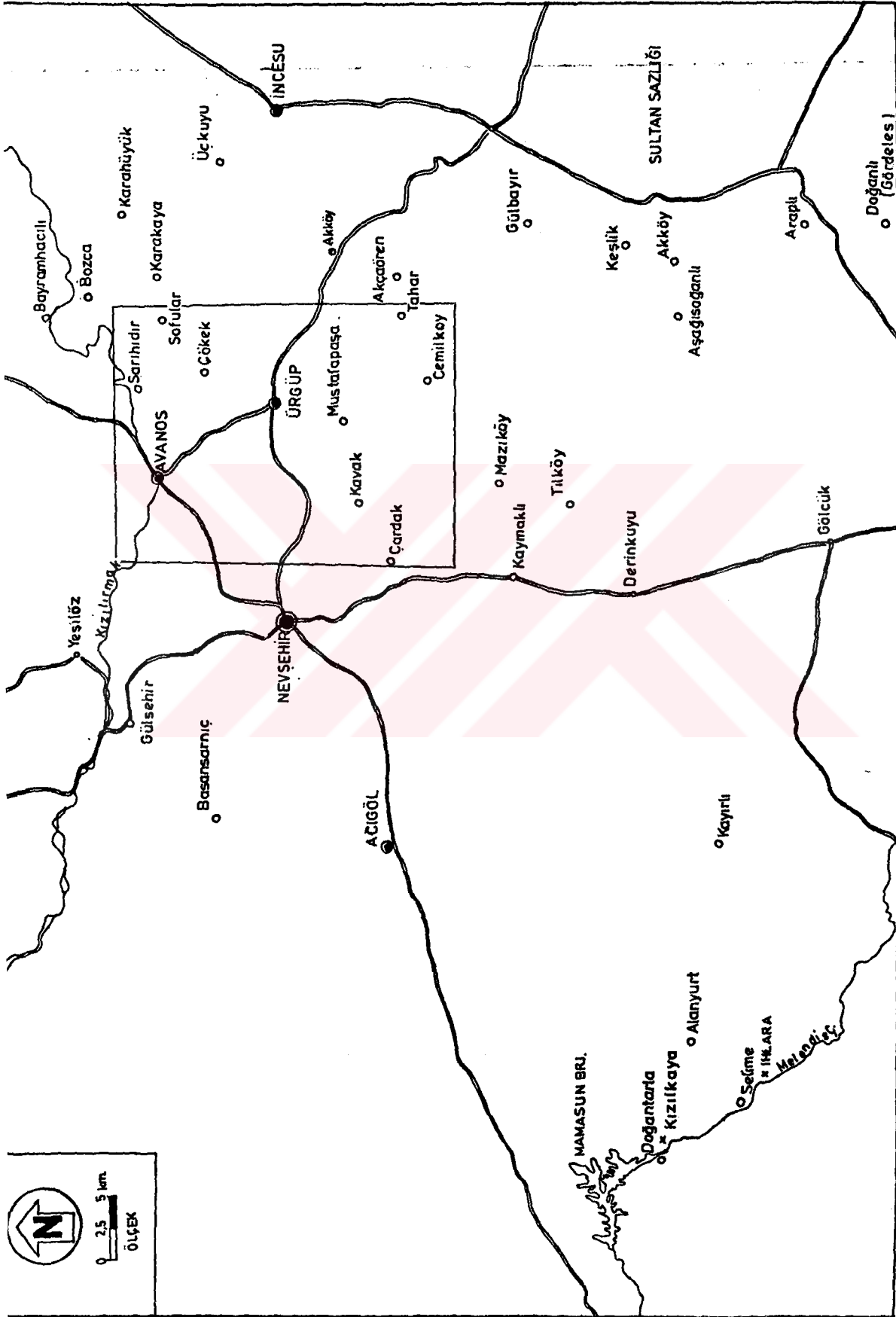
Kayaç parçacıklarının en büyük boyutlu olanları, Kavak köyünün doğusundaki bölgede bulunmaktadır.

Yukarıdaki veriler, Kavak üyesine ait piroklastik akıntıların çıkış yerlerinin, Çardak köyü civarı olabileceğini göstermektedir.

Bu üyenin içerisinde bol miktarda gözlenen andezitik ve bazaltik kayaç parçacıkları, volkanik aktivitenin ignimbiritik birimlerin yerleşiminden daha önce var olduğunu ortaya koymaktadır.

Zelve Üyesi:

Birimin tabanı Mustafapaşanın 1 km kuzeyinde 1200 m'de, Çavuşini'nde 1150 m'de, Avanos-Sarıhıdır bölgesinde 950 m'de, Bayramhacı'da ise 1000-1050 m'de bulunmaktadır. Bu veriler birimin kabaca kuzeye doğru aktığını göstermektedir. Birimin kalınlığı ise Akdağın gü-



Şekil 2.36. Yerbulduru haritası

noyinde 57 m , K ve KB'sında 100 m , KD'da 50 m 'dir. Sarıdır civarında ise 20-30 m 'dir. Sarıdır civarında birimin tabanındaki marnlı-killi seviyelerde oluşan kıvrımların yönü kuzeye doğrudur. Yine aynı bölgede birimin pomzalarında zeolitlenme ve silislenme gibi alterasyon izlerine rastlanılmaktadır. Tüm bu veriler bize birimin kuru ortamdan, sulu ortama geldiğini göstermektedir. Yukarıdaki veriler kısaca Zelve üyesinin kabaca güneyden kuzeye doğru taşındığını ortaya koymaktadır. Zelve üyesinin tabanında bulunan pliniyen döküntü çökellerinden elde edilen veriler oldukça uyumsuz olması nedeniyle kullanılamamıştır.

Birimin kendisinde ve tabanındaki döküntü çökellerinde andezitik ve bazaltik kayaç parçacıkları yer almaktadır. İgnimbiritik birimin ve döküntü çökellerinin kalınlığının Akdağ yöresinde yoğunlaşmasına karşın, kaynağının burada olması mümkün gözükmemektedir. Çünkü bu bölgede daha çok görsel sedimanter kayaçlar yer almaktadır. Birkaç km. doğuda ise temele ait Yeşilhisar formasyonu bulunmaktadır. Bu nedenle bu bölgede andezit ve bazalt türü volkanik kayaçların bulunması mümkün gözükmemektedir. Buna karşın Çardak yöresinde, derinlerde andezitik ve bazaltik kayaçların varlığı düşünülmektedir. Bunların yanında diğer ignimbirit ve döküntü çökellerinin bu basenden çıktığının düşünülmesi, Nevşehir'in güneyinde lav akıntılarının ve domların varlığı, Zelve ignimbiritlerinin kaynağının Çardak bölgesi olduğunu göstermektedir. Bu kaynak, muhtemelen Kavak ignimbiritlerinin kaynağına yakındır.

Sarımaden Üyesi

Sarımaden ignimbiriti ve bunun tabanında bulunan döküntü çökeli karanlık tepede 1498 m , Sarımaden tepede 1550m , Ayvalık güneyinde 1460 m , Akköyde 1290 m 'de bulunmaktadır. Bu veriler KB'dan GD'ya doğru bir alçalımı göstermektedir. Birim kaynaşmış olup, üzerinin erode olması nedeniyle kalınlığı azalmış durumdadır. Birimin kalınlığı Sarımaden ve Karanlık tepelerde 10 m , Ayvalık güneyinde 13 m , Akköy'de ise 2-6 m 'dir. Akköydeki mostrasında birimin kaynaşma derecesi daha azdır. Ayvalık güneyindeki kaynaşma ise batıdakilere göre daha iyidir. Karanlık tepede ignimbiritin tabanındaki pomzalarda belirgin bir yonlenme (imbrication) gözlenmekte olup yönü KD'ya doğrudur. Ayvalık'ta ise pomzalardaki yonlenme KD-GB doğrultusundadır. Döküntü çökellerinin kalınlığı Karanlık tepeden Ayvalık'a doğru azal-

maktadır. Karanlık tepede 160 cm , Ayvalık güneyinde ise 80 cm 'dir.

Bu veriler birimin kaynağının Kaymaklı batısında yerlabileceğini göstermektedir.

Cemilköy Üyesi

Günümüzde bu üyenin mostralarını, K, KD, KB, GD ve GB yönlerinde kollar şeklinde yayılmış olarak görmekteyiz. Birim Nevşehir'in güneyinde (Kepez tepede) 1465 m de, GB'sında (Selime'de) 1200 m de, GD'da ise 1300-1350 m de yer almaktadır. Birimin kalınlığı 110 m den başlayıp (Cemilköy), KD'da 10 m ye kadar (Topuzdağ) düşmektedir.

Pomzaların maksimum tane boyları Cemilköy'de 46 cm , Topuzdağ'da 20 cm . Yukarısoğanlıda 38 cm , Keşlikte 32 cm 'dir. Maksimum kayaç parçacıkları tane boyları ise, Ayvalık güneyinde 25 cm , Yukarısoğanlıda 12 cm , Keşlik'te 6 cm , Topuzdağ'da 3,8 cm , Karahöyük'te ise 4,4 cm 'dir. Kayaç parçacıkları bazen birimin iç kesimlerinde zenginleşme göstermektedir. Kurşunlu tepeden, Soğanlıya kadar olan bölgede, bu zenginleşme oldukça belirgindir. Bu zenginleşme zonları literatürde genellikle kaynak bölgeye yakınlık olarak yorumlanırlar. Bu kayaç parçacıklarının maksimum tane boyları ise, Kurşunlu tepede 45 cm., Yukarısoğanlıda 41 cm 'dir. Birimdeki kayaç parçacıklarını daha çok ofiyolitik kayaç parçacıkları oluşturmaktadır. Bu ofiyolitik kayaçlar Karatepe (1639) ve Tilköy'de mostra vermektedir.

Yukarıdaki veriler Cemilköy İgnimbiritinin çıkış yerinin Kaymaklı bölgesi olduğunu göstermektedir.

Tahar Üyesi:

Bu birim Tahar-Akçaören civarında 1500 m de yer almaktadır. Batı ve kuzeye doğru (Damsa vadisi doğusu ve Topuzdağında) 1400 m ye düşmektedir. Sofular köyü civarında ise 1150-1100 m de yer almaktadır. Topoğrafik yüksekliklerdeki bu değişim (azalma) büyük ölçüde Topuzdağın kuzeyinde yer alan, normal fayların varlığı ile açıklanabilir. Güneyde ise Gülbayır köyü civarında 1250 m de yer almaktadır. Birimin kalınlığı Tahar köyünde 83 m , Karlık köyünde 48 m , Damsa vadisinin doğusunda 30 m , Sofularda 20 m , Bozcada ise 11 m 'dir.

Bu da göstermektedir ki birimin kalınlığı K'ye ve KB'ya doğru azalmaktadır. Maksimum kayaç parçacığı tane boyları (ML), Tahar ve Akçaören köyleri civarında 20-24.3 cm., Sofularda 3.2 cm , Gülbayır'da 2.93 cm , Bozca'da ise 2.6 cm 'dir. Sofular köyünün batısı ile Bozca'da kayaç parçacıklarında yönlenme (Imbrication) gözlenmiştir. Bu yönlenmeler Sofularda KB'ya, Bozca'da ise K'ye doğrudur. Sofular köyü civarında birimin içerisinde gözlenen karbonlaşmış ağaç parçaları, piroklastik akıntının kısmen kuru ortamda taşındığını göstermektedir.

Bunun yanında bazı kesimlerde tabanlarında deforme olmuş marnlı-killi seviyeler gözlenmektedir. Bu durum piroklastik akıntının göl ortamına girdiği şeklinde yorumlanabilir. İgnimbirit kabaca Tahar ve Cemilköy arasından geçen bir hat boyunca batıya doğru; kuzey kesimde ise K ve KB'ya hareket etmiş denebilir. Birim bazaltik ve andezitik türü kayaç parçacıklarınca oldukça zengindir. Hodul dağ civarında birçok andezitik dom ve sayısız bazalt akıntısı mevcuttur. Birim Hodul dağının KB ve G'deki bölgede, Kızılkaya üyesinin bölgeyi örtmüş olması nedeniyle gözlenmemektedir.

Yukarıdaki veriler bu birimin çıkış yerinin andezitik bir domdan oluşan Hodul dağının altı olabileceğini ortaya koymaktadır.

Gördeles Üyesi:

Birim Maziköyde 1520m de, Kurşunlu tepede (Ayvalık G'yi) 1550 m de, Cemilköyde 1530 m de, Karlıkta 1508 m.de, Araplı-Gördeles yöresinde 1300-1350 m Batıda Alanyurtta 1300 m.de bulunmaktadır. Kalınlığı Maziköyde ve Kurşunlu tepede 20 m , Cemilköyde 13 m , karlık köyünde 4 m 'dir. İgnimbiritin kalınlığı batıya, güneye ve Kuzeydoğuya gidildikçe azalmaktadır. Kurşunlu tepede kristallerde GB'dan KD'a doğru bir yönlenme gözlenmektedir.

Yukarıdaki verilere göre zor olmakla birlikte, birimin kaynağı muhtemelen Kaymaklı bölgesidir.

Sofular Üyesi:

Birim Topuzdağında 1430 m de, Sofular köyü civarında ise 1150 m. ye düşmektedir. Bunun da nedeni Topuzdağın güneyindeki faylanma-

lardır.

Birimin kalınlığı Topuzdağında 11 m , Sofuların kuzeyinde ise 4 m dir.

Maksimum pomza tane boyu Topuzdağında 3.68 cm olup, kuzeye doğru azalmakta ve Sofular kuzeyinde 1.62 cm. dir.

Birimin tabanında bulunan döküntü çökellerinin kalınlığı Topuzdağında 95 cm Sofularda ise 77 cm dir. Pomzalarda ise K ve KD yönünde bir yönlenme gözlenmektedir (Le Pennec, 1990) (Şekil 2.37).

Yukarıdaki veriler bu birimin kaynağının Topuzdağının altı olabileceğini göstermektedir.

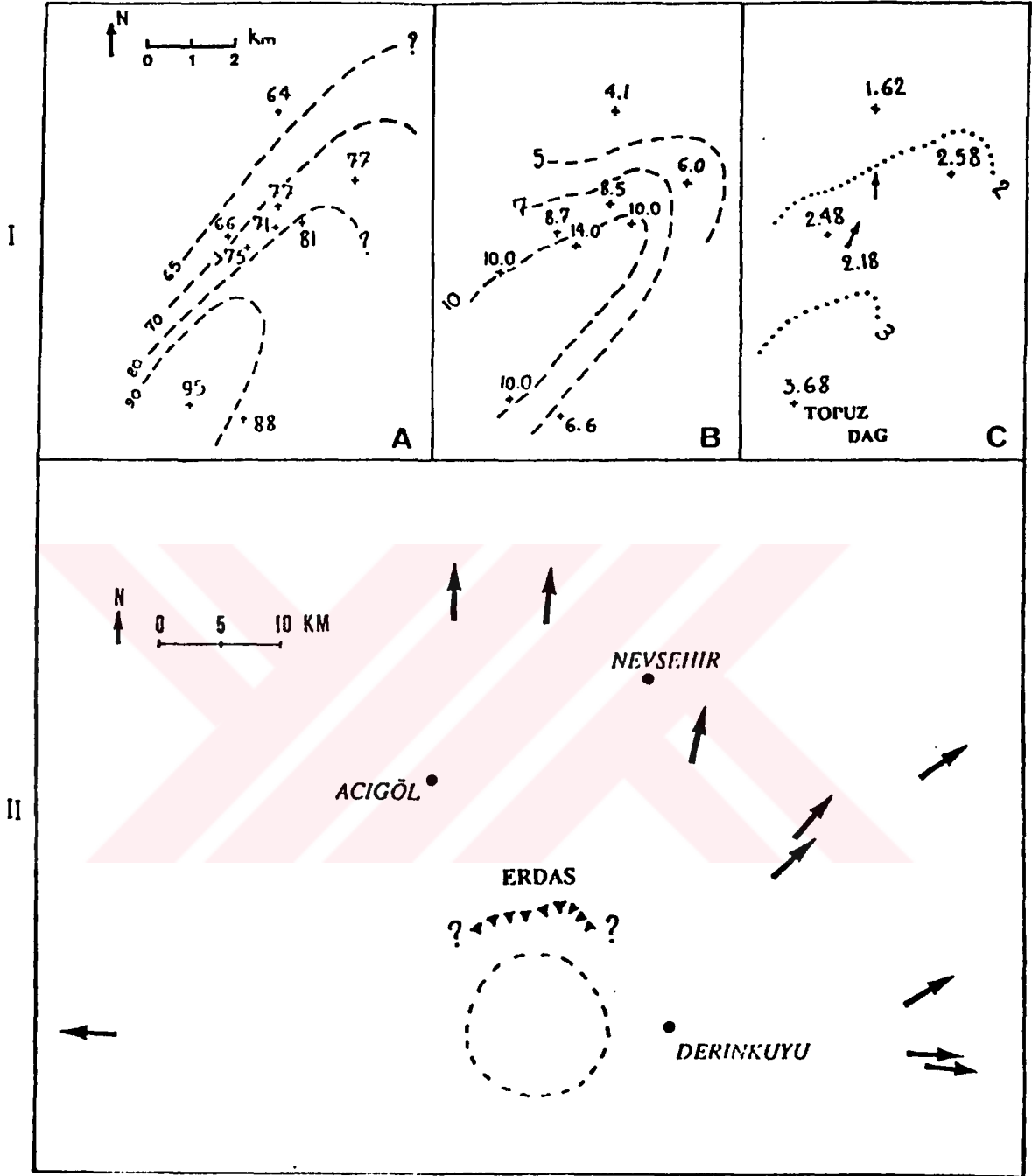
Kızılkaya Üyesi:

Kızılkaya üyesi, bir plato şeklinde daha önceki topoğrafyayı kaplamış durumdadır. Kaymaklıdan Keşlik'e kadar olan bölgede 1500-1550 m de bulunmaktadır. KD'da ise Akköyde 1450 m de, kuzeyde Kepez tepede 1500 m . Basansarnıçta 1100 m de, güneyde Kayırlıda 1510 m de, GB'da İhlarada 1300 m de yer almaktadır.

Birimin tabanındaki pomzalarda gözlenen yönlenme Şekil 2.37'de verilmiştir (Le pennec, 1990).

Yukarıdaki veriler, Kızılkaya ignimbiritinin kaynağının Derinkuyu bölgesinde Erdaş dağı güneyinde olabileceğini göstermektedir.

Yukarıda kısaca olası kaynak bölgeleri açıklanmaya çalışılmış olan ignimbiritik birimlerin çıkış yerleri Şekil 2.38'de verilmiştir. Şekilden de görülebileceği gibi Tahar ve Sofular üyeleri hariç diğer birimlerin tümünün kaynak bölgesi Nevşehir ile Derinkuyu arasında yer almaktadır. Jeofizik veriler de bu bölgede bir çöküntü olabileceğini desteklemektedir (Ekingen, 1982). İnceleme alanında dünyanın diğer bölgelerinde gözlenebilen az çok dairesel bir çöküntü yapısını görmek mümkün değildir. Bu bölgede Walker (1984) tarafından tanımlanan "dawn-sag" tipi bir kaldera yapısının olabileceğini göstermektedir. Dawn-sag tipi kalderalarda (Taupo; Yeni Zelanda, Rotorua; Yeni Zelanda ve Bol-sena; İtalyadaki gibi) ignimbiritlerin çıkmış olduğu kaynaklarda tam



Şekil 2.37. I) Sofular üyesinde A) Döküntü çökelinin kalınlık değişimi (cm) B) İgnimbiritin kalınlık değişimi (m) C) İgnimbirit içerisindeki maksimum 5 pomza parçasının ortalama tane boyu değişimi (cm). II) Kızılkaya üyesinin tabanındaki pomzaların yönlendirmelerinden saptanan akma doğrultuları (Le Pennec'den, 1990)

bir dairesel kırık mevcut değildir.

Kapadokya bölgesi doğuda Ecemiş, batıda Tuz gölü faylarıyla (normal faylar) sınırlanmış olup, oldukça kırıklı bir yapıya sahiptir. Landsat fotoğrafından da görülebileceği gibi (Şekil 2.38) inceleme alanındaki ana kırık hatları KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır. Bu kırık hatlarından bazıları, güneyde Toroslardan başlayıp (bazıları Ecemiş fayını da kesmekte) Kuzeyde Kırşehir Masifine kadar uzanmaktadır. Bunların yanında K-G. ve KD-GB yönlü kırık hatları da bölgede yer almaktadır.

Volkanitler ile bu kırık hatları arasındaki ilişkiye bakıldığında ignimbiritik birimlerin olası çıkış yerlerinin bu kırık hatlarının kesişim noktalarında yer aldığı görülmektedir.

İnceleme alanındaki en önemli kırık hatları daha öncede belirtildiği gibi KB-GD doğrultusunda uzanmaktadır. Bunlardan Yeşilhisar'ın batısından geçen kırık hattı oldukça büyük olup güneyde Ecemiş fayını kuzeyde ise Kırşehir Masifini kesmektedir. Sofular ve Tahar ignimbiritlerinin olası çıkış yerleri ile Damsa ve Topuzdağ lavları bu kırık hattı üzerindedir. Derinkuyu'nun doğusundan geçen kırık hattı ise yaklaşık K20B doğrultusuna sahip olup, Cemilköy üyesinin oluşumundan önce meydana gelmiş, Kızilkaya üyesinin yerleşiminden sonra da (yaklaşık 5 milyon önce) aktivitesini devam ettirmiştir. Bu veriler bize Kapadokya bölgesindeki ignimbiritik birimlerin çıkış yerlerinin normal faylı "downsag" türü bir kaldera (Walker, 1984) olabileceğini göstermektedir. Çiftlik'in batısındaki KB-GD doğrultulu kırık hattı üzerinde ise Melendiz suyu (İhlara) yerleşmiş olup, bu kırık hattı Çiftlik'in güneyindeki Melendiz volkanitlerini kesmektedir. Buna paralel olan diğer KB-GD doğrultulu kırık hattı ise Tuz gölü fayının devamı olup, Hasandağı bu kırık hattı üzerinde bulunmaktadır. Erciyes'in güneyi ve kuzeyinden geçmekte olan kırık hatları ise KD-GB doğrultuludur. Aynı doğrultudaki bir diğer kırık hattı ise Erciyes'in tam ortasından geçmektedir.



E036-00 E036-301
C N38-46/E035-01 N N38-46/E035-06 MSS

E037-001 E037-001
7 R SUN EL36 AZ146 191-3731-A-I-N-D-IL NASA ERTS E-2268-07390-7 01

0.5 km

E034-30

E035-001

E035-301

N039-301

E036-001



E034-00 E034-301
75 C N38-46/E035-01 N N38-46/E035-06 MSS

E035-001 E035-301
7 R SUN EL36 AZ146 191-3731-A-I-N-D-IL NASA ERTS E-2268-07390-7 01

Şekil.2.38 Kapadokya bölgesinin Landsat görüntüsü. **OLDT**
hatları ve muhtemel kaldera yerleri (Çiftlik:Pasquare et al,1988;Acıgöl:
Yıldırım ve Özgür, 1979 tarafından ileri sürülen kaldera yerleri).

3. MİNERALOGİ-PETROGRAFI

3.1. Giriş

İnceleme alanında ortaya konulan litostratigrafi birimlerinin mineralojik-petrografik özelliklerini belirlemek amacıyla, alınan örnekler üzerinde çeşitli laboratuvar yöntemleri gerçekleştirilmiştir. Bu yöntemler optik ve elektron mikroskop incelemeleri ile X-ışınları çözümlenmeleridir. Bu bölümde önce bu laboratuvar yöntemleri tanıtılacak, daha sonra elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

3.2. İnceleme ve Çözümleme Yöntemleri

Çalışmanın amacı doğrultusunda araziden yaklaşık 1-2 kg ağırlığında taze kayaç örnekleri alınmıştır. Alınan bu örnekler 5 eşit parçaya bölünmüş, bunlardan dördü optik (incekesit) ve elektron mikroskop ile X-ışınları ve kimyasal çözümlenmelerde kullanılmıştır. Son parça ise daha sonraki olası bir incelemede kullanılmak üzere "tanık örnek" olarak saklanmıştır.

3.2.1 Optik mikroskop incelemeleri

Optik mikroskop incelemeleri H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ile Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont Fd. Fransa) Jeoloji Bölümünde hazırlanan kayaç incekesitleri üzerinde alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta gerçekleştirilmiştir.

Bu incelemeler yaygın olarak volkanitler, ender olarak da karbonatlı kayaçlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Söz konusu bu yöntemle bu kayaçları oluşturan mineraller tanımlanmış, minerallerin birbirleriyle olan ilişkileri ile dokuları ortaya konularak kayacın tanımlaması yapılmıştır. Bunun yanında kayaçta gözlenen alterasyonun şekli belirlenmiştir.

3.2.2. X-ışınları Çözümlenmeleri (X-RD)

X-ışınları (tüm kayaç ve kil fraksiyonu) çözümlenmeleri ince taneli (submikroskopik) örnekler üzerinde gerçekleştirilmiştir. Söz konusu bu çözümlenmeler H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Philips PW1140 model X-ışınları difraktometresinde gerçekleştirilmiştir. X-ışınlarında kullanılacak örnekler önce laboratuvarda 1-2 cm'lik parçalar halinde

kırıldıktan sonra Siebtechnik marka halkalı değirmende öğütülmüştür. Tüm kayaç (TK) ve kil fraksiyonunu (KF) oluşturan mineraller tanımlandıktan sonra bunların yarı nicel yüzdeleri saptanmıştır.

Tüm kayaç (TK) ve kil fraksiyonu (KF) çözümlenmeleri için gerekli toz difraktogramları aşağıdaki aletsel koşullarda elde edilmiştir.

Anod: Cu (CuK_α, λ:1.5418)

Flitre: Ni

Gerilim: 40 kV

Akım: 18 mA

Goniometre hızı: 2° /dak.

Kağıt hızı: 2cm/dak.

Duyarlılık: 4×10^{-2}

Zaman sabiti: 4 sn. yarıklar: 1°-0.1 mm⁻¹

Kayıt aralığı: 5°-35° (2 Θ)

Tüm kayaç difraktogramları ASTM (1972) kartotekslerinden yararlanılarak çözümlenmiştir. Saptanan minerallerin yarınicel yüzdeleri ise Gündoğdu (1982) tarafından geliştirilen yöntemle göre hesaplanmıştır. Pik şiddetlerinin kullanıldığı bu yöntemde klinopitilolit, analsim, kuvars, feldispat, opal-CT,, kalsit, aragonit, biyotit ve kil minerallerinin yanıt oranları dolomitin (104) yansıması (20=30.9) referans alınarak ölçülmektedir. Bu ölçüm ise, ağırlıkça (%50 dolomit+% 50 mineral) içeren homojen karışımlardan elde edilen difraktogramlardaki pik yüksekliklerinin oranı alınarak hesaplanmaktadır. Söz konusu yöntemdeki bağıl hata killi-karbonatlı kayaçlarda %14.56, tüflerde ise %21.34'dür (Gündoğdu, 1982).

Kil fraksiyonunun bileşimini belirlemek için ayrıntısı Gündoğdu (1982) ile Gündoğdu ve Yılmaz (1984)'da verilen kil ayırma yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntem anahatları ile kimyasal çözme (karbonat, sülfat gibi mineral fazları ile organik madde), yıkama (kararlı süspansiyon elde edilmesi) ve sifonlama (kil fraksiyonunun kazanılması) işlemlerinden oluşmaktadır. Sedimentasyon yolu ile ayrılan kil fraksiyonlarında (2 mikron 'dan küçük) kil minerallerinin sağlıklı bir şekilde tanımlanabilmesi için üç ayrı difraktogram kaydı (normal, etilen glikol, fırınlı) gerçekleştirilmiştir. Kil minerallerinin tanımlanması ve yarı nicel yüzdeleri ise, bunların (001) yansımalarına göre yapılmıştır.

3.2.3. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri (TEM)

Bu incelemeler Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd-Fransa) Jeoloji Bölümünde, Camebax Cameca marka elektron mikroskopunda gerçekleştirilmiştir. Bu incelemede örnekler yaklaşık 0.5 cm büyüklüğünde kırılarak örnek tutuculara konulmuş daha sonra engebeli doğal yüzeyi C+Au karışımı ile kaplandıktan sonra inceleme için hazırlanma getirilmiştir. Fotoğraflar ise sisteme bağlı polaroid makina ile çekilmiştir. Taramalı elektron mikroskop incelemeleri piroklastik kayalarındaki submikroskop zeolit minerallerinin şekil, biçim, boyut gibi morfolojik özellikleri ile bunların birbirlerine dönüşüm ve ilişkilerini belirlemek amacıyla gerçekleştirilmiştir.

3.3. İnceleme ve Çözümleme Sonuçları

Bu bölümde, inceleme alanındaki litostratigrafi birimlerin yukarıda belirtilen yöntemlerle belirlenen minerolojik-petrografik özellikleri ortaya konularak elde edilen sonuçlar tartışılacaktır.

3.3.1. Temel kayaları

İnceleme alanının kuzeybatısında yer alan plütonik kayalar holokristalin -porfirik dokuya sahip olup, bileşenleri esas olarak plajiyoklaz, kuvars ve ortoklaz'dan oluşmaktadır. Tali bileşen olarak titanit ve zirkon yer almaktadır.

Hem alkali feldispatlarda hem de plajiyoklazlarda sossuritleşme (epitodlaşma, kloritleşme ve karbonatlaşma) gözlenmektedir. Bunun yanında killeşme de feldispatlarda yaygın olarak ortaya çıkmaktadır.

Plajiyoklazlarda sossuritleşme dışarıdan itibaren gelişmiş olup bu da bize plajiyoklazların homojen bir kimyasal yapıya sahip olduğunu göstermektedir. Anortit içeriği düşük homojen bir kimyasal bileşime sahip plajiyoklazların varlığı, bu plütonik kayaların yüzeye yakın derinliklerde kristalleştiğini ortaya koymaktadır. Yer yer yaygın olmamakla birlikte grafik dokunun da geliştiği bu plütonik kayalar monzonit olarak adlandırılmıştır (Streckeisen, 1967, 1976).

İnceleme alanının dışında Göbekli Tepe'den alınan plütonik kayalar üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri, alkali feldispat,

plajiyoklaz, kuvars, turmalin ve opak mineraller içerdiğini ortaya koymuştur. Feldispatlar aşırı derecede serisitleşmiştir. Holokristalin tanelisel dokuya sahip olan bu kayalar alkali feldispat siyenit olarak adlandırılmıştır (Streckeisen, 1967, 1976).

İnceleme alanının güneybatısında yer alan ofiyolitik kayalardan alınan iki örnek üzerinde optik mikroskop incelemeleri gerçekleştirilmiştir.

Holokristalin tanelisel dokuya sahip olan kayaç önemli miktarda piroksenden (öjit türü) oluştuğunu ortaya koymuştur. Bunun yanında tali bileşen olarak iri taneli tremolit-aktinolit türü amfiboller ile opak mineraller mevcuttur. Bu amfibollerin büyük bir kısmı piroksenlerin uralitleşmesi sonucu oluşmuştur. Bu kayaç piroksenit olarak adlandırılmıştır (Streckeisen, 1976).

Genellikle holokristalin tanelisel yer yer de ofitik dokuya sahip olan diğer bir kayaç plajiyoklaz ve amfibolden (tremolit türü) oluşmaktadır. Kayaçta ayrıca plajiyoklazlardan itibaren bozunma sonucu oluşmuş prehnit mineralleri de bulunmaktadır. Plajiyoklazlar ince uzun prizmatik yarı özşekilli kristaller halinde olup, tipik polisentetik ikizlenme göstermektedir. Amfiboller özşekilli olup plajiyoklazların arasını doldurmuş durumdadır. Bu kayaç gabra olarak adlandırılmıştır (Streckeisen, 1976).

3.3.2. Yeşilhisar Formasyonu

Yeşilhisar formasyonuna ait bir kumtaşı örneği üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri, sözkonusu bu kayacın plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, opak mineraller ve kayaç parçacıklarından oluştuğunu ortaya koymaktadır. Kuvarslar monokristalin, polikristalin ve volkanik özelliğe sahip olup dalgalı yanıp sönmesi oldukça tipiktir. Polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklazlar da çatlaklardan itibaren gelişmiş ikincil karbonat oluşumları gözlenmektedir. Kayaç parçacıkları volkanik ve plütonik kökenlidir. Bağlayıcı malzemesi sparikalsit çimentodan oluşan bu kumtaşı "grovak" veya "kayaç parçacıklı kumtaşı" olarak adlandırılmıştır (Andel, 1958; Travis, 1970).

X-ışınları çözümlenmeleri bu grovakın feldispat (%58), kuvars (%9) ve kalsit (%33) ten oluştuğunu ortaya koymuştur.

3.3.3. Ürgüp Formasyonu

3.3.3.a. Çökek üyesi

Gölsel fasiyesteki kireçtaşı örnekleri üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri bunların genellikle mikritik özellikte olduğunu ortaya koymaktadır. Ortokem olarak mikrit egemen olup, yer yer sparitler de mevcuttur. Allokem bileşenleri olarak fosil, oolit ve litoklast (kuvars, plajiyoklaz, kireçtaşı ve volkanik kayaç parçacıkları) bulunmaktadır. Bazı kesitlerde dolomikritin gözeneklerinde polisentetik ikizlenme gösteren jips minerallerine rastlanılmıştır.

X-ışınları (tüm kayaç) sonuçları ile optik mikroskop incelemeleri birleştirildiğinde, bu karbonat kayaçları dolomikrit, fosilli mikrit, intraklastlı sparit, intraklastlı oosparit şeklinde adlandırılmıştır (Folk, 1962).

Mikrit genellikle dalga ve akıntı etkisinin gözlenmediği, çok düşük enerjili, sakin ortamlarda sparitler ise dalga etkisinin egemen olduğu bölgelerde oluşmaktadır.

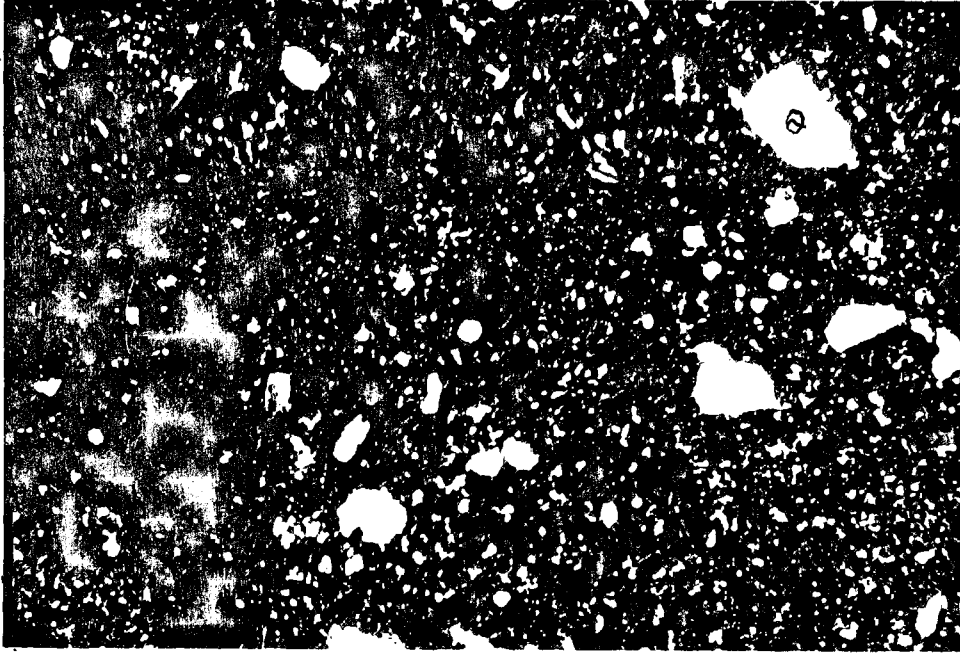
Tüfler üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri plajiyoklaz, kuvars, biyotit, kayaç parçacıkları ve opak minerallerin varlığını göstermiştir.

Özşekilli, yarı özşekilli plajiyoklazlar zonlu yapı ve polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazı kesitlerde plajiyoklazlarda yer yer alterasyon izlerine (serisitleşme) rastlanılmıştır.

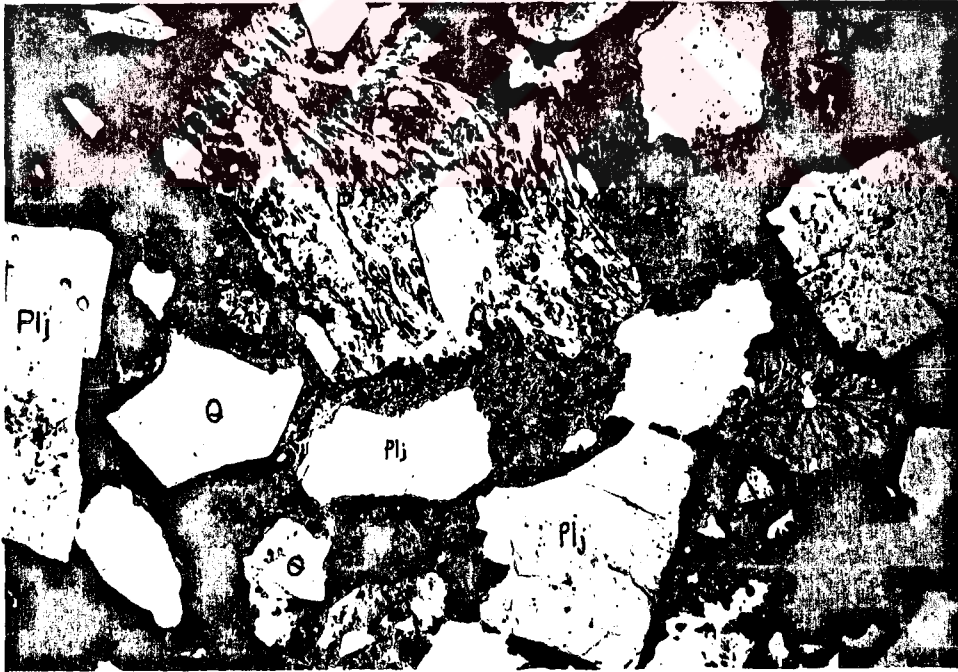
Kuvarslar, yarıözşekilli, berrak yüzeyli olup dalgalı yanıp sönme göstermektedir. Bazı kuvars kristallerinde magmatik kemirilme izleri de gözlenmiştir.

Biyotitler levhamsı şekilli olup yer yer bükülmelere rastlanılmaktadır. Açık kahverengi-yeşil renkli olan biyotitler belirgin pleokroyizma gösterirler. Yer yer biyotitlerin kenarlarından itibaren opasitleştiği ve opak bir kuşak tarafından çevrelendiği gözlenmektedir. Sanidin kristalleri yarıözşekilli temiz berrak yüzeylidir. Tüf örneklerinde yer yer volkanik ve plütonik kayaç parçacıklarına da rastlanılmaktadır. Bazı kesitlerde dikey tane boylanması gelişmiştir.

Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayaçlar "camsı tüf" (Şekil 3.1.) ve "kristal tüf" (Şekil 3.2) olarak adlandırılmıştır.



Şekil 3.1. Çökek üyesinin camsı tüflerinden genel görünüm (çift nikol x35)



Şekil 3.2. Çökek üyesinin kristal tüflerinden genel görünüm (tek nikol, x35, Plj:Plajiyoklaz, P:Pomza, Q:Kuvars)

X-RD (TK) çözümlenmeleri, killi karbonatlı kayalar ile piroklastikleri oluşturan bileşenlerin cinslerini ve yarı nicel yüzdelerini saptayabilmek, tüflü kayaların bağlayıcı malzemelerinde gelişen alterasyon ürünlerinin türünü belirlemek ve dağılımlarını ortaya koyabilmek amacıyla gerçekleştirilmiştir. 204 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-RD (TK) çözümlenmeleri (çizelge 3.1) söz konusu bu kayaların kalsit, dolomit, feldispat, kuvars, opal-CT, biyotit, kil mineralleri, analsim, klinoptilolit, eriyonit, şabazit, filipsit, volkanik cam, kaolinit, hornblend ve jipsten oluştuğunu ortaya koymuştur.

Saptanan bu minerallerden bazılarının istatistiksel parametreleri Çizelge 3.2'de verilmiştir.

Karbonat minerallerinden dolomitin hem bulunuş frekansı (%47) hem de ortalama yüzdesi (%61), kalsite göre (bulunuş frekansı %25, ortalama yüzdesi %47) daha fazladır.

Bulunuş frekansı yüksek olan kalsit, dolomit, feldispat, kuvars ve kil mineralleri birimin esas bileşenlerini oluşturmaktadır. Yukarıda tanımlanan minerallerden feldispat, kuvars ve biyotit volkanik kökenli, analsim, klinoptilolit, eriyonit, şabazit, filipsit ve opal-CT ise otijeniktir.

Yanal ve düşey yöndeki mineralojik dağılımları saptayabilmek amacıyla basenin farklı kesimlerinden alınan kesitlerde, kalsit, dolomit, feldispat, kuvars, klinoptilolit, analsim ve kil minerallerinin dağılımları incelenmiştir (Şekil 3.3 -3.6).

Karbonat minerallerinden kalsit daha çok K-G doğrultusunda uzanan basenin kenarlarına yakın kesimlerde (Akdağ ile Avladağ'ın batısında yer alan kesitlerde) daha yaygındır. Dolomit ise basenin merkezi kesimlerinde daha sıkça gözlenmektedir. Dikme kesitlerinden saptanabilen bir diğer özellik ise kalsit genellikle birimin üst kesimlerinde gözlenirken, dolomit alt kesimlerde daha egemendir.

Zeolit minerallerinden, sadece beş örnekte gözlenen analsim baseni K-G yönünde ikiye ayıran Araslan Dere batı yamacı ile inceleme alanının kuzeyindeki Kuşcun ve Pazargediği tepelerinden alınan kesitlerde saptanmıştır. Klinoptilolit ise Araslan Dere ile Çökek Köyü batısında ve Kızılırmak güneyindeki kesitlerde gözlenmektedir. Bunun yanında klinoptilolit inceleme alanının güneyinde yer alan Karlık ve Karain

Çizelge 3.1: (devam ediyor)

Mineraller														
Örnek No	KALSİT	DOLOMIT	FELDSPAT	KUVARS	OPAL-CT	BIYOTİT	KİL MINERALLERİ	ANALSİM	KLİNOPTİLOLİT	ERİYONİT	ŞABAZİT	FLİPSİT	VOLKAN CAMI	
U-97			40	2			58							
U-98			61	3			36							
U-99	100													
U-100			21				79							+
U-105	100													
U-106			49	3			48							
U-107			38	3			59							
U-111			30	5			65							+
U-112			8	2			90							+
U-113	3	66					31							
U114		72	2				26							
U-115		23					77							
U-116		73					27							
U-117		73	3	1			23							
U-118		66	4	1			29							
U-119		50	22	4			15	9	+	Kaolinit				
U-120			21	4			69	6						
U-121		100												
U-122		100												
U-123			21	5			74							
U-124		43	13	1			43							
U-138		43	4	1			52							
U-139		82					18							
U-140		43					57							
U-141		36					64							
U-142		46					54							
U-143		55	3	1			41							
U-144		64					36							
U-145	57		13	3			27							
U-151	48			3	49									
U-152	100													
U-153	6	11	12	1			70							
U-154				100		Opal-A								
U-155			22	2			76							
U-156			30	5			65							
U-169	7			5	88									
U-170		60	4	1			35							
U-171		100												
U-172	1	67					32							
U-173		51	3				46							

Çizelge 3.1: (devam ediyor)

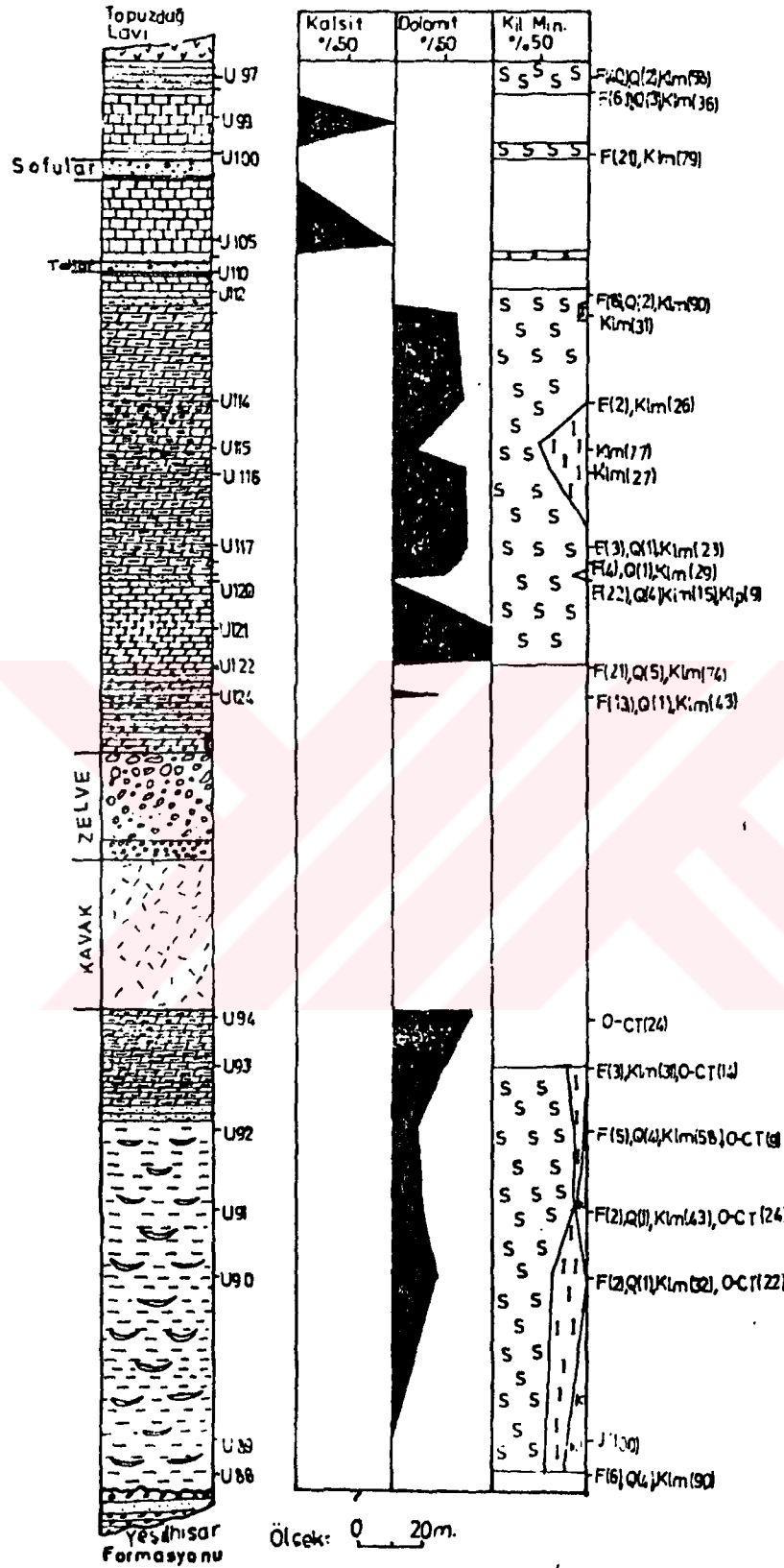
Mineraller													
Örnek No	KALSİT	DOLOMIT	FELDSPAT	KUVARS	OPAL-CT	BIYOTİT	KİL MINERALLERİ	ANALSİM	KLİNOPTİLOLİT	ERYONİT	ŞABAZİT	FLİPSİT	VOLKAN CAMI
U-174		67	3				30						
U-175	76	24											
U-176		57	3	1			39						
U-177	1	34	10	3			52						
U-178			34	5			61						
U-179	45	25	3	1			26						
U-180	3		45	1			51						
U-199	55		8	5		8	24						
U-200	76			1			23						
U-201	73	20	6	1									
U-202			44	3			53						
U-205	25		6				69						
U-206			63	4			33						
U-210			36	4			60						
U-211			72	28									
U-219			40	2			58						
U-232	99			1									
U-233	60	40											
U-234		81	2	1			16						
U-235	11		5	1			83						
U-243			32	4			64						
U-258			38	3			59						
U-287			24	2			74						
U-288			32	3			65						
U-289			13	2			85						
U-290		82	2				16						
U-291		100											
U-292	5	95											
U-293		78	1	1			20						
U-297			42	3	12	9	20		14				
U-298			25	2		15	44		14				
U-299			12	3	20	21			44				
U-300			36	6		16			42				
U-301		30	7	2			61						
U-302		63	3	1			30	3					
U-303		66	5	1			28						
U-304		69	4	1			26						
U-304-A		21	10	2			39	28					
U-309		63	7				30						
U-310	52	8	2	20		18							
U-203			17	2			81						

Çizelge 3.1: (devam ediyor)

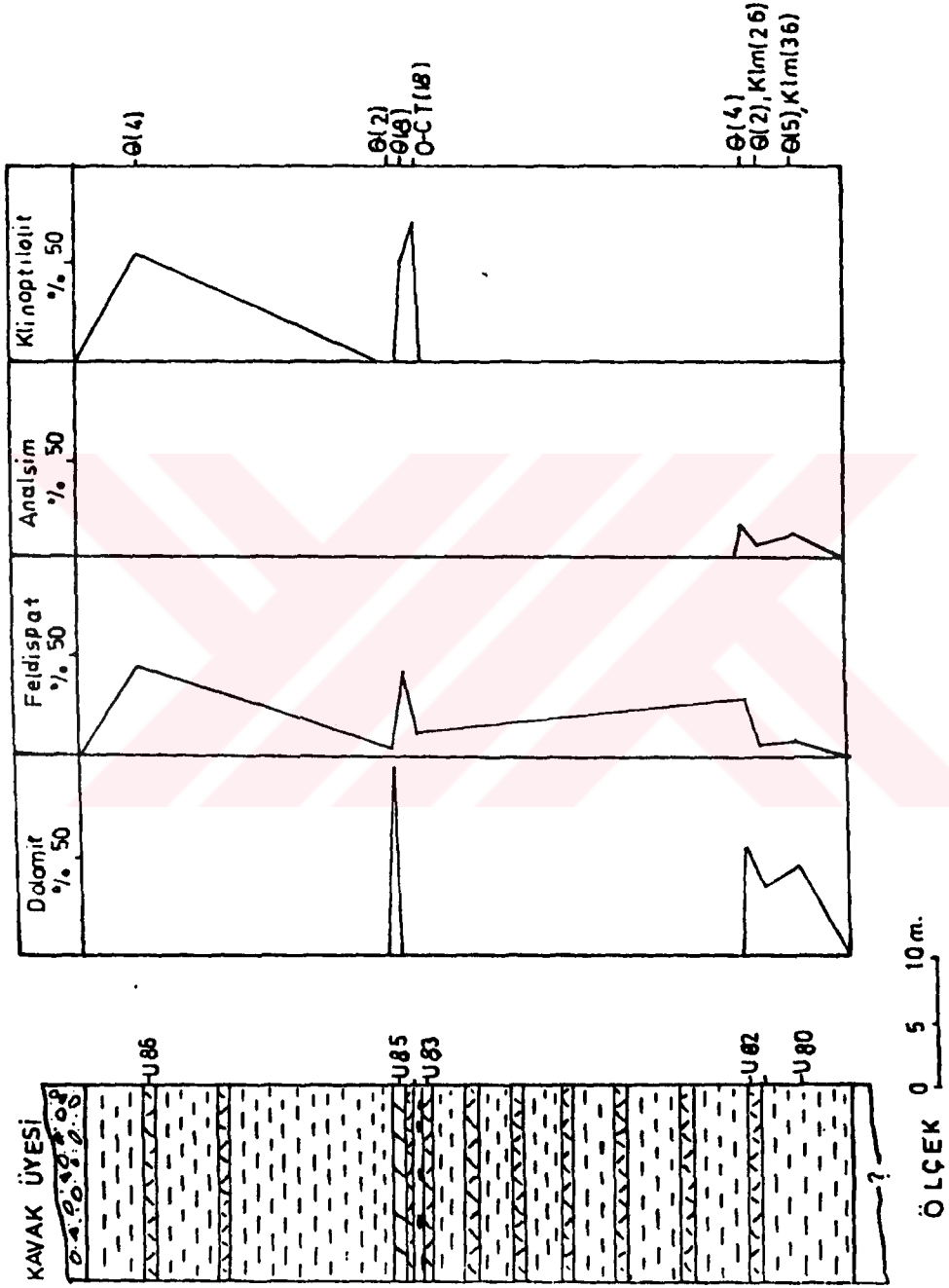
Mineraller													
Ömek No	KALSİT	DOLOMIT	FELDSPAT	KUVAR	OPAL-CT	BİYOTİT	KİL MINERALLERİ	ANALSİM	KLİNOPTİLOLİT	ERİYONİT	ŞABAZİT	FLİPSİT	VOLKAN CAMI
U-393				11	89								
U-405	70		3	1			26						
U-407			24	15			61						
U-408			43	3			54						+
U-409			42	2			56						+
U-410			24				76						+
U-421			20	2			78						+
U-422			45	11			44						
U-423			50	4			46						
U-428	87	13											
U-432	10	7	5	2			76						+
U-433			19	4			77						
U-434			34	2			64						
U-435		94	6										
U-436			94	6									
U-437		44	7	2			47						
U-438		70	3	1			26						
U-439		95	4	1									
U-440		100											
U-441		100											
U-442		17	9	2			72						
U-443		100											
U-444		100											
U-445		100											
U-446		75	2				23						
U-447		90	2				8						
U-448		67	4				29						
U-449		72	3				25						
U-466			46	1			53						
U-467			71	1			28						
U-468			15	2			83						
U-469	61		10	1			28						
U-470		44					56						
U-471		67	2				31						
U-474		16	23				61						+
U-475			52	5			43						+
U-477			51	5			44						+
U-483			77	2			21						+
U-486			12	2			86						+
U-487			39	1			60						+
U-489			6	2			92						+
U-503		2	4	2		13	79						

Çizelge 3.2: Çökek üyesinde belirlenen bazı minerallerin istatistiksel değerlendirmesi.

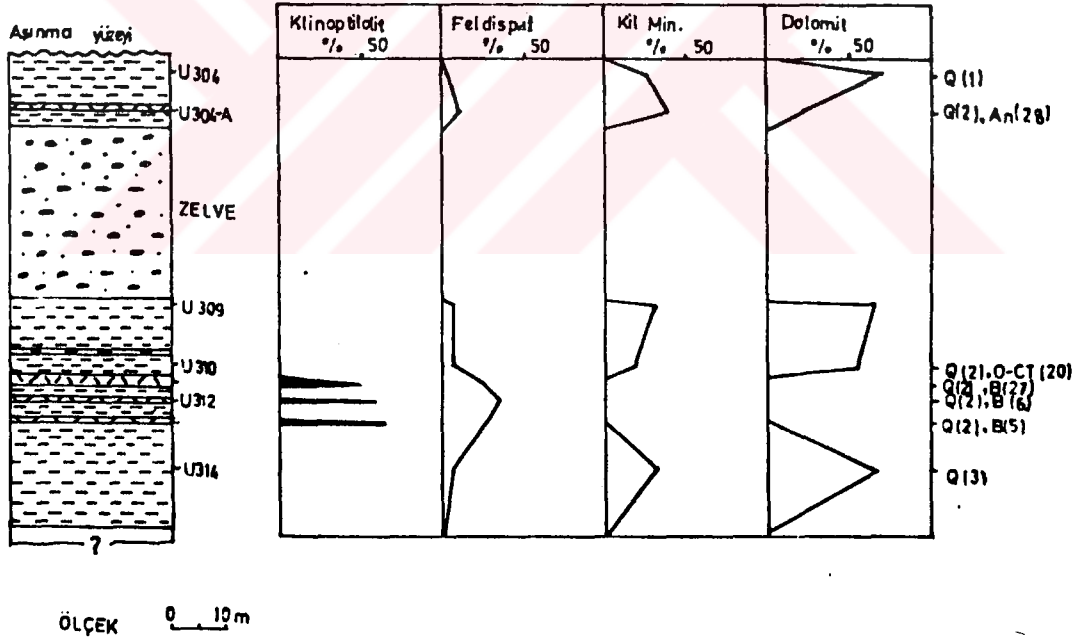
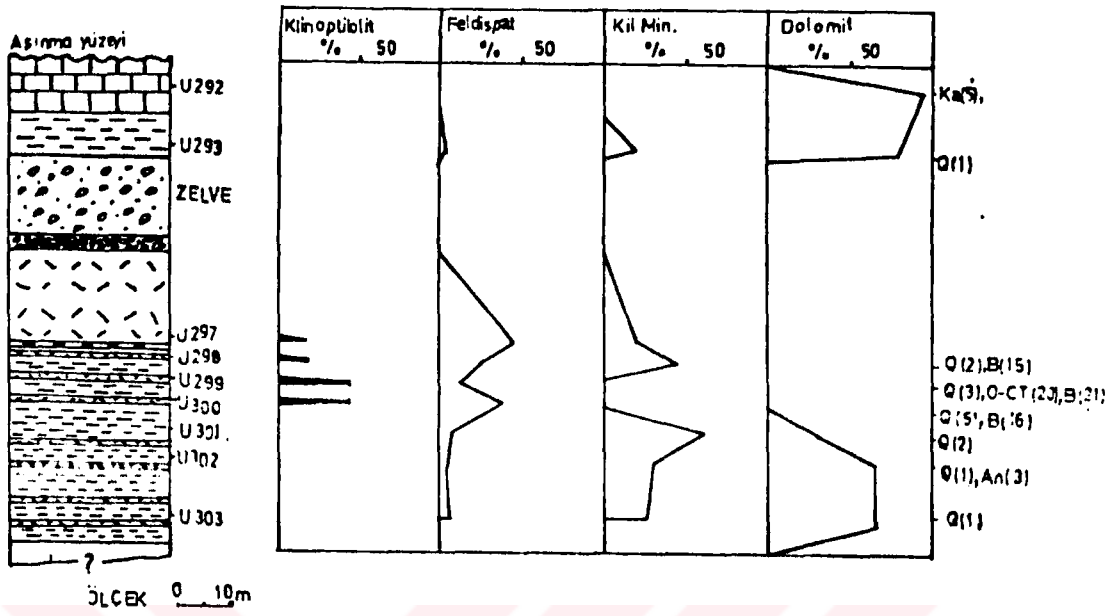
Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Kalsit	25	1	100	47
Dolomit	47	7	100	61
Feldispat	72	1	96	21
Kuvars	65	1	100	4
Opal-CT	10	9	89	37
Biyotit	6	5	65	20
Kil Mineralleri	65	10	94	48
Analsim	2	3	28	12
Klinoptilolit	7	6	92	43



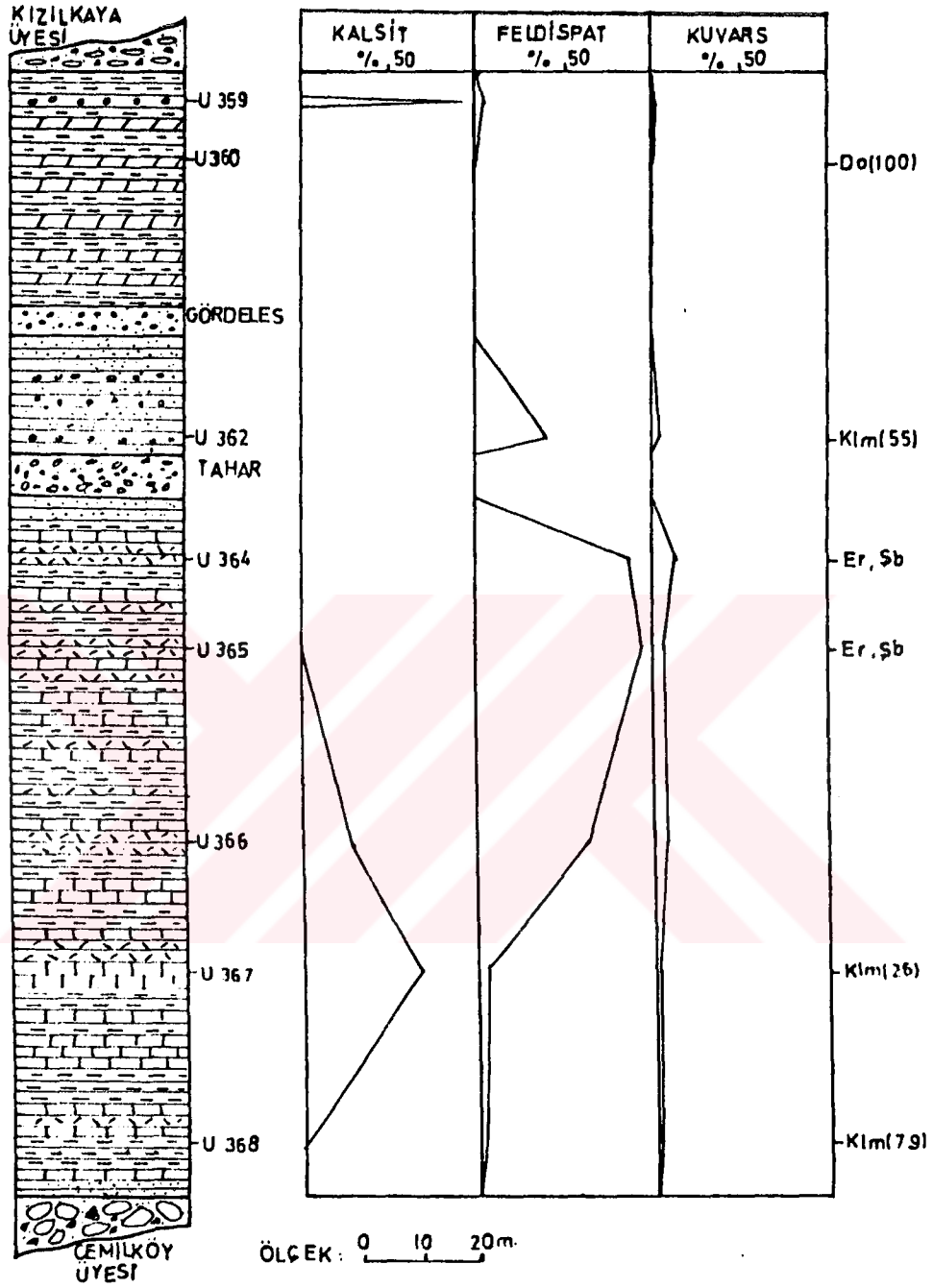
Şekil 3.3. Çökek üyesinin Çökek köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.4. Çökek üyesinin Ararslan dere kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.5. Çökek üyesinin a) Kuşcun tepe b) Pazargedığı tepe kesitlerinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.6. Çökek üyesinin Karain köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.

Köyleri civarında da çok az da olsa saptanmıştır. Sadece dört örnekte gözlenen eriyonitte inceleme alanının güneyinde Karain Köyü civarında ve inceleme alanının kuzeyinde Kuşcun tepeden alınan kesitte saptanmıştır. Üç örnekte gözlenen şabazit inceleme alanının güneyindeki Karlık ve Karain Köyleri civarında, iki örnekte saptanan filipsit ise Karain Köyü ile Çökek Köyü batısında saptanmıştır.

İnceleme alanındaki jips oluşumlarına ise Çökek Köyü batısında Yeşilhisar formasyonu üzerinde yeralan marnlı seviyelerde saptanmıştır.

Zeolit minerallerinden analsim dolomit ile önemli bir beraberlik gösterirken, klinoptilolit feldispat ile olan beraberliği dikkati çekmektedir. Aynı durum kil mineralleri ile de sözkonusudur. Analsimli örneklerde kil mineralleri yaygın olarak yeralırken, klinoptilolitli örneklerde ya hiç kil minerali bulunmamakta ya da bulunduğu örneklerde negatif bir ilişkinin varlığı dikkati çekmektedir. Analsimin simektit ile olan beraberliği çeşitli araştırmacılar tarafından da ortaya konulmuştur (Ataman, 1976; Hay, 1978; Ataman ve Gündoğdu, 1980, 1981, 1982; Gündoğdu, 1982). Bu araştırmacılar Gündoğdu (1982) trioktaedrik simektitleri analsim ile yaygın olarak beraber bulunmasını, simektit neoformasyonuna bağlamıştır. Araştırmacı Mg++ konsantrasyonunun yüksekliğinin volkanik malzemenin simektitleşmesine yolaçarak artık çözeltilerin Si/Al oranını düşürdüğünü bunun sonucu olarak Si/Al oranı düşük olan (Si/Al=2) analsimin oluştuğunu ileri sürmüştür. Araştırmacı Bigadiç bölgesinde yaptığı incelemelerde zeolitleşme göstermeyen örneklerdeki trioktaedrik simektitlerin varlığına dayanarak, simektit neoformasyonunun ortamın Mg++ içeriği ile denetlendiğini ileri sürmektedir. Araştırmacıya göre Mg++ simektit neoformasyonuna yolaçarak artık çözeltilerin Si/Al oranını büyük ölçüde düşürerek klinoptilolit oluşumunu engellemektedir.

Bu otijenik minerallerden eriyonitin, elektron mikroskop fotoğrafından da görülebileceği gibi iğnemsî bir dokuya (Şekil 3.8) sahip olması nedeniyle, solunum yoluyla alınması durumunda akciğer kanserine neden olduğu bilinmektedir (Barış, 1975). Ürgüp'ün Karain ile Gülşehir'in Tuzköy köylerinde yapılan sağlık taramaları sonucunda birçok kişide akciğer kanserine rastlanması ve bunun da bölgede eriyonit oluşumlarından kaynakladığının belirlenmesinden (Barış et al., 1976) sonra sözkonusu bu mineralin dağılımını araştırmak amacıyla Ataman (1978, 1980) ve Mumpton (1978) tarafından Kapadokya bölgesinde

çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda Karain, Tuzköy, Sarıhıdır, Karlık, Tahar, Karacaören ve Çökek köyleri civarında eriyonit oluşumlarının varlığı belirlenmiştir. Bu çalışmada ise yukarıda sözü edilen araştırmacıların saptadıkları yerler dışında eriyonit oluşumlarına rastlanılmamıştır. Sözkonusu bu eriyonit oluşumları Çökek üyesi içerisindeki tüflü seviyeler ile Zelve ve Cemilköy üyelerinde yer almaktadır.

Birimin tüflü seviyelerinde saptanan en önemli otijenik mineral parajenezleri şunlardır:

klinoptilolit + eriyonit + şabazit

klinoptilolit + opal-CT

volkanik cam + simektit

klinoptilolit + simektit

klinoptilolit + opal-CT + eriyonit

klinoptilolit + kuvars

analsim + kuvars

eriyonit + şabazit

klinoptilolit + şabazit

opal-CT + simektit

klinoptilolit + filipsit

Kil içeren 69 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-RD (TK) çözümlmelerine göre egemen kil minerali simektitdir (Çizelge 3.3). Sözkonusu bu mineralin bulunuş frekansı %90 olup, ortalaması ise %89 (en az %5, en çok %100) dur. Diğer kil minerali illitin ortalaması %37 (en az %5, en çok %100) bulunuş frekansı ise %50'dir. Bulunuş frekansı %11 olan kaolinitin ortalaması %20 (en az %5, en çok %50)dir. Simektitler tüm seviyelerde gözlenirken, illitler sadece kırıntılı seviyelere bağlıdır. Diğer taraftan amorf malzemedan oluşan bazı örneklerin kil fraksiyonunda ya hiç kil minerali bulunmamakta yada çok az miktarda kötü kristalin simektitlerin yer aldığı ortaya çıkmaktadır. Bazı kil difraktogramlarında ise tüm kayaç difraktogramlarında gözlenemeyen bazı minerallerin (klinoptilolit, eriyonit, analsim) ortaya çıktığı gözlenmektedir.

Karain Köyü civarından alınan ve X-RD (TK) çözümlmelerine göre zeolit mineralleri içeren tüflü kayaçlar üzerinde gerçekleştirilen TEM incelemelerinin amacı, submikroskopik özelliğe sahip olan bu zeolit minerallerinin morfolojik özellikleri ile oluşum ve kökenlerine açıklık ge-

Çizelge 3.3: Çökek üyesi kayaç örneklerinin X-RD (KF) çözümü sonuçları.

Mineraller				Mineraller					
Örnek No	İlilit	Simektit	Kaolinit	Diğer Mineraller	Örnek No	İlilit	Simektit	Kaolinit	Diğer Mineraller
U-9		50	50		U-179	5	95		
U-39		100			U-180		100		
U-41		100			U-199	15	85		
U-60		80	20		U-200	20	80		
U-61		90	10		U-203	35	65		
U-62		85	15		U-210	10	90		
U-64		100			U-234	15	85		
U-72	30	70			U-243	10	90		
U-73	40	60			U-258		100		
U-80	100			Analsim	U-287	5	95		
U-81	100			Analsim	U-288		100		
U-88	20	60	20		U-293	100			
U-90	35	65		Opal-CT	U-298		100		Klinoptilolit
U-91		85	15	Opal-CT	U-301		100		
U-92	10	85	5		U-302	25	75		
U-93	25	75		Opal-CT	U-303		100		
U-97		100			U-304	100			
U-98		100			U-304-A	100			
U-100		100			U-309	40	60		
U-106		100			U-310	100			Opal-CT
U-107		100			U-314	25	75		
U-111		100			U-318		100		
U-112		100			U-319	10	90		
U-113	10	90			U-320		100		
U-114		100			U-321	20	80		
U-115	50	50			U-322	20	80		
U-116	40	60			U-323	10	90		
U-117		100			U-331		100		
U-119		85	15	Eri.+Klino	U-335		100		
U-120		100			U-336		100		
U-123		100							
U-155	25	75							
U-156		100							
U-170		100							
U-172	20	80							
U-173	100								
U-174	100								
U-176	25	75							
U-177	5	95							
U-178		100							

tirmektir. Hegzagonal simetri ile karakteristik olan 30-35 mikron uzunluğunda, 5-10 mikron kalınlığındaki eriyonit çubukları ile volkanik camın ilişkisi Şekil 3.7'de görülmektedir. Buradaki eriyonit kristallerinin muhtemelen gözenek sularının etkisi ile volkanik camdan itibaren oluştuğu açık olarak gözlenmektedir. Aynı fotoğrafın sol üst kesiminde ise yine volkanik camın alterasyonu sonucu oluşan 50 mikron uzunluğundaki bir klinoptilolit kristali görülmektedir. Şekil 3.8 de ise paketlenmiş lifler/iğneler halindeki eriyonit kristalleri izlenmektedir. Bu iğnemsî eriyonit demetleri 30-70 mikron uzunluğunda, 5-10 mikron kalınlığındadır. Tek bir eriyonit iğnesinin kalınlığı ise yaklaşık 1 mikron civarındadır.

3.3.3.b. Kavak Üyesi

Bu birimin ignimbiritik seviyelerinden alınan örnekler üzerinde optik mikroskop incelemeleri gerçekleştirilmiştir. Hipohyalin porfirik doku gösteren bu kayaların mineralojik bileşenlerini plajiyoklaz, kuvars, biyotit ve opak mineraller oluşturmaktadır. Bu minerallerin yanında kayalarda pomza ve kayaç parçaları da mevcuttur (Şekil 3.9-10).

Bu bileşenlerden plajiyoklaz, yarıözşekilli, prizmatik biçimli kristaller halinde olup, polisentetik ikizlenme ve zonlu yapı göstermektedir. Yer yer serisitleşme de gösteren plajiyoklazlar, inceleme alanının kuzeybatısında, Karadağ güneyinden alınan örneklerden hidrotermal etkiler ile tamamen killeşmiş ve kaolinit minerallerine dönüşmüştür (Şekil 3.11). Genellikle iri ve özşekilli kristaller halinde gözlenen kuvarsların dalgalı yanıp sönmeleri oldukça tipiktir. Kenarlarından itibaren volkanik kemirilmeler sonucu oluşan şekiller de kuvars kristallerinde tipik olarak gözlenmektedir. Biyotitler yeşillimsi kahverenkli ve belirgin pleokroyizma göstermektedir. İnce, uzun levhamsı şekilli olan biyotit kristallerinde yer yer bükülmeler gözlenmektedir. Biyotitlerde yer yer kloritleşme ve opasitleşme izlerine de rastlanmaktadır.

Pomza parçaları ince-uzun lifsi dokuda olup, plajiyoklaz (125-500 mikron), biyotit (100-400 mikron), kuvars (200-600 mikron) ve opak mineraller içermektedir.

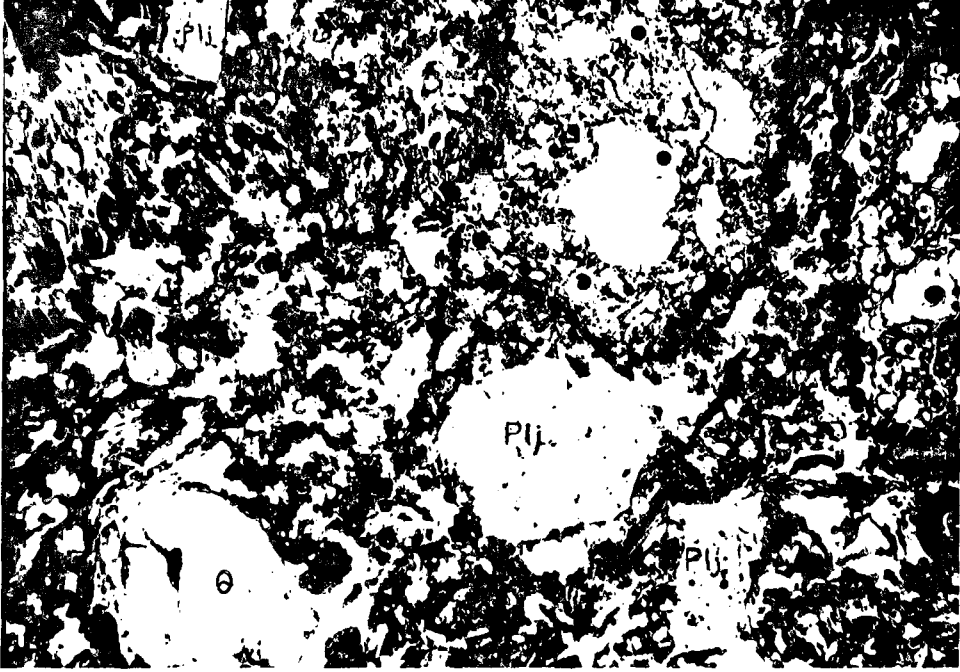
Volkanik ve plütonik kayaç parçacıkları da incelenen incekesitlerde bol miktarda bulunmaktadır.



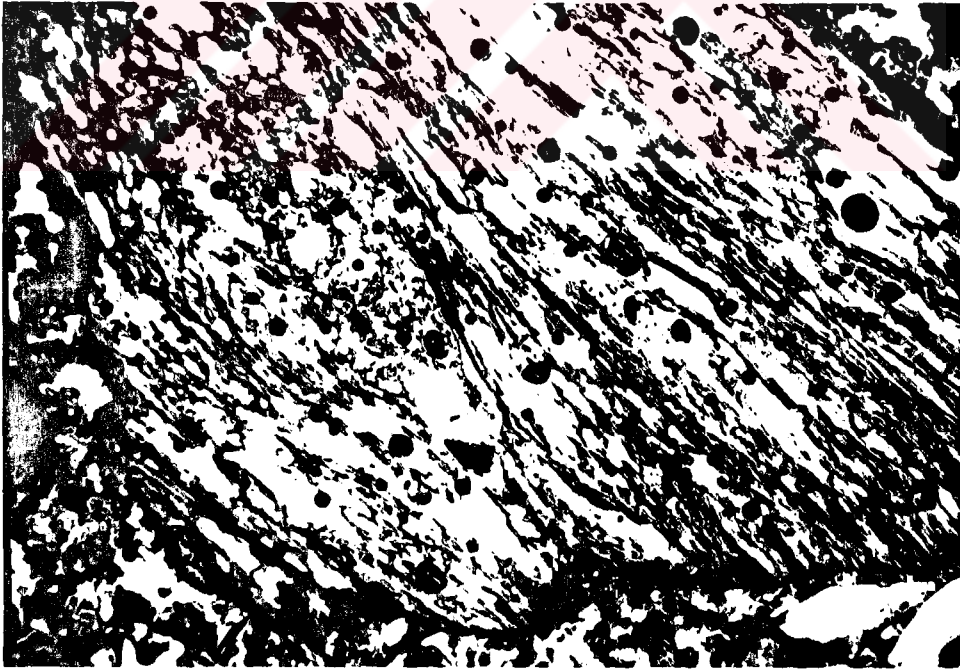
Şekil 3.7. Çökek üyesinin "camsı tuf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş klinoptilolit ve eriyonit kristalleri



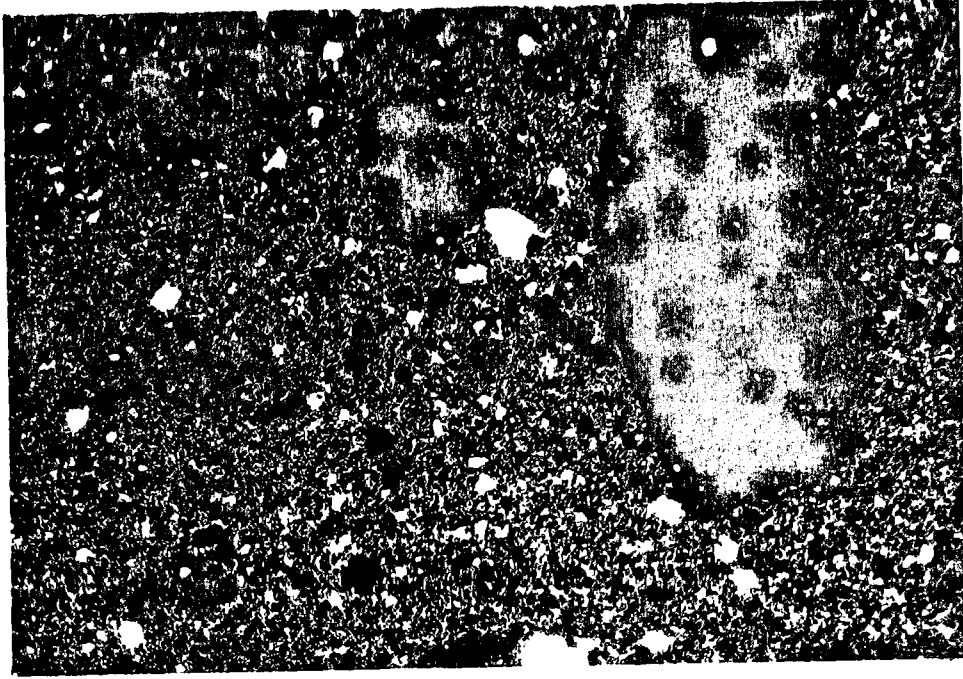
Şekil 3.8. Çökek üyesinin "camsı tuf"lerindeki lifsi/iğnemsî eriyonit kristal demetleri.



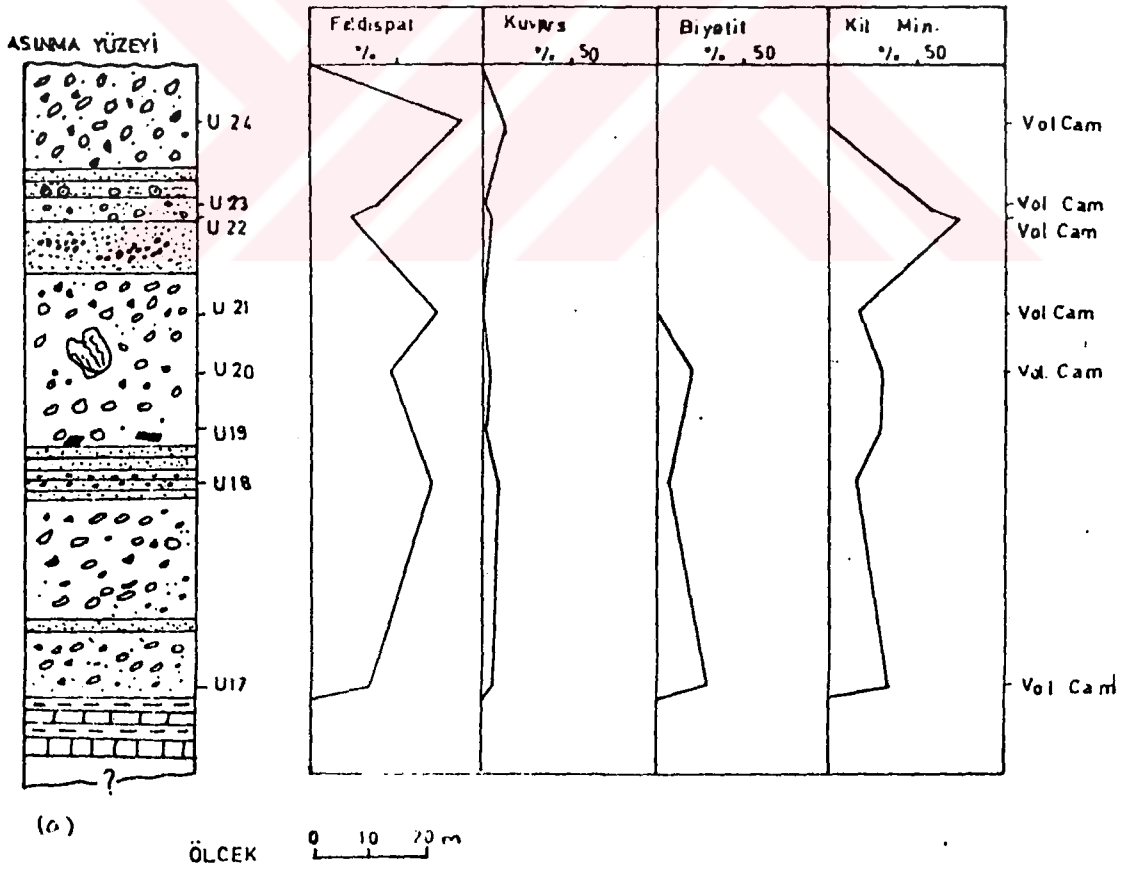
Şekil 3.9. Kavak üyesi "camsı tüf"lerinin genel görünümü (Tek nikol, X35, Plj:Plajiyoklaz, Q:Kuvars)



Şekil 3.10. Kavak üyesi "camsı tüf"lerinde gözlenen lifsi yapıdaki pomza (tek nikol, X35)



Şekil 3.11. Kavak üyesinin büyük ölçüde kaolinleşmiş kesimlerinin genel görünümü (çift nikol, X35)



Şekil 3.12. Kavak üyesinin Göreme kesitinde belirlenen minerallerinin dikey dağılımları.

İgnimbiritlerin bağlayıcı malzemesi submikroskopik volkan cam ile kristal kırıntılarında oluşmaktadır.

Schmid (1981) sınıflamasına göre kayalar "camsı tuf" olarak adlandırılmıştır.

Bu birime ait 61 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-RD (TK) çözümlenmeleri bu kayaların feldispat, kuvars, biyotit, kil mineralleri, opal-CT, klinoptilolit ve kaolinitten oluştuğunu ortaya koymaktadır (Çizelge 3.4).

Saptanan bu minerallerden bazılarının istatistiksel parametreleri Çizelge 3.5'de verilmiştir.

Çizelge 3.5'de de görülebilceği gibi Kavak üyesinde görülen en yaygın mineraller sırası ile kuvars, feldispat, kil mineralleri ve biyotit'dir. Bu minerallerin dikey dağılımları Göreme kesitinde incelenmiştir (Şekil 3.12). Bu dağılımlarda gözlenen en önemli özellik feldispat ve kil mineralleri arasında negatif bir ilişkinin varlığıdır. Bunun yanında inceleme alanının kuzeyinde, Karadağ güneyinde yer alan kesitlerde kaolinit, opal-CT ve klinoptilolit oluşumları gözlenmektedir. Bu minerallerin gözlendiği örneklerde ya feldispat hiç bulunmamakta ya da bulunduğu örneklerde miktarları diğer bölgelere göre nispeten azalmaktadır. Bu da bu minerallerin Kızılırmak'ın güneyinde D-B doğrultusunda uzanan kırık hatları boyunca gelişen hidrotermal çözeltilerin etkisiyle feldispatlardan itibaren oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Optik mikroskop incelemeleri ile X-RD (TK) sonuçları birleştirildiğinde hidrotermal alterasyon ile feldispatlar tamamen kil minerallerine dönüşmüş ve kaolinitler oluşmuştur.

Bu üyede otijenik mineral oluşumlarının gözlendiği bir diğer bölge ise inceleme alanının güneyinde, İbrahimpaşa güneyindeki Manay Tepesi'dir. Bu bölgedeki istifin üst kesimlerinde klinoptilolit ve opal-CT oluşumları gözlenmektedir. Buradaki klinoptilolit ve opal-CT oluşumları da Kavak İgnimbiritlerinin pomzalarından ilibaron göllümlü alterasyon mineralleridir.

23 örnek üzerinde gerçekleştirilen kil fraksiyonu çözümlenmeleri illit, simektit, kaolinit ve düzenli 10I-14S interstratifiyesinin varlığını ortaya

Çizelge 3.4: Kavak üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümlene sonuçları

Mineraller								
Örnek No	FELDİSPAT	KUVARS	BIYOTİT	KİL MINERALLERİ	OPAL-CT	KLİNOPTİLOLİT	KAOLİNİT	VOLKAN CAMI
U-3	42	5	53					+
U-17	33	5	29	33				+
U-18	70	8	7	15				
U-19	58	1	12	29				
U-20	47	3	20	30				+
U-21	72			18				+
U-22	25	2		73				+
U-23	40	2		58				+
U-24	87	13						+
U-25	38	6		56				+
U-26	15	3		82				
U-27	45	6		49				+
U-28	46	7	14	33				+
U-29	61	7	10	22				+
U-30	19	10	22	49				+
U-55	20				38	42		
U-56		33		67			+	
U-57		22		88			+	
U-58	22	25		53			+	
U-63	16	4	27	53				+
U-131	13	87						+
U132	23	4		73				+
U-133	36	20		44				
U-134	24	28		48				
U-135		58			42			
U-136		59			41			
U-162	15	29	20	36				+
U-164	87	13						+
U-165	69	7	24					+
U-166	82	18						+
U-167	67	3		30				+
U-193	36	5		59				+
U-246	54	46						+
U-247	96	4						+
U-250	51	7		42				+
U-251	51	10		39				+
U-261	28	5	18	49				+
U-262	19	8	11	62				+
U-263	45	5		50				+
U-264	29	2		69				+

Çizelge 3.4. (devam ediyor)

Mineraller								
Örnek No	FELDSPAT	KUVAR	BIYOTİT	KİL MİNERALLERİ	OPAL-CT	KLİNOPTİLOLİT	VOLKAN CAMI	KALSİT
U-265	32	5			19	43		
U-266	25	7			22	46		
U-267	27	11		62			+	
U-268	49	6		45				
U-269	54	7		39				
U-270	85	1		14			+	
U-271	80	20					+	
U-272	73	27					+	
U-340	89	11					+	
U-348	92	8					+	
U-349	78	22					+	
U-350	23	2		75			+	
U-351	59	3		38				
U-418	15	20		65			+	
U-449-A	26	3		71			+	
U-455	36	6		58			+	
U-456	29	34		37			+	
U-458	6	1		93			+	
U-459	84	1		15			+	
U-460		1		34	10			55
U-528	25	6		69			+	

Çizelge 3.5: Kavak üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

Mineral	Buluş Frekans	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	92	6	96	46
Kuvars	97	1	87	13
Biyotit	21	7	53	21
Kil Mineralleri	70	14	88	49
Opal-CT	10	10	42	29
Klinoptilolit	5	42	43	44
Kalsit	2	55	55	55

koymuştur (Çizelge 3.6). Bunlardan simektit (bulunuş frekansı %6, en az %60, en çok %100, ortalama %86) egemen kil mineralidir. Illit-in bulunuş frekansı yüksek olmasına rağmen (%82), ortalama yüzdesi (%19, en az %5, en çok %100) çok düşüktür. İki örnekte ise eser miktarda (%5'den az) yer almaktadır. Kaolinitin bulunuş frekansının nispeten düşük olmasına rağmen (%23) ortalama yüzdesi yüksektir (%32, en az %5, en fazla %90) Aynı durum düzenli 10I-14S intersitratifiyesi için de geçerlidir (bulunuş frekansı %14, en az %10, en fazla %50, ortalama %32).

Yukarıda saptanan minerallerden illit ve simektit hemen hemen bütün seviyelerde yaygın olarak izlenmekte olup bunlardan simektit volkan camının alterasyon ürünüdür. Illit ise biyotitler ile temsil edilmektedir. Kaolinit ve düzenli 10I-14S intersitratifiyesi inceleme alanının, sadece kuzeyinde Karadağ güneyindeki kesitlerde gözlenmekte olup, bu kil mineralleri hidrotermal alterasyon sonucu oluşmuşlardır.

3.3.3.c. Zelve üyesi

Bu birimden alınan örnekler üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri, sözkonusu bu kayaların, plajiyoklaz, kuvars, biyotit, opak mineraller ile pomza ve volkanik kayaç parçacıklarından oluştuğunu ortaya koymaktadır (Şekil 3.13). Özşekilli-yarıözşekilli olan kuvars kristallerinde dalgalı yanıp sönme tipiktir. Plajiyoklazlar yarı özşekilli olup yer yer zonlu doku ve polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Yeşil renkli, ince-uzun levhamsı şekilli biyotitlerin pleokroyizması tipiktir.

Pomza örnekleri üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri bunların Kavak ignimbritlerinden farklı olarak subafirik özellikte olduğu ve çok az miktarda plajiyoklaz (150-400 mikron), biyotit (25-250 mikron) ve opak (400 mikron) mineral içerdiğini ortaya koymaktadır.

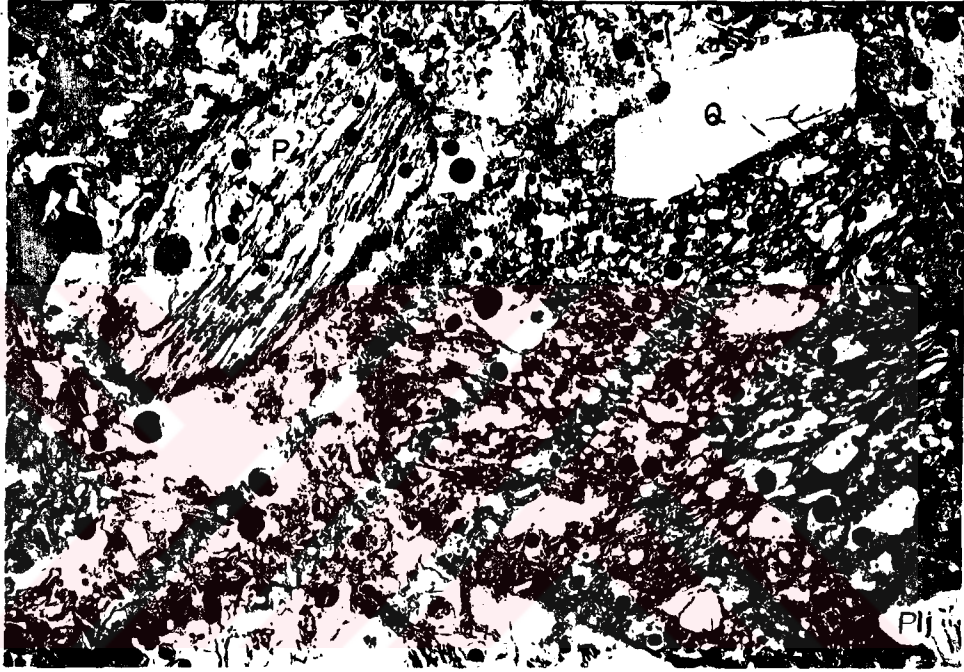
Bu kayalarının bağlayıcı malzemesini mikrolitler ve volkan camı oluşturmaktadır.

Hipohyalin-porfirik bir dokuya sahip bu kayalar "camsı tuf" olarak (Schmid, 1981) adlandırılmıştır.

56 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-ışınları (TK) çözümlenmeleri sonucunda bu kayalarda, feldispat, kuvars, kil mineralleri, klinoptilolit, eri-

Çizelge 3.6: Kavak üyesi kayaç örneklerinin X-RD(KF) çözümü sonuçları

Mineraller				
Örnek No	İllit	Simenkit	Kaolinit	101 - 14 S
U-17	20	80		
U-18	40	60		
U-19	20	80		
U-20	20	80		
U-22	20	80		
U-23	20	80		
U-56			90	10
U-57			50	50
U-58			65	35
U-63	5	95		
U-133	5	90	5	
U-134	2	80	20	
U-167	15	85		
U-190	2	100		
U-193	10	90		
U-250	15	85		
U-251	100			
U-261	10	90		
U-262	5	95		
U-263	10	90		
U-267	10	90		
U-268	10	90		
U-269	10	90		



Şekil 3.13. Zelve üyesi "camsı tüf"lerinin genel görünümü (tek nikol, X35 , Plj: Plajiyoklaz, Q:Kuvars, P:Pomza)

yonit, opal-CT, biyotit, kalsit ve volkanik cam saptanmıştır (Çizelge 3.7). Bu minerallerden bazılarının en az, en çok ve ortalama yüzdele-ri ile bulunuş frekansları Çizelge 3.8'de verilmiştir.

Otljenik minerallerden klinoptilolit ve opal-CT inceleme alanının kuzey-doğusunda yaygın olarak gözlenmektedir. İgnimbiritik kayaçların göl ortamına gelmesinden ve Kızılırmak güneyinden geçen kırık hatlarına bağlı hidrotermal çözeltilerin etkisi ile gelişen alterasyon sonucu bu minerallerin oluşabileceği düşünölmektedir.

Bulunuş frekansları yüksek olan feldispat, kuvars ve kil mineralleri-nin, inceleme alanının değişik bölgelerinden alınan dikme kesitlerinde incelendiğinde belirgin fark gözlenmemekte, yalnız kil minerallerinin arttığı seviyelerde kuvars ve feldispat miktarının azaldığı dikkati çek-mektedir. Kil minerallerinin kayacın bağlayıcı malzemesinin (volkanik camın) alterasyonu ile oluştuğu dikkate alınacak olursa, böyle bir iliş-ki kayacın kristal/bağlayıcı malzeme oranının değişimi ile ilişkilidir.

9 örnek üzerinde gerçekleştirilen, kil fraksiyonu çözümlenmeleri sonu-cunda, illit, simektit ve kaolinit saptanmıştır (Çizelge 3.9). Tüm örne-lerde görölen simektit en az %80, en çok %100 olmak üzere ortalama %94 oranında bulunmaktadır. Beş örnekte bulunan kaolinitin bulu-nuş frekansı %56, en az %5, en çok %15, ortalama %6 oranında bu-lunmaktadır. 4 örnekte görölen illitin bulunuş frekansı %44 olup, orta-laması %8 dir (en az %5, en çok 15).

Taramalı elektron mikroskop incelemeleri, X-RD (TK) çözümlenmelerine göre klinoptilolit içeren örnek üzerinde yapılmıştır. Klinoptilolitler 3000 büyütmede pomzaların boşluklarında yer yer 50-60 mikron çapında küresel-yarı küresel şekiller oluşturan klinoptilolit kristal agregatları şeklinde bulunmaktadır (Şekil 3.14).

Kayaca 4000 büyütmede bakıldığında ise bu küresel agregatları oluş-turan klinoptilolit kristalleri ince özşekilli levhalar halinde oldukları gö-rölmektedir (Şekil 3.15). Bu özşekilli klinoptilolit levhaları 0.5-2 mikron kalınlığında, 3-8 mikron uzunluğunda olup, tıpkı monoklinal simetriye sahiptir (Şekil 3.15).

Çizelge 3.7: Zelve üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları

Mineraller										
Örnek No	FELDSPAT	KUVARS	KİL MİNERALLERİ	KLİNOPTİLOLİT	ERİYONİT	ŞABAZİT	VOLKAN CAMI	OPAL-CT	BİYOTİT	KALSİT
U-4			100				+			
U-13	13		84				+			
U-42	29	2	69				+			
U-43	39	23	38				+			
U-44	60	2	38				+			
U-45	13	6	81				+			
U-47	38	1	10	30				21		
U-48	16		27	57	+	+				
U-49	5			69				19	7	
U-50				83				17		
U-52	9	1	68					22		
U-69							+			
U-70	13	3	84							
U-74	8	1		66				25		
U-75	34	10		56	+		+			
U-76		5	95				+			
U-77	63	2	35				+			
U-78							+			
U-79							+			
U-128							+			
U-146	78	22					+			
U-148	76	24					+			
U-149	78	22					+			
U-157	22	6	43				+		29	
U-159	30	7	63				+			
U-160							+			
U-161	35	5	63				+			
U-181	12	8	26				+			54
U-182	18	6	76				+			
U-183			100				+			
U-185	37	6	57				+			
U-186	63	5	32				+			
U-187	31	3	66				+			
U-188	30	3	67				+			
U-189	24		76				+			
U-226	26	2	72				+			
U-227							+			
U-248	11	3	86				+			
U-249							+			
U-259	6	1	93				+			

Çizelge 3.7: (devam ediyor)

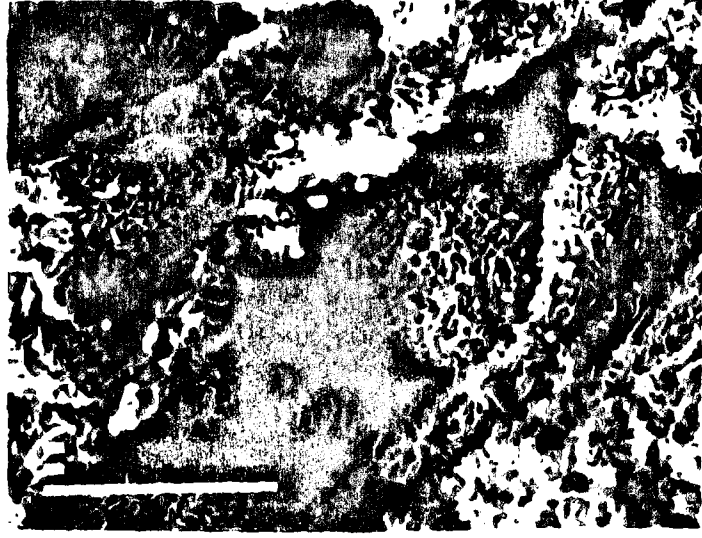
Mineraller	FELDSPAT	KUVAR	KİL MINERALLERİ	KLİNOPTİLOLİT	ERİYONİT	ŞABAZİT	VOLKAN CAMI	OPAL-CT	BİYOTİT	KALSİT
Örnek No										
U-260			100				+			
U-285			100				+			
U-286	13	3	84				+			
U-294	7	2		65				26		
U-295	9	3		68	+			20		
U-296			100				+			
U-305	9	1		72				18		
U-306	87	13			+		+			
U-307	7	2	44	47		+				
U-308	5	1		94						
U-339	19	4	77				+			
U-412	16	6	78				+			
U-429	3	3	25							42
U-431	20	4	76				+			
U-526	56	1	43				+			

Çizelge 3.8: Zelve üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

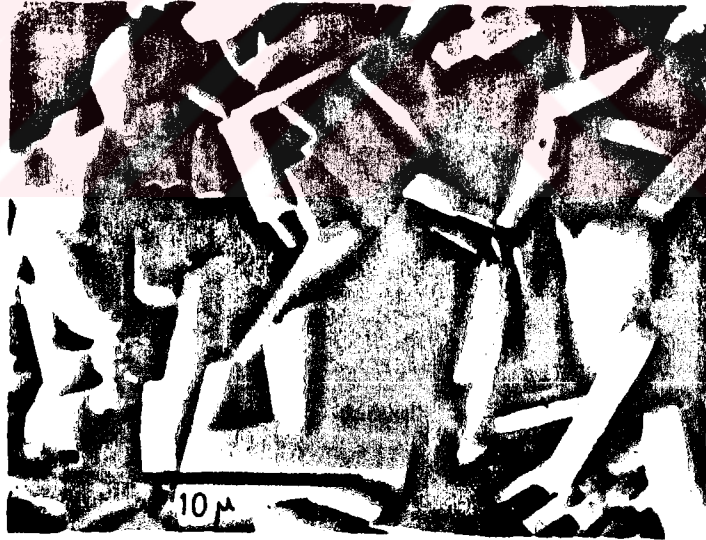
Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	73	3	87	29
Kuvars	68	1	24	6
Kil Mineralleri	64	25	100	66
Klinoptilolit	20	30	94	64
Opal-CT	14	17	26	21
Biyotit	4	7	19	18
Kalsit	4	42	54	48

Çizelge 3.9: Zelve üyesi kayaç örneklerinin X-RD (KF) çözümü sonuçları.

Mineraller			
Örnek No	İllit	Simekitit	Kaolinit
U-157	5	80	15
U-159		95	5
U-161		100	
U-182	5	90	5
U-185	5	90	5
U-189		100	
U-245		100	
U-259		100	
U-286	15	80	5



Şekil 3.14. Zelve üyesinin "camsı tuf"lerindeki klinoptilolit kristalleri.



Şekil 3.15. Şekil 3.14'deki klinoptilolit kristallerinin daha yakından görünümü, özşekilli ve levhamsı klinoptilolit kristalleri birbirlerini keser durumda gelişmişlerdir.

3.3.3.d. Sarımaden Üyesi

Vitrofirik-porfirik doku gösteren bu kayalar başlıca plajiyoklaz + biyotit + amfibol + klinopiroksen + kuvars + kayaç ve pomza parçalarından oluşmaktadır (Şekil 3.16). Uzun levhamsı, yarı özşekilli mineraller halindeki biyotitler kahverengimsi-kırmızımsı renkli olup kuvvetli pleokroyizma göstermektedirler. Kayaçta oldukça bol miktarda bulunan biyotitler yer yer kenarlarından itibaren opak minerallere dönüşüm izleri göstermektedir. Yarı özşekilli, prizmatik mineraller halindeki plajiyoklazlar polisentetik ikizlenme ve zonlu yapı göstermektedir. Bütün kesitlerde plajiyoklaz egemen mineraldir. Amfibol oldukça az olup kahverengi renge sahiptir. Dilinimlere göre eğik sönme açısı 30 dir. Piroksen de amfibol gibi oldukça az miktarda bulunmaktadır. Çok az renkli olan piroksenlerin eğik sönme açıları ise 7 dir. Özşekilli kristaller halinde olan kuvarlar dalgalı yanıp sönme göstermekte olup, çok az miktarda bulunmaktadır.

Pomza parçaları ise çok parlaktır. İncelenen örneklerde ender olarak görülmektedir.

Hamur tamamen U ve Y şekilli cam parçacıklarından (kıymıklarından) oluşmaktadır (Şekil 3.16).

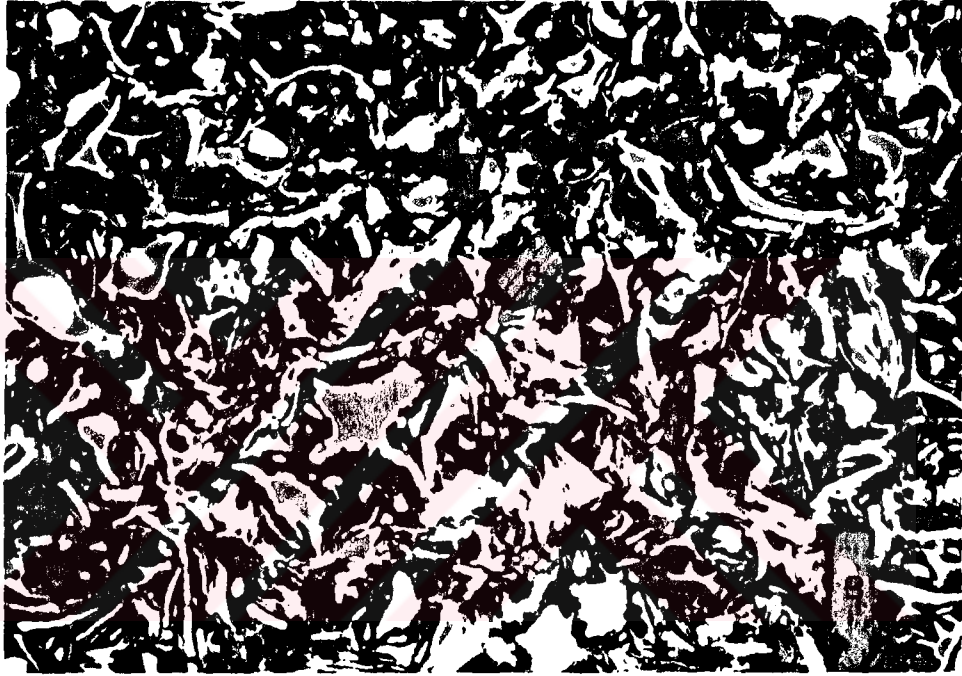
Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayalar "camsı tuf" olarak adlandırılmıştır.

9 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-RD (TK) çözümlenmeleri feldispat, kuvars, biyotit ve kil minerallerinin varlığını ortaya koymuştur (Çizelge-3.10). Bu minerallerin bazı istatistiksel parametreleri Çizelge 3.11'de verilmiştir.

Elde edilen değerlere göre, feldispat ve kuvars bütün örneklerde bulunmasına karşın, ortalama yüzdeleri arasında çok büyük fark vardır (kuvars %2, feldispat %40). Buna karşın kil minerallerinin bulunuş frekansı feldispat ve kuvarstan daha düşük olmasına rağmen, ortalama bu minerallerden daha büyüktür. Ortalama %28 oranında bulunan biyotitin bulunuş frekansı %33'dür.

3.3.3.e. Damsa lavı

Bu birime ait kayalar üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop ince -



Şekil 3.16. Sarımaden üyesi kaynaşmış "camsı tüf"lerinin genel görünümü (tek nikol, X35, B: Biotit, fenokristallerin arasında Y şekilli cam kıymıkları yer almaktadır).

Çizelge 3.10: Sarımaden üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları.

Mineraller					
Ömek No	FELDSPAT	KUVAR	KİL MİNERALLERİ	BIYOTİT	VOLKANİK CAM
U-223	15	1	84		+
U-225	27	3	70		+
U-228	43	2	55		+
U-257	38	2	60		+
U-419	70	2		28	
U-420	52	1	38	9	
U-451	48	2	50		+
U-452	21	1	78		+
U-515	48	4		48	+

Çizelge 3.11: Sarımaden üyesinde saptanan minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	100	15	70	40
Kuvars	100	1	4	2
Kil Mineralleri	78	38	84	62
Biyotit	33	9	48	28

lemeleri, hipokristalin-porfirik dokuya sahip olduğunu, fenokristal olarak plajiyoklaz, ortopiroksen, klinopiroksen, kuvars ve opak minerallerin yereldiğini ortaya koymuştur (Şekil 3.17). Tane boyları 250-750 mikron arasında değişen, özşekilli-yarı özşekilli plajiyoklaz fenokristallerinde polisentetik ikizlenmeler yaygındır. Yer yer zonlu doku da gösteren plajiyoklaz mineralleri serisitleşme ve karbonatlaşma türü bozunmalar göstermektedir. Plajiyoklazlardan sonra en fazla bulunan ortopiroksenler renksiz olup, genellikle özşekilli kristaller halinde gözlenmekte ve tane boyları 70-650 mikron arasında değişmektedir. Polisentetik ikizlenme de gösteren piroksenler, plajiyoklazlarla biraraya gelecek kümeler oluşturmuşlardır (glameroporfirik doku).

Kuvars ve opak mineraller ise tali bileşenler olarak yeralmaktadır. Kayaçın kristalleşme derecesi Topuzdağ lavına göre daha yüksektir. Kayaçın hamuru plajiyoklaz mikrolitleri ile volkanik camdan oluşmaktadır. Bazı incekesitlerde, hamurda karbonatlaşma şeklinde bozunmalar gözlenmiştir. Fenokristaller gözönünde tutularak, kayaca bazalt adı verilmiştir (Streckeisen, 1967, 1979).

3.3.3.f. Cemilköy üyesi

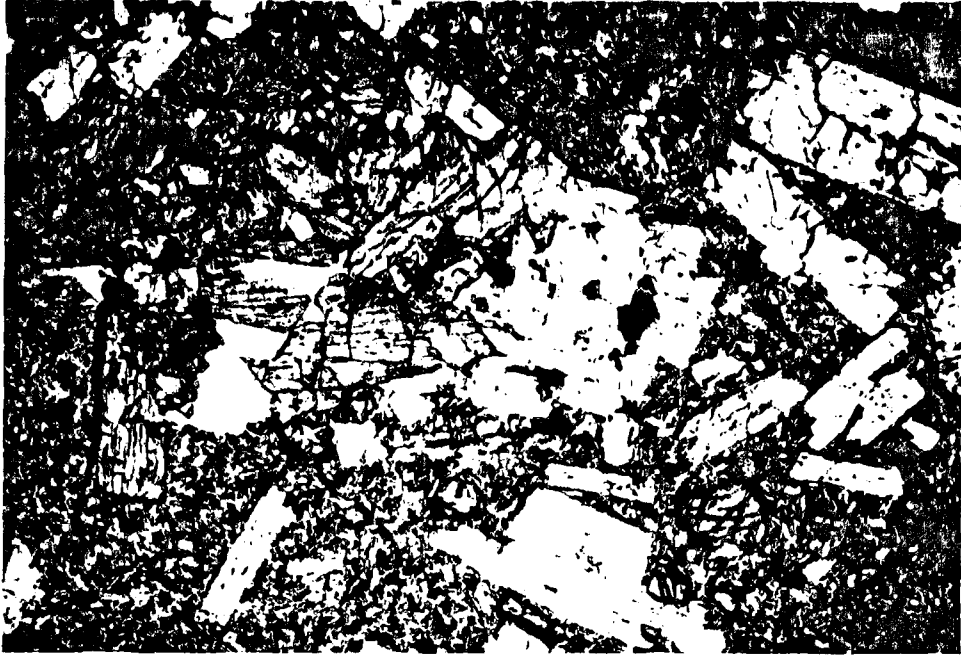
İncelenen kayaçlar hipohyalin-porfirik bir doku göstermektedir. Optik mikroskop incelemeleri ile belirlenmiş mineral parajenezi şu şekildedir:

plajiyoklaz + kuvars + biyotit + piroksen + amfibol + opak mineraller

Bu minerallerin dışında pomza ve kayaç parçacıkları da yeralmaktadır (şekil 3.18). Fenokristaller şeklinde izlenen plajiyoklazlar, yarı özşekilli, prizmatik biçimli olup, zonlu doku ve polisentetik ikizlenmeleri tipiktir. Kuvarslar özşekilsiz, köşeli mineraller halinde bulunmaktadır. Kahverengi-kırmızı renkli biyotitlerde yer yer opaklaşma izleri gözlenmektedir. Yeşil renkli amfibollerin altigen şekilli kafa kesitleri tipiktir. Renksiz klinopiroksenler prizma şeklinde olup, dilinimine göre 30 'lik sönme açısına sahiptir.

Pomzalar üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri bunların genellikle lifsi dokuda olduğu ve plajiyoklaz (300-400 mikron), kuvars, amfibol, biyotit (150-400 mikron) ile opak mineral fenokristalleri

a)

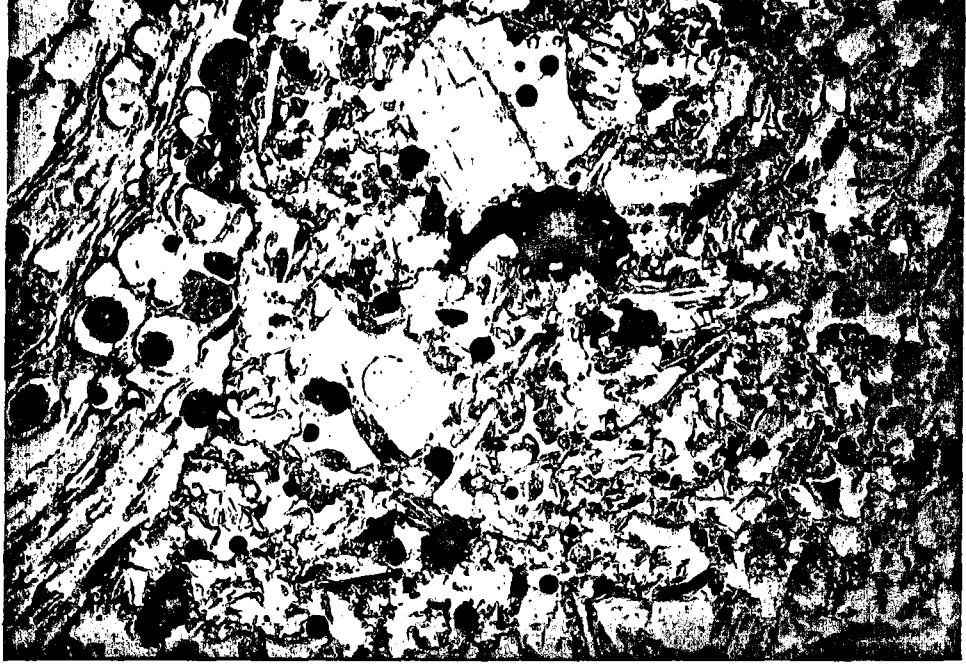


b)

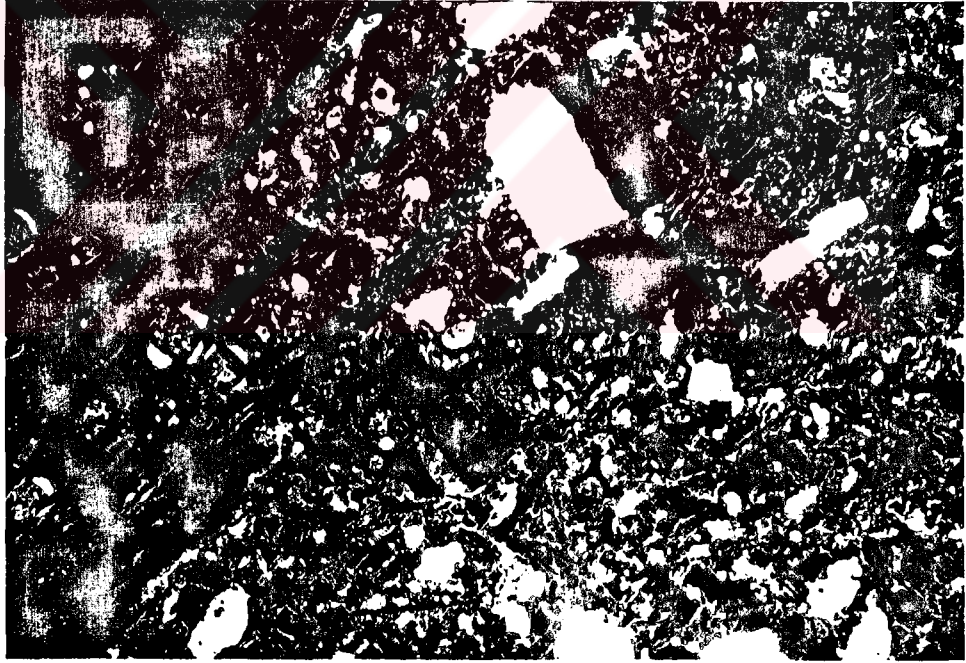


Şekil 3.17. Damsa lavına ait örneklerde gelişmiş glomeroporfirik doku (plajiyoklaz, klinopyroksen ve ortopyroksenlerin bir araya gelmesiyle oluşmuşlardır. a)- Tek nikol, x35, b)çift nikol, x35)

a)



b)



Şekil 3.18. Cemilköy üyesinin "camsı tüf"lerinden genel görünüm (a-tek nikol, x35; b-çift nikol, x35)

içerdiğini ortaya koymaktadır.

Hamur yaygın olarak volkanik cam kıymıklarından oluşmakla birlikte, yer yer niteliği saptanamayan mikrolitler de bulunmaktadır.

Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayalar "camsı tüf" olarak adlandırılmıştır.

19 örnek üzerinde X-ışınları (tüm kayaç) çözümlenmeleri gerçekleştirilmiş ve feldispat, kuvars, kil mineralleri, klinoptilolit, eriyonit ile şabazitin varlığı ortaya konulmuştur (Çizelge 3.12). Bu minerallerden bulunmuş frekansı ve ortalama yüzdesi yüksek olan feldispat ve kil mineralleri birimin egemen mineralleridir. Buna karşın bulunmuş frekansı yüksek olan kuvarsın ortalama yüzdesi ise çok düşüktür (Çizelge 3.13).

Klinoptilolit ise bulunmuş frekansı düşük olmasına karşın ortalama yüzdesi daha yüksektir.

Yukarıda belirtilen minerallerin dikey dağılımları Karacaören Köyü kesitinde incelenmiştir (Şekil 3.19).

Dikme kesitten de görüldüğü gibi feldispat ve kil minerallerinin miktarının alt kesimlere doğru azalmasına karşın, klinoptilolit miktarının arttığı görülmektedir. Özellikle kil mineralleri ile klinoptilolit oranında negatif bir ilişkinin varlığı daha belirgindir. Piroklastik kayalarda gözlenen otijenik minerallerin miktarlarındaki değişim bağlayıcı malzeme (pomza ya da kül)/ kristal oranının artması ya da azalmasından kaynaklanabileceği gibi, sözkonusu bu kayaların ince ya da iri taneli olmasından da kaynaklanabilir.

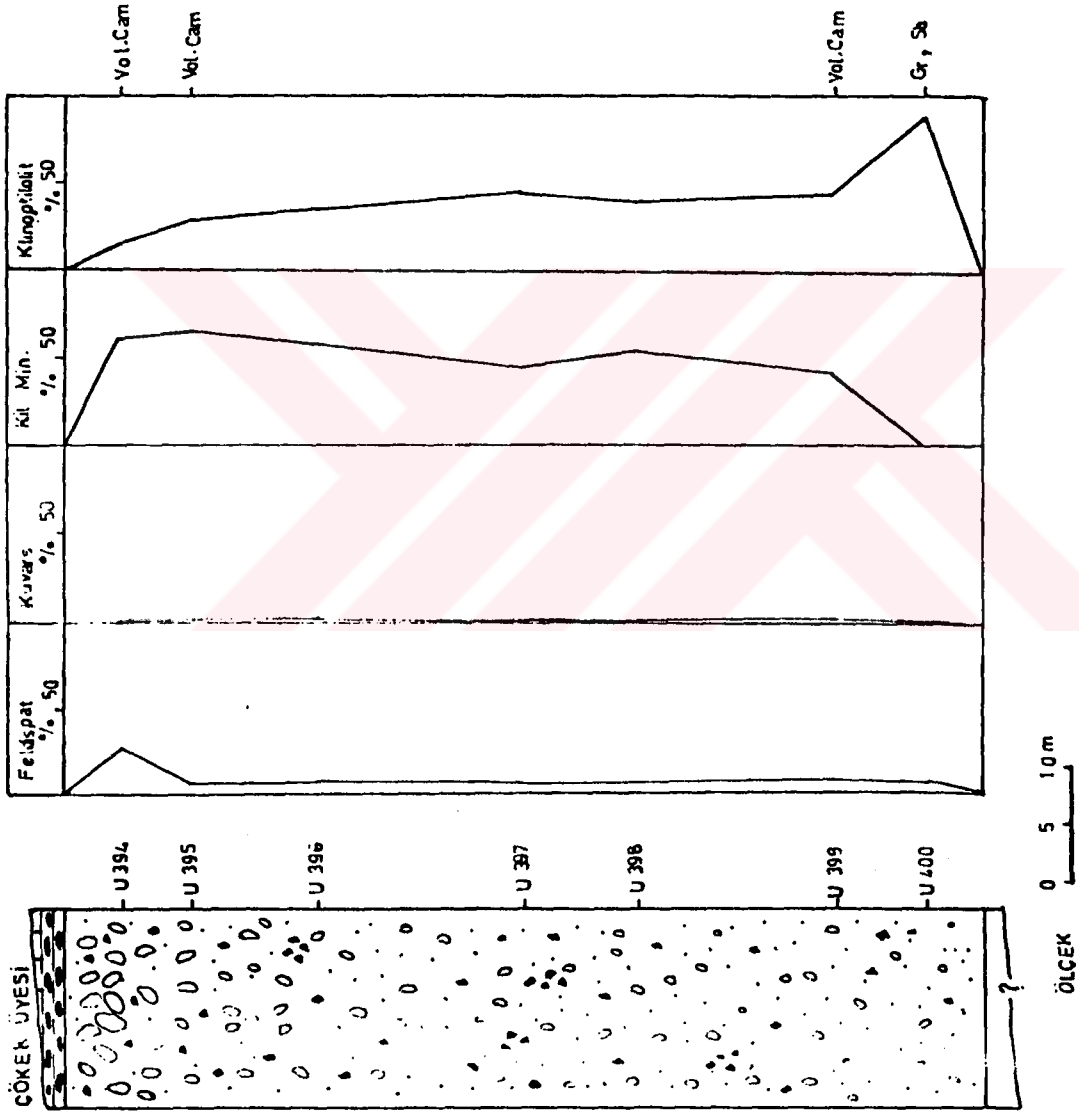
X-RD tüm kayaç sonuçlarına göre eriyonit, klinoptilolit ve şabazit içeren örnek üzerinde taramalı elektron mikroskop çalışması gerçekleştirilmiştir. Karacaören Köyü civarından alınan bu örneklerdeki eriyonitler iğnemsilifsi kristal demetleri halinde bulunmakta olup, her bir demette yüzlerce iğne şekilli eriyonit kristali bulunmaktadır. Demetlerin boyu yaklaşık 30 mikron uzunluğundadır. Eriyonit demetlerinin kalınlığı ise 15-20 mikrondur (Şekil 3.20). Her bir eriyonit iğnesinin kalınlığı ise yaklaşık 0.5-1 mikron civarındadır.

Çizelge 3.12: Cemilköy üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümlene sonuçları

Mineraller							
Örnek No	FELDSPAT	KUVAR	KİL MİNERALLERİ	KLİNOPTİLOLİT	ERİYONİT	ŞABAZİT	VOLKANİK CAM
U-10							+
U-212	92	8					+
U-214							+
U-215	10	1	89				
U-220	100						+
U-221	95	5					+
U-222	83	17					+
U-394	27		59	14			+
U-395	6	2	64	28			+
U-396	8	1	57	34			
U-397	8	2	45	45			
U-398	6	2	52	40			
U-399	10	2	45	43			+
U-400	10	1		89	+	+	
U-402	10		90				+
U-404	8	3	89				+
U-491	10	3	87				+
U-514	35	2	63				+
U-539	6	1	93				+

Çizelge 3.13: Cemilköy üyesinde saptanan bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	89	6	100	31
Kuvars	74	1	17	4
Kil Mineralleri	63	45	93	69
Klinoptilolit	37	14	89	42



Şekil 3.19. Cemiköy üyesinin Karacaören köyü kesitinde belirlenen minerallerin dikey dağılımları.



Şekil 3.20. Cemilköy üyesinin "camsı tuf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş olan eriyonit, klinoptilolit ve şabazit kristalleri arasındaki dokusal ilişkiler.



Şekil 3.21. Cemilköy üyesinin "camsı tuf"lerinin bağlayıcı malzemesinde gelişmiş olan levha şekilli klinoptilolit kristalleri.

Tipik monoklinik simetriye sahip olan klinoptilolitler tabletler/levhalar şeklinde olup söz konusu bu klinoptilolitler yaklaşık 10-30 mikron uzunluğunda, 5-10 mikron kalınlığındadır (Şekil 3.21).

Klinoptilolit ve eriyonit ile birlikte bulunan kübik şekilli romboeder şabazit mineralleri ise 15 mikron büyüklüğündedir (Şekil 3.20).

3.3.3.g. Tahar Üyesi

Optik mikroskop incelemelerinde hipokristalin porfirik bir doku gösteren bu kayalar: plajiyoklaz + kuvars + klinopiroksen + amfibol + biyotit + opak mineraller + pomza ve kayaç parçacıklarından oluşmaktadır(Şekil 3.22).

Plajiyoklazlar özşekili-yarı özşekilli olup, zonlanma göstermektedir. Kuvarlar, köşeli, özşekilsiz kırıntılar halindedir. Klinopiroksenler renksiz, optik engebesi yüksek, prizmatik kristaller şeklinde bulunmaktadır. Yeşilimsi renkli amfiboller kuvvetli pleokroyizmaya sahiptir. Biyotitler, ince-uzun levhalar şeklinde olup, yeşilimsi-kahve bir renge sahiptir ve yer yer alterasyon izleri gözlenmektedir.

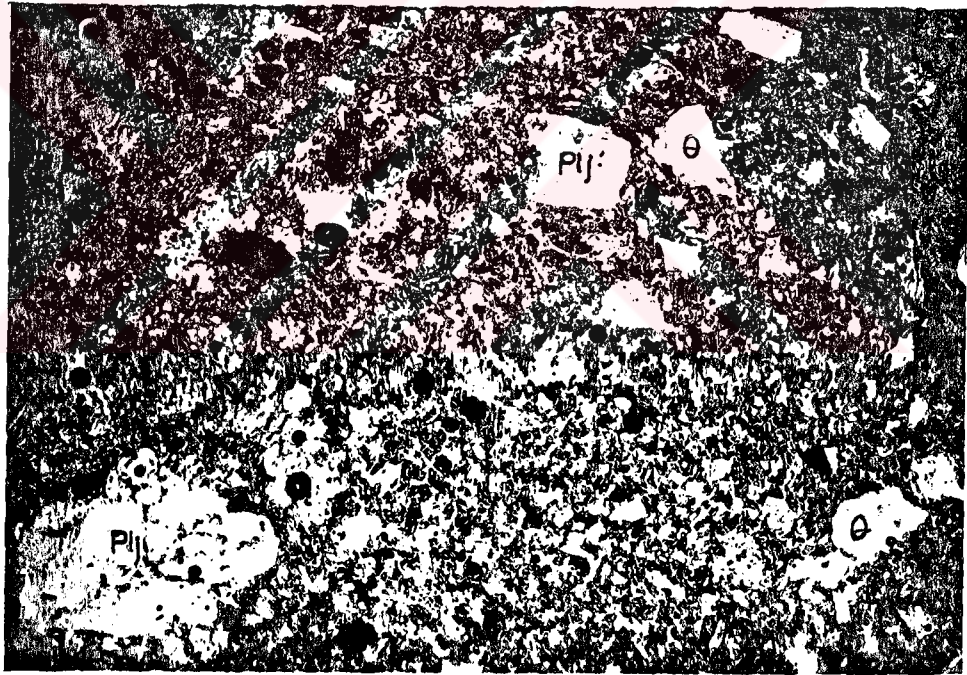
İncelenen kesitlerde bol miktarda gözlenen pomza parçacıkları afirik özellikte olup, yuvarlak şekillere sahiptir. Andezit ve bazalt gibi volkanik kayaç parçacıklarınca zengin olan bu örneklerde yer yer spartik özelliğe sahip karbonat kayaç parçacıkları da bulunmaktadır.

Bağlayıcı malzemesi çamurlu görünümlü olup, mikrolitlerce zengindir. Hamurda volkanik cam kıymıkları da gözlenmektedir.

Pomzalar üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri bunların plajiyoklaz (200-400 mikron) + amfibol (250 mikron) + kuvars + opak minerallerinden oluştuğunu ortaya koymaktadır.

Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayalar "camsı tuf" olarak adlandırılmıştır.

17 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-Işınları (tüm kayaç) çözümlenmeleri, feldispat, kuvars, dolomit ve kil minerallerinin varlığı ortaya koymuştur (Çizelge 3.14). Bu minerallerin istatistiksel parametreleri Çizelge 3.15'de verilmiştir.



Şekil 3.22. Tahar üyesinin "camsı tüf"lerinden genel görünüm (tek nikol, x35; Plj:plajiyoklaz, Q:kuvars, P:pomza).

Çizelge 3.14: Tahar üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları

Mineraller					
Ömek No	FELDSPAT	KUVAR	KİL MİNERALLERİ	DOLOMIT	VOLKAN CAMI
U-108	22	4	74		
U-109	88	12			+
U-208					+
U-209	96	4			
U-233	32	3	65		+
U-237	26	5	69		
U-241	96	4			+
U-242	96	4			+
U-352	84	16			+
U-363	94	6			+
U-382	41	3	56		
U-383	37	3	60		+
U-384	48	5	47		+
U-476	30	4	66		+
U-478	17	4	31	48	+
U-481	31	8	61		+
U-485	35	4	61		+

Çizelge 3.15: Tahar üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	94	17	96	55
Kuvars	94	3	16	6
Kil Mineralleri	59	31	74	59
Dolomit	6	48	48	48

Bunlardan bulunuş frekansları ve ortalama yüzdeleri yüksek olan feldispat ve kil mineralleri birimin egemen minerallerini oluşturmaktadır. Kuvarsın bulunuş frekansı yüksek, ortalama yüzdesi düşük, buna karşın, dolomitin ortalama yüzdesi yüksek, bulunuş frekansı düşüktür. Sadece bir örnekte gözlenen dolomit muhtemelen, birimin bağlayıcı malzemesinde gelişen karbonatlaşmanın ürünüdür.

3.3.3.h. Gördeles Üyesi

Optik mikroskop incelemelerinde hipokristalin-porfirik doku gösteren bu kayaçlar plajiyoklaz, biyotit, klinopiroksen, amfibol, kuvars, opak mineraller ile pomza ve kayaç parçacıklarından oluşmaktadır (Şekil 3.23). Plajiyoklazlar yarıözşekilli olup, yaygın olarak zonlu yapı ve polisentetik ikizlenme gösterirler. Biyotitler genellikle yarı özşekilli, levhamsı kristaller halinde, kahverenkli olup incelenen örneklerde oldukça bol miktarda bulunmaktadır. Tali mineral olarak gözlenen klinopiroksen ve amfiboller yarı özşekilli olmakla birlikte, özşekilli kafa kesitleri de tipiktir. Diğer tali minerallerden kuvars, özşekilsiz-yarı özşekilli kristaller şeklinde gözlenmekte ve dalgalı yanıp sönmesi tipiktir.

Pomzalar genellikle lifsi dokuludur. Genellikle köşeli yer yer yuvarlaklaşmış, volkanik kayaç parçacıkları (andezit, bazalt) da önemli miktarda, incelenen örneklerde yer almaktadır.

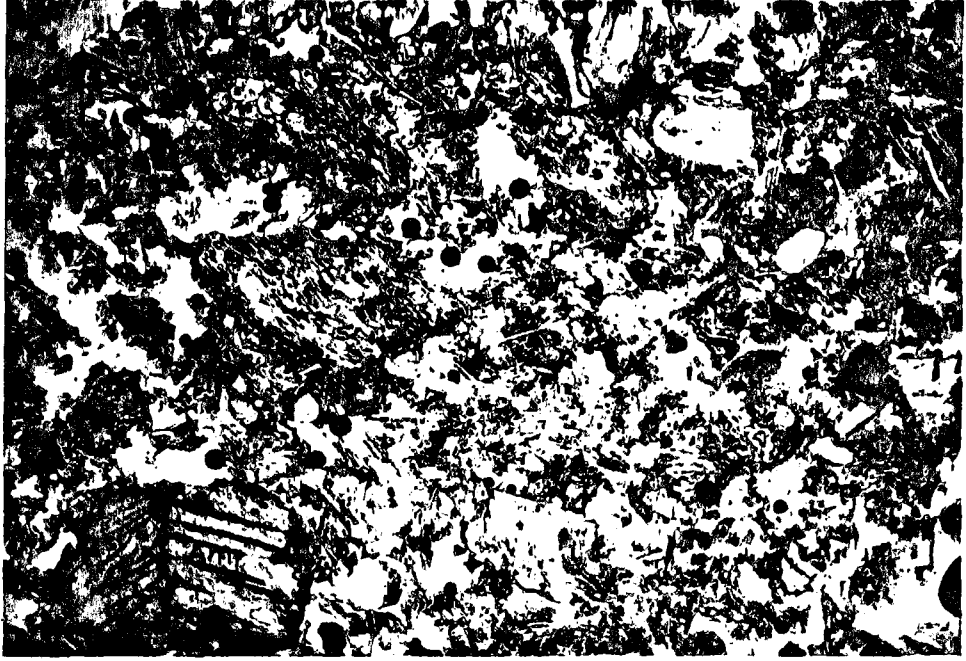
Hamur, önemli ölçüde volkanik cam kıymıkları az miktarda da mikrolitlerden oluşmaktadır.

Pomzalar üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri, bunların biyotit (100-400 mikron), piroksen (300-450 mikron), plajiyoklaz (300-500 mikron), kuvars ve opak minerallerden (300-400 mikron) oluştuğunu göstermektedir.

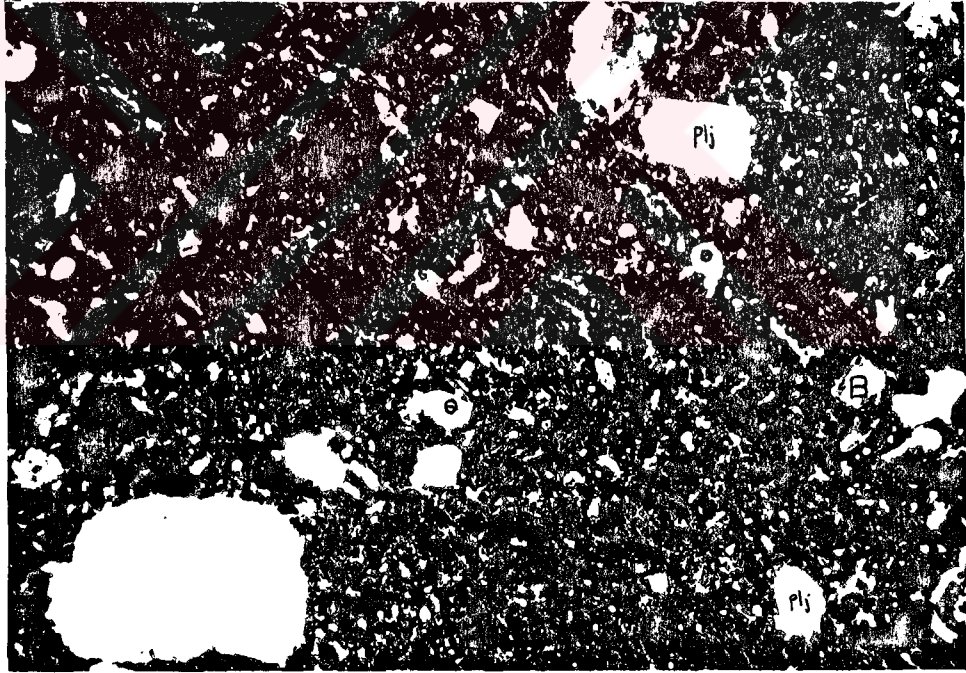
Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayaçlar "camsı tüf" olarak adlandırılmıştır.

8 örnek üzerinde X-ışınları (tüm kayaç) çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Feldispat, kuvars ve kil minerallerinin varlığı saptanmıştır (Çizelge 3.16). Bu minerallerin istatistiksel parametreleri Çizelge 3.17'de verilmiştir.

a)



b)



Şekil 3.23. Gördeles üyesi "camsı tuf"lerinden genel görünüm. a) tel nikol, x35, b) çift nikol, x35 (Plj: plajiyoklaz, B: biyotit, Q: kuvars, Amf: amfibol, fenokristalleri hipokristalin bir hamur içerisinde dağılmış durumdadır).

Çizelge 3.16: Gördeles üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları

Mineraller					
Örnek No	FELDSPAT	KUVAR	KİL MİNERALLERİ	BIYOTİT	VOLKANİK CAM
U-204	100				+
U-236	46	4		50	+
U-238	15	3		82	+
U-244	92	8			+
U-361	88	12			+
U-380	100				+
U-520	34		66		+
U-536	89	11			+

Çizelge 3.17: Gördeles üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldiepat	100	15	100	71
Kuvars	63	3	12	8
Kil Mineralleri	13	66	66	66
Biyotit	25	50	82	66

Elde edilen deęerlendirmelere göre, ortalama yüzdesi ve bulunuş frekansı yüksek olan feldispat birimin egemen mineralidir. Kuvarsın bulunuş frekansı yüksek olmasına karűın, ortalama yüzdesi dűktr. Buna karűın kil mineralleri ve biyotitin ortalama yüzdesi yüksek olmasına karűın bulunuş frekansı daha dűktr.

3.3.3.1. Sofular yesi

Sofular yesinden alınan örnekler üzerinde gerekleűtirilen optik mikroskop incelemeleri bu kayaçların, biyotit, plajiyoklaz, kuvars, opak mineraller ile pomza ve kayaç parçacıklarından olduėunu ortaya koymuűtur (űekil 3.24). Kayaçlar hipokristalin-porfirik bir dokuya sahiptir.

Plajiyoklazlar berrak yüzeyli, zonlu yapılı ve genellikle kırıklıdır. biyotitler ince-uzun levhamsı Őekilli yapıda, kahverenkli ve taze bir görünüme sahiptir. Kuvarslar űşekilsiz olup, miktarı plajiyoklaz ve biyotitlerden daha azdır.

Pomzalar lifsi dokuda ve afirik bir özelliğe sahiptir. Birimdeki kayaç parçacıkları büyük ölçüde alteredir.

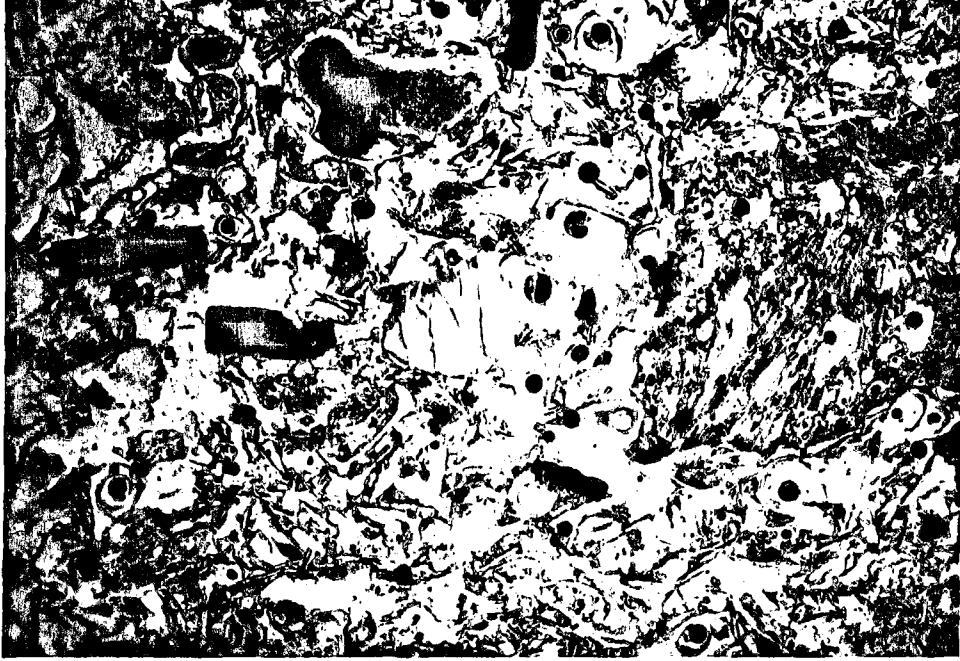
Matriks büyük ölçüde volkanik cam kıymıklarından oluűmakla birlikte, tali olarak niteliėini saptanamayan mikrolitler de bulunmaktadır.

Schmid (1981) sınıflamasına göre bu kayaçlar "camsı tf" olarak adlandırılmıűtır.

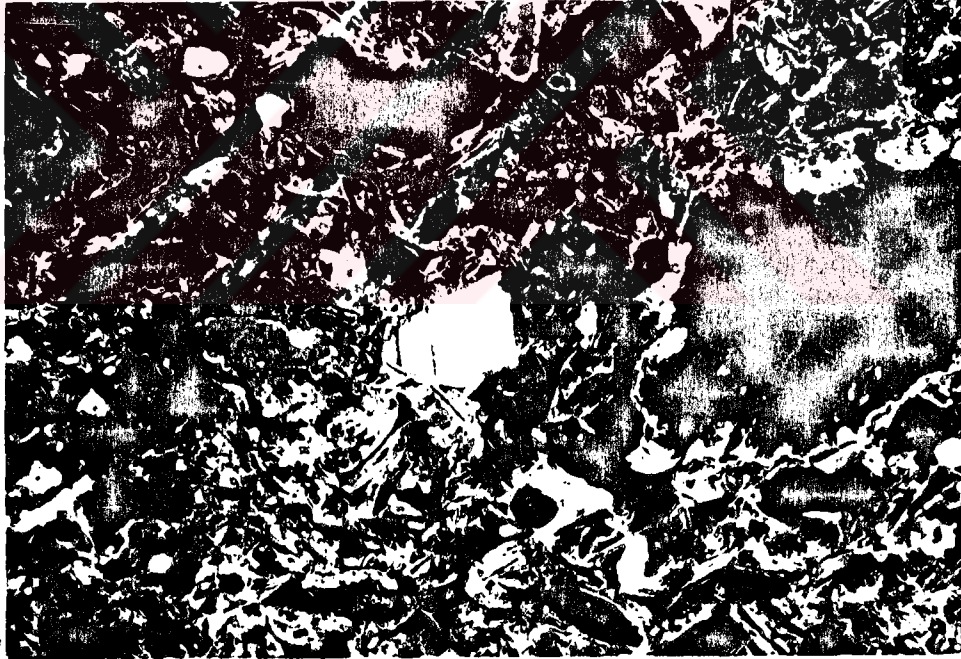
16 rnek zerinde X-ıűınları (tüm kayaç) zmlenmeleri gerekleűtirilmiű ve feldispat, kuvars, biyotit ile kil minerallerinin varlıėı saptanmıűtır (izelge 3.18). Bu minerallerin istatistiksel parametreleri izelge 3.19'da verilmiűtir.

Bunlardan kil minerallerinin hem bulunuş frekansı hem de ortalama yüzdelerinin en fazla olması nedeniyle birimin egemen mineralini oluűturmaktadır. Feldispat ve kuvarsın bulunuş frekansları yüksek, ortalama yüzdeleri dűk, biyotitin ise ortalama yüzdesi yüksek, bulunuş frekansı dűktr. Kil minerallerinin egemen olması birimin tane boyunun küçük, bağlayıcı malzeme/kristal oranının fazla olmasından kaynaklanmaktadır.

a)



b)



Şekil 3.24. Sofular üyesi "camı tüf"lerinin genel görünümü (a-tek nikol, x35, b-çift nikol, x35)

Çizelge 3.18: Sofular üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları.

Mineraller					
Örnek No	FELDSPAT	KUVAR	BIYOTİT	KİL MİNERALLERİ	VOLKANİK CAM
U-11	32	1	38	29	+
U-16	17	3	25	55	+
U-66		3		87	+
U-101	36	3		61	+
U-102	13	10	77		+
U-103	80	20			+
U-104	100				+
U-347	26	2		72	+
U-353	14	5		81	+
U-473	17	6		77	+
U-482	11	3		85	+
U-488	8	2		90	+
U-497	14	6		80	+
U-500	9	6		85	+
U-501	14	2		84	+
U-506	15	6		79	+

Çizelge 3.19: Sofular üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	94	8	100	27
Kuvars	94	1	20	5
Biyotit	19	25	77	47
Kil Mineralleri	81	29	90	74

3.3.3.j. Topuzdağ lavı

Optik mikroskop incelemeleri, hipokristalin-porfirik dokuya sahip bu kayalarda fenokristaller şeklinde, esas olarak plajiyoklaz, tali olarakta klinopiroksen, olivin ve opak minerallerin bulunduğunu ortaya koymuştur. Damsa lavına göre kayacı oluşturan kristaller daha küçük tanelidir (Şekil 3.25).

Temiz-berrak yüzeyli, polisentetik ikizlenme ve zonlu yapı gösteren plajiyoklaz fenokristallerinin tane boyları 50-450 mikron arasında değişmektedir. Renksiz olan klinopiroksen fenokristallerinin tane boyları ise 20-200 mikron arasındadır. Plajiyoklaz ve klinopiroksen fenokristalleri bir araya gelerek glameroporfirik doku oluşturmuşlardır. Opak mineraller bazen dikdörtgen ve kare şekilli kristaller halinde bulunmaktadır.

Hamur yarı özşekilli plajiyoklaz mikrolitleri ile volkan camından oluşmaktadır. Hamurdaki akma dokusu belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 3.25). Fenokristaller gözönünde bulundurularak kayaca bazalt ismi verilmiştir (Streckeisen, 1979).

3.3.3.k. Kızilkaya Üyesi

Optik mikroskop incelemelerinde hipohyalin porfirik doku gösteren Kızilkaya ignimbritlerinin, fenokristal olarak plajiyoklaz, biyotit, kuvars, amfibol ve opak mineraller ile pomza ve kayaç parçacıkları içerdiği belirlenmiştir (Şekil 3.26).

Plajiyoklaz fenokristalleri berrak-temiz yüzeyli, çoğunlukla özşekilli bazende kırılmış veya kemirilmiştir. Çoğunlukla zonlu yapı gösteren plajiyoklazlar, polisentetik ikizlenme göstermektedir. Bazende amfibol, biyotit ve opak mineral kapanımları mevcuttur.

Biyotitler kahverenkli olup, kuvvetli pleokroyizma gösterirler. Genellikle bükülmüş veya kırılmış yarı özşekilli olan levhamsı biyotit kristallerinin bazen opasit bir kuşakla çevrelendikleri bazen de kloritleştikleri belirlenmiştir. Kuvars kristalleri berrak temiz yüzeyli olup, dalgalı yapıyı göstermektedir. Amfiboller, yeşil renkli olup, zayıf pleokroyizma gösterirler.

a)

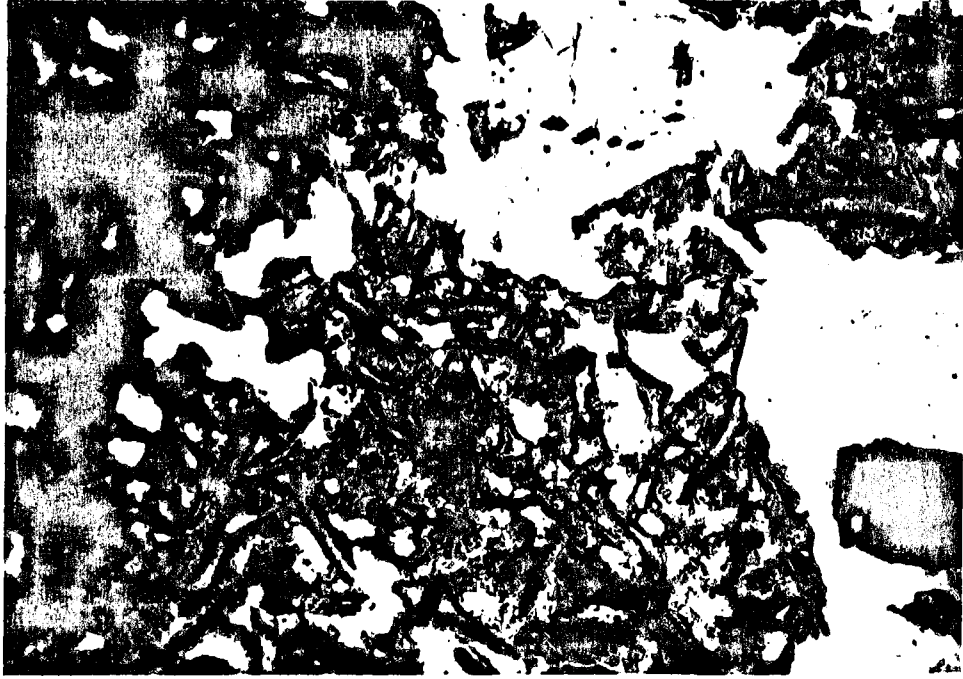


b)

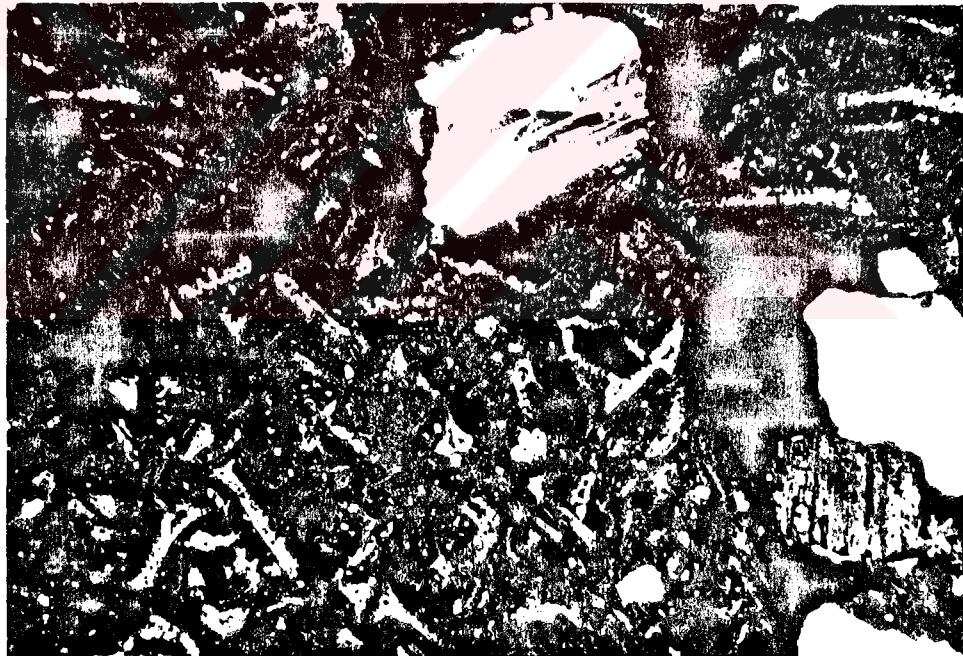


Şekil 3.25. Topuzdağ lavına ait örneklerin genel görünümü. a) Plajiyoklaz, klinopiroksen ve opak minerallerin bir araya gelmesiyle oluşturdukları glameroporfirik doku (tek nikol, x35) b) Plajiyoklaz fenokristalinin etrafında hamurdaki plajiyoklaz mikrolitlerinde gözlenen akma dokusu (çift nikol, x35)

a)



b)



Şekil 3.26. Kızılkaya üyesine ait "camlı tuf"lerinin genel görünümü a)tek nikol, x35 b)çift nikol, x 35 (Kuars, plajiyoklaz ve biyotit fenokristallerinin arasında Y şekilli volkanik cam kıymıkları yer almaktadır).

Pomza parçaları genellikle lifsi dokuludur. Kayaç parçacıkları ise volkanik ve plütonik kökenlidir. Pomzaları oluşturan fenokristaller: plajiyoklaz (250-400 mikron), biyotit (100-400 mikron), kuvars (400 mikron) ve opak (300 mikron) minerallerdir.

Bağlayıcı malzeme ince-uzun Y ve U şokilli volkanik cam kıymıkları ve mikrolitler ile çok küçük taneli bir hamurdan oluşmaktadır.

Schmid (1981) sınıflandırmasına göre "kristal tuf" olarak adlandırılmıştır.

21 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-ışınları çözümlenmeleri, feldispat, kuvars, biyotit, kalsit, hornblend ve kil minerallerinin varlığını ortaya koymuştur (Çizelge 3.20). Bazı önemli minerallerin istatistiksel özellikleri Çizelge 3.21'de verilmiştir.

Bulunuş frekansı ve ortalama yüzdesi yüksek olan feldispat birimde egemen mineraldir. Kuvars ve biyotitin bulunuş frekansı yüksek olmasına karşın ortalama yüzdeleri düşüktür. Kalsitin ise bulunuş frekansı düşük olmasına karşın, ortalama yüzdesi yüksektir.

Burada dikkat çeken en önemli özellik kil minerallerinin sadece bir örnekte gözlenebilmesidir. Halbuki diğer üyelerde kil mineralleri oldukça yaygın bir mineraldir. bunun da nedeni bu üyedeki volkanik cam/kristal oranının çok düşük olmasından kaynaklanmaktadır. Daha açık bir deyişle, bu üye porfirik bir doku göstermekte olup, bağlayıcı malzemesi kristallerce oldukça zengindir.

3.3.3.1. Kışladağ Üyesi

İnceleme alanının değişik yerlerinden, bu birime ait üç adet örnek üzerinde gerçekleştirilen optik mikroskop incelemeleri, tümünün mikritik özellikte olduğunu ortaya koymuştur. Mikritik karakterli bu kireçtaşlarının bazıları gözenekli olup, bu gözenekler ikincil sparitik karbonatlarla doldurulmuştur. Havza dışından taşınmış plajiyoklaz kristalleri de bazı kesitlerde yer almaktadır. Bazen çatlaklardan itibaren gelişmiş ikincil sparitik karbonatlar da gözlenmiştir (Şekil 3.27).

Çok az miktarda Ostracoda ve Gastropoda fosilleri de içeren bu kireçtaşlarındaki allokem oranı %10'un altındadır. Bu nedenle bu kayaç

Çizelge 3.20: Kızilkaya üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları.

Mineraller							
Örnek No	FELDSPAT	KUVAR	BIYOTİT	KALSİT	VOLKANİK CAM	HORNBLEND	KİL MINERALLERİ
U-7	19	3	65	13	+	+	
U-195	59	3	38				
U-196	84	16			+		
U-198	43		57		+		
U-216	67	2	31				
U-217	47	6	47		+		
U-218	84	2	14		+	+	
U-229	92	8			+		
U-230	59	41			+		
U-315	4	2		94			
U-316	45	1		4			13
U-317	88	12			+		
U-358	89	11			+	+	
U-374	70	2	28				
U-375	72	3	25				
U-376	45	7	48		+		
U-516	64	4	32			+	
U-518	92	8			+	+	
U-524	34		66		+		
U-532	73	4	23				
U-533	70	4	26				

Çizelge 3.21: Kızilkaya üyesinde belirlenen bazı önemli minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	100	4	92	62
Kuars	90	1	41	7
Biyotit	62	14	66	38
Kalsit	14	4	94	37
Kil Mineralleri	6	13	13	13



Şekil 3.27. Kışladağ üyesine ait mikritik özellikteki kireçtaşının genel görünümü (tek nikel, x35)

lar mikrit ve fosilli mikrit (Folk, 1962) olarak tanımlanmıştır.

14 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-ışınları (tüm kayaç) çözümleme sonuçları kalsit, dolomit, feldispat, kuvars ve kil minerallerinin varlığını ortaya koymuştur (Çizelge 3.22). Bu minerallerinin istatistiksel parametreleri ise Çizelge 3.23'de verilmiştir.

Bu üyede hem bulunuş frekansı hem de ortalama yüzdesi yüksek olan kalsit egemen mineraldir. Diğer karbonat minerali dolomitin ortalama yüzdesi kalsitinkinden yüksek olmasına karşın bulunuş frekansı en düşük mineraldir. Dolomite Akdağ'dan alınan iki örnekte rastlanmıştır. Üyenin ismini aldığı Kışladağ'daki kesitinde üstten altta doğru kalsit miktarının azaldığı buna karşın diğer minerallerin (feldispat, kuvars ve kil mineralleri) arttığı dikkati çekmektedir. Bu da bize Çökek üyesinin çökeliminden sonra, ortamın tedrici olarak kimyasal bir çökelmeye doğru geçiş gösterdiğini ortaya koymaktadır. Özellikle üst kesimlere doğru feldispat, kuvars ve kil minerallerine rastlanılmaması ve tamamen saf karbonatların gözlenmesi, artık ortamda tamamen kimyasal çökelpmenin egemen olduğunu ve volkanik aktivitenin etkisinin en azından bu bölgede gözlenmediğinin göstergesidir.

3.3.4. Kuvaterner oluşukları

3.3.4.a. Kumtepe döküntü çökelleri

8 örnek üzerinde gerçekleştirilen X-ışınları (tüm kayaç) çözümleme sonuçları, feldispat, kuvars, kalsit ve kil minerallerinin varlığını ortaya koymuştur (Çizelge 3.24). Bu minerallerin istatistiksel özellikleri Çizelge 3.25'de verilmiştir. Bu minerallerden feldispatın bulunuş frekansı yüksek, ortalama yüzdesi düşük buna karşın, kalsit ve kil minerallerinin bulunuş frekansı düşük, ortalama yüzdesi yüksektir. Kuvarın hem bulunuş frekansı hem de ortalama yüzdesi düşüktür. Diğer üyelerde feldispatın ortalama yüzdesi yüksek olmasına karşın burada düşük olması, Kumtepe döküntü çökellerinin afirik-subafirik özelliğe sahip olmasından kaynaklanmaktadır. Kalsitin gözlenmesi ise muhtemelen bağlayıcı malzemedeki gelişen karbonatlaşmadan ileri gelmektedir.

Çizelge 3.22: Kışladağ üyesi kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları.

Mineraller						
Örnek No	KALSİT	DOLOMIT	FELDSPAT	KİL MİNERALLERİ	KUVAR	VOLKANİK CAM
U-1	2	98				
U-6	99		1			
U-31	100					
U-67	100					
U-95	100					
U-137	9	80		11		
U-150	100					
U-168	100					
U-356	96		3		1	
U-461	100					
U-462	100					
U-463	62		3	34	1	
U-464	53		21	26		
U-465			19	79	2	+

Çizelge 3.23: Kışladağ üyesinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmeleri (%)

Mineral	Bulunuş Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Kalsit	93	2	100	79
Dolomit	14	80	98	9
Feldispat	36	1	21	9
Kuvars	21	1	2	1
Kil mineralleri	29	11	79	38

Çizelge 3.24: Kumtepe döküntü çökelleri kayaç örneklerinin X-RD (TK) çözümü sonuçları.

Mineraller					
Ömek No	FELDSPAT	KUVARS	KİL MİNERALLERİ	KALSİT	VOLKANİK CAM
U-68					+
U-192					+
U-344	12			88	
U-345	12	3		85	
U-346					+
U-413	35	5	60		
U-414	17		83		+
U-415	39	8	53		+

Çizelge 3.25: Kumtepe döküntü çökellerinde belirlenen minerallerin istatistiksel değerlendirilmesi (%)

Mineral	Bulunış Frekansı	En Az	En Çok	Ortalama
Feldispat	63	12	35	23
Kuars	38	3	8	5
Kalsit	25	85	88	65
Kil Mineralleri	38	53	83	87

3.4. Sonuçlar

Mineralojik ve petrografik incelemelerden elde edilen sonuçlar sırasıyla aşağıda verilmiştir.

1- Ofiyolitik ve plütonik kayalar ile temsil edilen Temel kayaları, optik mikroskop incelemeleri sonucu gabro, piroksenit, monzonit ve alkali feldispat siyenit olarak tanımlanmıştır. Yeşilhisar formasyonunu oluşturan kumtaşları ise grovak türündedir.

2- Ürgüp formasyonunda optik ve elektron mikroskop incelemeleri ile X-ışınları özömlenmeleri sonucu saptanan mineraller toplu olarak izelge 3.26'da verilmiştir. Buna göre;

a. Volkanik camın alterasyonu sonucu oluşan zeolit oluşumları, ökek, Kavak, Zelve ve Cemilköy üyelerinde saptanmıştır. İnsan sağlığını tehdit eden ve akciğer kanserine yolağtığı bilinen asbest gibi iğne yapılı bir zeolit minerali olan eriyonit oluşumları ise ökek, Zelve ve Cemilköy üyelerinde gözlenmektedir. Sözkonusu bu mineralin dağılımı daha önce yapılan çalışmalardan (Ataman, 1978, 1980; Mumpton, 1978) elde edilen bulgularla uyumluluk göstermekte olup bu araştırmacıların belirledikleri alanlar dışında saptanmamıŐtır.

Bir diğer zeolit minerali olan analsim sadece inceleme alanının KD'de ökek üyesinin Araslan dere (Şekil 3.4) ile Kuşcun tepe ve Pazargeği tepe kesitlerinde (Şekil 3.5) gözlenmektedir. Sözkonusu bu mineralin dolomit ile önemli beraberlik göstermesi gölsel basenin merkezi kesiminin bu bölge olduğunu göstermektedir.

b. İgnimbiritik birimlerden Kavak, Zelve ve Sofular üyelerinde koyu renkli mineral olarak sadece biyotit gözlenirken, biyotitle birlikte Kızılkaya üyesinde amfibol, diğer üyelerde ise hem amfibol hem de piroksen gözlenmektedir.

c. Optik mikroskop incelemeleri, pomzaların dokuları açısından sadece Tahar üyesinde önemli bir farklılığın olduğu saptanmıştır. Tahar üyesinde pomzalarda sadece yuvarlak bir doku gözlenirken, diğer üyelerde ise genellikle lifsi dokuları ile tipiktir.

Çizelge 3.26. Ürgüp formasyonunda saptanan minerallerin üyelere göre dağılımı

Şabazlıt							X			X		X
Olivin			X									
Kil Mineralleri	X	X		X	X	X	X		X	X	X	X
10 ₁ - 14 _s											X	
Kaolinit										X	X	X
İllit										X	X	X
Smektit										X	X	X
Opak		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Piroksen			X		X	X	X	X	X			
Amfibol		X			X	X	X		X			
Jips												X
Biyotit		X		X	X	X	X		X	X	X	X
Feldispat	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Kuvars	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Opal -CT										X	X	X
Eriyonit							X			X		X
Fillipsit												X
Analsim												X
Klinoptilolit							X			X	X	X
Dolomit	X											X
Kalsit	X	X					X			X	X	X
MINERAL ÜYE	KIŞLADAG	KIZILKAYA	TOPUZDAĞ	SOFULAR	GÖRDELES	TAHAR	CEMİLKÖY	DAMSA	SARIMADEN	ZELVE	KAVAK	ÇÖKEK

d. Lavlar içinde kristalleşme dereceleri arasında bir farkın olduğu belirlenmiştir. Damsa lavının kristalleşme derecesi, Topuzdağ lavında daha ileridir. Bunun yanında mineralojik açıdan da lavlar arasında farklar bulunmaktadır. Damsa lavı plajiyoklaz + klinopiroksen + ortopiroksen + opak mineral + kuvars dan oluşurken, Topuzdağ lavı plajiyoklaz + klinopiroksen + opak mineral + olivin içermektedir.



4. MİNERAL KİMYASI

4.1. Giriş

Minerallerin kimyasal bileşimlerinin saptanması işlemi, Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont Fd. Fransa) Jeoloji Mühendisliği Bölümünde Cameca Camebax elektron mikroskopunda gerçekleştirilmiştir.

Mikroprop çözümlenmeleri için, örneklerden birer tane incekesit hazırlanmış, bu incekesitlerin yüzeyleri Pdm-FORCE (DP-U2) marka parlatma makinesinde, parlatma süreleri ve tozları farklı olan 6 etaptan geçirilerek parlatılmış, daha sonra üzerleri C ile kaplanarak incelemeye hazır hale getirilmiştir.

Söz konusu bu çözümlenmeler, ignimbiritik birimlerden alınan pomza örnekleri ile lavlar üzerinde gerçekleştirilmiştir. Mikroprop çözümlenmeleri, kayaçları oluşturan fenokristaller (plajiyoklaz, biyotit, amfibol, piroksen ve opak mineraller) ile volkan camının kimyasal bileşimini saptamak, bu arada farklı birimlerdeki aynı tür minerallerin kimyasal bileşimleri arasında belirli bir farkın bulunup, bulunmadığını ortaya koyabilmek amacıyla gerçekleştirilmiştir.

4.1. Plajiyoklaz

Plajiyoklazların mikroprop çözümlenmeleri Kavak, Zelve, Cemilköy, Tahar, Gördeles ve Kızılkaya üyelerinden alınan pomzalar ile Damsa ve Topuzdağ lavlarından alınan kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Bu çözümlenmeler sırasında mümkün olduğunca kristalin merkezinden ve kenarından olmak üzere en az iki ölçüm alınmaya çalışılmıştır. Analiz sonuçları Çizelge 4.1'de verilmiştir.

İgnimbiritik birimlere ait plajiyoklazların bileşimsel dağılımları Şekil 4.1'de verilmiştir. Buna göre Kavak üyesi oligoklaz-andezin (An 29-41), Zelve Üyesi andezin-labrador (An 33-57), Cemilköy Üyesi oligoklaz-andezin (An 25-45), Tahar üyesi andezin-labrador (An33-52), Gördeles Üyesi andezin-labrador (An 33-54), Kızılkaya Üyesi andezin labrador (An 31-54) bileşimindedir. Bununla birlikte Cemilköy Üyesine ait plajiyoklaz kristallerinin merkezinden alınan ölçümlerden biri bitownit (An 78) bileşimine sahiptir. Yukarıdaki sonuçlar, farklı ignimbiritik birimler arasında plajiyoklazların bileşimleri açısından belirgin bir fark

Çizelge 4.1. Plajiyoklazlar Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları(%)
(m : merkez , k : kenar ; iyon sayıları 32 (O) bazına göre hesaplanmıştır)

MINERAL ÜYE	PLAJİYOKLAZ														
	KAVAK						U-417								
	U-499*		U-499*		U-499*		U-417		U-417		U-417				
	m	m	m	m	k	m	m	m	k	m	k	m	k	m	m
K ₂ O	0.9	0.79	0.83	0.78	0.73	0.55	0.58	0.82	0.71	0.56	0.7	0.55	0.51	0.7	0.55
CaO	6.46	6.55	5.78	6.07	6.36	6.83	7.12	7.59	7.36	7.51	6.76	7.18	8.12	6.91	7.15
FeO _t	0.28	0.19	0.16	0.2	0.19	0.18	0	0.16	0.28	0.24	0.13	0.24	0.16	0.25	0.09
Na ₂ O	7.46	7.18	7.76	7.49	7.09	7.01	6.75	6.61	7.29	6.53	7.12	6.72	6.55	7.03	6.74
SiO ₂	59.63	58.93	60.31	60.12	59.91	59.96	58.89	58.77	59.82	58.46	61.25	59.8	58.98	59.78	60.4
Al ₂ O ₃	24.49	24.57	24.11	24.35	24.6	24.81	24.87	25.32	25.49	25.07	24.96	24.99	26.01	24.82	25.06
Toplam	99.22	98.21	98.95	99.01	98.99	98.34	98.21	99.27	100.75	99.38	100.89	99.48	100.23	99.48	100.13
K	0.206	0.183	0.191	0.179	0.168	0.126	0.134	0.142	0.16	0.13	0.157	0.126	0.116	0.16	0.152
Ca	1.244	1.275	1.116	1.17	1.228	1.312	1.384	1.463	1.397	1.46	1.277	1.378	1.549	1.328	1.362
Fe	0.042	0.029	0.024	0.03	0.029	0.027	0	0.024	0.041	0.036	0.019	0.036	0.024	0.037	0.013
Na	2.599	2.529	2.71	2.613	2.476	2.437	2.374	2.305	2.504	2.297	2.433	2.333	2.26	2.444	2.323
Si	10.72	10.71	10.87	10.82	10.79	10.75	10.68	10.57	10.56	10.61	10.8	10.71	10.5	10.72	10.74
Al	5.189	5.263	5.12	5.166	5.224	5.244	5.319	5.411	5.324	5.364	5.186	5.277	5.459	5.248	5.217
Toplam	19.97	20.001	20.03	19.98	19.89	19.82	19.8	19.7	19.986	19.73	19.51	19.69	19.905	19.934	19.6
An	31.9	33.2	28.9	30.7	32.9	35.1	36.8	38.7	35.7	38.9	34.3	37.2	40.8	35	36.8
Ab	62.8	62	66.2	64.6	62.6	61.5	59.6	57.5	60.2	57.7	61.5	59.4	56.1	60.8	59.1
Or	5.3	4.8	4.9	4.7	4.5	4.6	3.6	3.8	4.1	3.5	4.2	3.4	3.1	4.2	4.1

☼ Örnek No

Cizelge 4.1 (devam ediyor)

MINERAL ÜYE	PLAJIYOKLAZ																	
	U-525						U-527											
	k	m	m	k	m	m	k	m	m	k	m	m						
K2O	0.47	0.35	0.25	0.43	0.66	0.5	0.47	0.51	0.6	0.68	0.66	0.51	0.5	0.47	0.49	0.43	0.53	
CaO	9.01	9.44	11.29	8.94	6.12	8.53	7.85	8.05	7.74	6.87	6.84	7.58	7.59	8.14	7.67	8.13	7.11	
FeO	0.19	0.41	0.4	0.26	0.22	0.24	0.18	0.21	0.22	0.23	0.15	0.23	0.18	0.16	0.25	0.11	0.32	
Na2O	5.98	5.89	4.74	5.93	6.06	6.32	6.41	6.43	6.82	7.3	7.23	7.21	6.98	6.27	6.58	6.5	6.76	
SiO2	57.29	57.19	53.77	57.34	62.09	58.67	59.71	59.21	59.22	60.18	60.65	59.97	60.24	58.22	58.16	57.96	59.4	
Al2O3	27.16	27.59	28.92	27.23	24.87	27	26.28	26.45	25.44	24.63	24.73	24.52	25.02	25.71	25.62	26.19	24.9	
Toplam	100.1	100.9	99.37	100.1	100.9	101.1	101.1	100.9	99.95	99.81	100.1	99.25	100.5	99.24	98.97	98.77	99.32	98.9
K	0.107	0.08	0.058	0.098	0.102	0.099	0.099	0.115	0.116	0.137	0.154	0.151	0.116	0.115	0.108	0.113	0.099	0.12
Ca	1.729	1.801	2.2	1.714	1.562	1.588	1.584	1.527	1.482	1.316	1.266	1.281	1.442	1.464	1.57	1.487	1.568	1.38
Fe	0.028	0.061	0.061	0.039	0.064	0.031	0.058	0.031	0.033	0.034	0.022	0.035	0.027	0.021	0.024	0.038	0.017	0.05
Na	2.076	2.033	1.671	2.057	2.088	2.169	2.192	2.206	2.363	2.53	2.494	2.509	2.403	2.376	2.188	2.308	2.268	2.36
Si	10.26	10.19	9.777	10.26	10.46	10.48	10.44	10.48	10.59	10.76	10.79	10.77	10.7	10.58	10.48	10.53	10.43	10.7
Al	5.734	5.793	6.199	5.744	5.548	5.511	5.53	5.519	5.361	5.192	5.189	5.189	5.239	5.395	5.457	5.466	5.557	5.27
Toplam	19.93	19.96	19.97	19.91	19.82	19.88	19.9	19.88	19.95	19.97	19.92	19.94	19.93	19.95	19.83	19.94	19.94	19.9
An	45.6	47.4	57.4	45.7	43	42.5	42.2	41	38.7	34.3	33.6	33.7	37.7	38.3	42	39.4	41.2	36.9
Ab	51.6	50.5	41.1	51.7	54.2	54.8	55.1	55.9	58.2	62.1	62.3	62.3	59.2	58.7	55.1	57.6	56.2	59.8
Or	2.8	2.1	1.5	2.6	2.8	2.7	2.6	3.1	3	3.6	4.1	4	3	3	2.9	3	2.6	3.3

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

MINER ÜYE	PLAJIYOKLAZ																	
	CEMILKOY						U-10						U-401					
	k	m	m	k	m	k	k	m	m	k	m	k	k	m	m	k	m	k
K ₂ O	0.7	0.78	0.76	0.92	0.56	0.68	0.77	0.75	0.77	0.88	0.81	0.39	0.76	0.07	0.75	0.34		
CaO	5.86	5.01	5.31	4.74	7.21	6.3	5.72	5.31	5.25	5.55	5.08	8.71	5.31	15.31	5.86	8.34		
FeO _t	0.2	0.14	0.19	0.08	0.25	0.21	0.21	0.15	0.22	0.19	0.24	0.18	0.09	0.36	0.07	0		
N a ₂ O	7.44	7.69	8.01	7.81	6.78	7.03	7.3	7.87	8.04	7.44	8.23	6.09	7.96	2.55	7.71	6.18		
SiO ₂	60.3	60.75	62.03	62.93	59.25	59.42	62.25	62.99	62.76	61.06	61.82	56.11	61.37	48.72	60.46	56.95		
Al ₂ O ₃	24.18	23.79	24.01	23.43	26.06	24.42	24.23	24	24.01	24.23	23.78	27.02	23.56	32.41	23.97	26.4		
Toplam	98.68	98.16	100.31	99.91	100.11	98.06	100.48	101.07	101.05	99.35	99.96	98.5	99.05	99.42	98.62	98.21		
K	0.161	0.18	0.172	0.208	0.127	0.157	0.173	0.168	0.172	0.201	0.184	0.091	0.174	0.016	0.172	0.079		
Ca	1.132	0.97	1.008	0.899	1.376	1.224	1.082	0.998	0.987	1.064	0.969	1.698	1.021	3.017	1.092	1.626		
Fe	0.03	0.021	0.028	0.012	0.037	0.032	0.031	0.022	0.032	0.028	0.036	0.027	0.014	0.055	0.011	0		
Na	2.6	2.693	2.75	2.68	2.341	2.472	2.498	2.675	2.734	2.581	2.839	2.149	2.768	0.909	2.69	2.18		
Si	10.87	10.98	10.98	11.14	10.55	10.78	10.99	11.04	11.01	10.93	11	10.21	11.01	8.96	10.88	10.36		
Al	5.139	5.067	5.013	4.889	5.471	5.221	5.042	4.961	4.965	5.111	4.988	5.797	4.983	7.027	5.086	5.663		
Toplam	19.932	19.911	19.951	19.828	19.902	19.886	19.816	19.964	19.9	19.915	20.016	19.972	19.97	19.984	19.931	19.908		
An	30.2	26.3	26.7	24.7	37.1	33	30	27.1	26.4	28.8	25.3	44.5	26.8	77.6	28.7	43.2		
Ab	55.5	68.8	68.7	69.5	59.5	62.8	65.2	68.4	69	65.8	69.9	53.1	68.6	22	66.7	54.7		
Or	4.3	4.9	4.6	5.7	3.4	4.2	4.8	4.6	4.6	5.4	4.8	2.4	4.6	0.4	4.5	2.1		

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

UYE	MINERAL PLAJIYOKLAZ																						
	TAHAR						U-484																
	U-492						U-484																
	m	k	k	m	k	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m		
K2O	0.24	0.33	0.46	0.37	0.54	0.41	0.44	0.39	0.35	0.48	0.38	0.43	0.53	0.39	0.59	0.39	0.53	0.55	0.59	0.39	0.53	0.46	0.48
CaO	10.48	7.78	6.91	8.02	7.23	7.41	7.53	7.68	7.41	6.91	7.55	7.23	7.52	7.93	6.7	8.16	6.76	6.37	6.7	8.16	6.76	7.64	7.46
FeO _t	0.34	0.33	0.3	0.44	0.63	0	0.22	0.29	0.33	0.29	0.36	0.23	0.32	0.41	0.3	0.37	0.38	0.3	0.23	0.37	0.38	0.23	0.28
Na ₂ O	5.44	6.85	6.83	6.69	7.16	6.71	6.91	6.93	6.62	7.09	6.84	6.59	6.64	6.52	7.38	6.23	7.17	7.38	7.03	6.23	7.17	6.88	6.96
SiO ₂	55.57	59.19	59.48	57.78	60.22	58.18	59.42	58.82	58.47	58.82	58.78	56.19	58.24	57.35	59.96	57.75	59.83	59.96	59.41	57.75	59.83	58.77	59.41
Al ₂ O ₃	28.14	25.71	24.58	25.94	24.86	25.81	25.84	26.11	26.02	25.06	24.7	26.78	24.77	24.93	24.02	25.49	24.27	24.02	24.04	25.49	24.27	25.08	24.53
Toplam	100	100	98.6	99.2	101	98.5	100	100	99.9	98.7	98.7	98.9	98.8	98.6	98.1	98.4	98.6	98.6	98	98.4	98.9	99.1	99.1
K	0.055	0.075	0.106	0.085	0.122	0.095	0.1	0.089	0.08	0.083	0.117	0.118	0.088	0.081	0.111	0.089	0.099	0.123	0.091	0.123	0.091	0.127	0.137
Ca	2.019	1.487	1.337	1.552	1.375	1.437	1.435	1.467	1.564	1.434	1.333	1.465	1.825	1.507	1.472	1.557	1.4	1.461	1.55	1.589	1.306	1.233	1.306
Fe	0.051	0.049	0.045	0.066	0.094	0	0.033	0.043	0.049	0.044	0.038	0.055	0.055	0.041	0.05	0.052	0.035	0.049	0.063	0.056	0.057	0.045	0.035
Na	1.896	2.368	2.392	2.343	2.464	2.354	2.383	2.395	2.298	2.371	2.474	2.401	2.042	2.327	2.304	2.317	2.309	2.334	2.306	2.195	2.505	2.585	2.479
Si	9.99	10.56	10.74	10.44	10.69	10.53	10.57	10.49	10.47	10.63	10.81	10.64	10.21	10.53	10.61	10.59	10.71	10.63	10.47	10.5	10.78	10.84	10.81
Al	5.964	5.406	5.234	5.525	5.202	5.505	5.418	5.489	5.492	5.338	5.131	5.272	5.734	5.448	5.37	5.337	5.251	5.329	5.481	5.462	5.157	5.117	5.155
Toplam	20	19.9	19.9	20	19.9	19.9	19.9	20	20	19.9	19.9	20	20	19.9	19.9	19.9	19.8	19.9	20	19.9	19.9	20	19.8
An	52.3	39.2	36.2	40.4	36	38.3	38	38.5	41	38.2	35.2	38.1	47.6	39.9	39.2	40.7	38.1	38.6	40.6	42.4	34.5	32.5	34.6
Ab	46.3	58.8	61	57.4	60.8	59.2	59.4	59.2	56.9	59.6	61.7	58.8	50.1	58	57.8	57	59.2	58.1	57	55.2	62.3	64.2	61.8
Or	1.4	2	2.9	2.2	3.2	2.5	2.6	2.3	2.1	2.2	3.1	3.1	2.3	2.1	3	2.3	2.7	3.2	2.4	2.4	3.2	3.3	3.6

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

MINERAL UYE	U-535														
	PLAJIYOKLAZ						GORDELES								
	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k			
K ₂ O	0.88	0.79	0.79	0.83	0.8	0.8	0.92	0.83	0.8	0.46	0.74	0.8	0.39	0.73	0.53
CaO	6.79	7.11	7.66	6.79	6.91	6.91	6.23	6.79	6.91	9.15	7.53	7.07	10.7	7.28	9.57
FeO	0.3	0.28	0.24	0.25	0.25	0.25	0.31	0.25	0.25	0.2	0.32	0.29	0.3	0.29	0.3
Na ₂ O	6.52	6.7	6.49	6.7	7.05	7.05	6.78	6.7	7.05	5.62	6.37	6.43	5.03	6.35	5.45
SiO ₂	60.86	59.58	59.08	60.84	60.41	60.41	61.85	60.84	60.41	57.45	59.73	59.84	55.69	59.99	56.9
Al ₂ O ₃	25.33	25.26	25.88	25.2	25.41	25.41	25.16	25.2	25.41	26.99	25.78	24.81	28.01	24.96	27.39
Toplam	100.68	99.72	100.14	100.61	100.83	100.83	101.25	100.61	100.83	99.87	100.47	99.24	100.11	99.6	100.14
K	0.198	0.18	0.18	0.187	0.181	0.181	0.206	0.187	0.181	0.105	0.168	0.183	0.087	0.167	0.121
Ca	1.286	1.364	1.465	1.286	1.311	1.311	1.17	1.286	1.311	1.758	1.433	1.359	2.061	1.396	1.838
Fe	0.044	0.042	0.036	0.037	0.037	0.037	0.045	0.037	0.037	0.03	0.048	0.044	0.045	0.043	0.045
Na	2.234	2.325	2.246	2.296	2.42	2.42	2.303	2.296	2.42	1.953	2.193	2.236	1.753	2.202	1.894
Si	10.76	10.67	10.55	10.76	10.7	10.7	10.84	10.76	10.7	10.3	10.61	10.74	10.01	10.73	10.2
Al	5.278	5.331	5.447	5.253	5.305	5.305	5.198	5.253	5.305	5.705	5.397	5.247	5.936	5.264	5.767
Toplam	19.8	19.912	19.924	19.819	19.954	19.954	19.762	19.819	19.954	19.851	19.849	19.809	19.892	19.802	19.885
An	35.8	36.5	38.9	35.4	34.7	34.7	33	35.4	34.7	47.5	39.1	37.2	54.2	38.4	49.1
Ab	58.7	58.7	56.3	59.5	60.5	60.5	61.2	59.5	60.5	49.7	56.4	57.7	43.5	57.1	47.7
Or	5.5	4.8	4.8	5.1	4.8	4.8	5.8	5.1	4.8	2.8	4.6	5	2.3	4.6	3.2

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

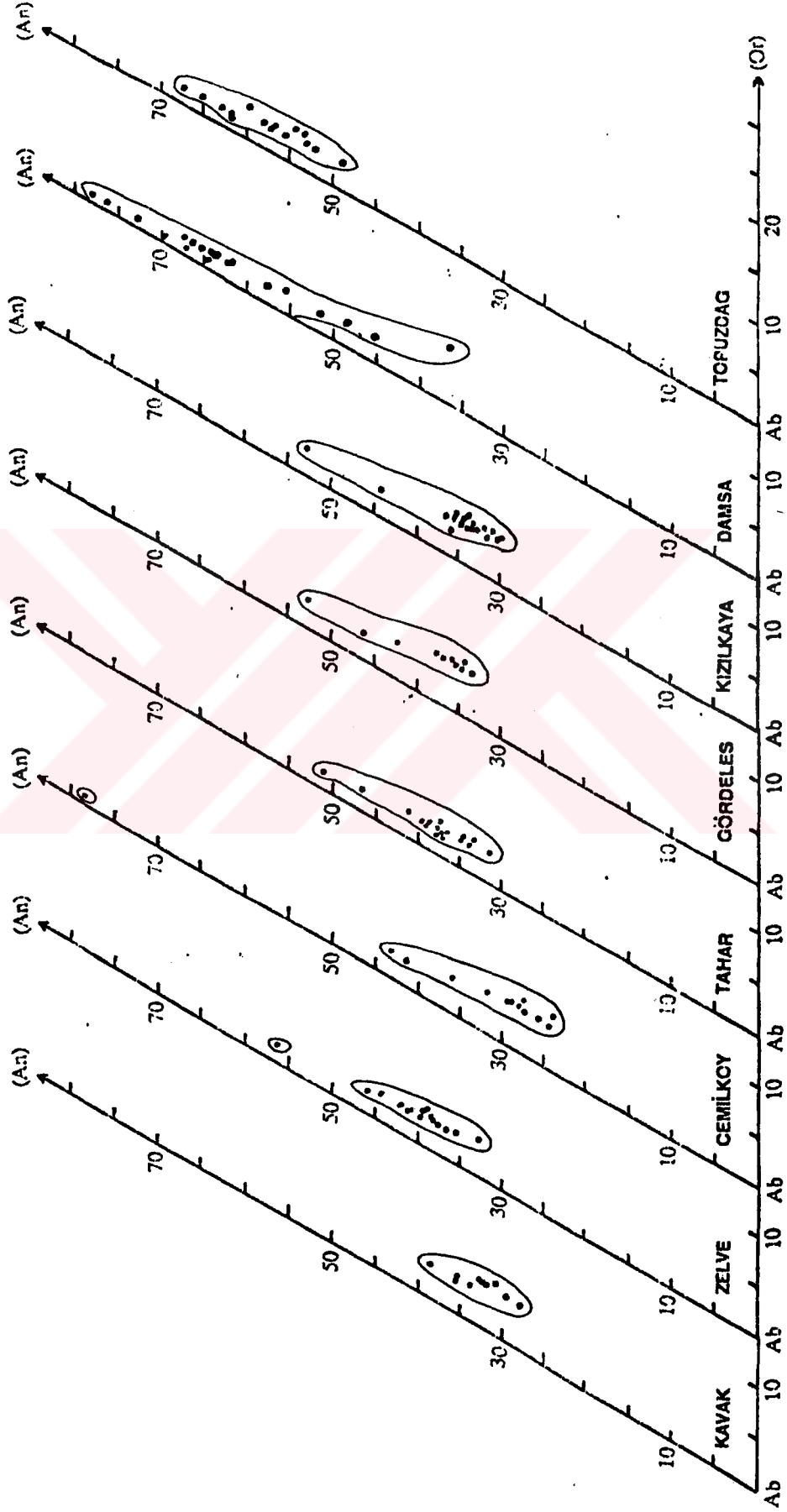
MINERAL	U-534												U-517													
	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m						
UYE	KIZILKAYA												U-517													
K2O	0.7	0.68	0.8	0.63	0.8	0.73	0.82	0.71	0.65	0.67	0.45	0.39	0.81	0.79	0.62	0.77	0.64	0.68	0.69	0.66	0.67	0.63	0.7	0.74	0.46	0.61
CaO	6.46	6.7	6.04	6.58	5.98	6.39	5.87	6.96	7.03	6.88	8.68	10.58	6.42	6.5	6.89	6.07	6.83	6.72	6.88	6.84	6.32	6.86	6.62	6.2	6.96	7.05
FeO _t	0.47	0.29	0.05	0.22	0.31	0	0.21	0.27	0.64	0.3	0.2	0.43	0.31	0.32	0.17	0.57	0.14	0.23	0.41	0.32	0.22	0.04	0.3	0.24	0.24	0.27
Na ₂ O	6.85	7.07	7.31	6.77	6.93	6.68	7.09	6.69	6.44	6.58	5.81	4.98	6.53	6.76	6.81	6.77	6.52	6.6	6.63	6.59	7.19	7.08	7.24	7.08	6.75	6.88
SiO ₂	59.75	60.01	61.29	59.94	60.52	60.33	61.74	60.31	59.76	60.23	57.76	57.82	60.33	60.59	60.61	60.8	59.78	59.86	60.89	59.09	60.17	59.5	60.98	60.39	60.63	58.98
Al ₂ O ₃	24.49	24.97	24.45	24.42	24.11	24.17	23.62	24.57	24.56	24.73	26.57	27.76	24.11	24.54	24.78	24.03	24.75	24.78	24.74	24.7	23.87	24.32	24.18	23.83	24.48	24.73
Toplam	98.7	99.7	99.9	98.6	98.7	98.3	99.4	99.5	99.1	99.4	99.5	99	98.5	99.5	99.9	99	98.7	98.9	100	98.2	98.4	98.4	100	98.5	99.5	98.5
K	0.161	0.155	0.181	0.145	0.184	0.168	0.186	0.161	0.149	0.153	0.103	0.091	0.186	0.18	0.141	0.176	0.147	0.156	0.156	0.153	0.154	0.145	0.159	0.17	0.105	0.141
Ca	1.249	1.283	1.15	1.272	1.153	1.236	1.12	1.326	1.355	1.319	1.672	2.065	1.239	1.245	1.313	1.168	1.319	1.295	1.309	1.33	1.223	1.33	1.264	1.2	1.332	1.367
Fe	0.071	0.043	0.007	0.033	0.047	0	0.031	0.04	0.096	0.045	0.03	0.066	0.047	0.048	0.025	0.086	0.021	0.035	0.061	0.049	0.033	0.006	0.045	0.036	0.036	0.041
Na	2.396	2.448	2.518	2.368	2.418	2.338	2.448	2.306	2.247	2.283	2.025	1.759	2.28	2.343	2.348	2.357	2.278	2.302	2.282	2.318	2.517	2.484	2.5	2.478	2.338	2.414
Si	10.78	10.72	10.89	10.82	10.89	10.89	11	10.72	10.75	10.78	10.39	9.986	10.87	10.83	10.78	10.92	10.78	10.77	10.81	10.72	10.86	10.77	10.86	10.9	10.83	10.67
Al	5.21	5.259	5.122	5.195	5.116	5.144	4.96	5.149	5.21	5.218	5.633	5.961	5.12	5.172	5.197	5.087	5.259	5.255	5.178	5.283	5.081	5.189	5.078	5.073	5.156	5.277
Toplam	19.9	19.9	19.9	19.8	19.8	19.8	19.7	19.7	19.8	19.8	19.9	19.9	19.7	19.8	19.8	19.8	19.8	19.8	19.8	19.9	19.9	19.9	19.9	19.9	19.8	19.9
An	34	34.2	31	34.9	31.9	34.3	31	36.2	37.4	36.4	45.4	54.2	34.7	34.3	35.8	32.8	36.5	35.8	36.2	36.3	32.6	34.9	33.4	32.4	36.6	36.1
Ab	61.6	61.6	64.1	61.2	63	61.1	63.8	59.4	58.5	59.4	51.8	43.5	60.1	60.8	60.4	62.3	59.4	59.9	59.5	59.6	63.3	61.3	62.4	63	60.5	60.1
Or	4.4	4.1	4.9	4	5.1	4.7	5.2	4.4	4.1	4.2	2.8	2.4	5.2	5	3.8	4.9	4.1	4.3	4.3	4.2	4.1	3.8	4.2	4.6	2.9	3.7

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

MINERAL	PLAJIYOKLAZ																				
	U-406																				
UYE	DAMSA																				
	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k							
K ₂ O	0.88	0.37	0.31	0.27	0.14	0.45	0.36	0.1	0.08	0.28	0.21	0.24	0.13	0.2	0.29	0.22	0.13	0.28	0.25	0.12	0.25
CaO	6.86	10.84	10.04	11.88	13.46	8.79	9.19	14.43	15.73	12.14	12.93	12.63	13.43	12.69	12.76	12.9	14.19	12.57	11.34	12.71	12.55
FeO _t	1.35	0.67	0.56	0.49	0.61	0.61	0.27	0.35	0.32	0.52	1.21	0.56	0.62	0.68	1.71	0.53	0.78	0.83	0.64	0.62	0.76
Na ₂ O	6.4	4.89	5.37	4.11	3.49	5.94	5.46	2.57	2.55	4.18	3.72	4.07	3.82	3.8	4.03	3.74	3.01	4.01	4.67	4.02	3.9
SiO ₂	59.9	54.87	55.23	52.85	50.75	56.93	56.48	48.75	48.82	52.37	52.2	51.98	52.16	52.37	53.05	52.22	49.57	52.22	54.44	51.66	52.19
Al ₂ O ₃	24.15	27.79	27.16	28.76	29.85	26.06	27.2	32.02	31.91	28.86	29.34	29.42	29.85	29.76	29.45	29.64	30.61	28.94	28.55	29.43	29.33
Toplam	99.54	99.43	98.67	98.36	96.3	98.78	98.96	98.22	99.41	98.35	99.61	98.9	100.01	99.5	100.29	99.25	98.29	98.85	99.89	98.56	98.98
K	0.202	0.086	0.072	0.063	0.033	0.104	0.083	0.024	0.019	0.066	0.049	0.056	0.03	0.046	0.067	0.051	0.031	0.066	0.058	0.028	0.058
Ca	1.319	2.109	1.964	2.339	2.671	1.708	1.783	2.866	3.102	2.397	2.532	2.484	2.615	2.478	2.475	2.525	2.823	2.476	2.199	2.508	2.466
Fe	0.203	0.102	0.085	0.075	0.094	0.093	0.041	0.054	0.049	0.08	0.185	0.096	0.094	0.104	0.107	0.081	0.121	0.128	0.097	0.095	0.117
Na	2.227	1.721	1.9	1.464	1.253	2.088	1.917	0.924	0.91	1.493	1.318	1.448	1.346	1.342	1.414	1.324	1.083	1.429	1.638	1.435	1.386
Si	10.75	9.961	10.08	9.711	9.398	10.32	10.23	9.038	8.984	9.651	9.541	9.539	9.48	9.544	9.603	9.538	9.204	9.599	9.851	9.513	9.57
Al	5.111	5.948	5.845	6.23	6.516	5.571	5.807	6.998	6.923	6.27	6.322	6.365	6.396	6.394	6.285	6.383	6.701	6.272	6.091	6.389	6.341
Toplam	19.812	19.927	19.946	19.882	19.965	19.884	19.861	19.904	19.987	19.957	19.947	19.978	19.961	19.908	19.951	19.902	19.963	19.97	19.934	19.968	19.938
An	36.4	55.3	51.3	61.8	68.7	45.2	48.5	76.2	78	61.9	66.2	63.6	66.8	65.4	63.9	66	72.9	63.7	57.9	64.5	64.4
Ab	58	42.5	46.8	36.5	30.4	52.1	49.2	23.1	21.6	36.4	32.5	35	32.4	33.4	34.4	32.6	26.4	34.6	40.6	34.8	34.1
Or	5.6	2.2	1.9	1.7	0.9	2.8	2.3	0.6	0.5	1.7	1.3	1.4	0.8	1.2	1.7	1.3	0.8	1.7	1.5	0.7	1.5

Çizelge 4.1 (devam ediyor)

MINERAL PLAJIYOKLAZ		U-341															
		TOPUZDAG															
ÜYE	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k			
K ₂ O	0.49	0.45	0.49	0.24	0.46	0.49	0.58	0.27	0.29	0.42	0.48	0.35	0.45	0.41	0.49	0.23	0.28
CaO	11.1	11.17	11.07	11.37	10.99	11.32	10.57	13.13	11.92	10.29	9.61	10.32	10.8	9.96	11.27	12.83	12.38
FeO _t	0.77	0.65	0.57	0.94	0.84	0.78	0.69	0.85	0.59	0.36	0.4	0.42	0.9	1.13	0.98	0.49	0.7
Na ₂ O	4.69	5	4.61	3.93	4.7	4.23	5.07	3.62	4.34	5.3	5.71	5.34	4.59	4.96	4.67	3.92	4.08
SiO ₂	54.11	54.87	54.3	54.09	54.42	53.77	54.28	51.08	53.55	55.62	56.69	55.29	54.05	55.17	53.14	51.73	51.96
Al ₂ O ₃	27.89	28.53	28.51	28.15	28.03	28.35	27.37	30.62	28.75	27.72	27.24	27.89	28.07	27.64	28.37	29.74	29.31
Toplam	99.05	100.67	99.55	98.72	99.44	98.94	98.56	99.57	99.44	99.71	100.13	99.61	98.86	99.27	98.92	98.94	98.71
K	0.114	0.103	0.113	0.056	0.107	0.114	0.136	0.063	0.067	0.097	0.11	0.081	0.105	0.095	0.115	0.053	0.066
Ca	2.171	2.15	2.154	2.226	2.142	2.215	2.077	2.553	2.318	1.993	4.848	2	2.115	1.935	2.215	2.504	2.439
Fe	0.118	0.098	0.087	0.144	0.128	0.119	0.106	0.129	0.09	0.054	0.06	0.064	0.138	0.171	0.15	0.075	0.108
Na	1.659	1.741	1.623	1.392	1.657	1.497	1.802	1.273	1.527	1.857	1.987	1.872	1.626	1.744	1.66	1.384	1.454
Si	9.876	9.855	9.858	9.983	9.898	9.818	9.955	9.269	9.719	10.05	10.18	9.998	9.878	10.01	9.9746	9.422	9.553
Al	6.001	6.041	6.102	6.063	6.01	6.103	5.918	6.551	6.152	5.906	5.764	5.946	6.048	5.91	6.134	6.386	6.353
Toplam	19.939	19.988	19.937	19.764	19.942	19.866	19.994	19.838	19.873	19.957	19.949	19.961	19.91	19.865	20.02	19.824	19.973
An	56.4	55.2	56.7	61.9	56.2	59.2	53.1	66.9	60.6	51.9	48.2	52	56.4	52.7	56.9	64.8	62.9
Ab	40.6	42.1	40.3	36.5	41	37.7	43.4	31.5	37.6	45.6	48.9	45.9	40.8	44.7	40.2	33.8	35.4
Or	3	2.6	3	1.6	2.8	3.1	3.5	1.6	1.8	2.5	2.9	2.1	2.8	2.6	2.9	1.4	1.7



Şekil 4.1. Kapadokya volkanitlerinin "Ab-Or-An" diyagramına düşürülmüş plajiyoklaz bileşimleri.

olmadığını ortaya koymaktadır. Zonlu plajiyoklazlardaki ölçümler normal zonlanma gösterirken, bazılarında belirgin olmamakla birlikte ters zonlanma da mevcuttur (Çizelge 4.1).

Damsa lavındaki plajiyoklazlar andezin-bitownit (An 36-78), Topuzdağdakiler ise andezin-labrador (An 48-67) bileşimindedir. Daha küçük tane boyundaki Topuzdağ plajiyoklazlarında belirgin bir zonlanma gözlenmezken Damsa Vadisi bazaltlarındaki plajiyoklazlar, hem normal hem de ters zonlanma göstermektedir.

Plajiyoklaz fenokristallerinin anortit içerikleri ile kayaçların SiO₂ içerikleri arasında ters bir ilişki mevcuttur. Bu ilişki kayaçların, tüm kayaç kimyasal bileşimindeki SiO₂ yüzdesinin artışı ile Plajiyoklaz fenokristallerinin anortit içeriklerinin azalması, albit içeriklerinin artması şeklinde kendini göstermektedir.

Plajiyoklaz fenokristallerinin bileşimi bazaltik andezitte (Damsa lavı %SiO₂:56.92) An 36-78, Ab 22-58, Or 1-6; traki-andezitte (Topuzdağ lavı %SiO₂:57.55) An 48-67, Ab 32-49, Or 1-4; riyolitlerde ise An 33-54, Ab44-61, Or2-6 (Gördeles Üyesi %SiO₂:69.16); An36-52, Ab 46-61, Or 1-3 (Tahar Üyesi %SiO₂:70.44); An 25-37, Ab63-70, Or3-6 (Cemilköy Üyesi (SiO₂:71.89); An 34-42, Ab 55-62, Or 3-4 (Zelve Üyesi %SiO₂:72.31);An 32-37, Ab60-63, Or 3-5 (Kızılkaya Üyesi %SiO₂:73.43) arasında değişmektedir. Yukarıda da görülebileceği gibi riyolitik bileşimdeki kayaçlarda bulunan plajiyoklazlar bazaltik-andezit ve traki-andezit bileşimindeki kayaçlarda bulunanlara göre albit bakımından zengin anortit bakımından ise fakirdir.

4.2. Volkan Camı

Volkan camının kimyasal bileşimini saptayabilmek amacıyla, Kavak, Zelve, Cemilköy, Tahar, Gördeles ve Kızılkaya Üyelerinden alınan pomza örnekleri ile Damsa ve Topuzdağ lavlarından alınan örneklerin bağlayıcı malzemesinde mikroprop çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Pomzalarda gözlenen en önemli özellik, volkan camının potasyumca zengin, sodyum ve kalsiyumca fakir olmasıdır (Çizelge 4.2).

İncelenen bu örneklerde fenokristal olarak sadece Plajiyoklazların bulunması, buna karşın sanidin'in bulunmayışı söz konusu bu minera

Çizelge 4.2. Volkan Camı Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları (%)

ÜYE	VOLKAN CAMI																							
	KAVAK			ZELVE			CEMİLKOY																	
	U-499	U-417	U-525	U-527	U-10	U-401																		
Örnek No	492	469	457	424	43	46	449	435	39	491	504	407	314	371	359	362	348	357	357	49	475	473	503	462
K2O	0.89	0.81	0.93	0.93	0.85	0.91	1.04	1.26	1.04	1.96	1.03	0.93	0.84	0.97	1.03	0.68	0.56	0.74	0.44	0.68	0.67	0.66	0.64	0.72
CaO	0.14	0.07	0.13	0.11	0.12	0.11	0.09	0.22	0.17	0.19	0.11	0.14	0.18	0.19	0.07	0.08	0.07	0.14	0.04	0.12	0.12	0.15	0.08	0.09
TiO2	0.05	0.13	0	0.12	0.03	0.04	0.02	0.23	0.04	0.17	0	0.13	0.14	0.08	0.06	0.08	0	0	0.09	0.02	0.03	0	0.05	0.06
MnO	0.7	0.86	0.78	0.62	0.5	0.66	0.74	0.54	0.76	1.01	1	0.74	0.6	0.82	0.74	0.64	0.6	0.74	0	0.38	0.42	0.29	0.22	0.36
Na2O	0.68	0.69	0.76	0.91	0.73	0.98	0.97	1.24	0.53	1.16	1.21	0.98	1.19	1.02	0.97	1.33	1.97	0	0.76	1.69	2.14	1.09	1.59	1.67
SiO2	71.5	72.55	72.86	75.96	74.73	73.98	73.21	69.56	74.78	73.81	74.98	72.77	75.14	72.33	74.25	76.66	79.53	74.5	72.93	75.77	75.16	75.02	73.5	74.39
Al2O3	11.48	11.2	12.31	12.27	11.65	11.46	12.12	11.82	12.5	12.42	12.54	11.82	13.13	12.12	12.36	12.54	13.12	11.98	11.44	12.55	12.42	12.27	12.11	12.27
MgO	0.07	0.05	0.06	0.26	0.15	0.07	0.11	0.15	0.1	0.12	0.11	0.16	0.16	0.3	0.14	0.06	0.1	0.09	0.09	0.08	0.25	0.06	0.05	0.08
Toplam	90.43	91.05	92.4	95.42	93.6	92.81	92.79	90.33	93.82	94.85	96.01	91.74	94.52	91.54	93.21	95.61	99.43	91.76	89.56	96.19	95.96	94.27	93.27	94.26

ÜYE	VOLKAN CAMI																								
	TAHAR			GÖRDELES			KIZILKAYA			DAMSA TOPUZDAG															
	U-492	U-484	U-535	U-534	U-517	U-406	U-341																		
Örnek No	319	377	467	481	508	498	408	534	47	533	463	471	483	428	417	494	496	476	439	485	415	497	398	386	
K2O	1	0.85	0.93	0.79	0.84	0.9	0.98	0.73	0.88	0.81	0.9	0.75	0.83	0.57	0.44	0.7	0.59	0.71	0.45	0.84	0.91	0.59	0.69	0.61	
CaO	0.22	0.24	0.26	0.4	0.19	0.24	0.27	0.11	0.18	0.17	0.8	0.04	0.18	0.13	0.15	0.1	0.2	0.16	0.1	0.28	0.1	0.09	0.18	0.14	
TiO2	0.15	0.76	0.05	0.09	1.38	0.03	0.07	0.12	0.16	0.1	0	0.06	0.04	0	0.04	0.08	0	0.13	0.02	0.03	0.06	0.1	0	0.07	
MnO	1.12	1.08	0.89	0.91	1.32	1.11	1.17	0.88	1.1	1.53	1.06	1.05	0.99	0.82	0.89	0.52	0.66	0.66	0.77	0.68	1.34	0.37	0.73	0.54	
FeO	2.03	2.29	0.91	1.52	1.9	1.26	1	1.32	1.25	1.55	1.27	1.13	1.1	1.25	1.19	1.01	1.66	1.57	1.41	1.9	2.33	1.09	1.47	1.09	
Na2O	74.32	77.84	72.55	75.96	72.98	71.59	72.05	70.16	71.23	71.39	71.35	72.26	69.62	77.21	76.05	73.84	75.51	77	77.49	76.24	77.54	72.97	74.96	77.14	
SiO2	13.58	13.41	12.26	12.1	12.64	12.14	12.3	11.85	12.58	12.41	12.66	12.41	12.21	11.93	12.03	11.69	11.67	11.8	11.98	12.21	12.09	11.44	11.53	11.63	
Al2O3	0.23	0.21	0.2	0.18	0.26	0.33	0.19	0.13	0.09	0.11	0.09	0.11	0.14	0.13	0.11	0.16	0.14	0.1	0.08	0.15	0.09	0.07	0.15	0.07	
MgO	95.84	100.45	92.42	94.76	96.59	92.58	92.11	90.64	92.17	93.4	92.76	92.51	89.94	96.32	95.07	93.04	95.39	96.79	96.69	97.18	98.51	91.69	93.69	95.15	
Toplam	95.84	100.45	92.42	94.76	96.59	92.58	92.11	90.64	92.17	93.4	92.76	92.51	89.94	96.32	95.07	93.04	95.39	96.79	96.69	97.18	98.51	91.69	93.69	95.15	
																					98.82	100.2	99.76	98.86	96.85

lin magma odasında kristalleşmeye fırsat bulamadan patlama olayının meydana gelmesinden kaynaklanmaktadır. Volkan camının tüm kayaç kimyasal analiz sonuçlarına göre daha fazla silis içermesi, normal olarak Bowen reaksiyon serisine göre K-feldispattan sonra, en son aşamada kuvarsın kristalleştiği dikkate alınacak olursa, volkan camının silisçe daha zengin olması doğal bir sonuç olarak ortaya çıkmaktadır.

Üyeler arasında dağılıma bakıldığında Plajiyoklazlarda olduğu gibi volkan camının kimyasal bileşimleri arasında önemli bir farklılığın olmadığı ortaya çıkmaktadır.

Birimlerin ortalama K₂O ve SiO₂ içerikleri sırasıyla Kavak üyesinde 4.55, 73.60; Zelve üyesinde 4.2, 73.45; Cemilköy üyesinde 4.25, 75.27; Tahar üyesinde 4.37, 73.57; Gördeles üyesinde 4.93, 71.00; Kızılkaya üyesinde ise 4.48, 76.00'dır. Lav örneklerindeki volkan camının kimyasal bileşimi ise ignimbiritik birimlerin aksine potasyumca fakir, kalsiyum ve sodyumca zengindir. Bunlardan Damsa lavı Topuzdağ lavına göre CaO'ca zengin, K₂O'ca fakirdir (Çizelge 4.2)

4.3. Biotit

Biyotit fenokristalleri içeren Kavak, Zelve, Cemilköy, Gördeles ve Kızılkaya üyelerinden alınan pomza örnekleri üzerinde mikroprop çözümleri gerçekleştirilmiştir (Çizelge 4.3).

Biyotitlerin Mg* içerikleri [$Mg^* = (Mg/Fe + Mg + Mn) \cdot 100$]: Kavak üyesi için 54-59, Zelve üyesi için 60-63, Cemilköy üyesi için 50-52, Gördeles üyesi için 60-62, Kızılkaya üyesi için ise 64-66 arasında değişmektedir.

Üyeler arasındaki farkı daha iyi görebilmek amacıyla 22 oksijen bazına göre hesaplanmış katyon oranlarından itibaren Ti-Mg* ve Fe-Ti-Mg diyagramları çizilmiştir (Şekil 4.2). Bu şekillerden de görüldüğü gibi biyotitlerin katyon içeriklerinden itibaren ignimbiritik birimlerin ayrımı mümkün görülmektedir.

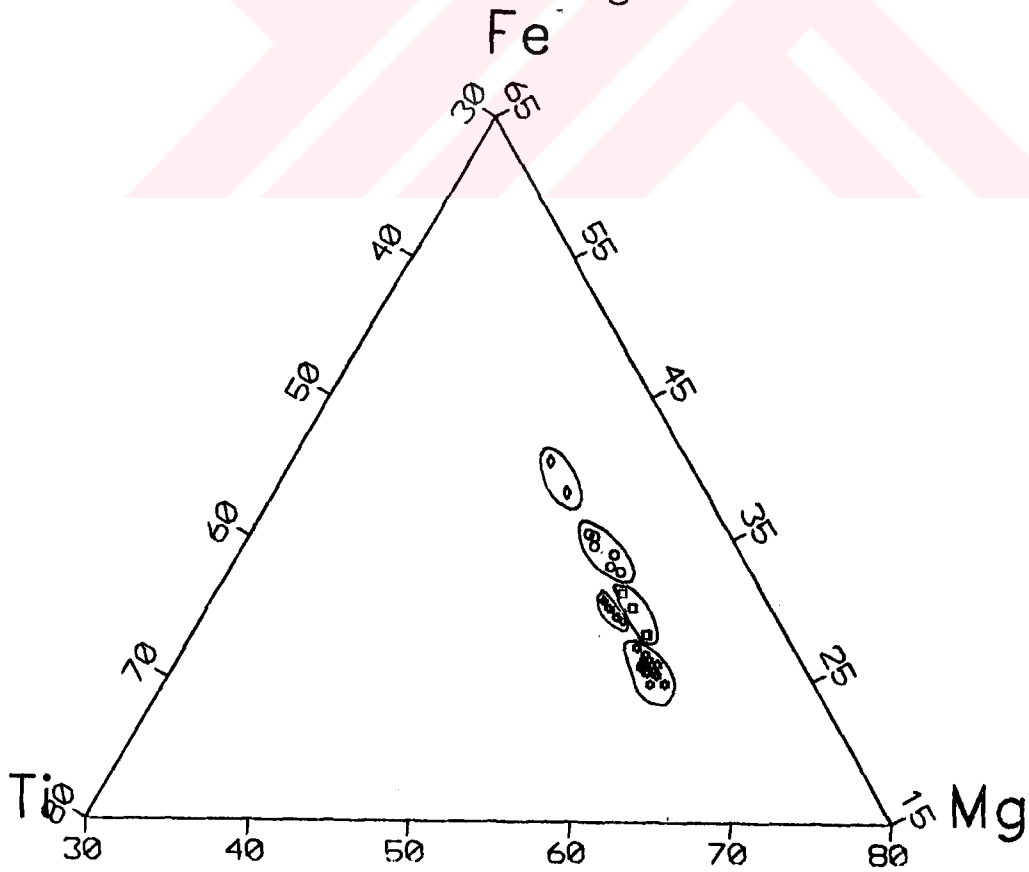
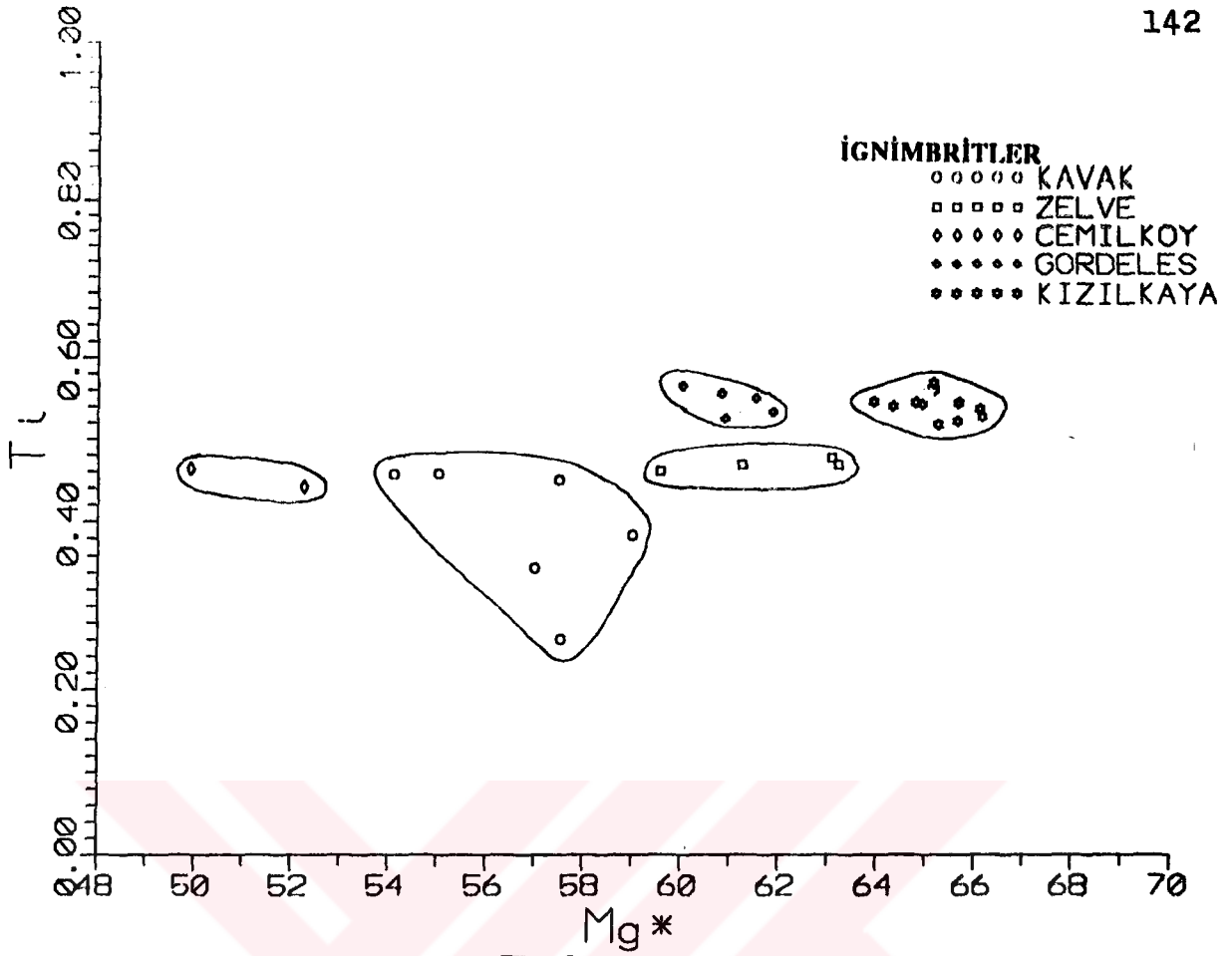
Çizelge 4.3. Biyotitler Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları (%).
(m : merkez, k : kenar, iyon sayıları 22 (O) bazına göre hesaplanmıştır)

MINERAL	U-499*						U-525						GÖRDELES						U-535					
	KAVAK		U-499*		ZELVE		U-525		GÖRDELES		U-535		CEMİLKOY U-491		GÖRDELES		U-535							
ÜYE	k	k	m	k	k	k	k	k	k	k	k	k	m	k	k	k	k	k	m					
K ₂ O	8.03	8.76	8.78	6.95	5.24	7.57	7.99	8.22	8.21	7.38	7.51	8.66	8.53	7.92	8.72	8.11								
TiO ₂	3.13	4	3.95	3.52	2.47	4.11	4.32	4.32	4.22	3.96	4.07	4.67	4.86	4.74	5	4.98								
MnO	0.43	0.51	1.41	0	0.13	0.55	0.28	0.39	0.22	0.32	0.29	0.28	0.14	0.18	0.34	0.23								
FeO	14.05	16.74	16.99	14.82	11.08	15.48	14.83	15.03	15.68	17.59	19.26	15.51	15.24	15.19	16.07	15.91								
Na ₂ O	0.4	0.35	0.59	0	0.16	0.53	0.38	0.35	0.33	0.49	0.31	0.4	0.61	0.27	0.51	0.33								
SiO ₂	38.92	37.72	36.15	39.6	41.21	39.39	40.38	38.68	39.26	40.66	38.28	38.6	37.64	38.29	38.14	37.71								
Al ₂ O ₃	18.9	14.1	14.13	18.32	25.41	13.44	14.13	14.4	13.6	13.43	13.72	13.04	13.47	13.66	13.41	13.23								
MgO	10.77	11.84	12.18	11.97	8.52	13.26	14.57	14.79	14.1	11	10.93	13.8	13.8	14	14.29	13.6								
Toplam	94.63	94.02	94.18	95.18	94.22	94.33	96.89	96.18	95.62	94.83	94.37	94.96	94.29	94.25	96.48	94.1								
K	1.505	1.702	1.721	1.285	0.938	1.439	1.471	1.539	1.547	1.399	1.453	1.65	1.639	1.509	1.646	1.561								
Ti	0.346	0.458	0.457	0.384	0.261	0.461	0.469	0.477	0.469	0.442	0.464	0.525	0.55	0.553	0.556	0.565								
Mn	0.054	0.066	0.184	0	0.015	0.069	0.034	0.048	0.028	0.04	0.037	0.035	0.018	0.023	0.043	0.029								
Fe+2	1.726	2.132	2.184	1.797	1.3	1.93	1.79	1.84	1.937	2.186	2.443	1.937	1.92	1.898	1.989	2.007								
Na	0.114	0.103	0.176	0	0.044	0.153	0.106	0.1	0.096	0.141	0.091	0.116	0.178	0.078	0.146	0.097								
Si	5.718	5.745	5.556	5.742	5.78	5.871	5.829	5.675	5.8	6.042	5.806	5.766	5.669	5.721	5.644	5.689								
Al	3.273	2.531	2.559	3.131	4.201	2.361	2.404	2.49	2.388	2.352	2.453	2.296	2.391	2.405	2.339	2.352								
Mg	2.359	2.688	2.79	2.587	1.781	2.946	3.135	3.235	3.105	2.436	2.471	3.072	3.098	3.118	3.152	3.058								
Toplam	15.095	15.425	15.627	15.508	14.928	15.23	15.238	15.408	15.349	15.038	15.218	15.397	15.463	15.285	15.515	15.358								
Mg*	56.99	55.01	54.1	59.01	57.53	59.57	63.21	63.08	61.24	52.25	49.91	60.9	61.52	61.88	60.81	60.02								
Mg/Fe	1.366	1.261	1.278	1.44	1.37	1.527	1.751	1.754	1.603	1.115	1.011	1.586	1.614	1.643	1.585	1.524								

*Örnek No

Cizelge 4.3 (devam ediyot)

MINERAL		BIYOTİT											
ÜYE	KIZILKAYA						U-517						
	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	
K ₂ O	8.38	8.05	8.91	8.88	8.34	8.99	8.73	8.97	8.57	8.53	8.77	8.77	
TiO ₂	5.14	4.88	4.89	4.99	4.88	4.79	4.87	4.63	4.96	4.67	4.95	4.95	
MnO	0.19	0.21	0.27	0.19	0.26	0.22	0.37	0.34	0.33	0.19	0.23	0.23	
FeO	14.53	13.53	14.74	15.06	14.24	13.93	14.78	14.36	14.39	13.57	14.26	14.26	
Na ₂ O	0.54	0.35	0.71	0.58	0.56	0.63	0.57	0.64	0.66	0.68	0.51	0.51	
SiO ₂	38.05	38.3	37.65	38.73	38.04	37.54	37.95	37.74	38.48	37.43	37.39	37.39	
Al ₂ O ₃	13.79	14.2	13.61	13.93	13.77	13.36	13.82	13.35	13.71	13.88	13.08	13.08	
MgO	15.44	14.74	15.58	15.16	14.96	15.47	15.32	15.49	15.78	15.09	15.21	15.21	
Toplam	96.06	94.26	96.36	97.52	95.05	94.93	96.41	95.52	96.88	94.04	94.4	94.4	
K	1.572	1.525	1.678	1.648	1.579	1.708	1.641	1.703	1.565	1.632	1.683	1.683	
Ti	0.569	0.545	0.543	0.546	0.545	0.537	0.54	0.518	0.544	0.527	0.56	0.56	
Mn	0.024	0.026	0.034	0.023	0.033	0.028	0.046	0.043	0.041	0.024	0.029	0.029	
Fe+2	1.787	1.681	1.82	1.833	1.768	1.736	1.821	1.787	1.756	1.702	1.794	1.794	
Na	0.154	0.101	0.203	0.164	0.161	0.182	0.163	0.185	0.187	0.198	0.149	0.149	
Si	5.597	5.689	5.558	5.635	5.647	5.593	5.591	5.616	5.615	5.615	5.625	5.625	
Al	2.391	2.486	2.368	2.389	2.409	2.398	2.4	2.341	2.358	2.454	2.319	2.319	
Mg	3.385	3.263	3.428	3.288	3.31	3.435	3.364	3.436	3.342	3.374	3.411	3.411	
Toplam	15.479	15.316	15.632	15.526	15.452	15.617	15.566	15.629	15.528	15.526	15.57	15.57	
Mg*	65.15	65.66	64.91	63.92	64.77	66.08	64.31	65.25	65.64	66.15	65.16	65.16	
Mg/Fe	1.894	1.942	1.884	1.794	1.872	1.979	1.847	1.923	1.954	1.982	1.901	1.901	



Şekil 4.2. Blyotitlerin mikroprop çözümü sonuçlarından ilibaren çizilen "Ti-Mg*" ve "Fe-Ti-Mg" diyagramları.

4.4. Piroksen

Gördeles üyesi ile Damsa ve Topuzdağ lavlarına ait piroksenler üzerinde mikroprop çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar toplu olarak Çizelge 4.4'de verilmiştir.

Sadece Damsa lavında gözlenen ortopiroksenler hipersten (En 64.78-69.40) ve bronzit (En 70.03-73.77) bileşimindedir (Şekil 4.3). Ortopiroksen kristallerinin kenar ve merkezlerinden alınan ölçümler arasında bileşimsel olarak önemli bir fark yoktur. Bununla birlikte bronzit bileşiminde olanlarda hem normal zonlanma (kenarları Fe'ce zengin), hem de ters zonlanma (kenarları Mg'ca zengin) mevcuttur. Hipersten bileşiminde olanlarda ise sadece ters zonlanma (kenarları Mg'ca zengin) gözlenmektedir. Üç ortopiroksen kristalinin kenarları hipersten (En 68.41-69.40) merkezi ise bronzit (En 70.03-70.96) bileşimindedir (Şekil 4.3).

Gördeles üyesi ile Damsa ve Topuzdağ lavlarında gözlenen klinopiroksenler öjit bileşimindedir. Topuzdağ lavına ait bir klinopiroksen kristali ise pijeyonit-öjit aralığına düşmektedir (Şekil 4.3).

Damsa lavına ait klinopiroksenler hem ters hem de normal zonlanma (Fe ve Mg'ca zengin çekirdek) göstermektedirler. Bu klinopiroksenlerin değişim aralığı oldukça dardır (Wo 38-44; En:42-49; Fs:12-16) (Çizelge 4.4).

Topuzdağ lavına ait klinopiroksenlerin bileşimi Damsa lavına göre daha geniş bir aralıkta değişmektedir (Wo 34-44; En:39-44; Fs:16-22). Gördeles üyesine ait klinopiroksenlerin değişim aralığı ise diğer iki birime göre oldukça dardır (Wo43-44; En:37-38; Fs 18-19).

Şekil 4.3'de görüldüğü gibi, Damsa lavı→Topuzdağ lavı→Gördeles üyesi yönünde klinopiroksenlerin Fe ve Ca içeriği artmakta, Mg içeriği ise azalmaktadır.

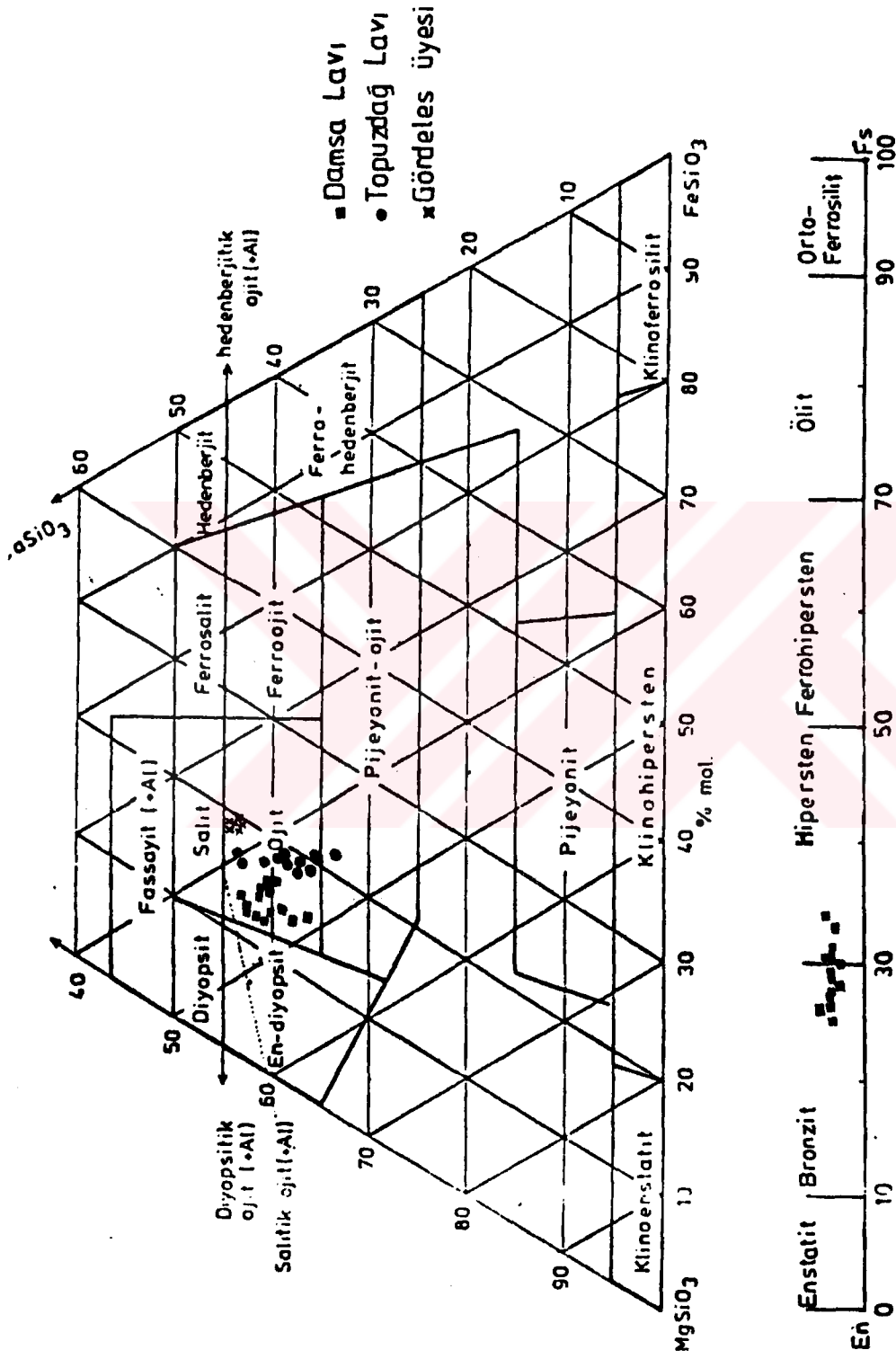
Tüm kayaç kimyasal analiz sonuçlarına göre, bu yönde aynı zamanda SiO₂ yüzdeleri de artmaktadır. Daha açık bir deyişle, bazik karakterli kayaçlara doğru gidildikçe, klinopiroksenlerin Mg içeriği artmakta Fe ve Ca içeriği azalmakta, buna karşın asidik bileşimdeki kayaçlarda ise Mg içeriği azalmakta, Fe ve Ca içeriği artmaktadır.

Cizelge 4.4. Piroksenler Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları(%)
(m : merkez,k : kenar, iyon sayıları 6 (O) bazına göre hesaplanmıştır)

MINERAL ÜYE	KLINOPIROKSEN																													
	GÖRDELES U-535*					TOPUZDAG					U-341					DAMSA					U-406									
	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	m	k	m	k	m	m	k	m	k	m	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k
CaO	21.56	20.94	21.02	20.92	21.77	21.27	20.53	21.23	16.12	17.03	17.26	18.11	17.74	16.42	17.51	18.84	19.03	19.27	17.63	18.52	19	19.95	19.41	19.93	19.65	19.49				
TiO2	0.2	0.11	0.16	0.22	0.22	0.11	0.33	0.1	1.06	0.98	1.16	1.14	1	1.47	1.42	1.29	1.17	0.89	0.47	0.56	0.88	0.99	0.56	0.87	0.47	0.94				
Cr2O3	0	0.14	0.06	0	0.04	0	0	0.11	0.04	0	0	0.02	0.01	0.03	0	0.02	0.04	0.23	0.03	0.17	0	0.31	0.19	0.2	0.17	0.2				
MnO	1.23	99	1.15	1.2	1.39	1.39	0.34	0.39	0.34	0.38	0.34	0.39	0.34	0.41	0.38	0.36	0.36	0.36	0.22	0.2	0.28	0.43	0.27	0.2	0.21	0.16				
FeOt	10.25	10.45	10.29	10.46	10.23	10.44	9.19	9.84	13.1	11.02	11.21	11.01	11.03	12.22	10.82	10.72	9.95	8.36	9.13	8.52	10.34	7.28	8.56	7.04	7.37	7.54				
Na2O	0.35	0.31	0.23	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.27	0.32	0.33	0.35	0.34	0.34	0.44	0.39	0.39	0.31	0.25	0.36	0.29	0.5	0.38	0.22	0.22	0.32				
SiO2	52.57	52.69	52	51.35	52.2	52.52	52	52.3	51.09	50.3	49.52	50.09	50.08	48.36	48.35	49.51	49.68	50.07	52.4	51.54	49.7	49.44	51.19	49.61	52.62	49.84				
Al2O3	0.92	0.94	0.84	0.91	0.7	0.81	2.14	1.21	3.52	3.54	4.18	3.29	3.43	4.36	4.66	4.07	4.38	4.74	1.94	2.6	3.42	4.83	2.94	4.92	2.08	4.99				
MgO	13.25	13.3	12.49	12.84	13.2	12.91	14.19	13.7	15.29	14.67	14.64	14.41	15	14.31	13.3	14.34	13.92	14.9	16.87	15.83	13.98	15.04	15.35	14.97	16.29	15.13				
Toplam	100.3	99.87	98.24	98.16	100	99.73	99.01	99.17	100.8	98.24	98.64	98.81	98.87	97.92	96.88	99.54	98.92	99.13	98.94	98.3	97.89	98.78	98.85	97.96	99.08	98.61				
Ca	0.864	0.843	0.862	0.859	0.876	0.859	0.827	0.857	0.64	0.691	0.698	0.732	0.714	0.671	0.722	0.755	0.767	0.769	0.703	0.744	0.775	0.796	0.777	0.803	0.781	0.78				
Ti	0.006	0.003	0.005	0.006	0.006	0.003	0.009	0.003	0.03	0.028	0.033	0.032	0.028	0.042	0.041	0.036	0.033	0.025	0.013	0.016	0.025	0.028	0.016	0.025	0.013	0.026				
Cr	0	0.004	0.002	0	0.001	0	0	0.003	0.001	0	0	0.001	0	0.001	0	0.001	0.001	0.007	0.001	0.005	0	0.009	0.006	0.006	0.005	0.006				
Mn	0.039	0.031	0.037	0.039	0.044	0.044	0.011	0.012	0.011	0.012	0.011	0.012	0.011	0.013	0.012	0.011	0.011	0.011	0.007	0.006	0.009	0.014	0.009	0.006	0.007	0.005				
Fe	0.32	0.328	0.329	0.335	0.321	0.329	0.289	0.31	0.406	0.349	0.354	0.347	0.347	0.39	0.348	0.335	0.313	0.26	0.284	0.267	0.329	0.227	0.267	0.221	0.229	0.236				
Na	0.025	0.023	0.017	0.019	0.02	0.02	0.021	0.021	0.019	0.024	0.024	0.026	0.025	0.025	0.033	0.028	0.028	0.022	0.018	0.026	0.021	0.036	0.028	0.016	0.016	0.023				
Si	1.965	1.979	1.99	1.967	1.96	1.979	1.954	1.97	1.892	1.906	1.869	1.889	1.882	1.845	1.861	1.853	1.87	1.865	1.951	1.933	1.891	1.842	1.912	1.865	1.952	1.862				
Al	0.041	0.042	0.038	0.041	0.031	0.036	0.085	0.054	0.154	0.158	0.186	0.146	0.152	0.196	0.211	0.18	0.194	0.208	0.085	0.115	0.153	0.212	0.129	0.218	0.091	0.22				
Mg	0.738	0.744	0.712	0.733	0.739	0.725	0.795	0.769	0.844	0.828	0.823	0.81	0.84	0.814	0.763	0.8	0.781	0.827	0.936	0.885	0.793	0.835	0.855	0.839	0.9	0.842				
Toplam	3.998	3.997	3.992	3.999	3.998	3.995	4.001	3.999	3.997	3.996	3.998	3.995	3.999	3.997	3.991	3.999	3.998	3.994	3.998	3.997	3.996	3.999	3.999	3.999	3.994	4				
En	37.66	38.23	36.71	37.3	37.32	37.05	41.37	39.48	44.42	44.04	43.66	42.59	43.94	43.1	41.34	42.05	41.69	44.28	48.5	46.52	41.61	44.63	44.8	44.87	46.99	45.22				
Fs	18.31	18.48	18.89	19.03	18.45	19.07	15.61	16.55	21.92	19.21	19.33	18.93	18.69	21.36	19.54	18.23	17.34	14.55	15.09	14.38	17.74	12.83	14.46	12.19	12.27	12.92				
Wo	44.03	43.29	44.4	43.67	44.23	43.88	43.02	43.97	33.66	36.75	37.01	38.48	37.37	35.54	39.12	39.72	40.97	41.17	36.41	39.1	40.65	42.54	40.74	42.94	40.74	41.86				

Çizelge 4.4. (devam ediyor)

ÜYE	ORTOPIROKSEN																							
	DAMSA						U-406																	
	k	m	m	k	k	m	k	m	k	k	m	m												
CaO	18.66	19.98	18.69	18.19	19.09	19.39	19.57	1.44	1.4	1.53	1.52	1.81	1.52	1.58	1.8	1.72	1.77	1.69	2.28	1.62	1.85	1.7	1.61	1.68
TiO2	0.74	1.01	0.74	0.54	0.59	0.48	0.66	0.24	0.35	0.36	0.39	0.17	0.42	0.29	0.18	0.48	0.21	0.23	0.17	0.18	0.37	0.33	0.31	0.43
Cr2O3	0.12	0.28	0.03	0.05	0.08	0.08	0.06	0.01	0.01	0	0.13	0.05	0	0	0	0.05	0.06	0.07	0.01	0	0.04	0.02	0.06	0
MnO	0.28	0.11	0.25	0.27	0.17	0.19	0.11	0.65	0.59	0.51	0.45	0.32	0.23	0.53	0.34	0.31	0.39	0.57	1	0.31	0.41	0.45	0.52	0.5
FeO	9.49	7.59	8.87	8.42	9.05	7.98	9.15	17.11	16.11	16.87	18.26	15.17	15.82	18.12	16.97	17.69	16.39	16.87	14.91	14.91	18.43	17.89	19.4	19.55
Na2O	0.42	0.49	0.4	0.34	0.31	0.27	0.36	0	0.07	0.07	0.03	0.04	0.07	0.04	0	0.04	0.04	0	0.36	0	0.02	0.01	0.11	0.04
SiO2	51.35	48.93	51.69	52.44	51.4	51.48	51.26	53.16	53.16	52.89	53.42	53.49	53.5	54.8	54.41	53.1	54.66	54.28	54.15	54.37	52.62	53.42	52.99	52.61
Al2O3	2.41	5.98	2.76	1.85	2.38	2.76	3.04	0.88	1.05	1.46	1.1	1.79	2.02	1.38	1.13	1.72	0.89	1.32	0.93	1.74	1.43	1.28	1.34	1.49
MgO	14.65	14.15	14.61	16.4	14.68	16.02	14.98	24.38	25.25	24.62	24.13	25.27	24.61	24.42	25.73	24.55	26.12	24.93	27.14	27.27	24.59	25.24	23.42	22.93
Toplam	98.12	98.52	98.04	98.5	97.75	98.68	99.19	97.87	97.99	98.31	99.43	98.11	98.19	101.2	100.6	99.66	100.6	99.96	101	100.4	99.76	100.3	99.76	99.23
Ca	0.756	0.801	0.754	0.728	0.775	0.775	0.783	0.058	0.055	0.061	0.06	0.071	0.06	0.061	0.07	0.068	0.068	0.066	0.087	0.062	0.073	0.066	0.064	0.067
Ti	0.021	0.028	0.021	0.015	0.017	0.013	0.019	0.007	0.01	0.01	0.011	0.005	0.012	0.008	0.005	0.013	0.006	0.006	0.005	0.005	0.01	0.009	0.009	0.012
Cr	0.004	0.008	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0	0	0	0.004	0.001	0	0	0	0.001	0.002	0.002	0	0	0.001	0.001	0.002	0
Mn	0.009	0.003	0.008	0.009	0.005	0.006	0.003	0.021	0.018	0.016	0.014	0.01	0.007	0.016	0.01	0.01	0.012	0.018	0.03	0.009	0.013	0.014	0.016	0.016
Fe	0.3	0.238	0.279	0.263	0.287	0.249	0.286	0.533	0.498	0.522	0.563	0.467	0.487	0.547	0.513	0.542	0.494	0.513	0.443	0.446	0.565	0.544	0.599	0.608
Na	0.031	0.036	0.029	0.025	0.023	0.02	0.026	0	0.005	0.005	0.002	0.003	0.005	0.003	0	0.003	0.003	0	0.025	0	0.001	0.001	0.008	0.003
Si	1.942	1.831	1.947	1.959	1.947	1.921	1.914	1.981	1.966	1.958	1.969	1.968	1.969	1.978	1.967	1.945	1.972	1.975	1.925	1.947	1.93	1.942	1.956	1.957
Al	0.107	0.264	0.123	0.081	0.106	0.123	0.134	0.039	0.046	0.064	0.048	0.078	0.088	0.059	0.048	0.074	0.038	0.057	0.039	0.073	0.062	0.055	0.058	0.065
Mg	0.826	0.789	0.82	0.913	0.929	0.891	0.834	1.354	1.392	1.358	1.325	1.366	1.35	1.314	1.386	1.341	1.404	1.352	1.438	1.455	1.344	1.367	1.288	1.271
Toplam	3.996	3.998	3.982	3.994	3.991	4	4.001	3.993	3.99	3.984	3.996	3.989	3.978	3.986	3.999	3.997	3.999	3.989	3.992	3.997	3.989	3.999	4	3.999
En	43.68	43.1	44.05	47.74	43.73	46.38	43.74	68.9	70.87	69.4	67.54	71.66	70.91	67.79	70.03	68.41	70.96	69.38	71.96	73.74	67.38	68.67	65.51	64.78
Fs	16.33	13.17	15.44	14.2	15.41	13.28	15.18	28.17	26.3	27.49	29.4	24.66	25.94	29.06	26.44	28.15	25.58	27.24	23.69	23.11	28.98	28	31.26	31.8
Wo	39.99	43.73	40.51	38.06	40.86	40.33	41.08	2.93	2.83	3.11	3.06	3.68	3.15	3.15	3.53	3.44	3.46	3.38	4.35	3.15	3.64	3.33	3.23	3.42



Şekil 4.3. Piroksenlerin ortopiroksen ve klinopiroksen sınıflamasındaki yeri (Şekil Hess, 1941; Erkan'dan, 1978).

4.5. Amfibol

Sadece Cemilköy ve Tahar üyelerinde rastlanılan amfiboller üzerinde mikroprop çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Cemilköy üyesinde sadece 1 amfibol kristali üzerinden alınan üç ölçü değeri, bu kristalin Mg^* ($=Mg/Mg+Fe+Mn$) 100 oranının 63-65 arasında değiştiğini göstermektedir (Çizelge 4.5). Leake (1978) sınıflamasına göre demirli pargasitik hornblend ve demirli pargasit olarak adlandırılmıştır. Tahar biriminde gözlenen amfiboller üzerinde gerçekleştirilen mikroprop çözümlenmeleri ise bunların Mg^* oranının 66-69 arasında değiştiğini ortaya koymaktadır (Çizelge 4.5). Bu amfiboller ise Edenit bileşimindedir (Leake, 1978). Burada dikkati çeken en önemli özellik SiO_2 içeriği daha fazla olan ($SiO_2:71.89$) Cemilköy üyesine ait pomza örneğindeki amfibollerin Mg oranı, SiO_2 içeriği daha az olan ($SiO_2:70.40$) Tahar üyesine ait pomza örneğindeki amfibollerden daha düşük olduğudur.

4.6. Opak mineraller

Gördeles ve Kızılkaya üyeleri ile Damsa ve Topuzdağ lavlarında gözlenen opak mineral fenokristalleri manyetit bileşiminde olduğu mikroprop çözümlenmeleri ile ortaya konulmuştur. sonuçlar toplu olarak Çizelge 4.6'da verilmiştir.

Burada gözlenen en önemli özellik ignimbiritik birimlerdeki (Gördeles ve Kızılkaya üyesi) opak minerallerin Mg , Ti ve Al içeriklerinin Topuzdağ ve Damsa lavlarına göre daha düşük olmasıdır. bunun yanında lavlarda Fe^{++} ve Fe^{+++} değerleri birbirlerine yakınken, ignimbiritlerde Fe^{+++} miktarı daha fazladır.

4.7. Sonuç ve Tartışmalar

İncelenen 8 birime ait mikroprop çözümlenme sonuçları toplu olarak Çizelge 4.7'de verilmiştir. Damsa ve Topuzdağ lavları dışındaki 6 ignimbiritik birimin hem mineral parajenezlerine hem de minerallerin kimyasal bileşimlerine bakıldığında bu üyelerin birbirinden ayrılabilirliği ve belirli mineral parajenezleri ile karakterize edildiği gözlenmektedir.

Mineral kimyasının ignimbiritik birimlerin korelasyonunda kullanılabilirliği açısından aşağıdaki sonuçlar ortaya çıkmaktadır:

Çizge 4.5. Amfiboller Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları (%)
(m : merkez, k : kenar, iyon sayıları 23 (O) bazına göre hesaplanmıştır)

MINERAL	AMFİBOL																													
	CEMİLKOY						U-10						TAHAR						U-492						U-484					
	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m						
K ₂ O	0.54	0.49	0.58	0.5	0.43	0.46	0.46	0.48	0.52	0.41	0.41	0.39	0.41	0.57	0.5	10.91	11.32	11.13	10.99	10.91	10.8	10.45	10.45	10.85	10.85	10.82	10.96	11.17		
CaO	2.44	1.82	2.2	1.58	1.61	1.9	1.9	1.63	1.95	1.45	1.45	1.6	1.79	1.97	1.8	0	0	0.01	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0	0.01			
TiO ₂	0.24	0.53	0.36	0.46	0.66	0.47	0.47	0.86	0.44	0.62	0.62	0.62	0.44	0.54	0.49	12.27	12.6	13.39	13.03	11.66	12.13	12.09	12.09	12.03	12.12	12.43	11.96			
Cr ₂ O ₃	2.25	2.03	2.12	1.54	1.68	1.81	1.81	1.78	1.84	1.56	1.56	1.6	1.63	1.8	1.73	42.24	43.17	42.08	48.51	48.9	46.32	49.16	49.16	48.38	47.56	46.22	48.32			
MnO	12.48	11.57	13.27	7.36	7.26	8.4	8.4	7.33	8.58	7.27	7.27	7.69	7.33	7.81	7.77	13.19	13.29	12.95	14.82	14.93	13.64	15.18	14.89	14.22	14.67	14.63	14.45			
MgO	96.96	96.82	98.18	97.63	98.04	95.94	95.94	97.32	99	97.3	97.3	99.23	97.32	96.93	96.2	0.103	0.093	0.109	0.093	0.079	0.087	0.084	0.089	0.096	0.076	0.107	0.095			
Toplam	1.74	1.803	1.756	1.711	1.689	1.719	1.719	1.665	1.7	1.695	1.6	1.665	1.689	1.734	1.776	0.273	0.203	0.244	0.173	0.175	0.212	0.165	0.179	0.211	0.159	0.219	0.201			
K	0	0	0.012	0.006	0	0.001	0.001	0.005	0.003	0.007	0.015	0.005	0.005	0	0.001	0	0	0.006	0	0	0.001	0.015	0.005	0.003	0.007	0	0.001			
Ca	0.03	0.067	0.045	0.057	0.061	0.059	0.059	0.106	0.054	0.077	0.075	0.106	0.054	0.068	0.062	1.527	1.566	1.649	1.462	1.409	1.507	1.445	1.404	1.539	1.467	1.465	1.484			
Ti	0.649	0.585	0.605	0.434	0.471	0.521	0.521	0.503	0.514	0.441	0.529	0.503	0.514	0.515	0.498	0.286	0.417	0.196	0.7049	7.064	6.88	7.023	7.019	6.866	7.055	6.989	6.873			
Cr	2.189	2.027	2.303	1.26	1.236	1.47	1.47	1.26	1.458	1.25	1.295	1.26	1.458	1.36	1.359	2.926	2.944	2.842	3.164	3.215	3.02	3.233	3.236	3.055	3.189	3.221	3.198			
Mn	15.722	15.705	15.76	15.408	15.418	15.478	15.478	15.466	15.497	14.416	15.463	15.466	15.497	15.586	15.543	0.649	0.585	0.605	0.434	0.471	0.521	0.529	0.503	0.514	0.441	0.515	0.498	0.498		
Fe+2	6.286	6.417	6.196	7.049	7.064	6.88	6.88	7.019	6.866	7.055	6.989	6.989	6.827	6.873	6.873	2.189	2.027	2.303	1.26	1.236	1.47	1.295	1.26	1.458	1.25	1.36	1.359			
Na	2.926	2.944	2.842	3.164	3.215	3.02	3.02	3.236	3.055	3.189	3.233	3.236	3.055	3.221	3.198	2.926	2.944	2.842	3.164	3.215	3.02	3.233	3.236	3.055	3.189	3.221	3.198			
Si	15.722	15.705	15.76	15.408	15.418	15.478	15.478	15.466	15.497	14.416	15.463	15.466	15.497	15.586	15.543	6.286	6.417	6.196	7.049	7.064	6.88	7.023	7.019	6.866	7.055	6.989	6.873			
Al	6.286	6.417	6.196	7.049	7.064	6.88	6.88	7.019	6.866	7.055	6.989	6.989	6.827	6.873	6.873	2.189	2.027	2.303	1.26	1.236	1.47	1.295	1.26	1.458	1.25	1.36	1.359			
Mg	2.926	2.944	2.842	3.164	3.215	3.02	3.02	3.236	3.055	3.189	3.233	3.236	3.055	3.221	3.198	2.926	2.944	2.842	3.164	3.215	3.02	3.233	3.236	3.055	3.189	3.221	3.198			
Toplam	15.722	15.705	15.76	15.408	15.418	15.478	15.478	15.466	15.497	14.416	15.463	15.466	15.497	15.586	15.543	96.96	96.82	98.18	97.63	98.04	95.94	99.23	97.32	99	97.3	96.93	96.2			
Mg*	65.26	64.32	62.66	67.57	63.84	65.85	65.85	68.19	65.73	67.38	68.02	68.19	65.73	66.77	67.4	65.26	64.32	62.66	67.57	63.84	65.85	68.02	68.19	65.73	66.77	66.77	67.4			
Mg/Fe	1.916	1.88	1.724	2.165	2.282	2.004	2.004	2.306	1.985	2.173	2.238	2.306	1.985	2.098	2.153	1.916	1.88	1.724	2.165	2.282	2.004	2.238	2.306	1.985	2.173	2.098	2.153			

Ø Örnek No

Çizelge 4.6. Opak Mineraller Üzerinde Gerçekleştirilen Mikroprop Çözümleme Sonuçları (%).
(m : merkez, k : kenar ; iyon sayıları 32 (O) bazına göre hesaplanmıştır)

MİNERAL ÜYE	GÖRDELES						U-535 ^φ						KIZILKAYA						U-534						TOPUZDAG						U-341						DAMSA						U-406																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m	k	m																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
TiO2	6.82	6.95	6.98	6.85	6.94	7.3	7.22	6.95	7.22	6.95	7.3	6.46	5.97	5.07	5.2	13.77	14.09	14.48	14.22	10.97	13.06	8.05	0.03	0.06	0.09	0.016	0.01	0.03	0	0	0.07	0.07	0.04	0.17	0.01	0.15	0.02	0.06	0.21	0.26	2.17	1.08	1	1	1	0.87	0.82	0.87	0.99	0.94	0.97	1.04	1.14	0	0.51	0.62	0.45	0.61	0.36	0.33	35.69	35.85	35.51	35.83	35.42	36.15	35.55	35.76	34.38	34.35	33.61	33.6	38.84	39.36	39.75	40.72	39.31	41.57	33.3	56.09	55.59	55.15	56.01	54.02	54.56	53.5	55.34	55.67	57.2	60.32	59.48	39.35	38.58	38.12	37.79	44.03	39.43	47.62	1.72	1.73	1.63	1.85	1.69	1.66	1.61	1.59	1.58	1.66	1.28	1.45	2.33	2.08	2.7	2.78	1.81	2.88	5.5	1.08	1.06	1.13	1.15	0.94	1.04	0.98	0.98	1.39	1.31	1.41	1.38	2.96	2.45	2.65	2.19	0.55	0.79	4.02	102.48	102.24	101.49	102.85	99.89	101.56	99.73	101.61	100.49	101.53	102.77	102.42	97.26	97.22	98.34	98.21	97.49	98.34	100.99	1.503	1.537	1.554	1.505	1.572	1.623	1.634	1.549	1.45	1.329	1.118	1.1472	3.116	3.201	3.234	3.2	2.538	0.962	1.724	0.007	0.014	0.021	0.037	0.002	0.007	0	0	0.017	0.016	0.009	0.0399	0.002	0.036	0.005	0.014	0.051	0.062	0.489	0.268	0.249	0.251	0.247	0.222	0.205	0.222	0.248	0.238	0.243	0.258	0.2832	0	0.13	0.156	0.114	0.159	0.092	0.08	8.745	8.819	8.793	8.754	8.922	8.939	8.946	8.862	8.853	8.503	8.244	8.2412	9.775	9.944	9.874	10.19	10.11	10.49	7.933	12.352	12.297	12.28	12.306	12.236	12.133	12.106	12.332	12.499	12.733	13.305	13.125	8.906	8.765	8.515	8.505	10.19	8.951	10.202	0.594	0.6	0.569	0.637	0.6	0.579	0.571	0.555	0.556	0.579	0.442	0.5005	0.826	0.741	0.945	0.981	0.656	1.025	1.847	0.472	0.465	0.499	0.501	0.422	0.458	0.44	0.443	0.619	0.578	0.616	0.6026	1.328	1.103	1.173	0.977	0.252	0.355	1.707	23.941	23.981	23.967	23.987	23.976	23.944	23.919	23.979	23.962	23.981	23.992	23.94	23.95	23.92	23.9	23.98	23.96	23.94	23.982	6.9	7.1	7.1	6.9	7.2	7.4	7.5	7.1	6.7	6.1	5.1	5.29	15	15.3	15.7	15.3	11.6	13.9	9	36.2	36.4	36.4	36.3	36.8	36.9	36.9	36.5	35.6	35.2	33.9	34.19	42.2	42.8	43	43.9	41.7	44.2	34.4	56.9	56.5	56.5	56.8	56	55.7	55.6	56.4	57.7	58.7	60.9	60.52	42.8	41.9	41.3	40.8	46.7	41.9	53.5
Toplam	23.941	23.981	23.967	23.987	23.976	23.944	23.919	23.979	23.962	23.981	23.992	23.94	23.95	23.92	23.9	23.98	23.96	23.94	23.982	%TiO2	6.9	7.1	7.1	6.9	7.2	7.4	7.5	7.1	6.7	6.1	5.1	5.29	15	15.3	15.7	15.3	11.6	13.9	9	%FeO	36.2	36.4	36.4	36.3	36.8	36.9	36.9	36.5	35.6	35.2	33.9	34.19	42.2	42.8	43	43.9	41.7	44.2	34.4	%Fe2O3	56.9	56.5	56.5	56.8	56	55.7	55.6	56.4	57.7	58.7	60.9	60.52	42.8	41.9	41.3	40.8	46.7	41.9	53.5																																																																																																																																																																																																																																																																																													

φ Örnek No

Çizelge 4.7: Kapadokya volkanitlerinin mineralojik bileşimleri.

Bileşenler Üyeler	Plajiyoklaz	Vol. Camı %K ₂ O	Biyotit	Klino- piroksen	Amfibol	Oksit	Kuvars	Orto- piroksen
KIZILKAYA	An 31-54	4.48	Mg* 64-67			Manyetit	+	
TOPUZDAĞ	An 48-67	1.27		Wo 34-44		Manyetit		
GÖRDELES	An 33-54	4.93	Mg* 60-62			Manyetit	+	
TAHAR	An 33-52	4.37			Mg* 66-69	+	+	
CEMİLKÖY	An 25-45	4.25	Mg* 50-52		Mg* 63-65	+	+	
DAMSA	An 36-78	0.44				Manyetit	+	Wo 3-4 En 65-74 Fe 23-32
ZELVE	An 33-57	4.2	Mg* 60-63			+	+	
KAVAK	An 29-41	4.55	Mg* 54-59			+	+	

1- Her birimdeki plajiyoklazların ve volkan camının kimyasal bileşimleri geniş bir aralıkta değişmektedir. Bu nedenle plajiyoklazların, birimlerin ayırımında kullanılabilimleri çok sınırlıdır.

2- Biyotitlerin katyon oranlarından itibaren çizilen ikili ve üçlü (Ti-Mg*, Ti-Fe-Mg) diyagramları, birimlerin korelasyonunda kullanılabilmesini ortaya koymuştur (Şekil 4.2). bunlardan en iyi korelasyonu Ti-Mg* diyagramı vermektedir (Şekil 4.2).

3- Amfibollerin Mg* oranları da en iyi ayırtman olarak ortaya çıkmaktadır.

4- Piroksenlerin sadece bir ignimbirit biriminde (Gördeles) gözlenmiş olması nedeniyle, ignimbiritik birimler arasında bir karşılaştırma yapılamamıştır. Ancak bazaltik birimler ile karşılaştırıldığında Mg, Fe ve Ca içerikleri bakımından önemli farklılıklar olduğu ortaya çıkmaktadır.

Daha önce değişik araştırmacılar fenokristal kimyasının ignimbiritlerin korelasyonunda kullanılabilmesini ortaya koymuştur (Aramaki and Ui, 1976; Hildreth and Mahood, 1985; Glazner et al., 1986; De Silva and Francis, 1989).

İncelenen örneklerde, kayaçların kimyasal bileşimlerinin değişimi ile (SiO₂ miktarının artışına bağlı olarak) bazı minerallerin kimyasal bileşimlerinde sistematik bir değişim gözlenmektedir. Bunlardan en önemlisi kayaçtaki SiO₂ miktarının artışına bağlı olarak klinopiroksenler ile amfibollerin Mg içeriklerinin azalması ve plajiyoklazların gittikçe albitçe daha zengin bir durum almasıdır.

Sığ magma odasında bazaltik bir ana magmanın fraksiyonel kristalleşmesi, yukarıda bahsedilen değişimin ortaya çıkmasında etkili bir süreç oluşturmaktadır (Bowen, 1928; Wager and Brown, 1968).

Bununla birlikte sadece petrografik ve mineralojik verilerden itibaren, riyolitlerin bazaltik bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesi sonucu oluştuğunu söylemek oldukça zordur. Bu nedenle bu konu daha detaylı olarak Bölüm 5'de jeokimyasal verilerden (klasik ve izotopsal) yararlanılarak tartışılacaktır.

5. JEOKİMYA

Bu bölümde Ürgüp formasyonunu oluşturan volkanitleri adlandırmak, ana, iz, nadir toprak ve izotopsal çözümlene sonuçlarından itibaren korelasyonlarını yapmak ve kökenlerine açıklık getirmek amaçlanmıştır. Piroklastik kayalar üzerindeki çözümlenmeler bu birimlerin ana magmalarını temsil etmeleri nedeniyle, pomza örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir.

5.1. Çözümleme Yöntemleri

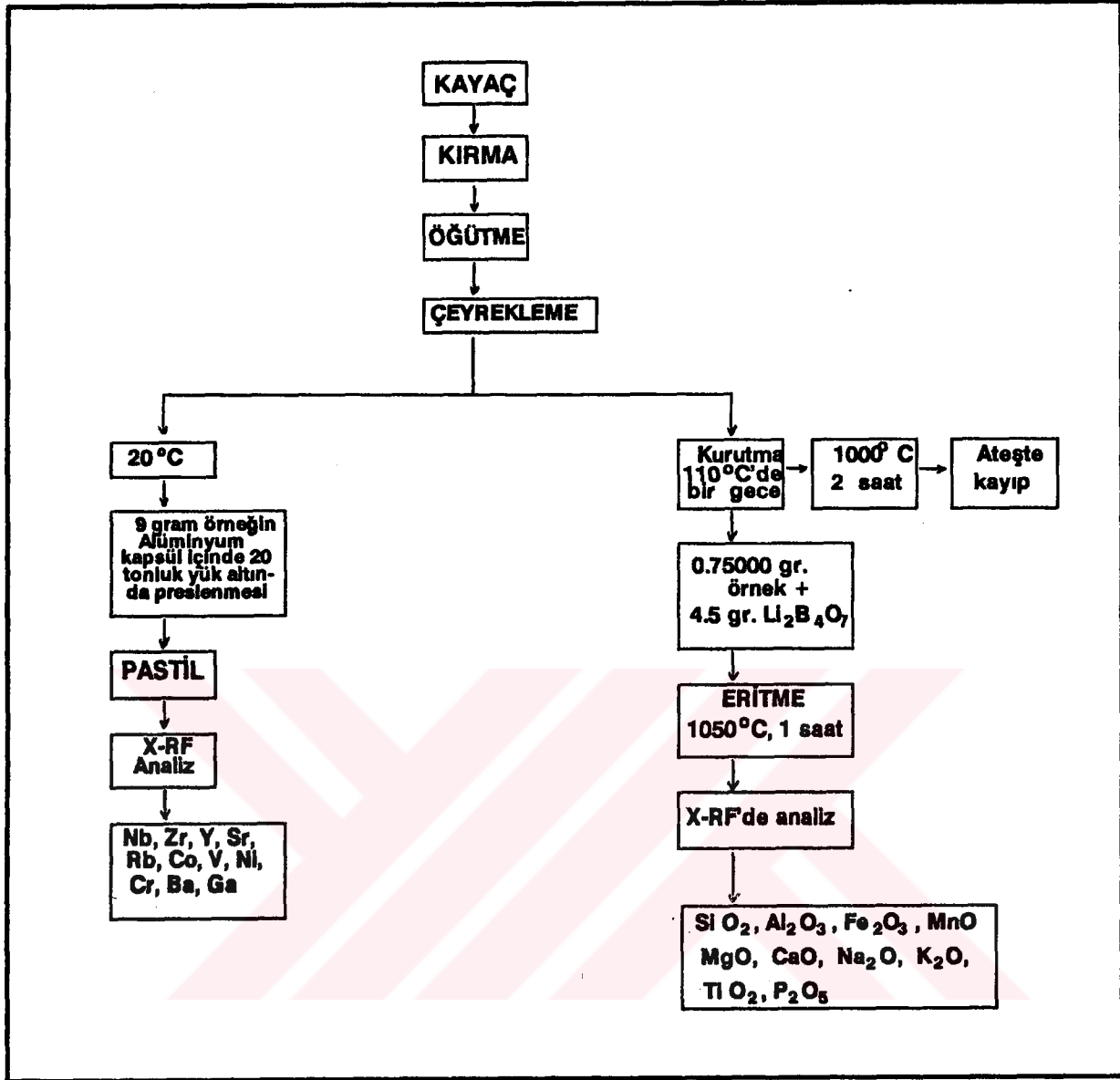
Volkanitler üzerindeki majör ve iz element çözümlenmeleri, H.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde PHILIPS PW1480 model X-RF spektrometresinde gerçekleştirilmiştir. Sözkonusu yöntemin iş akış sırası Şekil 5.1'de verilmiştir.

Majör element çözümlenmeleri % oksit şeklinde (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 =toplam demir, MgO , CaO , Na_2O , K_2O , MnO , TiO_2 , P_2O_5), 1000°C 'de ateşte kayıp miktarı ise 110°C 'de bir gece kurutulmuş örnek ağırlığının yüzdesi olarak belirlenmiştir.

İz/eser element (Nb , Zr , Y , Sr , Rb , Co , V , Ni , Cr , Ba , Ga) çözümlenmeleri ise, yaklaşık 9 gr. toz numunenin alüminyum kaplara konulup 20 tonluk yük altında preslenerek elde edilen pastiller üzerinde gerçekleştirilmiştir. İz element sonuçları ppm olarak verilmiştir.

Majör element çözümlenmelerinden itibaren, bütün örneklerin CIPW normları hesaplanmıştır.

Nadir toprak element analizleri, Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd-Fransa) Jeoloji Bölümünde JY70II model ICP plazma emisyon spektrometresinde yapılmıştır. 0.5 gr. örnek üzerinde çalışılan bu yöntemde, örnekler ilk etapta lityum metaborat ile eritilmekte, daha sonra belli reçine kolonlarından geçirilerek katyon değiştirmek suretiyle kimyasal bir ayırma tabii tutulmakta, daha sonra ICP'de analiz edilmektedir. Bu çözeltilerden itibaren 12 elementin çözümlenmesi yapılmaktadır, bunlar: La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu, ve Y.



Şekil 5.1: X-RF spektrometresinde çözümleme yönteminin iş akış şeması

İzotopsal çözümlenmeler, Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ile Blaise Pascal Üniversitesi (Clermont-Fd-Fransa) Jeoloji Bölümünde katı kaynaklı kütle spektrometresinde gerçekleştirilmiştir.

5.2. Majör Element Kimyası

47 örnek üzerinde gerçekleştirilen majör element çözümlenme sonuçları Çizelge 5.1'de verilmiştir.

Çözümlenme sonuçları susuz baza göre yeniden hesaplanarak $\%Na_2O+K_2O$, $\%SiO_2$ diyagramı çizilmiştir (Şekil 5.2).

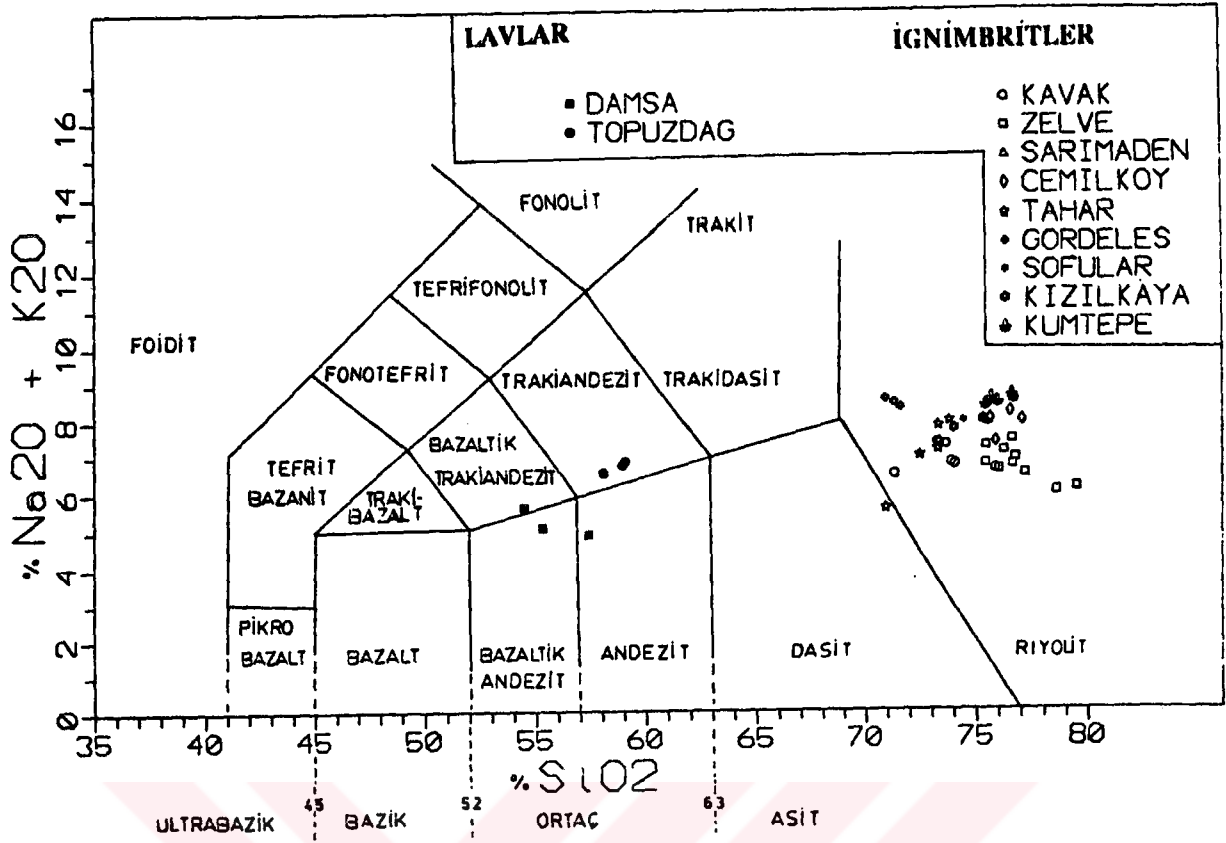
Uluslararası sınıflandırmaya göre (Le Bas et al., 1986) ignimbiritik birimler genellikle riyolitik, Tahar üyesine ait bir örnek dasitik, Damsa ve Topuzdağ lavları ise bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit, andezit ve trakiandezit karakterli olup $\% SiO_2$ içerikleri 54-80 arasında (ortaç-asit) değişmektedir (Şekil 5.2).

Optik mikroskop incelemelerine göre Damsa ve Topuzdağ lavları, bazalt olarak tanımlanmıştır. Bununla birlikte bu kayalar kimyasal çözümlenme sonuçlarına göre bazaltik andezit, bazaltik trakiandezit, andezit ve trakiandezit çıkmaktadır. Bununda nedeni optik mikroskop incelemelerinde sadece fenokristallerin dikkate alınıp adlandırma yapılmasıdır. Halbuki kimyasal çözümlenmelerde hamurun kimyasal bileşimi de kayacın adlandırılmasında gözönünde bulundurulmaktadır. Hamurun SiO_2 bakımından fenokristallere göre daha zengin olduğu düşünülecek olursa, kimyasal çözümlenmelere göre SiO_2 bakımından daha zengin kayaların ortaya çıkması doğaldır.

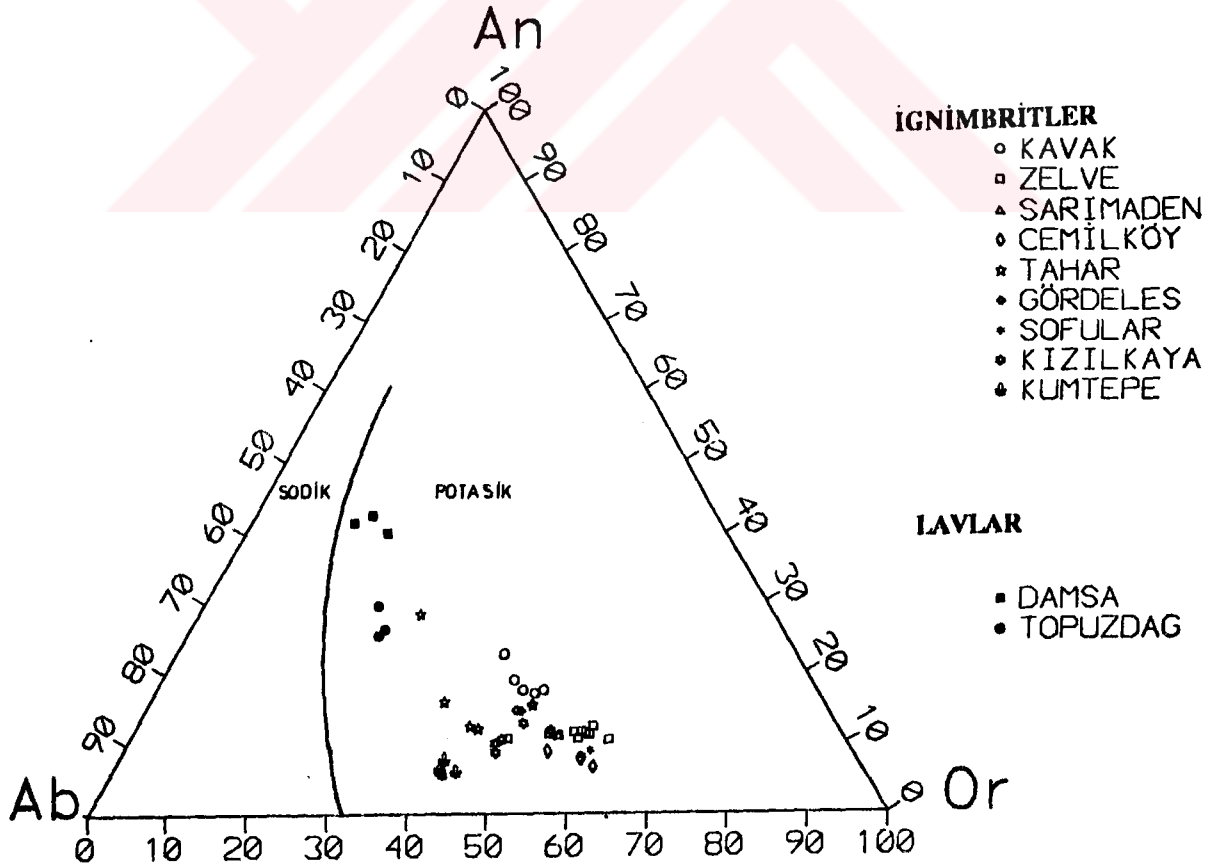
Alüminyum miktarlarına göre bu kayalar Peralüminalı grubuna [$Al_2O_3 > (Na_2O + K_2O + CaO)$] girmektedir (Hughes, 1982). Irvine and Baragar (1971)'in An-Ab-Or diyagramında ise potasik bölgeye düşmektedir (Şekil 5.3).

Toplam alkali-silis diyagramı (Mac Donald and Katsura, 1964; Irvine and Baragar, 1971) Kapadokya volkanitlerinin subalkali karaktere sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 5.4).

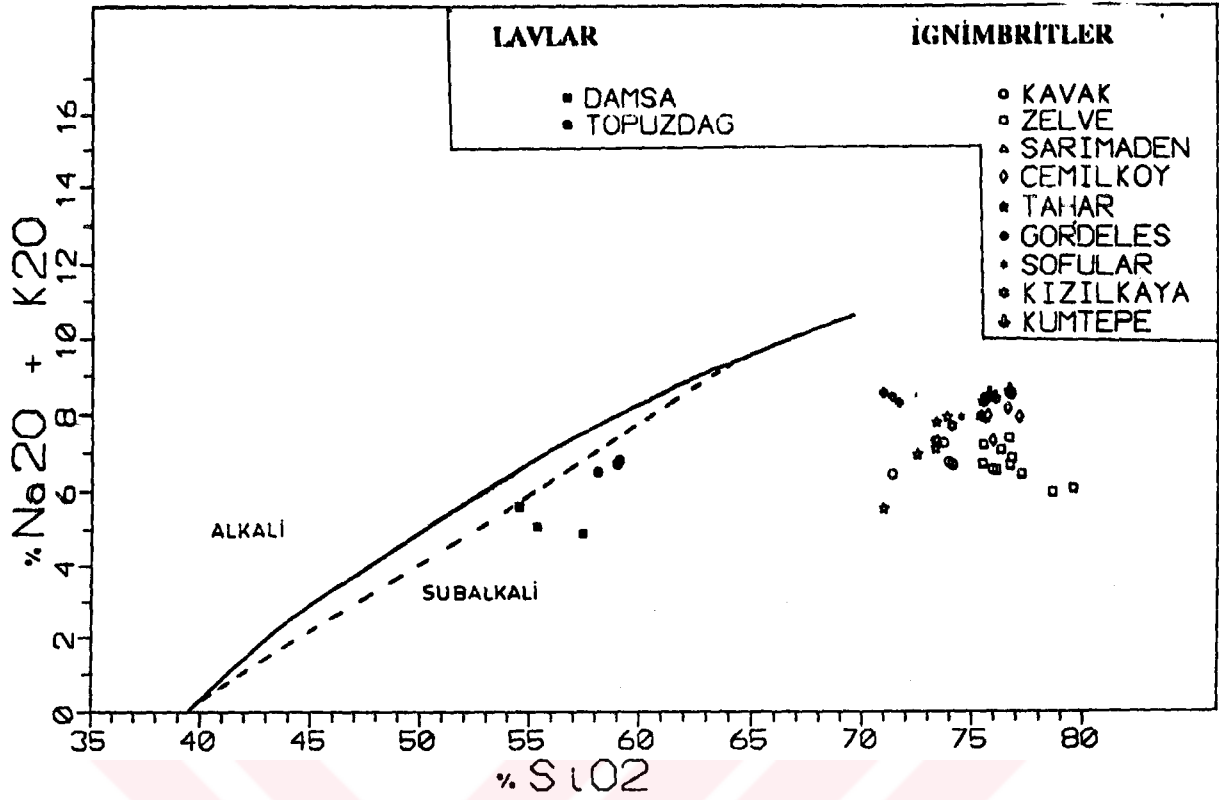
AFM diyagramında, kalkalkalin bir dizilim ortaya çıkmaktadır (Şekil 5.5). Irvine and Baragar (1971)'e göre toleyitik kalkalkali sınırı çizildi



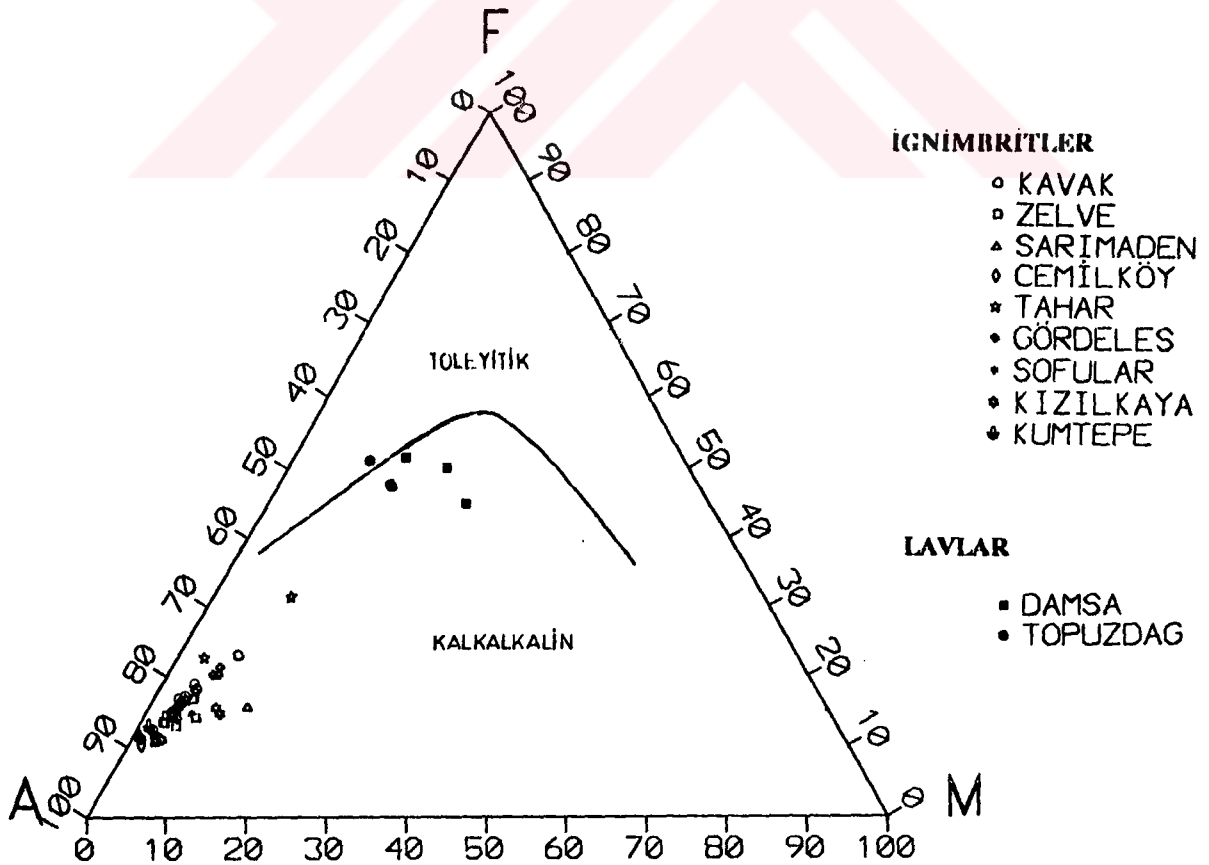
Şekil 5.2. Kapatokya volkanitlerinin toplam alkali-silis (Le Bas et al, 1986) içeriklerine göre sınıflandırılması



Şekil 5.3. "Ab-An-Or" (Irvine and Baragar, 1971) içeriklerine göre sınıflandırılması.



Şekil 5.4. Kapadokya volkanitlerinin toplam alkali-silis içeriklerine göre sınıflandırılması (kesikli çizgi: Mac Donald and Katsura'dan 1964; devamlı çizgi: Irvine and Baragar'den, 1971).



Şekil 5.5. Kapadokya volkanitlerinin AFM (Irvine and Baragar, 1971) diyagramına göre sınıflandırılması.

ğinde İgnimbiritik birimlerin belirgin bir kalkalkali karakter göstermesine karşın; lavlar kalkalkalin-toleyitik sınırına daha yakın bir dağılım göstermekte ve Topuzdağ lavına ait bir örnek toleyitik bölgeye düşmektedir (Şekil 5.5). Bu örneğin toleyitik bölgeye düşmesi kısmen alttere olmasından kaynaklanabilir.

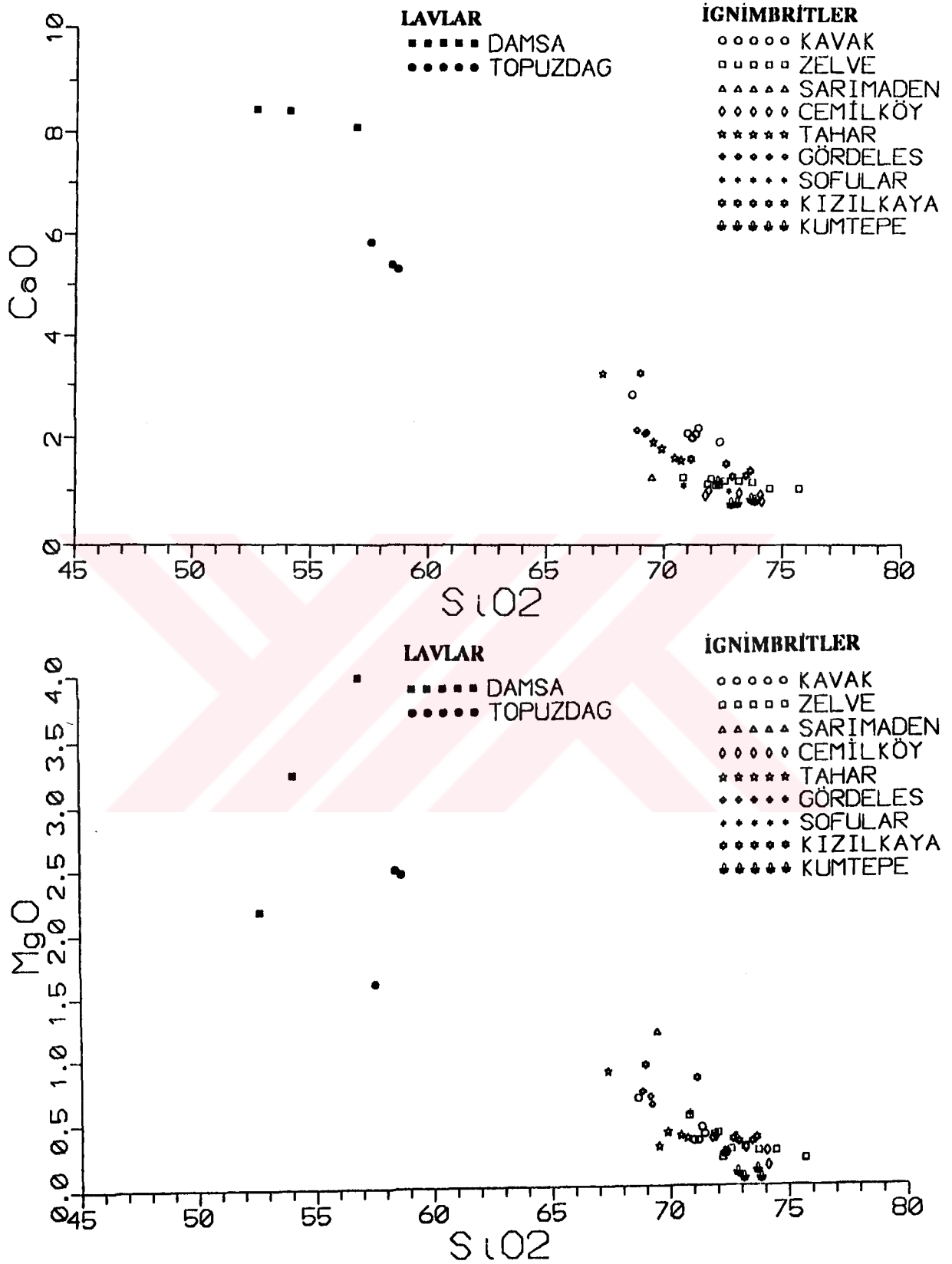
Majör element çözümlenmeleri gerçekleştirilen örneklerin tümünün CIPW normları hesaplanmıştır. Sonuçlar Çizelge 5.2'de verilmiştir. Kuvars, ortoklaz, albit, anortit, enstatit, apatit ve ilmenit örneklerin tümünde yer almaktadır. Korund bazaltlarda görülmemesine karşın, SiO₂ içeriği yüksek, riyolitik karakterli İgnimbiritik birimlerin büyük bir bölümünde ortaya çıkmaktadır.

Majör element verileri Kapadokya volkanitlerinin tipik bir orojenik kalkalkalen seriyi gösterdiğini ortaya koymaktadır (Irvine and Baragar, 1971; Jakes and White, 1972; Gill, 1981).

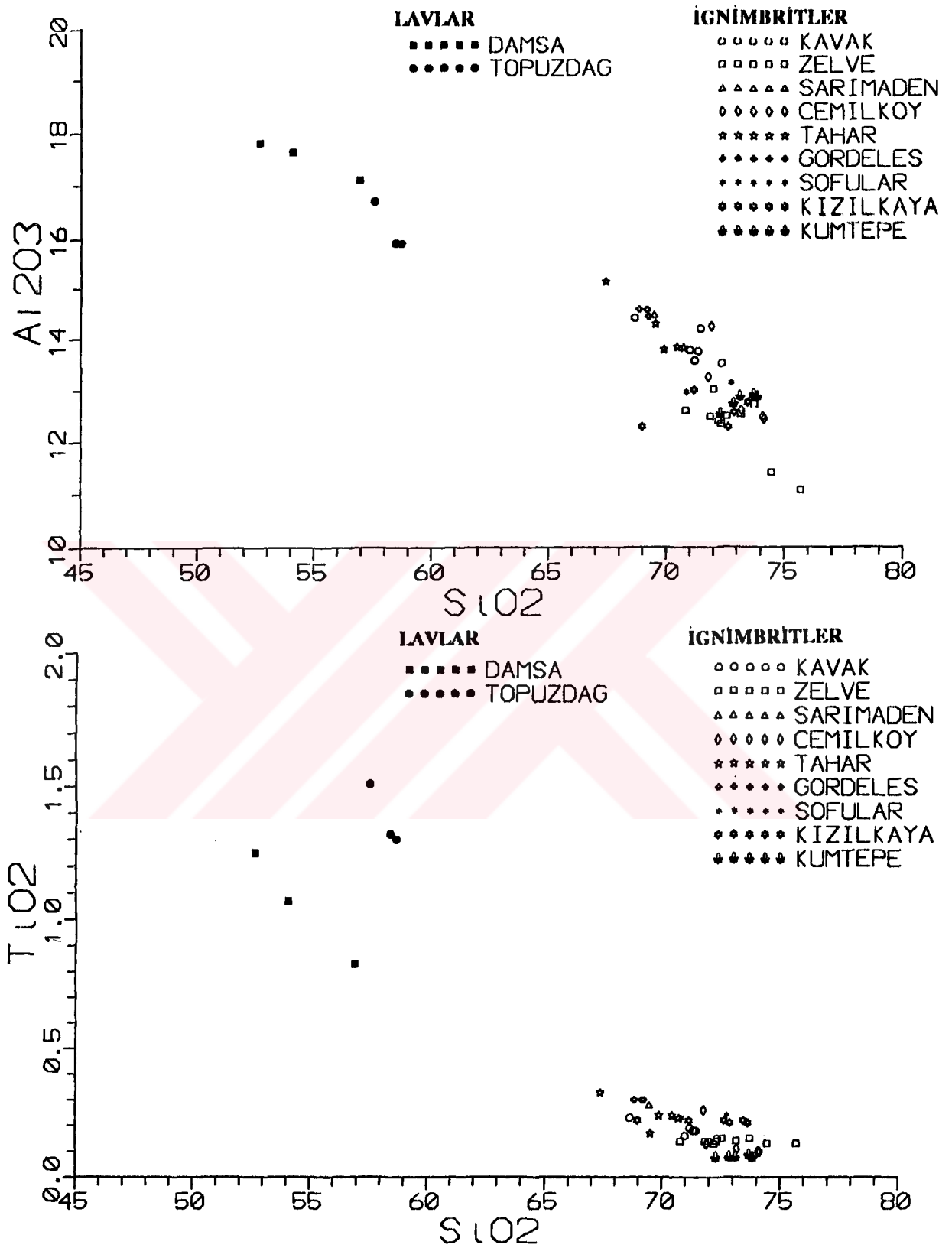
Majör elementlerin SiO₂ ile olan diyagramları Şekil 5.6'da verilmiştir. Toplam alkali-SiO₂ ve majör element-SiO₂ diyagramlarından görülebileceği gibi (Şekil 5.2 ve 5.6) tipik andezit ve dasit eksikliği bulunmaktadır. Bu eksiklik sözkonusu bu kayaların muhtemelen daha derinlerde yeralmasından ve piroklastik çökellerle örtülmesinden kaynaklanabilir. Bu diyagramlardan da görülebileceği gibi, CaO, MgO ve Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃ ve P₂O₅ ile SiO₂ arasında negatif bir korelasyon mevcuttur. Na₂O ve K₂O ile SiO₂ arasında ise pozitif bir korelasyon vardır. Daha açık bir deyişle SiO₂ miktarının artması CaO, MgO ve Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃ ve P₂O₅'in miktarları azalırken, Na₂O ve K₂O'nun miktarları artmaktadır. Böyle bir ilişki muhtemelen fraksiyonel kristalleşme sonucu ortaya çıkmaktadır. TiO₂'nin yüzdesi, %70 SiO₂'ye kadar azalmakta ondan sonra sabit kalmakta, Fe₂O₃ ise %71 SiO₂'ye kadar azalmakta ondan sonra sabit kalmaktadır. Aynı durum P₂O₅ içinde geçerlidir. Bazaltik andezit riyolit yönünde gözlenen yukarıdaki değişimler, kayaların mineralojik bileşimleri ve mineral kimyalarındaki değişimler ile ilişkilidir. CaO, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃ ve P₂O₅ miktarlarında, SiO₂'nin artışı ile gözlenen azalmalar şeklindeki trendler anortitçe zengin plajiyoklazların, kalsiyumca zengin klinopiroksenlerin, opak minerallerin (manyetit, ilmenit) daha fazla kristalleşerek likit fazdan ayrılmalari dolayısıyla artık çözeltilerden fakirleşmeleri sonucu ortaya çıkabilir. Na₂O'nun SiO₂'nin artışı ile eğimin azalması

Çizelge 5.2. Kapadokya volkanitlerinin CIPW normları.

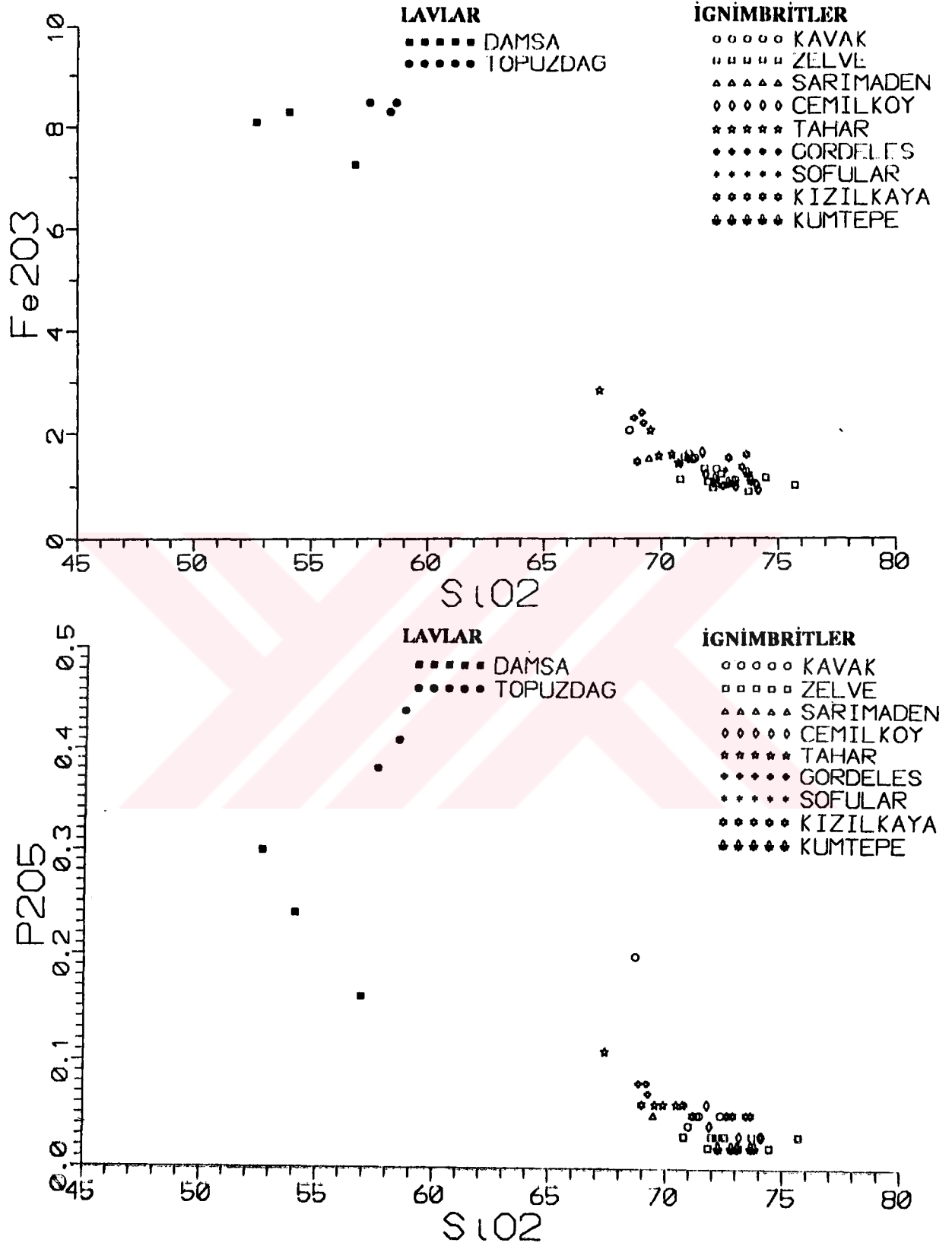
ÖYE	Örnek No	Kuvars	Korund	Ortoklaz	Albit	Anortit	Diyopsit	Hedenbergit	Enstatit	Ferrosit	Manyetit	İlmenit	Hernattit	Apatit
Kavak	U-247	33.64	1.05	27.54	20.65	10.01			0.85	1.06	0.90	0.30		0.09
	U-264	33.59	1.70	22.81	20.14	12.58			1.07		1.37	0.44	0.58	0.47
	U-272	38.41	1.69	24.88	18.72	8.55			0.85	1.04	0.93	0.36		0.12
	U-348	36.29	2.00	24.23	20.22	10.44			0.97	1.00	0.89	0.34		0.12
	U-349	39.27	2.15	25.17	17.52	8.15			0.62	0.89	0.77	0.28		0.12
	U-454	34.19	1.15	27.48	20.31	8.89			1.10	1.01	0.88	0.34		0.12
Zelve	U-69	41.78	2.50	27.01	15.48	5.07			0.72	0.74	0.65	0.27		0.05
	U-78	38.29	1.67	24.76	21.83	5.81			0.67	0.83	0.71	0.28		0.07
	U-125	42.73	2.97	25.76	14.38	5.26			0.52	0.65	0.57	0.25		0.07
	U-128	46.36	2.45	23.76	14.22	5.03			0.65	0.79	0.67	0.25		0.05
	U-160	47.47	2.07	24.86	13.62	4.91			0.50	0.68	0.59	0.25		0.07
	U-227	37.83	2.21	27.89	18.36	5.86			1.00	0.74	0.63	0.27		0.07
	U-249	39.73	1.96	31.26	15.27	5.51			0.85	0.58	0.52	0.28		0.07
	U-260	39.46	2.61	27.30	14.47	5.96			1.32	0.75	0.66	0.27		0.07
	U-285	40.66	2.64	24.76	17.18	5.43			0.97	0.91	0.78	0.27		0.05
	U-627	40.73	2.32	27.24	15.99	5.26			0.60	0.69	0.61	0.27		0.07
Sarımaden	U-515	34.01	3.50	28.31	18.62	5.92			2.96			0.30	1.50	0.12
Damsa Vadisi	U-65	2.92		12.00	28.69	27.41	4.12	6.48	3.52	6.35	1.76	2.37		0.71
	U-372	4.29		9.63	28.35	28.28	4.86	5.06	5.87	7.01	2.17	2.03		0.57
	U-406	7.42		8.27	29.45	26.93	5.82	4.17	7.21	5.93	2.17	1.58		0.38
Cemilköy	U-10	37.43	3.62	27.77	19.63	4.70			0.92	0.86	0.71	0.25		0.09
	U-214	37.74	1.35	32.03	18.87	4.37			0.63	0.73	0.59	0.19		0.07
	U-220	36.39	1.33	32.32	19.12	4.52			0.70	0.70	0.58	0.21		0.07
	U-403	37.19	1.22	33.80	18.70	3.82			0.37	0.68	0.54	0.19		0.07
Tahar	U-109	34.81	1.97	26.41	19.88	8.54			1.02			0.30	1.50	0.14
	U-208	33.20	2.25	14.89	23.61	15.26			2.19	0.90	2.17	0.63		0.26
	U-241	33.16	1.91	20.98	26.74	9.13			0.75		1.64	0.32	0.37	0.14
	U-479	31.01	1.06	26.12	27.18	7.40			0.90	0.84	0.84	0.44		0.14
	U-492	30.92	1.10	25.23	27.50	7.60			0.95	0.95	0.93	0.46		0.14
Gördeles	U-236	27.62	0.61	30.43	24.54	9.51			1.54		1.61	0.57	0.39	0.17
	U-519	25.78	0.24	32.03	24.54	10.09			1.79		1.97	0.57	0.14	0.19
	U-535	26.43	0.38	30.73	25.55	9.80			1.69	0.05	2.17	0.57		0.19
Sofular	U-102	36.49	2.03	31.85	18.53	4.58			0.95	0.73	0.76	0.46		0.12
	U-472	34.29	1.76	32.26	17.85	5.02			1.37	0.82	0.82	0.44		0.14
Topuzdağ	U-96	8.17		15.01	33.42	20.36	1.72	3.45	3.19	7.36	2.17	2.67		0.80
	U-341	8.08		16.31	33.25	17.67	2.33	3.02	5.12	7.62	2.17	2.62		0.97
	U-343	7.78		16.19	34.27	17.17	2.23	3.07	5.09	8.06	2.17	2.47		1.04
Kızılkaya	U-198	32.55	0.72	28.13	22.51	7.56			2.04	0.80	0.88	0.42		0.12
	U-218	33.97	0.35	28.19	25.72	6.47			0.90	0.97	0.92	0.40		0.12
	U-230	32.10		28.84	27.25	5.43	0.21	0.20	0.73	0.82	0.89	0.40		0.12
	U-357	34.46		30.67	21.07	7.03	0.05	0.02	0.85	0.48	0.59	0.42		0.12
	U-517	34.19	0.44	27.60	26.06	6.02			0.82	0.78	0.78	0.42		0.12
Kumtepe	U-68	31.96	0.22	26.00	33.25	3.94			0.15	0.82	0.64	0.15		0.05
	U-192	32.18	0.37	25.65	32.75	4.09			0.30	0.93	0.72	0.17		0.05
	U-346	31.10		25.29	31.65	4.84	0.32	0.38	0.48	0.66	0.66	0.15		0.05
	U-416	31.53	0.33	25.88	32.66	3.64			0.25	0.80	0.62	0.15		0.05
	U-513	32.59	0.65	26.47	30.97	3.74			0.15	0.80	0.63	0.15		0.05



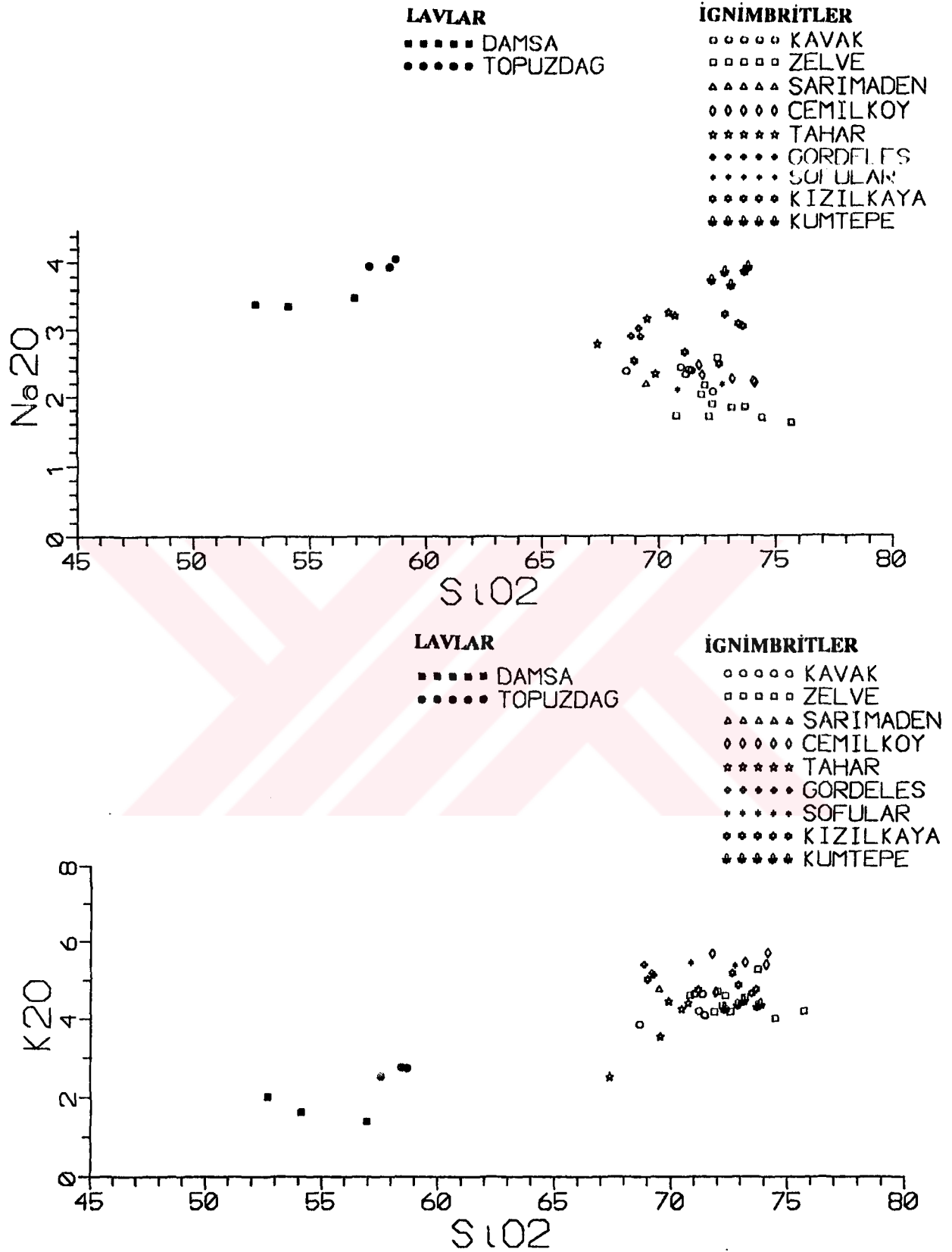
Şekil 5.6. Kapadokya volkanitlerinin SiO₂-Majör element (CaO, MgO, Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, P₂O₅, Na₂O, K₂O) diyagramları.



Şekil 5.6. (devam ediyor)



Şekil 5.6. (devam ediyor)



şekil 5.6. (devam ediyor)

hatta yataylaşması albitce zengin plajiyoklazların daha fazla kristalleşmesi sonucu ortaya çıkmış olabilir.

5.3. Nadir Toprak Element Jeokimyası

Trakiandezit, andezit ve riyolitik karakterli toplam 9 örnek üzerinde nadir toprak element çözümülemesi gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar Çizelge 5.3'de toplu olarak verilmiştir. Bu değerler Nakamura (1974) tarafından verilmiş olan kondirit değerleri ile normalize edilerek diyagramları çizilmiştir. Bu diyagramlar da Şekil 5.7'de verilmiştir.

Bütün örnekler hafif nadir toprak elementler bakımından zenginleşmiştir (CeN=38-71, YbN=6-24 CeN ve YbN=kondirite göre normalize edilmiş Ce ve Yb konsantrasyonları) CeN/YbN oranları andezit ve trakiandezitte 4.05-4.29, riyolitlerde ise 4.5-11 arasında değişmektedir. Riyolitlerin CeN/YbN oranları andezit ve trakiandezite göre daha yüküktür. Hafif nadir toprak elementlerindeki zenginleşme kalkalkali karakterli kayalarda yaygın olarak gözlenmektedir (Taylor and Hallberg, 1977; Noble et al., 1978; Lopez Escobar et al., 1977; Thorpe et al., 1979; Moll, 1981; Gülen, 1984; Gunderson et al., 1986; Francis et al., 1989; Pearce et al., 1990).

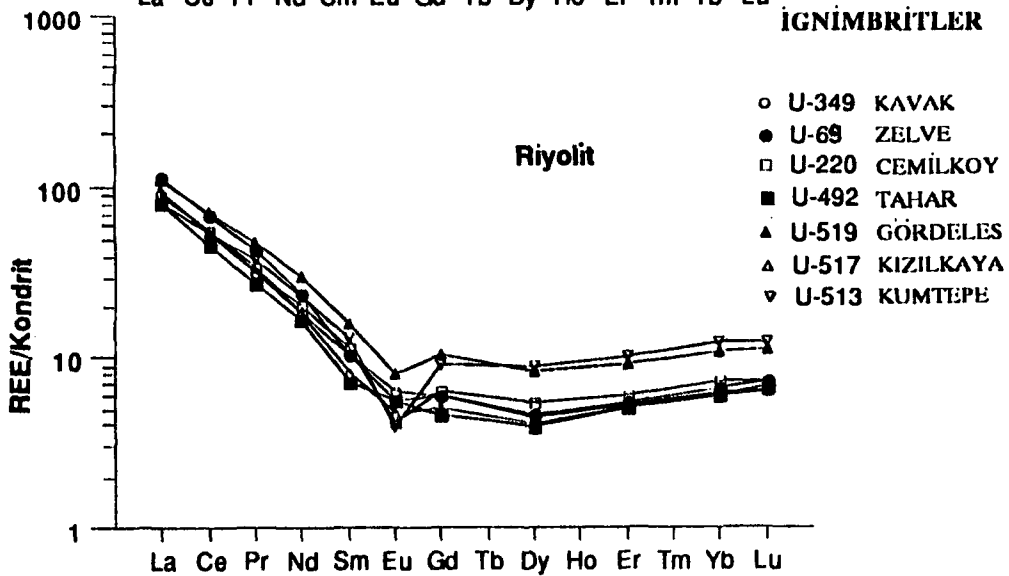
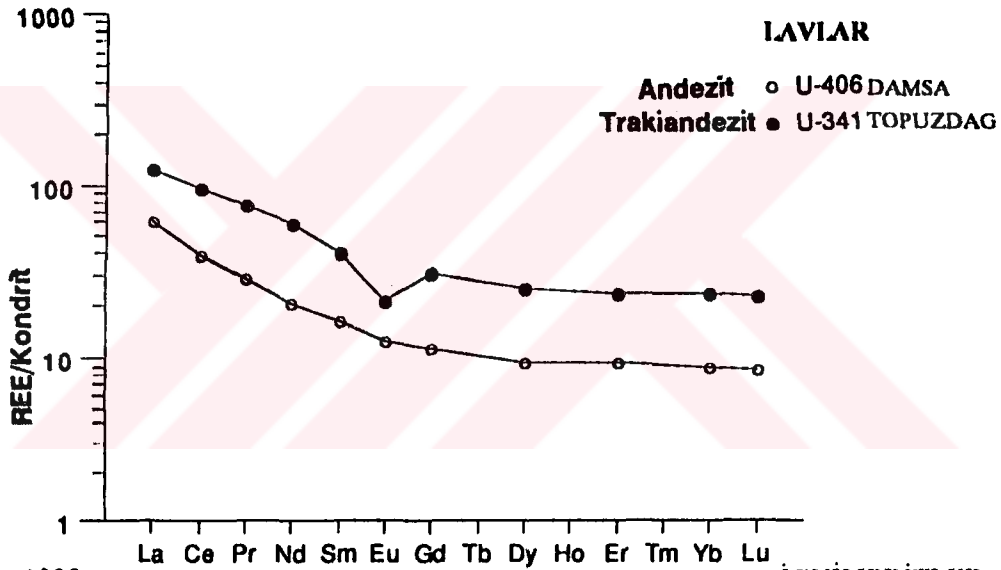
Andezit ve trakiandezit bileşimindeki Damsa ve Topuzdağ lavlarında ağır nadir toprak elementlerin dağılımına bakıldığında, Şekil 5.7'de görüldüğü gibi yataya yakın bir gidiş göstermektedir. Kondiritlere göre hafif nadir toprak elementleri yaklaşık 60-123 defa, ağır nadir toprak elementleri ise 10-20 defa zenginleşmiştir. Bunun yanında trakiandezit bileşimindeki Topuzdağ lavına ait örnek negatif Eu anomalisi göstermektedir (Şekil 5.7).

Riyolit bileşimindeki örneklerde ise hafif nadir toprak elementlerinde gözlenen zenginleşme andezite göre daha fazladır. Hafif nadir toprak elementlerinde ise çok belirgin olmamakla birlikte lavlarda gözlenemeyen bir zenginleşme sözkonusudur.

Riyolit bileşimindeki örnekler, kondiritlere göre hafif nadir toprak elementlerince 80-100 defa, ağır nadir toprak elementlerince ise 5-10 defa zenginleşmiştir. Bunun yanında ignimbiritik karakterli Gördeles ve Cemilköy üyeleri ile Kumtepe döküntü çökellerine ait örneklerde belir-

Çizelge 5.3: Kapadokya volkaniklerinin nadir toprak element çözümü sonuçları (ppm).

ÖYE	Örnek No	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu	Ce _N /Yb _N
KAVAK	U-349	30.65	49.49	4.00	11.90	2.09	0.49	0.65	1.53	1.20	1.38	0.22	9.12
ZELVE	U-69	37.11	60.45	5.05	15.49	2.15	0.44	1.65	1.59	1.24	1.44	0.25	10.67
DAMSA VADİSİ	U-406	19.82	32.91	3.30	12.98	3.36	0.98	3.16	3.23	2.12	1.95	0.29	4.29
CEMİLKÖY	U-220	29.43	48.94	3.83	12.91	2.31	0.32	1.77	1.85	1.37	1.58	0.25	7.92
TAHAR	U-492	26.70	40.55	3.25	10.75	1.50	0.44	1.26	1.34	1.13	1.33	0.23	7.75
GÖRDELES	U-519	35.58	61.01	5.67	18.99	3.24	0.61	2.88	2.89	2.08	2.34	0.38	6.63
TOPUZDAĞ	U-341	40.50	82.72	8.83	37.04	8.14	1.64	8.55	8.60	5.37	5.19	0.78	4.05
KIZILKAYA	U-517	31.26	48.24	3.80	11.64	1.67	0.37	1.40	1.40	1.15	1.31	0.22	9.37
KUMTEPE	U-513	28.89	48.13	4.43	14.90	2.70	0.30	2.54	3.09	2.30	2.73	0.42	4.48



Şekil 5.7. Kapadokya volkanitlerinin nadir toprak element dağılım diyagramları (normalizasyon değerleri Nakamura'dan, 1974).

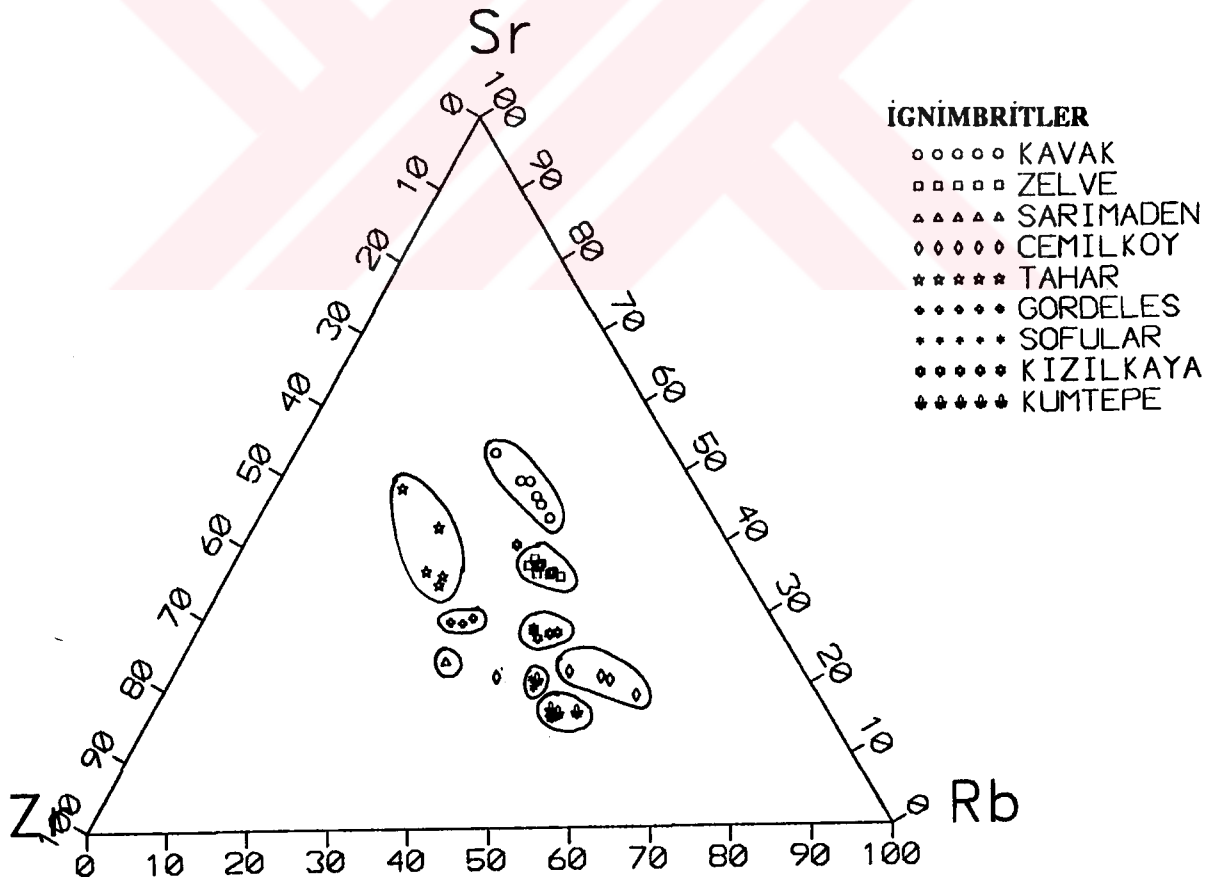
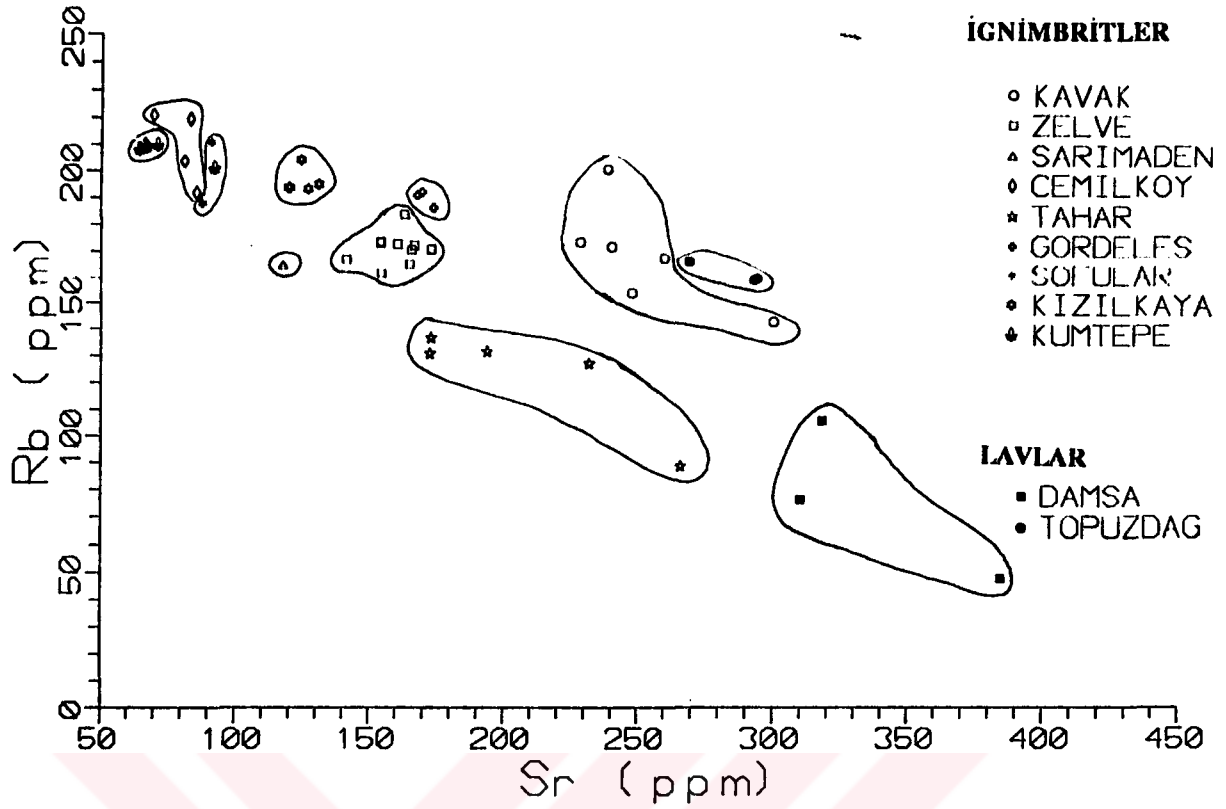
ğın negatif Eu anomalisi gözlenmektedir. Kumtepe döküntü çökellerine ait Eu anomalisi daha büyüktür.

Trakiandezit ve riyolitik bileşimdeki örneklerin bazılarında gözlenen negatif Eu anomalisi büyüklüğü ile örneklerin SiO₂ içerikleri arasında pozitif bir ilişki mevcuttur. Daha açık bir deyişle en büyük negatif Eu anomalisi gösteren örneğin, SiO₂ içeriği de en büyüktür. Eu elementi esas olarak feldispatların (plajiyoklaz ve K-feldispat) yapısında yer almaktadır (Hanson, 1978). Negatif Eu anomalisi gösteren örneklerde bu anomali plajiyoklazların fraksiyonel kristalleşmelerinden kaynaklanmaktadır. Topuzdağ lavında gözlenen negatif Eu anomalisi yukarıda da belirtildiği gibi plajiyoklazların fraksiyonel kristalleşme sonucu artık fazlarda fakirleşmesi, dolayısıyla Damsa lavından Topuzdağ lavına doğru bir fraksiyonel kristalleşme sonucu ortaya çıkabilir. Bunun yanında andezit ve trakiandezitten riyolite doğru gidişte hafif ve orta nadir toprak elementlerinde gözlenen fakirleşme ve bütün birimlerin nadir toprak element içeriklerinin (Eu hariç) birbirlerine yaklaşık benzer bir dağılım göstermeleri de fraksiyonel kristalleşme süreci ile açıklanabilir (Conrad, 1984; Huijsmans, 1985)

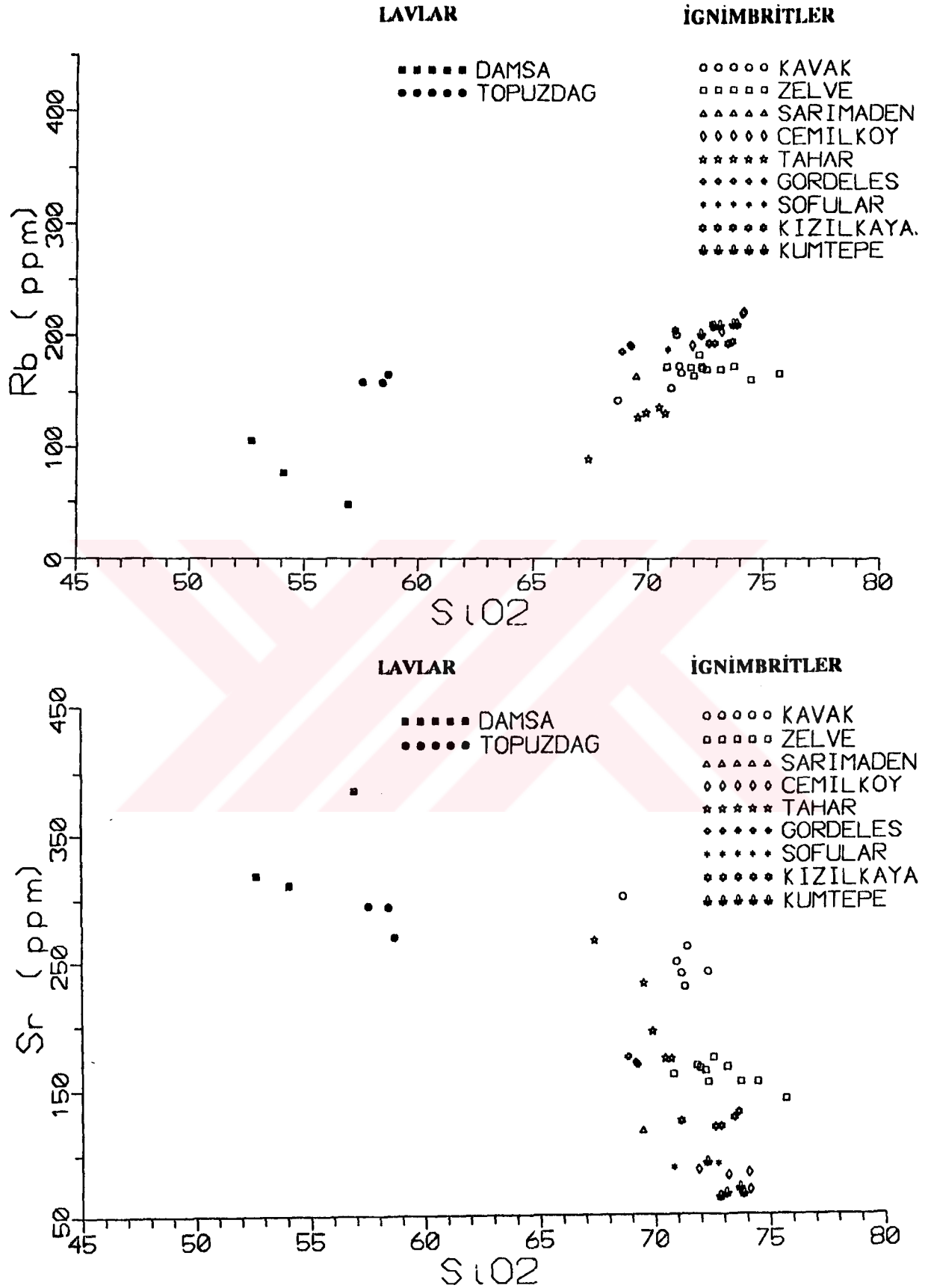
5.4. İz Element Jeokimyası

47 örnek üzerinde gerçekleştirilen iz element çözümü sonuçlarından itibaren (Çizelge 5.4) Sr-Zr-Rb üçgen ve Rb-Sr diyagramı (Şekil 5.8) ile SiO₂'nin Rb, Sr, Ba ve Zr ile diyagramları (Şekil 5.9) çizilmiştir. Şekil 5.8'deki diyagramlardan da görülebileceği gibi her üye kendi içerisinde ayrı bir grup oluşturmakta ve birbirlerinden kolaylıkla ayrılabilir. Bu sonuçlar geniş alanlar kaplayan ve birçok ignimbiritik birimin yer aldığı bölgelerde bu birimlerin korelasyonlarında arazi gözlemleri, optik mikroskop incelemeleri ve mikroprop çözümlerine ilave olarak iz element jeokimyasının da kullanılabileceğini ortaya koymaktadır.

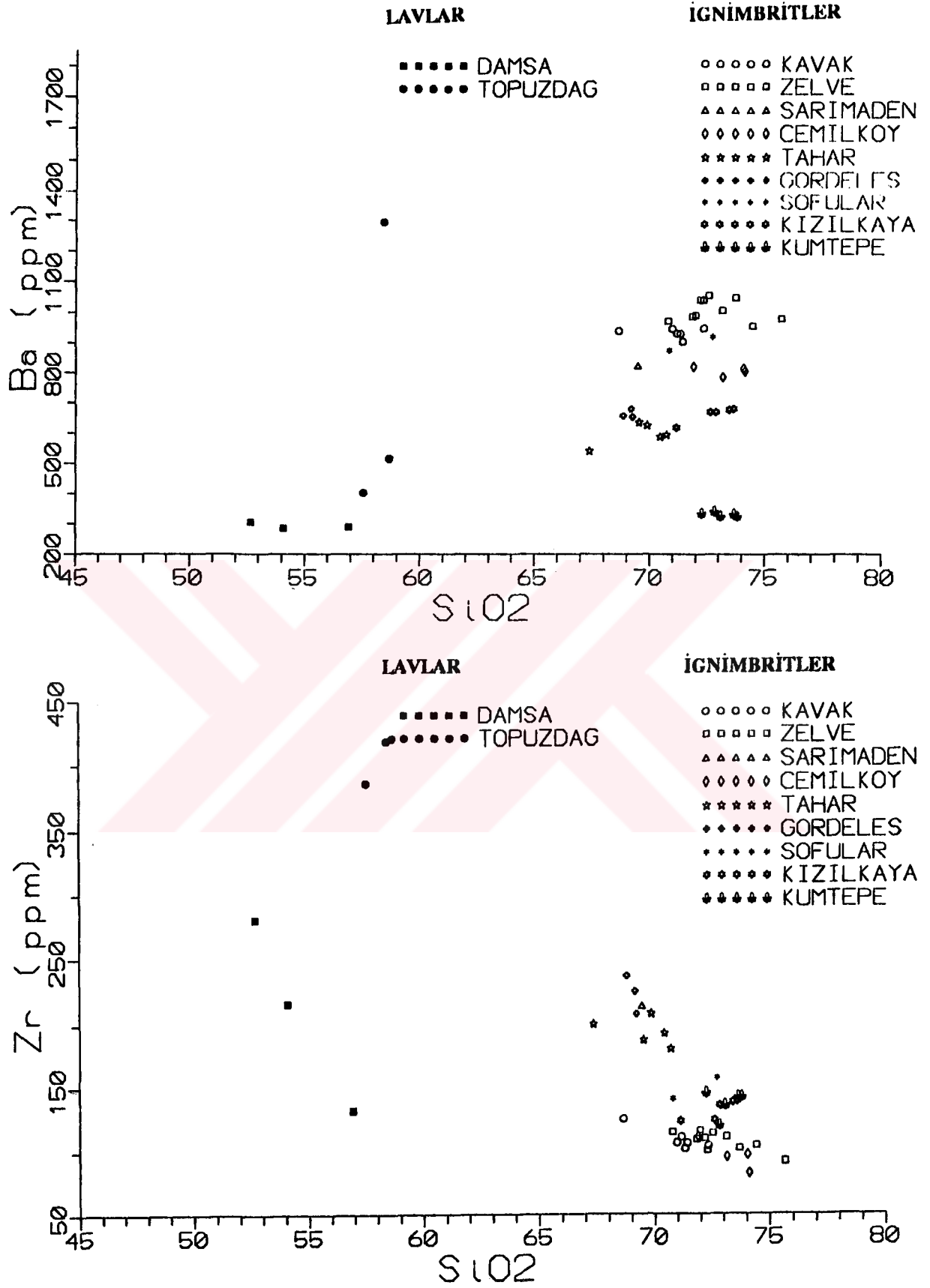
Şekil 5.9'da SiO₂'nin Rb, Sr, Zr ve Ba ile olan ilişkisi incelendiğinde uyumsuz elementlerden Rb ve Ba ile SiO₂ arasında pozitif bir ilişki gözlenirken Zr ve Sr ise bazaltik andezitlerden riyolitlere doğru SiO₂'nin artışı ile azalma göstermektedir. Uyumsuz bir element olan Zr ile SiO₂ arasında gözlenen bu negatif ilişki Zr'nun mineral oluşturarak ayrılması ile ortaya çıkabilir. Rb ve Ba gibi uyumsuz elementlerin bazaltik andezitten riyolite doğru artış göstermesi bunların oluşu-



Şekil 5.8. Kapadokya volkanitlerinin Rb-Sr ve Zr-Sr-Rb diyagramları.



Şekil 5.9. Kapadokya volkanitlerinin SiO₂-iz element (Rb, Sr, Ba, Zr) diyagramları



Şekil 5.9. (devam ediyor)

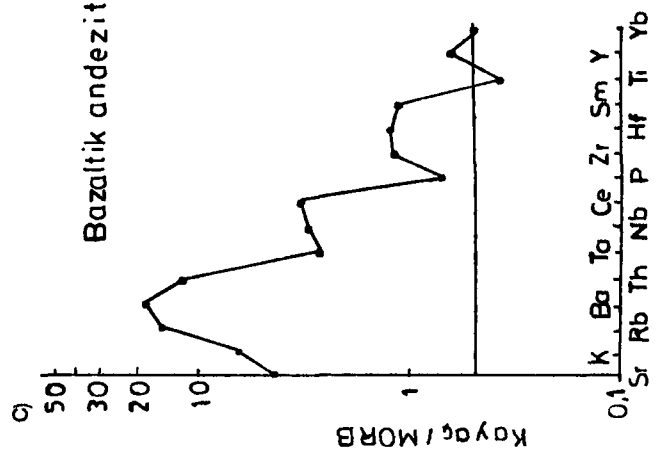
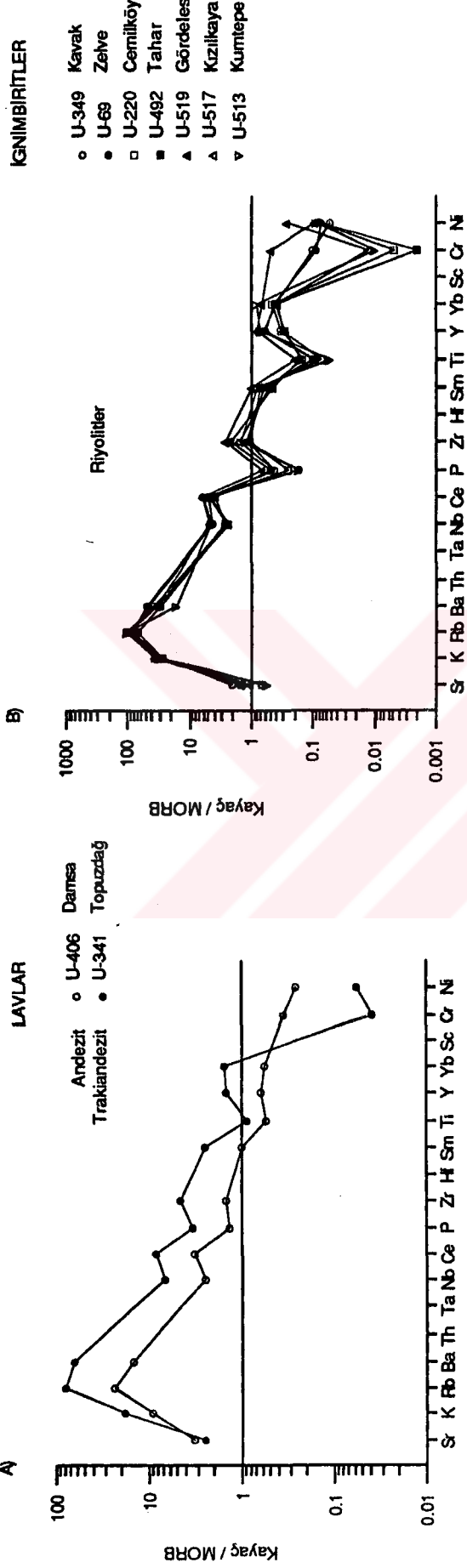
munda fraksiyonel kristalleşmenin etkili bir süreç olabileceğini ortaya koymaktadır.

Kapadokya volkanitlerini farklı tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırabilmek amacıyla iz elementlerin okyanus ortası sırtı bazaltlarına (Pearce, 1983) ve kondritlere (Thompson, 1982) göre normalize edilen değerlerinden itibaren spidergram'ları çizilmiştir (Şekil 5.10 ve 5.11).

Okyanus ortası sırtı bazaltlarına göre normalize edilmiş diyagramda genel gidişi bakıldığında (Şekil 5.10), soldan (hareketli elementlerden), sağa (hareketsiz elementlere) doğru bir azalma gözlenmektedir. Riyolitik bileşimdeki örneklerde Ce'dan sonra gelen elementlerde (Zr hariç) fakirleşme, Ce'dan önceki elementlerde ise zenginleşme söz konusudur. Cemilköy ve Kumtepe üyelerine alt örnekler ise Sr bakımından fakirleşmiştir. Bunun yanında P ve Ti'da belirgin bir negatif anomali gözlenmektedir. Trakiandezit bileşimindeki örnekte Ti, Cr ve Ni bakımından fakirleşme diğerlerinde zenginleşme, andezit bileşimindeki örnekte ise Ti, Y, Yb, Cr ve Ni bakımından fakirleşme, Sm hariç diğerlerinde ise zenginleşme gözlenmektedir. Andezitte ise Sm da bir değişim gözlenmemektedir.

Bu diyagramlar, aktif kıta kenarına ait volkanitler ile karşılaştırıldığında (Şekil 5.10) Güney Amerika'da, And'larda yer alan volkanitlere benzerlik göstermektedir. Bununla birlikte Kapadokya volkanitlerindeki zenginleşme derecesi And'lara göre daha büyüktür. Kuvvetli uyumsuz elementlerde gözlenen bu zenginleşme kabuksal kirlenmeden ileri gelebileceği gibi, kaynak bölgesindeki bir zenginleşmeden de kaynaklanabilir (Güleç, 1991).

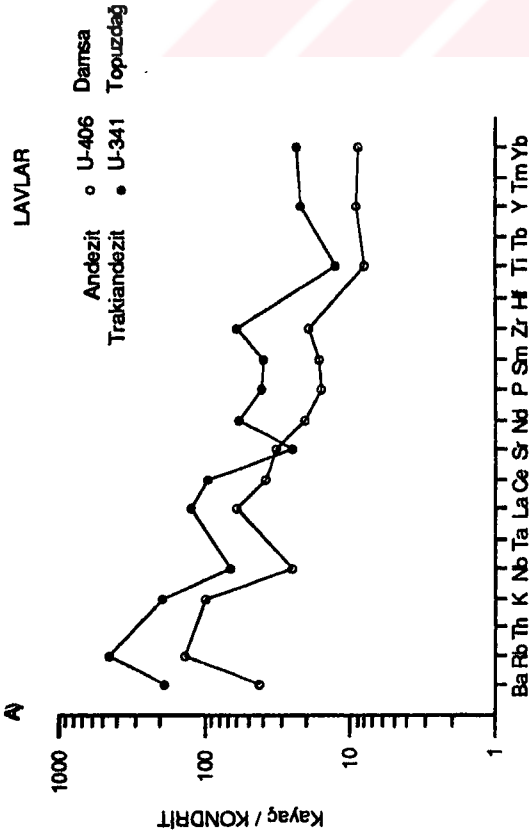
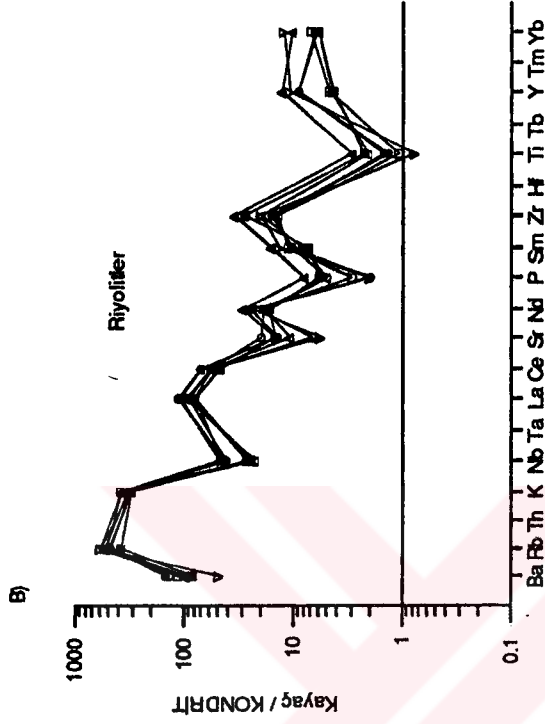
Kapadokya bölgesi volkanitlerinin benzerlik gösterdiği And'lardaki volkanitler aktif kıta kenarında gelişmiş olup, bu bölgede Nazca plakası Güney Amerika plakasının altına dalmaktadır. Bu bölgedeki volkanitler yitme zonu komponentleri içeren bir magmadan, asimilasyon ve fraksiyonel kristalleşme ile oluşmuştur (Thorpe et al., 1984). Bununla birlikte And'lardaki volkanitleri oluşturan magmanın kökeni karmaşıktır. Söz konusu magma manto içerisinde kısmi erime ve fraksiyonel kristalleşme, kabuk içerisinde ise kirlenme ve fraksiyonel kristalleşme proseslerinin karşılıklı etkileri altında karmaşık bir süreç sonucu oluşmuştur (Wilson, 1989). Bu bölgede ignimbiritlerin bulunduğu merkezi volkanik zonda kabuk kalınlığı 50 km'nin üzerindedir ve Prekambri-



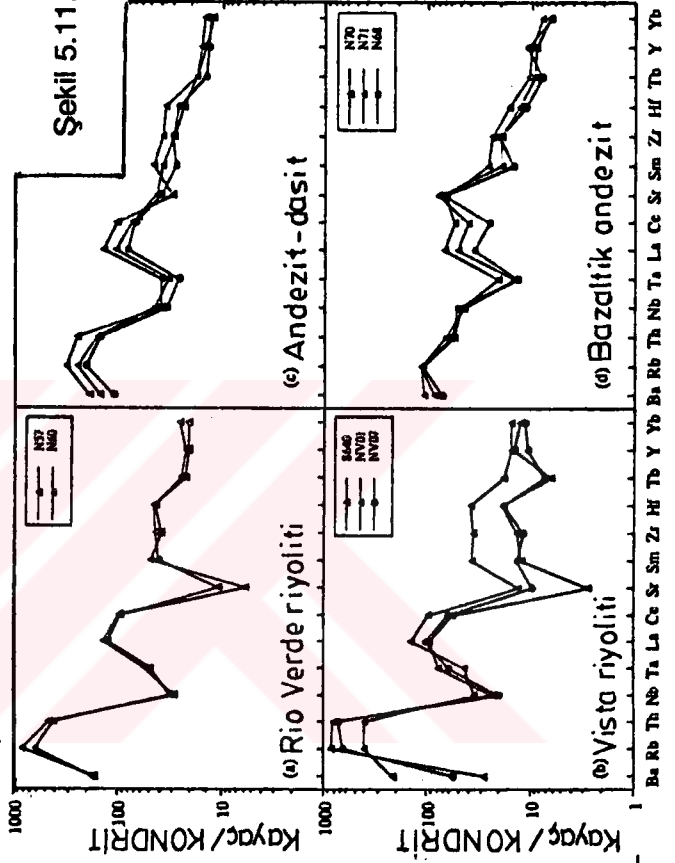
Şekil 5.10. Kapatokya volkanitlerinin (A ve B) ve And volkanitinin (C) (Thorpe et. al., 1984; Wilson'dan, 1989) iz element dağılım diyagramları. (MORB normalizasyon değerleri Pearce 'dan, 1983).

IGNİMİBİRİTLER

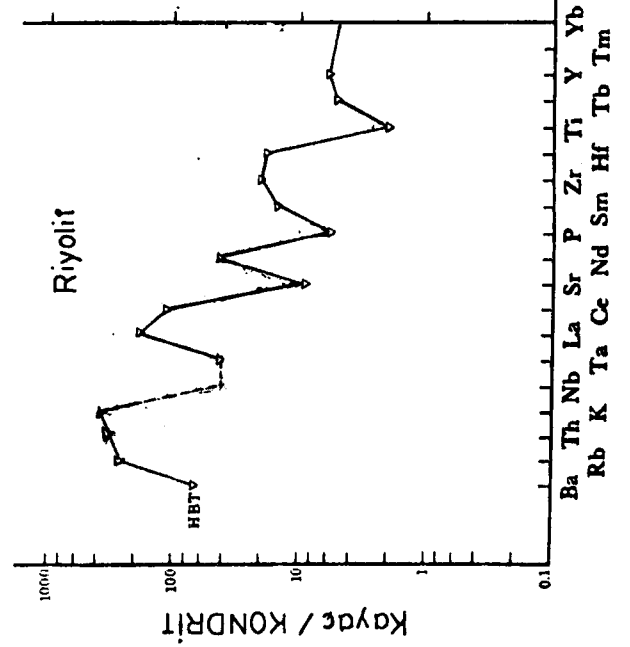
- U-349 Kavak
- U-69 Zelve
- U-220 Cemilköy
- U-492 Tahar
- ▲ U-519 Gördeles
- △ U-517 Kızılkaya
- ▽ U-513 Kurtepe



D)



C)



yen yaşı bir temel bulunmaktadır. İgnimbiritlerinin bulunmadığı kuzey ve güney volkanik zonda ise altta sadece daha genç Mesozoyik-Senozoyik kabuk bulunmaktadır.

Thompson (1982) tarafından verilen kondritik değerlere göre normalize edilerek çizilen diyagramlarda ise andezit, trakandezit ve riyolitler bütün elementlerce zenginleşmiş olup, kuvvetli uyumsuz elementlerdeki zenginleşme derecesi daha büyüktür (Şekil 5.11). Bunun yanında riyolitlerde Ti ve P gibi elementlerde negatif anomali gözlenmektedir. Riyolitler ve trakiandezitte Sr'da negatif anomalinin gözlenmesi andezitte gözlenmemesi plajiyoklazların kristalleşerek ayrılmalarından kaynaklanabilir. Ti'da gözlenen negatif anomali, fraksiyonel kristalleşme sırasında opak minerallerin kristalleşerek ayrılmalarından (Briqueu et al., 1984), P'daki negatif anomali ise apatitlerin kristalleşerek ayrılmalarıyla ilişkil olabilir. Nb'un ise büyük yarıçaplı, küçük değerlikli uyumsuz elementlere (Ba, Rb, hafif nadir toprak elementleri) göre daha fazla fakirleşmiş olması konverjan kıta kenarlarına özgü magmalar için oldukça tipik bir özellik olarak ortaya çıkmaktadır (Hawkesworth, 1979; Pearce, 1982; Briqueu et al., 1984; Ringwood, 1990).

Thompson (1982) diyagramı dünyadaki diğer volkanitler ile karşılaştırıldığında Meksika'daki İgnimbiritik birimlere ve Kaliforniya'daki Bishop tüfüne benzer bir dağılım göstermektedir. Meksika'daki Sierra Madre Occidental (SMO) volkanitleri ile Bishop tüfleri K. Amerika levhasının batısında yer alan KB-GD doğrultulu yitim zonu üzerinde bulunmaktadır. Bu bölgede Farallon levhası K. Amerika levhası altına dalmaktadır (Cross and Pilger, 1978; Wark et al., 1990). Söz konusu bu volkanitlerden Bishop tüfü hem kabuksal hem de manto kökenli magmanın karışımı sonucu ortaya çıkarken (Hildreth, 1979; Halliday et al., 1984) riyolitik bileşimdeki İgnimbiritik birimlerden oluşan Meksika volkanitleri yitim zonunda oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi ile (Wark, 1991) oluşmuştur.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan Kapadokya bölgesinde daha önce yapılan çalışmalar incelendiğinde Kuvaterner'e kadar olan volkanitlerin oluşumunda, Afrika-Arap levhasının Avrasya levhası ile çarpışmasından sonra Afrika levhasının KD köşesinde kalmış olan küçük bir okyanusal kabuk parçasının rolü olabileceği (Innocenti et al., 1975) ya da bir yitim zonu üzerindeki mantonun bölümsel ergimesinin etkili olabileceği (Innocenti et al., 1982) ileri sürülmüştür. Ancak, Innocenti

et al., (1975) tarafından ileri sürülen görüşte okyanusal kabuğun tüketilme zamanı hakkında hiçbir bilgi yoktur. Eğer bu okyanusal kabuk Afrika-Arap levhasının Avrasya levhası ile çarpışmasından sonra (ki bu çarpışma Falcon'a (1974) göre 12-14 milyon yıl önce gerçekleşmiş) tüketilmiş ise, bu okyanusal kabuğun aynı yaştaki bir volkanizmayı vermesi mümkün gözükmemektedir. Innocenti et al., (1982) tarafından Erciyes'ten alınan bazaltik andezit ve andezit türündeki sadece iki örnek üzerinde gerçekleştirilen REE element çözümüleme sonuçlarına dayanarak, Kapadokya volkanitlerinin kökenini bir yitim zonu üzerindeki mantonun ergimesine bağlamaktadır. Bu nedenlerle sözkonusu bu araştırmacıların Kapadokya volkanitlerinin kökeni ile ilişkili olarak ileri sürdükleri görüş tartışmaya açıktır.

Daha önce iz element dağılım diyagramları üzerinde kısaca açıklandığı gibi, Kapadokya volkanitlerinin And, Meksika ve A.B.D.'de bulunan ve aktif kıta kenarlarında gelişmiş olan volkanitlere benzemesi bu volkanitlerin benzer tektonik ortam koşullarında oluştuğunu göstermektedir. Daha açık bir deyişle Kapadokya volkanitlerinin oluşumunda, dalma-batma zonlarında gelişen magma en önemli rolü oynamaktadır. İnceleme alanındaki en yaşlı ignimbiritik birim 11.2 milyon yıl olduğu dikkate alınacak olursa, bu yaş Avrasya-Arap levhalarının çarpışmalarını izleyen bir dönemi göstermektedir. Dolayısıyla bu volkanitlerinin oluşumunu sağlayan dalma-batma olayının daha eski olması gerekmektedir. Bu nedenle Orta Eosen-Erken Miyosen'de Afrika levhası ile Anadolu bloğu arasında bulunan okyanusal kabuğun Anadolu bloğu altında tüketilmesi (Şengör ve Yılmaz, 1983) sonucu oluşacak magmanın bu volkanitlere kaynaklık etmesi mümkün gözükmemektedir.

5.5. İzotopsal Jeokimya

3 adet bazaltikandezit, andezit ve trakiandezit ile 14 adet riyolitik bileşimdeki pomza örneği olmak üzere toplam 17 örnek üzerinde Sr, 2'si andezit ve trakiandezit, 7'si riyolit olmak üzere toplam 9 örnek üzerinde de Nd izotopsal çözümlenmeleri gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar toplu olarak Çizelge 5.5'de verilmiştir. İncelenen örneklerdeki $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ oranları 0.704510-0.7069617 arasında, $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ oranları ise 0.512182-0.512662 arasında değişmektedir. İzotopsal çözümlenmeleri yapılan örneklerde Sr=64-318 ppm, Rb=106-221 ppm, Nd=11-37 ppm, Sm=1.50-8 ppm arasında değişmektedir. Sr, Nd ve Sm konsantrasyonlarının en yüksek olduğu örnekler bazaltikandezit,

Çizelge 5.5. Kapadokya volkanitlerinin Sr/Nd izotopik bileşimleri ile Rb, Sr, Nd ve Sm elementlerinin konsantrasyonları (ppm).

ÜYE	Örnek No	143 Nd/ 144 Nd	100/Nd	Sm	Nd	Sm/Nd	Rb	Sr	Rb/Sr	87 Rb/ 86 Sr	87 Sr/ 86 Sr	(87 Sr/ 86 Sr) [*]	100/Sr	SiO ₂	MgO	Yaş (milyon yıl)
KAVAK	U-349	0.512494 ± 7	8.40	2.09	11.90	0.176	171.6	240.6	0.713	2.0642	0.706133 ± 13	0.705804	0.416	71.33	0.25	11.2
ZELVE	U-69	0.512518 ± 6	6.46	2.15	15.49	0.139	170.5	166.1	1.027	2.9674	0.706259 ± 14	0.70568	0.602	73.14	0.29	8.5
SARIMADEN	U-515						164.7	117.8	1.398	4.0465	0.706153	0.705693	0.849	69.47	1.19	8.3
DAMSA	U-406	0.512662 ± 6	7.70	3.36	12.98	0.259	47.9	384.9	0.124	0.3601	0.704510 ± 12	0.70447	0.260	56.92	3.98	8.2
CEMİLKÖY	U-220	0.512482 ± 7	7.75	2.35	12.91	0.182	203.6	81.3	2.504	7.2488	0.706886 ± 13	0.706062	1.230	73.16	0.28	8.0
CEMİLKÖY	U-403						220.9	69.6	3.174	8.7526	0.7069617	0.705967	1.437	74.12	0.15	8.0
TAHAR	U-479						131.1	172.9	0.758	2.1937	0.704723	0.704477	0.578	70.71	0.36	7.9
TAHAR	U-492	0.512771 ± 6	9.30	1.50	10.75	0.140	136.8	173.4	0.788	2.2831	0.704617 ± 12	0.704361	0.576	70.44	0.38	7.9
GÖRDELES	U-519	0.512529 ± 6	5.29	3.24	18.99	0.171	186.2	174.4	1.067	3.0902	0.706330 ± 13	0.705988	0.573	68.82	0.72	7.8
GÖRDELES	U-535						192.0	170.1	1.129	3.2680	0.7064066	0.706045	0.588	69.16	0.68	7.8
SOFULAR	U-102						210.9	91.2	2.312	5.8100	0.7060388	0.70545	1.096	72.73	0.38	7.1
TOPUZDAĞ	U-341	0.512744 ± 7	2.70	8.14	37.04	0.220	158.8	293.5	0.541	1.5658	0.704877 ± 11	0.704721	0.341	58.43	2.49	7.0
TOPUZDAĞ	U-343						166.1	269.7	0.616	1.8595	0.7049756	0.704791	0.371	58.68	2.46	7.0
KIZILKAYA	U-357						193.6	120.0	1.613	4.6686	0.705655	0.705324	0.833	72.62	0.35	5.0
KIZILKAYA	U-517	0.512624 ± 6	8.59	1.67	11.64	0.143	193.1	127.4	1.515	4.3866	0.705384 ± 12	0.705072	0.785	73.43	0.33	5.0
KUMTEPE	U-416						208.4	64.4	3.236	9.3669	0.706497	0.7063639	1.553	72.83	0.10	1.0
KUMTEPE	U-513	0.512602	6.71	2.70	14.90	0.181	209.1	66.8	3.130	9.0602	0.706478	0.706349	1.497	73.09	0.06	1.0

* (87Sr/86Sr)_i : İksel (87Sr/86Sr) oranı

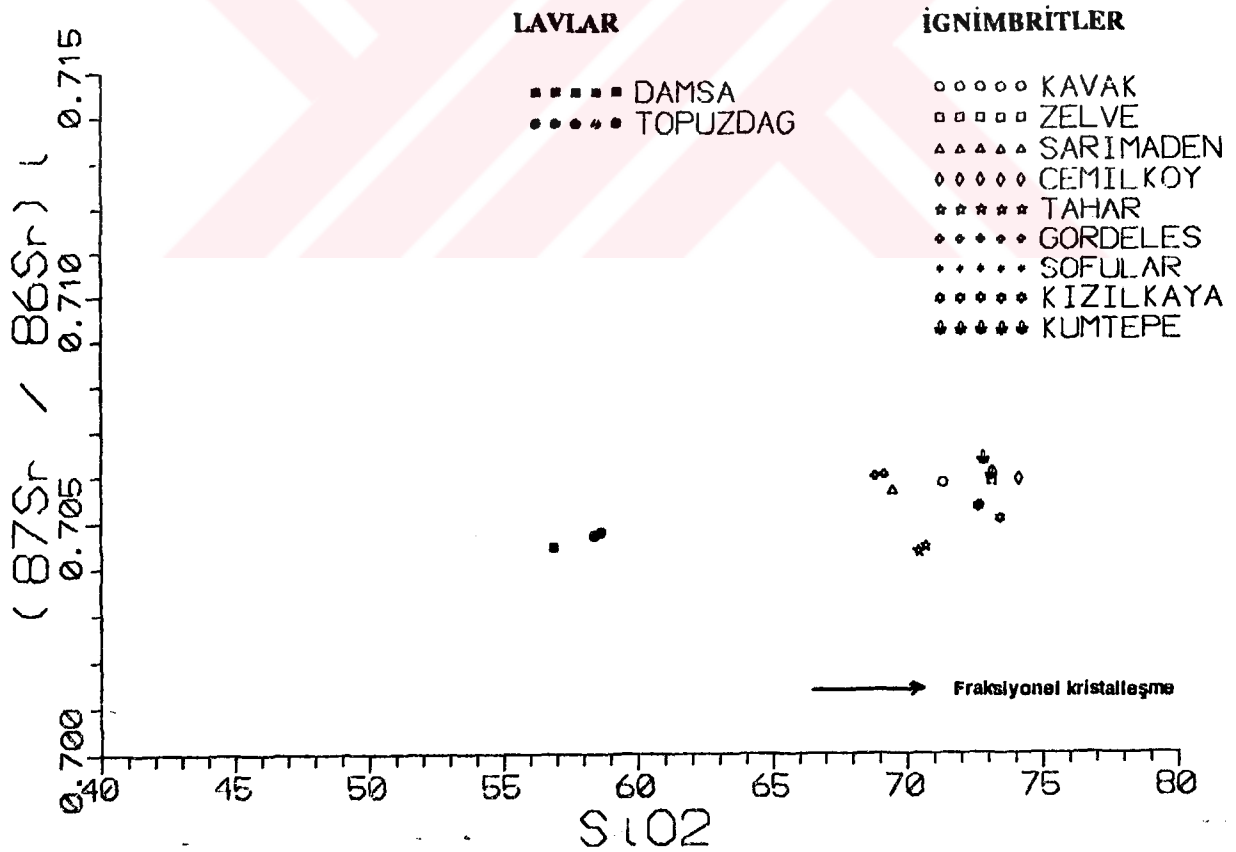
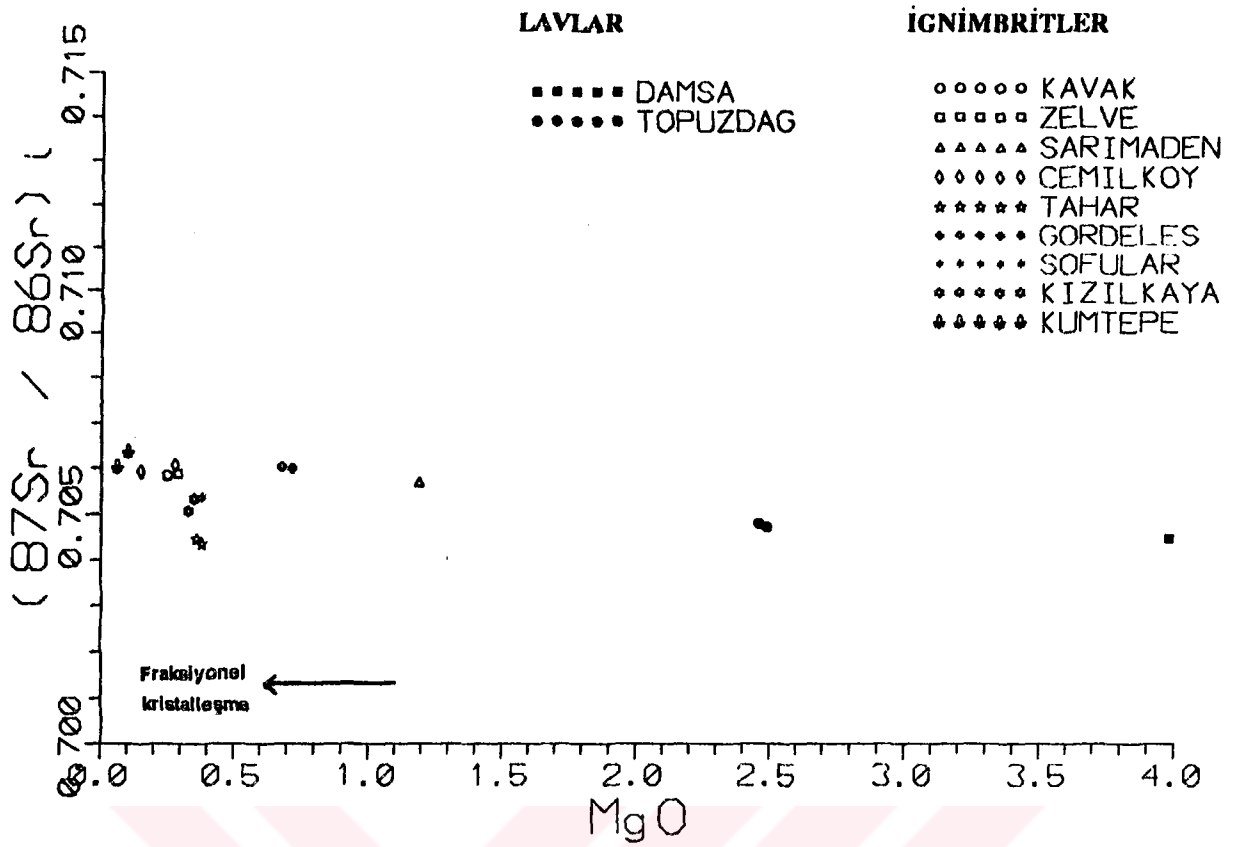
andezit ve trakiandezit bileşimindeki Damsa ve Topuzdağ lavlarına ait olan örneklerdir.

Fraksiyonel kristalleşmenin riyolitik karakterli ignimbiritik birimlerin oluşumu üzerindeki olası etkisini saptayabilmek amacıyla, izotopsal oranların majör ve iz elementler ile olan diyagramları çizilmiştir (Şekil 5.12-5.15)

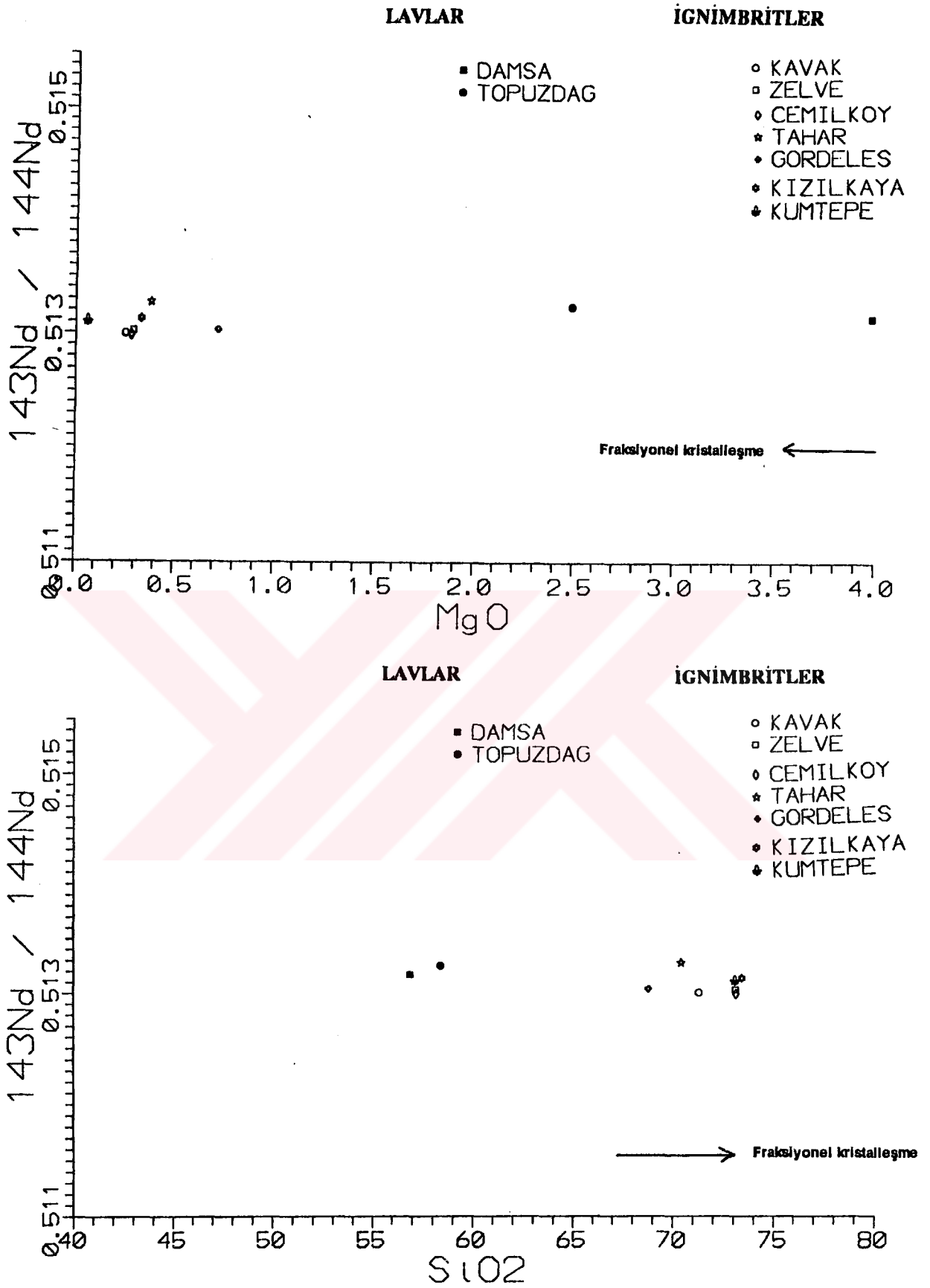
($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i(ilksel) ile MgO ve SiO₂'nin diyagramı incelendiğinde (Şekil 5.12), ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i'nin Mg ile negatif, SiO₂ ile pozitif bir ilişkisi ortaya çıkmaktadır. Yine diyagramlardan görülebileceği gibi düşük ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranına sahip olan örnekler, yüksek MgO, düşük SiO₂ içeriklerine sahiptirler. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 'un SiO₂ ve MgO ile olan ilişkisine bakıldığında (Şekil 5.13) MgO ve SiO₂ değişimi ile birlikte $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 'un değişim aralığı çok dardır ve yatay bir gidiş söz konusudur. Bu veriler volkanitlerin oluşumunda fraksiyonel kristalleşme ile birlikte kabuksal kirlenme sürecinin de etkili olabileceğini göstermektedir (Taylor, 1980; De Paolo, 1981; Thirwall and Jones, 1983; Hawkesworth, 1982; Downes, 1984; Gülen, 1984; Güleç, 1991).

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i izotopik bileşimleri ile Rb/Sr ve 100/Sr arasında pozitif bir korelasyon vardır (Şekil 5.14). Kabuksal birimler mantoya göre Rb bakımından daha zengindir. Bu nedenle manto kökenli magmaların kabuksal kirlenmesi esnasında ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranlarının artışı ile birlikte, Rb/Sr ve 100/Sr oranları da artmaktadır. Rb/Sr ve 100/Sr arasındaki pozitif ilişki kabuksal kirlenme fikrini desteklemektedir. Bununla birlikte 100/Sr ve Rb/Sr artışı ile birlikte, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranlarındaki değişimin çok dar olması (0.704-0.706) fraksiyonel kristalleşme sürecinin, kabuksal kirlenmeden daha etkin bir süreç olduğunu göstermektedir. Riyolitik bileşimdeki ignimbiritik birimlerin bazaltik-andezit, andezit ve traki-andezitlere göre Sr içeriklerinin düşük Rb/Sr oranlarının yüksek olmasına karşın, ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i oranları arasındaki farkın fazla olmaması kabuksal malzemeden kaynaklanan kontaminasyonun daha az olduğunu gösterir. Riyolitler ile bazaltik andezit, andezit ve trakiandezitlerin ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının birbirine çok yakın olması, yukarıda da belirtildiği gibi bu kayaları oluşturan magmanın kökeninin aynı olduğunu göstermektedir.

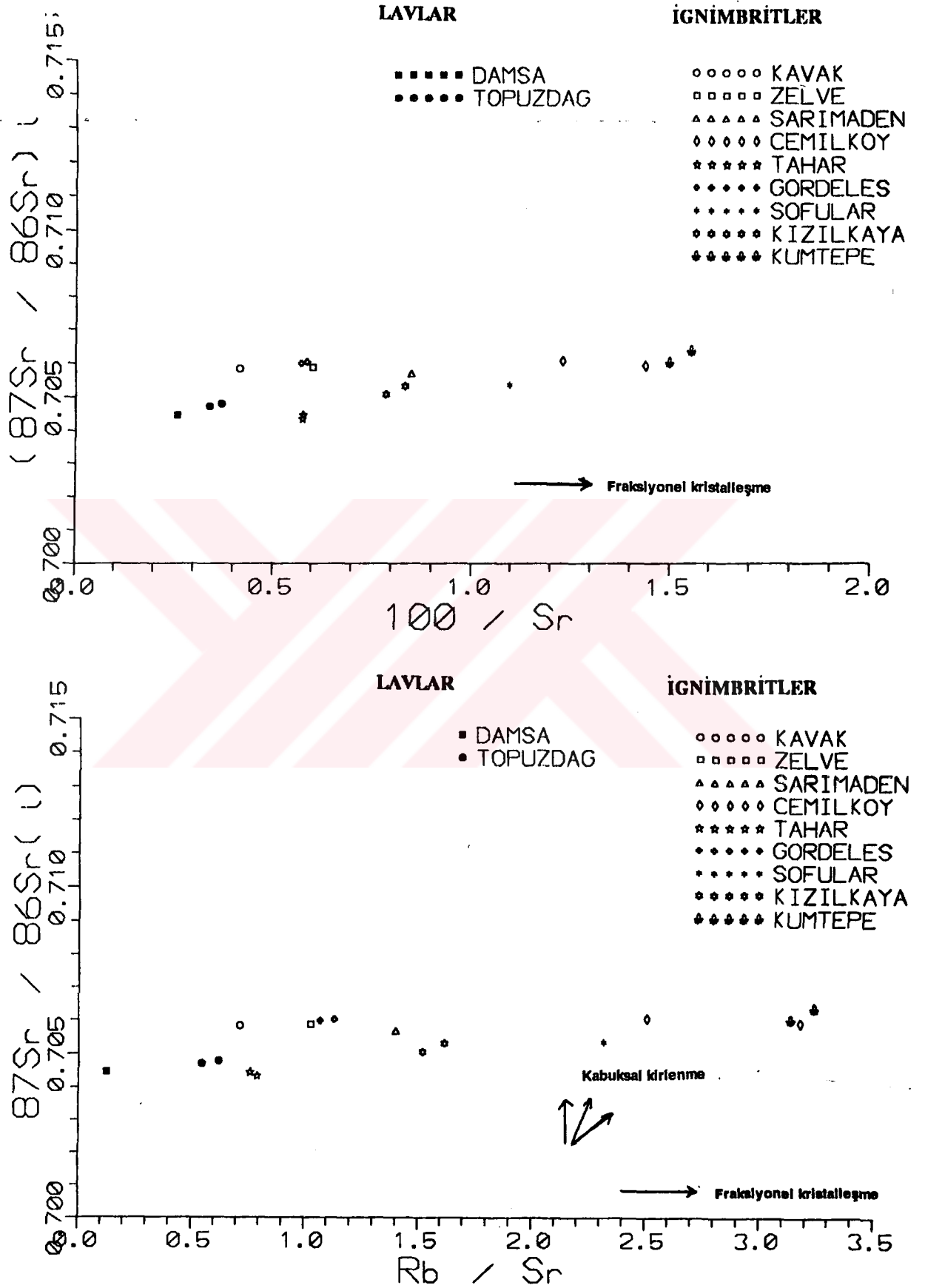
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ile 100/Nd ve Sr/Nd diyagramları (Şekil 5.15) bu volkanitlerin oluşumunda esas sürecin kabuksal kirlenmeden çok yitme zo-



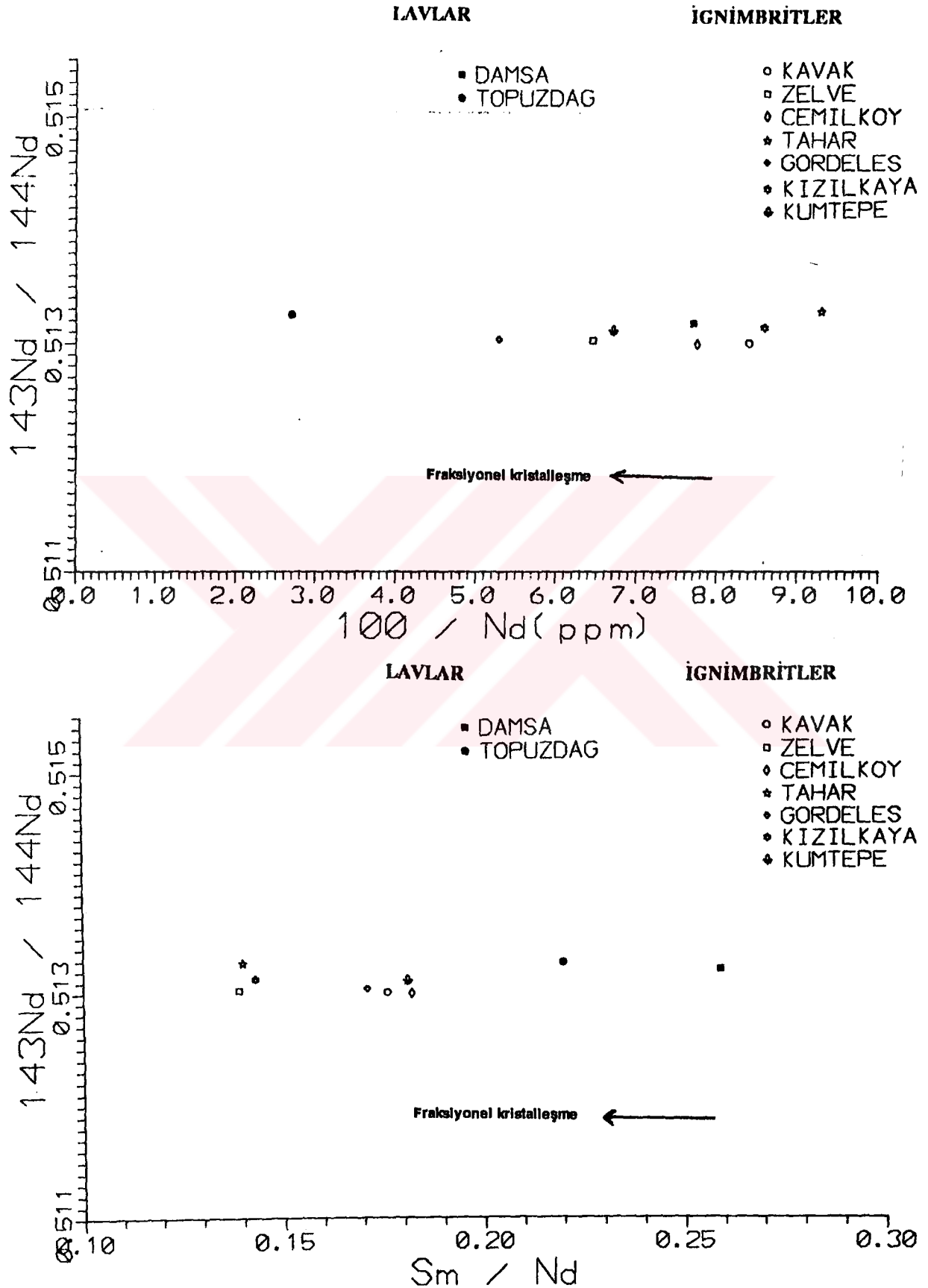
Şekil 5.12. Kapadokya volkanitlerinin $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ -MgO ve $(87\text{Sr}/86\text{Sr})_i$ -SiO₂ diyagramları.



Şekil 5.13. Kapadokya volkanitlerinin $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -MgO ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -SiO₂ diyagramları.



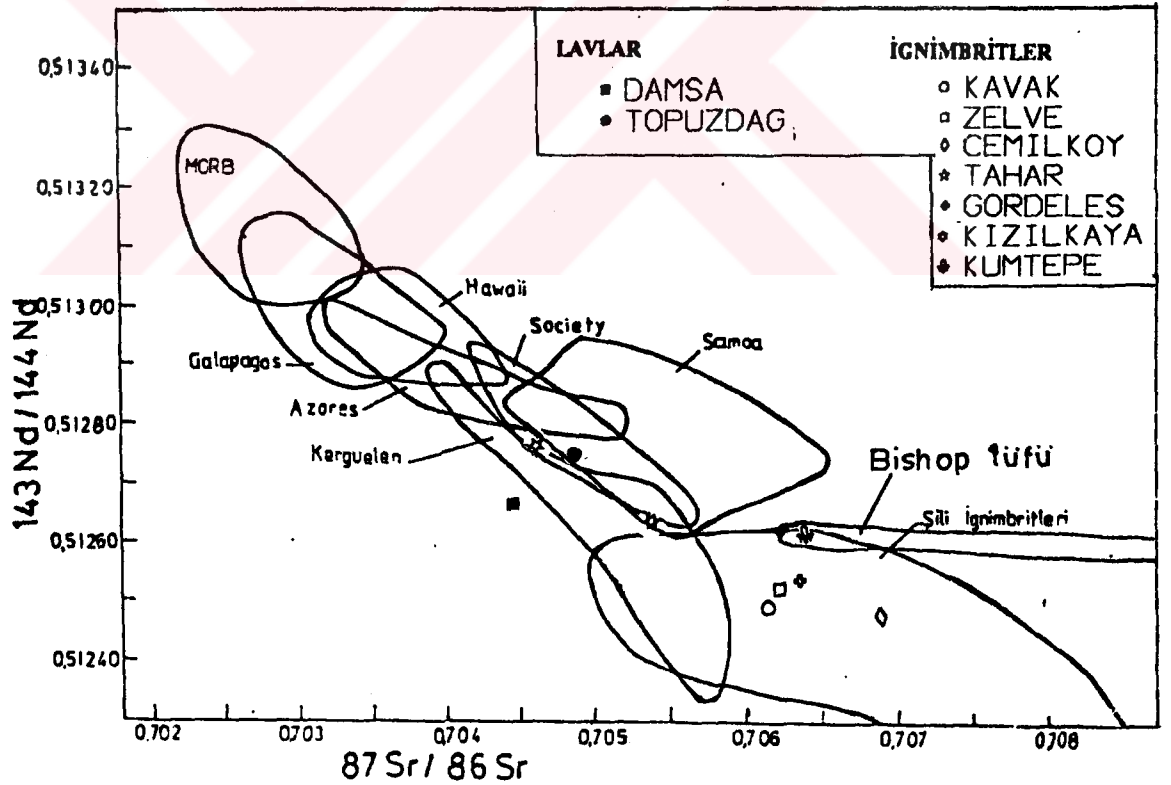
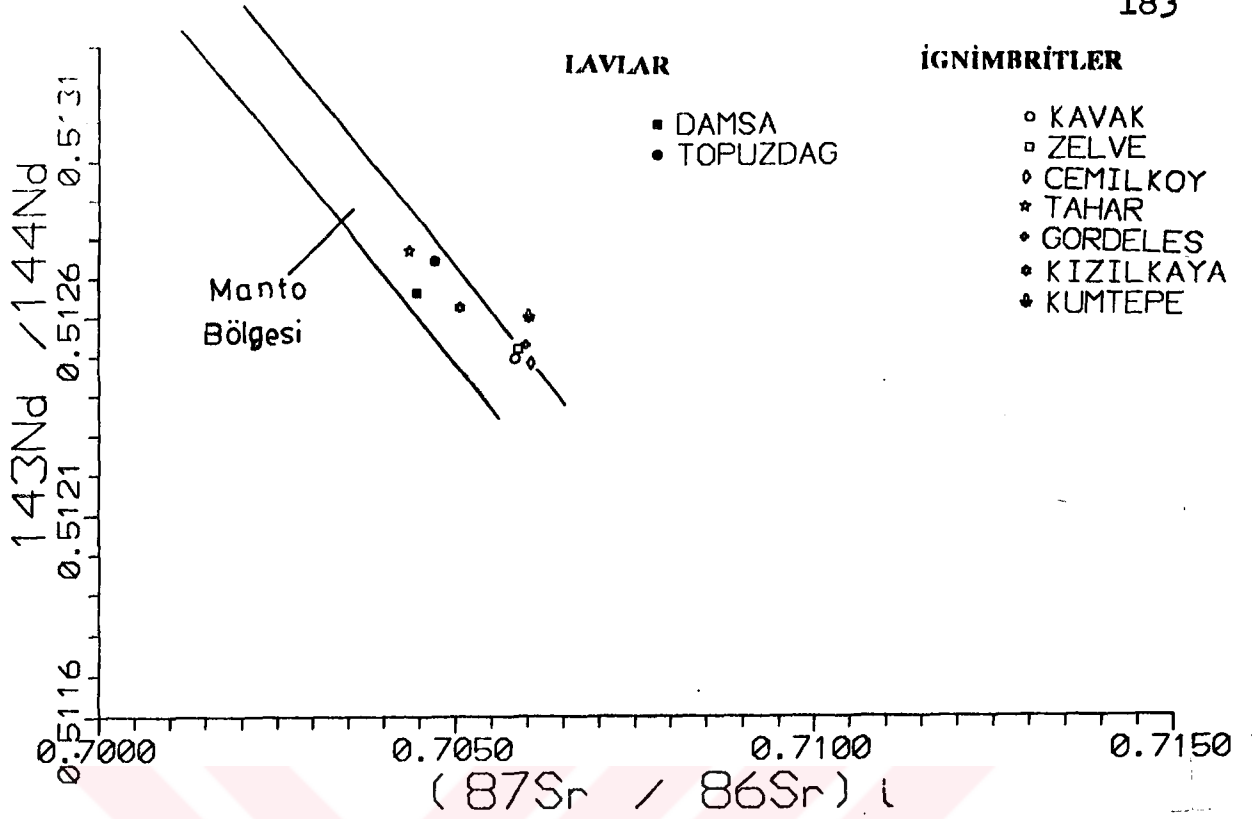
Şekil 5.14. Kapadokya volkanitlerinin $(87\text{Sr}/86\text{Sr})$ - $100/\text{Sr}$ ve $(87\text{Sr}/86\text{Sr})$ - Rb/Sr diyagramları.



Şekil 5.15. Kapadokya volkanitlerinin $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $100/\text{Nd}$ ve $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - Sm/Nd diyagramları.

nunda okyanusal kabuğun erimesi ile oluşan magmanın fraksiyonel kristalleşmesi olduğunu göstermektedir. Orta Anadolu'da temele ait plütonlar üzerinde gerçekleştirilen izotopsal çalışmalar, bu plütonların ilksel $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ oranlarının 0.7093-0.7107 (Ataman, 1972), 0.7104 (Göncüoğlu, 1986), 0.7085 (Gündoğdu ve diğ. 1988) ve 0.7078-0.7083 (Kuruç, 1990) arasında değiştiğini göstermektedir. Bu veriler Kapadokya volkanitlerinin oluşumunda Ercan (1985)'in ileri sürdüğü Kabuksal kökenli olma fikrini çürüttüğü gibi, bunların oluşumunda büyük ölçüde bir kırılmanın (Batum, 1978 b) olmadığını da göstermektedir. Yukarıdaki izotopik veriler ve değişim diyagramlarında da görüldüğü gibi (Şekil 5.12-5.15) bu volkanitlerin oluşumunda ana süreç fraksiyonel kristalleşmedir. Fraksiyonel kristalleşme fikrini mineral kimyasındaki sistematik değişimler (kayaçtaki SiO_2 'nin artışına bağlı olarak klinopiroksen ve amfibollerin Mg içeriklerinin azalması, plajiyoklazların albittece daha zengin bir durum alması) ile REE element çözümlene sonuçları (andezitten ve trakiandezitten riyolitlere doğru hafif ve orta nadir toprak elementlerinde bir fakirleşmenin gözlenmesi ve bütün birimlerin REE dağılımlarının yaklaşık birbirlerine benzer bir gidiş göstermesi) da desteklemektedir.

Bu arada ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$)i- $143\text{Nd}/144\text{Nd}$ diyagramı çizilmiş olup, Kapadokya volkanitlerinin büyük bir kısmı manto bölgesi içerisinde yer aldığı gözlenmektedir (Şekil 5.16). Kapadokya bölgesi volkanitlerinin izotopik bileşimleri değişik ortam volkanitleri ile karşılaştırıldığında andezit, trakiandezit ve 2 adet riyolit (Tahar ve Kızılkaya üyelerine ait) okyanus adaları ve okyanus ortası sırtı bazaltları ile tanımlanan bölgede yer almaktadır (Şekil 5.16). Trakiandezit ve riyolitler Society adası volkanitlerinin bulunduğu bölgede, andezit ise yine okyanus adası olan Kerguelen volkanitleri bölgesinde yer almaktadır. Bu diyagram söz konusu bu kayaçların izotopik bileşimlerinin kıtasal kabuktan çok manto kökenli kayaçlara daha yakın olduğunu göstermektedir. Diğer üyelerine ait riyolitler ise Şili ignimbiritleri bölgesine düşmektedir. Daha önce ikinci bölümde de belirtildiği gibi Tahar üyesinin çıkış yeri Damsa ve Topuzdağ lavlarının bulunduğu bölgede yer almaktadır. Bu üyeye ait örneklerin ($87\text{Sr}/86\text{Sr}$)i oranları diğer riyolitlerden daha düşük olup, andezit ve trakiandezitlere daha yakındır. Bu veriler riyolitik bileşimdeki Tahar ignimbiritinin, andezitik bileşimdeki Damsa lavlarını oluşturan magmanın fraksiyonel kristalleşmesiyle oluşabileceğini göstermektedir. Riyolitik bileşimdeki diğer ignimbiritik birimler ise izotopsal veriler ile daha önce tartışıldığı gibi manto bileşimli bir magmanın



Şekil 5.16. a) Kapadokya volkanitlerinin $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ diyagramı b) Kapadokya volkanitlerinin değişik tektonik ortam volkanitleri ile karşılaştırıldığı Sr-Nd izotop diyagramı (veri kaynakları: Halliday et al, 1984; Thorpe et al, 1984 ve Zindler and Hart'dan, 1986)

fraksiyonel kristalleşmesiyle birlikte kabuksal kirlenmenin etkisiyle oluşmuşlardır. Bununla birlikte oldukça geniş alanlar kaplayan hacimsal açıdan önemli olan ignimbiritik birimleri oluşturacak büyüklükte andezitik ve bazaltik karakterli kayalar inceleme alanında görülmemektedir. Ancak bu ignimbiritik birimlerin andezitik ve bazaltik anklavlarca zengin olduğu dikkate alınacak olursa bunların derinlerde gömülü olması olasıdır.

Sonuç olarak Kapadokya volkanitleri dalma-batma zonlarında okyanusal kabuğun kısmi erimesiyle ortaya çıkan bazaltik bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesiyle oluşmuşlardır. Ancak, bunların oluşumunda çok az da olsa kabuksal kirlenme sürecinin de etkisi vardır.

5.6. Sonuçlar

Kapadokya volkanitlerinin jeokimyasal (klasik ve izotopsal) incelenmesinde ortaya çıkan sonuçlar aşağıda verilmiştir.

1- Bölgedeki ignimbiritik birimlerin hemen hemen hepsi riyolitik bileşimde olup %SiO₂ içerikleri 70-80 arasında değişmektedir. Lavlar ise bazaltik andezit, traki-andezit bileşimi arasında değişmektedir.

2- Volkanitlerin tümü potasik karakterlidir ve kalkalkalin özellik göstermektedir. Örneklerin tümü kuvars normatiftir.

3- Nadir toprak elementlerinin dağılımı, kalkalkalin karakter gösteren kayalara benzerlik göstermekte ve hafif nadir toprak elementlerce zenginleşmişlerdir. Bazı örnekler plajiyoklazların kristalleşerek ayrılmasından ileri gelen negatif Eu anomalisi göstermektedirler.

4- Her üye iz element içerikleri açısından karakteristiktir. Özellikle ignimbiritik birimlerin iz element içeriklerinden itibaren korelasyonları mümkün görülmektedir.

5- Mineral kimyası, majör, nadir toprak, iz ve izotopsal çözümlenme sonuçları, bazaltikandezit-riyolit bileşimindeki Kapadokya volkanitlerinin dalma-batma zonlarında tüketilmiş okyanusal kabuğun manto içerisinde erimesiyle oluşan bir magmadan fraksiyonel kristalleşme ile

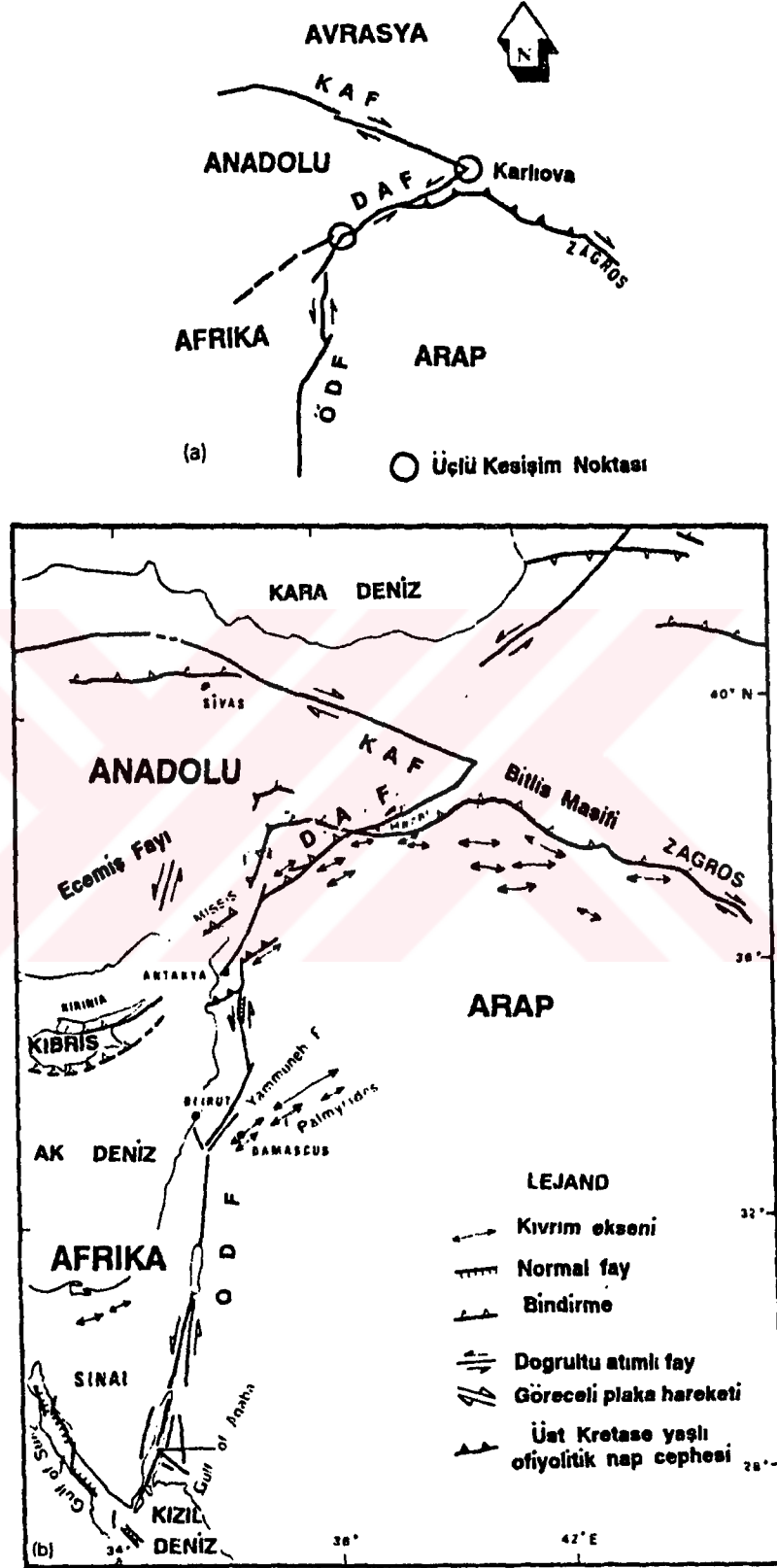
olaşabileceğini göstermektedir. Fraksiyonel kristalleşme ile birlikte özellikle riyoitlik bileşimdeki ignimbiritik birimlerin oluşumunda kabuksal kirlenmenin de rolü olabileceği belirlenmiştir.



6.BÖLGESEL TEKTONİK-VOLKANİZMA İLİŞKİSİ

Ülkemizde oldukça geniş alanlar kaplayan Neojen ve Kuvaterner yaşlı volkanik kayalar, Orta Miyosen'de Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Avrasya ve Afrika kıtalarının çarpışmasından sonra ortaya çıkan volkanik aktivitenin ürünleridir.

Afrika Kratonunun Oligosen'de parçalanması ile Kızıldeniz ve Süveyş Körfezi açılmış ve Arabistan, Afrika'dan ayrılmıştır (Mc Kenzie, 1972; Cochran, 1981; Izzelden, 1987, Bayer et al, 1988). Afrika kıtasına göre, Arabistan'ın kuzeye doğru hareketi, esas olarak Ölüdeniz fayı (ÖDF) ile başlamıştır. Ölüdeniz fayı 1000 km.'lik bir uzunluğa sahip sol yönlü doğrultu atımlı bir faydır. Bu fay güneyde Kızıldeniz'den, kuzeyde doğu Anadolu fayına kadar uzanmakta ve Ölüdeniz ile Akabe körfezini kesip geçmekte olup Arabistan'ın batısını oluşturmaktadır (Lybris et al, 1992). Ölüdeniz fayının oluşumundan sonra kuzeye doğru kavisli bir şekilde hareket eden Arabistan ile Avrasya kıtası Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmıştır. Bu çarpışma yaklaşık 12-14 milyon önce gerçekleşmiştir (Falcon, 1974). Arabistan ve Avrasya kıtalarının çarpışması ile birlikte Doğu Anadolu bölgesi, K-G yönünde sıkışarak daralmaya başlamış, bölge bu daralmayı ya kıvrılarak ya da faylanarak gidermeye çalışmış, ancak kıtasal kabuğun daha fazla kalınlaşması güçlenince yana doğru itilip oradan uzaklaşması daha kolay hale gelmiştir (Mc Kenzie, 1972; Şengör, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983). Doğu Anadolu bölgesinde Avrasya-Arabistan levhalarının çarpışmasından bu yana yaklaşık %40-60 oranında bir kısalma olmuştur. Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları (KAF, DAF) ile Anadolu bloğu bunun sonucu ortaya çıkmıştır (Şengör, 1979, 1980). Kuzey ve Doğu Anadolu fayları Karlıova mevkiinde birbirlerini kesmektedir (Şekil6.1). Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının oluşumundan sonra Anadolu levhası batıya doğru hareket etmiştir. Kuzey Anadolu fayının Saros körfezi civarında NE-SW yönlü fay ile birleşmesi sonucu, Anadolu levhası batıya doğru daha fazla hareket edemeyerek sıkışmaya başlamış, D-B yönlü bu sıkışma K-G yönlü gerilmelere neden olmuş, bunun sonucu ise Ege bölgesinde D-B yönlü grabenler oluşmuştur. Bu bölge graben sistemlerinin oluşumundan bu yana %50 oranında K-G yönlü bir genişleme geçirmiştir (Mc Kenzie, 1972; Dewey and Şengör, 1979)



Şekil 6.1. Türkiye ve çevresinin önemli tektonik yapıları (Lyberis et al'dan, 1992)

Orta Anadolu bölgesi ise KAF ile Toroslar arasında fay sistemlerine bağlı olarak oluşmuş bir ovalar görünümündedir. Bu bölgenin, Ege

graben sistemine tedrici bir geçiş göstermesi ve sadece 36 km.'lik bir kabuk kalınlığına sahip olması (Canitez, 1962), bu bölgede gerilme tektoniğinin etkili olduğunu göstermektedir (Şengör, 1979).

Bu nedenle, daha önce 5. bölümde de belirtildiği gibi Kapadokya bölgesi volkanitleri aktif kıta kenarlarına özgü K'ca zengin, kalkalkalin bir karakter göstermektedir. Pearce (1983) ve Thompson (1982) diyagramlarından da görüldüğü gibi (Şekil 5.13; 5.14) Nb elementinde negatif bir anomali gözlenmektedir. Özellikle yitim zonlarında gözlenen volkanitlerde, Nb elementinin negatif anomalisi göstermesi tipiktir (Hawkeworth, 1979; Pearce, 1982; Briquet et al., 1984; Ringwood, 1990). Yine Bölüm 5'de bu diyagramların aktif kıta kenarı volkanitleri ile karşılaştırılması sonucunda Kapadokya bölgesi volkanitlerinin jeokimyasal açıdan And'lardaki ve Meksika'daki volkanitlere benzediği ortaya çıkmaktadır. Bu volkanitler aktif kıta kenarı yay volkanizması ürünleridir.

- Tüm bu jeokimyasal veriler bu volkanitlerin oluşumunda yitim zonları ile ilişkili bir magmanın etkili olabileceğini göstermektedir. Şengör ve Yılmaz (1983) Geç Eosen - Erken Miyosen'de Afrika kıtasının Avrasya'ya yaklaşması ile güney Türkiye'nin altına doğru tümüyle kuzey yönünde gelişen bir dalma-batma zonu ile karşılandığını ve Orta Anadolu'nun güneyinde çok daha yaşlı (Orta Mesozoyik?) bir okyanusal litosferin tüketildiğini ileri sürmüşlerdir. Kempler and Garfunkel (1991) bazı kinematik modeller kullanarak günümüzde Afrika ve Anadolu plakalarının hareketlerini incelemişlerdir. Araştırmacılar Kıbrıs'ın doğusunda, Afrika-Anadolu plaka sınırında egemen hareketin sol yönlü yanal bir hareket olduğunu ortaya koymuşlardır. Bununla birlikte Büyükaşıkoğlu (1980) sismik verilerden yararlanarak, bu bölgede aktif bir dalma-batma zonunun olabileceğini ortaya koymuştur. Araştırmacı Antalya körfezinin açıklarında 47° 'lik bir eğimle Anadolu'nun altına dalmakta olan bir yitme zonu ile Kıbrıs'ın güneydoğu köşesinden KKB yönünde İç Anadolu'nun altına doğru derinleşen bir derin depremler zonu varlığını saptamıştır. Lyberis et al., (1992) ise Landsat-Spot satelit görüntülerinden ve arazi gözlemlerinden yararlanarak, Afrika, Arabistan, Anadolu plakalarının kesim noktası civarındaki bölgenin tektonik özelliklerini araştırmışlardır. Afrika ve Anadolu levhaları arasındaki

sınırın güneyden kuzeye bindirmeli bir sınır olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Yukarıdaki araştırmalar, Afrika-Anadolu levhalarının sınır ilişkilerine değişik yorumlar getirmekle birlikte, Kapadokya bölgesindeki kalkalkalen karakterli volkanizmanın, Şengör ve Yılmaz (1983)'in belirttiği gibi Geç Eosen-Erken Miyosen'de Afrika kıtasının Avrasyaya yaklaşması ile bu iki kıta arasında yer alan okyanusal kabuğun Anadolu bloğu altına dalması ile meydana gelen magmadan türediği, volkanizmanın 12-14 milyon yıl önce (Falcon, 1974), Avrasya-Afrika kıtalarının Bitlis kenet kuşağı boyunca çarpışmaları sonucu, bölgede meydana gelen gerilme tektoniğinin etkisi ile oluşabileceğini göstermektedir.



7. JEOLJİK EVRİM VE PALEOCOĞRAFYA

Bu çalışmadan elde edilen jeolojik, mineralojik, petrografik, jeokimyasal ve petrolojik bulgulardan itibaren Kapadokya bölgesinin jeolojik evrimi ve paleocoğrafik gelişimi aşağıdaki şekildedir:

1- İnceleme alanının bölgesel jeolojik konumuna bakıldığında, volkanitler ile sedimenter birimlerin Orta-Üst Miyosen zaman aralığında başlayan gerilme tektoniğine bağlı kırık hatları ile ortaya çıkan ve güneyde Toroslar ile kuzeyde Kırşehir Masifi arasında kalan ana graben yapıları içerisinde yer aldığı görülür. Bu graben yapıları içerisinde genellikle gölsel, yer yer de flüviyal sedimantasyon etkili olmuştur (Çökek üyesi).

2- Normal faylanmalar sonucu oluşan doğudaki Sultansazlığı ile batıdaki Tuzgölü basenleri arasında kalan bölgede geniş alanlar kaplayan ignimbiritik karakterli volkanik aktivite, ilk ürünlerini 11.2 milyon yıl önce (Üst Miyosen) vermiştir (Kavak üyesi). Kalkalkalen karakterde ve riyolitik bileşimdeki bu piroklastik akıntı çökelleri, topoğrafik olarak alçak bölgeleri doldurmuş, volkanik aktivitenin durduğu dönemlerde ise bu piroklastik birimler ile ara katkılı zaman zaman gölsel ve flüviyal sedimantasyon egemen olmuştur.

3- Kavak üyesinin çökeliminden sonra, bugün Çavuşini, Zelve ve Çökek köyleri civarında izlediğimiz, pliniyen karakterli volkanik aktivite etkili olmaya başlamış ve yaklaşık 10-15 m.'ye varan kalınlıklarda pliniyen döküntü çökelleri oluşmuştur. Pliniyen döküntü çökellerini önce türbilanslı akıntı çökelleri daha sonra da akıntı çökelleri izlemiştir (Zelve üyesi).

4- Patlayıcı özellikteki volkanik aktivite kısa bir duraksamadan sonra yaklaşık 8 milyon yıl önce tekrar etkinlik kazanmış, önce döküntü sonra da akıntı çökellerini vermiştir. Piroklastik akıntının sıcaklığının yüksek olması nedeniyle akıntı çökelleri kaynaşmış bir durum almışlardır (Sarımaden üyesi).

5- 8.2 milyon yıl önce muhtemelen Damsa Vadisinden geçen kırık hattı boyunca, kalkalkalen karakterli bazaltik andezit ve andezit türü lav akıntıları gölsel birimler arasında depolanmıştır (Damsa lavı).

6- Damsa lavının oluşumundan sonra tekrar patlayıcı bir özellik kazanan volkanizma, bol miktarda ofiyolitik kayaç parçacıkları da içeren piroklastik akıntı çökellerini oluşturmuştur (Cemilköy üyesi). Pomzalarında ters derecenme de gözlenen bu çökellerin en fazla kalınlığa Cemilköy ve Damsa vadisi civarında ulaşması, bu bölgenin Cemilköy üyesinin çökeliminden önce oluşmuş bir çöküntü alanı olduğunu göstermektedir.

7- Patlayıcı özellikteki volkanik aktivite bir süre duraksayıp, gölsel sedimantasyon devam ettikten sonra, muhtemelen Hodul dağı civarında yeniden etkinlik kazanmaya başlamış ve zaman zaman kayaç parçacıklarınca zengin piroklastik akıntılar Tahar, Karlık, Karain köyleri civarında depolanmış, daha sonra kuzeye doğru ilerleyerek Sofular ve Bozca köylerine kadar ulaşarak oralarda çökelmiştir (Tahar üyesi).

8- Tahar üyesinin çökeliminden sonra gölsel sedimantasyon bir süre etkili olmuş, daha sonra volkanizma tekrar patlayıcı bir özellik kazanmıştır. Muhtemelen Kaymaklı civarındaki bölgeden çıkan piroklastik akıntılar esas olarak Derinkuyu civarında depolanmış daha sonra bu akıntılar güneye ve KD'ye doğru hareket ederek Cemilköy, Tahar ve Karain köylerine kadar ulaşarak buralarda çökelmişlerdir (Gördeles üyesi).

9- İnceleme alanının KD'sunda muhtemelen Topuzdağ yöresinde tekrar etkinlik kazanan patlayıcı karakterdeki volkanik aktivite sonucu önce döküntü çökelleri, daha sonra da akıntı çökelleri oluşmuştur. Bu çökeller Topuzdağ ve Sofular köyü yöresinde depolanmışlardır (Sofular üyesi).

10- Sofular üyesinin çökeliminden sonra,tekrar gölsel ve flüviyal sedimantasyon etkili olmaya başlamıştır. 7 milyon yıl önce patlayıcı özellikteki volkanik aktivite yerine lav akıntıları etkili olmaya başlamıştır. Trakiandezit bileşiminde olan bu lavlar, inceleme alanının doğusundan kuzeye doğru akarak Kızılırmak'a kadar ulaşmışlardır (Topuzdağ lavı).

11- Yaklaşık 5 milyon yıl önce volkanik aktivite tekrar patlayıcı bir nitelik kazanmış, Erdaş dağının güneyindeki bölgeden çıkan piroklastik akıntılar oldukça geniş bir alanı (yaklaşık 5.000 km²'lik alanı) kapla-

mişlardır. Kaynaşmış olan bu çökeller en büyük kalınlığa İhlara bölgesinde (60 m.) ulaşmıştır (Kızılkaya üyesi).

12- Volkanik aktivitenin kesildiği dönemlerde gölsel ve flüviyal sedimentasyon etkili olmuş, bu arada bu volkanik aktivitelere bağlı olarak zaman zaman havada taşınan volkanik toz bulutlarının sulu ortamda depolanmaları, zaman zaman da piroklastik akıntıların sulu ortama gelmesi nedeniyle bu çökeller alterasyona uğrayarak otijenik mineralleri (klinoptilolit, eriyonit, şabazit, analsim, filipsit, opal-CT, simektit) oluşturmuşlardır (Çökek, Kavak, Zelve ve Cemilköy üyeleri).

13- Kızılkaya üyesinin çökeliminden sonra, volkanik aktivite bir süre kesilmiş ve göl ortamında kimyasal sedimentasyon etkili olmaya başlamıştır. Esas olarak kalsitin egemen olduğu, gastropoda fosilli kireçtaşları bu dönemde çökelmiştir (Kışladağ üyesi).

14- Kuvaternerde volkanizma tekrar patlayıcı bir nitelik kazanmış, kaynağı Acıgöl bölgesindeki Kocadağ civarında olan (Le Pennec et al., 1991) ve bugün Nevşehir bölgesinde işletilen pomza yataklarını oluşturan, pliniyen özellikteki döküntü çökelleri meydana gelmiştir (Kumtepe döküntü çökelleri). Bu arada Kızılırmak'in güney ve kuzeyindeki kırık hatlarına bağlı olarak gelişen kalsiyumbikarbonat'lı suların çökelişi ile travertenler oluşmuştur.

15- Kapadokya bölgesinde, Orta Miyosen'de Avrasya ve Afrika levhalarının çarpışmalarından sonra etkili olan sıkışma tektoniğini takip eden gerilme tektoniğine bağlı olarak graben yapıları oluşmuştur. Yine bu gerilme tektoniğine bağlı kırık hatları ile ilişkili olarak bölge Üst Miyosen'den (11.2 milyon yıl) başlayıp Kuvaterner'e hatta tarihsel devirlere kadar genellikle patlayıcı karakterli volkanik etkinliklere sahne olmuştur. Bu grabenlerde gölsel, flüviyal ve piroklastik çökeller depolanmıştır.

8. GENEL SONUÇLAR

Kapadokya bölgesinde gerçekleştirilen jeolojik, mineralojik, jeokimyasal ve petrolojik incelemelerden elde edilen sonuçlar aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

1- İnceleme alanında yaklaşık 600 km²'lik bir alanın 1/25000 ölçekli jeoloji haritası yapılarak, bölgenin stratigrafik istifi oluşturulmuştur.

2- Haritalanan kayaç toplulukları, formasyon mertebesinde dört stratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar yaşlıdan gence doğru: Temel kayaçları, Yeşilhisar formasyonu, Ürgüp formasyonu ve Kuvaterner oluşuklardır. Gölsel ve flüviyal ortam çökelleri ile volkanitlerin aradalanmasından oluşan Ürgüp formasyonu, 12 üyeye ayrılmıştır. Bunlara alttan üstte doğru: Çökek, Kavak, Zelve, Sarımaden, Damsa, Cemilköy, Tahar, Gördeles, Sofular, Topuzdağ, Kızılkaya, ve Kışladağ üyeleridir.

3- Radyometrik yaş tayinlerine ve stratigrafik ilişkilerine dayanılarak, Ürgüp formasyonuna Üst Miyosen (Tortoniyen)-Pliyosen yaşı verilmiştir. İnceleme alanındaki eksplozif karakterdeki volkanik aktivite 11.2 milyon yıl önce başlamış ve Kuvaterner'e kadar devam etmiştir.

4- Arazide ayırt edilen ignimbiritik birimlerin korelasyonunda yardımcı yöntem olarak mineral kimyası ve iz element içerikleri kullanılmıştır. Mineral kimyasında biyotitlerin katyon içerikleri (Fe, Mg, Mn ve Ti) en iyi sonucu vermektedir. Biyotit gibi amfibol ve piroksenlerin kimyasal bileşimi de her üye için karakteristiktir. Her üye iz element içerikleri açısından da karakteristik olup, ignimbiritik birimlerin iz element içeriklerinden itibaren de korelasyonları mümkündür. Bunların ayrımında en iyi sonucu, Rb, Sr ve Zr vermektedir. Bu veriler ignimbiritik birimlerin korelasyonunda, biyotit, amfibol ve piroksenler üzerinde gerçekleştirilecek mikroprop çözümlene sonuçları ile iz element içerikleri (Rb, Sr ve Zr)'nin kullanışlı olduğunu ortaya koymuştur.

5- Bölgedeki ignimbiritik birimlerin büyük bir kısmının olası kaynaklarının Nevşehir ile Derinkuyu arasındaki bölgede yer almakta ve sözkonusu bu kaynak bölgesi jeofizik veriler ile de uyumluluk göstermektedir. Diğer ignimbiritlerden Tahar'ın olası kaynağı Hodul dağı, Sofu-

lar'inki ise Topuzdağ'dır. Landsat MSS fotoğrafi incelemeleri, bölgedeki volkanik aktivitenin kırık hatları ile ilişkili olduğunu, bu volkanitlerin olası kaynak bölgelerinin bu kırık hatlarının kesim noktaları üzerinde yereldiğini göstermektedir.

6- İnceleme alanında gözlenen volkanitlerden, ignimbiritik birimler ri-yolitik, lavlar ise bazaltik-andezit, trakiandezit bileşimindedir. Volkanitlerin tümü K'ca zengin, kalkalkalen özelliğe ve potasik bileşime sahiptir.

7- Mineral kimyası, majör, iz, nadir, toprak ve izotopik çözümlene sonuçları, inceleme alanındaki volkanitlerin oluşumunda, manto bileşimli bir magmanın fraksiyonel kristalleşmesinin rol oynadığını, bununla birlikte, ignimbiritik birimlerin oluşumunda, çok az da olsa kabuksal bir kirlenmenin rolü olabileceğini ortaya koymuştur. Söz konusu bu volkanitlerin izotopik bileşimleri arasında önemli bir farkın olmaması nedeniyle, bütün birimlerin kaynağının aynı olabileceği görüşü ortaya atılmıştır.

8- İnceleme alanındaki volkanitlerin jeokimyasal özellikleri, aktif kıta kenarı volkanitlerine (ABD, Meksika ve And) benzemektedir. Bu volkanitlere kaynak oluşturabilecek magmanın, Geç Eosen-Erken Miyosen'de (Şengör ve Yılmaz, 1983), Afrika levhasının Avrasya'ya yaklaşması ile bu iki levha arasında kalan okyanusal kabuğun, Anadolu levhası altına batmasıyla oluşabileceği, volkanitlerin ortaya çıkışı ise Üst Miyosen'de Afrika-Avrasya levhalarının Bitlis Kenet Kuşağı boyunca çarpışmaları sonucu bölgede meydana gelen gerilme tektoniği sonucu oluşan kırık hatları ile ilişkili olduğu belirlenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER DİZİNİ

Andel, Van T.J.H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela: A.A.P.G. Bull., 42, 734-763.

Aramaki, S. and Ui, T., 1976, Pyroclastic deposits in southern Kyushu. A correlation by the Ca-Mg-Fe ratios of the phenocrystic minerals: Tokyo University, Earthquake Research Institute Bulletin, 51, 151-182.

Arık, A., 1981, Avanos (Nevşehir) yöresinin jeomorfolojisi: Jeomorfoloji Dergisi, 10, 139-153.

A.S.T.M., 1972, Inorganic index to the powder diffraction file: Joint Committee on Powder Diffraction Standards, Pennsylvania, 1432 p.

Ataman, G., 1972, Ankara'nın güneydoğusundaki granit-granodiyoritik kütlelerin Cefalık Dağın radyometrik yaşı hakkında ön çalışma: H.Ü. Fen ve Müh. Bil. Derg., 2, 44-49.

Ataman, G., 1976, Türkiye'de yeni bir analsim oluşuğu ve zeolitli seriler ile plaka tektoği arasındaki muhtemel ilişkiler: Yer-bilimleri, 1, 9-24.

Ataman, G., 1978, Les tufs zéolitisés de Cappadoce et leur liaison probable avec certaines types de cancer du poumon et de Mesothelioma pleural: C.R. Acad. Sc. Paris, 287, 207-210.

Ataman, G., 1980, Mise en evidence du role de l'erionite (zeolite) dans le Mesothelioma pulmonaire: C.R. Acad. Sc. Paris, 291, 167-169.

Ataman G. ve Gündoğdu, M.N., 1980, Kuzey-Orta Anadolu serilerinde zeolit oluşumlarının araştırılması: Doğa Temel Bilimler Derg., 4, 15-20

- Ataman, G. ve Gündoğdu M.N., 1981, Anadolu Tersiyer'inde analsimli zonlar ve bunların jeolojik konumu: *Yerbilimleri*, 7, 9-14.
- Ataman, G. and Gündoğdu, M.N., 1982, Analsimic zones in the Tertiary of Anatolia and their geologic positions: *Sed. Geol.*, 31, 89-99
- Ayrancı, B., 1991, The magnificent volcano of Central Anatolia: Mt. Erciyes near Kayseri, *Bull. of the Technical University of İstanbul*, 44, 375-417.
- Barış, Y.I. 1975, Pleural mesothelioma and asbestos pleurisy due to environmental asbestos exposure in Turkey: An analysis of 120 cases. *Hacettepe Univ. Bull. Medicine/-Surgery*, 30, 167-185.
- Barış, Y.I., Şahin, A., Kerse, I., Özen, E., Kolaçan, B., Ogankulu, M. and Göktepeli, A., 1976, An outbreak of pleural mesothelioma in the village of Karain/Ürgüp Anatolia: *Medicine Biol./Environ.*, 3, 5-11.
- Batum, İ., 1978a, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeolojisi ve petrografisi: *Yerbilimleri*, 4, 50-69.
- Batum, İ., 1978b, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: *Yerbilimleri*, 4, 70-88.
- Bayer, H.J., Hötzl, H., Jado, A.R., Rocher, B. and Voggenreiter, W., 1988, Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea Margin: *Tectonophysics*, 204, 1.15.
- Besang, C., Eckhart, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. and Müller, P., 1977, Radiometrische altersbestimmungen an neogenen eruptigesteinen der Türkei: *Geol. Jb.*, B25, 3-36.

- Bowen, N.L., 1928, The evolution of igneous rocks: University Press, Princeton, p332.
- Briqueu., L., Bougault, H. and Joron, J.L., 1984, Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: Petrogenetic implication, EPLS, 68, 297-308.
- Büyükaşikoğlu, S., 1980, Sismolojik verilere göre Doğu Akdeniz'in kuzeyinde ve GD Anadolu'da Avrasya-Afrika levha sınırının özellikleri: Deprem Arş. Enst. Bull., 29, 58-74.
- Cameron, K.L. and Cameron, M., 1985, Rare earth element, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ composition of Cenozoic orogenic dacites from Baja California, northwestern Mexico and adjacent west Texas: evidence for the predominance of a subcrustal component. Contrib. Mineral. Petro., 91, 1-11.
- Canitez, N., 1962, Gravite ve sismolojiye göre Kuzey Anadolu'da arz kabuğunun yapısı: İ.T.Ü. Maden Fak. yay., İstanbul.
- Cas, R.A.F. and Wright, J.W., 1987, Volcanic successions modern and ancient: Unwin Hyman Ltd., London, 528 p.
- Chaput, E., 1936, Voyages d'études géologiques et géomorphologiques en Turquie; Mem. Ins. Fr. d'Archeologie de Stamboul, Paris, 2, 312 p.
- Cochran, C.R., 1981, The Gulf of Aden: structure and evolution of a young ocean basin and continental margin: J. Geophys. Res., 86 (B1), 263-287.
- Conrad, W.K., 1984, The mineralogy and petrology of compositionally zoned ash flow tuffs and related silicic volcanic rocks, from the Mc Dermitt Caldera complex, Nevada-Oregon: Jour. Geophys. Res. 89, B10, 8639-8664.

- Cross, T.A. and Pilger, R.H., 1978, Constraints on absolute motion and plate interaction inferred from Cenozoic igneous activity in the Western United States: *Amer. Jour. Sci.*, 278, 865-902.
- De Paolo, D.Y., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wall rock assimilation and fractional crystallization: *Earth Planet Sci. Lett.*, 53, 189-202.
- De Silva, S.L. and Francis, P.W., 1989, Correlation of large ignimbrites-Two case studies from the central Andes of Northern Chile: *Jour. Vol. Geotherm Res.*, 37, 133-149.
- Dewey, J.F. and Şengör A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone: *Geol. Soc. America Bull.*, 90, 84-92.
- Downes, H., 1984, Sr and Nd isotope geochemistry of coexisting alkaline magma series, central Massif Central France: *Earth Planet Sci. Lett.*, 69, 321-324.
- Doyuran, V., 1976, Ortahisar'ın çevresel jeolojik sorunları: *T.J.K. Bult.*, 19, 83-88.
- Ekingen, A., 1982, Nevşehir kalderasında jeofizik prospeksiyon sonuçları: *Türkiye Jeoloji Kong. Özetler Kitabı*, s. 82.
- Ekingen, A. ve Güven, C., 1978, Jeotermik enerji aramaları Acıgöl (Nevşehir) bölgesi gravite etüdü: *M.T.A. Rapor No: 6289*.
- Emre, Ö., 1985, Ürgüp-Avanos (Nevşehir) arasının genel ve uygulamalı jeomorfolojisi: *İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Jeomorfoloji Ana Bilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi*, 59 s. (yayınlanmamış).
- Ercan, T., 1986, Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması: *MTA Derg.*, 107, 119-140

- Erkan. Y., 1978, Kayaç oluşturan önemli minerallerin mikroskop-
ta incelenmeleri: Hacettepe Üniversitesi yayınları, A26,
497 s.
- Falcon, N.L., 1974, Southern Iran: Zagros mountains: In A.M.
Spencer (Ed.), Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Geol.
Soc. London, pp 199-211.
- Folk, R.L. 1962, Spectral subdivison of limestone types:
A.A.P.G., Classification of carbonate rocks. A Symposi-
um, Memoir 1, 68-84.
- Francis, P., 1984, Les caldeiras volcaniques geantes: in les vol-
cans: P. Vincent (Ed), Librairie Belin, Paris, p. 69-81
- Francis, P.W., Sparks, R.S.J., Hawkesworth, C.J., Thorpe, R.S.,
Pyle, D.M., Tait, S.R., Mantovani, M.S. and McDermott,
F., 1989, Petrology and geochemistry of volcanic rocks
from the Cerro Gala caldera, Northwest Argentina: Geol.
Mag., 126 (5), 515-547.
- Gill, B., 1981, Orogenic andesites and plate tectonics: Springer
Verlag, Newyork, 390 p.
- Glanzer, A., Nielson, J.E., Howard, A. and Miller, D.M., 1986,
Correlation of the Peach Springs tuff: a large volume Mi-
ocene ignimbrite sheet in California and Arizone, Geo-
logy, 14, 840-843.
- Göncüoğlu, C. 1985, Niğde Masifi batı yarısının jeolojisi: MTA Ra-
poru, Derleme No:7856.
- Göncüoğlu, C., 1986, Orta Anadolu Masifinin güney ucunda jeok-
ronolojik yaş bulguları: MTA Dergisi, 105-106, 27-28.
- Gunderson, R., Cameron, K. and Cameron M., 1986, Mid Ceno-
zoic high-K calc-alkalic and alkalic volcanism in eastern
Chihuahua Mexico: Geology and geochemistry of the Be-
navides-Pozos area: Geol. Soc. Amer. Bull. 97, 737-753.

- Güleç, N., 1991, Crust-mantle interaction in Western Turkey: implication from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. Geol. Mag., 128, 417-435.
- Gülen, L., 1984, Sr, Nd, Pb isotope and trace element geochemistry of calc-alkaline and alkaline volcanics Eastern Turkey, MIT, Thesis of Doctor of Philosophy, 232 p.
- Gündoğdu, M.N.G., 1982, Neojen yaşlı Bigadiç sedimanter baseninin jeolojik, mineralojik ve jeokimyasal incelenmesi, H.Ü. MESEF Doktora Tezi, 386 s. (yayınlanmamış)
- Gündoğdu, M.N.G. ve Yılmaz, O., 1984, Kil mineralojisi yöntemleri: I. Ulusal Kil Simpozyumu Bildirileri, Ç.Ü., s. 319-330.
- Gündoğdu, M.N., Bros, R., Kuruç, A. ve Bayhan, H., 1988, Bayındır feldispatoitli siyenitlerinin Rb, Sr, tümkayaç sistematigi (Kaman-Kırşehir): H.Ü.'de Yerbilimlerinin 20. Yılı Simpozyumu Bildiri Özleri, s. 55.
- Hahn, G.A., Rose Jr., W.I. and Meyers, T., 1979, Geochemical correlation of genetically related rhyolitic ash-flow and air-fall ashes, Central and Western Guatemala and the Equatorial Pacific: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 180, 101-112.
- Halliday, A.W., Fallick, A.E., Hutchinson, J. and Hildreth, W., 1984, A Nd, Sr and O isotopic investigation into the causes of chemical and isotopic zonation in the Bishop Tuff, California: EPSL, 68, 379-391.
- Hanson., G.N., 1978, The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition: EPSL, 38, 26-43.
- Hawkesworth, C.J., 1979, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace element characteristics of magmas along destructive plate margins: In M.P. Atherton, J. Tarnery (Editors). Origin of granite batholiths. Shiva publishing Limited UK, p 76-89.

- Hawkesworth, C.J., 1982, Isotope characteristic of magmas erupted along destructive plate margins In: orogenic andesites and related rocks, R.S. Thorpe (Ed), J. Wiley and Sons, New York, 549-571.
- 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.
- Hess, H.H., 1941, Pyroxenes of common mafic magmas: Amer. Min., 26, 515-535.
- Hildreth, W., 1979., The Bishop Tuff: Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers: Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 180, 43-75.
- Hildreth, W. and Mahood, G., 1985, Correlation of ash-flow tuffs: Geol. Soc. of Amer. Bull., 96, 968-974.
- Hughes, C.J., 1982 Igneous petrology; Developments in petrology 7. Elsevier Pub., Amsterdam, 551 p.
- Huijsmans, J.P.P., 1985, Calc-alkaline lavas from the volcanic complex of Santorini Aegean Sea, Greece, Ph. D. Thesis, Utrecht, 316 p.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo F. and Villari, L., 1975, The Neogene calc-alkaline volcanic of Central Anatolia: Geochronological data on Kayseri-Niğde area: Geol. Mag., 112, 349-360.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. and Villari, L., 1982, Anatolia and North-Western Iran: In orogenic andesites (Ed. Thorpe). p. 327-349.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. Jour. Earth Sci., 8, 523-548.

- Izzeldin, A.Y., 1987, Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea: their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea: *Tectonophysics*, 143, 289-308.
- Jakes, P. and White, A.J.R., 1972, Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 29-40.
- Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1991, The northeast Mediterranean triple junction from a plate kinematic point of view: *Bull. Tech. Univ. İstanbul*, 44, 425-454.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye jeolojisine genel bir bakış: İTÜ Matbaası, İstanbul, 595 s.
- Kuruç, A., 1990, Kırşehir-Kaman bölgesi siyenitoyitlerinde Rb-Sr izotop jeokimyası, H.Ü. Fen Bilimleri Ents., Y. Müh. Tezi, 63 s.
- Lahn, E., 1941, Aksaray-Konya arasında volkanik arazi: *MTA Bülteni*, 22, 45p.
- Lanphere, M.A., Cameron, K.L. and Cameron, M., 1980, Sr isotopic geochemistry of voluminous rhyolitic ignimbrites and related rocks. Batopilas area, Western Mexico, *Nature*, 286, 594-596.
- Leake, B.E., 1978, Nomenclature of amphiboles: *Bull. Mineral*, 101 (40), 453-467.
- Lebküchner, R.F., 1957, kayseri ve Avanos-Ürgüp havalisi ile Boğazlıyan havalisinin Uzunyayla'ya kadar olan kesiminin jeolojisi: MTA Rapor No: 2656 (yayınlanmamış).
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Jour. Petrol.*, 27, 745-750.
- Le Pennec, J.L., 1990, Aspect volcano-structural du volcanisme ignimbritique d'Anatolia Centrale: *Bull. Sec. Volcanoc Soc. Geol. France*, 20, 11-13.

- Le Pennec, J.L., Froger, J.L., Olanca, K. et Camus, G., 1991, La caldeira du Koca Dağ (Turquie); produits, intrusions et protrusions associées: *Bull. Sec. Volcanol Soci. Geol. France*, 24, 9-13.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, Z., Kasapoğlu, E., Gündoğdu, N., 1992, The east Anatolian Fault: an oblique collisional belt: *Tectophysics*, 204, 1-15.
- Lopez-Escobar, L., Frey, F.A. and Vergara, M., 1977, Andesites and high-alumina basalts from the Central-South Chile high Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contrib. Mineral Petro.*, 63, 199-228.
- Mac Donald, G.A. and Katsura, T., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas: *J. Petrol.*, 5, 82-133.
- Marshall, P., 1935, Acid rocks of Toupou-Rotorua volcanic district: *Trans. R. Soc. N.Z.*, 64, 323-375.
- Mc Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean region: *Geophy. Jour. Royal Astr. Soc.*, 30, 109-185.
- Mimura, K., 1984, Imbrication flow direction and possible source areas of the pumice-flow tuffs near Bend, Oregon, USA: *J. Volcanol Geotherm. Res.*, 21, 45-60.
- Moll, E.J., 1981, Geochemistry and petrology of Mid Tertiary ash flow tuffs from the Sierra el Virulento area, Eastern Chihuahua, Mexico, *Jour. of Geophy. Research*, 86, B11, 10321-10334.
- Mumpton, F.A., 1978, Association of Zeolites with Mesothelioma in Central Turkey: *National Geographic Soc. Research reports*, 427-441.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochim. et Cosmo. Acta*, 38, 757-775.

- Noble, D.C., Korringa, M.J., Church, S.E., Bowman, H.R., Silberman, M.L. and Heropoulos, C.E., 1976, Elemental and isotopic geochemistry of non-hydrated quartz latite glasses from the Eureka Valley tuff, east-central California: Geol. Soc. Amer. Bull, 87, 754-762.
- Öngür, T., 1978, Nevşehir Kalderası, TJK 32. Bil. ve Tek. Kurultayı Bildiri Özleri, s 43.
- Pasquare, G., 1968, Geology of Cenozoic volcanic area of Central Anatolia: Atti. accad. Naz. Lincei, 9, 53-294.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L. and Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonics setting in Central Anatolia, Turkey: Tectonophysics, 146, 217-230.
- Pearce, J.A., 1982, Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In R.S. Thorpe (Editor), Andesites: Orogenic andesites and related rocks, Willey, New York, pp. 525-548.
- Pearce, J.A., 1983, Role of subcontinental lithosphere in magmagenesis at active continental margins: in continental basalts and mantle xenoliths: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds) Shiva publishing Ltd., Cheshire U.K., 230-249.
- Pearce, J.A., Bender, J.F., De Long, S.E., Kidd, W.S.F., Low, P.J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchell J.G., 1990, Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey: Jour. Volcan. Geoth., 44, 189-229.
- Ringwood, A.E., 1990, Slab-mantle interactions: 3. petrogenesis of intraplate magmas and structure of the Upper Mantle. Chemical Geology , 82, 187-207
- Ross, C.S. and Smith, R.L., 1961, Ash-flow tuffs: Their origin, geologic relations and identification: US Geol. Survey Prof. paper, 366, 81 p.

- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragment: recommendations of the IUGS subcommissions on the systematics of igneous rocks: *Geology*, 9, 41-43.
- Schumacher, R., Keller, J. and Bayhan, H., 1990, Depositional characteristics of Ignimbrites in Cappadocia, Central Anatolia, Turkey: *Proceedings of IESCA Cong. (Ed. Savaşın and Eronat)*, vol 2, p 435-449.
- Smith, A.L and Roobol, M.J., 1982, Andesitic pyroclastic flows: in R.S. Thorpe (Ed), *orogenic andesite and related rocks*, John Wiley and Sons Inc., New York, p 416-433.
- Smith, R.L., 1960 a, Ash flows: *Geol. Soc. American Bull.*, 71 (6), 795-841.
- Smith, R.L., 1960 b, Zones and zonal variations in welded ash flows: *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, 354-F, p 149-159.
- Streckeisen, A., 1967, Classification and nomenclature-igneous rocks: *N. Jb. Mineral. Abh.* 107, 144-240.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name, *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- Streckeisen, A., 1979, Classification of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, 7, 331-335.
- Sür, Ö., 1972, Türkiye'nin özellikleri İç Anadolu'nun genç volkanik alanlarının jeomorfolojisi: *Ankara Üniv. Dil ve Tarih Coğ. Fak. Yayını No:223*, 119 s.
- Şengör, A.M.C., 1979, The North Anatolian transform fault, its age, offset and tectonics significance, *J. Geol. Soc., London*, 136, 269-282.

- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: T.J.K. Konferans Serisi, 2, 40 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi, Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: T.J.K. Yerbilimleri Özel Dizisi No:1, 75 s.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985, Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape. Turkey as a case study: In T.R. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec.Pub., 37, 227-264.
- Taylor, H.P., 1980, The effects of assimilation of country rocks by magmas on $18O/16O$ and $87Sr/86Sr$ systematics in igneous rocks: Earth Planet Sci. Lett., 47, 243-254.
- Taylor, S.R. and Hallberg, J.A., 1977, Rare-earth elements in the Marda calc-alkaline suite, an Archean geochemical analogue of Andean-type volcanism: Geochim. Cosmochim. Acta, 41, 1125-1129.
- Thirwall, M.F. and Jones, N.W., 1983, Isotope geochemistry and contamination mechanics of Tertiary lavas from skye, Northwest Scotland. in: continental basalts and mantle xenoliths, C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Eds), Shiva Publishing Ltd., Cheshin, U.K., p 186-208.
- Thompson, R.N., 1982, Magmatism of the British Tertiary Province: Scottish Jour. of Geol., 18, 49-107.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1984, An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis. Phil. Trans. R. Soc. London, A310, 549-590.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., Moor bath, S., 1979, Rare earth and strontium isotope evidence concerning the petrogenesis of North Chilean Ignimbrites: Earth and Planet Sci. Lett., 42, 359-367.

- Thorpe, R.S., Francis, P.W. and O'Callaghan, L., 1984, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Phil. Trans. R. Soc. London*, A310, 675-692.
- Travis, R.B., 1970, Nomenclature for sedimentary rocks: *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 54, 1095-1107.
- Wager, L.R. and Brown, G.M., 1968, *Layered igneous rocks*. Edinburgh and London: Oliver and Boyd, p 588.
- Walker, G.P.L., 1973, Explosive volcanic eruptions: a new classifications scheme. *Geol. Rundsch*, 62, 431-446.
- Walker, G.P.L. 1983, Ignimbrite types and ignimbrite problems: *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 17, 65-88.
- Walker, G.P.L., 1984, Downsag calderas, ring faults, caldera sizes and incremental caldera growth: *J. Geophys. Res.*, 89, B10, 8407-8416.
- Wark, D.A., Kempton, K.A. and McDowell, F.W., 1990, Evolution of waning, subduction-related magmatism Northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *Geol. Soc. Amer. Bull.* 102, 1555-1564.
- Wark, D.A., 1991, Oligocene ash-flow volcanism northern Sierra Madre Occidental: Role of mafic and intermediate composition magmas in rhyolite genesis: *Jour. Geophys. Res.*, 96, B8, 13389-13411.
- Williams, H., 1941, Calderas and their origin: *Uni. California Pub. Bull. Dept. Geol. Sci. Bull.*, 25, 239-346.
- Wilson, C.J.N., 1986, *Pyroclastic flows and Ignimbrites*: *Sci. Prog. Oxford*, 70, 171-207.
- Wilson, L., Pinkerton, H. and Macdonald, R., 1987, Physical processes in volcanic eruptions: *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 15, 73-95.

- Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis: Unwin Hyman Ltd., London, UK, 465 p.
- Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S., 1980a, A working terminology of pyroclastic deposits: J. Volcanol. Geotherm Res., 8, 315-336.
- Wright, J.V., Smith, A.L. and Self, S., 1980b, A terminology for pyroclastic deposits. In Self and Sparks (Ed.) Tephra studies: D. Reidel Publishing Company, USA, p 457-463.
- Wright, J.V. and Walker, G.P.L., 1981, Eruption, transport and deposition of Ignimbrite: A case study from Mexico: J. Volcanol. Geotherm. res., 9, 111-131.
- Yıldırım, T. ve Özgür, R., 1979, Acıgöl (Nevşehir) Kalderası jeomorfolojisi etüdü: MTA Rapor No: 6809 (yayınlanmamış).
- Zindler, A. and Hart, S.R., 1986, Chemical geodynamics Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. Lett., 14, 493-571.