



**İSTANBUL
ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ
ENSTİTÜSÜ**

DOKTORA TEZİ

**PONTİD-ANATOLİD ÇARPIŞMA ZONUNDAKİ
MAĞMATİK VE METAMORFİK KAYAÇLARIN
PETROLOJİSİ VE YAPISAL EVRİMİ, DURSUNBEY, KB
TÜRKİYE**

Jeoloji Yük. Müh. Zeynep ÖZBEY

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

1. Danışman

Prof. Dr. Timur USTAÖMER

2. Danışman

Prof. Dr. Alastair ROBERTSON

EKİM 2010

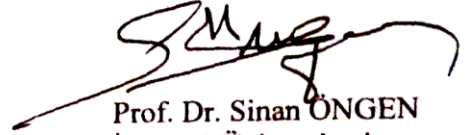
İSTANBUL

Bu çalışma 20/10/2010 tarihinde aşağıdaki jüri tarafından Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı Mineraloji-Petrografi programında Doktora Tezi olarak kabul edilmiştir.

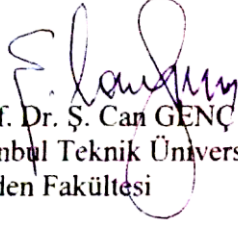
Tez Jürisi



Prof. Dr. Timur USTAÖMER (Danışman)
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



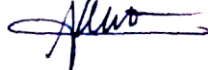
Prof. Dr. Sinan ÖNGEN
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi



Prof. Dr. Ş. Can GENÇ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



Prof. Dr. Fahri ESENLİ
İstanbul Teknik Üniversitesi
Maden Fakültesi



Doç. Dr. Mehmet KESKİN
İstanbul Üniversitesi
Mühendislik Fakültesi

Bu alışma İstanbul Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Yürütücü Sekreterliđinin 1260 numaralı projesi ile desteklenmiştir.

ÖNSÖZ

Yanında çalışmaya on iki yıl önce bitirme tezimle başladığım, yüksek lisansımı danışmanlığında tamamladığım ve her daim sonu gelmeyen soru ve sorunlarıma yanıt ve çözüm bulan sevgili danışman hocam Prof. Dr. Timur Ustaömer'e ne kadar çok teşekkür etsem yine de yetmez. Arazi çalışmalarının jeolojik problemlerin çözümüne temel oluşturduğunu, jeolojik verilerin ne kadar hassas toplanılması gerektiğini ve ne tip farklı yaklaşımlarla işlenebileceğini öğrendim kendisinden, öğrenmeye çalıştım... Hocam olmasaydı, bu çalışma da olmazdı. Timur Hocam'a, bu tezin her aşamasında yanımda olduğu için sonsuz teşekkürlerimi sunarım. Onun öğrencisi olma ayrıcalığına sahip olduğum için kendimi şanslı sayıyorum.

Bilginin ve alçakgönüllülüğün yanyana geldiği nadir insanlardan biri olan ikinci danışmanım Prof. Dr. Alastair ROBERTSON'ı tanımak ve danışmanlığında tezimi yapmış olmaktan onur duymaktayım. Hem arazi çalışmalarımın iki sezonuna katıldığı için, hem de analitik çalışmalarım dolayısıyla Edinburgh'da bulunduğum süre zarfında gösterdiği misafirperverlik, ilgi ve yardımları için, odasına gittiğimde -ne derece yoğun olursa olsun- sorunlarıma çözüm bulmaya hep vakti olduğu için sonsuz teşekkürler.

Petrografik çalışma adabını kendisinden öğrendiğim sevgili hocam Prof. Dr. Sinan ÖNGEN'e sadece doktora tezimin petrografik çalışmalarına olan katkılarından dolayı teşekkür etmek yetmeyecektir. Yüksek lisans ve doktora derslerinde öğrettiği değerli bilgiler sayesinde petrografik çalışmalarımı rahatlıkla yürütebildim. Kendisine değerli bilgilerini aktardığı için çok teşekkür ederim.

Tez izleme komitesi üyesi İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim görevlisi Prof. Dr. Ş. Can GENÇ hocama tez çalışması boyunca gösterdiği ilgi ve katkıları dolayısıyla çok teşekkür ederim.

Edinburgh Üniversitesi'ne ziyaretim sırasında, inanılmaz bilgi birikimine ve tecrübeye sahip olan Dr. John Edward DIXON'la tanışma, verilerimi tartışma olanağı buldum. Petrografik çalışmalarına olan katkıları ve sağlık sorunları olmasına rağmen mikroprob analizi sırasında benimle çalışarak cihaz başında iki kez sabahladığı için ona ne kadar teşekkür etsem azdır.

Prof. Dr. Aral OKAY hocama, öncelikle bana İstanbul Teknik Üniversitesi Mineral Ayıklama Laboratuvarı'nda çalışma imkanı sağladığı için teşekkür ederim. Çeşitli platformlarda bir araya geldiğimizde tezimin verilerini kendisiyle pek çok kez tartışma fırsatı buldum. Petrografik incelemelerime, ince kesitlerimi mikroskopta inceleyerek değerli katkılarda bulundu. Kendisine her türlü desteği ve yardımı için teşekkür ederim.

Mikroprob çalışmaları sırasında cihaz başından ayrılmadan benimle geç saatlere kadar çalışmasına rağmen yüzünden gülümsemesini hiç eksik etmediği için Edinburgh

Üniversitesi Mikroprob Analiz Laboratuvarı sorumlusu Dr. Chris Hayward'a çok teşekkür ederim.

XRF laboratuvar çalışmaları ve analizleri sırasında her türlü yardımını aldığım Edinburgh Üniversitesi XRF Laboratuvarı sorumlularından Dr. Nicholas ODLING'e ekstradan çalışıp bana analiz sonuçlarımı erken gönderdiği için teşekkür ederim.

Ayıkladığım zirkonları üzerine tutturduğum bantın aşırı yapışkan olması nedeniyle parlatılmış kesite hazırlanması esnasında onları dikkatli bir şekilde sabırla temizlediği ve zirkon yaş analizlerini gerçekleştirdiği için sevgili Doç. Dr. Ayda USTAÖMER hocama teşekkür ederim.

Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü öğretim görevlilerinden Dr. Mete ÇETİNKAPLAN'a yoğun akademik programında, 1 hafta boyunca sabahtan akşama kadar bilgisayarın başında bana zaman ayırıp görüntülü messenger yoluyla, Theriak-Domino Programı'nın kullanılmasını sabırla öğrettiği için ne kadar teşekkür etsem azdır.

İstanbul Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümü öğretim üyesi Yrd. Doç. Dr. Gürsel SUNAL'a ve İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü Araştırma Görevlisi Taylan Sançar'a, Mineral Ayıklama Laboratuvarındaki yardımlarından dolayı teşekkür ederim.

Sevgili arkadaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Aslıhan CEYHAN'a arazi çalışmalarımın başında bana eşlik ettiği, gördüklerini paylaşıp tartıştığı ve motivasyonumu hep yüksek tutmaya çalıştığı için teşekkür ederim.

İnceleme alanı yerleşim bölgelerine yakın da olsa, ekonomik ve uygun bir yerin bulunamamasından dolayı arazi çalışmaları sırasında konaklama ciddi sıkıntılar oluşturdu. Genellikle çadır kurularak yapılan arazi çalışmaları sırasında kenelendik, hatta kaşıntılı deri hastalığımız haftalarca sürdü. Gösterdikleri sabır için sevgili arkadaşlarım Jeoloji Yüksek Mühendisi İ.Ozan ÇILGIN'a, Jeoloji Mühendisi Samed GÜVEN'e ve Jeoloji Mühendisi Erim ÖZKAYA'ya sonsuz teşekkürler. Onların hakkını ödeyemem. Arazi dönüşlerinde, karanlıkta ocağını aydınlattığı kafa lambası eşliğinde küçük tenceresinde yaptığı o lezzetli yemekler ve pudinglerle midemizle birlikte yüzümüzü de güldüren Ozan'a ayrıca teşekkür ederim.

Sevgili hocam Prof. Dr. İzver ÖZKAR'a, bana hep destek olduğu ve her zaman yüreklendirdiği için sonsuz teşekkürler.

Ayrıca bilgisayar programları konusunda karşılaştığım sorunlarda bana yardımcı olan Araştırma Görevlisi Direnç AZAZ'a ve öğretim görevlisi Yrd. Doç. Dr. Namık Aysal'a çok teşekkür ederim.

Arazi çalışmaları sırasında konaklama olanağı sağlayan Dursunbey Orman İşletme Şefliği Müdürü Sayın Cemal YEŞİLYAPRAK ve çalışanlarına, özellikle orman şefi Özlem AVCI'ya, gösterdikleri yakın ilgi ve alaka için çok teşekkür ederim.

Göz Tepe'deki gözetmen kulesi çalışanlarından Ufuk ve Hasan Abiye samimiyetleri, çayları, yemekleri için defalarca teşekkürler.

Hani olur ya, bir gün yolunuz Beyce Köyü içinden geçerse Lütfi Amca size bir bardak çayını, soğuk ayranını ikram etmeden bırakmaz. Bizim için kahvehanesini normalinden daha erken açtığı bile oldu. Ericek Köyü'nden Himmet Amca'yı ve lezzetli katmerleri için eşini de unutmamalıyım. Beyce Köyü ile birlikte Ericek Köyü sakinlerinin gösterdiği ilgi ve samimiyete, beni kızları yerine koyup yardım ettikleri için çok teşekkür ederim.

Doktora yaptığım süre boyunca Türk Eğitim Vakfı (TEV) tarafından Doktora Bursu ile desteklendim. Türk Eğitim Vakfı'na ve bağışçılara sonsuz teşekkürler.

TÜBİTAK Yurt Dışı Araştırma Bursu sayesinde, Edinburgh Üniversitesi'nde çalışmalarımı yürütürken seyahat, konaklama ve yaşam giderlerimi karşılayabildim. TÜBİTAK'a bu bursla beni destekleri için teşekkür ederim.

1980 model Renoma, Gülbeyaz'ıma, arazi çalışmalarında, bana hiç sorun çıkarmadığı ve gaz harcamak konusundaki tutumlu davranışı için teşekkür ederim.

Yıllarca süren arazi çalışmaları, yorucu laboratuvar çalışmaları, analiz ve kongre için gittiğim telaşlı yurt dışı seyahatleri, sabahlara kadar bilgisayar başında süren tez yazım aşamaları... Doktorasını yapan herkes gibi ben de çok zor süreçlerden geçtim. Bu sıkıntılı dönemlerde yanımda olan, arazi çalışmalarına bizzat gelerek destek veren, sabır gösteren eşim Aydın ÖZBEY'e; eğitimin herşeyin üstünde olduğuna inanan sevgili anneme, babama, kardeşlerime ve eşimin ailesine sonsuz teşekkürler. Onların desteği olmadan başaramazdım.

Ekim, 2010

Zeynep ÖZBEY

İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ	iii
İÇİNDEKİLER	vi
ŞEKİL LİSTESİ.....	xi
TABLO LİSTESİ.....	xxviii
ÖZET	xxxii
SUMMARY	xxxiii
1. GİRİŞ	1
2. GENEL KISIMLAR.....	5
2.1. BÖLGESEL JEOLJİ.....	5
2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	11
2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI	17
2.3.1. Yükselteler	17
2.3.2. Akarsular	17
2.3.3. İklim ve Bitki Örtüsü.....	17
2.3.4. Tarım ve Hayvancılık.....	19
2.3.5. Yerleşim Merkezleri.....	20
2.3.6. Ulaşım	20
3. MALZEME VE YÖNTEM.....	21
3.1. HARİTALAMA ÇALIŞMASI	21
3.2. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI.....	22
3.3. JEOKİMYA ANALİZLERİ	22
3.3.1. Cam Disk Hazırlama	23
3.3.2. Pellet hazırlama	24
3.4. ELEKTRON PROB MİNERAL KİMYASI ANALİZLERİ.....	28
3.5. SIMS TEKNİĞİ İLE İON PROB U-PB ZİRKON YAŞ ANALİZİ.....	28
4. BULGULAR.....	30

4.1. TEKTONO-STRATİGRAFİ	30
4.1.1. Beyce Şistleri	32
4.1.1.1. Tanım ve Ad	32
4.1.1.2. Yayılım ve Kalınlık	32
4.1.1.3. Dokanak İlişkileri	32
4.1.1.4. Tip Kesit, Tip Yer	33
4.1.1.5. Kaya Türü Özellikleri	34
4.1.1.6. Yaş	34
4.1.2. Sarıkaya Metagraniti	34
4.1.2.1. Tanım ve Ad	34
4.1.2.2. Yayılımı	36
4.1.2.3. Dokanak İlişkileri	36
4.1.2.4. Tip Yer	36
4.1.2.5. Kaya Türü Özellikleri	37
4.1.2.6. Yaş	38
4.1.3. Kocasu Formasyonu	38
4.1.3.1. Tanım ve Ad	38
4.1.3.2. Yayılım ve Kalınlık	38
4.1.3.3. Dokanak İlişkileri	38
4.1.3.4. Tip Kesit, Tip Yer	39
4.1.3.5. Kaya Türü ve Özellikleri	39
4.1.3.6. Yaş	46
4.1.4. İnönü Mermeri	46
4.1.4.1. Tanım ve Ad	46
4.1.4.2. Yayılım ve Kalınlık	47
4.1.4.3. Dokanak İlişkileri	47
4.1.4.4. Tip Kesit, Tip Yer	47
4.1.4.5. Kaya Türü ve Özellikleri	47
4.1.4.6. Yaş	53
4.1.5. Devlez Formasyonu	54
4.1.5.1. Tanım ve Ad	54
4.1.5.2. Yayılım ve Kalınlık	54
4.1.5.3. Dokanak İlişkileri	54
4.1.5.4. Tip Kesit, Tip Yer	54
4.1.5.5. Kaya Türü ve Özellikleri	54
4.1.5.6. Yaş	56

4.1.6. Ovacık Kompleksi.....	56
4.1.6.1. Tanım ve Ad	56
4.1.6.2. Yayılım ve Kalınlık.....	58
4.1.6.3. Dokanak İlişkileri.....	58
4.1.6.4. Tip Kesit, Tip Yer	58
4.1.6.5. Kaya Türü ve Özellikleri.....	59
4.1.6.6. Yaş.....	62
4.1.7. Sacayak Formasyonu.....	63
4.1.7.1. Tanım ve Ad	63
4.1.7.2. Yayılım ve Kalınlık.....	63
4.1.7.3. Dokanak İlişkileri.....	63
4.1.7.4. Tip Kesit, Tip Yer	63
4.1.7.5. Kaya Türü ve Özellikleri.....	64
4.1.7.6. Yaş.....	64
4.2. İNCELEME ALANINDAKİ METAMORFİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ.....	65
4.2.1. Beyce Şistleri	67
4.2.2. Sarıkaya Metagraniti'nin Petrografisi	72
4.2.3. Kocasu Formasyonu.....	75
4.2.3.1. Şistler	75
4.2.3.2. Metabazitler	78
4.2.3.3. Metakuvarsitler.....	80
4.2.3.4. Metariyolitler	83
4.2.3.5. Metabazit mercikleri	83
4.2.4. İnönü Mermeri	88
4.2.4.1. Metakarbonatlar	88
4.2.4.2. Metabazitler	88
4.2.4.3. Metaçörtler	90
4.2.5. Devlez Formasyonu.....	90
4.2.6. Ovacık Kompleksi.....	91
4.2.6.1. Matriks	91
4.2.6.2. Metagabro.....	91
4.2.6.3. Dünit	93
4.2.6.4. Serpantinit.....	95
4.2.6.5. Bazik Volkanik Bloklar	95
4.2.6.6. Metakarbonat Blokları.....	95
4.2.6.7. Radyolaryalı Çört Blokları	98

4.3. MİNERAL KİMYASI.....	98
4.3.1. Piroksenler.....	98
4.3.2. Amfiboller.....	122
4.3.3. Mikalar.....	124
4.3.4. Kloritler.....	125
4.3.5. Kloritoyidler.....	125
4.3.6. Lavsonitler.....	125
4.3.7. Feldspatlar.....	126
4.3.8. Mavişist Metamorfizması Sıcaklık-Basınç Koşulları.....	127
4.4. JEOKİMYA.....	133
4.4.1. Sarıkaya Metagraniti'nin Jeokimyası.....	134
4.4.1.1. Metagranitlerin sınıflandırılması ve kaynak alan özellikleri.....	138
4.4.1.2. Metagranitlerin tektonik ortamı.....	143
4.4.2. Metabazitlerin Jeokimyası.....	147
4.4.2.1. Element Duraylılığı.....	147
4.4.2.2. Metabazitlerin adlandırılması.....	153
4.4.2.3. Tektonik Ortam.....	153
4.4.3. Metariyolitlerin Jeokimyası.....	159
4.4.3.1. Metariyolitlerin adlandırılması ve kaynak alan özellikleri.....	165
4.4.3.2. Metariyolitlerin tektonik ortamı.....	166
4.4.4. Ovacık Kompleksi Volkanik Blokların Jeokimyası.....	170
4.4.4.1. Ovacık Kompleksi volkanik blokların adlandırılması.....	170
4.4.4.2. Ovacık Kompleksi volkanik blokların tektonik ortamı.....	173
4.5. SARIKAYA METAGRANİTİ ZİRKON YAŞ ANALİZİ.....	178
4.6. YAPISAL JEOLJİ.....	182
4.6.1. Düzlemsel Yapılar.....	182
4.6.2. Çizgisel Yapılar.....	188
4.6.3. Kıvrımlar.....	193
4.6.4. Faylar.....	198
4.6.5. YAPISAL PETROLOJİ.....	204
4.6.5.1. Beyce Şistleri.....	205
4.6.5.2. Sarıkaya Metagraniti.....	208
4.6.5.3. Kocasu Formasyonu.....	211
5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....	215
5.1. BİRİMLERİN OLUŞUM ORTAMI VE PETROJENETİK EVRİMİ.....	215

5.1.1. Beyce Şistleri	215
5.1.2. Sarıkaya Metagraniti	220
5.1.3. Kocasu Formasyonu	227
5.1.4. İnönü Mermeri	230
5.1.5. Devlez Formasyonu.....	234
5.1.6. Ovacık Kompleksi.....	236
5.1.7. Metamorfizma ve Deformasyon Tarihçesi.....	239
KAYNAKLAR	249
EKLER	266
ÖZGEÇMİŞ.....	267

ŞEKİL LİSTESİ

- Şekil 2.1. Türkiye kuzeybatısındaki kenet kuşaklarını ve bu kenet kuşaklarının ayırdığı kıtasal blokların dağılımını gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay, 1984). .5
- Şekil 2.2. Tavşanlı Zonu'ndaki mavişistlerde sıcaklık-basınç koşullarının belirlendiği Orhaneli, Sivrihisar ve Altınekin'in yerlerinin gösterildiği harita. 10
- Şekil 2.3. Sakarya Zonu, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu'nun Kretase'de bağlı konumlarını gösteren şematik şekil..... 12
- Şekil 2.4. Tavşanlı Zonu ve çevresinin jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz, 1999). 13
- Şekil 2.5. İnceleme alanının yer bulduru haritası. 18
- Şekil 2.6. İnceleme alanındaki yükselti ve dereler ile yerleşim yerlerinin gösterildiği morfoloji haritası. 19
- Şekil 3.1.a. Cam disk ve pellet hazırlamak için 1 gece etüvde bırakılacak olan toz örnekler cam şişeler içine alınır. b. Toz örneklerin platin kroze içinde tartılması. c. Platin kroze içindeki toz örneğin 20 dakika 1100°C deki etüvde bekletildikten sonra çıkarılması. d. Fırından çıkarılan toz örnekler. e ve f. Specroflux tozunun fırından çıkarılan toz örnek üzerine eklenmesi.25
- Şekil 3.2.a ve b. Toz örnek ve spcetroflux tozu karışımının etüvden çıkarılması ve hızlıca tutacakla çalkalanarak soğumaya bırakılması. c. Tekrar spektroflux tozu eklendikten sonra ocak üzerinde eritilmesi. d. Eritilen örneğin kalıplara alınması. e ve f. Kalıplardan örneklerin çıkarılması ve etiketlenerek analize hazır hale getirilmesi.....26
- Şekil 3.3.a. Pellet örnek hazırlamada kullanılan kalıp ve aletler. b. Cam kap içinde toz örneğin tartılması. c. Tartılan örneğin üzerine PVA çözeltisinden 8 damla eklenmesi. d. PVA çözeltisi eklendikten sonra homojen hale gelinceye kadar karıştırılan örneğin kalıba alınması. e. Pres aleti. f. Preslenerek analize hazır hale getirilen pelletler.27
- Şekil 3.4. Elektron mikroprob analizlerinin yürütüldüğü Edinburgh Üniversitesi EMMAC Laboratuvarı.28

Şekil 3.5. Edinburgh Üniversitesi (İskoçya) Cameca ims1270 aletinin bulunduğu İyon Prob Laboratuvarı.....	29
Şekil 4.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme sütunu.	31
Şekil 4.2. İnceleme alanının temelini oluşturan Beyce Şistleri'nin uyumsuz olarak Kocasu Formasyonu ile üzerlendiğini ve Sarıkaya Metagraniti ile kesildiğini gösteren arazide çizilmiş KB-GD yönlü şematik enine kesit.....	33
Şekil 4.3. İnceleme alanına doğudan batıya doğru bakış. Fotoğrafın sağında basitleştirilmiş ölçeksiz şematik bir çizimde birimlerin ilişkisi gözlenmektedir. ...	33
Şekil 4.4. Beyce Şistleri'nin genel görünümü.....	35
Şekil 4.5. Ayrışma yüzey rengi koyu gri olan Beyce Şistleri'nde mostra ölçeğinde gözlenen kıvrımlar ve yaklaşık 1 mm kalınlığında, süreklilik göstermeyen kuvarsca zengin seviyeler.....	35
Şekil 4.6. Beyce Şistleri içinde grafitçe zengin seviyelerin genel görünümü.	36
Şekil 4.7. Sarıkaya Metagraniti'nin, a. genel görünümü, b. kaba yapraklanması, c. ve d. yakından görünümü.....	37
Şekil 4.8. Kokurdan Tepe güneydoğusunda Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile İnönü Mermeri'nin ilişkisini gösteren fotoğraf ve şematik enine kesit. GPS: 20511, 89538.....	39
Şekil 4.9. Genellikle gri renkli pelitlerden oluşan Kocasu Formasyonu içinde daha açık renkli, kuvarsca zengin psamitik seviyeler.	40
Şekil 4.10. a. Kocasu Formasyonu şistlerinden genel görünüm. b. Fotoğrafta foliasyonların güneye doğru eğimli oldukları gözlenmektedir.	41
Şekil 4.11. Kocasu Formasyonu içerisinde uzamış kuvars gözleri. GPS: 21104; 90394.	41
Şekil 4.12. Kocasu Formasyonu içerisinde görülen kıvrımlara ait arazide çizilmiş şematik kesit ve fotoğrafı. Kıvrım kanatları foliasyona paraleldir. GPS: 19651; 89367.....	42
Şekil 4.13. Kocasu Formasyonu içerisinde ara seviyeler halinde gözlenen metakuvarsitlerin yakından görünümü. İnce, koyu gri ve açık renkli bantların aralandığı ve bunların düzensiz olarak kıvrımlandığı gözlenmektedir.	42
Şekil 4.14.a. Kocasu Formasyonu'nda mavimsi gri metabazitlerin ara seviyelerinin yakından görünümü. Sarpmaz Tepe batısı yol yarması. b. Metabazitlerde birbirini kesen kuvars damarları. Yusufangudu Sırtı batısı yol yarması.....	43

Şekil 4.15.a. Metariyolitlerin beyaz, soluk yeşilimsi genel görünüşleri. b. Açık renkli metariyolitlerin yakından görünümü. Foliasyon düzlemleri üzerinde mika mineralleri gözlenir.	44
Şekil 4.16.a. Metariyolitlerden alınan, bir yüzü kesilmiş, el örneğinde feldspat porfiroklastları ile jadeyit psödomorflarının görünümü. b. Metariyolitlerde foliasyon düzlemleri üzerinde gözlenen mineral lineasyonları.....	45
Şekil 4.17. Sarpmaz Tepe'nin batısında, Edebeleni Mezarlıkları ile kuzeydoğusunda Mehmet Pınar'ı arasında gözlenen metariyolit ara katkılı şistleri gösteren arazide çizilmiş şematik enine kesit.	45
Şekil 4.18. Taşarası Tepe'de şistlerle sarmalanan metabazit mercceklerine ait GB-KD doğrultulu arazide çizilmiş şematik enine kesit.	46
Şekil 4.19. (a) İnceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi'nin, İnönü Memeri üzerinde normal bir fay zonu boyunca yer aldığını gösteren GB-KD doğrultulu arazide çizilmiş şematik enine kesit. İnönü Mermeri Zımbalı Tepe'de, Devlez Formasyonu ile uyumlu olarak üzerlenir. (b) İnceleme alanının batısında, Kılıçlı Tepeleri-Sivri Tepe arasında, D-B doğrultusunda Ovacık Kompleksi'nin İnönü Mermeri üzerine tektonik olarak yerleştiğini gösteren arazide çizilmiş şematik enine kesit.....	48
Şekil 4.20. İnönü Mermeri içindeki, a. İnce yapraklı seviyeler, b. Mostrada çıkıntı yapan kahverengi ayrışma yüzeyi rengine sahip olan metakuvarsitler, c. Aynı kalınlıkta devam etmeyen beyaz renkli metakuvarsitler, d. Kıvrımlanan metakuvarsit seviyeleri.	50
Şekil 4.21. İnönü Mermeri içinde, a. ara seviyeler halinde gözlenen mor-şarabi renkli metakumtaşlarının ve b. pembe-mor renkli metakuvarsitlerin genel görünümü. ...	50
Şekil 4.22. Balaban Tepe'nin kuzeyindeki yol yarmaları boyunca hazırlanan İnönü Mermeri'ne ait 339 m kalınlığında ölçülü stratigrafik kesit.	51
Şekil 4.23. Gelenduros Dağı'nın hemen batısındaki vadi içi (Beyceyaylası-Eskimezarlık hattı) boyunca İnönü Mermeri'ne ait hazırlanan 682 m kalınlığındaki ölçülü stratigrafik kesit.....	52
Şekil 4.24. İnceleme alanının kuzeyinde, Devlez Formasyonu'nun yüzeylendiği tek mevkii olan Namazlar Tepe'ye ait genel görünüm. Üstte yer alan Devlez Formasyonu, altta İnönü Mermeri üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Devlez Formasyonu'nun üzerine doğrudan başka bir birim gelmemektedir.	55

- Şekil 4.25. Devlez Formasyonu'ndaki a. Pembemsi metakumtaşlarının, b. Topoğrafyada çıkıntılar şeklinde gözlenen metabazitlerin ve c. Metakuvarsit ara seviyelerinin genel görünüşleri.57
- Şekil 4.26. a. İnceleme alanına güneybatıdan kuzeydoğuya bakış. Fotoğrafta bindirme çizgisinin üstünde kalan yeşil alanlar İnönü Mermeri, bindirme çizgisinin altında kalan çıplak-tarlalık alanlar Ovacık Kompleksi'nin yüzeylendiği kısımlardır. Ovacık Kompleksi, İnönü Mermeri üzerinde bir bindirme zonu boyunca yer almaktadır. b. Ovacık Kompleksi'nde metapelitik matriksle sarmalanan bloklar. Bloklar metabazit ve mermerdir.60
- Şekil 4.27. a. ve b. Ovacık Kompleksi'nin mor renkli çamurtaşı matriksinden genel görünüşler. Foliasyonlar belirgindir. c. Ovacık Kompleksi'ne ait serpantin bloku. d. Serpantin blokundan yakın görünüm.61
- Şekil 4.28. Ovacık Kompleksi içindeki a. Radyolaryalı çörtlerle birliktelik gösteren volkanik bloklar, b. Yeşil renkli volkanik kökenli bloklardan genel görünüm. c. Kireçtaşı bloku, mavi-yeşil renkli metapelitik bir matriksle sarmalanmaktadır. d. Kireçtaşı ve mavi-yeşil renkli matriksin yakından görünümü.62
- Şekil 4. 29. Ovacık Kompleksi içindeki, a. Radyolaryalı çörtlerin yakından görünümü. b. Koyu gri-beyaz renkli metagabro blokundan yakın görünüm (GPS: 15922, 91348). c. Karataş Tepe'deki buruşma klivajlarının gözlemlendiği metabazit bloku. d. Sayacak Formasyonu'ndaki aglomeraların genel görünümü (GPS: 15315, 94138).64
- Şekil 4.30. Beyce Şistleri ile Kocasu Formasyonu örneklerindeki mineral bileşimini gösteren harita.66
- Şekil 4.31. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Yüksek optik engebesi ile jadeyit minerali. Doğru ışık. Örnek no: 796. b. Işınsal şekilli jadeyit minerali. Doğru ışık. Örnek no: 791. c. Leylak mavisi pleokroizma gösteren, öz şekilli, baklava dilimi şeklinde olan glokofan mineralleri. Yeşil pleokroizmaya sahip mineral klorittir. Doğru ışık. Örnek no: 791. d. C-ksenine paralel kesitleri gözlenen levhamsı glokofan mineralleri. Dilinimleri boyunca yerleşen grafit minerallerinde kıvrım gözlenmektedir. Çapraz ışık. Örnek no: 7132a. Jd, jadeyit; Kvs, kuvars; Klt, klorit; Gl, glokofan; Grft, grafit.68
- Şekil 4.32. Beyce Şistlerine ait petrografik fotoğraflar, a. Yüksek optik engebesi olan renksiz lavsonit kristali. Muskovit dilinimleri boyunca yerleşmiş olduğu görülen

grafit. Doğru ışık. Örnek no: 84. b. Yüksek girişim rengi sergileyen lavsonit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 84. c. Işınsal bir yapı sergileyen, ince uzun levhalar şeklindeki kloritoyid mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 790. d. Sağdaki ince uzun levhalardan farklı şekilde olan, c-eksenine dik kloritoyid (solda). Doğru ışık. Örnek no: 7133.....70

Şekil 4.33. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Buruşma klivajı boyunca yönlenmiş fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 765. b. Altıgen, yarı öz şekilli ve öz şekilsiz, leylak mavisi pleokroizma gösteren glokofan mineralleri. Birbirini kesen iki yönde gelişmiş dilinimlere sahip. Yeşil renkli pleokroizma gösteren klorit minerali, ortada üstte. Doğru ışık. Örnek no: 791. c. Yüksek girişim renkleri gösteren glokofan kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 791. d. Anormal mavi girişim rengi sergileyen klorit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 791. Fng, fengit; Kvs, kuvars, Kl, klorit; Gl, glokofan71

Şekil 4.34. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Fengit ve kuvarşça zengin seviyeler ardalanmalı olarak gözlenmektedir. Kuvarşlar etkin deformasyon kuvvetleri altında uzayarak rekristalize olmuş ve kuvarş bantları meydana gelmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 759. b. Matriksi oluşturan ufak taneli kuvarş ve fengit mineralleri. Fengitler foliasyona paralel olarak uzanmaktadır. Çapraz ışık. Örnek no: 791. c. Deformasyon neticesinde kırılarak hafifçe yuvarlanmış, zeytin yeşili renginde pleokroizması olan turmalin minerali. Doğru ışık. Örnek no: 791. d. Kıvrımlanmış fengit mineralinin dilinimleri boyunca yerleşmiş grafit minerali. Doru ışık. Örnek no: 791. Fng, fengit; Kvs, kuvarş; Tr, turmalin; Grft, grafit.73

Şekil 4.35. Sarıkaya Metagraniti, a. Jadeyit porfiroblastları. Doğru ışık. Örnek no: 795. b. Fengit ve kuvarştan oluşan ufak taneli matriks içinde jadeyit porfiroblastları. Çapraz ışık. Örnek no: 795. c. Birbirine neredeyse dik olan iki yönlü dilinimin gözlendiği jadeyit porfiroblastı. Doğru ışık. Örnek no: 758. d. Fengit ve deformasyon ikizi gösteren feldspat kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 758. Jd, jadeyit; Fng, fengit; Kvs, kuvarş.74

Şekil 4.36. Sarıkaya Metagraniti, a. Jadeyit porfiroblastlarını sarmalayan matriks içinde fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 792. b. Kuvarş ve feldspat mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 792. c. Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde S-C yapısı. Çapraz ışık. Örnek no: 780. d. Kocasu Formasyonu şistlerinde jadeyit, kloritoyid, glokofan ve fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 780.....76

- Şekil 4.37.Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde, a. Öz şekilli, altıgen ve poikiloblastik doku sergileyen glokofan mineralleri. iki yönde birbirini kesen dilinimleri vardır. Doğru ışık. Örnek no: 745. b. Soldaki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü. c. C-eksenine paralel glokofan kristalleri. Tek yönde dilinimler belirgin. Poikiloblastik dokulu. Doğru ışık. Örnek no: 745. d. Soldaki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü.77
- Şekil 4.38. Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde, a. Kloritoyid ve lavsonit kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 780. b. Lavsonit krisitalinde çift yönde gelişmiş dilinim. Doğru ışık. Örnek no: 780. c. Foliasyon düzlemlerini kesecek şekilde post-tektonik olarak gelişmiş poikiloblastik lavsonit kristali. Çapraz ışık. Örnek no: 745. d. C-eksenine paralel glokofan krsitali Tek yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Çapraz ışık. Örnek no: 780..... 79
- Şekil 4.39. a. Kocasu Formasyonu şistlerinde kuvars seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 776. b. Kocasu Formasyonu şistlerinde turmalin minerali. Doğru ışık. Örnek no: 776. c. Kocasu Formasyonu metabazitlerinde glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 797. d.Kocasu Formasyonu metabazitlerinde lavsonit ve sfen mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 7102.....81
- Şekil 4.40. a. Kocasu Formasyonu metabazitlerinde lavsonit, glokofan ve klorit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 761. b. metabazitlerde sfen minerali. Doğru ışık. Örnek no: 7105. c. Metakuvarsitlerde rekristalize kuvars ve grafit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 795. d. Soldaki görüntünün çapraz ışık altındaki görünümü.82
- Şekil 4.41. Kocasu Formasyonu metariyolit ara katkılarına ait mikroskop fotoğrafları, a. Jadeyitçe zengin seviyeler. Jadeyitler foliasyona paralel olarak dizilmişlerdir. Doğru ışık. Örnek no: 8201. b. Jadeyit psödomorfu. Jadeyit psödomorfunun merkezinde K-feldspat gözlenmektedir. Beyaz ışık. Örnek no: 8201. c. Sağ üst köşedeki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü. d. K-feldspat porfiroklastı sınırları içinde, merkezde jadeyit porfiroblastı. Çapraz ışık. Örnek no: 8201.84
- Şekil 4.42. a. Metariyolitlerin ince kesitlerinde gözlenen K-feldspat porfiroklastları. Milonitik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 8198. b. F-feldspat porfiroklastında Baveno İkizi. Çapraz ışık. Örnek no: 8201. c. Kuvarsça zengin seviyeler daha ufak taneli K-feldspat ve fengitçe zengin seviyelerle ardalanır. Çapraz ışık. Örnek no: 8201. d.

Kocasu Formasyonu metabazit merceklerinin ince kesitlerinde gözlenen glokofan, lavsonit ve sfen mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7103.....	86
Şekil 4.43. Kocasu Formasyonu'ndaki metabazit merceklerin ince kesitlerinde gözlenen a. Lavsonit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 748. b. Lavsonit ve sfen mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7105. c. Plajioklas porfiroklastı. Çapraz ışık. Örnek no: 7105. d. Glokofan mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 782.....	87
Şekil 4.44.a. Kocasu Formasyonu'ndaki metabazit merceklerinin ince kesitlerinde gözlenen glokofan, lavsonit ve klorit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 749. b. İnönü Mermeri'nin ince kesitlerinde gözlenen kalsit mineralleri. Basınç ikizlerinin geliştiği gözlenmektedir. Tek tük rastlanılan kuvars ve fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. c. Basınç ikizlerinin gözlendiği kalsit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. d. Fengit mineralleri ile belirginleşen yönlü doku. Çapraz ışık. Örnek no: 777.....	89
Şekil 4.45. a. Milonitik doku. Glokofan ve lavsonit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7114. b. Yönlü doku üzerine gelişmiş post-tektonik glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 826. c. Kıvrımlanmış rekristalize kuvars bantları. Çapraz ışık. Örnek no: 826. d. Lavsonit ve çok ufak taneli glokofan mineralleri. Milonitik doku. Doğru ışık. Örnek no: 8173.....	92
Şekil 4.46. a. Yüksek girişim renklerine sahip lavsonitler. Çapraz ışık. Örnek no: 8173. b. Ovacık Kompleksi metagarbro blokunda gözlenen glokofanlar. Doğru ışık. Örnek no: 7137. c. Yarı öz şekilli glokofan kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 7137. d. Dünitlerde olivin kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 8166.....	94
Şekil 4.47. a. Dünitlerde kırıklı çatlaklı dokuya sahip olivin kristalleri. Çapraz ışık. örnek no: 8166. b. Dünitlerde ortopiroksen kristalleri. Dilinimlere göre paralel sönme göstermektedir. Dilinimlerde bükülmeler vardır. Çapraz ışık. Örnek no: 8166. c. Dünitlerde gözlenen spineller. Doğru ışık. Örnek no: 8166. d. Dünitlerde serpantinleşmiş kısımlardan hazırlanan ince kesitlerde gözlenen tipik ağsı doku. Çapraz ışık. Örnek no: 873.....	96
Şekil 4.48. a. Dünitlerde serpantinleşmiş kısımlardan hazırlanan ince kesitlerde ağsı doku içinde kalık piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 7120. b. Bazik volkaniklerde, çubuk şeklindeki plajioklasların ufak taneli bir matriks içinde gelişi güzel dağıldığı kalık volkanik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 8122. c. Volkanik kırıntıların	

glokofanlı bir matriksle sarmalanması. Doğru ışık. Örnek no: 728. d. Volkanik kırıntılarının içinde ufak, saçılmış plajioloklas kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 729.97	
Şekil 4.49. a. Volkanik kırıntılar ile matriks sınırı üzerinde gelişen glokofan kristali. Doğru ışık. Örnek no: 728. b. Metakarbonatlardaki kalsitlerde basınç ikizi. Çapraz ışık. Örnek no: 786. c. Metakarbonatlarda öz şekilsiz kuvars kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. d. Radyolaryalı çörtlere, deforme radyolaryalar. Doğru ışık. Örnek no: 8105.....	99
Şekil 4.50.a. Q-J diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988). b. Q-Jd-Eg sodik piroksen sınıflandırma üçgen diyagramı. Analizi yapılan tüm sodik piroksenlerin jadeyit alanında yer aldığı görülür. $Q=Ca+Mg+Fe^{+2}$; $J=2Na$; Jd, jadeyit; Eg, egirin; Quad, Ca-Mg-Fe piroksenler (En, Fs, Di, Hd).	100
Şekil 4.51. $(Ca + Na)_B - Na_B$ diyagramında (Mogessie ve diğ., 1990) analizleri yapılan amfiboller, sodik amfibol alanında yer almaktadır.	123
Şekil 4.52. Na-Si (p.f.u.) diyagramında (Leake ve diğ., 1997) analizleri yapılan tüm amfiboller Glokofan/ Ribekit alanına düşmüştür.	123
Şekil 4.53. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ ve $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ diyagramında (Leake ve diğ., 1997) analizleri yapılan tüm amfiboller glokofan alanında yer almaktadır.	124
Şekil 4.54. Si (p.f.u) - Fe+Mg+Mn (p.f.u.) diyagramında fengitlerin kompozisyonu. Diyagramda ideal celadonit-muskovit ayırımı çizgisi yer almaktadır.	124
Şekil 4.55. Kloritlerin kimyasal kompozisyonunu gösteren $Fe/(Fe+Mg) - Al/(Al+Fe+Mg)$ diyagramı.....	125
Şekil 4.56. Kloritoyidlerde $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ dağılımının yer aldığı diyagram.....	126
Şekil 4.57. Kocasu Formasyonu metariyolitlerindeki feldspatların ortoklas uç üyesini temsil ettiğini gösteren Al-An-Or üçgen diyagramı.....	126
Şekil 4.58. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğin modal analizine göre hesaplanan kayaç kimya kompozisyonu kullanılarak THERIAK-DOMİNO programında hesaplanan basınç-sıcaklık pseudosection grafiği. Grafik üzerinde, kayacın sahip olduğu jadeyit + glokofan + kloritoyid + lavsonit + fengit + kuvars mineral parajenezine göre temsil edildiği alan turuncu renkle gösterilmiştir. Bu alanın temsil ettiği sıcaklık ve basınç koşulları $415\pm 65^\circ C$ ve 24 ± 1.5 kb'dır. Grafik üzerinde numaralarla temsil edilen mineral denge reaksiyonları aşağıda Tablo 4.7'de verilmiştir.	128

Şekil 4.59. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğin jeokimya analizine (ICP-MS) göre hesaplanan kayaç kimya kompozisyonu kullanılarak THERIAK-DOMINO programında hesaplanan basınç-sıcaklık pseudosection grafiği. Grafik üzerinde, kayacın sahip olduğu jadeyit + glokofan + kloritoyid + lavsonit + fengit + kuvars mineral parajenezine göre temsil edildiği alan turuncu renkle gösterilmiştir. Bu alanın temsil ettiği sıcaklık ve basınç koşulları $440\pm 100^{\circ}\text{C}$ ve 23 ± 3.5 kbardır. Grafik üzerinde numaralarla temsil edilen mineral denge reaksiyonları aşağıda Tablo 4.8’de verilmiştir.	129
Şekil 4. 60. Jeokimya analizleri yapılan örneklerin stratigrafik konumları.	134
Şekil 4.61. Sarıkaya Metagraniti’ne ait SiO_2 (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	136
Şekil 4.62. Sarıkaya Metagraniti’ne ait SiO_2 (%) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	137
Şekil 4.63. Magmatik kayaçların adlandırılmasında kullanılan TAS diyagramı (Middlemost, 1985).	138
Şekil 4.64. Magmatik kayaçların adlandırılmasında kullanılan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).	139
Şekil 4.65. AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{FeO}(\text{t}) - \text{MgO}$) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).	140
Şekil 4.66. Kalk-alkalen magmaların sınıflandırılmasında kullanılan $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).	140
Şekil 4.67. Magmatik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan A/CNK-A/NK diyagramı (Shand, 1947).	141
Şekil 4.68. Magmatik kayaçlar için metaandezit, metabazit, metagrovak, metapelit kaynak alan ayırt diyagramları (Altherr ve Siebel, 2002).	142
Şekil 4.69. a. İlkse mantoya göre normalize edilmiş değerlerin (McDonough ve diğ., 1991) kullanıldığı örümcek diyagramı. b. Kondrite göre normalize edilmiş değerlerin (Sun ve diğ., 1980) kullanıldığı örümcek diyagramı. c. MORB’a göre normalize edilmiş değerlerin (Pearce, 1983) kullanıldığı örümcek diyagramı. Üst ve alt kabuk kompozisyonunu temsil eden iz element değerleri, Taylor ve McLennan (1995)’dan alınmıştır.	144
Şekil 4.70. Magmatik kayaçların temsil ettikleri tektonik ortamın saptanmasında kullanılan diyagramlar (Maniar ve Piccoli, 1989). IAG, ada yayı garniti; CAG, kıtasal yay graniti; CCG, kıtasal çarpışma graniti; POG, post orojenik granit; RRG,	

rift ile ilişkili granit; CEUG, kıtasal epiorojenik granit; OP, okyanusal plajiogranit.	145
Şekil 4.71. a. Çarpışma ile ilişkili granitleri (syn-COLG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve okyanus ortası sırt granitlerini (ORG) birbirinden ayırmada kullanılan Y+Nb-Rb, b. Volkanik yay ve çarpışma ile ilişkili granitleri birbirinden ayıran, Y-Nb iz elementlerine dayanan diyagramlar (Pearce, 1984).	146
Şekil 4.72. Okyanus ortası sırt granitine göre normalize edilmiş iz elementlerin iz düşürüldüğü örümcek diyagramı. Diyagram üzerinde Sarıkaya Metagraniti ile birlikte Pearce (1984)'ten alınan birer volkanik yay ve levha içi graniti analizi karşılaştırma amaçlı kullanılmıştır.	146
Şekil 4.73. Alt ve üst metabazit örneklerinin Zr değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.....	151
Şekil 4.74. Alt ve üst metabazit örneklerinin Zr değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.	152
Şekil 4.75. Volkanik kayaların adlandırılmasında kullanılan Nb/ Y – Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).	154
Şekil 4.76. Subalkali bazalt özelliğindeki alt metabazitlerden 7103, 7104 ve 7105 nolu örnekler kalk-alkalin alanında diğerleri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında; üst metabazitlerden 769 ve 770 nolu örnekler toleyitik, diğerleri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında yer aldığı gözlenmektedir, Cr – V diyagramı (Miyashiro ve Shido, 1975).	154
Şekil 4.77. Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflandırmada kullanılan Zr – Ti diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). Örneklerden 781, 782 ve 8146 (üst metabazitler) volkanik yay; alt metabazitlerden 752, 763 ve 797 nolu örnekler levha-içi; diğer tüm örnekler okyanus ortası sırt bazaltı (MORB) alanına düşmektedir.	155
Şekil 4.78. Bazaltların tektonik ortamının saptanmasında kullanılan Zr – Zr/ Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979). Diyagramda ada yayı toleyitleri, okyanus ortası sırt ve levha içi bazaltları ayırt edilir.	156
Şekil 4.79. Bazaltların oluştukları tektonik ortamı belirlemede kullanılan Ti/ 100 – Zr – Y*3 diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A alanı, ada yayı toleyitlerini; B alanı, okyanus ortası sırt bazaltlarını; ada yayı ve kalk-alkali bazaltlarını; C alanı, kalk- alkali bazaltlarını; D alanı, levha içi bazaltlarını temsil etmektedir.	156

- Şekil 4.80. Bazaltları tektonik ortamlarına ayırmada kullanılan $Zr/4 - Nb*2 - Y$ diyagramı (Meschede, 1986). Diyagramda AI alanı, levha içi alkali bazaltlarını; AII alanı, levha içi alkali bazaltlarını ve levha içi toleyitlerini; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarını; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltlarını temsil etmektedir. 157
- Şekil 4.81. Volkanik yay bazaltları ile okyanus ortası sırt bazaltlarını (MORB) birbirinden ayırmada kullanılan $Y - Cr$ diyagramı (Pearce, 1982). Diyagramda VAB, volkanik yay bazaltlarını; MORB, okyanus ortası sırt bazaltlarını; WPB, levha içi bazalt alanlarını temsil etmektedir..... 158
- Şekil 4.82. Bazaltları tektonik ortamına göre adlandırmada kullanılan $Ti - V$ diyagramı (Shervais, 1982). Diyagram üzerinde MORB, okyanus ortası sırt bazaltlarını; BAB, yay ardı havza bazaltlarını temsil etmektedir..... 159
- Şekil 4.83. Pearce (1983)' den alınan MORB normalizasyon değerlerine göre alt metabazitlerin örneklerin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramlar. 160
- Şekil 4.84. Pearce (1983)' den alınan MORB normalizasyon değerlerine göre üst metabazit örneklerinin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramlar. 161
- Şekil 4.85. Metariyolitlere ait SiO_2 (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar. 163
- Şekil 4.86. Metariyolitlere ait SiO_2 (%) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar. 164
- Şekil 4.87. Magmatik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan $Nb/ Y - Zr/ Ti$ diyagramı (Pearce, 1996). 165
- Şekil 88. SiO_2-FeO/MgO değerlerinin kullanıldığı, kalk-alkali ve toleyitik serilerin ayrılmasında kullanılan diyagram (Miyashiro, 1974). Diyagram üzerinde metariyolitler kalk-alkali alana düşmüştür. 166
- Şekil 4.89. Magmatik kayaçlar için metaandezit, metabazit, metagrovak, metapelit kaynak alan ayırt diyagramları (Altherr ve Siebel, 2002)..... 167
- Şekil 4.90. Metariyolitlerin, üst ve alt kabuk bileşimine göre karşılaştırıldığı örümcek diyagramlar. a. İksel mantoya göre normalize edilmiş değerlerin (McDonough ve diğ., 1991) kullanıldığı örümcek diyagramı. b. Kondrite göre normalize edilmiş

değerlerin (Thompson, 1982) kullanıldığı örümcek diyagramı. c. MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin (Pearce, 1983) kullanıldığı örümcek diyagramı. Üst ve alt kabuk kompozisyonunu temsil eden iz element değerleri, Taylor ve McLennan (1995)'dan alınmıştır.	168
Şekil 4.91. a. Çarpışma ile ilişkili granitleri (syn-COLG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve okyanus ortası sırt granitlerini (ORG) birbirinden ayırmada kullanılan Y+Nb-Rb, b. Volkanik yay ve çarpışma ile ilişkili granitleri birbirinden ayıran, Y-Nb iz elementlerine dayanan diyagramlar (Pearce, 1984). 169	169
Şekil 4.92. Okyanus ortası sırt granitine göre normalize edilmiş iz elementlerin iz düşürüldüğü örümcek diyagramı.	169
Şekil 4.93. Volkanik kayaların sınıflandırılmasında kullanılan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).	173
Şekil 4.94. Subalkali bazaltları toleyitik ve kalk-alkalin serilere ayırmada kullanılan Cr – V diyagramı (Miyashiro ve Shido, 1975).	173
Şekil 4.95. Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflandırmada kullanılan Zr – Ti diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). Diyagramda volkanik yaya, MORB (okyanus ortası sırt bazaltı) ve levha içi bazaltlar ayırt edilir.....	174
Şekil 4.96. Y-Cr diyagramı (Pearce, 1982). Diyagramda VAB, volkanik yay bazaltlarını; WPB, levha içi bazaltlarını; MORB, okyanus ortası sırt bazaltlarını; IAT, ada yayı toleyitlerini; CAB, kalk-alkali bazaltlarını temsil etmektedir.....	175
Şekil 4.97. Bazaltların tektonik ortamının saptanmasında kullanılan Zr – Zr/ Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979). Diyagramda ada yayı toleyitleri, okyanus ortası sırt ve levha içi bazaltları ayırt edilir.....	175
Şekil 4.98. Bazaltları tektonik ortamlarına ayırmada kullanılan Zr/ 4 – Nb*2 – Y diyagramı (Meschede, 1986). Diyagramda AI alanı, levha içi alkali bazaltlarını; AII alanı, levha içi alkali bazaltlarını ve levha içi toleyitlerini; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarını; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltlarını temsil etmektedir.	176
Şekil 4.99. Pearce (1983)'ten alınan MORB normalizasyon değerlerine göre volkanik blok örneklerinin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramlar. MORB'un kimyası diyagramda y=1 çizgisi ile temsil edilmektedir. a. MORB'a göre Th-Y arasındaki elementlerde gözlenen zenginleşme, bu örneklerin	

levha içi ortama ait olmaları ile açıklanır. b. MORBve volkanik yay örnekleri. c. Boninit örnekleri.	177
Şekil 4.100. Binoküler mikroskop altında ayıklanan zirkonların genel görünümleri... 181	181
Şekil 4.101. Sarıkaya Metagraniti'ne ait analizi yapılan zirkonlardan 6 zirkon kristalinin katoduluminisans görüntüsü. Kırmızı elipsler, prob yapılan analiz alanlarını temsil etmektedir.....	181
Şekil 4.102. Sarıkaya Metagraniti'ndeki zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.	182
Şekil 4.103. Beyce Şistleri'nden ölçülen 87 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.	184
Şekil 4.104. Sarıkaya Metagraniti'nden ölçülen 34 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı. Ortalama foliasyonun konumu 220, 38'dir.....	185
Şekil 4.105. Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu'ndan ölçülen toplam 757 adet foliasyon ölçüsünün birlikte gösterildiği nokta (a) ve kontur diyagramı.....	186
Şekil 4.106. Ovacık Kompleksi'nin matrisinden ölçülen 55 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.	187
Şekil 4.107. a. İnönü Mermeri'ndeki lineasyonlardan genel görünüm. Foliasyon, 150, 53; lineasyon, 200, 34. GPS: 15943, 91029. b. İnönü Mermeri içinde ara seviyeler halinde gözlenen metasilttaşlarındaki lineasyonlardan genel görünüm. Foliasyon, 177, 40; lineasyon, 225, 25. GPS: 15033, 90595.....	188
Şekil 4.108. Beyce Şistleri'nden ölçülen 18 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.....	189
Şekil 4.109. Sarıkaya Metagraniti'nden ölçülen 16 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.	190
Şekil 4.110. Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri'nden ölçülen toplam 110 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.	191
Şekil 4.111. Ovacık Kompleksi'ne ait 16 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.....	192
Şekil 4.112. İnceleme alanında harita ölçeğindeki kıvrım eksenlerini gösteren jeoloji haritası.	194
Şekil 4.113. Beyce Şistleri içinde benzer tip kıvrımlar. GPS: 23191, 91422.	194
Şekil 4.114.a. Kocasu Formasyonu'nun şistlerindeki kıvrımlardan genel görünüm. b. 10 adet kıvrım eksen düzlemi ölçüsünün kullanıldığı kontur diyagram. c. 11 adet	

kıvrım eksen çizgisinin kullanıldığı nokta diyagramı. Schmidt ağı alt yarım küresi.	195
Şekil 4.115. Kocasu Formasyonu şistlerinde gözlenen Z-şekilli kink kıvrımı. Foliasyonun doğrultu ve eğimi 186, 28'dir. GPS: 21 104, 90 394.	195
Şekil 4.116. Kocasu Formasyonu şistlerinde gözlenen izoklinal kıvrım özelliği sergileyen kuvars damarı. Foliasyonun doğrultu ve eğimi 210, 28'dir. GPS: 21 195, 90 404.....	196
Şekil 4.117. Kocasu Formasyonu şistlerinde S-tipi asimetric kıvrımlar. a. Kıvrımlanmış kuvars damarı. b. Kıvrımlanmış koyu gri renkli metakuvarsit ara seviyesi. GPS: 21 977, 91 003.....	197
Şekil 4.118. Kocasu Formasyonu şistleri içinde ara seviye halinde gözlenen kıvrımlanmış metakuvarsit seviyesi. Kıvrımları kesen bir kuvars damarının sonraki bir deformasyon evresinde kıvrımlandığı gözlenmektedir.	198
Şekil 4.119.a ve b. İnönü Mermeri'ne ait kıvrımlardan genel görünüm. c. İnönü Mermeri'nden ölçülen 10 adet kıvrım eksen düzleminin gösterildiği kontur diyagram. d. İnönü Mermeri'ne ait 12 adet kıvrım eksen çizgisinin gösterildiği nokta diyagram. Schmidt ağı alt yarım küre.	199
Şekil 4.120. İnceleme alanının fay haritası.	200
Şekil 4.121. Ovacık Kompleksi ile alttaki mavişist topluluğu arasındaki tektonik sınırın, inceleme alanının batısında ve doğusunda biri bindirme, diğeri düşük açılı normal fay olmak üzere iki farklı karakter sergilediğini gösteren şematik şekil ve ilgili stereonet ile fotoğraflar.	201
Şekil 4.122. Göltarla batısındaki vadi içinde yüzeylenen Beyce Şistleri'nde gözlenen asimetric kuvars kıvrımı. Kıvrımın asimetrisinden yararlanarak, makaslama yönünün güneye eğimli zon boyunca güneye doğru olduğu ortaya konulmuştur.	202
Şekil 4.123. Alıçlıgedik Tepe batısında, Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile İnönü Mermeri'nin fay zonu boyunca yan yana geldiğini gösteren fotoğraf. Fotoğrafın solundaki çıplak alanlarda, İnönü Mermeri; solundaki örtülü alanlarda Kocasu Formasyonu'nun şistleri yüzeylenir.	203
Şekil 4.124. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen dokular. a. Kayacın dokusuna ait genel görünüm. Doğru ışık. Örnek no: 7133. b. Kayacın karmaşık dokusundan genel görünüm. Çapraz ışık. Örnek no: 7133. c. ve d. Kıvrımlanmış fengitik muskovit ve muskovit dilinmelerine paralel yerleşmiş grafit mineralleri. Çapraz ışık.	

- Örnek no: 7133. e. Çevresini sarmalayan dokudan farklı bir iç yapı sergileyen porfiroklast. Doğru ışık. Örnek no. 8193. Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Fng: Fengit, Kld: Kloritoyid.....206
- Şekil 4.125. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Makaslamaya uğramış bir glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 7132. b. Kıvrımlanmış yapı üzerine gelişmiş post-tektonik bir lavsonit kristali. Doğru ışık. Örnek no: 7133. c. S1 ve S2 yapılarını kesen post-tektonik jadeyit minerali. Örnek no: 8193. Gl: Glokofan, Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Jd: Jadeyit.....207
- Şekil 4.126. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Makaslamaya uğramış bir glokofan minerali sigma yapısı kazanmış. Bu yapıdan ve kesitin yönünden yararlanarak üst blokun GD yönünde hareket ettiği saptanır. Çapraz ışık. Örnek no: 7132. b. Kloritoyid kristal sınırları içerisindeki kıvrımlı yapı, kendisini sarmalayan foliasyon düzlemleri içerisinde gözlenmemektedir. Ana foliasyon düzlemlerine göre pre-tektonik bir porfiroblasttır. Doğru ışık. Örnek no: 7134. c. S1 ve S2 yapılarını kesen post-tektonik jadeyit minerali. Örnek no: 8193. Gl: Glokofan, Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Jd: Jadeyit.....209
- Şekil 4.127. Sarıkaya Metagraniti'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Metamorfizma sırasında gelişen jadeyitler, kayaçtaki kuvars ve muskovitleri kapantı olarak içine alırken, matriksteki kuvars ve muskovitler büyümeye devam etmişlerdir. Çapraz ışık. Örnek no: 792a. b. Uzayarak budinleşen jadeyit minerali. Budinleşme ile kopan bölgelerde kuvars rekkristlizasyonu deformasyon ile eş yaşlı geliştiğinden uzamaya paralel bantlaşmalar meydana getirmiştir.Çapraz ışık. Örnek no: 758a. c. Kıvrım tepesinde budinleşmiş bir jadeyit kristali. Örnek no: 859. Jd: Jadeyit, Kvs: Kuvars, Fng: Fengit.....210
- Şekil 4.128. Kocasu Formasyonu şistlerinin ince kesitlerinde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Tipik S-C yapısı. Lavsonit ve kloritoyid mineralleri S düzlemleri ile sarmalanmaktadır. Daha sonra gelişen C düzlemleri, S düzlemlerini keser. Doğru ışık. Örnek no: 880. b. Glokofan minerali ana foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde uzayarak budinleşmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 880. c. Lavsonit mineralinde uzama deformasyonu neticesinde bölünme meydana gelmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 744.....212
- Şekil 4.129. Metariyolitlerin ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Belirgin milonitik foliasyon. Rekrystalize kuvars kristallerinden oluşan bantlar ve

bu bantların sarmaladığı K-feldspat porfiroklastları. Çapraz ışık. Örnek no: 201. b. K-feldspat krsitali köşesinden itibaren daha ufak boyutlu tanelere dönüşerek rekristalize olmaya başlamış. .Çapraz ışık. Örnek no: 201a. c. Kıvrım tepesinde budinleşmiş bir jadeyit kristali. Örnek no: 859. Jd: Jadeyit, Kvs: Kuvars, Kfds: K-feldspat.	213
Şekil 5.1. Beyce Şistleri'nin köken kayaları olan grafit, şeyl birimlerinin olası çökelme ortamları (göl, lagün ve kıta şelfi) gösteren şematik blok diyagram.....	216
Şekil 5.2. Türkiye güneyinde yüzeylenen Paleozoyik yaşlı birimlerin lokasyonlarını gösteren harita (Göncüoğlu ve Kozur, 2000).	217
Şekil 5.3. Sandıklı bölgesinin Paleozoyik stratigrafisi (Gürsu ve Göncüoğlu, 2001)...	219
Şekil 5.4. Rheic Okyanusu'nun açılmasını ve Beyce Şistleri'nin olası oluşum ortamını gösteren şematik şekiller. Açıklama için metne bakınız.	220
Şekil 5.5. Beyce Şistleri ile Sarıkaya Metagraniti'nin ilişkisini gösteren ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.	221
Şekil 5.6. Yitim ile eş yaşlı olarak gelişen yay ardı havza ve bununla ilişkili magmatizma.	221
Şekil 5.7. Yitimden bağımsız olarak gelişen rift magmatizması. Manto bölgesinde daha önceki yitim bileşenleri kalık olarak korunmaktadır.	222
Şekil 5.8. Geç Paleozoyik granitoid ve Kadomiyen/ Pan Afrikan metamorfik kayaların yüzeylendiği lokasyonları gösteren Türkiye tektonik haritası (Okay ve diğ., 2008).	223
Şekil 5.9. Iapetus Okyanusu'nun güneye, Gondwana'nın altına doğru yitimi ile gelişmiş Kadomiyen Yayı (650-560 My)'nin şematik gösterimi.	224
Şekil 5.10. Iapetus Okyanusu'nun kapanmasını takip eden süreçte açılan Rheic Okyanusu'nun konumu, Erken Silüriyen (Nance ve diğ., 2010).	225
Şekil 5.11. Ordovisiyen granitoidlerinin Orta Avrupa'da dağılımı (Von Raumer ve diğ., 2002; Okay ve diğ., 2008).	226
Şekil 5.12. Sarıkaya Metagraniti'nin, Üst Ordovisiyen'de Rheic Okyanusu'nun açılmasına öncülük eden riftleşme ile ilişkili magmatizma sırasında geliştiğini gösteren blok diyagram.	227
Şekil 5.13. Kocasu Formasyonu'nda gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.	228

Şekil 5.14. Erken Triyas'ta, Gondwana'nın kuzey kenarının, litosferik gerilme neticesinde riftleşmesi. Gelişen havzada Kocasu Formasyonu'nu temsil eden, bimodal rift volkanizması ile birlikte kırıntılı istif.....	231
Şekil 5.15. İnönü Mermeri'nde gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.	231
Şekil 5.16.a. İnönü Mermer'inin karbonat platformu olarak kıta kenarında çökelişini, b) İnönü Mermeri'ndeki çört ara seviyelerinin gelişimini gösteren şematik şekiller.	233
Şekil 5.17. Devlez Formasyonu'nda biriminde gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.	235
Şekil 5.18. Ofiyolitik melanjın ve ofiyolitlerin yerleşimi ile, platformda bükülme ile ön ülke gelişimi. Bükülen platformda oluşan gerilme ile incelen litosferde kırıntılılarla birlikte levha içi magmatizmanın gelişimi.	235
Şekil 5.19. Ovacık Kompleksi biriminde gözlenen farklı blokların gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.	236
Şekil 5.20. Okyanusal adanın kenarlarında yamaç molozu oluşumu.....	237
Şekil 5.21. Ovacık Kompleksi'nin tektono-magmatik evrimi. a. Erken Kretase'de okyanus adası ve yay toleyitlerinin konumu. b. Okyanus adası ve yay toleyitlerinin yitim yığışım kompleksine eklenmesi ile Ovacık Kompleksi'nin oluşumu.	240
Şekil 5.22. Anatolid-Torid kıta kenarının oblik yitimi. Aynı kıta kenarı birimlerinde farklı derinliklerde meydana gelen mavişist metamorfizması.	243
Şekil 5.23. İnceleme alanındaki birimlerdeki β kıvrım eksenlerinin ve lineasyonlarının stereonet üzerinde birlikte gösterimi (KİD: Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu).	245
Şekil 5.24. İnceleme alanındaki birimlerin mavişist metamorfizması, mavişist metamorfizmasından önce ve sonra gelişen yapılarla temsil edilen deformasyon fazları arasındaki ilişkiyi gösteren evrim modeli. Açıklama için metne bakınız. .	247

TABLO LİSTESİ

Tablo 4.1. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	101
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	102
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	103
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	104
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	105
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	106
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	107
Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	108
Tablo 4.2. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	109
Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	110
Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	111
Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	112
Tablo 4.3. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	113
Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	114
Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.	115

Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	116
Tablo 4.4. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	117
Tablo 4.4'ün devamı. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	118
Tablo 4.4'ün devamı. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	119
Tablo 4.5. Kocasu Formasyonu metariyolitlerini temsil eden 8201 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	120
Tablo 4.5'in devamı. Kocasu Formasyonu metariyolitlerini temsil eden 8201 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.....	121
Tablo 4.6. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğe ait modal ve ICP-MS ana element analiz sonuçları.....	127
Tablo 4.7. Şekil 4.58'de verilen diyagramda rakamlarla temsil edilen eğrilere ait mineral denge reaksiyonları. Kısaltmalar: GLO, Glokofan; KL, Klorit; Kln, Kaolinit; Lvs, Lavsonit; Kar, Karfolit; Kvs, Kuvars; KLTD, kloritoyid; Dsp, Diyaspor; Jd, Jadeyit; Koez, Koezit.	130
Tablo 4.8. Şekil 4.59'da verilen diyagramda rakamlarla temsil edilen eğrilere ait mineral denge reaksiyonları. Kısaltmalar: GLO, Glokofan; KL, Klorit; Kln, Kaolinit; Lvs, Lavsonit; Kar, Karfolit; Kvs, Kuvars; KLTD, kloritoyid; Dsp, Diyaspor; Jd, Jadeyit; Koez, Koezit.	131
Tablo 4.9. Sarıkaya Metagraniti'nin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.....	135
Tablo 4.10. Kocasu Formasyonu içinde ara katkılar halinde bulunan metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.....	148
Tablo 4.11. Kocasu Formasyonu'nda ara katkılar halinde bulunan metabazitlerin ve yapısal olarak daha üstte bulunan lens şeklindeki metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.....	149
Tablo 4.12. Kocasu Formasyonu'na ait lens şeklindeki ve Devlez Formasyonu'ndaki metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.....	150
Tablo 13. Metariyolit örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.....	162
Tablo 14. Ovacık Kompleksi'ndeki bazik kökenli blok örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.....	171
Tablo 15. Ovacık Kompleksi'ndeki bazik kökenli blok örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.....	172

Tablo 4.16. Sarıkaya Metagraniti'nden 2292 numaralı örnekten seçilen 8 adet zirkona ait SIMS analiz sonuçları.....	180
--	-----

ÖZET

Pontid-Anatolid Çarpışma Zonundaki Mağmatik ve Metamorfik Kayaçların Petrolojisi ve Yapısal Evrimi, Dursunbey, KB Türkiye.

Bu çalışmanın amacı, Dursunbey bölgesinde yüzeyleyen magmatik ve metamorfik kayaçların petrolojik ve yapısal özelliklerini çalışarak, Pontid-Anatolid çarpışma zonunun tektonik evrimine ışık tutmaktır. İnceleme alanı, Tavşanlı Zonu'nun en batı ucunu temsil eden mavişistlerin yüzeylendiği Dursunbey (Balıkesir) kuzeybatısındadır. Tavşanlı Zonu, bir yitim zonu boyunca manto derinliklerine kadar gömülen ve hızla yükselen pasif kıta kenarına dünyada bilinen en iyi örnektir. Bu çalışma sırasında yapılan bölgesel haritalama sonucunda, Anatolid karbonat platformu altında Paleozoyik yaşlı bir temel tanımlanmıştır.

İnceleme alanının temelini ince bantlı, koyu gri renkli şistlerden meydana gelen Beyce Şistleri oluşturmaktadır. Birim, Sarıkaya Metagraniti ile kesilir. Jeokimyasal özelliklerine göre levha içi granit ve volkanik yay granitleri olarak sınıflanan metagranitin kıtasal bir rift ortamında yerleştiği düşünülmüştür. Bu metagranite ait zirkonlardan, İyon Prob U-Pb yöntemi ile 445.8 ± 8.0 My (Üst Ordovisiyen) kristalizasyon yaşı elde edilmiştir. Dolayısıyla Beyce Şistleri'nin yaşı Üst Ordovisiyen ya da öncesidir.

Beyce Şistleri ve Sarıkaya Metagraniti, Mesozoyik yaşlı bir istif ile uyumsuz olarak üzerlenir. Mesozoyik istif alttan üste doğru Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu'ndan oluşur. Tabanda kuvarsa zengin, kaba kırıntılı bir seviye ile başlayan Kocasu Formasyonu, üste doğru metabazit ve metariyolit ara katkılı açık kahverenkli, şistlerle devam eder. En üstte şistlerle sarmalanan metabazit merceklerinin gözlendiği bir seviye ile sonlanır. Metabazit ve metariyolitlerin jeokimyasal özellikleri levha içi ve volkanik yay magmatizmasını temsil etmektedir. Kocasu Formasyonu'nun rift ile ilişkili silisiklastik volkanik bir istifi (Geç Triyas?) temsil ettiği düşünülür. Birim uyumlu olarak >1300 m'den daha kalın olan bir metakarbonat platformu istifine (İnönü Mermeri, Geç Jura-Geç Kretase) geçer. İnönü Mermeri tabanda şist-metakarbonat ardalanması ile başlar ve dereceli olarak metakarbonatlara geçer. İstifin üstüne doğru metakarbonatlar içinde metaçört ara seviyeleri görülmeye başlar ve metaçört arakatkılarının sıklığı istifin üst bölümüne doğru artış gösterir.

Giderek derinleşen sığ denizel bir ortamı temsil eden metakarbonatların üzerinde, metaçört, metabazit ve metakırıntılı kayalardan oluşan Devlez Formasyonu yer alır. Metabazitlerin jeokimyasal özellikleri levha içi magmatizmasına işaret etmektedir.

Tüm istif, genellikle bir matriksle sarmalanan farklı kaya türlerindeki bloklarından oluşan Ovacık Kompleksi ile tektonik olarak üzerlenir. Bununla birlikte, matriks olmaksızın blokların yan yana bulunduğu da gözlenir. Radyolaryalı metaçört, mermer,

bazik metavolkanik, metagabro, metabazit ve metaserpantin gözlenen blok türleridir. Blokları sarmalayan matriks, deforme olmuş, metamorfizma göstermeyen silisiklastik türbidit ve şeyllerden oluşur. Ovacık Kompleksi içindeki bazik volkanik blokların jeokimya analizleri ile üç farklı tektonik ortam ayırt edilmiştir: levha-içi bazalt (okyanus adası), okyanus ortası sırt bazaltları ve boninitik lav. Ovacık Kompleksi, içerdiği farklı kaya türlerindeki blokları ile bir yitim yığışım kompleksini temsil eder. Miyosen yaşlı volkanikler (Sacayak Volkanikleri) tüm birimleri uyumsuz olarak üzerler.

Ovacık Kompleksi'nin tektonik olarak üzerlediği alttaki tüm birimler mavişist metamorfizmasına uğramıştır. Petrografik incelemeler, mikroprob analizleri ve jeotermobarometre yöntemleri ile birimlerde hakim metamorfizma koşullarının $415\pm 65^{\circ}\text{C}$ ve 24 ± 2.5 kbar ile $444\pm 100^{\circ}\text{C}$ ve 22.6 ± 3.2 kbar olduğu belirlenmiştir. Bu koşullar, mavişist metamorfizmasına uğrayan Paleozoyik - Mesozoyik istifinin 74-79 km manto derinliklerine kadar gömüldüğünü göstermektedir. Ovacık Kompleksi'nde mavişist metamorfizmasına uğradığı belirlenen bloklar ile düşük metamorfizma gösteren blokların birlikte bulunması, yitim zonu boyunca bazı dilimlerin derine gömülüp yükselerek, düşük metamorfizma gösteren eşlenikleri ile yanyana geldiğini göstermektedir.

Birimlerden elde edilen makro ve mikro yapılar kullanılarak toplam 4 deformasyon evresi ayıklanmıştır. D_1 deformasyonu, S_1 foliasyonlarının gelişimi ile ilişkilidir ve sıkışmalı D_2 deformasyonu ile kıvrımlanmıştır. İlk iki deformasyonun (D_1 , D_2), izlerinin, D_3 deformasyonu ile üzerlenmiş olmasına rağmen, kıvrımlanmayı temsil eden yapılar mavişist mineralleri içinde korunmuştur. D_1 ve D_2 deformasyonları, mavişist metamorfizmasından önce yer almıştır ve birimlerin yitim zonu boyunca derine doğru gömülmesi ile ilişkilidir. D_3 deformasyonu, mavişist minerallerinin budinleşmesi ile temsil edilir ve mavişistlerin yüzeylenmesi sırasında gelişmiştir. D_4 , deformasyonu ise üstte Ovacık Kompleksi ile altta Beyce Şistleri, Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri arasında gelişen milonitik bir zonu temsil eder. Makaslama yönü belirteçleri, güneydoğuya eğimli bir zonu boyunca üst blokun (Ovacık Kompleksi) güneye doğru hareket ettiğini göstermiştir. Milonitik zonu, olasılıkla mavişistlerin yüzeylenmesi sırasında meydana gelmiştir.

Özetle, bu çalışmada elde edilen sonuçlarla Türkiye'deki bir kenet zonunun tektonik evriminin anlaşılmasına katkıda bulunmuş ve ilk kez Mesozoyik Anatolide karbonat platformunun tabanında Alt Paleozoyik veya daha yaşlı kıtasal bir temelin varlığı ileri sürülmüştür.

SUMMARY

Petrology and Structural Evolution of Magmatic and Metamorphic rocks of the Pontide-Anatolide Collision Zone, Dursunbey, NW Turkey

The aim of this study is to shed light on the tectonic evolution of the Pontide-Anatolide Collision Zone using petrological and structural data from magmatic and metamorphic rocks exposed in the key, Dursunbey area. The study area is located northwest of Dursunbey (Balıkesir), where blueschists represent the westernmost exposed part of the Tavşanlı Zone. The Tavşanlı Zone is one of the world's best examples of a subducted, then rapidly exhumed continental margin. As a result of regional mapping during this work a Palaeozoic "basement" was discovered beneath the Anatolide carbonate platform for the first time.

The stratigraphic basement, termed the Beyce Schists, is made up of finely banded, dark grey schists. This unit is cut by the Sarıkaya Metagranite. Chemically, this metagranite shows both within-plate and volcanic arc affinities and is thought to have been intruded in a continental rift setting. Ion microprobe U-Pb dating of zircons separated from the metagranite yielded an inferred crystallisation age of 445.8 ± 8.0 Ma (Late Ordovician). The age of the Beyce Schists is, therefore, pre- or syn-Late Ordovician.

The Beyce Schists and the Sarıkaya Metagranite are unconformably overlain by a Mesozoic sequence, made up of the Kocasu Formation, the İnönü Marble and the Devlez Formation. The Kocasu Formation begins with a coarse-grained horizon, rich in quartz pebbles and is followed by pale brown schist intercalated with metabasites and metarhyolites. At the top of the unit schists include lenses of metabasite. The geochemistry of the metabasites and metarhyolites are suggestive of both within-plate-type and volcanic arc-type magmatism. The Kocasu Formation is thought to represent a rift-related siliciclastic sequence and a volcanic unit (Late Triassic?). This unit gradually passes into a metacarbonate platform sequence (İnönü Marble) >1300 m thick (Late Jurassic-Late Cretaceous ?). This begins with schist-metacarbonate alternations, passing gradually into metacarbonates. Metachert intercalations appear in the upper part of the succession, while the uppermost levels of the carbonate are relatively rich in chert of diagenetic replacement origin.

The conformably overlying Devlez Formation comprises metachert, metabasite and metaclastics that are interpreted to represent a transition to a deeper marine environment prior to tectonic emplacement. The geochemistry of the metabasites is suggestive of eruption in a within-plate setting.

The whole sequence is then tectonically overlain by the Ovacık Complex, generally a block-in-matrix-type melange. However, block-against-block fabric without matrix is also present in places. The main block lithologies are radiolarian metachert, marble,

basic metvolcanic rocks, metagabbro, metabasite and metaserpentine. In contrast, the matrix is made up of highly deformed but unmetamorphosed siliclastic turbidites and shales. Geochemical data for the basic volcanic blocks in the melange reveal three distinct eruptive tectonic settings: within-plate (oceanic island type), mid-oceanic ridge and boninitic. The melange of the Ovacık Complex is interpreted as an accretionary prism formed by subduction. Miocene extrusive rocks (Sacayak Volcanics) then unconformably overlie all of the above units.

All of the units structurally beneath the Ovacık Complex have undergone blueschist metamorphism. This took place at $415\pm 65^\circ\text{C}$ and 24 ± 2.5 kbar, to $444\pm 100^\circ\text{C}$ and 22.6 ± 3.2 kbar based on a combination of petrographic study, microprobe analysis and geothermobarometric calculations. Accordingly, the Palaeozoic-Mesozoic sequence was buried to 74-79 km (mantle) depths. Although mostly unmetamorphosed the Ovacık Complex includes some blocks that were metamorphosed to blueschist facies. The co-existence of low-grade-metamorphosed blocks with blueschist facies blocks in the Ovacık Complex is interpreted as the result of mixing of subducted, then exhumed material with other material that was accreted in a subduction trench setting but never deeply buried.

Four deformation phases are recognised using a combination of macro- and micro-structural data that was collected from all of the stratigraphical units. The D_1 deformation relates to formation of a S_1 foliation which was folded by D_2 contractional deformation. Although the first two deformation phases (D_1 and D_2) have been largely obliterated by the D_3 deformation, early fold fabrics are preserved within blueschist metamorphism minerals. D_1 and D_2 are interpreted to be associated with initial accretion of the continental margin lithologies in a subduction trench setting, locally prior to blueschist facies metamorphism. The D_3 deformation, represented by a boudinaged mineral fabric, followed the blueschist facies metamorphism, and is attributed to exhumation of the high-pressure rocks. The fourth deformation event (D_4), is represented by a mylonitic shear zone located between the Beyce Schist below and the Ovacık Complex above. Shear-sense structures indicate top-to-the-south movement along a southeast-dipping shear mylonitic zone that probably developed during exhumation of the high-pressure rocks.

In summary, the results of this thesis improve our understanding of the tectonic development of a key suture zone in Turkey and provide the first clear evidence of the existence of a Lower Palaeozoic or older regional continental basement beneath the Mesozoic Anatolide carbonate platform.

1. GİRİŞ

Orojenik kuşaklarda oldukça sınırlı alanlarda yüzeyleyen mavişistler, yaşlı yitim zonlarını temsil ettikleri için bir bölgenin jeolojik evriminin anlaşılmasında çok önemlidirler. Manto derinliği koşulları doğrudan gözlenemediğinden, mavişistlerin petrojenetik ve yapısal özelliklerinin çalışılmasıyla, oluşumlarında ve yüzeyleyenmesinde rol oynayan süreçler açığa çıkarılabilir.

Türkiye KB'sında, doğu-batı yönünde uzanan ve 350 km'den uzun, yaklaşık 50 km genişliğe (Okay, 1984) sahip olan Tavşanlı Zonu, Pontid – Anatolid çarpışma kuşağında yer alan, çarpışma öncesinde gelişmiş olan bir mavişist kuşağıdır (Okay, 1984). Bu bölgede tanımlanan mavişist istifinin, Üst Kretase'de yitime uğramış Anatolid-Torid Bloku'nun kuzeye bakan pasif kıta kenarı çökellerini temsil ettiği ileri sürülmüştür (Okay, 1984). Tavşanlı Zonu'nda jadeyit, lavsonit, glokofan ve kloritoyid gibi yüksek basınç/ düşük sıcaklık metamorfik minerallerinin çok iyi korunmuş olmasından dolayı, bu zon dünya üzerindeki en iyi mavişist kuşağı olarak bilinir (Okay, 1989).

Tavşanlı Zonu'nun bilinen en iyi stratigrafisi Orhaneli (Bursa) ve çevresindeki yüzeylemelerine aittir (Okay, 1980, 1984, 1986). Bu bölgede mavişistlerin temeli gözlenmez. Tabanda, yaklaşık 1 km kalınlığındaki pelitik ve psamitik şistlerle başlar ve üste doğru birkaç km kalınlığındaki İnönü Mermeri'ne geçer (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002). Mermerlerin üzerinde metabazit ve metaçört ara katkılarının seyrek olarak gözlemlendiği silisli fillitler yer almaktadır (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002). Sivrihisar (Eskişehir)'daki mavişistlerin, lavsonit eklojit mercekleri içeren metabazalt ve metasedimenterlerden (mikaşist, kuvarsit ve mermer) oluştuğu belirlenmiştir (Davis ve Whitney, 2006). Konya kuzeybatısında, Altınekin'de ise, mavişistler Ü.Permiyen-Kretase yaşlı metasedimenterler (mermer, metaçört ve kalkşist) ve bu birimi tektonik olarak üzerleyen ofiyolitik bir melanajla temsil edilir (Droop ve diğ., 2005). Tavşanlı Zonu'nun en batı sınırında ise, Dursunbey kuzeybatısında Gelenduros Dağı ve çevresinde bir mavişist topluluğu yüzeyleyler. Tavşanlı Zonu bu bölgede sonlanır ve daha batıda Bornova Fliş Zonu'na ait kayalar başlar. Gelenduros Dağı ve çevresinde

yüzeylenen mavişistlerin stratigrafisine, petrojenetik ve yapısal özelliklerine dair daha önce yapılmış herhangi bir çalışma bulunmamaktadır. Ofiyolitik bir melanjın tektonik olarak üzerlediği bu mavişistlerin stratigrafik özelliklerinin belirlenmesi, diğer bölgelerde tanımlanan mavişistlerle olan benzerlik ve farklılıklarının ortaya konulması bu tez çalışmasının çıkış noktasını ve ana amacını oluşturmuştur.

İlk yaz sezonunda yürütülen çalışmalarda inceleme alanının stratigrafisinin, bilinen diğer bölgelerdeki mavişistlerin stratigrafik özelliklerinden belirgin farklılıklar sergiledikleri tespit edilmiştir. İlk kez bu çalışmada Tavşanlı Zonu'nun temelinin metagranitik bir intrüzyonun kestiği ince bantlı, koyu gri şistlerden oluştuğu belirlenmiştir. Metagranitin yaşı, hem etkin olan magmatik faaliyetin yaşını vereceğinden hem de birlikte buldukları şistlerin çökme yaşına ilişkin sınırlandırmalar getireceğinden oldukça kritiktir. Diğer taraftan bu granitik intrüzyonun yerleştiği tektonik ortamın belirlenmesi jeolojik evrimin anlaşılmasında çok önemlidir. Temel birimleri uyumsuz olarak üzerleyen şistler içerisinde gözlenen metabazit ve metariyolitlerin varlığı, Anatolid-Torid Bloku'nun mavişist metamorfizmasından önce magmatik bir hareketlilik yaşadığını göstermektedir. Orhaneli'nde ve Sivrihisar'da tanımlanan metabazit seviyelerine ilişkin ayrıntılı jeokimya analizleri elde bulunmadığından nasıl bir tektonik ortamda geliştikleri bilinmemektedir. Bu çalışma kapsamında bazik ve felsik kayaların püskürdükleri tektonik ortamın saptanması da amaçlanmıştır. Diğer taraftan, mavişist kaya topluluğunu tektonik olarak üzerleyen ofiyolitik melanj içindeki volkanik blokların da jeokimyasal özelliklerinden yararlanılarak okyanus kabuğunun tektono-magmatik evrimini tartışmak bu tezin amaçları arasında yer almıştır.

Tavşanlı Zonu'nda batıdan doğuya doğru yüzeylenen mavişistlerde yapılan jeotermobarometrik çalışmalarla kayaçların sırasıyla Orhaneli'nde 79 km, Sivrihisar'da 36-48 km ve Altınekin'de 31-38 km derinliklere kadar gömülerek metamorfizmaya uğradıkları belirlenmiştir (Orhaneli, Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002; Sivrihisar, Davis ve Whitney, 2006; Altınekin, Droop ve diğ., 2005). Farklı bölgelerde belirlenen mavişist metamorfizmasının yer aldığı derinliklere dikkat edildiğinde, batıdan doğuya doğru bir sıglaşma gözlenir. Bu durumda Tavşanlı Zonu'nun en batı ucunu temsil eden inceleme alanındaki mavişistlerin daha derin ya da en azından Orhaneli'ndeki

mavişistler kadar derine gömülmüş olması beklenir. Dolayısıyla bu çalışmada, inceleme alanındaki kayaçların, mavişist metamorfizma koşullarının belirlenmesi ve kaç km derine kadar gömüldüğünün saptanması da amaçlanmıştır.

Altnekin'deki kayaçlarda, mavişist minerallerinin post tektonik olarak kestiği yapılar ve pre-tektonik ilişkili olduğu yapılar olmak üzere iki farklı deformasyon evresi ayırt edilmiştir (Droop ve diğ., 2005). Post-tektonik olarak kesilen yapılar, mavişist metamorfizmasından önce gömülme sırasında gelişmiş ilk deformasyon evresi olarak, pre-tektonik mavişist mineralleri ile ilişkili yapılar mavişist metamorfizmasından sonra, kayaçların derinlerden yüzey koşullarına gelirken gelişen ikinci deformasyon evresi olarak tanımlanmıştır (Droop ve diğ., 2005). Bu çalışmada kayaçların gömülerek mavişist metamorfizmasına uğraması ve yüzeylenmesi sırasında kazandıkları mikroyapıların incelenmesi ve bu sayede farklı deformasyon evrelerinin ayırt edilmesi de hedeflenmiştir.

Bu amaçlar doğrultusunda Dursunbey (Balıkesir) kuzeybatısındaki mavişist kaya grubunun yüzeylendiği ve ofiyolitik bir melanj ile tektonik olarak üzerlendiği yaklaşık 120 km² lik bir alanın 1/ 10 000 ölçekli ayrıntılı yapısal jeoloji haritası yapılmış ve EK 1'de sunulmuştur. Haritalama çalışmaları sırasında inceleme alanının stratigrafisi ortaya konulmuş ve temsili örnekler toplanmış, haritaya işlenmiştir (EK 2). Hazırlanan 350 adet ince kesit üzerinde petrografik çalışmalarla farklı kaya birimlerinin mineral parajenezleri belirlenmiş ve mikroyapısal analizlerle farklı deformasyon evreleri ortaya konulmuştur. Mavişist minerallerinin kimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Edinburgh Üniversitesi'nde (Edinburgh, İskoçya) elektron mikroprob analizleri yapılmış ve ilgili diğer verilerle birlikte mavişist metamorfizmasının sıcaklık-basınç değerleri Theriak-Domino programı kullanılarak elde edilmiştir. Temsil ettikleri tektonik ortamların saptanması amacıyla mavişist metamorfizmasına uğramış metagranit kütesinden ve daha üstteki birimlerde ara seviyeler olarak gözlenen metabazit ve metariyolit örneklerinin Edinburgh Üniversitesi Jeokimya Laboratuvarında XRF yöntemiyle analizleri yapılmış ve analiz sonuçları duraylı elementlere dayalı olarak değerlendirilmiştir. Ayrıca inceleme alanında ilk kez saptanan metagranit intrüzyonunun temsil ettiği magmatik faaliyetin yaşını saptamak amacıyla Ion Probe tekniği ile U-Pb zirkon yaş analizi yapılmıştır.

Bu tez 5 bölümden oluşmuştur. İnceleme alanı ve yakın çevresinde yapılmış olan çalışmalar 2. Bölüm'de anlatılmıştır. Aynı bölüm içerisinde, inceleme alanının bölgesel jeolojik konumu ile coğrafik özellikleri tanıtılmıştır. 3. Bölüm'de bu çalışmada kullanılan yöntemler tanıtılmıştır. 4. Bölüm'de arazi gözlemleri ve laboratuvar çalışmaları ile elde edilen veriler ilgili başlıklar altında verilmiştir. İlk olarak inceleme alanının tektono-stratigrafisi anlatılmıştır. Her bir formasyonun stratigrafik pozisyonu, diğer birimlerle olan ilişkisi ve kaya-türü özellikleri anlatılmıştır. Daha sonra birimlerin petrografik özellikleri verilmiştir. Ardından metamorfik minerallerin kimyası, ilgili sınıflandırma diyagramları kullanılarak anlatılmıştır. İzleyen kısımda metabazik ve meta-asidik kayalardan elde edilen jeokimya analizleri verilmiş ve bu magmatik kayaların nasıl bir tektonik ortamda geliştikleri ilgili tektonik ayırt diyagramları kullanılarak ortaya konulmuştur. Daha sonra metagranitlerden ayıklanan zirkon minerallerinden elde edilen yaş verisi sunulmuştur. İnceleme alanının yapısal jeolojisi, makro ve mikro yapılar olmak üzere iki kısımda incelenmiştir. Elde edilen yapısal analiz sonuçları stereografik yöntemler kullanılarak verilmiştir. 5. ve son bölümde ise inceleme alanındaki birimlerin tektono-stratigrafisi, deformasyon ve metamorfizma tarihçesi ile bazik kökenli volkanik kayaların geliştikleri tektonik ortam ve etkin magmatizmanın yaşı elde edilen veriler ışığında tartışılmakta ve varılan sonuçlar açıklanmaktadır.

2. GENEL KISIMLAR

2.1. BÖLGESEL JEOLJİ

Türkiye, kuzeyde Pontidleri temsil eden Istranca Masifi, İstanbul Zonu, Sakarya Zonu ve daha güneyde Anatolid-Torid Bloku'nu temsil eden Tavşanlı Zonu, Afyon Zonu, Bornova Fliş Zonu, Menderes Masifi ve Toridler olarak adlandırılan çok sayıda birliğin bir araya gelmesinden oluşan tektonik bir mozaik görünümündedir (Şek. 2.1; Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1984; Okay ve Tüysüz, 1999).



Şekil 2.1. Türkiye kuzeybatısındaki kenet kuşaklarını ve bu kenet kuşaklarının ayırdığı kıtasal blokların dağılımını gösteren sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Okay, 1984).

İzmir-Ankara-Erzincan kenedinin kuzeyinde yer alan Pontid tektonik kuşağı Geç Paleozoyik, Geç Triyas ve Orta Jura yaşlı sıkışmalı deformasyonları bulundurmasıyla, güneydeki tektonik birliklerden farklılık gösterir (Ketin, 1966; Şengör ve Yılmaz, 1981).

Istranca Masifi, Çatalca'nın doğusundan başlar ve Bulgaristan içine kadar devam eder (Şek. 2.1). Masif, metagranitlerin kestiği şist ve paragneyslardan oluşan bir kristalin temel ile temsil edilir (Pamir ve Baykal, 1947; Aydın, 1974, 1982; Çağlayan ve diğ., 1988; Okay ve diğ., 1994). Bu temel, Alt – Orta Triyas yaşlı transgresif karasal-sığ denizel metasedimenter bir istif ile uyumsuz olarak üzerlenir (Okay ve diğ., 1994). Masifin kuzeyinde gözlenen doğu-batı uzanımlı Ü.Kretase yaşlı volkano-sedimenter kayaçların, Tetis Okyanusu'nun kuzeye doğru yitimi sırasında bir magmatik yay olarak geliştiği ileri sürülmüştür (Yılmaz ve diğ., 1997). Istranca Masifi, güneydoğuda İstanbul Zonu kayaçları ile sınırlanır. Ancak bu sınırın karakteri, Orta Eosen yaşlı sedimenterlerle örtülü olduğundan bilinmemektedir. Bu sınırın sol yanal bir transform fay olduğu (Batı Karadeniz Fayı) öne sürülmüştür (Okay ve diğ., 1994).

İstanbul Zonu yaklaşık 400 km uzunluğunda ve 70 km genişliğinde olan kıtasal bir bloktur (Şek. 2.1). İstanbul batısında Çatalca civarında başlayan ve doğuda Araç – Daday – İnebolu hattına kadar uzanan bu kıtasal birlik için İstanbul Napı (Şengör ve Yılmaz, 1983), İstanbul Fragmanı (Ustaömer ve Robertson, 1993) ve İstanbul Zonu (Okay, 1989; Okay ve diğ., 1994) şeklinde farklı adlandırmalar kullanılmıştır. İstanbul Zonu'nun kuzeyini Karadeniz'in batı kıyıları sınırlar. Güneyde ise Sakarya Zonu'ndan İç-Pontid Kenet Zonu ile ayrılır. İstanbul Zonu'nda Prekambriyen bir temel (Aydın ve diğ., 1987, Arpat ve diğ., 1978; Dean ve diğ., 1997, Yılmaz ve Tüysüz, 1984, Ustaömer, 1999) ve bu temelin üzerinde uyumsuz olarak Ordovisiyen'den Karbonifer'e kadar kesintisiz çökeli mi yansıtan İstanbul Paleozoyik istifi gözlenmektedir (Kaya, 1971; Sayar, 1979; Önalın, 1982). Bu istif Triyas yaşlı sedimenter birimler ile uyumsuz olarak üzerlenir. Paleozoyik ve Alt Mesozoyik yaşlı kayaçlar, Kretase – Alt Eosen klastik, karbonat ve volkanik kayaçlar ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Kaya, 1971; Sayar, 1979; Önalın, 1982). İstanbul Paleozoyik istifi Lavrasya'nın güneye bakan pasif kıta kenarı çökelleri olarak kabul edilir (Şengör ve diğ., 1981; Evans ve diğ., 1991; Ustaömer ve Robertson, 1997).

İstanbul Zonu'nun güneyinde, İç-Pontid Kenet Kuşağı ile ayrılan Sakarya Zonu (Okay, 1989) Karbonifer yaşlı granitik intrüzyonların gözlemlendiği kıtasal kökenli yapısal bir temele sahiptir (Okay, 1989; Ustaömer ve diğ., 2010). Bu metamorfik temel üzerinde tektonik olarak Karakaya Kompleksi (Şengör ve diğ., 1984) yer alır. Bu kompleksin yapısal olarak tabanı metabazit-mermer-fillit serisi (Nilüfer Birimi) ile temsil edilir. Birimin üst kısmındaki konodontlardan Orta Triyas yaşı elde edilmiştir (Kaya ve Mostler, 1992). Birim içerisinde eklojit bloklar (Okay ve Monié, 1997) ve mavişist lensleri (Monod ve diğ., 1996) tanımlanmıştır. Mavişist metamorfizması için G.Triyas yaşı radyometrik analizlerle tespit edilmiştir (Monod ve diğ., 1996; Okay ve Monié, 1997). Bu birimin üzerine deformasyona uğramış Triyas yaşlı kırıntılı ve bazik volkanik kayalardan ve üstte matriksle sarmalanan Karbonifer-Permiyen yaşlı radyolaryalı çört, derin ve sığ denizel kireçtaşı bloklarından oluşan bir birim tektonik olarak gelir (Bingöl ve diğ., 1975; Okay ve Mostler, 1994; Kozur ve Kaya, 1994; Leven ve Okay, 1996; Okay ve diğ., 1996; Tüysüz, 1996; Picket ve Robertson, 1996). Tüm istif Üst Triyas yaşlı ve daha üstte yer alan kırıntılar (Bayırköy Formasyonu) ve Jura yaşlı sığ denizel karbonatlar (Bilecik Kireçtaşı) ile uyumsuz olarak üzerlenir. Kendi içerisinde birçok tektonik birlikten meydana gelen Karakaya Kompleksi'nin geliştiği tektonik ortam için farklı görüşler ileri sürülmüştür. Bunlardan ilki kıta içi rift (Bingöl ve diğ., 1975; Yılmaz, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Koçyiğit, 1987; Genç ve Yılmaz, 1995, Göncüoğlu ve diğ., 2000), diğeri ise bir yitim-yığışım kompleksi (Tekeli, 1981; Picket ve diğ., 1995; Picket ve Robertson, 1996; Okay, 2000) olduğu yönündedir. Yeni bulgular Alt-Orta Jura yaşlı, mafik ve felsik volkaniklerle ara katkılı denizel sedimentler birimlerinden oluşan Mudurnu Formasyonu'nun, gerilmeli bir tektonik rejimde gelişmiş rift ortamındaki bimodal volkanizmayı temsil ettiğini göstermiştir (Genç ve Tüysüz, 2010).

Bornova Fliş Zonu, KKD-GGB yönelimli 90 km uzunluğunda ve 50 km genişliğinde, Neotetis Okyanusu'nun kapanması sırasında kıta üzerine ofiyolitlerin yerleşimi sırasında gelişmiş, farklı kaya türlerindeki blokların sedimentler bir matriksle sarmalandığı bir melanjdır (Okay ve diğ., 1996). Melanj içinde neritik ve pelajik karbonat, mafik lav, radyolaryalı çört, kumtaşı, çamurtaşı ve ultramafik bloklar gözlenir (Erdoğan ve diğ., 1990; Okay ve Siyako, 1993). Mafik lav bloklarının Geç Triyas-Geç Kretase yaş aralıklarında oldukları belirlenmiştir (Tekin ve diğ., 2002; Göncüoğlu ve

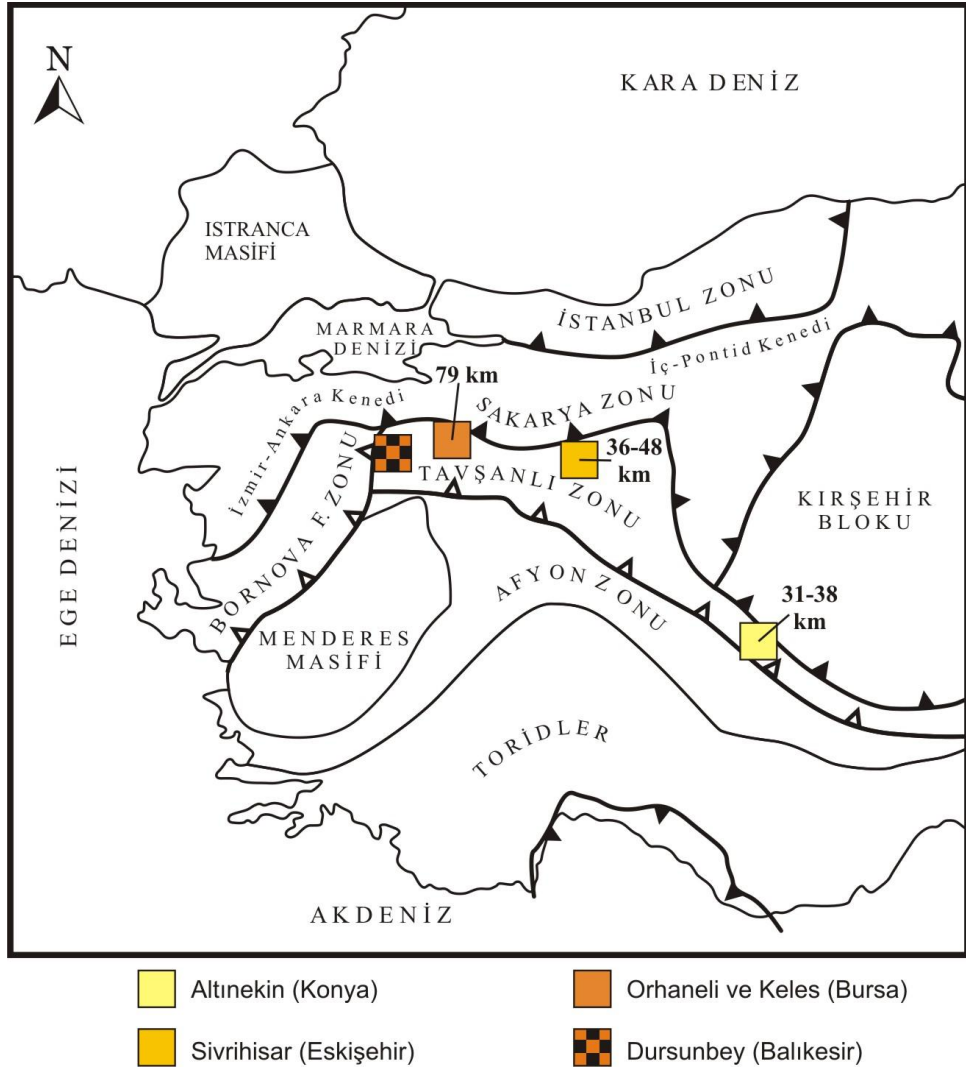
diğ., 2006b). Mafik lav bloklarından yapılan jeokimya analizleri levha-içi bazalt (okyanus adası), okyanus ortası sırt bazaltı ve yitimle ilişkili toleyitler olarak sınıflanmıştır (Aldanmaz ve diğ., 2008). Karaburun Yarımadası'ndaki yüzeylemelerinde Karbonifer yaşlı neritik kireçtaşları, Alt-Orta Triyas yaşlı pelajik çörtlü kireçtaşı, radyolaryalı çört, mafik lav, kumtaşı ve çamurtaşı blokları ile üzerlenir (Erdoğan ve diğ., 1990). Tanımlanan bu Triyas istifi, Neotetis Okyanusu'nun oluşumuna öncülük eden riftleşmeyi temsil eder (Okay ve diğ., 1996). Üst Triyas yaşlı neritik karbonatların uyumsuz olarak Titoniyen-Orta Albien yaşlı pelajik kireçtaşları ve üstte yine uyumsuz olarak Üst Kretase (Senomaniyen-Turoniyen) yaşlı pelajik kireçtaşları ile üzerlendiği belirlenmiştir (Okay ve Altın, 2007; Alastair ve diğ., 2009). Belirtilen istif Geç Senomaniyen'de, sığ denizelden, derin denizel ortama geçişi temsil eder ve ofiyolit yerleşimi sırasında platformun çökmesi ile ilişkilendirilir (Collins ve Robertson, 1998; Andrew ve Robertson, 2002; Okay ve Altın, 2007).

İzmir-Ankara Kenet Kuşağı'nın hemen güneyindeki metamorfik birlikler Anatolidler, metamorfizma göstermeyen daha güneydeki birlikler ise Toridler olarak adlandırılır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay, 1986; Okay ve Tüysüz, 1999; Göncüoğlu ve diğ., 1996, Robertson ve diğ., 2009). Anatolidler farklı metamorfizma derecesi gösteren iki zona ayrılır: 1. Kuzeyde yüksek basınç/ düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramış metamorfik kayaçların gözlendiği Tavşanlı Zonu (Okay, 1984), 2. Tavşanlı Zonu'na göre daha düşük dereceli yüksek basınç/ düşük sıcaklık metamorfizma gösteren Afyon Zonu (Okay, 1984).

Tavşanlı Zonu bir mavişist kuşağıdır ve batıda Dursunbey (Balıkesir)'den başlar, doğuya doğru Orhaneli (Bursa), Keles (Bursa), Sivrihisar (Sivas) ve güneyde Altınekin (Konya) hattını izleyerek devam eder (Şek. 2.2). Tavşanlı Zonu'nun bilinen en iyi stratigrafik özellikleri Orhaneli ve çevresindeki yüzeylemelerine aittir (Okay, 1980, 1984, 1986). Bu bölgede alttan üste doğru psamitik ve pelitik karakterli şistler, kalın bir mermer örtüsü ve metabazik ile çört ara katkılarının seyrek olarak gözlendiği fillatlardan oluşan kaya grupları ayırt edilmiştir (Okay, 2004). Bu istifin, Neotetis Okyanusu'nun kuzeye doğru yitimi sırasında, yitim zonu boyunca 79 km derinliğe kadar gömülerek mavişist metamorfizmasına uğramış Anatolidler'in kuzeye bakan pasif kıta kenarı çökellerini temsil ettiği bilinmektedir (Okay, 2002, 2004). Mavişist

metamorfizması için Ü.Kretase yaşı (88 My, Ar/Ar fengit yaşı, Okay ve Kelley, 1994) elde edilmiştir.

Orhaneli’nde yüzeylenen mavişist istif, tektonik olarak başlangıç mavişist metamorfizma özelliği sergileyen ofiyolitik bir melanj ve daha üstte peridotit dilimlerle üzerlenir (Okay, 1986). Tüm tektonik paket, 48-53 My yaşındaki granodiyoritik intrüzyonlarla kesilir (Okay ve Kelley, 1994). Bu veri, mavişist metamorfizmasına uğramış olan istifin 79 km derinlikten granodiyoritlerin yerleştiği 10 km’lik sığ derinliklere, yaklaşık 30 My gibi kısa bir süre içerisinde yükselerek geldiğini göstermektedir (Okay, 1994). Tavşanlı Zonu boyunca tüm bu birimler Miyosen-Pliyosen yaşlı kırıntılı birimlerle örtülür (Okay, 2004). Bilinen en yaşlı uyumsuzluk peridotitlerin üzerindeki Orta Eosen yaşlı neritik kireçtaşı birimleridir (Bas, 1986). Diğer taraftan Haymana Havzası’nın Üst Kampaniyen yaşlı seviyelerinde mavişist kırıntılarının gözlenmiş (Batman, 1978) olması mavişistlerin lokal olarak da olsa bu dönemde yüzeyleyerek bu havzaya malzeme verdiği işaret etmektedir (Okay, 1984). Mavişistlerin lavsonit-jadeit-glokofan-kloritoyid parajenezi sergiledikleri petrografik çalışmalarla belirlenmiş ve bu parajeneze dayalı jeotermobarometre analizleri ile istifin tabanındaki mavişistlerin 24 kbar basınç ve 430°C lik sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradığı ortaya konulmuştur (Okay ve Kelley, 1994; Okay, 2002). Tavşanlı Zonu’nun doğusunda Sivrihisar’da (Şek. 2.2), mavişistlerde belirlenen mineral parajenezine dayalı yapılan analizler mavişistlerin 12-16 kbar’lık basınç ve 380-500°C’lik sıcaklık koşullarını vermiştir (Davis ve Whitney, 2006). Bu sonuçlar, daha batıda Orhaneli ve Keles’te yer alan mavişistlere göre Sivrihisar’daki mavişistlerin, Orhaneli’ndeki mavişistlere göre daha sığ derinliklerde, 36-48 km derinlikte metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Mavişistler üzerinde yapılan diğer bir çalışma da Konya doğusunda, Altınekin’de (Şek. 2.2), Tavşanlı Zonu’nun güney doğusunu temsil etmektedir. Buradaki mavişistlerin 9-11 kbar ve 375-450°C lik basınç-sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradığı anlaşılmıştır (Droop ve diğ., 2005). Altınekin alanında, yapılmış olan diğer iki çalışmadan da daha sığ olan 31-38 km lik derinlikler söz konusudur.



Şekil 2.2. Tavşanlı Zonu'ndaki mavişistlerde sıcaklık-basınç koşullarının belirlendiği Orhaneli, Sivrihisar ve Altınekin'in yerlerinin gösterildiği harita.

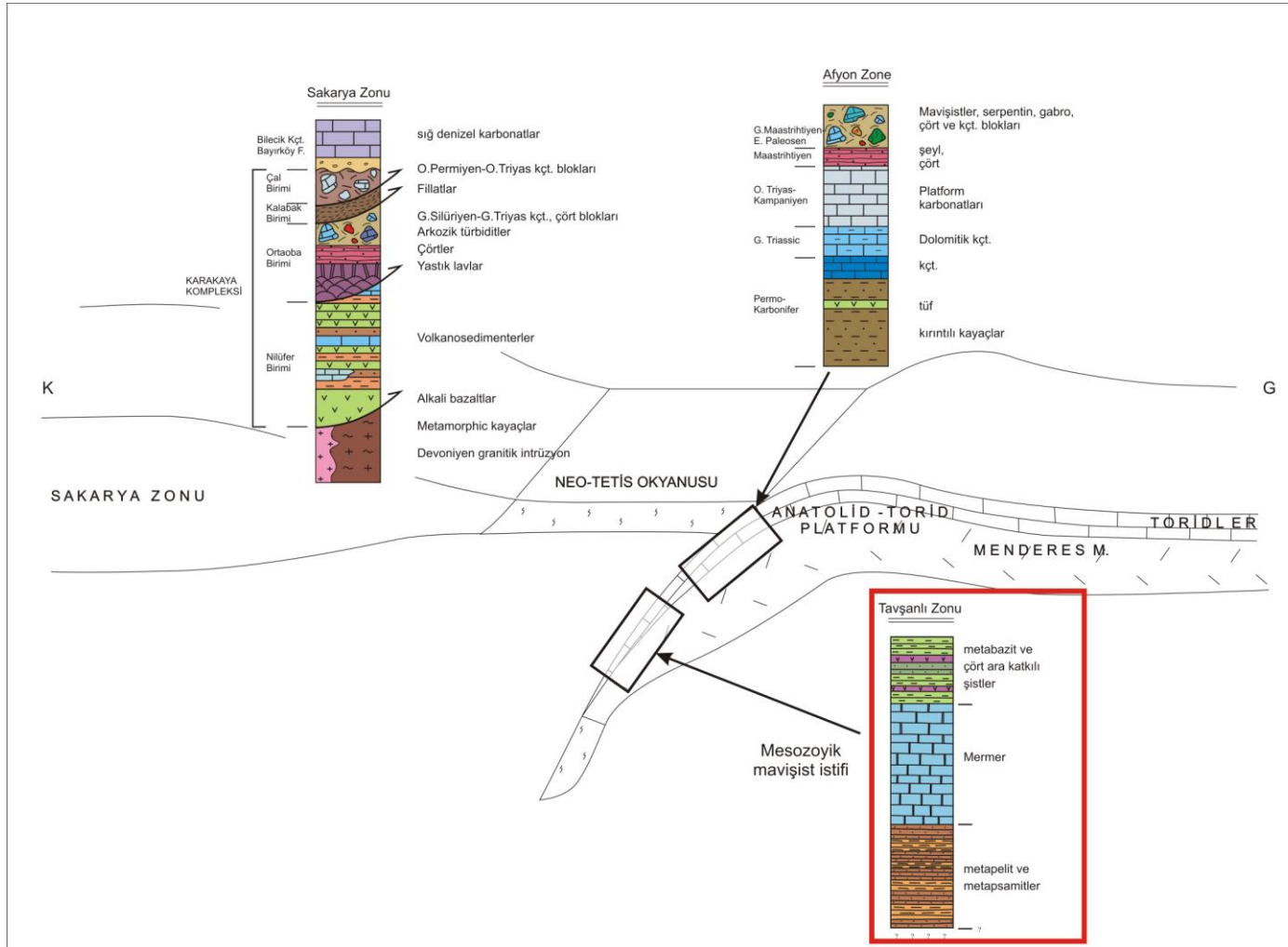
Afyon Zonu, Karbonifer-Permiyen yaşlı Pan-Afrikan bir temel (Özcan ve diğ., 1988; Göncüoğlu ve diğ., 1992) ve bu temeli uyumsuz olarak üzerleyen Mesozoyik yaşlı kırıntılı ve karbonatlı bir istif ile temsil edilir. Mesozoyik yaşlı istif tabanda konglomeralarla başlar, dereceli olarak Anisiyen-Erken Maastrichtiyen yaş aralığında (Özcan ve diğ., 1988; Göncüoğlu ve diğ., 1992; Tolluoğlu ve diğ., 1997) çökelmiş karbonatlara geçer. Taban konglomerasının varlığı, Gondwana'nın kuzey kenarının Triyas döneminde riftleşmesi ve hızlı yükselimi ile ilişkilendirilir (Göncüoğlu ve diğ., 1992). Bu riftleşmenin Neotetis Okyanusu'nun İzmir-Ankara kolunun açılımına öncülük ettiği ileri sürülür (Göncüoğlu ve diğ., 1992). Kretase yaşlı platform karbonatları, dereceli olarak Ü. Kretase yaşlı çört ara katkılı pelajik mermerlere geçer ve

rifleşme ile ilişkili platform çökmelerini yansıtır (Göncüoğlu ve diğ., 1992). Üst Kretase – Alt Paleosen olistostromu bu pelajik birimleri üzerler. Daha üstte metamorfizma göstermeyen Üst Paleosen – Alt Eosen yaşlı sığ denizel sedimentler uyumsuz olarak yer alır (Özcan ve diğ., 1988). Pan-Afrikan temelde 3 farklı metamorfizma gözlenir (Candan ve diğ., 2005): 1. Barrovian tip orta basınç metamorfizması, 2. YB/ DS mavişist metamorfizması, 3. Retrograd orta basınç yeşilist metamorfizması. Örtü birimlerde ise karfolit, kloritoyid, sodik amfibol yüksek basınç mineralleri gözlenmiştir. Son yıllarda yapılan çalışmalarda Konya’da, Triyas uyumsuzluğunun tabanında Silüriyen-Devoniyen yaşlı neritik karbonatlarla başlayan ve üste doğru Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı ve Silüriyen-Alt Karbonifer yaşlı kireçtaşı, volkanik ve çört bloklarının gözlendiği bir melanj (Konya Kompleksi) tanımlanmıştır (Özcan ve diğ., 1988, 1990; Eren, 1993; Eren ve diğ., 2004; Göncüoğlu ve diğ., 2007; Robertson ve Ustaömer, 2009). Afyon Zonu’nun metamorfik kayaçları güneyde metamorfizmaya uğramamış Toridler’in karbonat platformu ile tektonik olarak üzerlenir.

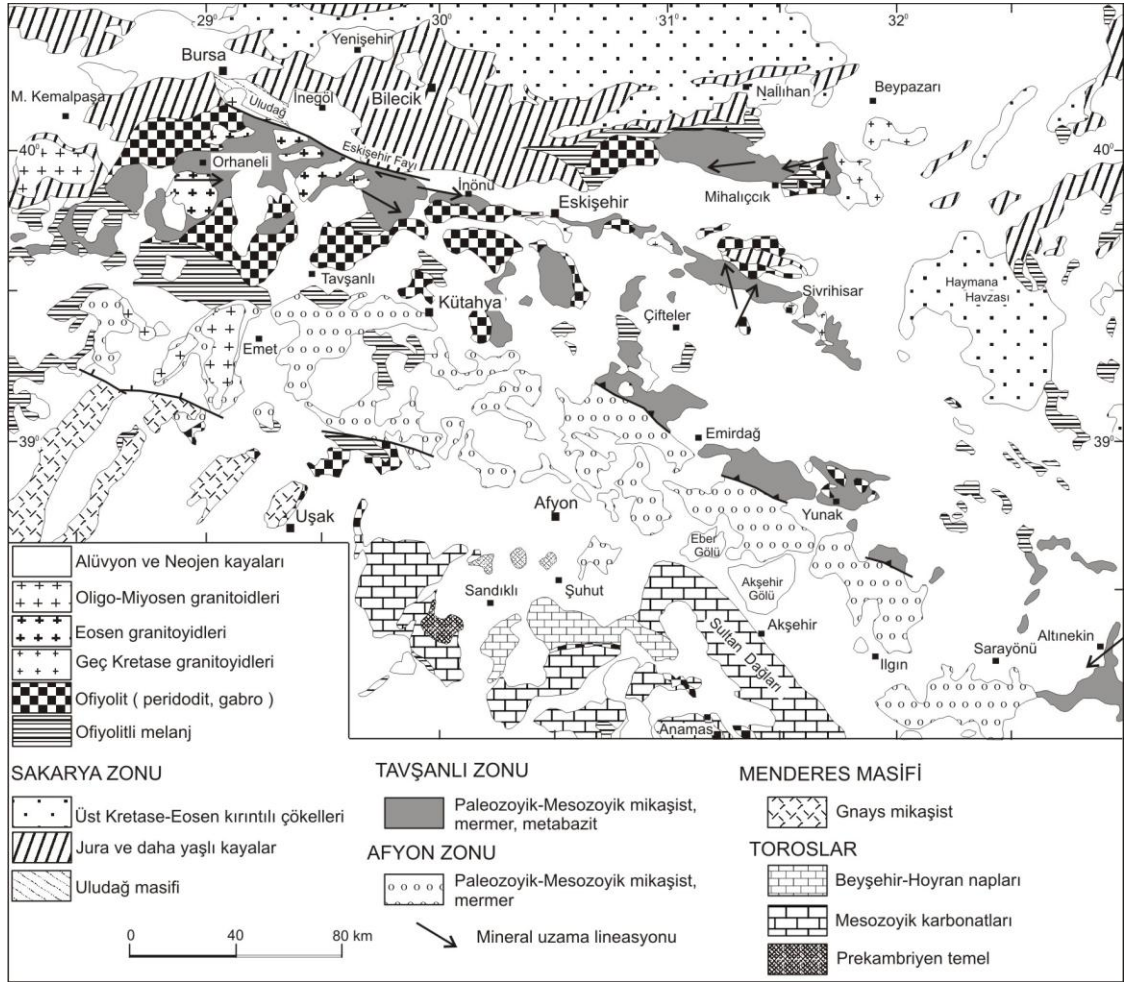
Tavşanlı Zonu’nun Sakarya Kıtası ve Afyon Zonu’na göre konumunun gösterildiği şematik şekil aşağıda verilmiştir (Şek. 2.3). Buna göre Tavşanlı Zonu, Anatolidlerin en kuzey ucundaki pasif kıta kenarı çökellerini temsil eden mikaşist, mermer ve metabazitlerden meydana gelen bir istifin, G. Kretase’de kuzeye Sakarya Kıtası’nın altına doğru yitime uğraması, manto derinliklerine kadar gömülerek mavişist metamorfizmasına uğraması ile oluşmuştur. Afyon Zonu, Tavşanlı Zonu’nun daha sığ derinliklere gömülen uzantısıdır. Aynı platformun daha güneydeki ve hiç görülmemiş uzantıları ise Menderes-Toros Platformudur.

2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Pek çok araştırmaya konu olan Batı Anadolu 1800’lü yıllardan itibaren jeolojinin farklı disiplinlerindeki araştırmacıların dikkatini çekmiştir. Özellikle mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan kayaçların dünya üzerinde sınırlı alanlarda yüzeylendiği dikkate alındığında (Okay, 1989), Tavşanlı Zonu’nun petrojenetik evrimi üzerine yapılan çalışmalar ayrı bir önem arz etmektedir. Şekil 2.4’te mavişist metamorfik



Şekil 2.3. Sakarya Zonu, Tavşanlı Zonu ve Afyon Zonu'nun Kretase'de bağlı konumlarını gösteren şematik şekil.



Şekil 2.4. Tavşanlı Zonu ve çevresinin jeoloji haritası (Okay ve Tüysüz, 1999).

kayaçların yüzeylendiği ve önceki çalışmalara konu olmuş alanlar gözlenmektedir. Aşağıda Tavşanlı Zonu'nun petrojenetik evrimine katkıda bulunmuş olan çalışmalar yayın tarihleri göz önünde tutularak kronolojik bir sıra içinde verilmiştir.

Çoğulu (1967), Türkiye'de mavişistler üzerine yayınlanan ilk çalışmayı yapmıştır. Mihaliçcik (Eskişehir) bölgesinde yüzeylenen mavişistlerde lavsonit, lavsonit-krosit ve lavsonit-epidot olmak üzere üç zon tespit etmiştir.

Çoğulu ve Krummenacher (1967), Mihaliçcik bölgesindeki glokofan şistlerden iki örnek üzerinde fengit K/ Ar analizi ile 65 ve 82 My yaşlarını elde etmiş ve bu yaşlar mavişist metamorfizmasının yaşı olarak yorumlamışlardır.

Lünel (1967), Eskişehir güneyinde dar bir alanda yüzeyleyen kayaçların glokofan-lavsonit fasiyesinde metamorfizmaya uğradığını ileri sürmüştür.

Akat ve diğerleri (1978), Dursunbey, Orhaneli, Susurluk ve Kepsut ilçeleri ile sınırlanmış olan bir alanın genel jeoloji haritasını yaparak bölgede Paleozoyik yaşlı metabazit ara katkılı şistler ile Mesozoyik yaşlı karbonatları tanımlamışlardır. Metamorfik kayaçları metamorfizma derecelerine bakmaksızın birlikte haritalayarak Kocadere Metamorfikleri olarak adlandırmışlardır. Şistlerle ara katkılı metabazit kayaçlarda lavsonit-glokofan minerallerini saptamışlardır.

Yeniol (1979), Sivrihisar güneydoğusunda Yunak bölgesinde mermer, fillat ve metabazitten oluşan bir istif tanımlamış ve metabazitlerde sodik amfibol+lavsonit parajenezleri olduğunu tespit etmiştir. Mavişistleri üzerleyen ofiyolitlerin üzerinde uyumsuz olarak Orta Eosen yaşlı sedimenterlerin olduğunu saptamıştır. Bu yaş mavişist metamorfizmasının üst limit yaşı olarak yorumlanmıştır.

Batman (1978), Haymana Havzası'ndaki Üst Kampaniyen yaşlı fliş istifinde mavişist çakılları olduğunu belirleyerek mavişist kayaçlarının bu dönemde yüzeyleyip havzaya kaynak alan oluşturduğunu tespit etmiştir.

Çalapkulu (1980), Ulukışla ilçesi (Niğde) Horoz köyü yakınlarında yüzeyleyen volkano sedimenter istifte albit-epidot-aktinolit-glokofan parajenezi sergileyen şistleri tanımlamıştır.

Okay (1980a, b, 1982), Kuzeybatı Türkiye'deki mavişistlerin özelliklerini anlatan bu üç makalenin ilk ikisinde Tavşanlı (Kütahya) kuzeydoğusunda Devlez Köyü dolaylarında glokofan-lavsonit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan bazik kökenli volkanik, çört ve şeylerden oluşan bir istifi tanımlayarak petrolojik özelliklerini ortaya koymuştur. Okay (1982), volkanosedimenter istiftteki başlangıç mavişist metamorfizması ve eşlik eden metasomatizma olaylarını tanımlamıştır.

Okay (1984), Batı Türkiye'de farklı lokasyonlarda gözlenen mavişistlerin özelliklerini tartışmıştır. Tavşanlı Zonu'nun Anatolidlerin, kuzeye doğru Sakarya Kıtası altına yitimi

sırasında mavişist metamorfizmasına uğramış pasif kıta kenarı çökellerini temsil ettiğini belirtmiştir.

Okay (1989), farklı araştırmacılar tarafından tanımlanmış olan Alp-Himalaya Dağ Kuşağı boyunca gözlenen mavişist kuşaklarının özelliklerini derlediği makalede Türkiye’de gözlenen mavişist kayaçlarının lokasyonlarını ve özelliklerini tanımlamış ve dünyadaki tüm mavişist kuşaklarının karşılaştırmasını yapmıştır.

Okay ve Kelley (1994), Orhaneli (Bursa) bölgesindeki metaklastiklerde fengit ve kuvars ile birlikte jadeyit + glokofan + klorit + paragonit ve kloritoyid + glokofan + paragonit parajenezlerini belirlemiştir. Mikroprob analizleri neticesinde 20 ± 2 kbar basınç ve $430\pm 30^\circ\text{C}$ sıcaklık koşullarını ortaya koyarak mavişistlerin yitim zonu boyunca 70 km derine kadar gömüldüğünü saptamışlardır. Ayrıca jadeyitli şistlerden yaptıkları fengit Ar/ Ar analizi ile mavişist metamorfizmasının yaşını 88.5 ± 0.5 My olarak saptamışlardır.

Kaya ve diğ. (2001), Domaniç kuzeybatısında, mavişist metamorfizmasına uğramış metakarbonatların yaşını veren ilk ve tek paleontolojik bulguyu elde etmiştir. Metakarbonatların alt kısmından, *Mockina slovakensis* türü olduğunu saptadıkları konodontların Geç Noriyen yaşı verdiklerini ortaya koymuşlardır.

Okay (2002), ilk kez mavişist metamorfizmasının en üst limitini temsil eden kloritoyid+jadeyit mineral birlikteliğini tanımlamıştır. Bu minerallere ek olarak glokofan+lavsonit+fengit+kuvars mineral birlikteliğinin olduğunu ve 24 ± 3 kbar basınç ve $430\pm 30^\circ\text{C}$ sıcaklık koşullarının hakim olduğunu saptamıştır. Bu metamorfizma koşullarının bilinen en düşük (5°C km^{-1}) jeotermi temsil ettiğini belirtmiştir.

Droop ve diğ. (2005), Konya kuzeydoğusunda Altınekin bölgesinde yüzeylenen mavişistlerin 9-11 kbar ve $375-450^\circ\text{C}$ lik sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğradığını ortaya koymuştur.

Davis ve Whitney (2006), Sivrihisar (Eskişehir) bölgesindeki eklojit ve mavişistlerin petrolojik özelliklerini tanımlamıştır. Lavsonit eklojitler için ~ 26 kbar, 500°C ; epidot eklojitler için 18 kbar, 600°C ; lavsonit mavişistler için 12 kbar, 380°C ve lavsonit-epidot

mavişistler için 15-16 kbar, 480-500°C basınç-sıcaklık koşullarının hakim olduğunu tespit etmişlerdir.

Okay ve diğ. (2008), Orhaneli bölgesinde mavişist metamorfizmasına uğramış olan mikaşistler içinde yaklaşık 400 m kalınlığında mavişist metamorfizmasına uğramış bir metagranitoid kütlenin varlığını tespit etmiştir. Granitoide ait zirkonlardan Pb-Pb evaporasyon yöntemi ile 467 ± 4.5 My yaşını elde etmiştir. Granitoidin içinde bulunduğu şistlerdeki zirkonlardan Kambro-Ordovisiyen (530-450 My) ve Karbonifer (310 My) yaşlarını elde etmiştir. Şistlerin daha genç olması nedeniyle granitoidin istif içerisinde tektonik bir dilim olarak yer aldığını ileri sürmüştür

Davis ve Whitney (2008), Sivrihisar (Eskişehir) bölgesinde lavsonit mavişistlerle sarmalanan lavsonit eklojit bir lensten $\sim 22-24$ kbar basınç ve $\sim 520^\circ\text{C}$ sıcaklık değerlerini elde etmişlerdir.

Çetinkaplan ve diğ. (2008), Sivrihisar (Eskişehir) bölgesinde lavsonit-eklojit bloklarında 24 ± 1 kbar basınç ve $453-485^\circ\text{C}$ sıcaklık koşullarının, blokları sarmalayan eklojitik metabazitlerde 24 ± 1 kbar basınç ve $435-472^\circ\text{C}$ sıcaklık koşullarının hakim olduğunu saptamışlardır. Böylelikle hem blokların hem de blokları sarmalayan matriksin birlikte 74 km derinliğe kadar gömülerek aynı sıcaklık-basınç koşullarında metamorfizmaya uğradığını belirlemişlerdir.

Seaton ve diğ. (2009), Sivrihisar'da mavişist metamorfizmasına uğramış mermerlerin dokusal özelliklerini çalışmışlardır. Yüksek basınç/ düşük sıcaklık koşulları altında oluşan aragonit mineralinin, yüzeyleme sırasında dengesini yitirerek yerini kalsitlerin aldığını, ancak aragonitlerin ince, uzun şekillerinin korunarak yerini kalsitlerin aldığını ileri sürmüştür.

Topuz ve diğ. (2008), Tavşanlı Zonu'nda Gümüşyeniköy dolayında yığışım karmaşası içerisindeki mikritik kireçtaşlarında YB/ DS minerali olan ve yüzeyleyirken kalsite dönüştüğü için çok nadir gözlenen aragonit mineralini tespit etmişlerdir. Mikritik kireçtaşları ile dokanak yapan metabazaltlardaki mineral topluluklarına dayanarak, aragonitleşmenin $200 \pm 50^\circ\text{C}$ ve 0.4-0.6 Gpa'da gerçekleştiğine işaret etmektedir.

2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI

İnceleme alanı Balıkesir ili Dursunbey ilçesinin kuzeybatısında yer alan Gelenduros Dağı ve Balaban Tepeleridir (Şek. 2.5). En yakın ilçe merkezleri yaklaşık 60 km uzaklıktaki Kepsut ilçesi ile 70 km uzaklıktaki Dursunbey ilçesidir. Bu ilçelerin dışında inceleme alanının yaklaşık 15 km doğusunda Kavacık Köyü civarın en büyük köyüdür.

2.3.1. Yükseltiler

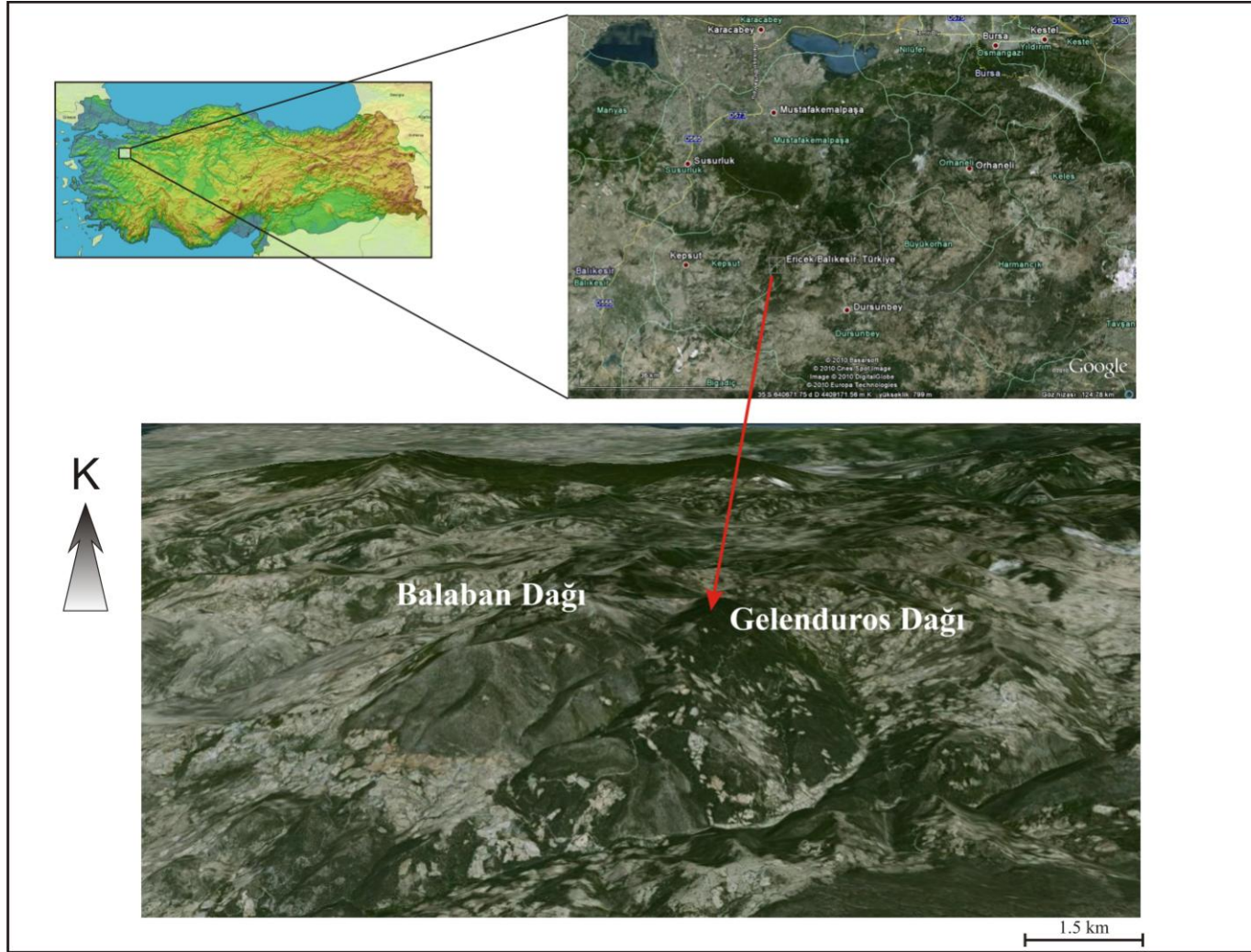
İnceleme alanının en yüksek zirvesi Balaban Dağıdır (1279.9 m). Diğer tepe isimleri ve bilinen yükseklikleri şunlardır: Gelenduros Dağı (1242 m), Zımbalı Tepe (1113 m), Ahmetoluk Tepe (1082 m), Kırantarla Tepe (1143 m), Korkut Tepe (1162 m), Köy Tepe (861 m), Kokurdan Tepe (854 m), Ağıl Tepe (1031), Göktaş Tepe (788 m), Kayalı Tepe (594 m), Dede Tepe (735 m), Palamutçuk Tepe (825.1 m), Erikli Tepe (1029 m), Kurugedik Tepe (1098 m), Türkmen Tepe (1059.7 m), Kırtık Tepe (989 m), Sülün Tepe (1191 m), Ortaburun Tepe (1078 m), Kozlu Tepe (1091 m), Göz Tepe, Çördük Tepe, Börcükbaşı Tepe, Kılıçlı Tepeleri, Termen Tepe, Keseroluk Tepe, Yılanlı Tepe, Dübekli Tepe, Taşarası Tepe, Söğütlü Tepe, Alıçlıgedik Tepe, Pestilliyatak Tepe (Şek. 2.6).

2.3.2. Akarsular

İnceleme alanında yaz-kış sürekli akan en büyük dere güneyde Koca Deredir. Diğer dereler mevsimlik derelerdir ve başlıcaları şunlardır: Kireçoçağı Dere, Tuzak Dere, Kepler Dere, Güylek Dere, Uzunçayır Dere, Akçaylan Dere, Gürgenli Dere, Oluk Dere, Piyade Dere, Toramanlı Dere, Takınaklı Dere, Uzunoluk Dere, Kalıplı Dere, Yanıkıyatak Dere, Sarıkaya Dere, Mercimek Dere, Kadıkışla Dere, Sancaklı Dere, Sordaş Dere, Kirazlı Dere, Sınır Dere, Damınyanı Dere, Kayaarası Dere ve Kocacık Dere (Şek. 2.6).

2.3.3. İklim ve Bitki Örtüsü

Üç iklimin birlikte görüldüğü Balıkesir'in iç kısımlarında yaz ve kış arasındaki ısı farkı kıyılarına göre oldukça yüksektir. Dursunbey'de hem Akdeniz hem de karasal iklimin özellikleri birlikte görülür. Kışları sert geçer ve yazları da oldukça serindir. Kış ve bahar aylarında bol miktarda yağış alır. Ormanlık alanlar geniş yer kaplamaktadır. İnceleme



Şekil 2.5. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

2.3.5. Yerleşim Merkezleri

Beyce, Ericcek ve Meydançayırı Köyleri, samimi ve yardımsever köy halkı ile birlikte sayılabilecek yaklaşık 50-60 hanelik ufak olan diğer köylerdir. İnceleme alanının batısındaki Piyade, Sayacık, Yoğunoluk ve Karahaliller Köyleri Kepsut ilçesine bağlıdır (Şek. 2.6).

2.3.6. Ulaşım

İnceleme alanının ilçe merkezlerine olan uzaklığı nedeniyle saha çalışmaları genellikle inceleme alanı içerisinde çadır kurularak yürütülmüştür. Kısa süreli olarak Dursunbey Orman İşletme Müdürlüğü'nün sağlamış olduğu misafir lojmanlarında kalınmıştır. Dursunbey ilçe merkezinde bulunan bu lojmanlardan inceleme alanına ulaşım, Kepsut-Dursunbey asfalt yolu kullanılarak sağlanmıştır. İnceleme alanında Gelenduros Dağı'nda Dursunbey Orman İşletme Müdürlüğü tarafından açılmış stabilize yollar vardır. Ayrıca eskilerden beridir kullanılagelen patika yollar da mevcuttur.

3. MALZEME VE YÖNTEM

Bu tez çalışması kapsamında 3 yaz sezonu sürdürülen arazi çalışmaları ile yaklaşık 120 km² lik bir alanın 1/ 10 000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış ve stratigrafisi kurulmuştur. TÜBİTAK Yurt Dışı Doktora Araştırma Bursu ile Edinburgh Üniversitesi'nde (İskoçya) 3 ay kalınarak laboratuvar çalışmaları sürdürülmüştür. Birimlerin petrografik ve mikro dokusal özelliklerini belirlemek amacıyla arazi çalışmaları sırasında örnekler toplanmıştır. Kayaçların mineral parajenezleri belirlendikten sonra her birimi temsilen birer örnek seçilmiş ve toplam 5 örnekte minerallerin kimyasal analizleri için Edinburgh Üniversitesi'nde elektron mikroprob analizleri yapılmıştır. Elde edilen mineral parajenezi ve kayaç kimya kompozisyonu birlikte kullanılarak, Theriak-Domino programında mavişist metamorfizmasının geliştiği sıcaklık-basınç koşulları saptanmıştır. Mavişist metamorfizmasına uğramış olan metabazik ve metaasidik kayaçların nasıl bir tektonik ortamda meydana geldiklerini belirlemek amacıyla jeokimya analizleri için örnekler toplanmış ve analizleri Edinburgh Üniversitesi (Edinburgh, İskoçya)'nde yapılmıştır. Ayrıca inceleme alanının temel kayaçlarını kesen metagranitik intrüzyonun temsil ettiği magmatik aktivitenin yaşını belirlemek amacıyla Zr yaş analizleri aynı üniversitede yürütülmüştür. Aşağıda bu tez kapsamında kullanılan yöntemler ayrı başlıklar altında anlatılmıştır.

3.1. HARİTALAMA ÇALIŞMASI

Bölgenin 1/ 10 000 ölçekli jeoloji haritası 2007, 2008 ve 2009 yılları içerisinde toplam 112 gün süren arazi çalışmaları neticesinde tamamlanmıştır ve Ek 1 olarak tezle birlikte sunulmuştur. Haritalanan alan genel olarak ormanla kaplıdır. Arazi çalışmaları sırasında farklı kayaç birimlerinin dokanakları izlenerek GPS yardımıyla haritaya hassas bir şekilde yerleştirilmiştir. Birimler arasındaki ilişkiler incelenerek inceleme alanının stratigrafisi belirlenmiştir. Birimlerin sahip oldukları foliasyon, lineasyon, kıvrım eksen düzlemi, kıvrım eksen çizgisi ve fay gibi yapısal unsurlar pusula ile ölçülmüş ve haritaya işlenmiştir. Arazi çalışmaları sırasında farklı birimler arasındaki stratigrafik

ilişkinin yer aldığı şematik enine kesitler çizilmiş, fotoğraflar çekilmiş ve tez kapsamında ilgili yerlerde kullanılmıştır.

3.2. PETROGRAFİK İNCE KESİTLERİN HAZIRLANMASI

Arazi çalışmaları sırasında farklı kayaç birimlerinin petrografik özelliklerini çalışmak amacıyla toplam 350 adet örneğin ince kesitleri, İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi Anabilim Dalı ince kesit hazırlama laboratuvarında yapılmıştır. Örneklerden hazırlanan ince kesitler için şeker hazırlanırken foliasyona dik ve lineasyona paralel olmaları esasına dikkat edilmiştir. Lamelin yapıştırılacağı yüzey 3 aşamada farklı zımpara tozları (120, 600 ve 1000 numaralı) kullanılarak düzlenmiştir. Düzleme sırasında örneklere yapışmış olan zımpara tozları, 10 dakika ve 25°C sıcaklığa ayarlanmış ultrason banyosunda temizlenmiştir. Banyodan alınan şekerler, yapıştırılacakları yüzeye el değmeden ve yukarı doğru bakacak şekilde bir tepsiye dizilmiş ve kurumaya bırakılmıştır. Etüvden çıkarılan şekerler yüzeyleri hafifçe düzlenmiş ve asetonla temizlenmiş lamellere yapıştırılmıştır. Daha sonra tekrar 30°C lik etüvde 1 gece kurumaya bırakılmıştır. Etüvden çıkarılan lamele yapıştırılmış olan örnekler ince kesit aleti ile 30µ kalınlığa ulaşıncaya dek aşındırılmıştır.

3.3. JEOKİMYA ANALİZLERİ

İnceleme alanında yer alan farklı metavolkanik kayalar ile metagranit stokundan alınan toplam 41 adet örneğin XRF analizleri Edinburgh Üniversitesi XRF laboratuvarlarında Dr. Nicholas Odling gözetiminde yapılmıştır. Majör elementlerin analizi için cam diskler; iz elementlerin analizi için pelletler hazırlanmıştır. Aşağıda bu iki tip örnek hazırlama işi aşamalar halinde anlatılmıştır. Bu aşamalara geçilmeden önce jeokimya analizi için seçilen örnekler çeneli kırıcıda kırılarak ufak parçalar haline getirilmiş ve agat havanda 62 µ'dan daha ufak tane boyutuna gelene kadar öğütülmüştür. Öğütülen örnekler 50 mg lık cam şişelere (Şek.3.1a) doldurularak 1 gece 110°C deki etüvde bekletilmiştir. Her iki tip örnek hazırlamada bu cam şişelerdeki toz örnekler kullanılmıştır.

3.3.1. Cam Disk Hazırlama

Cam disk için örneklerin hazırlanmasında spectroflux olarak kullanılan tozun kimyasal kompozisyonu %47 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$, %36.73 Li_2CO_3 : %16.3 La_2O_3 'tür. Cam disk hazırlama aşamaları maddeler halinde aşağıda anlatılmıştır:

1. Hassas terazi sıfırlanır ve platin kroze tartılır. Tartım kaydedilir (C).
2. 1 gece 110°C de etüvde bekletilen toz örnekten 0.9-1.0 g arasında bir miktar platin kroze içine alınır (Şek.3.1b). Platin kroze ve toz örnek birlikte tartılır, kaydedilir (UNIG).
3. Platin kroze üzerine platin kapak kapatılır ve 1100°C lik etüvde 20 dakika bırakılır (Şek.3.1c).
4. Bu arada toz örnek ağırlığı (S) hesap edilir ($S = \text{UNIG} - C$).
5. Kullanılacak "spectroflux (F)"tan (eritici maddenin) kaç g kullanılması gerektiği hesap edilir ($F = S \times 5$).
6. Daha sonra spectroflux + toz örnek toplam ağırlığı hesap edilir ($T = \text{UNIG} + F$).
7. 20 dakika fırına bırakılmış olan örnek fırından çıkarılır. Soğuması için 5 dakika desikatörde bekletilir (Şek.3.1d). Daha sonra hassas terazide tekrar tartılır ve kaydedilir (IC).
8. Tartılan platin kroze ve pişmiş toz örnek hassas teraziden çıkarılmadan üzerine spectrofluxtan, 6. aşamada hesap edilen toplam ağırlık (T) ± 0.0002 elde edilene kadar eklenir (Şek.3.1e).
9. Ufak bir spatula ile çok yavaş bir biçimde platin kroze içindeki toz örnek ve spectroflux karıştırılır (Şek.3.1f).
10. Platin kapakla kapatılan platin kroze 1100°C deki etüvde 20 dakika bırakılır. Bu aşamada örnek tamamıyla erimelidir.
11. 20 dakika sonra fırından çıkarılan platin kroze içindeki örneğin tümüyle eriyip erimediği kontrol edilmeli, hızlı bir şekilde çalkalanmalı ve 10 dakika soğumaya bırakılmalıdır (Şek.3.2a, b).

12. Soğuyan platin kroze tekrar hassas terazi üzerine alınır ve 6. incı aşamada hesap edilen toplam ağırlık (T) elde edilene kadar spectroflux karışımından eklenir.
13. Daha sonra platin kroze bu analiz için kullanılan alevli ufak bir ocak üzerine alınır ve 3 dakika ocak üzerinde bekletilir. 3 dakika sonunda platin kroze içindeki örnek eriyerek sıvı haline gelir. Homojen bir karışım olması için yaklaşık 30 saniye boyunca bir tutacakla alevden uzaklaştırmadan karıştırılır (Şek.3.2c). 2 dakika daha ocak üzerine bırakılır. Tutacakla tekrar karıştırarak sıcak levha üzerinde yer alan cam disk kalıba boşaltılır (Şek.3.2d). 10-15 dakika sıcak levha üzerinde yavaşça soğumaya bırakılan cam disk kenara alınır. 3-4 dakika sonra soğuyan cam disk, kalıp ters çevrilerek bir peçete üzerine alınır ve etiketlenir (Şek.3.2e, f).

Bu şekilde XRF majör element analizi için örnekler hazır hale getirilmiş olur.

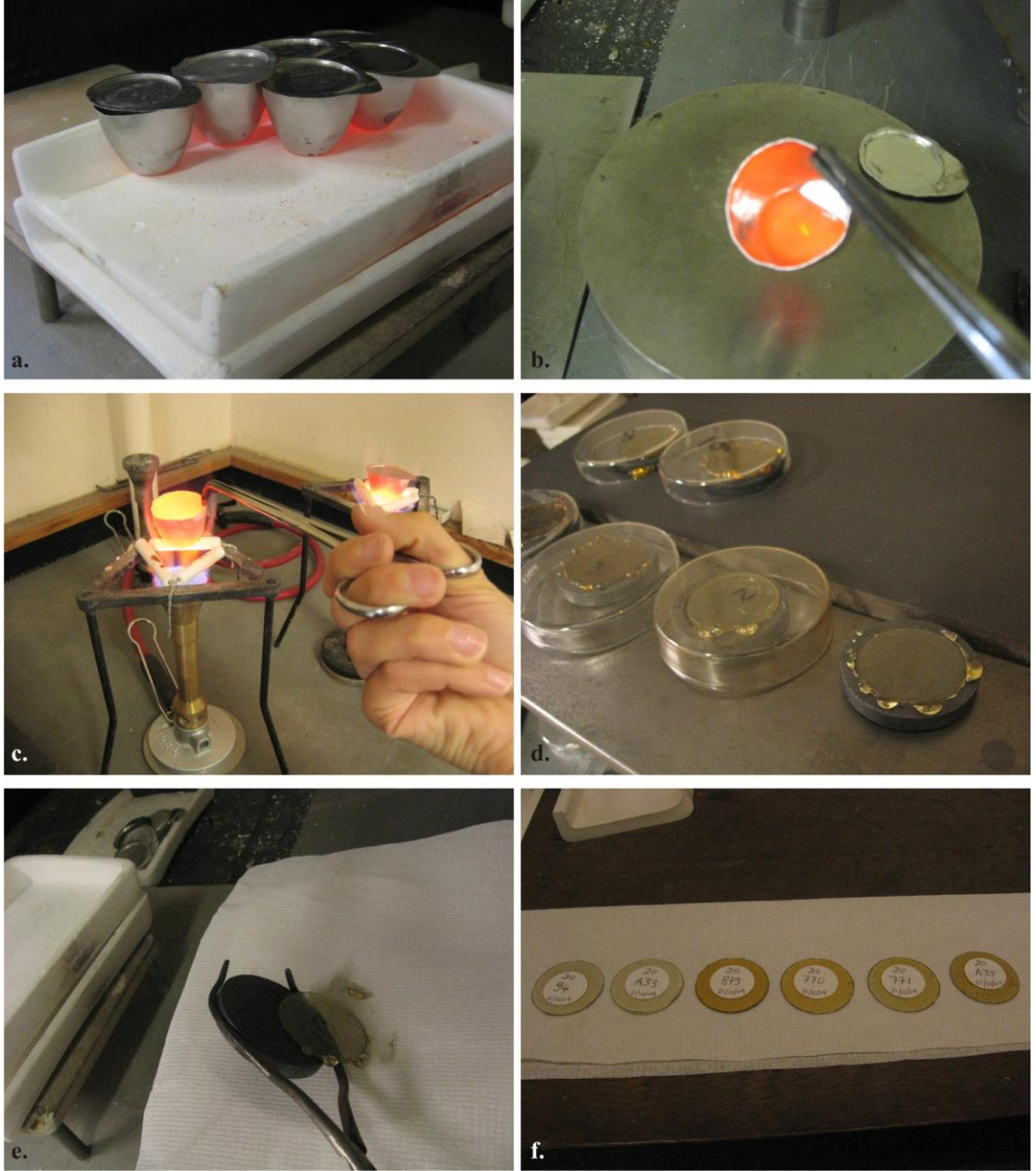
3.3.2. Pellet hazırlama

XRF iz element analizi için pellet hazırlama aşaması, basamaklar halinde aşağıda anlatılmıştır. Bu aşamalarda kullanılan kalıp ve aletler Şekil 7a'da gösterilmektedir.

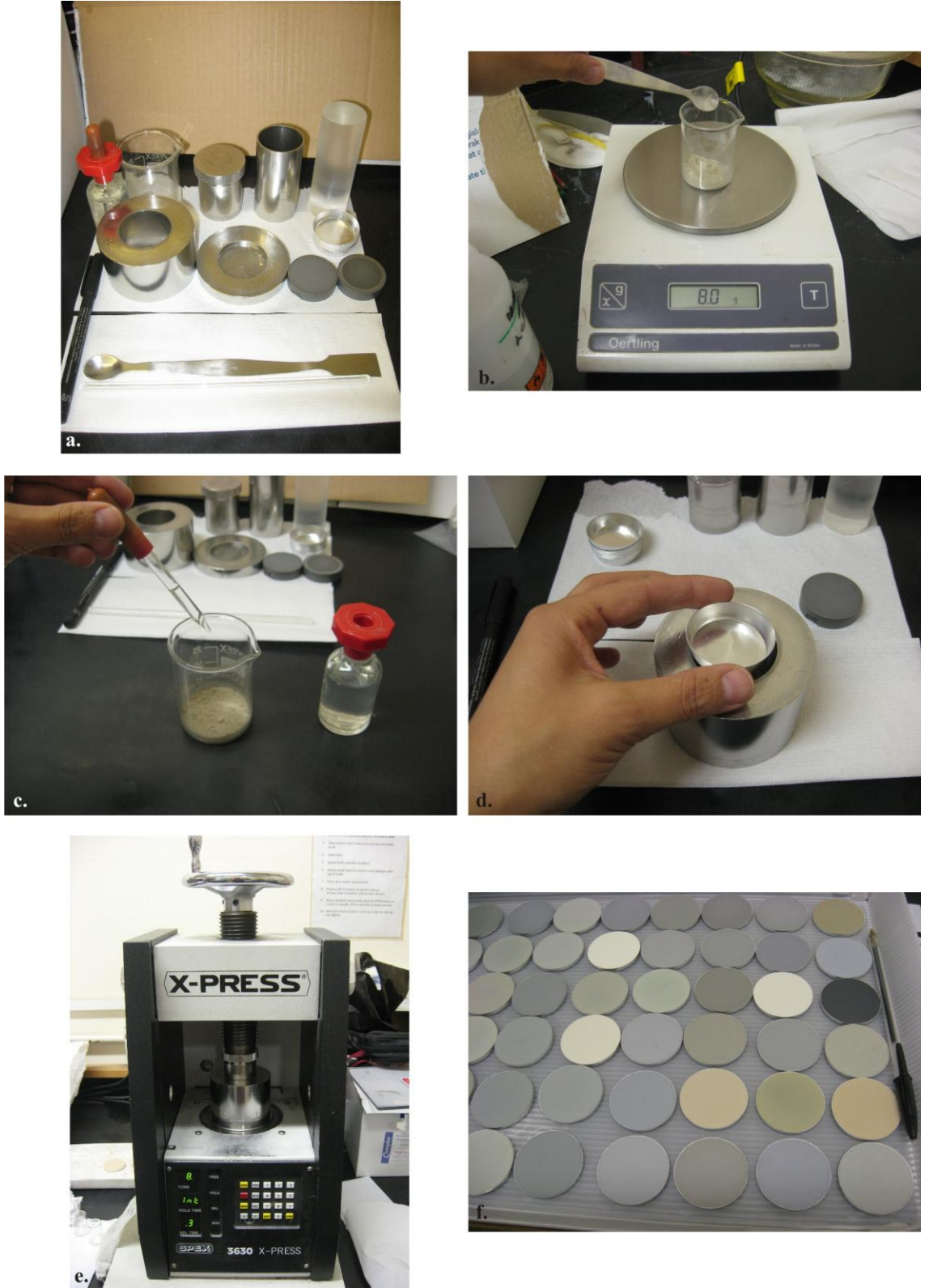
1. Hassas terazi üzerine ufak cam bir beher konulur. Terazi sıfırlanır ve 1 gece 110°C de etüvde bekletilen toz örnekten 0.8 g tartılır (Şek. 3.3b).
2. Tartılan toz örneğin üzerine 8 damla %2 PVA (plynyl asetat, C₄H₆O₂) çözeltisi konulur ve bir cam çubukla homojenleşinceye kadar iyice karıştırılır (Şek. 3.3c).
3. Tartılan örnek pres aletinin düzeneği içindeki alüminyum örnek kalıbına dökülür (Şek. 3.3d) ve üzeri kapatılır.
4. Pres aleti 2 dakikaya ve 8 ton basınca ayarlanır. Örnek kalıbı pres aletine yerleştirilir (Şek. 3.3e).
5. Süre dolduktan sonra pres aletinden örnek kalıbı alınır, ters çevrilmek sureti ile alüminyum kalıp çıkartılır ve kalıbın altına örnek numarası kaydedilerek analiz edilmek üzere tepsiye dizilir (Şek. 3.3f).



Şekil 3.1.a. Cam disk ve pellet hazırlamak için 1 gece etüvde bırakılacak olan toz örnekler cam şişeler içine alınır. b. Toz örneklerin platin kroze içinde tartılması. c. Platin kroze içindeki toz örneğin 20 dakika 1100°C deki etüvde bekletildikten sonra çıkarılması. d. Fırından çıkarılan toz örnekler. e ve f. Specroflux tozunun fırından çıkarılan toz örnek üzerine eklenmesi.



Şekil 3.2.a ve b. Toz örnek ve spcetroflux tozu karışımının etüden çıkarılması ve hızlıca tutacakla çalkalanarak soğumaya bırakılması. c. Tekrar spektroflux tozu eklendikten sonra ocak üzerinde eritilmesi. d. Eritilen örneğin kalıplara alınması. e ve f. Kalıplardan örneklerin çıkarılması ve etiketlenerek analize hazır hale getirilmesi.



Şekil 3.3.a. Pellet örnek hazırlamada kullanılan kalıp ve aletler. b. Cam kap içinde toz örneğin tartılması. c. Tartılan örneğin üzerine PVA çözeltisinden 8 damla eklenmesi. d. PVA çözeltisi eklendikten sonra homojen hale gelinceye kadar karıştırılan örneğin kalıba alınması. e. Pres aleti. f. Preslenerek analize hazır hale getirilen pelletler.

3.4. ELEKTRON PROB MİNERAL KİMYASI ANALİZLERİ

İnceleme alanındaki metamorfik kayalarda mavişist metamorfizması ile gelişmiş minerallerin kimyasal analizleri Edinburgh Üniversitesi'nde CAMECA SX100 elektron mikroprob aleti kullanılarak yapılmıştır (Şek. 3.4). Analizler için elektron prob aletinin hızlandırma voltajı (accelerating voltage) 15kV, ışın demeti akımı (beam current) 10 nA, ışın demeti boyutu 5 µm (beam size), tarama uzunluğu (raster length) 149.27 µm olarak ayarlanmıştır.



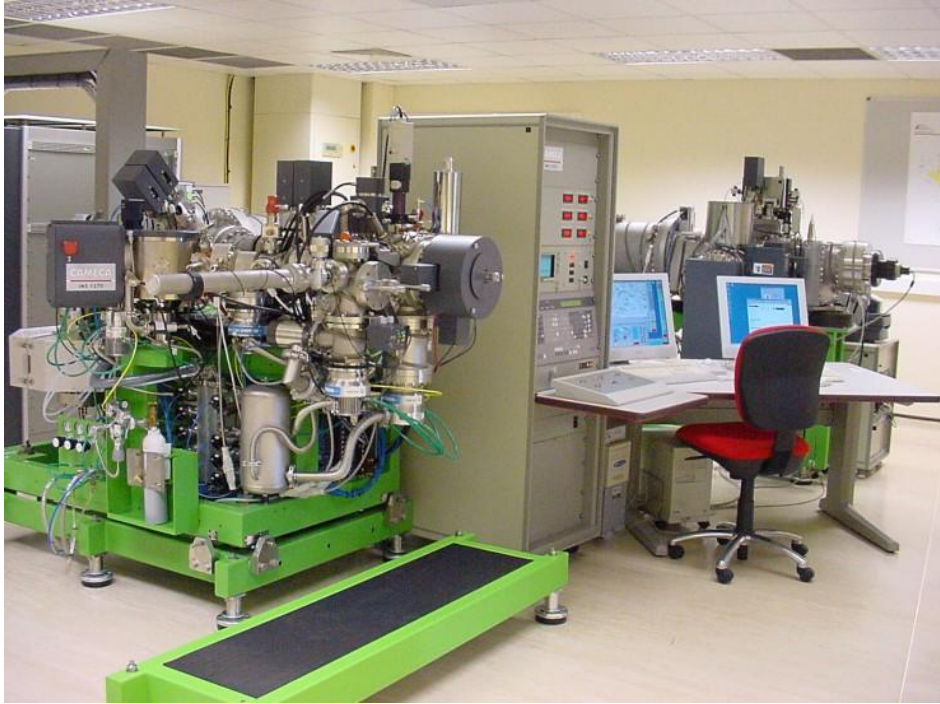
Şekil 3.4. Elektron mikroprob analizlerinin yürütüldüğü Edinburgh Üniversitesi EMMAC Laboratuvarı.

3.5. SIMS TEKNİĞİ İLE ION PROB U-PB ZİRKON YAŞ ANALİZİ

Son yıllarda teknolojinin de ilerlemesine paralel olarak magmatik kayaların kristalizasyon yaşının belirlenmesinde Zirkon ($ZrSiO_4$) mineralinin U-Th-Pb izotoplarının kullanılması oldukça yaygın bir yaş analizi haline gelmiştir. Analizler sadece kristalizasyon yaşının değil ayrıca metamorfizma yaşının belirlenmesinde de kullanılmaktadır. Zirkon mineralinin bu tür yaş analizlerinde kullanımının yaygın

olmasının sebepleri başında göreceli olarak yüksek miktarda U, Th ve Pb içermesi ve deformasyon, metamorfizma, alterasyon gibi jeolojik olaylar karşısında duraylılığını koruması gelmektedir.

İlk kez bu çalışmada saptanan ve Sarıkaya Metagraniti olarak adlandırılan intrüzyonun yaşını saptamak amacıyla Zr yaş analizi yapılmıştır. Seçilen uygun büyüklükteki örneklerin zirkonları İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi Zirkon Ayıklama Laboratuvarında Yrd. Doç. Dr. Gürsel Sunal gözetiminde yapılmıştır. Ayıklanan zirkonların U-Th-Pb analizleri Edinburgh Üniversitesi'nde Cameca ims1270 (Şek. 3.5) ile SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) tekniği kullanılarak yapılmıştır. Cameca ims1270'te iyon kaynağı olarak Cs kullanılmaktadır.



Şekil 3.5. Edinburgh Üniversitesi (İskoçya) Cameca ims1270 aletinin bulunduğu İyon Prob Laboratuvarı.

4. BULGULAR

4.1. TEKTONO-STRATİGRAFI

İnceleme alanında yüksek dereceli mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan sedimentler ve magmatik kökenli kayalardan oluşan bir istif, düşük dereceli mavişist metamorfizmasına uğramış ofiyolitik bir melanj ile tektonik olarak üzerlenir. Miyosen yaşlı volkanik ve sedimentler kayalar ise ofiyolitik melanjı uyumsuz olarak örter.

Ofiyolitik melanjın tabanında yer alan istif alttan üste doğru Beyce Şistleri, Sarıkaya Metagraniti, Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu olmak üzere 5 farklı birimden oluşmaktadır (Şek. 4.1).

İnceleme alanının temelini oluşturan Beyce Şistleri yer yer ince gnaysik bantlı, koyu gri renkli şistlerden oluşmaktadır (Şek. 4.1). Birimin alt seviyelerinde grafitçe zengin seviyeler gözlenir. Bu şistler, metagranitik bir intrüzyonla kesilir. İlk kez bu çalışmada tanımlanan ve inceleme alanındaki yayılımı haritalanan bu granitik intrüzyon Sarıkaya Metagraniti olarak adlandırılmıştır (Şek. 4.1). Beyce Şistleri ve Sarıkaya Metagraniti tabanda kaba kırıntılı bir seviye ile başlayan Kocasu Formasyonu ile uyumsuz olarak üzerlenir. Metabazit ara katkılı şistlerle başlayan istif, üst kısımlara doğru metariyolit ara seviyeleri ile devam eder. Farklı seviyelerde koyu gri renkli metaçört bantlarının gözleendiği bu birimin en üst kısmında, şistlerle sarmalanan metabazit mercikleri yer alır. Birim uyumlu olarak kaba yapraklanmalı, yer yer metaşeyl ve metaçört ara seviyeli kalın bir meta-karbonat istif ile üzerlenir. İnönü Mermeri (Şek. 4.1) olarak tanımlanan bu birimin üst kesimlerinde, çört ara seviyelerinin sıklaştığı gözlenir. Metakarbonatlar üstte, metabazit ve metaçört ara katkılı şistlerle (Devlez Formasyonu) üzerlenir. Ofiyolitik bir melanj olan Ovacık Kompleksi (Şek. 4.1), tüm istifin üzerinde tektonik olarak yer alır. Ovacık Kompleksi yer yer serpantin ve pelitik bir matriksin sarmaladığı kireçtaşı, metagabro, metabazik, radyolaryalı çört, ve bazik kökenli volkanik kayalar bloklarından oluşur. İnceleme alanının batısında Miyosen yaşlı Sacayak Volkanikleri,

Ü. SİSTEM	SERİ	FORMASYON	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR
SENOZOYİK	Güncel	Alüvyon	—		
	Miyosen	Sacayak Volkanikleri	—		Bazik ve andezitik volkanikler — <i>Uyumsuz</i>
MESOZOYİK	Üst Kretase	Ovacık Kompleksi	—		Ofiyolitik melanj (metagabro, mermer, radyolaryalı çört, ultramafik, serpantin, bazik volkanik bloklar) — <i>Tektonik</i>
		Devlez Form.	~ 150		Çört ve bazik volkanik ara katkılı şistler
	G. Triyas - Kretase	İnönü Mermeri	> 1300		Çört ara seviyeli metakarbonat Şeyl ara katkılı metakarbonatlar Metabazit merceği
PALEOZOYİK	A. Triyas	Kocasu Formasyonu	~ 750		Budinleşmiş metabazit lensleri Metariyolit ara katkıları Metabazit ara katkıları Tabanda kaba kırıntılılarla başlayan şistler — <i>Uyumsuz</i>
		Sarıkaya Metagraniti Beyce Şistleri	~ 400		Metagranit ile kesilen grafit ara katkılı şistler

Şekil 4.1. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme sütunu.

kendinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak üzerler (Şek.4.1). Çalışmanın ana temasını metamorfik kayaçlar oluşturduğu için bu çalışmada Sacayak Volkanikleri üzerinde durulmayacaktır.

4.1.1. Beyce Şistleri

4.1.1.1. Tanım ve Ad

Akat ve diğerleri (1978), inceleme alanını da içine alan geniş bir alanda yaptıkları çalışmada muskovit şist, kuvars-albit-serisit-klorit şist, granat şist, kalkışist, biyotit şist, aktinolit bazik şist ve glokofan bazik şist olmak üzere farklı metamorfizma derecelerine sahip kayaçlardan oluşan birimleri toplu olarak Kocadere Metamorfileri olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada, Kocadere Metamorfiti olarak adlandırılan birimin sadece mavişist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan kısmı gözlenmiştir. Bu yüzden bu birim ilk kez bu çalışmada, en iyi Beyce Köyü kuzeydoğusundaki yol yarmalarında gözleendiği için Beyce Şistleri olarak adlandırılmıştır. Bu birimin Tavşanlı Zonu'nun doğu kesimlerinde herhangi bir eşdeğeri tanımlanmamıştır.

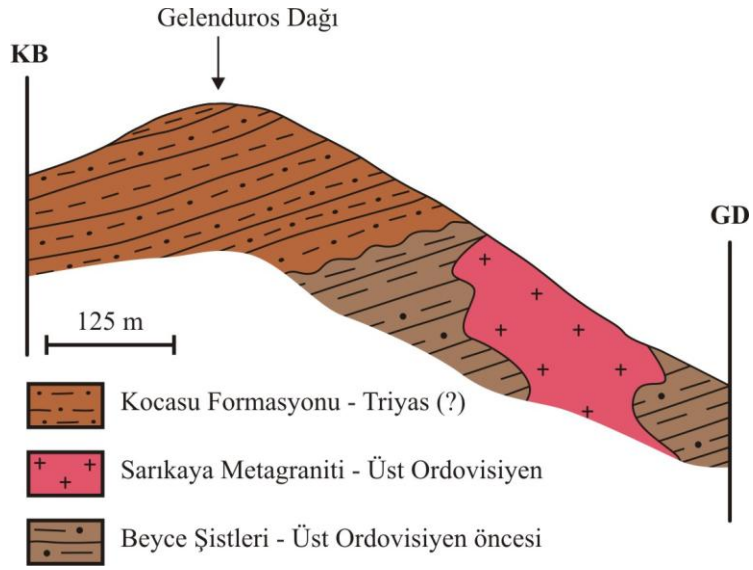
4.1.1.2. Yayılım ve Kalınlık

Birimin doğu sınırı İnkaya Sırtı'ndan başlar güneye doğru Göltarla Sırtı boyunca devam eder ve Sancaklı Pınarı'nın 200 m güneyinde sonlanır (EK 1). Batı sınırı ise Balaban Tepe'nin doğusunda, Çayıroluk Pınarı'nın kuzeyinden başlar, güneye doğru Mehmet Pınarı ve Sarpmaz Tepe'nin doğu yamacı boyunca devam eder (EK 1). İnceleme alanının temelini oluşturan birimin tabanı gözlenmediğinden gerçek kalınlığı bilinmemektedir. Yüzeyleyen yapısal kalınlığı yaklaşık 300 m'dir.

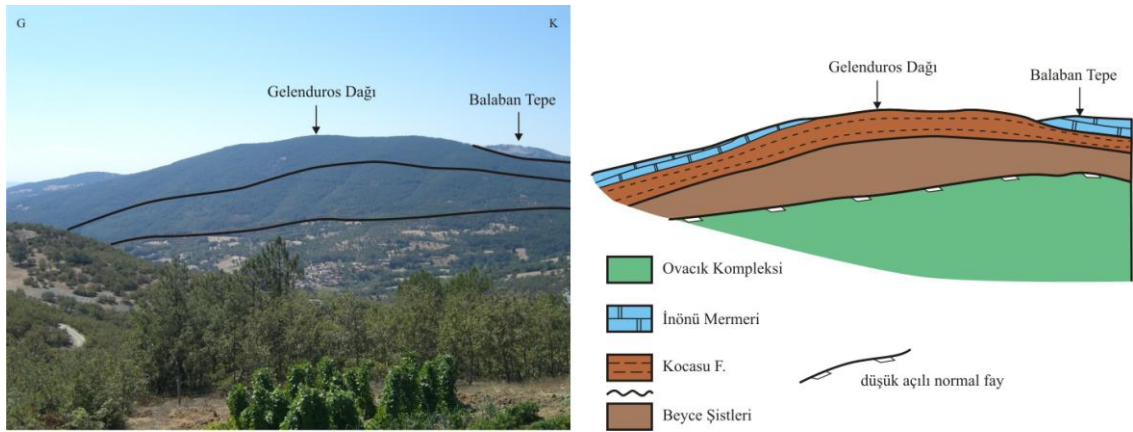
4.1.1.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Beyce Şistleri inceleme alanının temelini oluşturmaktadır. Birimin alt dokanağı çalışma sahasında gözlenmemiştir.

Üst Dokanak: Birim batıda, yaklaşık K-G yönlü bir hat boyunca uyumsuz olarak Kocası Formasyonu'nun kaba kırıntılı şistleri ile üzerlenir (Şek. 4.2). Doğu sınırında ise Ovacık Kompleksi'nin gri ve şarap kırmızısı matriksini oluşturan metapelitleri ile tektonik olarak üzerlenir (Şek. 4.3).



Şekil 4.2. İnceleme alanının temelini oluşturan Beyce Şistleri'nin uyumsuz olarak Kocasu Formasyonu ile üzerlendiğini ve Sarıkaya Metagraniti ile kesildiğini gösteren arazide çizilmiş KB-GD yönlü şematik enine kesit.



Şekil 4.3. İnceleme alanına doğudan batıya doğru bakış. Fotoğrafın sağında basitleştirilmiş ölçeksiz şematik bir çizimde birimlerin ilişkisi gözlenmektedir.

4.1.1.4. Tip Kesit, Tip Yer

Güneyde Beyce Köyü ile daha kuzeydoğuda Ericek Köyü'nü birbirine bağlayan orman yollarındaki yol yarmaları, birimin en iyi gözleendiği mostralardır. Göltarla Sırtı'nın batısındaki, yaklaşık K-G yönlü vadi içindeki mostralar birimin ince bantlı, grafitçe zengin seviyelerinin gözleendiği en iyi yerlerdir.

4.1.1.5. Kaya Türü Özellikleri

Beyce Şistleri tabandan tavana kadar oldukça monoton bir istif görünümü sergiler. Tabanda yaklaşık 1 cm kalınlıklı koyu ve açık renkli seviyelerin ardalandığı ince bantlı gnaysik bir seviye ile başlar. Ayrışma yüzey renkleri gri-koyu gridir (Şek. 4.4). Taze yüzey renkleri ise koyu gri, yer yer siyah ve beyazdır. Genellikle pelitik olan Beyce Şistleri'nde 1-2 mm kalınlıklı kuvarsca zengin seviyeler gözlenir (Şek. 4.5). Bu seviyeler süreklilik göstermezler. Foliasyonlar belirgindir. Mostra ölçeğinde kıvrımlar gözlenmiştir (Şek. 4.5).

Koyu gri renkli şistlerin alt seviyelerinde grafitçe zengin metaçamurtaşları gözlenmiştir. Bu seviyeler 2 cm'den 1 m'ye kadar değişen kalınlıklara sahiptir (Şek. 4.6). Ele alındığında kolaylıkla ufalanır ve eli boyarlar.

Birimin tabanında yer alan, koyu ve açık renkli seviyelerin ardalandığı ince bantlı yapı, inceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi ile tektonik dokanak yaptığı hat boyunca gözlenir. Buradan batıya ve istifin üzerine doğru çıkıldıkça koyu gri renkli kuvars mika şistlere geçilir.

4.1.1.6. Yaş

Beyce Şistleri'nde yaş verisi sağlayacak fosile rastlanılmamıştır. Bu çalışma kapsamında Beyce Şistleri'ni kesen Sarıkaya Metagraniti'nden Zirkon U/ Pb yaş analizi yapılarak Üst Ordovisiyen yaşı elde edilmiştir. Dolayısıyla Beyce Şistleri'nin yaşı Üst Ordovisiyen öncesi olmalıdır.

4.1.2. Sarıkaya Metagraniti

4.1.2.1. Tanım ve Ad

Beyce Şistleri'ni kesen metagranitlerin varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya konulmuş olup Sarıkaya Deresi içinde gözlenmesi nedeniyle Sarıkaya Metagraniti olarak adlandırılmıştır.



Şekil 4.4. Beyce Şistleri'nin genel görünümü.



Şekil 4.5. Ayrışma yüzey rengi koyu gri olan Beyce Şistleri'nde mostra ölçeğinde gözlenen kıvrımlar ve yaklaşık 1 mm kalınlığında, süreklilik göstermeyen kuvarsca zengin seviyeler.



Şekil 4.6. Beyce Şistleri içinde grafitçe zengin seviyelerin genel görünümü.

4.1.2.2. Yayılımı

İnceleme alanında İnkaya Sırtı'nın güneyinde, Sarıkaya Deresi'nin her iki yakasında, yaklaşık 1 km² lik bir alanda yayılım göstermektedir (EK 1). Ayrıca Göltarla Sırtı batısında kalan yol yarmalarında da haritalanamayacak boyutta (4-5 m kalınlığında) yayılım gösteren metagranit mostrası gözlenmiştir.

4.1.2.3. Dokanak İlişkileri

Sarıkaya Metagraniti, sadece Beyce Şistleri ile dokanak yapmaktadır. Yayılım gösterdikleri alanların ormanlık olmasından dolayı şistlerle olan sınırı net gözlenememiş ve sınır jeoloji haritasına tahmini olarak çizilmiştir.

4.1.2.4. Tip Yer

En iyi İnkaya Sırtı'nın güneyindeki yol yarmasında, Zeynep Çeşmesi'nin bulunduğu lokalitedeki mostralarda gözlenirler.

4.1.2.5. Kaya Türü Özellikleri

Açık renkli olmaları (Şek. 4.7a) ile koyu gri şistlerden kolaylıkla ayırt edilirler. Şistlere göre çok kaba yapraklanmalara (Şek. 4.7b) sahiptirler. Metagranitlerin ayrışma yüzey rengi beyaz, sarımsı-açık kahverengidir (Şek. 4.7c). Taze kırık yüzey rengi beyaz, grimsi beyazdır (Şek. 4.7d). Lupla bakıldığında kuvars mineralinin haricinde merkezi kısımları hafif pembemsi olan beyaz renkli porfiroblastlar gözlenir. Bu mineraller jadeyittir. 2 kg lık balyozlarla dahi kırmakta güçlük çekilecek kadar sert olan metagranitlerin foliasyon düzlemleri 5-30 cm arasında değişen sıklıklarda gözlenir. Bu yüzden kaba yapraklanmalı olarak tanımlanmışlardır. Foliasyon düzlemlerinin doğrultusu ve eğimi Beyce Şistleri'nin foliasyonları ile aynıdır. Bu düzlemler üzerinde çok belirgin olmasa da kuvars ve mika mineral uzama lineasyonlarının geliştiği gözlenmiştir.



Şekil 4.7. Sarıkaya Metagraniti'nin, a. genel görünümü, b. kaba yapraklanması, c. ve d. yakından görünümü.

4.1.2.6. Yaş

Metagranitlerden ayıklanan zonlanmalı ve öz şekilli Zr kristallerinin U/ Pb yaş analizleri 445.8 ± 8.0 My (Üst Ordovisiyen) yaşını vermiştir. Zirkon analizleri ile ilgili ayrıntılar “4.5. Sarıkaya Metagraniti Zirkon Yaş Analizi” kısmında verilmiştir.

4.1.3. Kocasu Formasyonu

4.1.3.1. Tanım ve Ad

Birim tabanda kuvarsca zengin kaba kırıntılı bir şist seviyesi ile başlar. Üste doğru metabazit ve metariyolit ara katkıları içeren şistlerle devam eder. İstifin en üst kısmı şistlerle sarmalanan metabazit merceklerinin olduğu bir seviye ile tamamlanır ve kalın bir metakarbonat istifi ile üzerlenir. Bu birimler Kocasu Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çünkü inceleme alanının kuzeydoğusunda, Orhaneli (Bursa)’nde kalın bir metakarbonat istifi altında uzanan mavişist metamorfizmasına uğramış olan şistler, Kocasu Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Okay, 2004). Benzer stratigrafik konumları ve metamorfizma dereceleri nedeniyle, inceleme alanındaki bu şistler için aynı adlandırma kullanılmıştır.

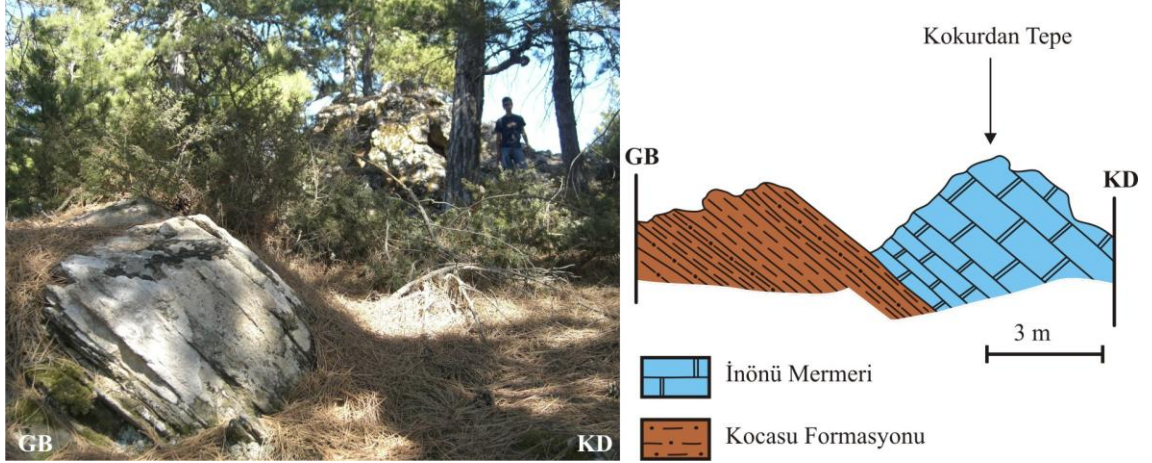
4.1.3.2. Yayılım ve Kalınlık

Birim, inceleme alanında kuzeyde Alıçlıgedik Tepe’den başlar güneye doğru Söğütlü Tepe, Gelenduros Dağı, Taşarası Tepe hattı boyunca devam eder ve Beyce Köyü’nü içine alacak şekilde güneyde alüvyonlarla örtülerek sonlanır (EK 1). Ayrıca güneyde Kokurdan Tepe ile Köy Tepe arasında derin vadiler ve faylar yardımıyla yüzeylenir (EK 1).

4.1.3.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birim, tabanda kaba kırıntılı kuvarsca zengin bir seviye ile Beyce Şistleri üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Şek. 4.2).

Üst Dokanak: Kocasu Formasyonu üzerine İnönü Mermeri uyumlu olarak gelir. Bu sınırın en iyi gözlendiği yer Kokurdan Tepe’nin güneybatısındaki mostralardır (Şek. 4.8). Altta şist-mermer ardalanması ile geçişli bir sınırdır. Dübekli Tepe ile Taşarası



Şekil 4.8. Kokurdan Tepe güneydoğusunda Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile İnönü Mermeri'nin ilişkisini gösteren fotoğraf ve şematik enine kesit. GPS: 20511, 89538.

Tepe arasında Kocasu Formasyonu'nun şistlerinden üstte İnönü Mermeri'ne geçilirken 2-3 m kalınlığında kalkşistler gözlenir.

4.1.3.4. Tip Kesit, Tip Yer

Yusufangudu Sırtı'nın ve Sarpmaz Tepe'nin batısındaki yol yarmaları, Taşarası Tepe ile Edebeleni Mezarlıkları arasındaki mostralara Kocasu Formasyonu'na ait şistlerin en iyi gözleendiği yerlerdir. Sarpmaz Tepe'nin batısındaki yol yarmaları ve mostralara, metabazit ve metariyolit ara katkılarının gözleendiği lokalitelerdir. Ayrıca birimin üst kısmında şistlerle sarmalanan ve budinleşmiş lensler şeklinde gözlenen metabazitler Taşarası Tepe ve kuzeybatısında topoğrafyada çıkıntılar yapacak şekilde mostra vermektedir.

4.1.3.5. Kaya Türü ve Özellikleri

Kocasu Formasyonu altta kaba kırıntılı kuvarsca zengin şistlerle başlar, metabazit ve metariyolit ara katkılarının gözleendiği açık kahverenkli kuvars mika şistlerle devam eder. En üstte şistlerle sarmalanan metabazit mercceklerinin yer aldığı bir seviyeye sonlanır. Aşağıda alttan üste doğru bu birimlerin özellikleri tanıtılacaktır.

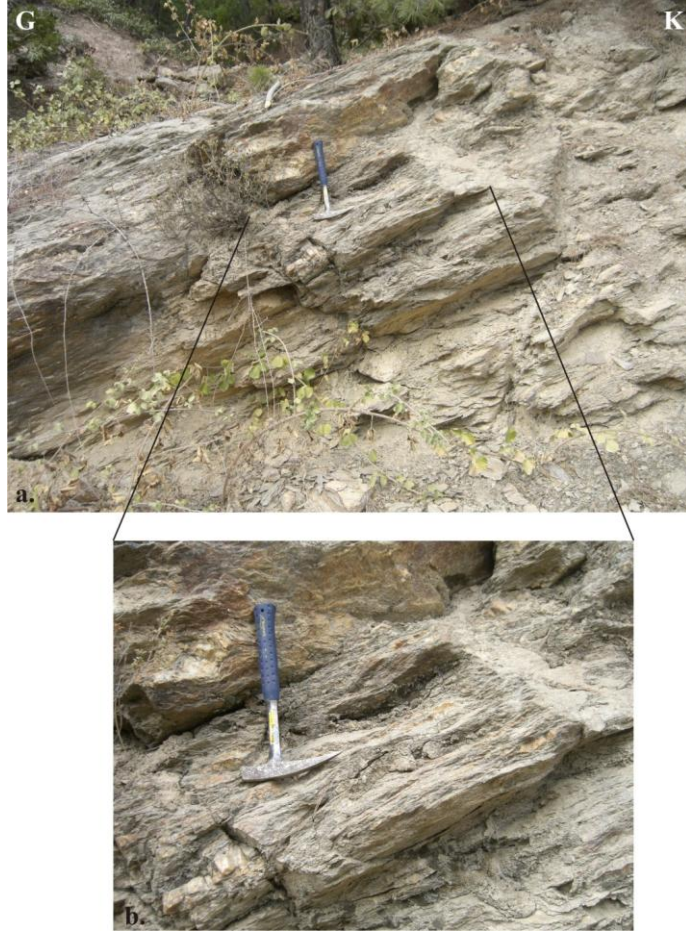
Şistlerin ayrışma yüzey rengi gri, sarımsı kahverengi ve beyazdır. Taze kırık yüzey rengi sarımsı kahverengi, krem rengi ve beyazdır. Psamitik seviyeler, pelitik seviyelere göre daha açık renklidir (Şek. 4.9).



Şekil 4.9. Genellikle gri renkli pelitlerden oluşan Kocasu Formasyonu içinde daha açık renkli, kuvarsa zengin psamitik seviyeler.

Belirgin foliasyon düzlemlerine sahiplerdir (Şek. 4.10). Yer yer boyutları 10 cm'ye kadar ulaşan kuvars gözleri gözlenmiştir (Şek. 4.11). Kuvars göz ve mercekleri kayaçta hâkim olan yapraklanmaya paralel olarak uzanmaktadır. El örneklerinde çıplak gözle tanımlanabilen mineraller kuvars, amfibol ve kloritoyidlerdir. Kloritoyidler çubuksu kristaller şeklindedir ve bu kristaller demetler oluşturarak ufak taneli matriks içinde iri porfiroblastlar halinde çıplak gözle görülür.

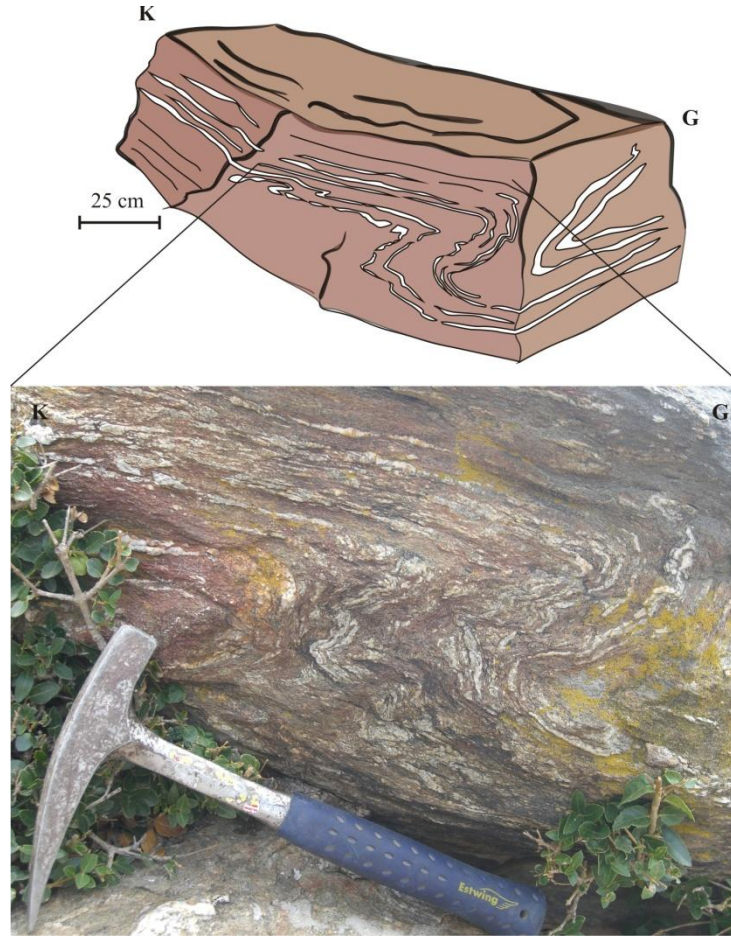
Birim içinde mostra ölçeğinde pek çok kıvrım gözlenmiştir (Şek. 4.12). Gözlenen kıvrımların kanatları, ana foliasyon düzlemlerine paraleldir ve ayrıntıları “4.6. Yapısal Jeoloji” bölümünde tartışılmıştır. Birimin yapısal olarak üst kesimlerinde, Sarpmaz Tepe'nin batısındaki yol yarmalarında gri bantlı metakuvarsit seviyeleri gözlenmiştir. Metakuvarsit seviyelerinin kalınlığı 60-70 cm yi geçmemektedir. Koyu gri ve açık renkli, 2-4 mm kalınlıklı ince bantlar aralanırlar (Şek. 4.13). Düzensiz kıvrımcıklar yaygındır.



Şekil 4.10. a. Kocasu Formasyonu şistlerinden genel görünüm. b. Fotoğrafta foliasyonların güneye doğru eğimli oldukları gözlenmektedir.



Şekil 4.11. Kocasu Formasyonu içerisinde uzamış kuvars gözleri. GPS: 21104; 90394.



Şekil 4.12. Kocasu Formasyonu içerisinde görülen kıvrımlara ait arazide çizilmiş şematik kesit ve fotoğrafı. Kıvrım kanatları foliasyona paraleldir. GPS: 19651; 89367.



Şekil 4.13. Kocasu Formasyonu içerisinde ara seviyeler halinde gözlenen metakuvarsitlerin yakından görünümü. İnce, koyu gri ve açık renkli bantların ardalandığı ve bunların düzensiz olarak kıvrımlandığı gözlenmektedir.

Kocasu Formasyonu içinde ara katkılar halinde gözlenen metabazitlerin ayrışma yüzey rengi mavimsi gridir (Şek. 4.14a). Taze kırık yüzeyi koyu mavimsi, parlak gridir. Yusufangudu Sırtı'nın batısındaki yol yarmalarında gözlenen metabazitler, sık aralıklarla kuvars damarları tarafından kesilmişlerdir (Şek. 4.14b). Kaba bir yapraklanma sunarlar.



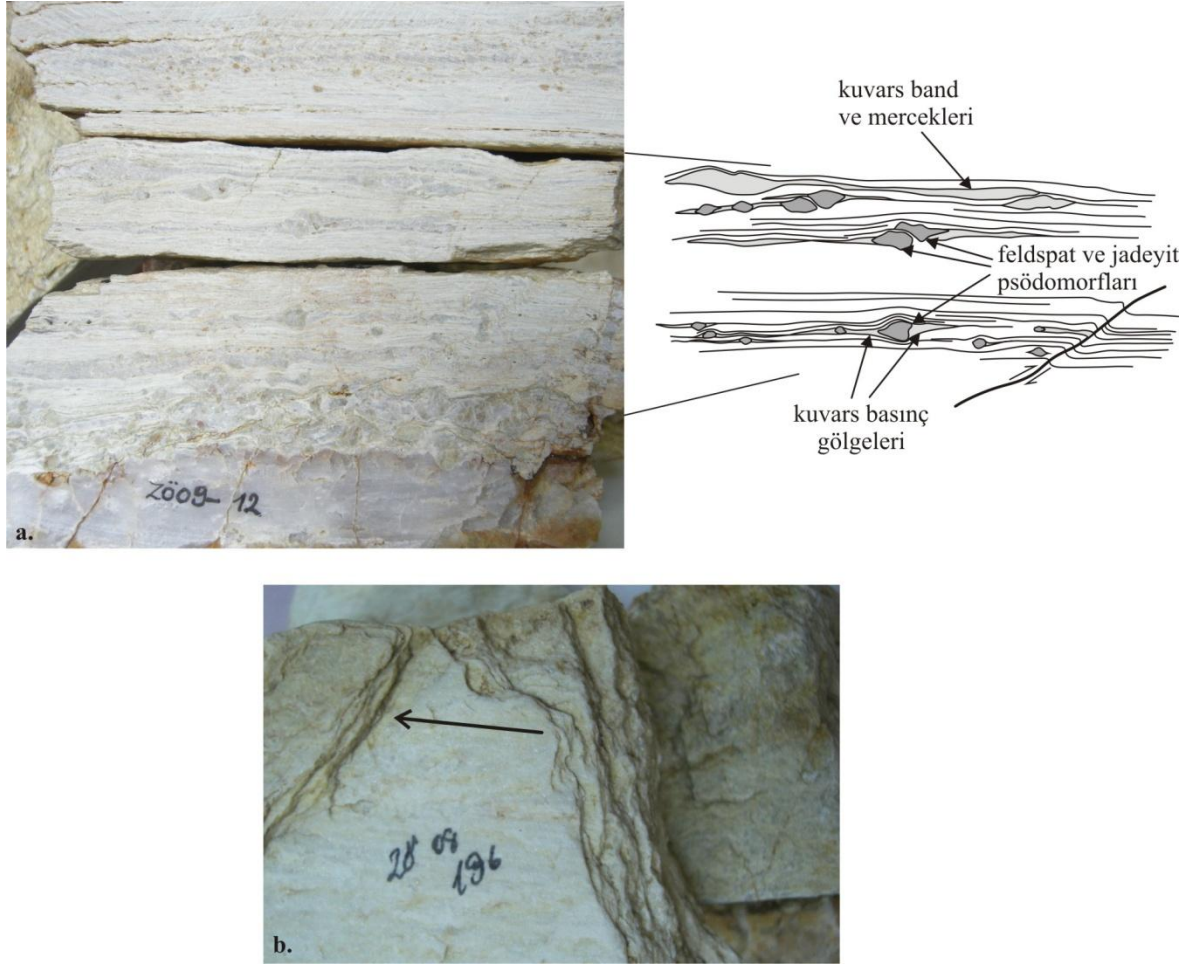
Şekil 4.14.a. Kocasu Formasyonu'nda mavimsi gri metabazitlerin ara seviyelerinin yakından görünümü. Sarpmaz Tepe batısı yol yarması. b. Metabazitlerde birbirini kesen kuvars damarları. Yusufangudu Sırtı batısı yol yarması.

Kocasu Formasyonu içinde farklı seviyelerde ve kalınlıklarda gözlenen metariyolitlerin en belirgin özellikleri sarımsı açık yeşil, sarımsı-yeşilimsi beyaz ve beyaz renkli ayrışma yüzey rengine sahip olmalarıdır (Şek. 4.15.a, b). Benzer taze kırık yüzeyi rengine sahip olan metariyolitlerin el örneklerinde kuvars ve feldspat mineralleri çıplak gözle tanımlanabilen minerallerdir (Şek. 4.16a). Özellikle istifin üst kısımlarında, Sarpmaz Tepe'nin batısında sık ara katkılar halinde gözlenirler (EK 1). Foliasyon düzlemleri üzerinde belirgin bir şekilde mineral uzama lineasyonlarının geliştiği gözlenmiştir (Şek. 4.16b). Metariyolit seviyelerinin kalınlığı 2 cm ve 10 m arasında değişmektedir (Şek. 4.17).

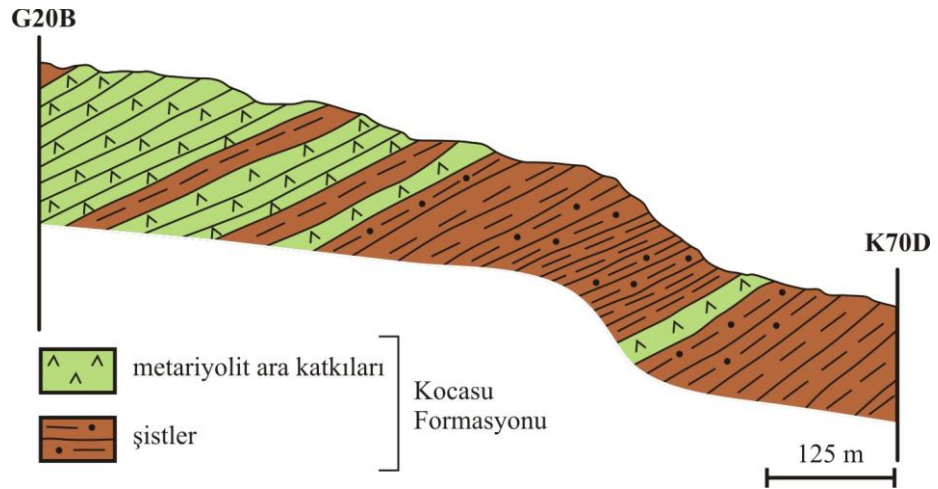


Şekil 4.15.a. Metariyolitlerin beyaz, soluk yeşilimsi genel görünüşleri. b. Açık renkli metariyolitlerin yakından görünüşü. Foliasyon düzlemleri üzerinde mika mineralleri gözlenir.

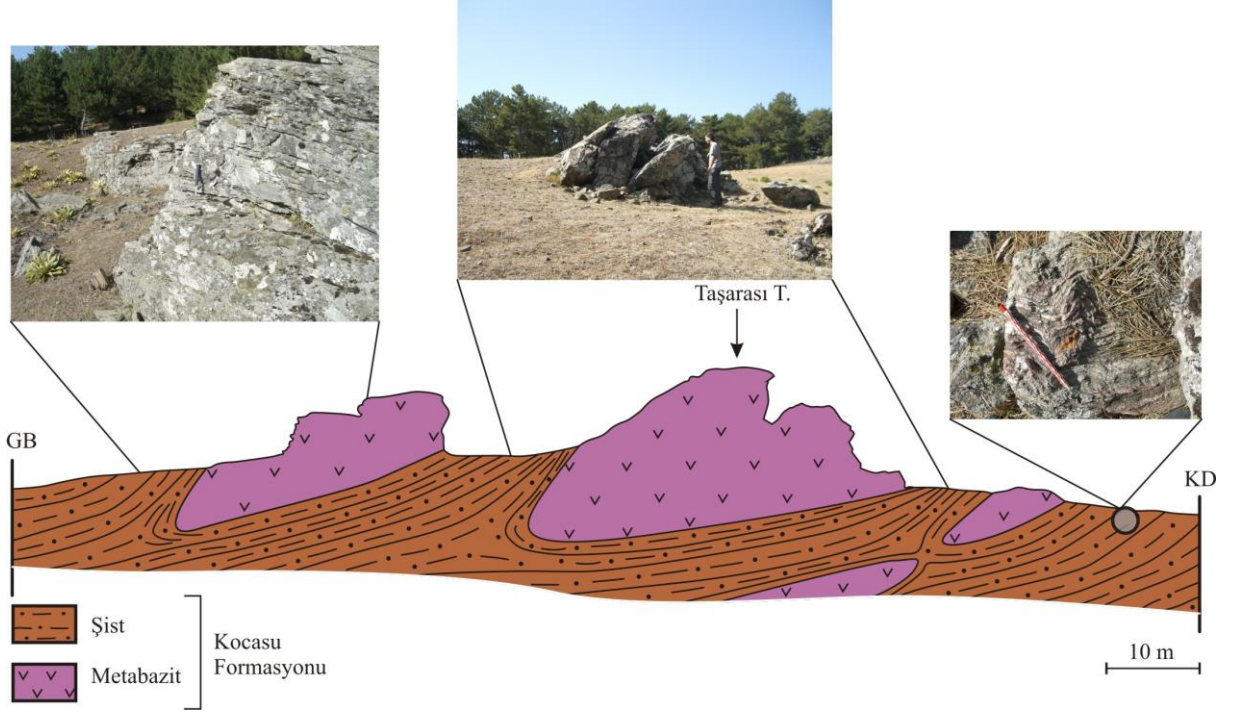
İstifin en üst kısmında lensler şeklinde, kaba kırıntılı şistlerle sarmalanan metabazitler topoğrafyada çıkıntı yapacak şekilde mostra verirler (Şek. 4.18). Merceklerin uzunlukları 4-15 m, kalınlıkları 2-6 m arasında değişir. Jeoloji haritası üzerine boyutları abartılarak çizilmişlerdir. El örneklerine lupla bakıldığında, uzun ince amfibol kristalleri görülür. Kendilerini sarmalayan şistlere göre daha kaba yapraklanmalıdırlar. Ancak şistlerle aynı doğrultu ve eğime sahip foliasyon düzlemlerine sahiptirler.



Şekil 4.16.a. Metariyolitlerden alınan, bir yüzü kesilmiş, el örneğinde feldspat porfiroklastları ile jadeyit psödomorflarının görünümü. b. Metariyolitlerde foliasyon düzlemleri üzerinde gözlenen mineral lineasyonları.



Şekil 4.17. Sarpmaz Tepe'nin batısında, Edebeleni Mezarlıkları ile kuzeydoğusunda Mehmet Pınar'ı arasında gözlenen metariyolit ara katkılı şistleri gösteren arazide çizilmiş şematik enine kesit.



Şekil 4.18. Taşarası Tepe’de şistlerle sarmalanan metabazit mercceklerine ait GB-KD doğrultulu arazide çizilmiş şematik enine kesit.

4.1.3.6. Yaş

İnceleme alanından Kocasu Formasyonu’nun yaşı hakkında bilgi verecek herhangi bir veri yoktur. Birimin Orhaneli’ndeki eşdeğeri şistlerden elde edilen Kambro-Ordovisiyen (530-450 My) ve Karbonifer (310 My) zirkon yaşları ile birimin Karbonifer sonrasında çökelmiş oldukları belirlenmiştir (Okay ve diğ., 2008).

4.1.4. İnönü Mermeri

4.1.4.1. Tanım ve Ad

Orhaneli’nde geniş alanlarda yüzeyleyen ve Kocasu Formasyonu üzerinde uyumlu olarak gözlenen metakarbonat istifini İnönü Mermeri olarak adlandırılmıştır (Okay, 2004). Bu çalışmada incelenen metakarbonat istif için, Orhaneli’ndeki istife stratigrafik konumunun benzerliği nedeni ile İnönü Mermeri adlanması uygun görülmüştür.

4.1.4.2. Yayılım ve Kalınlık

İnceleme alanında Beyce Köyü kuzeybatısındaki Ağıl Tepe, Beyceyaylası, Subattığı Çukuru ve Ahmetoluk Tepe boyunca K-G doğrultulu bir hattın batısında, Karahaliller Köyü, Yoğunluk Köyü ve Piyade Köyü'ne kadar olan geniş alanlar boyunca mostraları gözlenir. Birim kendi içinde kıvrımlı olduğu için gerçek kalınlığını belirlemek mümkün değildir. Ancak yapısal kalınlığı >1300 m'dir.

4.1.4.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birim, Kocasu Formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir (Şek. 4.8).

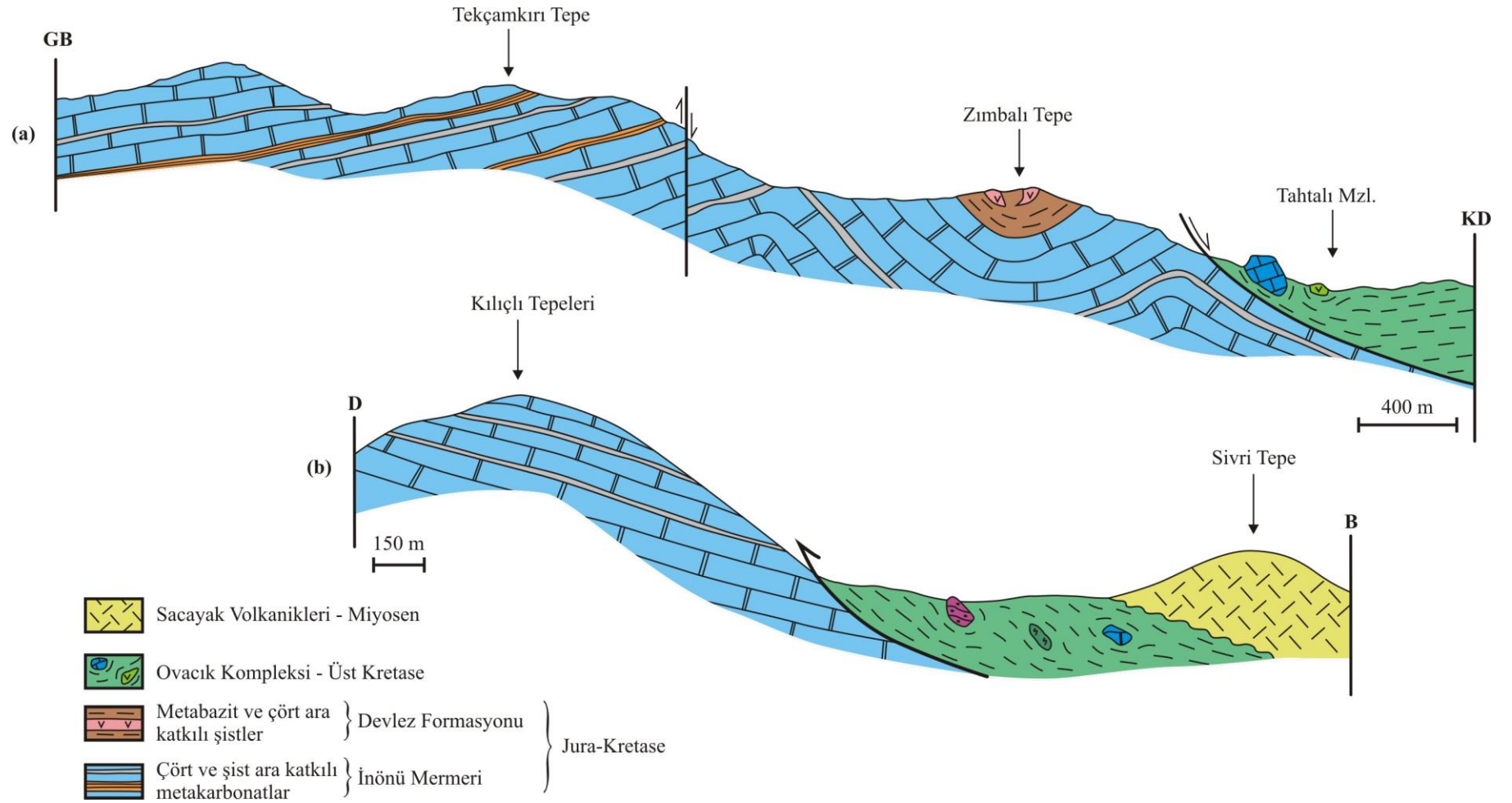
Üst Dokanak: İstifin üzerinde uyumlu olarak Devlez Formasyonu'nun şistleri bulunur (Şek. 4.19a). Ayrıca birim hem doğu hem batı sınırında Ovacık Kompleksi ile tektonik dokanaklıdır. Bu tektonik sınırın karakteri batıda bindirme iken (Şek. 4.19b), doğuda düşük açılı bir normal fay zonu ile temsil edilir (Şek. 4.19a). Normal fay zonu, iki birimin sınırındaki kayaçlarda gelişmiş olan makaslama yönü belirteçleri kullanılarak tanımlanmış ve "4.6. Yapısal Jeoloji" kısmında ayrıntıları verilmiştir.

4.1.4.4. Tip Kesit, Tip Yer

Eskimezarlık Sırtı'nın 250-300 m kuzeybatısında, vadiye paralel olan orman yolu boyunca kuzeye doğru Kırtık Tepe'nin güney eteklerine kadar gözlenen mostralar metakarbonat istifinin, kalkşist ve şist gibi ara seviyeleri ile ardalanmalı olarak gözlendiği en iyi yerlerdir. İnceleme alanında Göz Tepe (Orman Bekçi Kulübesi'nin olduğu tepe)'nin güneyinden geçen orman yolu 600-700 m sonra ikiye ayrılır. Sola ayrılan yol boyunca metakarbonatların, çok sık aralıklı metaçört seviyeleri içerdiği kısmı gözlenir. İstif içinde sadece bir lokasyonda (GPS: 20765; 88615) 3-4 m uzunluğunda bir metabazit merceği gözlenmiştir. Bu lokasyon Battık Sırtı'nda patika yolu üzerindedir.

4.1.4.5. Kaya Türü ve Özellikleri

İnönü Mermeri'nde hakim olan litoloji metakarbonatlardır. Metakarbonatların ayrışma yüzey rengi beyaz, açık gri, yer yer koyu gri, sarımsı ve kirli beyazdır. Taze kırık yüzey



Şekil 4.19. (a) İnceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi'nin, İnönü Mermeri üzerinde normal bir fay zonu boyunca yer aldığını gösteren GB-KD doğrultulu arazide çizilmiş şematik enine kesit. İnceleme alanının doğusunda, Devlez Formasyonu ile uyumlu olarak üzerlenir. (b) İnceleme alanının batısında, Kılıçlı Tepeleri-Sivri Tepe arasında, D-B doğrultusunda Ovacık Kompleksi'nin İnönü Mermeri üzerine tektonik olarak yerleştiğini gösteren arazide çizilmiş şematik enine kesit.

rengi beyaz ve yer yer açık gridir. Kaba yapraklanmalı olduğu gibi ince yapraklı seviyeleri de vardır (Şek. 4.20a).

Metakarbonatlar, metaçört, kırmızı şarabi renkli metakumtaşı-metasilttaşı, şist ve kalkşist ara seviyeleri de içerir. İstifin en üst düzeylerinde kırmızımsı pembe renkli metakuvarsitler gözlenir.

Çört ara seviyeleri mermer içinde çıkıntılı seviyeler oluşturur (Şek. 4.20b). Ayırma yüzeyi krem rengi ve kirli beyazdır. Taze kırık yüzeyi krem rengidir. Kalınlıkları ve sıklıkları değişkendir. 1-60 cm arasında değişen kalınlıklarda gözlenmişlerdir. Aynı düzlem boyunca uzanan bazı çört seviyelerinin, aynı kalınlıkta devam etmeyip, kalınlaşıp incelendiği gözlenmiştir (Şek. 4.20c, d).

Şarabi kırmızı renkli metakumtaşı ara seviyelerinin kalınlığı yaklaşık 3 m'dir. Foliasyon düzlemleri üzerinde mineral uzama lineasyonları çok belirgindir (Şek. 4.21a). Kuvarsca zengin, yaklaşık 1 cm kalınlığında metakumtaşı seviyeleri istif içinde gözlenir. Mika mineralleri, el örneğinde çiplak gözle tanımlanabilen minerallerdir.

Metakarbonatlarda ara seviyeler halinde gözlenen şistlerin ayırma yüzey rengi kahverengi, gri, yer yer kirli beyazdır. Çok ince (mm kalınlığında) yapraklanmaya sahiplerdir. Şist ara seviyelerinin kalınlığı 30 m'yi bulur.

İnceleme alanında sadece Balaban Tepe'nin kuzeybatısındaki yol yarmalarında gözlenen ve metakarbonatların üst düzeylerini oluşturan, ~25 m kalınlığında, pembe-mor renkli metakuvarsitlerde ilksel tabakalanma tane boyutu ve renk farkından dolayı kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Bu birimlerde gelişen foliasyon ilksel tabakalanmaya paraleldir (Şek. 4.21b).

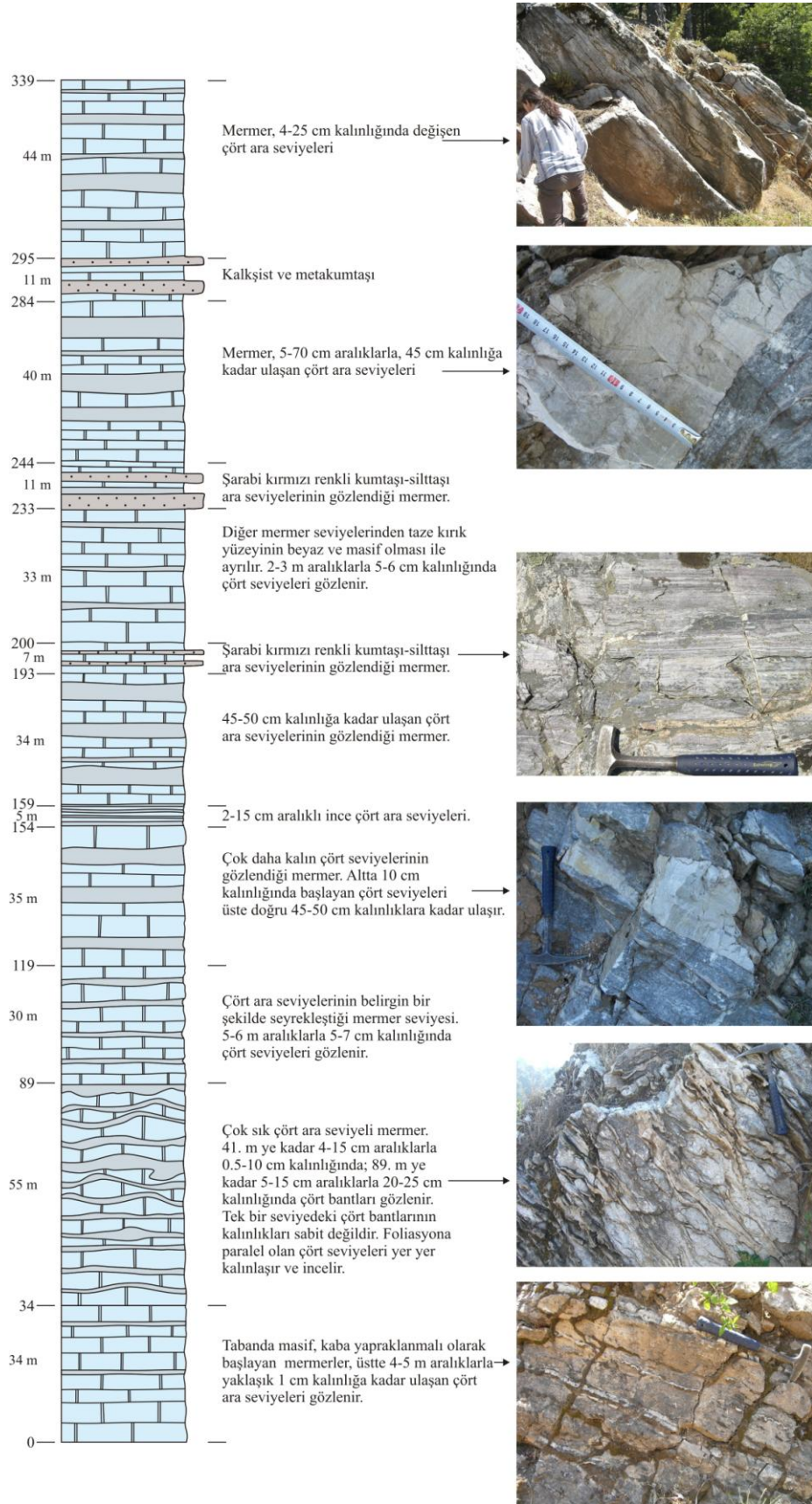
İnceleme alanında Gelenduros Dağı'nın hemen batısındaki vadi (Beyceyaylası-Eskimezarlık hattı) ve Balaban Tepe'nin hemen kuzey eteklerinden geçen orman yolu boyunca hazırlanan ölçülü stratigrafik kesitler Şekil 4.22 ve 4.23'te verilmiştir.



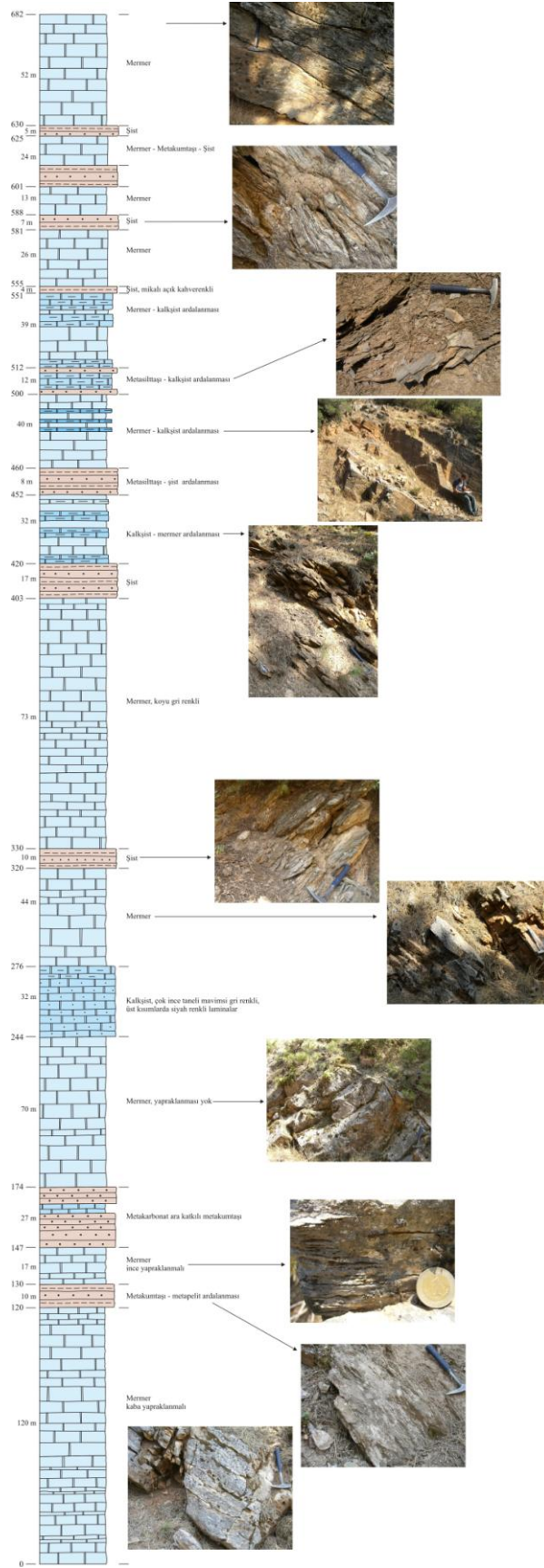
Şekil 4.20. İnönü Mermeri içindeki, a. İnce yapraklı seviyeler, b. Mostrada çıkıntı yapan kahverengi ayrışma yüzeyi rengine sahip olan metakuvarsitler, c. Aynı kalınlıkta devam etmeyen beyaz renkli metakuvarsitler, d. Kıvrımlanan metakuvarsit seviyeleri.



Şekil 4.21. İnönü Mermeri içinde, a. ara seviyeler halinde gözlenen mor-şarabi renkli metakumtaşlarının ve b. pembe-mor renkli metakuvarsitlerin genel görünümü.



Şekil 4.22. Balaban Tepe'nin kuzeyindeki yol yarmaları boyunca hazırlanan İnönü Mermeri'ne ait 339 m kalınlığında ölçülü stratigrafik kesit.



Şekil 4.23. Gelenduros Dağı'nın hemen batısındaki vadi içi (Beyceyaylası-Eskimezarlık hattı) boyunca İnönü Mermeri'ne ait hazırlanan 682 m kalınlığındaki ölçülü stratigrafik kesit.

Balaban Tepe'nin kuzeyindeki yol yarmaları boyunca hazırlanan 339 m kalınlığındaki ölçülü stratigrafik kesitte tabanda 34 m kalınlığındaki masif, kaba yapraklanmalı mermerlerle başlar. Mermerlerin yapraklanması üste doğru azalırken 1 cm kalınlığında çört ara seviyelerinin yer aldığı gözlenir (Şek. 4.22). Üstte, yaklaşık 55 m kalınlığında bir seviyenin çok sık aralıklı çört ara seviyeleri içerdiği gözlenir (Şek. 4.22). Aynı çört seviyesinin sabit kalınlıkta olmayıp, incelik kalınlaşması, bu seviyenin en belirgin özelliğidir. Bu seviyenin üzerinde, yaklaşık 30 m boyunca sık aralıklı (5-6 m) gözlenen çört ara seviyelerinin kalınlıkları sabittir. Çört bantlarının kalınlığı 5-7 cm'dir. Üste doğru çıkıldıkça çört seviyelerinin kalınlığı artar. Altta 10 cm, daha üstte 45-50 cm kalınlıklar arasında gözlenir. Bu kalın çört ara seviyeleri 11 m kalınlığında şarabi kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı seviyesi ile üzerlenir ve 5-70 cm aralıklarla yer alan, 45 cm kalınlığa kadar ulaşan çört ara seviyelerinin yer aldığı metakarbonatlara geçilir (Şek. 4.22). Bu seviyenin üzerinde 11 m kalınlığında kalkışist ve metakumtaşı seviyesi bulunur. Ölçülü kesit 4-25 cm kalınlıklı çört ara seviyelerinin gözlendiği, 44 m kalınlığındaki mermer seviyesi ile sonlanır.

Beyceyaylası-Eskimezarlık hattı boyunca hazırlanan ölçülü stratigrafik kesit, 682 m kalınlığındadır. Tabanı 120 m kalınlığında, kaba yapraklanmalı mermerlerle başlar ve üste doğru şist ile koyu gri renkli, ufak taneli kalkışist ara katkıları ile devam eder (Şek. 4.23). Şist ara seviyelerinin kalınlığı tabanda 10-27 m arasında değişirken, üste doğru 4-5 m kalınlıklara kadar düşer. Şistler genellikle kahverenkli-gri renkli, mikalıdır. 403-420. metreler arasında kloritoyid şistler yer alır. Bununla birlikte kalınlıkları 10 m'ye kadar ulaşan, kuvarsa zengin, açık gri renkli-kahverenkli metakumtaşı ara seviyeleri de gözlenir. Mavimsi koyu gri renkli, çok ufak taneli, 10-15 cm kalınlığındaki kalkışist seviyeleri mermerler içinde farklı seviyelerde yer alır (Şek. 4.23).

4.1.4.6. Yaş

İnönü Mermeri içinde yaş verisi sağlayacak herhangi bir fosil gözlenmemiştir. İnceleme alanının dışında Domaniç kuzeybatısında, Kaya ve diğ., (2001) İnönü Mermeri'nin alt seviyelerindeki konodontlardan Geç Noriyen yaşı elde etmiştir. Konodontların *Mockina slovakensis* (Kozur, 1972) türü olduğunu belirleyerek platform içi sığ denizel bir topluluğu temsil ettiğini ileri sürmüştür. Ayrıca karbonat istifinin genellikle üst düzeylerini temsil eden, farklı lokalitelerde saptanan rudistler ile Kampaniyen-

Maastrichtiyen yaşı elde edilmiştir (Beypazarı-Çayırhan bölgesinde, Önal ve diğ., 1988; Özer, 2002; Haymana-polatlı bölgesi, Özcan ve Özkan-Altın, 1997).

4.1.5. Devlez Formasyonu

4.1.5.1. Tanım ve Ad

İnceleme alanında İnönü Mermeri üzerinde yer alan çört ve metabazik ara katkılı şistler için, Orhaneli’nde metakarbonatlar üzerinde uyumlu olarak bulunan Devlez Formasyonu’na (Okay, 1981; 2004) olan benzerliği nedeniyle, aynı adlama bu çalışmada da kullanılmıştır. Devlez Formasyonu, Orhaneli’nde metabazit, metaçört ve fillatlardan oluşan bir istif olarak tanımlanmıştır (Okay, 1981; 2004).

4.1.5.2. Yayılım ve Kalınlık

Devlez Formasyonu, sadece inceleme alanının kuzeyinde Zımbalı Tepe’de yaklaşık 400 m²’lik bir alanda yayılım gösterir. Birimin üstünde doğrudan başka bir birim gözlenmediğinden kalınlığı bilinmemektedir. Ancak kesitten ölçümle birimin kalınlığı >150 m olarak saptanmıştır.

4.1.5.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Devlez Formasyonu, İnönü Mermeri üzerine uyumlu olarak gelir (Şek. 4.19a, 4.24).

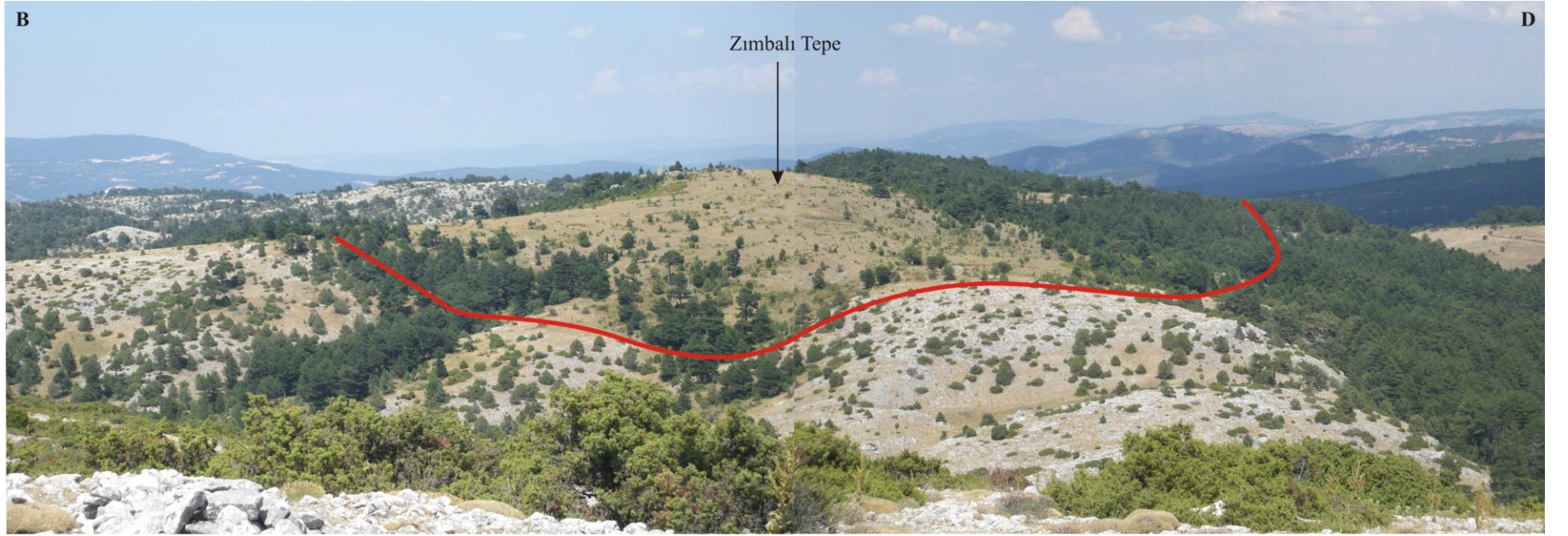
Üst Dokanak: İnceleme alanının zirve noktalarından biri olan Zımbalı Tepe’de gözlenen bu birimin üzerinde doğrudan ilişkili olarak başka birim gözlenmemiştir.

4.1.5.4. Tip Kesit, Tip Yer

Birimin gözlendiği tek yer Zımbalı Tepe’dir. Bu lokasyonda, altta İnönü Mermeri’ndeki bir senklinalin çekirdeğini oluşturur (Şek. 4.19a).

4.1.5.5. Kaya Türü ve Özellikleri

Devlez Formasyonu, bazik volkanik ara katkılarının gözlendiği metaçört ara seviyeli metasilttaşı ve metapelitlerden oluşmaktadır. Bu birimlerin yerli yerinde mostralarını



Şekil 4.24. İnceleme alanının kuzeyinde, Devlez Formasyonu'nun yüzeleştiği tek mevki olan Namazlar Tepe'ye ait genel görünüm. Üstte yer alan Devlez Formasyonu, altta İnönü Mermeri üzerine uyumlu olarak gelmektedir. Devlez Formasyonu'nun üzerine doğrudan başka bir birim gelmemektedir.

bulmak oldukça zordur. Çoğunlukla döküntüler halindedir. Metakumtaşlarının ayrışma ve taze yüzey renkleri benzer olup pembe, gri ve beyazdır (Şek. 4.25a). Metapelitler ise koyu yeşil, mavimsi gri renklidir. Metabazitlerle ardalanmış metakumtaşı-metapelit seviyelerinin kalınlıkları 5-10 m arasında değişir.

Metabazitlerin ayrışma yüzey rengi mavimsi koyu gri ve yer yer kahverengidir. Taze kırık yüzey rengi koyu mavi, koyu gridir. Kaba bir yapraklanmaya sahiptirler. Kalınlıkları 4 m yi bulmaktadır. İçinde buldukları metakumtaşı-metapelitlere göre daha sert oldukları için topoğrafyada çıkıntılar halinde yüzeylenirler (Şek. 4.25b). Masif bir görünüme sahip olan metabazitlerin el örneklerinde, amfibol mineralleri gözle seçilebilir iriliktir.

Metakuvarsitler pembemsi gri renklidir (Şek. 4.25c). 2-3 cm kalınlığındaki metakuvarsit düzeylerinin, yaklaşık 5 mm kalınlıklı yeşil renkli ufak taneli seviyelerle ardalandığı gözlenir. Bu seviyeler kesikli olarak devam ederler ve metakuvarsitlerle birlikte kıvrımlanırlar.

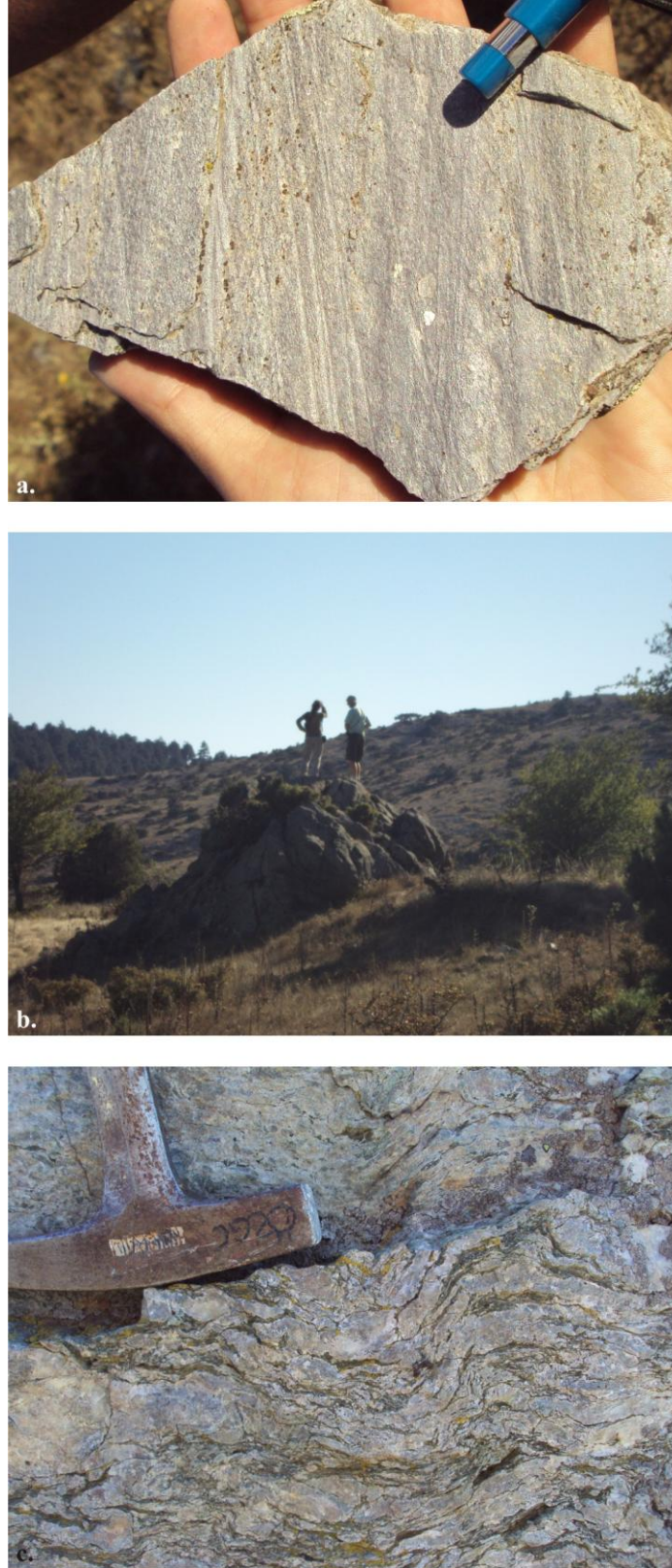
4.1.5.6. Yaş

Bu çalışma kapsamında birimin yaşını verecek herhangi bir fosil gözlenmemiştir. Birimin Orhaneli'ndeki eşdeğerinden ve Sivrihisar'daki eşdeğeri Halilbağı Formasyonu'ndan da elde yaş bulgusu yoktur. Birimin Üst Kretase yaşlı karbonat platformunun çökmesi ile geliştiği ileri sürüldüğünden (Robertson ve diğ., 2009), birimin yaşı Üst Kretase olmalıdır.

4.1.6. Ovacık Kompleksi

4.1.6.1. Tanım ve Ad

Önceki çalışmalarda, inceleme alanı ve dışında geniş alanlarda yayılım sunan kırıntılı bir matriksin sarmaladığı Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı ultrabazik, metagabro, rekrystalize kireçtaşı, spilitik bazalt, radyolaryalı çört gibi farklı litolojiler kapsayan bloklardan oluşan birim, Ovacık Kompleksi olarak adlandırılmıştır (Kaya, 1972a, b). Bu çalışmada inceleme alanının batısında İnönü Mermeri ve doğusunda Beyce Şistleri,



Şekil 4.25. Devlez Formasyonu'ndaki a. Pembemsi metakumtaşlarının, b. Topoğrafyada çıkıntılar şeklinde gözlenen metabazitlerin ve c. Metakuvarsit ara seviyelerinin genel görünüşleri.

Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri üzerinde tektonik bir sınır boyunca yer alan melanj için aynı adlama kullanılmıştır.

4.1.6.2. Yayılım ve Kalınlık

İnceleme alanının batısında Piyade Köyü, Yoğunluk Köyü ve Karahaliller Köyü dolaylarında gözlenir. İnceleme alanının doğusunda ise Ericcek ve Karakaya Köyleri'nin doğusunda ve inceleme alanının kuzeyinde Çocukdonduş Tepeleri dolaylarında yüzeylenir.

4.1.6.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birim, inceleme alanının batısında kuzeyden güneye sırasıyla Piyade Köyü, Yoğunluk Köyü ve Karahaliller Köyü doğrultusunda bindirmeli bir fay zonu boyunca İnönü Mermeri üzerinde yer alır (Şek. 4.19b, 4.26). İnceleme alanının doğusunda ise kuzeyde Elmalıyayla Tepe'den başlar ve güneyde Ericcek Köyü, Karakaya Köyü boyunca devam eden bir normal fay zonu boyunca hem Beyce Şistleri hem de Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri üzerinde tektonik olarak bulunur (Şek. 4.3, 4.19a).

Üst Dokanak: İnceleme alanının güneybatısında Asmacık ve Sivri Tepe ile inceleme alanının batısında Sayacık Köyü dolaylarında yüzlek veren Miyosen yaşlı Sacayak Volkanikleri ile uyumsuz olarak üzerlenir (Şek. 4.19b).

4.1.6.4. Tip Kesit, Tip Yer

İnceleme alanında Ovacık Kompleksi'nin matriksi en iyi Piyade ve Karahaliller Köyü arası stabilize yollardaki yarmalarda gözlenir. Karakaya Köyü ile Ericcek Köyü arasındaki yol yarmalarında radyolaryalı çört, serpantin, mermer ve metakuvarsit blokları gözlenir. Meydançayırı Köyü'nün kuzeyinde, orman bekçi kulübesinin yer aldığı Erikli Tepe'nin hemen batısından geçen yol boyunca kuzeye doğru devam edildikçe volkanik kökenli bloklar ile serpantin ve radyolaryalı çört blokları gözlenir. Melanjın matriksi ile sarmalanan metagabro bloku sadece Yoğunluk Köyü'nün 500 m kuzeydoğusunda patika yolu üzerinde gözlenmiştir. Buruşma klivajlarının yer aldığı metabazit bloku, inceleme alanının batısında Karataş Tepe'de yer alır. Dede Tepe'nin

doğusunda Meydançayırı Köyü'ne bağlanan patika yolu üzerinde radyolaryalı çört ve İnönü Mermeri'nin çört ara seviyeli kısımlarına çok benzeyen mermer bloku gözlenir.

4.1.6.5. Kaya Türü ve Özellikleri

Ovacık Kompleksi serpantin, radyolaryalı çört, çört bantlı mermer, volkanik, spilitik bazalt, metabazit ve metagabro bloklarının yeşil renkli serpantin, mor renkli metaçamurtaş ve parlak gri renkli metapelitlerden oluşan bir matriksle sarmalanan bir karmaşıktır.

Melanjın matriksi her yerde deformedir. Foliasyonlar belirgindir (Şek. 4.27a, b). Ancak foliasyon doğrultu ve eğimleri çok değişkendir. Foliasyon düzlemleri üzerinde gidiş ve dalımları değişkenlik gösteren lineasyonların geliştiği gözlenir.

Serpantin blokları yeşil, açık yeşil, koyu yeşil renklidir (Şek. 4.27c, d). Blokların boyutları 4-5 m den 200 m ye kadar değişir. Serpantin bloklarının bazı kısımlarında köken kayacın korunduğu gözlenmiştir.

Spilitik bazalt bloku Dede Tepe'nin kuzeyinde 2 m büyüklüğünde bir blok olarak tek bir lokasyonda gözlenmiştir. Ayrışma yüzey rengi kahverengimsi koyu gri renklidir. Yer yer boşluklu ya da boşlukları kalsit dolgulu, beyaz benekli bir doku sergiler. Oldukça sert bir yapıya sahiptir.

Volkanik kökenli bloklar zeytin yeşili taze kırık yüzeyine sahiplerdir (Şek. 4.28.a, b). Oldukça sert olan bu bloklar, inceleme alanında gözlenen en sık ve en iri boyutlu blok türüdür. Boyutları 1000 m ye kadar ulaşmaktadır. Diğer bloklardan farklı olarak volkanik kaya bloklarında foliasyon gözlenmemiştir. Radyolaryalı çörtlerle birliktelik gösterirler (Şek. 4.28).

Mermer blokları kirli beyaz, açık gri renklidir. 200'm ye kadar ulaşan farklı boyutlarda gözlenirler. Çört ara seviyeli mermer blokları, İnönü Mermeri'nin çört ara seviyeli kısımlarından gelmektedir. Karataş Köyü'nün doğusundaki yol yarmasında yaklaşık 6 m uzunluğundaki bir mermer bloğunun çok ince yapraklı, mavimsi gri ve yeşil renkli bir matriksle sarmalandığı gözlenmiştir (Şek. 4.28.c, d).



Şekil 4.26. a. İnceleme alanına güneybatıdan kuzeydoğuya bakış. Fotoğrafta bindirme çizgisinin üstünde kalan yeşil alanlar İnönü Mermeri, bindirme çizgisinin altında kalan çıplak-tarlalık alanlar Ovacık Kompleksi'nin yüzeylendiği kısımlardır. Ovacık Kompleksi, İnönü Mermeri üzerinde bir bindirme zonu boyunca yer almaktadır. b. Ovacık Kompleksi'nde metapelitik matrisle sarmalanan bloklar. Bloklar metabazit ve mermerdir.

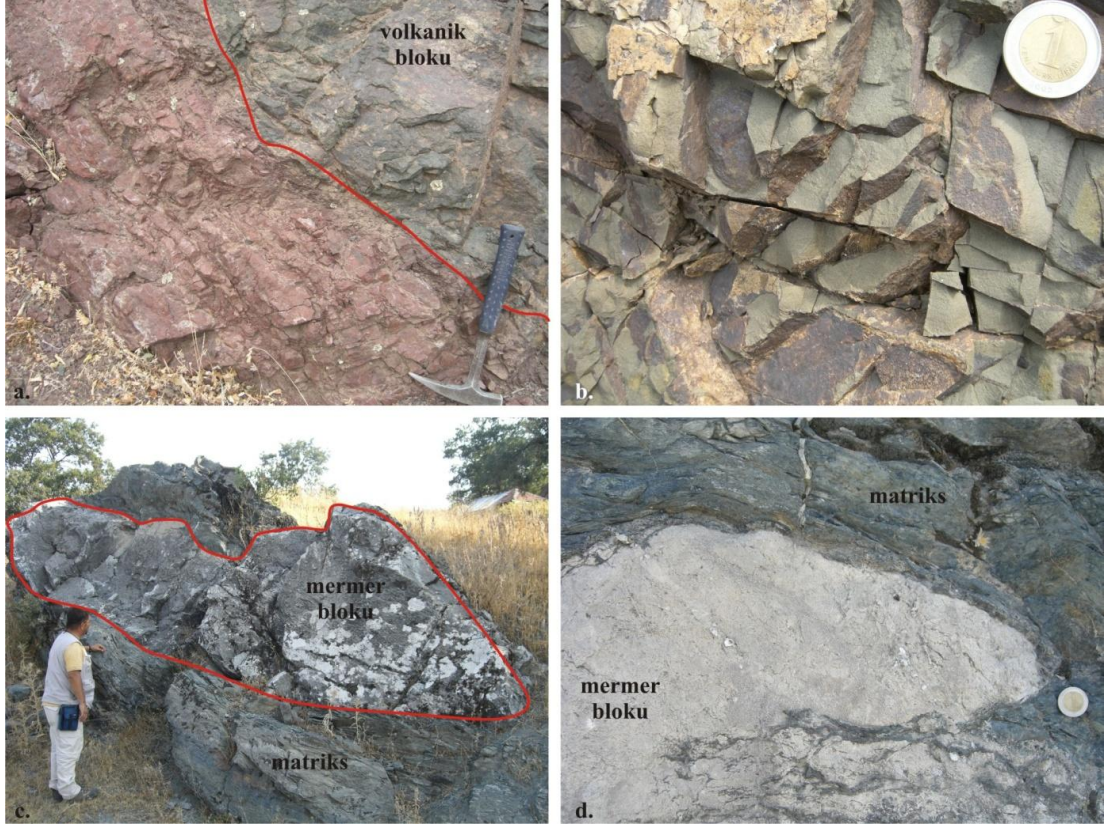


Şekil 4.27. a. ve b. Ovacık Kompleksi'nin mor renkli çamurtaşı matriksinden genel görünüm. Foliasyonlar belirgindir. c. Ovacık Kompleksi'ne ait serpantin bloku. d. Serpantin blokundan yakın görünüm.

Radyolaryalı çört blokları koyu kırmızı renktedir (Şek. 4.29a). Boyutları değişken olup en fazla 50 m kalınlıklıdır. Tabakalanmaları 5-20 cm arasındadır. El örneğinde taze kırık yüzeyine lupla bakıldığında radyolaryalar gözlenir.

Gözlenen başka bir blok türü de köşeli kireçtaşı çakıllarının yeşil renkli volkanik bir matriksle tutturulduğu 2-3 m boyundaki bloktur. Mermer çakıllarının boyları 3-4 cm'ye kadar ulaşır ve matrikse göre %90 oranında bulunur. Bu yüzden ilk bakışta kireçtaşı gibi görünür. Ancak yakından incelendiğinde kireçtaşı çakılları daha iyi farkedilir.

İnceleme alanında deformasyona ve metamorfizmaya uğramış blok türü metagabro ve metabazit bloklardır (Şek. 4.29b, c). Metagabro bloğunun boyutu 3-4 m arasındadır.



Şekil 4.28. Ovacık Kompleksi içindeki a. Radyolaryalı çörtlerle birliktelik gösteren volkanik bloklar, b. Yeşil renkli volkanik kökenli bloklardan genel görünüm. c. Kireçtaşı bloku, mavi-yeşil renkli metapelitik bir matriksle sarmalanmaktadır. d. Kireçtaşı ve mavi-yeşil renkli matriksin yakından görünümü.

Koyu gri, mavimsi gri renkli ve yer yer beyazdır. Metabazit bloku koyu gri, mavimsi gridir. Serpantin bir matriksle sarmalanmıştır. Buruşma klivajı ve buruşma klivajı lineasyonu yapılarının geliştiği metabazit blokunu sarmalayan matrikste benzeri deformasyon izleri gözlenmemiştir.

4.1.6.6. Yaş

İnceleme alanında yüzeylenen melanjın matriksinden ya da bloklarından yaş verisi sağlayacak bir bulgu elde edilmemiştir. Bornova Fliş Zonu'ndaki çört-çamurtaşı araldanmasının gözlendiği farklı bloklardan Geç Ladiniyen, Erken Karniyen, Orta Karniyen, Geç Karniyen radyolaryaya yaşı elde edilmiştir (Tekin ve Göncüoğlu, 2002). Levha içi karakterli volkanik bloklarla birlikte bulunan radyolaryalı çörtlerden Batoniyen-Erken Kalloviyen (Orta Jura) yaşları tespit edilmiştir (Tekin ve Göncüoğlu, 2009). Okyanus ortası sırt bazaltlarını temsil eden volkanik bloklarla birlikte bulunan

radylaryalı çörtlerden ise Karniyen (Üst Triyas) yaşı elde edilmiştir. Foraminiferlere dayalı olarak karbonat bloklarından Geç Noriyen-Resiyen (neritik karbonatlar), Titoniyen-Albiyen (yarı-pelajik karbonatlar) yaşları elde edilmiştir (Okay ve Altner, 2007). Blokların içinde buldukları matriksin Geç Kretase-Paleosen yaş aralığında oldukları belirtilir (Okay ve Altner, 2007).

4.1.7. Sacayak Formasyonu

4.1.7.1. Tanım ve Ad

İnceleme alanında Ovacık Kompleksi üzerinde uyumsuz olarak bulunan aglomera, andezitik ve bazaltik volkanikler Sacayak Formasyonu olarak adlandırılmıştır (Akat, 1978). Bu tez çalışmasının ana temasını metamorfik kayaçlar oluşturduğundan neojen yaşlı Sacayak Formasyonu'nun genel özellikleri verilerek üzerinde fazla durulmayacaktır.

4.1.7.2. Yayılım ve Kalınlık

İnceleme alanının batısında Asmacık Tepe, Sivri Tepe dolaylarında ve Sayacık Köyü kuzeyinde gözlenirler. Yaklaşık 7 km² lik bir yayılıma sahiplerdir. İnceleme alanında birimin üzerine gelen başka bir birim gözlenmemektedir. Bu yüzden kalınlığı bilinmemektedir.

4.1.7.3. Dokanak İlişkileri

Alt Dokanak: Birim Ovacık Kompleksi üzerinde uyumsuz olarak yer almaktadır.

Üst Dokanak: İnceleme alanında birimin üzerinde doğrudan başka bir birim gözlenmemiştir.

4.1.7.4. Tip Kesit, Tip Yer

Bazaltik ve andezitik volkaniklerin en iyi gözlendiği yer Sivri Tepe ve Asmacık Tepe dolayları, aglomeraların gözlendiği en iyi yer ise Sayacık Köyü kuzeyinde Kovukkaya Tepe ile Mezar Tepe'deki mostralardır.

4.1.7.5. Kaya Türü ve Özellikleri

Bazaltik volkaniklerin ayrışma yüzey rengi siyah, koyu gridir. Taze kırık yüzeyi siyahtır. Boşluklu bir dokuya sahiptir. Masif bir görünüme sahiptir. Andezitik volkaniklerin ayrışma yüzey rengi bej, gri, yer yer açık pembedir. Taze kırık yüzey rengi bej, gri ve yer yer beyazdır. Tabakalanma yataya yakındır. Aglomeralarda köşeli, köşeleri yarı yuvarlak andezit ve bazalt çakılları gözlenmiştir (Şek. 4.29d). Bu çakılların boyutları genellikle 10-15 cm boyutundadır. Ancak 60 cm boyutunda olanları da gözlenmiştir. Çakıllar camsı bir hamurla tutturulmuş, çoğunlukla ayrılmıştır.



Şekil 4. 29. Ovacık Kompleksi içindeki, a. Radyolaryalı çörtlerin yakından görünümü. b. Koyu gri-beyaz renkli metagabro blokundan yakın görünüm (GPS: 15922, 91348). c. Karataş Tepe'deki buruşma klivajlarının gözlendiği metabazit bloku. d. Sayacak Formasyonu'ndaki aglomeraların genel görünümü (GPS: 15315, 94138).

4.1.7.6. Yaş

Sacayak Volkanikleri'nin eşlenikleri inceleme alanının güneydoğusunda Selendi dolaylarında yüzeylenir. Buradaki volkaniklerden yapılan K-Ar yaş analizleri, 21-15 My (Erken Miyosen, Seyitoğlu ve diğ., 1997) yaş aralığını vermiştir.

4.2. İNCELEME ALANINDAKİ METAMORFİK KAYAÇLARIN PETROGRAFİSİ

Bu bölümde inceleme alanında yer alan metamorfik kayaçların polarizan mikroskobu altındaki petrografik özellikleri anlatılacaktır. Petrografik özelliklerin tanımlanması amacıyla arazi çalışmaları sırasında toplanılan örneklerden temsili 350 adet ince kesit hazırlanmıştır. Bu kesitlerin 45 tanesi yönlü örneklerden hazırlanmıştır. Kayaçların sergiledikleri mineral parajenezleri bu başlık altında anlatılırken deformasyon neticesinde kazanılan özellikler “4.6. Yapısal Jeoloji” başlığı altında, doku-mineral ilişkileri anlatılarak tartışılacaktır. İncelenen tüm kesitlerin mineral bileşimleri EK 3’te tablo halinde verilmiştir.

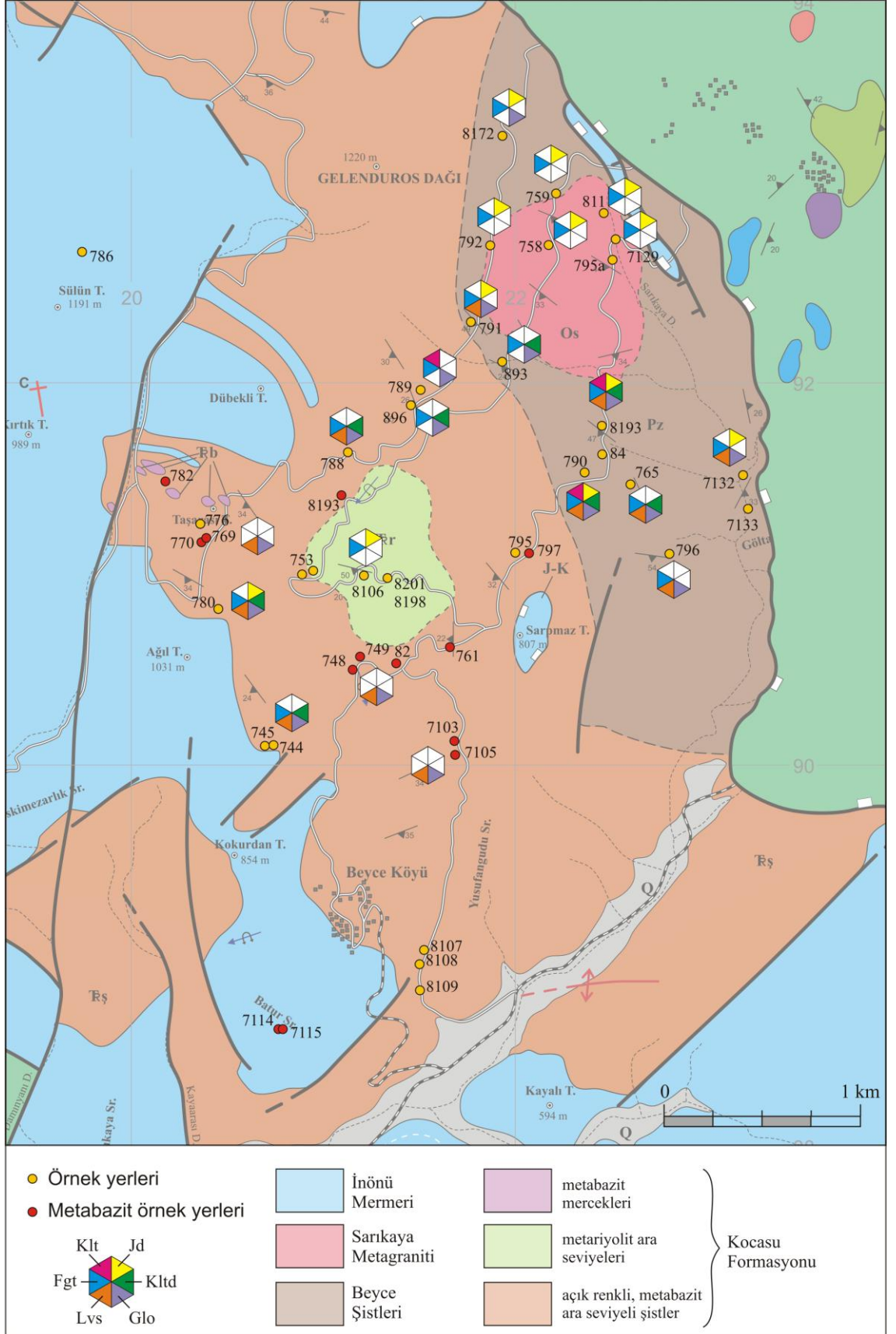
Beyce Şistleri ve Kocasu Formasyonu birimlerinin petrografik özelliklerinde belirgin bir farklılık gözlenmemiştir. Ancak her iki birimde aynı metamorfik fasiyesi temsil etse de, birbirinden farklı mineral parajenezlerine sahip seviyelerin varlığı tespit edilmiştir. Bazı seviyelerde gözlenen indikatör bir mineral diğer bir seviyede gözlenmeyebilmektedir. Bunun sebebi şistlerin farklı kimyasal kompozisyona sahip seviyelerden oluşmuş olmasıdır. Aşağıda, Beyce Şistleri ve Kocasu Formasyonu şistleri içinde gözlenen farklı mineral parajenezleri yapısal olarak alttan üste doğru verilmiştir. Örnek yerleri için Şekil 4.30’da verilen haritaya bakınız.

Beyce Şistleri’nde:

- *Glokofan + Kloritoyid + Mika + Klorit + Kuvars + Grafit (Örnek no: 7132b)
- *Jadeyit + Glokofan + Lavsonit + Kloritoyid + Mika + Kuvars + Grafit (Örnek no: 7133)
- *Jadeyit + Feldspat + Kuvars + Mika (Örnek no: 8172)
- *Kloritoyid + Fengit + Kuvars + Turmalin (Örnek no: 790)
- *Jadeyit + Glokofan + Klorit + Kuvars + Mika (Örnek no: 791)

Kocasu Formasyonu şistlerinde:

- *Kloritoyid + Mika + Kuvars + Turmalin (Örnek no: 8111, 8110)
- *Jadeyit + Glokofan + Klorit + Kuvars + Mika (Örnek no: 896)



Şekil 4.30. Beyce Şistleri ile Kocasu Formasyonu örneklerindeki mineral bileşimini gösteren harita. Klt, klorit; Klt, kloritoyid; Lvs, lavsonit; Jd, jadyit; Glo, glokofan; Fgt, fengit.

- *Jadeyit + Glokofan + Lavsonit + Kuvars + Fengit +Klorit (Örnek no: 7107)
- *Jadeyit + Glokofan + Kloritoyid + Kuvars + Fengit + Klorit (Örnek no: 7108)
- *Lavsonit + Kloritoyid + Kuvars + Fengit + Grafit (Örnek no: 7109)
- *Jadeyit + Glokofan + Lavsonit + Kloritoyid + Fengit + Kuvars (Örnek no: 780)
- *Lavsonit + Kloritoyid + Kuvars + Fengit + Turmalin (Örnek no: 744)

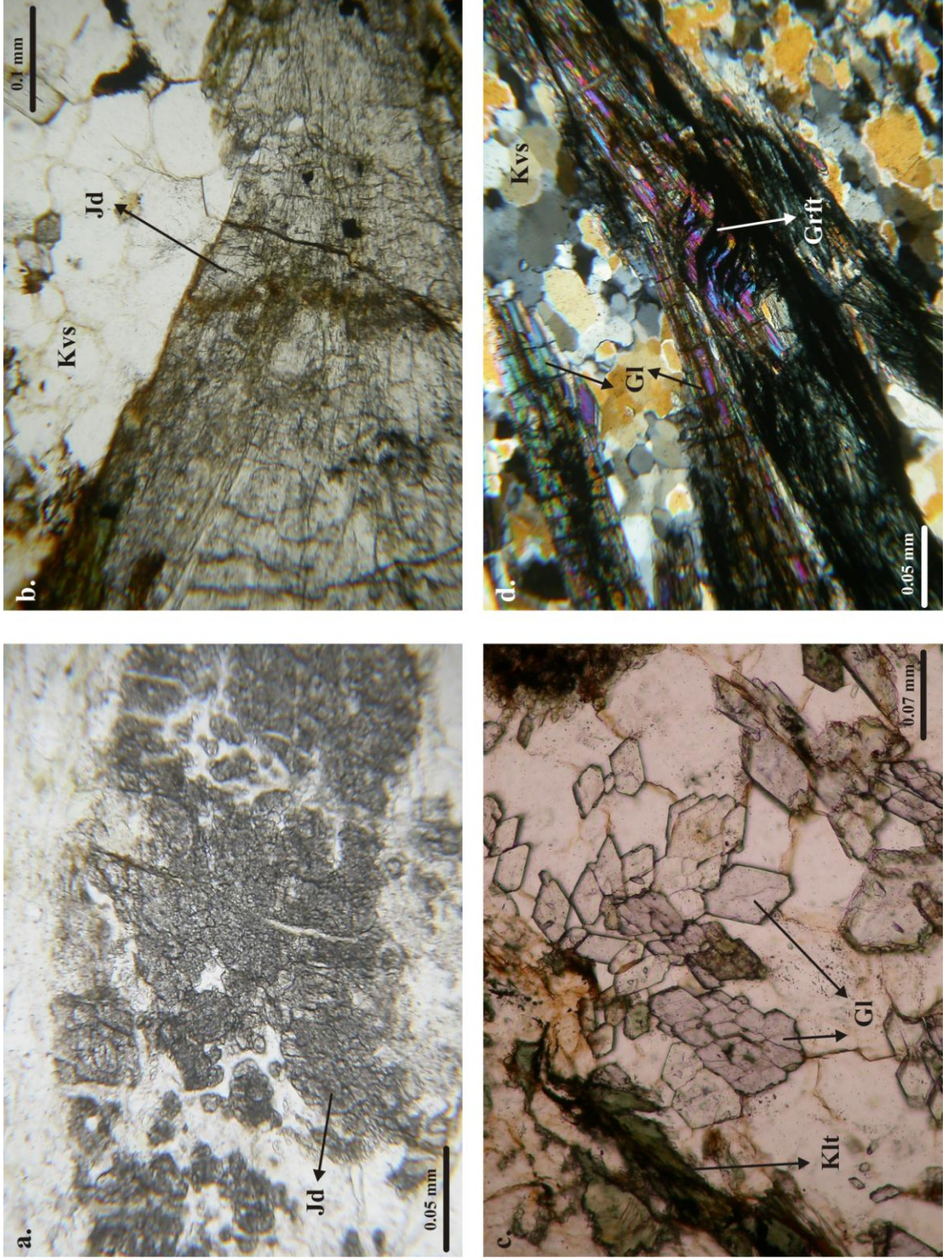
Aşağıda inceleme alanındaki birimlerin petrografik özellikleri, stratigrafik olarak alttan üste doğru sırasıyla anlatılacaktır.

4.2.1. Beyce Şistleri

Koyu gri şistlere ait ince kesitlerde kloritoyid, fengit, glokofan, lavsonit, jadeyit, klorit, kuvars, turmalin, grafit mineralleri gözlenmiştir. Zirkon, apatit ve opak mineraller de kesitlerde gözlenen aksesuar minerallerdir. S-C yapılarının ve post-tektonik blastların gözlendiği milonitik bir dokuya sahiptir.

Jadeyitler doğru ışıktaki renksiz olup yüksek optik engebeye sahiplerdir (Şek. 4.31a). Çapraz ışıktaki I. Dizin sarı-gri renklerini sergiler. Genellikle kristaller özşekilsiz olup, c-eksenine dik olan yüzeylerdir. Bu yüzeylerde iki yönde birbirini neredeyse dik açı ile kesen dilinimler belirgindir. Ancak c-eksenine paralel, uzunlamasına levhalar şeklinde olanları da gözlenmiştir. Eğik sönme gösterirler. Lifsel agregatlar halinde olanlar, mikroskop tablasının çevrilmesi ile ışınal bir şekilde sönme sergiler (Şek. 4.31b). Optik işaret, pozitif (+) olarak saptanmıştır.

Glokofanlar doğru ışıktaki sergiledikleri leylak mavisi pleokroizma ile kolaylıkla tanınırlar (Şek. 4.31c). Bazı kesitlerde girişim renkleri, pleokroizma rengi ile maskelenir ve yine mavimsi mor renklerde gözlenir. Çapraz ışıktaki genellikle II. Dizin yüksek, yeşilimsi mavi-sarı renklerine sahiplerdir. C-eksenine dik altıgen öz şekiller ya da yarı özşekiller (Şek. 4.31c) ve c-eksenine paralel uzun levhalar halinde gözlenmişlerdir (Şek. 4.31d). Bazı kesitlerde c-eksenine dik olan kristallerde dilinim belirgin değilken, bazı kristallerde birbirini kesen iki yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Dilinimler arası açı yaklaşık 123° olarak ölçülmüştür. Ayrıca jadeyit kristal sınırı içinde öz şekilli, baklava şeklinde gelişmiş glokofanların geliştiği gözlenmiştir.



Şekil 4.31. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Yüksek optik engebesi ile jadeyit minerali. Doğru ışık. Örnek no: 796. b. Işınsal şekilli jadeyit minerali. Doğru ışık. Örnek no: 791. c. Leylak mavisi pleokroizma gösteren, öz şekilli, baklava dilimi şeklinde olan glokofan mineralleri. Yeşil pleokroizmaya sahip mineral klorittir. Doğru ışık. Örnek no: 791. d. C-eksenine paralel kesitleri gözlenen levhamsı glokofan mineralleri. Dilinimleri boyunca yerleşen grafit minerallerinde kıvrım gözlenmektedir. Çapraz ışık. Örnek no: 7132a. Jd, jadeyit; Kvs, kuvars; Klt, klorit; Gl, glokofan; Grft, grafit.

Lavsonitler doğru ışıktta yüksek optik engebeye sahip olup renksizlerdir (Şek. 4.32a). Tipik prizmatik dörtgen öz şekilleri ve yarı öz şekilleri ile kolaylıkla tanımlanmışlardır. I. Dizinin üst sıralarındaki yüksek girişim renklerine sahiplerdir (Şek. 4.32b). Bazı kristaller I. Dizinin düşük sarı-gri renklerini sergiler. Birkaç lavsonit kristalinde birbirini kesen iki yönde gelişmiş dilinimler gözlenmiştir. Dilinimler arası açı yaklaşık 65° olarak ölçülmüştür.

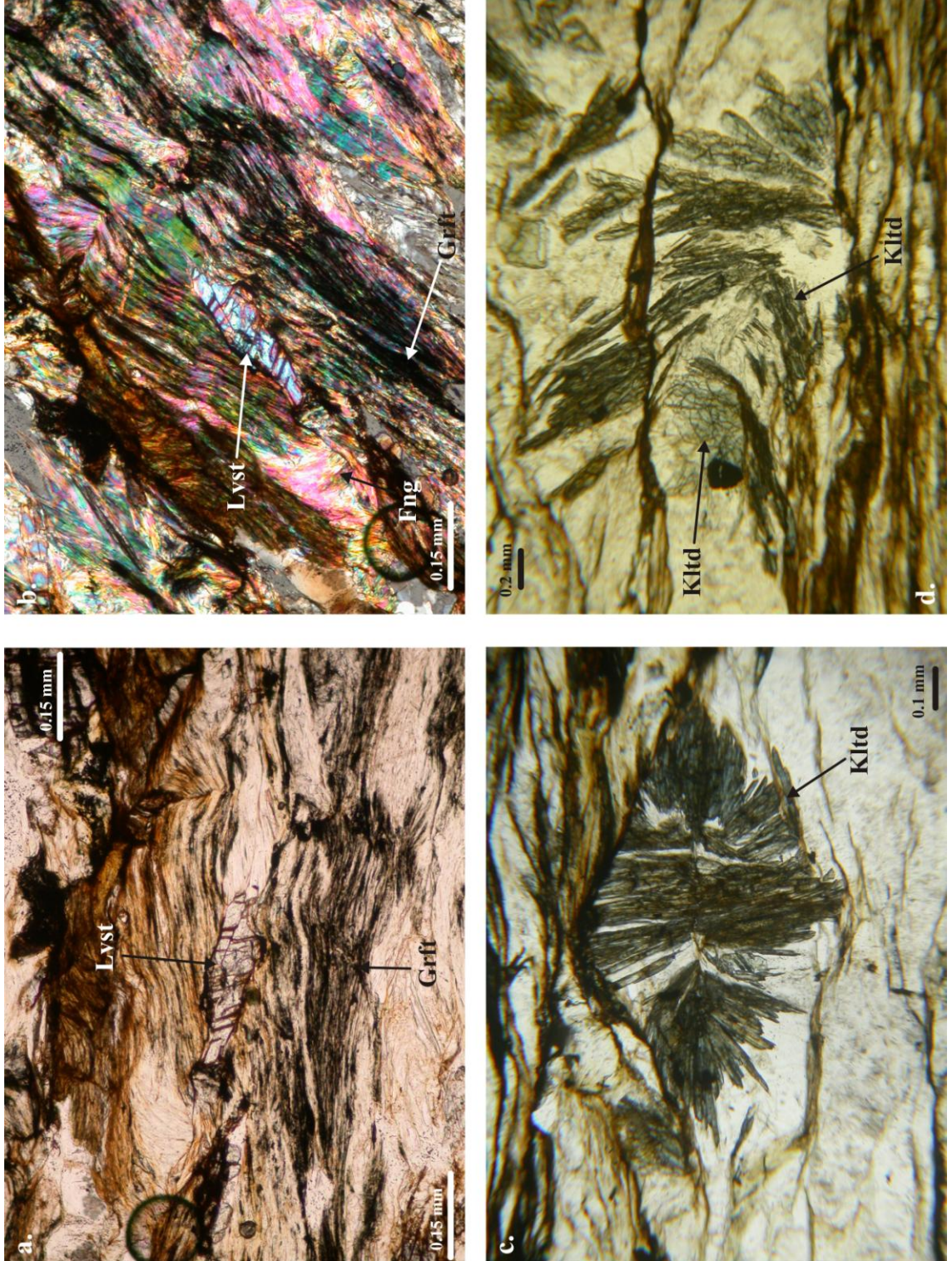
Kloritoyidler doğru ışıktta grimsi yeşil renkte kuvvetli bir pleokroizma sergiler. Optik engebeleri yüksektir. C-eksenine paralel uzun, dar levhalar şeklindedir (Şek. 4.32c, 4.32d). Levhaların uzun kenarlarına dik olacak şekilde bölünmeler gelişmiştir. Tek tük c-eksenine dik olan altıgen, yarı özşekilli kristallerine de rastlanılmıştır. Yaklaşık paralel sönme gösterirler. Mavimsi yeşil-kahverengi anormal girişim rengine sahiplerdir.

Fengitler jadeyit, glokofan, lavsonit ve kloritoyid gibi birlikte parajenez oluşturan porfiroblastları çevreleyen matriks içinde gözlenir. Özşekilsiz olup, doğal ışıktta renksizlerdir. Çapraz ışıktta II. Dizinin yüksek girişim renklerini sergiler (Şek. 4.33a). Tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimler belirgindir. Foliasyona paralel olarak

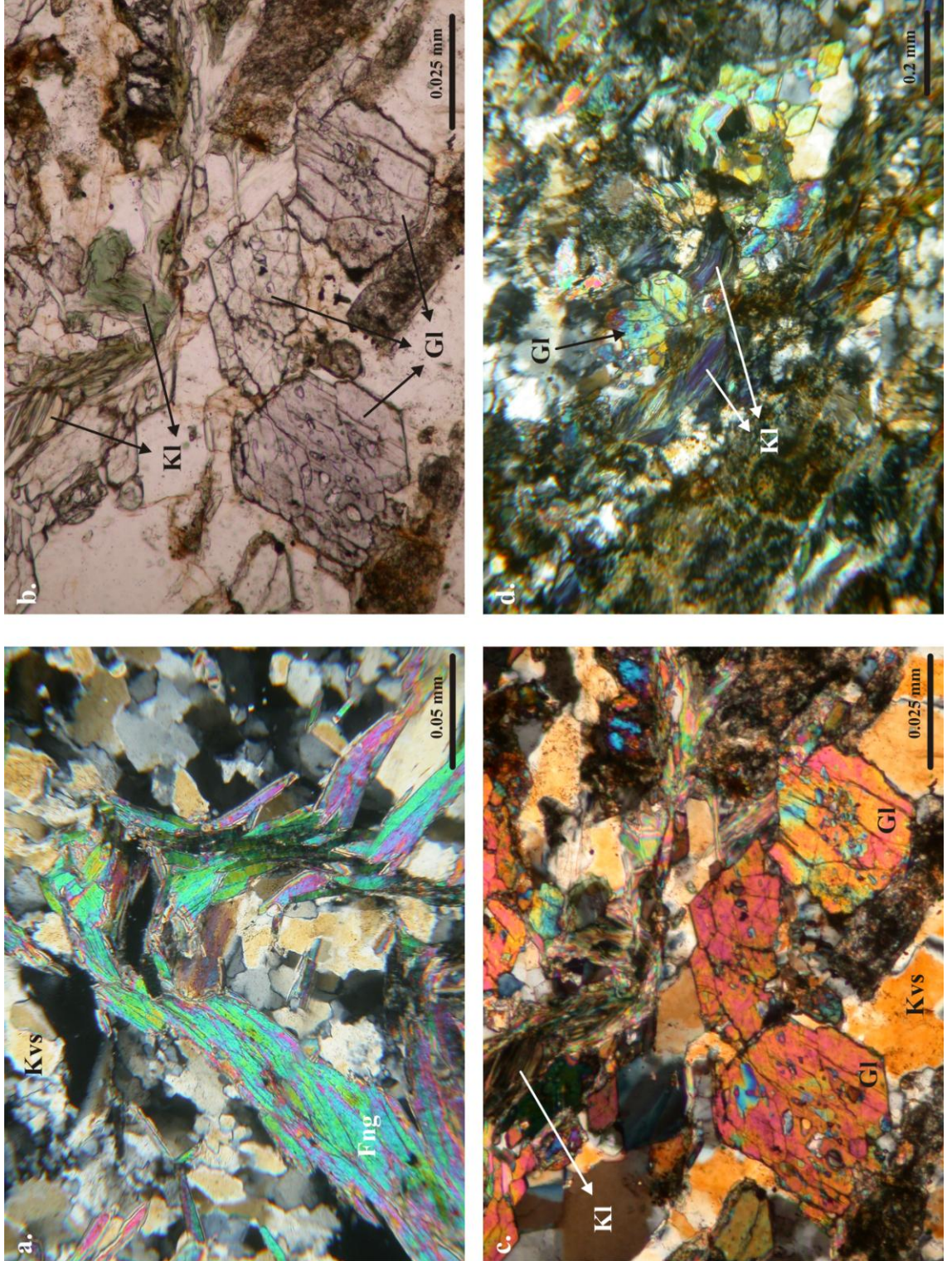
yönlenmiş olmalarına rağmen, bazı kesitlerde foliasyon düzlemlerine oblik olarak gelişen fengitler de gözlenmiştir.

Kloritler, özşekilsiz pulsu agregatlar şeklindedir. Doğru ışıktta açık-koyu yeşil bir pleokroizma sergiler (Şek. 4.33b, 4.33c). Tek yönde gelişmiş mükemmel dilinimleri belirgindir. Çapraz ışıktta anormal kahverengi-mavi girişim rengine sahiplerdir (Şek. 4.33d).

Kuvarslar deformasyon neticesinde uzayarak rekristalize olmuş ve kayaçta hakim olan ana foliasyonlara paralel, kesikli seviyeler halinde gözlenir (Şek. 4.34a). Bazı kesitlerde çok ince mika seviyeleri ile ardalanma gösterirler (Şek. 4.34b). Kloritoyid, lavsonit, glokofan ve jadeyit porfiroblastlarının basınç gölgelerinde rekrsitalize kuvarslar fengitlerle birlikte yer alır.



Şekil 4.32. Beyce Şistlerine ait petrografik fotoğraflar, a. Yüksek optik engebese olan renksiz lavsonit kristali. Muskovit dilinimleri boyunca yerleşmiş olduğu görülen grafit. Doğru ışık. Örnek no: 84. b. Yüksek girişim rengi sergileyen lavsonit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 84. c. Işınsal bir yapı sergileyen, ince uzun levhalar şeklindeki kloritoyid mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 790. d. Sağdaki ince uzun levhalardan farklı şekilde olan, c-eksenine dik kloritoyid (solda). Doğru ışık. Örnek no: 7133.



Şekil 4.33. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Buruşma klivajı boyunca yönlendirilmiş fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 765. b. Altıgen, yarı öz şekilli ve öz şekilsiz, leylak mavisi pleokroizma gösteren glokofan mineralleri. Birbirini kesen iki yönde gelişmiş dilinimlere sahip. Yeşil renkli pleokroizma gösteren klorit minerali, ortada üstte. Doğru ışık. Örnek no: 791. c. Yüksek girişim renkleri gösteren glokofan kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 791. d. Anormal mavi girişim rengi sergileyen klorit minerali. Çapraz ışık. Örnek no: 791. Fng, fengit; Kvs, kuvars, Kl, klorit; Gl, glokofan

Turmalinler doğru ışıktta zeytin yeşili-açık kahverengi bir pleokroizmaya sahiptir (Şek. 4.34c). Dar, uzun levhalar şeklinde ve c-eksenine dik beşgen şeklindedir. Kayaçta hâkim olan deformasyon kuvvetleri neticesinde kırılmış, hafifçe yuvarlaklaşmışlardır.

Grafitler opak olduğundan hem doğru ışıktta hem de çapraz ışıktta siyah renktedir (Şek. 4.34d). Foliasyon düzlemleri ve minerallerin dilinimleri boyunca yerleşmişlerdir.

4.2.2. Sarıkaya Metagraniti'nin Petrografisi

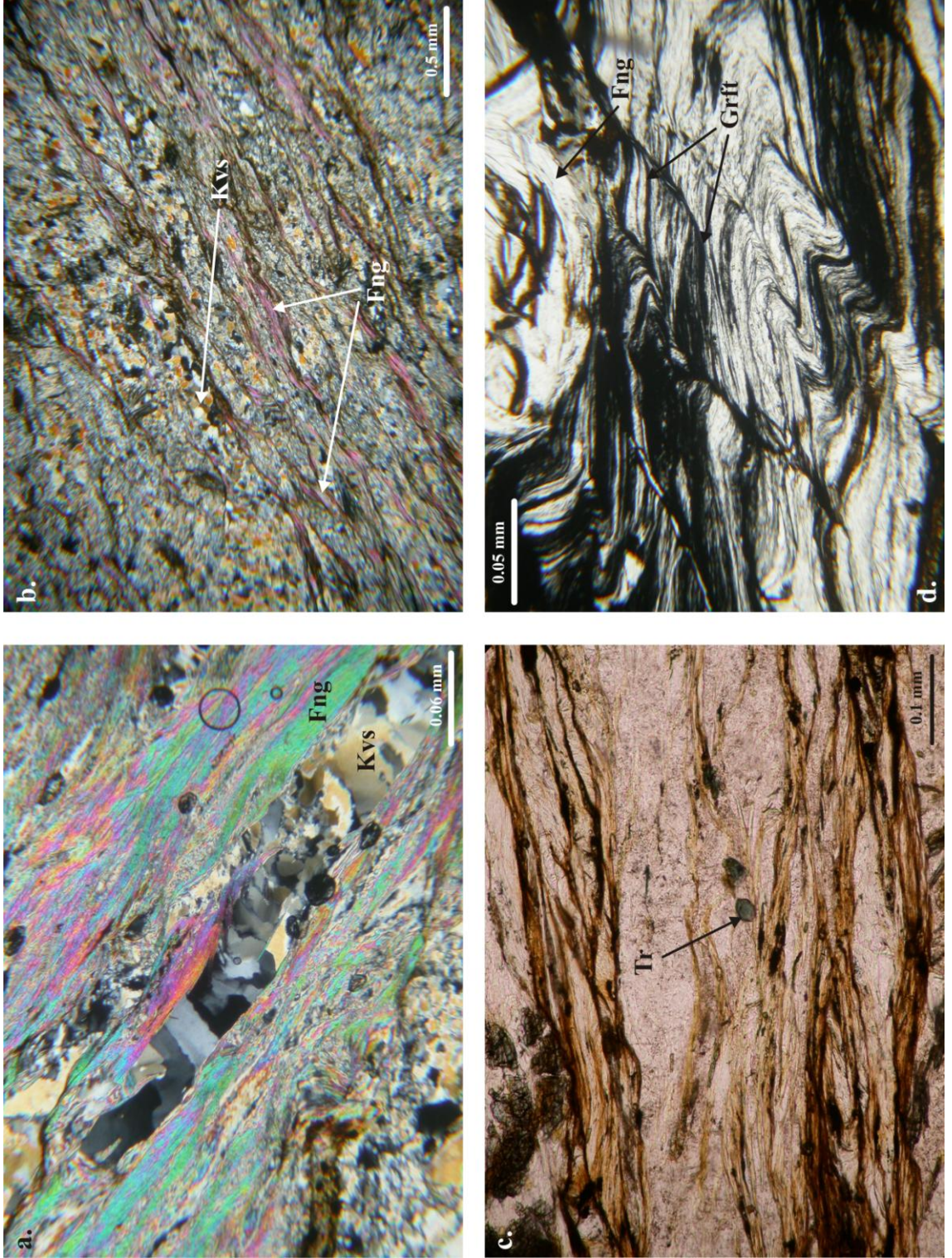
Sarıkaya Metagraniti'ne ait örneklerin ince kesitlerinde jadedit, feldspat, fengit ve kuvars mineralleri gözlenmiştir. Aksesuar mineral olarak zirkon ve apatit yer alır. Jadedit porfiroblastlarının kuvars ve fengit mineralleri ile sarmalandığı milonitik bir dokuya sahiptir.

Jadeditler matriksi oluşturan daha ufak kristalli kuvars ve fengit mineralleri ile sarmalanmış porfiroblastlar halindedir. Çok miktarda kuvars kapantıları içerdiğinden poikiloblastik doku sergilerler. Psödohekzagonal şekillilerdir (Şek. 4.35a, 4.35b). Deformasyon neticesinde foliasyona paralel olarak uzayarak budinleşmişlerdir. Jadedit porfiroblastlarının her iki tarafında gelişmiş, daha ufak kristalli kuvars ve fengitten oluşan basınç gölgeleri belirgindir. Kristal yapısının iyi korunduğu kısımlarda birbirini neredeyse dik açı ile kesen dilinimler gözlenmiştir (Şek. 4.35c).

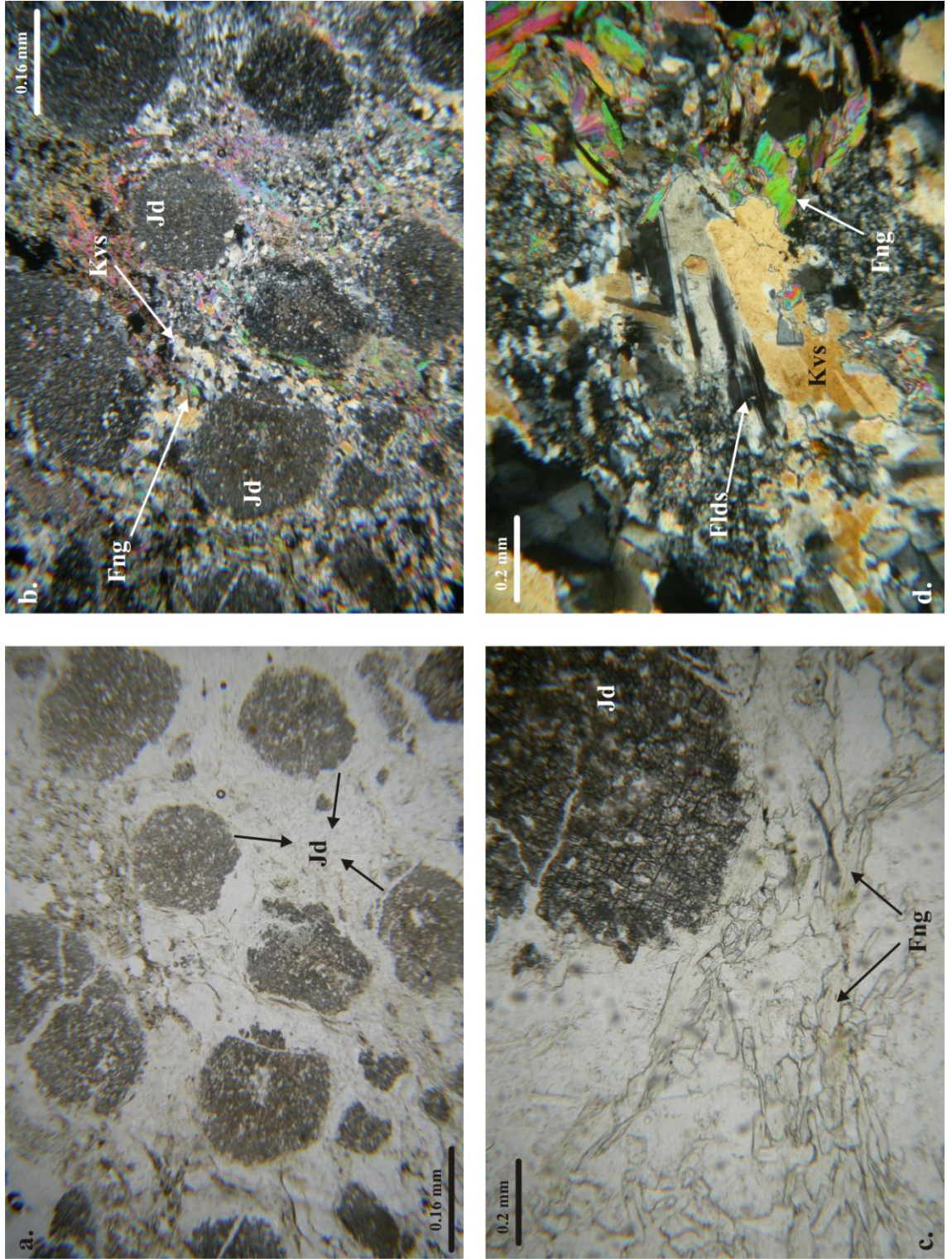
Feldspatlar öz şekilsiz kristaller halinde tek tük rastlanılmıştır. Deformasyon ikizleri gelişmiştir (Şek. 4.35d).

Fengitler kuvars ile birlikte matriksi oluşturur. Öz şekilsiz, c-eksenine paralel levhalar halindedir. Doğru ışıktta renksiz, çapraz ışıktta II. ve III. Dizinin sarı, pembe, yeşil ve mavi renklerini gösterir (Şek. 4.36a). Tek yönde gelişmiş belirgin dilinimlere sahiptir.

Kuvarslar matriks içinde ve jadedit kapantılarında gözlenir. Jadedit içinde kapantı olarak bulunan kuvarslar matriks içinde bulunan kuvarslara göre daha ufak tanelidir. Öz şekilsiz olan kuvarslar yer yer kesikli bant yapısı oluşturur ve kendi içinde girift bir doku sergilemektedir (Şek. 4.36b).



Şekil 4.34. Beyce Şistlerine ait mikroskop fotoğrafları, a. Fengit ve kuvarşça zengin seviyeler ardanmalı olarak gözlenmektedir. Kuvarslar etkin deformasyon kuvvetleri altında uzayarak rekristalize olmuş ve kuvarş bantları meydana gelmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 759. b. Matriksi oluşturan ufak taneli kuvarş ve fengit mineralleri. Fengitler foliasyona paralel olarak uzanmaktadır. Çapraz ışık. Örnek no: 791. c. Deformasyon neticesinde kırılarak hafifçe yuvarlanmış, zeytin yeşili renginde pleokorizması olan turmalin minerali. Doğru ışık. Örnek no: 791. d. Kıvrılmış fengit mineralinin dilinimleri boyunca yerleşmiş grafit minerali. Doru ışık. Örnek no: 791. Fng, fengit; Kvs, kuvarş; Tr, turmalin; Grft, grafit.



Şekil 4.35. Sarıkaya Metagraniti, a. Jadeyit porfiroblastları. Doğru ışık. Örnek no: 795. b. Fengit ve kuvarstan oluşan ufak taneli matriks içinde jadeyit porfiroblastları. Çapraz ışık. Örnek no: 795. c. Birbirine neredeyse dik olan iki yönlü dilinimin gözlendiği jadeyit porfiroblastı. Doğru ışık. Örnek no: 758. d. Fengit ve deformasyon ikizi gösteren feldspat kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 758. Jd, jadeyit; Fng, fengit; Kvs, kuvars.

Zirkonlar çok ufak kristaller halinde gözlenmiştir. Uzun prizmatik çubuklar şekindedir. Beyaz ışıktaki renksizlerdir.

4.2.3. Kocasu Formasyonu

Kocasu Formasyonu'na ait şist, ara seviyeler halinde gözlenen metabazit, metakuvarsit, metariyolit ile en üst düzeylerde gözlenen metabazit mercceklerinin petrografik özellikleri ayrı başlıklar altında aşağıda anlatılmıştır.

4.2.3.1. Şistler

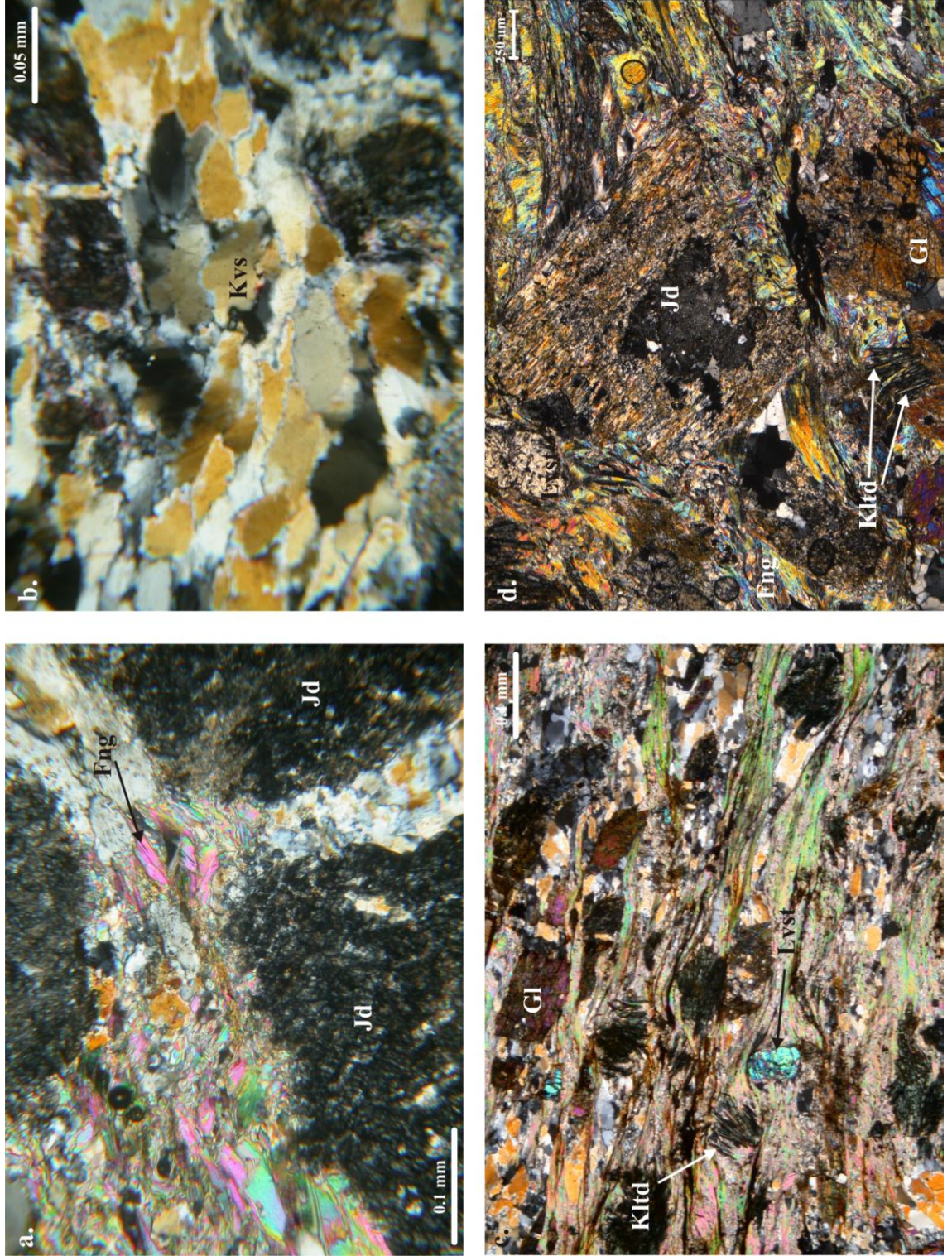
Petrografik incelemelerde jadeyit, glokofan, kloritoyid, lavsonit, fengit, paragonit, kuvars, turmalin ve grafit mineralleri gözlenmiştir. Belirgin yönlü bir doku ile birlikte S-C yapısı da gelişmiştir (Şek. 4.36c).

Jadeyitler yüksek optik engebeli ve doğru ışıktaki renksiz olmaları ile tanımlanmışlardır. Öz şekilsizlerdir (Şek. 4.36d). Çapraz ışıktaki I. Dizinin gri renklerinde gözlenirler.

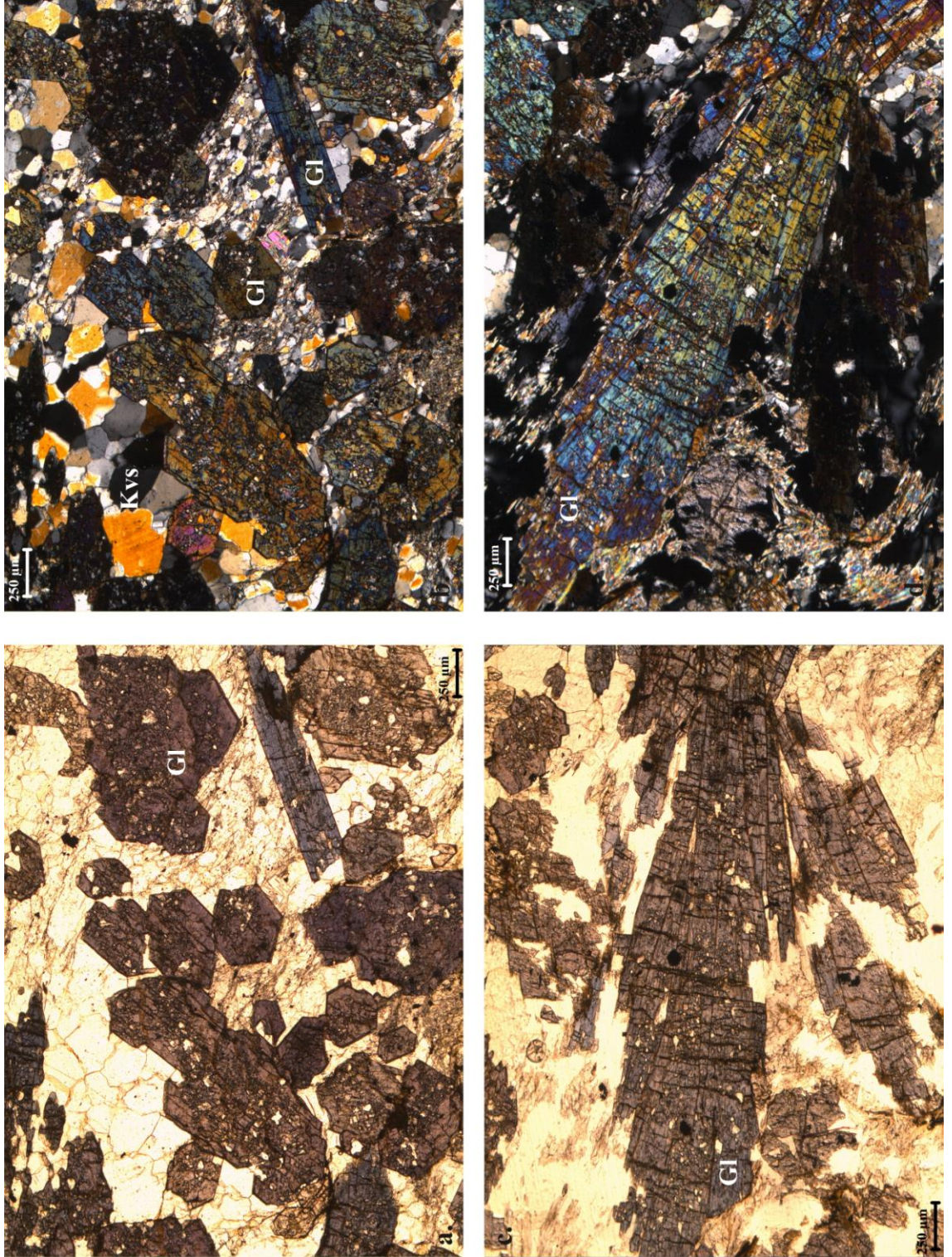
Glokofanlar doğru ışıktaki mavi leylak renginin tonlarında pleokroizma göstermeleri ile karakteristiktir. C-eksenine dik altıgen öz şekilleri gözlenir (Şek. 4.37a, b). Bununla birlikte c-eksenine paralel levhalar halinde de gözlenmiştir (Şek. 4.37c, 4.37d). Bol miktarda kuvars kapantıları içerdiklerinden poikiloblastik bir doku sergilemektedirler (Şek. 4.37a, 4.37b, 4.37c, 4.37d). C-eksenine paralel kesitlerinde tek yönde mükemmel dilinimleri belirgindir (Şek. 4.37c, 4.37d). Foliasyona paralel yönde uzayarak bölünmüşlerdir.

Kloritoyidler ince uzun levhaların oluşturduğu demetler halinde gözlenmiştir (Şek. 4.38a). Doğru ışıktaki açık yeşilden koyu yeşile belirgin pleokroizmaya sahiplerdir. Ana foliasyon düzlemleri tarafından sarmalanmışlardır. Kloritoyidlerin uzun kenarları hemen hemen ana foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde yönelmişlerdir. Bazı kesitlerde altıgen yarı öz şekilli olanlarına rastlanılmıştır.

Lavsonitler doğru ışıktaki yüksek optik engebelilerdir ve pleokroizmaları yoktur (Şek. 4.38a). Bazı lavsonit kristalinde birbirini kesen dilinimler gözlenir (Şek. 4.38b). Bazı



Şekil 4.36. Sarıkaya Metagraniti, a. Jadeyit porfiroblastlarını sarmalayan matris içinde fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 792. b. Kuvars ve feldspat mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 792. c. Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde S-C yapısı. Çapraz ışık. Örnek no: 780. d. Kocasu Formasyonu şistlerinde jadeyit, kloritoyid, glokofan ve fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 780.



Şekil 4.37.Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde, a. Öz şekilli, altıgen ve poikiloblastik doku sergileyen glokofan mineralleri. iki yönde birbirini kesen dilinimleri vardır. Doğru ışık. Örnek no: 745. b. Soldaki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü. c. C-eksenine paralel glokofan kristalleri. Tek yönde dilinimler belirgin. Poikiloblastik dokulu. Doğru ışık. Örnek no: 745. d. Soldaki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü.

ince kesitlerde bol kuvars kapantılı, poikiloblastik doku sergileyen uzun levhalar şeklinde olanlarına rastlanılmıştır (Şek. 4.38c).

Fengitler doğru ışıkta renksizlerdir. Optik engebeleri çok düşüktür. C-eksenine paralel kesitlerinde tek yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Çapraz ışıkta II. dizinin yüksek girişim renklerini sergiler. Ana foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde yönlenmişlerdir. Kuvars bantları ile birlikte ardalanan fengitçe zengin seviyeler de vardır.

Paragonitler çok ufak taneli özşekilsiz agregatlar halinde, matriks içinde fengitlerle birlikte yer alır (Şek. 4.38d). Doğru ışıkta renksiz ve çok düşük optik engebeleridir. Çapraz ışıkta II. dizinin yüksek girişim renklerini gösterir. Doğru ışıkta ve çapraz ışıkta fengit minerallerine çok benzerler. Fengitlerden ayrılan en belirgin özellikleri daha ufak özşekilsiz taneler halinde bulunmalarıdır. Ancak kesin olarak mikroprob analizleri ile ayırt edilmişlerdir. İlgili analiz sonuçları “4.3. Mineral Kimyası” başlığı altında verilmektedir.

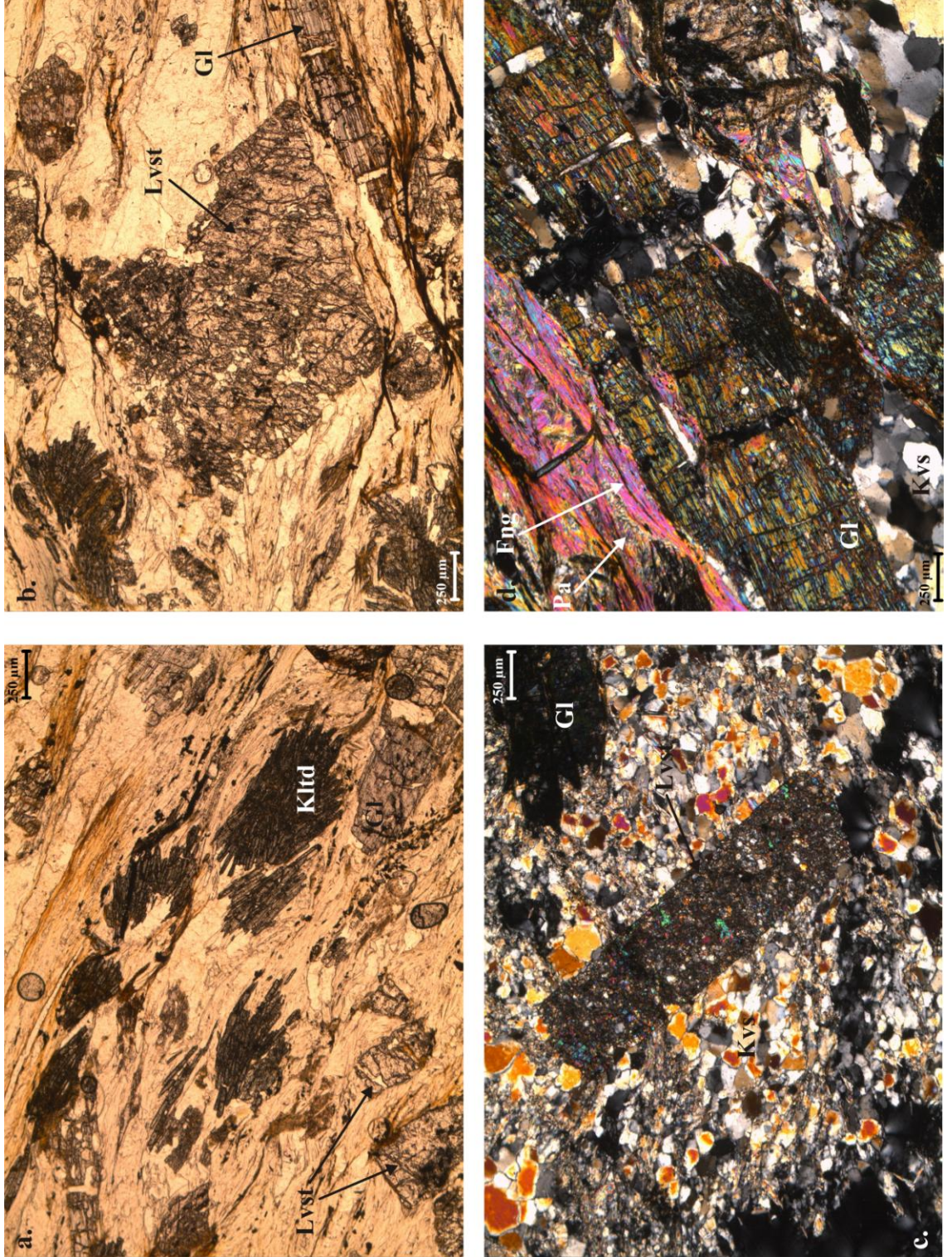
Kuvarslar rekristalize krsitaller halindedir. Belirgin dalgalı sönme gösterirler. Fengitçe zengin seviyelerle ardalanan kuvarsa zengin bantlar (Şek. 4.39a) ve kesitte daha iri taneler halinde gözlenen kloritoyid, lavsonit, glokofan gibi mineralleri sarmalayan matiksi oluştururlar.

Turmalinler tek tük kristaller halinde gözlenmiştir. Doğru ışıkta sergiledikleri tipik zeytin yeşili rengindeki pleokroizmaları ile tanımlanır (Şek. 4.39b). Ana foliasyon düzlemleri tarafından sarmalanırlar.

Grafit minerali hem doğru ışıkta hem de çapraz ışıkta siyah renkli kesikli bantlar şeklindedir (Şek. 4.39b). Foliasyon düzlemlerine paralel olarak yerleştikleri gibi, özellikle glokofan minerallerinin dilinimleri boyunca da yer aldıkları gözlenmiştir.

4.2.3.2. Metabazitler

Kocasu Formasyonu’nda şistler içinde ara katkılar halinde bulunan metabazitlerin petrografik incelemelerinde glokofan, lavsonit, kuvars, kalsit ve sfen mineralleri



Şekil 4.38. Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerde, a. Kloritoyid ve lavsonit kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 780. b. Lavsonit krisitalinde çift yönde gelişmiş dilinim. Doğru ışık. Örnek no: 780. c. Foliasyon düzlemlerini kesecek şekilde post-tektonik olarak gelişmiş poikiloblastik lavsonit kristali. Çapraz ışık. Örnek no: 745. d. C-eksenine paralel gloufan krsitali Tek yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Çapraz ışık. Örnek no: 780.

gözlenmiştir. Genellikle matrikse göre iri lavsonit porfiroblastlarının sarmalandığı milonitik bir doku hakimdir. Lavsonit haricinde matriksten daha iri taneler halinde olan glokofan mineralleri de gözlenmiştir. Matriks çok ufak taneli glokofan kristallerinden oluşur.

Glokofanlar doğru ışıkta tipik leylak mavisi rengini sergilemektedir (Şek. 4.39c). Genellikle çok ufak taneler halinde lavsonit kristallerini sarmalayan matriksi oluşturur (Şek. 4.39d). Gözlenen iri kristaller c-eksenine paralel uzun levhalar halindedir ve uzun eksenleri boyunca ana foliasyon düzlemine paralel olacak şekilde yönlenmişlerdir. Bu kristallerde tek yönde mükemmel dilinimler belirgindir.

Lavsonitler dörtgen öz şekilleri ve yüksek optik engebe sergilemeleri ile belirgindir (Şek. 4.40a). Doğru ışıkta renksizlerdir. Çapraz ışıkta I. dizinin yüksek girişim renklerini sergiler.

Kuvarslar incelenen kesitlerde matriks içerisinde ufak kristaller halinde tek tük gözlenmiştir.

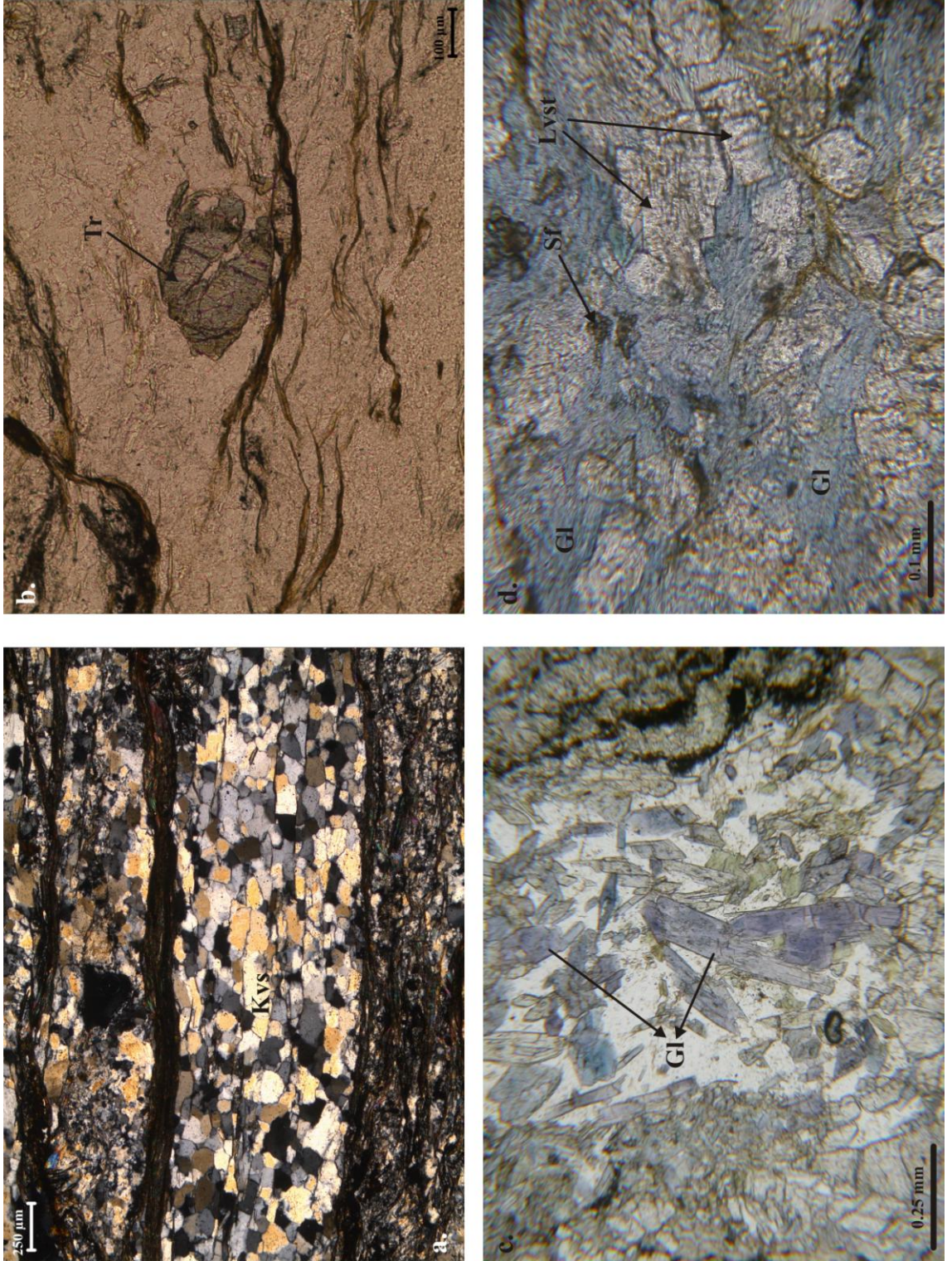
Kalsitler öz şekilsizdir. Doğru ışıkta birbirini iki yönde kesen dilinimlere sahiptir. Tek tük gözlenmiştir.

Sfenler öz şekilsizdir. Doğru ışıkta yeşilimsi kahverengi bir pleokroizmaya sahiptir (Şek. 4.40b). Bazı kristallerde baklava dilimi şeklinde birbirini kesen dilinimler belirgindir.

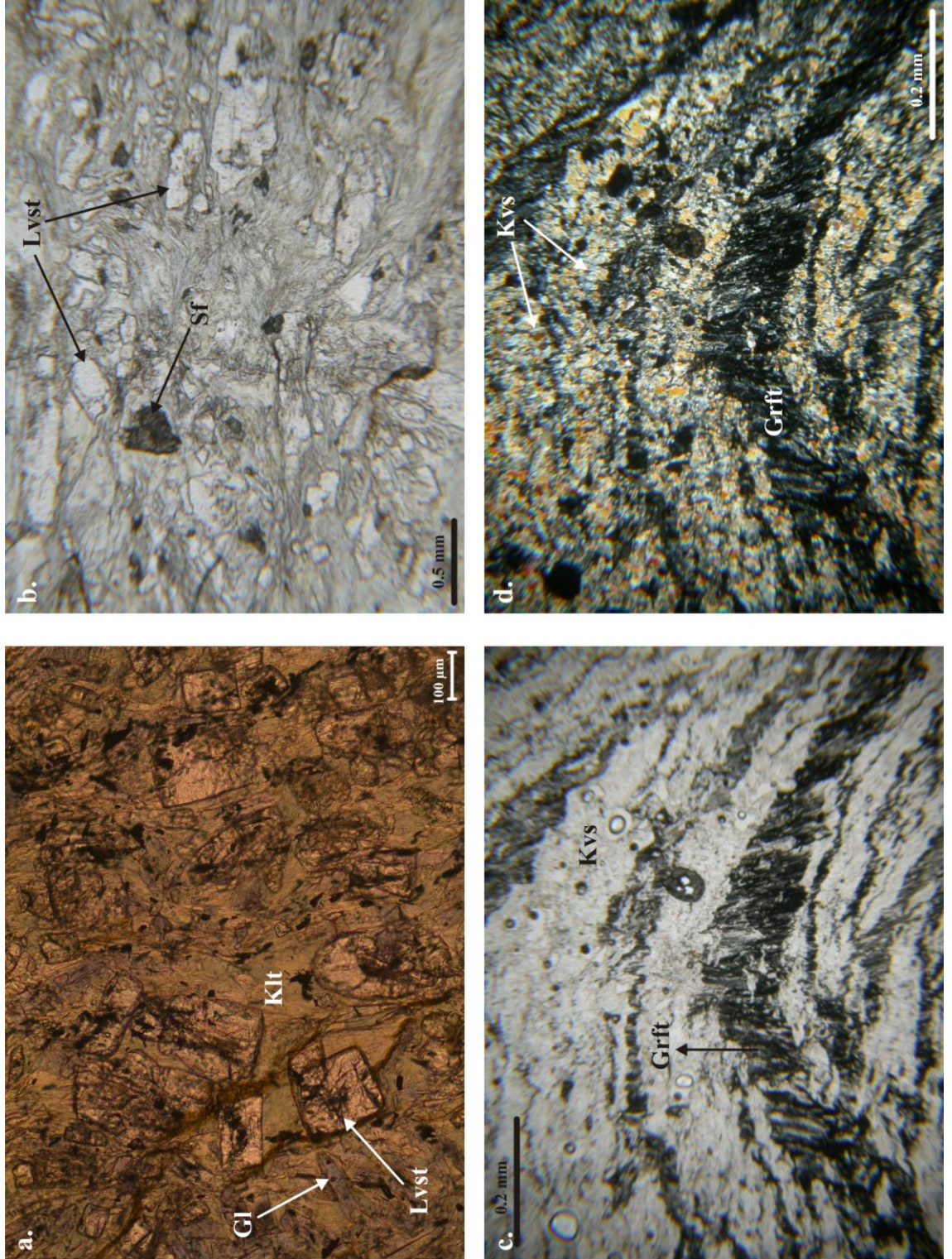
4.2.3.3. Metakuvarsitler

Tek düze bir mineralojik bileşime sahip metakuvarsitlerde kuvars ve grafit minerali gözlenmiştir.

Kuvarslar mikroskop tablasının çevrilmesi ile aynı yönde sönme gösterip, grafitçe zengin ince seviyelerle ardalanmalı olarak gözlenmektedirlerdir (Şek. 4.40c, 4.40d).



Şekil 4.39. a. Kocasu Formasyonu şistlerinde kuvars seviyeleri. Çapraz ışık. Örnek no: 776. b. Kocasu Formasyonu şistlerinde turmalin minerali. Doğru ışık. Örnek no: 776. c. Kocasu Formasyonu metabazitlerinde glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 797. d.Kocasu Formasyonu metabazitlerinde lavsonit ve sfen mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 7102.



Şekil 4.40. a. Kocasu Formasyonu metabazitlerinde lavsonit, glokofan ve klorit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 761. b. metabazitlerde sfen minerali. Doğru ışık. Örnek no: 7105. c. Metakuvarsitlerde rekristalize kuvars ve grafit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 795. d. Soldaki görüntünün çapraz ışık altındaki görünümü.

Grafitler hem doğru ışıktta hem de çapraz ışıktta siyah renktedir. Kıvrımlanma ile gelişen klivaj düzlemleri boyunca paralel yerleşmişlerdir (Şek. 4.40c, 4.40d).

4.2.3.4. *Metariyolitler*

Metariyolitlerin petrografik incelemelerinde jadedit, feldspat, fengit ve kuvars mineralleri gözlenmiştir. İri jadedit ve feldspat kristalleri, daha ufak taneli olan fengit ve kuvarstan oluşan bir matriksle sarmalanmış olarak milonitik bir doku sergiler.

Jadeditler yarı öz şekilli dörtgenler ya da öz şekilsiz taneler halinde bulunmaktadır. Doğru ışıktta renksiz ve yüksek optik engebeye sahiplerdir. Jadeditçe zengin seviyelerin (Şek. 4.41a) ana foliasyon düzlemlerine paralel olduğu gözlenmiştir. Ayrıca feldspat kristallerinin dörtgen şekillerinin korunduğu jadedit psödomorfları da gözlenmiştir (Şek. 4.41b). Bazı kesitlerde de feldspat kristal kenarlarında (Şek. 4.41c) ya da kristallerin merkezinde (Şek. 4.41d) jadeditlerin geliştiği gözlenmiştir.

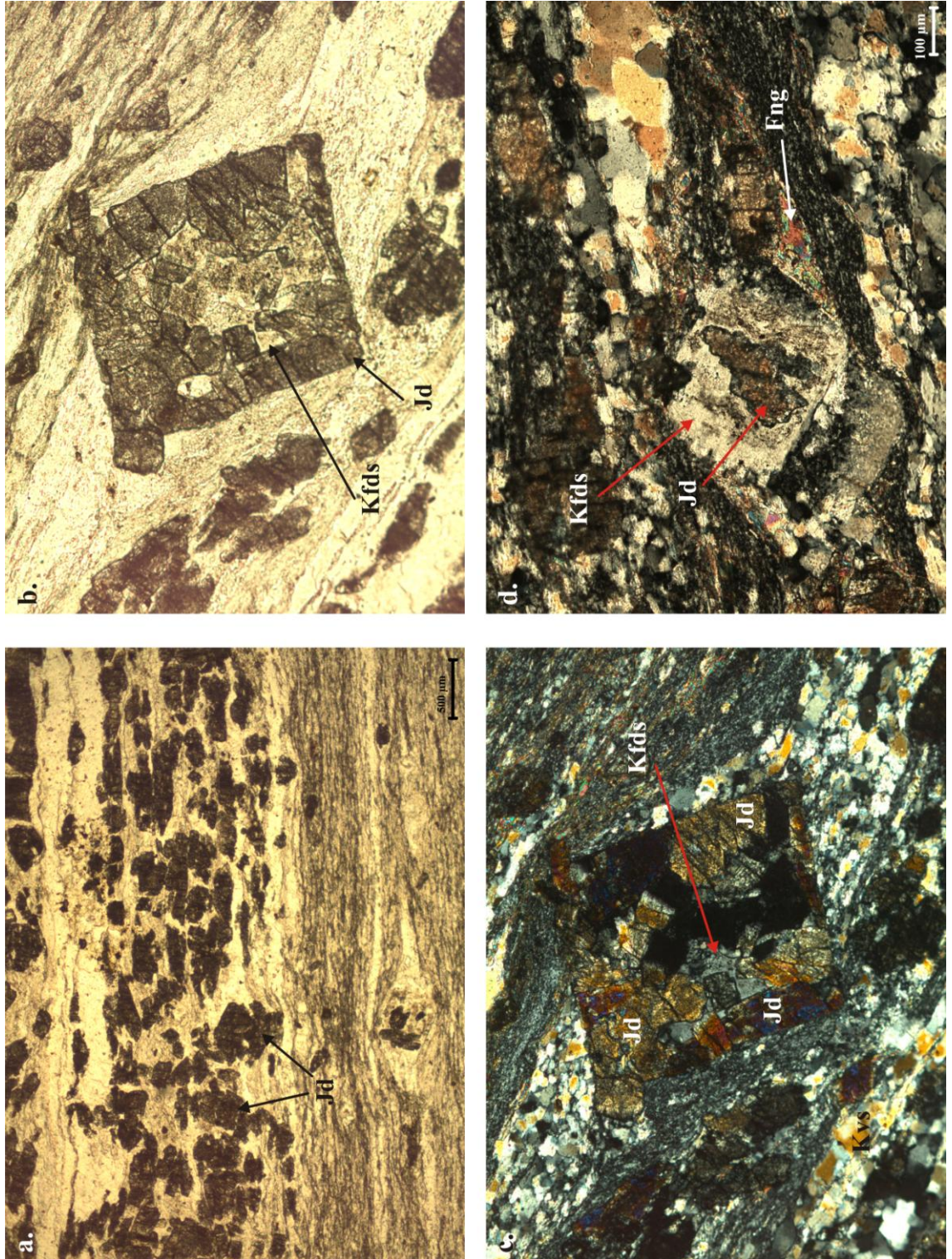
Feldspatlar öz şekilli ve yarı öz şekilli iri porfiroklastlar şeklinde gözlenmiştir (Şek. 4.42a). Feldspat kristallerinin her iki tarafında daha ufak kuvars kristallerinden oluşan basınç gölgeleri meydana gelmiştir. Etkin olan deformasyon kuvvetleri neticesinde kristal köşelerinden itibaren rekrystalize olmuşlardır (Şek. 4.42b).

Fengitler tek tük iri kristaller halinde gözlenmiştir (Şek. 4.41d). Öz şekilsiz uzun levhalar halindedir. Asimetrik bir yapı kazanmış olan feldspatların kuvarstan oluşan basınç gölgeleri içinde ana foliasyona paralel olacak şekilde uzandıkları gözlenmiştir.

Kuvarslar kendilerinden daha ufak taneli seviyelerle ardalanmalı olacak şekilde bantlar oluşturmaktadır (Şek. 4.42c). Plastik deformasyon neticesinde uzamış öz şekilsiz kristaller halindedir. Dalgalı sönme gösterirler.

4.2.3.5. *Metabazit mercikleri*

Kocasu Formasyonu'nun en üst düzeyinde şistlerle sarmalanan metabazit merciklerinin petrografik incelemelerinde glokofan, lavsonit, plajioklas, kuvars, kalsit, klorit ve sfen mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca ikincil olarak klorit minerallerinin geliştiği



Şekil 4.41. Kocasu Formasyonu metariyolit ara katkılarında ait mikroskop fotoğrafları, a. Jadeitçe zengin seviyeler. Jadeitler foliasyona paralel olarak dizilmişlerdir. Doğru ışık. Örnek no: 8201. b. Jadeit psödomorfu. Jadeit psödomorfunun merkezinde K-feldspat gözlenmektedir. Beyaz ışık. Örnek no: 8201. c. Sağ üst köşedeki fotoğrafın çapraz ışık altındaki görünümü. d. K-feldspat porfiroklastı sınırları içinde, merkezde jadeit porfiroblastı. Çapraz ışık. Örnek no: 8201.

gözlenmiştir.

Glokofanlar doğru ışıpta sergiledikleri mavi renkli pleokorizmaları ile ayırt edilirler (Şek. 4.42d, 4.43a). Genellikle c-eksenine paralel kesitleri gözlenir. Tek yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Ana foliasyon düzlemine paralel olacak şekilde belirgin bir yönelme gösterirler.

Lavsonitler glokofanlar tarafından sarmalanmış dörtgen şekiller halinde gözlenmişlerdir (Şek.4.42d, 4.43a, 4.43b, 4.43c). Yüksek optik engebelilerdir. Pleokroizmaları yoktur. Uzanım işaretleri pozitif olarak saptanmıştır.

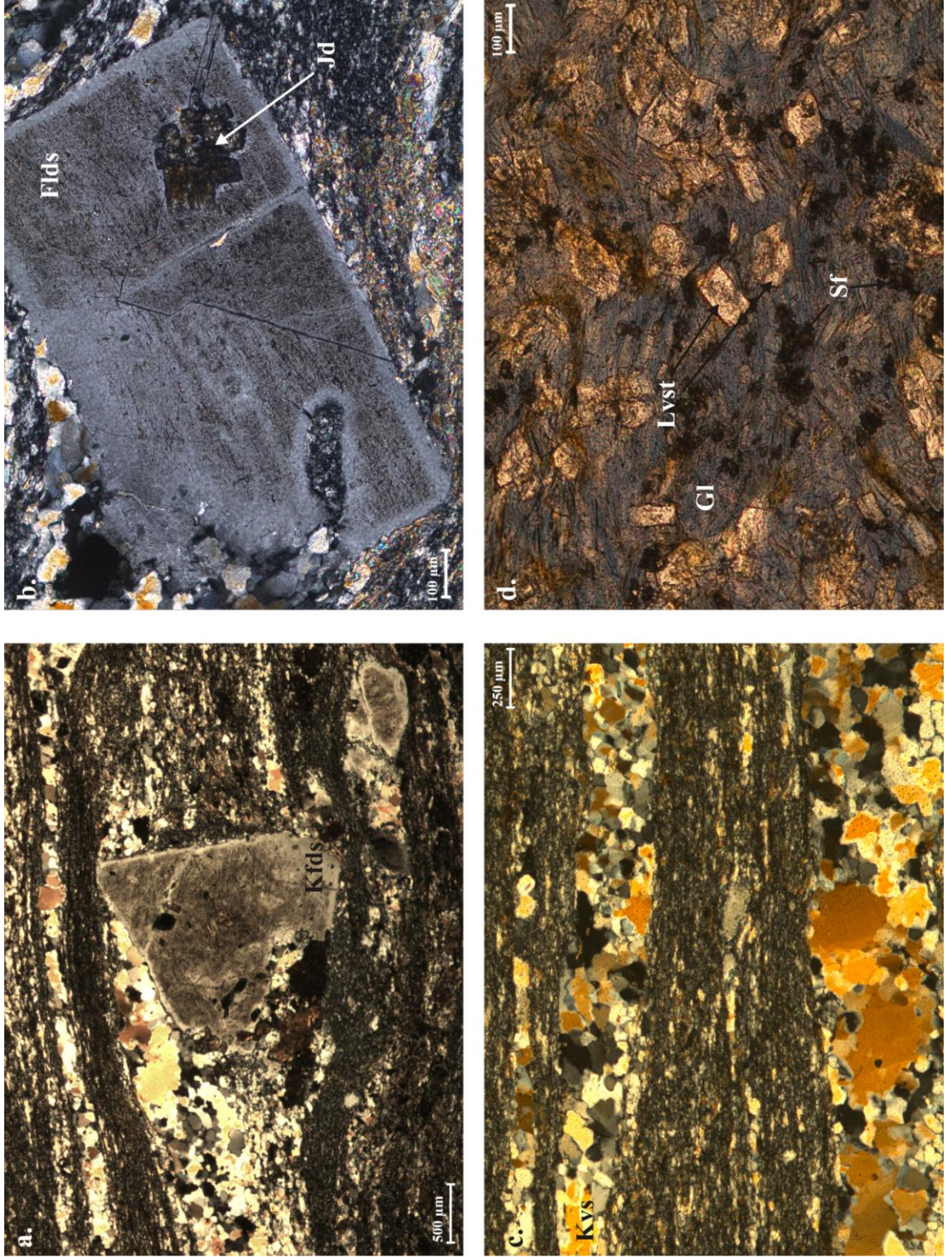
Plajoklaslar tek tük öz şekilsiz kristaller halinde gözlenir. Bazı kristaller köşelerinden itibaren rekristalize olmuştur (Şek.4.43b, 4.43c). Karlsbad-albit ikizlenmesi sergiler.

Kuvarslar incelenen kesitlerde tek tük gözlenmiştir. Bazen ana foliasyon düzlemine paralel kalın kuvarsa zengin damarlar gözlenmiştir. Bu bantlarda gözlenen kuvarslar rekristalizelerdir ve dalgalı sönme göstermektedirler (Şek. 4.43d, 4.44a).

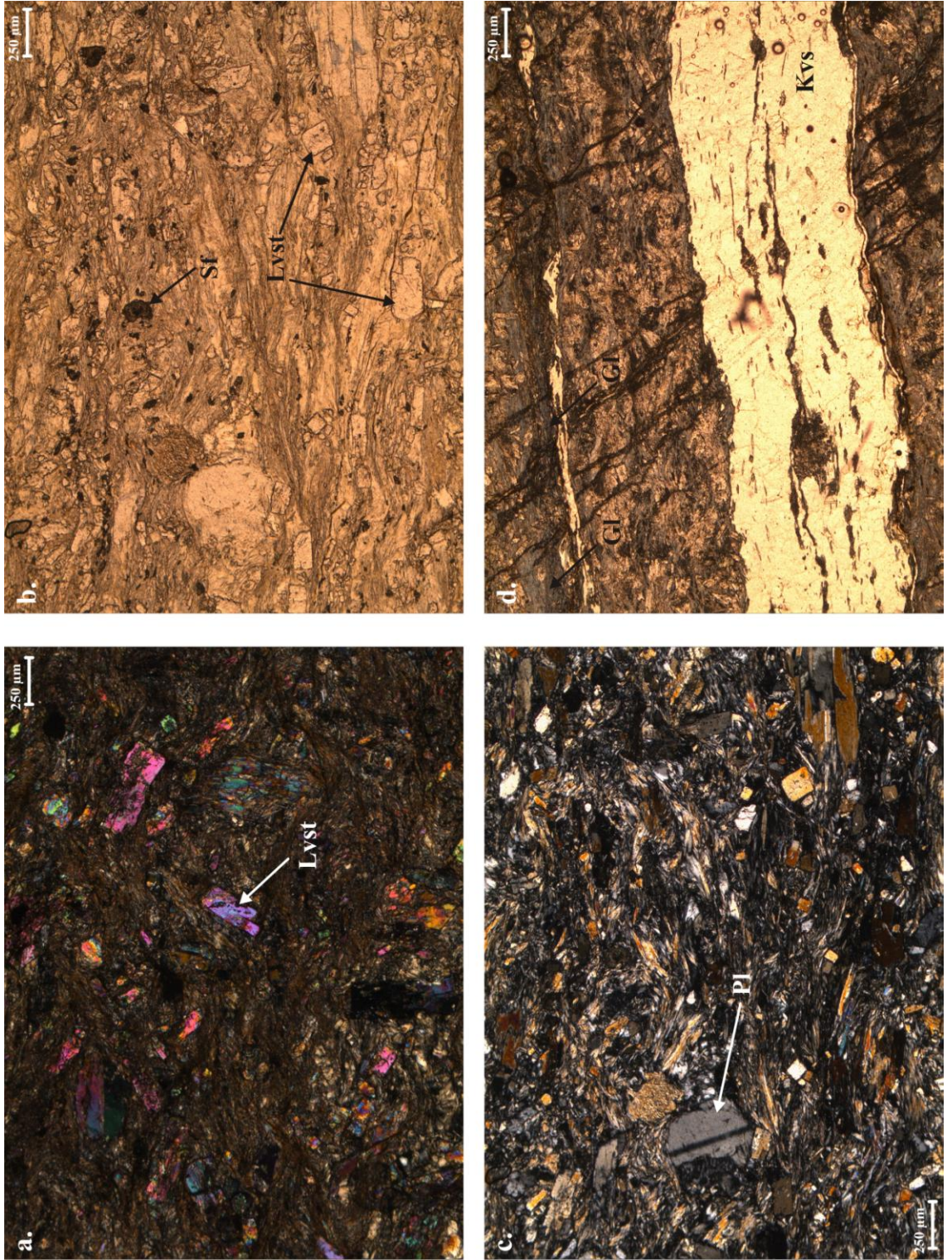
Kalsitler bazı kesitlerde gözlenmiştir (ZÖ07-43, 72). Doğru ışıpta renksizlerdir ve öz şekilsiz kristaller halinde matriks içinde gözlenmiştir. İncelenen ince kesitlerde kalsitçe zengin kısımlarda lavsonit kristallerinin geliştiği saptanmıştır.

Sfenler öz şekilsiz kristaller halinde gözlenmiştir. Doğru ışıpta zayıf kahverengi pleokroizma sunmaktadırlar (Şek. 4.43d). Yüksek optik engebeye sahiptirler.

Kloritler bazı kesitlerde gözlenmiştir (ZÖ07-46, 48, 49, 82, 106). Glokofanlardan itibaren, glokofanların kenarlarında geliştikleri saptanmıştır (Şek. 4.44a). Beyaz ışıpta yeşil pleokroizma sergilemektedirler. Çapraz ışıpta mavimsi gri anormal girişim renkleri sergileyen kloritler öz şekilsiz kristaller halinde gözlenmiştir. Ana foliasyon düzlemlerine paralel olarak uzanmaktadır.



Şekil 4.42. a. Metariyolitlerin ince kesitlerinde gözlenen K-feldspat porfiroklastları. Milonitik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 8198. b. F-feldspat porfiroklastında Baveno ikizi. Çapraz ışık. Örnek no: 8201. c. Kuvarsça zengin seviyeler daha ufak taneli K-feldspat ve fengitçe zengin seviyelerle ardalanır. Çapraz ışık. Örnek no: 8201. d. Kocasu Fromasyonu metabazit merceklerinin ince kesitlerinde gözlenen glokofan, lavsonit ve sfen mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7103.



Şekil 4.43. Kocasu Formasyonu'ndaki metabazit merccklerin ince kesitlerinde gözlenen a. Lavsonit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 748. b. Lavsonit ve sfen mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7105. c. Plajoklas porfiroklastı. Çapraz ışık. Örnek no: 7105. d. Glokofan mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 782.

4.2.4. İnönü Mermeri

İnönü Mermeri masif karbonatlarla başlar, yer yer ince kırıntılı seviyelerle ardalanır ve üste doğru çört ara seviyeleri içerir. Birimin içinde sadece bir lokasyonda metabazit merceği gözlenmiştir. Aşağıda İnönü Mermeri'nde gözlenen metakarbonat, metaçört ve metabazit merceğine ait petrografik özellikler ayrı başlıklar altında anlatılmıştır.

4.2.4.1. Metakarbonatlar

Tek düze mineralojik bir bileşime sahip olan metakarbonatların ince kesitlerinde kalsit mineralinin dışında tek tük kuvars ve muskovit kristalleri gözlenmiştir (Şek. 44b). Metamorfizma koşulları hakkında bilgi verecek herhangi bir metamorfik minerale rastlanılmamıştır.

Kalsitler doğru ışıktaki renksizlerdir. İki yönde birbirini kesen mükemmel ikizlenme gösterirler. Dilinimlerin deformasyon neticesinde büküldüğü gözlenmiştir (Şek. 44c).

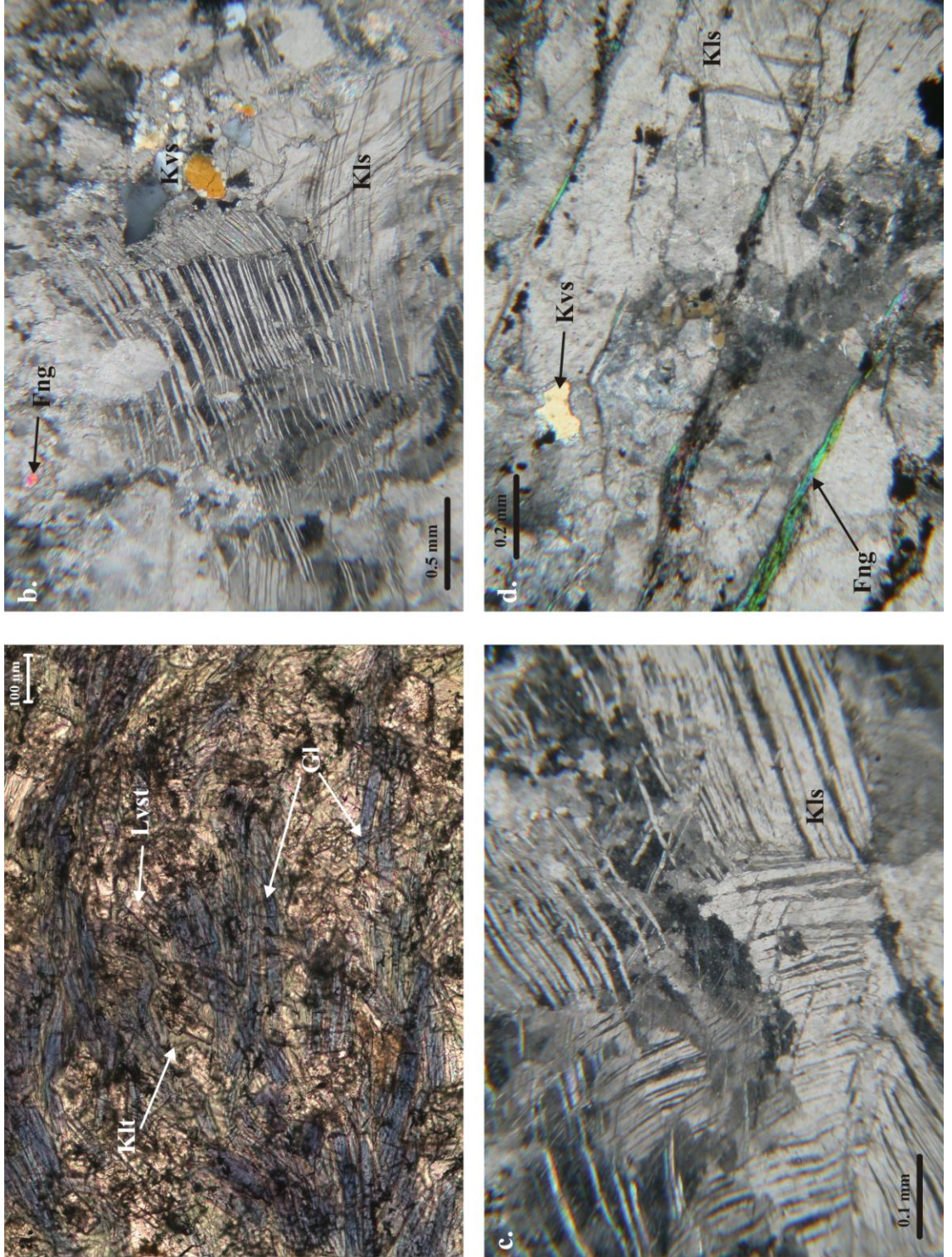
Kuvarslar tek tük taneler halinde bazen de ufak kümeler halinde gözlenmiştir (Şek. 44b). Öz şekilsizlerdir ve dalgalı sönme göstermektedirler.

Fengitler tek tük uzamış, deformasyon neticesinde foliasyon düzlemlerini belirginleştirecek şekilde yönlendirilmişlerdir (Şek. 44d). Doğru ışıktaki renksiz, çapraz ışıktaki II.Dizinin pembe-sarı yüksek girişim renklerini sergilemektedirler.

4.2.4.2. Metabazitler

Mermerler içinde 2-3 m uzunlukta, sadece bir lokasyonda mercek halinde gözlenen metabazit seviyesinden alınan örneklerin ince kesitlerinde belirgin milonitik bir doku gözlenmiştir. Glokofan, lavsonit ve kalsit mineralleri tanımlanmıştır.

Glokofanlar doğru ışıktaki belirgin mavi – leylak rengi ile tanımlanmışlardır. Kristal şekilleri belirgin değildir. Matriksi oluştururlar ve lavsonit blastlarını sarmalarlar (Şek. 45a). Yoğun makaslamaya uğramışlardır.



Şekil 4.44.a. Kocasu Formasyonu'ndaki metabazit mercerklerinin ince kesitlerinde gözlenen glokofan, lavsonit ve klorit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 749. b. İnönü Mermeri'nin ince kesitlerinde gözlenen kalsit mineralleri. Basınç ikizlerinin geliştiği gözlenmektedir. Tek tük rastlanılan kuvars ve fengit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. c. Basınç ikizlerinin gözlendiği kalsit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. d. Fengit mineralleri ile belirginleşen yönlü doku. Çapraz ışık. Örnek no: 777.

Lavsonitler matriksi oluşturan glokofanlar tarafından sarmalanmışlardır. Deformasyon neticesinde sigmaoidal bir yapı kazanmışlardır (Şek. 45a). Bazen kalsitlerle birlikte sarmalandıkları gözlenmiştir.

Kalsitler öz şekilsizlerdir. Matriks tarafından sarmalanan lavsonitlerle birlikte gözlenmiştir (Şek. 45a).

4.2.4.3. *Metaçörtler*

Tümüyle kuvars mineralinden oluşmuşlardır. Kuvarslar öz şekilsiz kristaller halindedir. Etkin deformasyon kuvvetleri altında uzamış kuvars kristallerinden oluşan bantlar meydana gelmiştir.

4.2.5. **Devlez Formasyonu**

Devlez Formasyonu'na ait şistlerin petrografik incelemelerinde yönlü doku gözlenmiştir. Glokofan, fengit, lavsonit ve kuvars mineralleri tanımlanmıştır.

Glokofanlar ince uzun yarı öz şekilli levhalar halindedir (Şek. 4.45b). Doğru ışıkta leylak mavisi pleokroizmaya sahiptir. Tek yönde gelişmiş dilinimler belirgindir. Kuvars bantları ile belirgin olan foliasyon düzlemlerine paralel olarak dizildiği gibi bazen bu foliasyonu kesecek şekilde gelişmiş oldukları da gözlenir.

Fengitler kuvars bantları ile ardalanan ince seviyeler halindedir. Öz şekilsiz, c-eksenine paralel levhalar halindedir.

Lavsonitler tipik dörtgen öz şekillidirler. Yüksek optik engebeye sahiplerdir. Çapraz ışıkta II. Dizinin yüksek girişim renklerini sergilerler.

Kuvarslar rekristalizasyon ile yönlenmişlerdir. Meydana getirdikleri kuvarşça zengin seviyelerin kıvrımlandığı gözlenmiştir (Şek. 4.45c).

Devlez Formasyonu'nda şistlerle ara katkılar halinde gözlenen metabazitlerin petrografik incelemelerinde glokofan ve lavsonit mineralleri ile birlikte milonitik bir doku gözlenmiştir.

Glokofanlar ince uzun iğneler halindedir. Lavsonit blastlarını sarmalayan matriksi meydana getirirler (Şek. 4.45d). Beyaz ışıktaki mavileylak rengindedir.

Lavsonitler dörtgen şekillidir. Öz şekilli ya da yarı öz şekillidir. Makaslama etkisinde kenarlarından itibaren kırılmışlardır. Beyaz ışıktaki renksizdir. Çapraz ışıktaki II. dizinin yüksek girişim renklerini gösterir (Şek.4 46a).

4.2.6. Ovacık Kompleksi

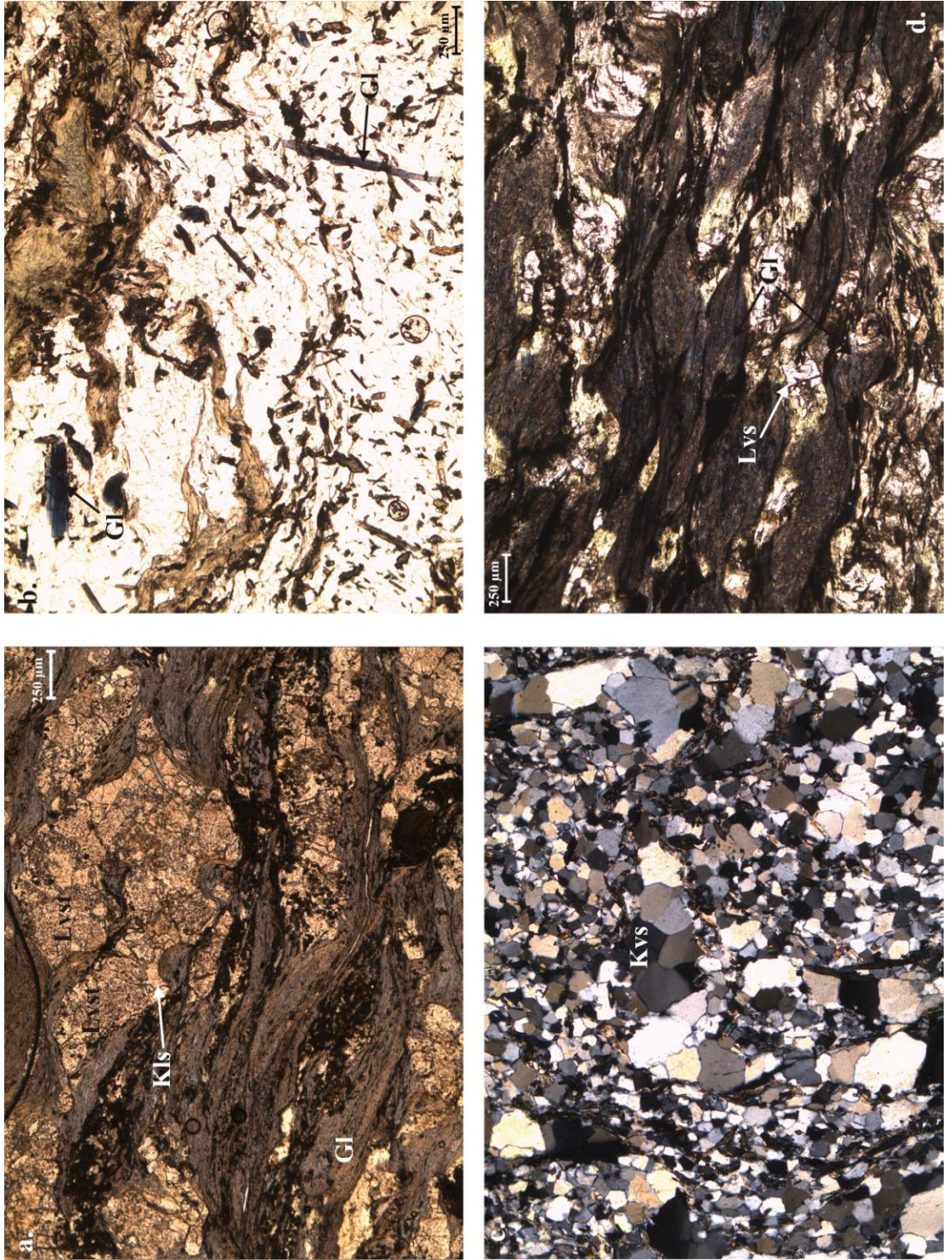
Şarabi kırmızı renkli ve volkanik kırıntılı yeşil renkli bir matriks ile sarmalanan metagabro, kireçtaşı, serpentin, çört ara katkılı mermer, radyolaryalı çört, volkanik ve ultramafik kayaç bloklarından oluşmaktadır. Aşağıda her bir blok türüne ve bu blokları sarmalayan matrikse ait incelenen ince kesitlerde gözlenen mineraller özellikleri ile birlikte anlatılmıştır.

4.2.6.1. Matriks

Gri renkli metapelitik matrikste glokofan mineralleri beyaz ışıktaki sergiledikleri mavileylak renkleri ile tanınırlar. Ancak çok ufak taneli olduklarından diğer mineraller tanımlanamamıştır. Bununla birlikte glokofan mineralleri farklı lokasyonlardan alınan her örnekte gözlenmemiştir. Mor renkli çamurtaşı matriksinde ise çok ufak taneli bir matriks içinde kuvars ve türü tanımlanamayan kayaç parçaları gözlenmiştir. Metamorfizma koşulları hakkında bilgi verebilecek indikatör bir mineral saptanamamıştır. Tüm örneklerde yönlü bir doku gözlenmiştir.

4.2.6.2. Metagabro

Metagabro blokuna ait ince kesitlerde ufak taneli bir matriks içinde lavsonit ve glokofan mineralleri gözlenmiştir. Matriks ufak taneli kristallerden oluştuğu için hangi minerallerden oluştuğu saptanamamıştır. İncelenen kesitlerde yönlü bir dokuya



Şekil 4.45. a. Milonitik doku. Glokofan ve lavsonit mineralleri. Doğru ışık. Örnek no: 7114. b. Yönlü doku üzerine gelişmiş post-tektonik glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 826. c. Kıvrımlanmış rekristalize kuvars bantları. Çapraz ışık. Örnek no: 826. d. Lavsonit ve çok ufak taneli glokofan mineralleri. Milonitik doku. Doğru ışık. Örnek no: 8173.

rastlanılmamıştır. İri glokofan kristalleri saçılmış iri kristaller halinde daha ufak taneli olan ve matriksi oluştura lavsonitler içinde gözlenmiştir (Şek. 4.46b).

Gokofanlar yarı öz şekilli levhalar ya da yarı öz şekilli altıgen şekiller şeklindedir (Şek. 4.46c). c-eksenine paralel kesitlerinde tek yönde, c-eksenine dik yarı öz şekilli altıgen şekilllerinde birbirini kesen iki yönde dilinimler belirgindir (Şek. 4.46c).

Lavsonitler yüksek optik engebelidir. Yarı öz şekilli dörtgen şekillilerdir (Şek. 4.46c).

4.2.6.3. Dünit

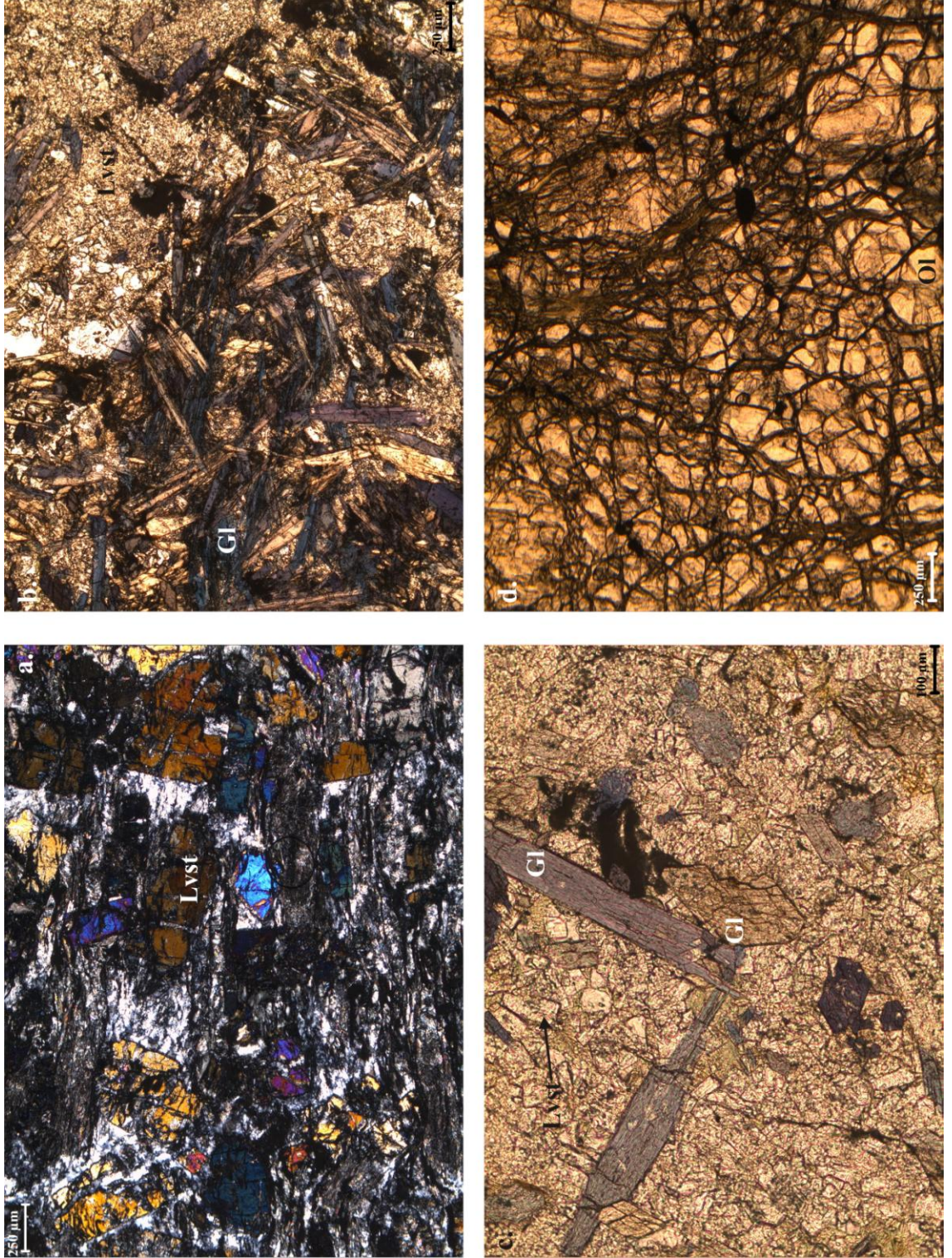
İncelenen kesitlerde olivin, ortopiroksen, Cr-spinel mineralleri gözlenmiştir. İkincil olarak serpentin ve klorit mineralleri gelişmiştir. Kırıklı çatlaklı, yönsüz bir dokusu vardır (Şek. 4.46d). Kesitin %90'ından fazlası olivinden oluştuğu için kayaç ismi olarak dunit adlandırılması uygundur.

Olivinler ince kesitte renksizdir (Şek. 4.46d). Öz şekilsizlerdir ve kırıklı çatlaklı bir dokuya sahiplerdir. Optik engebeleri çok yüksektir. II. Dizinin üst sıralarındaki renklere sahiplerdir (Şek. 4.47a).

Ortopiroksenler yüksek optik engebeli olup öz şekilsizlerdir. Doğru ışıpta renksizlerdir. Çapraz ışıpta I. Dizinin sarımsı kahverengi girişim renklerine sahiplerdir (Şek. 4.47b). Tek yönde gelişmiş belirgin dilinimlere sahiplerdir. Ayrıca dilinimlerin büküldüğü gözlenmiştir (Şek. 4.47b). Klinopiroksenlerden, paralel sönme göstermeleri ile ayırt edilmişlerdir (Şek. 4.47c).

Cr-spineller öz şekilsiz kristaller halinde gözlenmiştir. Doğru ışıpta koyu kırmızımsı kahverengidir.

Klorit ve serpentin mineralleri kırık ve çatlak düzlemleri boyunca gelişmiştir.



Şekil 4.46. a. Yüksek girişim renklerine sahip lavsonitler. Çapraz ışık. Örnek no: 8173. b. Ovacık Kompleksi metagabbro blokunda gözlenen glokofanlar. Doğru ışık. Örnek no: 7137. c. Yarı öz şekilli glokofan kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 7137. d. Dünitlerde olivin kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 8166.

4.2.6.4. *Serpantinit*

Serpantinitlerin ince kesitlerinde kalık piroksen mineralleri ile birlikte yaygın olarak serpentin minerallerinin geliştiği gözlenmiştir. Tipik ağsı dokuya sahiplerdir (Şek. 47d). *Piroksenler* ağsı doku içinde az miktarda gözlenmiştir. Öz şekilsizlerdir (Şek. 4.48a). Tek yönde gelişmiş dilinimleri belirgindir. Eğik sönme sergilediklerinden ortopiroksen oldukları saptanmıştır.

4.2.6.5. *Bazik Volkanik Bloklar*

Bazı kesitlerde volkanik blokların iri plajyoklas kristallerinin saçılmış bir şekilde bir matriks içinde yer aldığı belirlenmiştir (Şek. 4.48b). Matriks çok ufak taneli olduğundan, matriksi oluşturan minerallerin türü saptanamamıştır.

Melanj içinde en sık rastlanılan türdeki bloklardan olan volkanik kökenli kayalardan hazırlanan ince kesitlerde, arazi çalışmaları sırasında mostra ölçeğinde gözle farkedilmeyen, köşeleri iyi yuvarlanmış volkanik kökenli kırıntılıların glokofan mineralinden oluşan bir matriksle sarmalandığı gözlenmiştir (Şek. 4.48c).

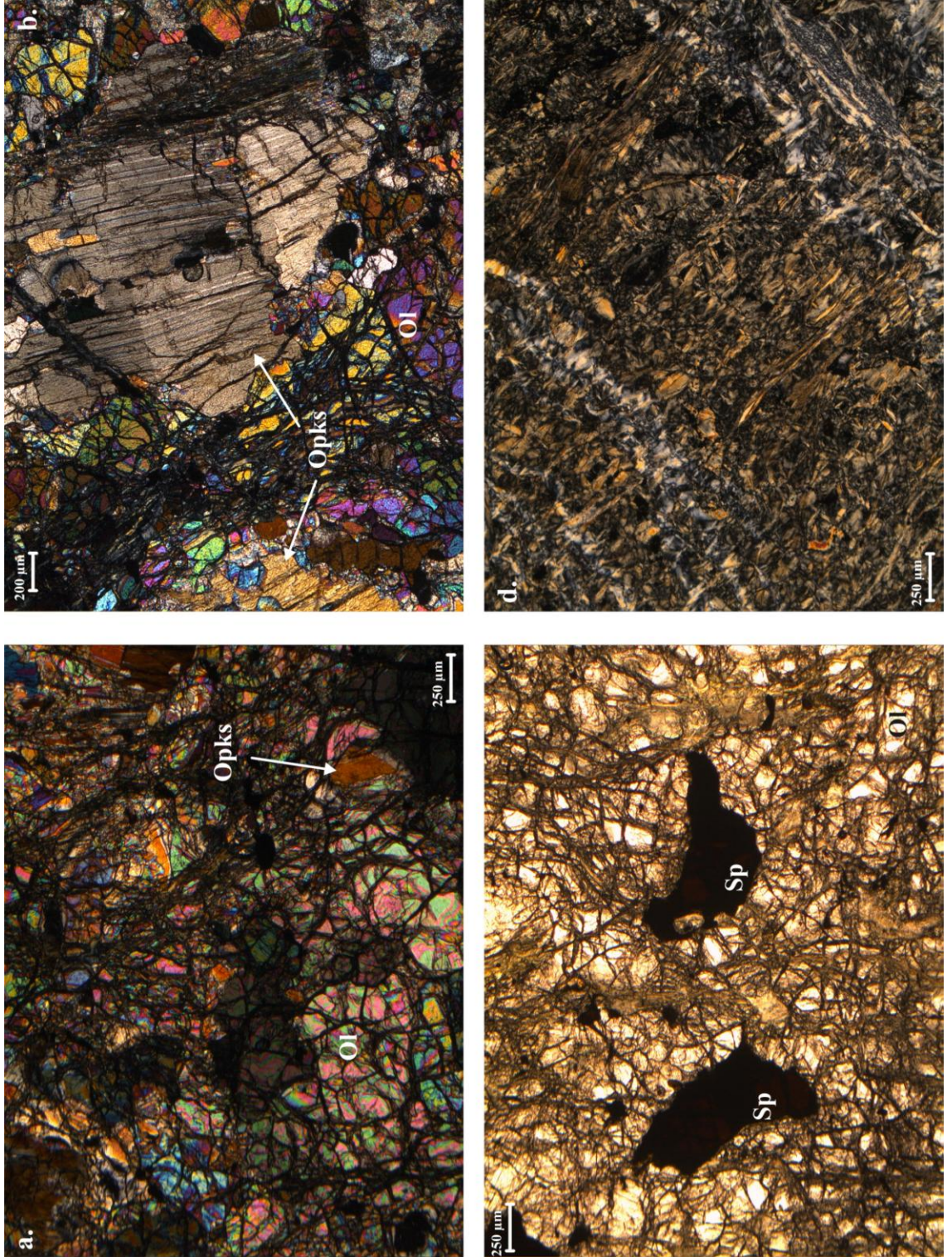
Volkanik kırıntılıların içinde saçılmış plajyoklas kristalleri ufak taneli bir matriks içinde yer almaktadır. Bu haliyle volkanik dokularını korumuş oldukları gözlenmiştir (Şek. 4.48d).

Glokofanlar matriksi meydana getirmektedir. İnce uzun levhalar şeklindedir. Kırıntılı-matriks sınırı üzerinde de geliştikleri dikkati çekmiştir (Şek. 4.49a).

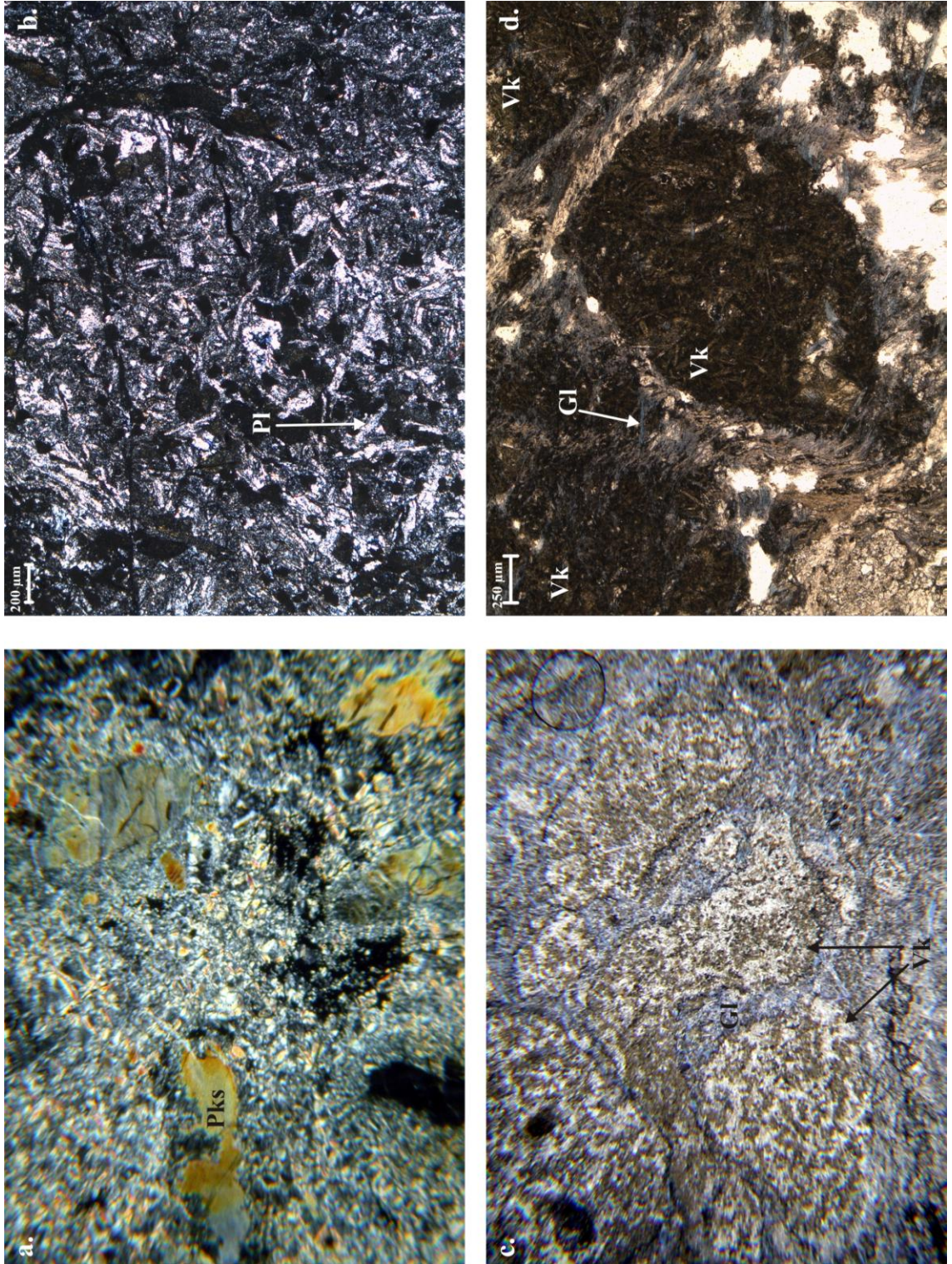
Spilitik bazalt kökenli bir volkanik bloktan alınan örneğin ince kesitlerinde ince uzun levhalar halinde iri plajyoklas kristallerinin cam matriks içinde saçılmış olduğu ilksel kalık doku gözlenmiştir. Amigoidal yapıların kuvars ve klorit ile dolduğu gözlenmiştir. Ayrıca cam matriksin de kloritleştiği gözlenmiştir.

4.2.6.6. *Metakarbonat Blokları*

Ana olarak kalsit minerallerinden oluşan metakarbonatların ince kesitlerinde tek tük kuvars kristallerine de rastlanılmıştır.



Şekil 4.47. a. Dünitlerde kırıklı çatlaklı dokuya sahip olivin kristalleri. Çapraz ışık. örnek no: 8166. b. Dünitlerde ortopirosken kristalleri. Diliniplere göre paralel sönme göstermektedir. Diliniplerde bükülmeler vardır. Çapraz ışık. Örnek no: 8166. c. Dünitlerde gözlenen spineller. Doğru ışık. Örnek no: 8166. d. Dünitlerde serpantinleşmiş kısımlardan hazırlanan ince kesitlerde gözlenen tipik ağsı doku. Çapraz ışık. Örnek no: 873.



Şekil 4.48. a. Dünitlerde serpantinleşmiş kısımlardan hazırlanan ince kesitlerde ağsı doku içinde kalık piroksenler. Çapraz ışık. Örnek no: 7120. b. Bazik volkaniklerde, çubuk şeklindeki plajyoklasların ufak taneli bir matriks içinde geliş güzel dağıldığı kalık volkanik doku. Çapraz ışık. Örnek no: 8122. c. Volkanik kırıntılarının glokofanlı bir matriksle sarmalanması. Doğru ışık. Örnek no: 728. d. Volkanik kırıntılarının içinde ufak, saçılmış plajyoklas kristalleri. Doğru ışık. Örnek no: 729.

Kalsitlerin iki yönde birbirini kesen basınç ikizleri çok belirgindir (Şek. 4.49b). Dilinimlerde bükülmeler gözlenmiştir.

Kuvarslar tek tük gözlendiği gibi kümeler halinde de gözlenmiştir (Şek. 4.49c). Dalgalı sönmeye sahiplerdir.

4.2.6.7. Radyolaryalı Çört Blokları

İncelenen ince kesitlerde radyolaryalar belirgindir. Orjinal yuvarlak şekillerini kaybederek deformasyon neticesinde elips şeklini kazandıkları gözlenmiştir (Şek. 4.49d).

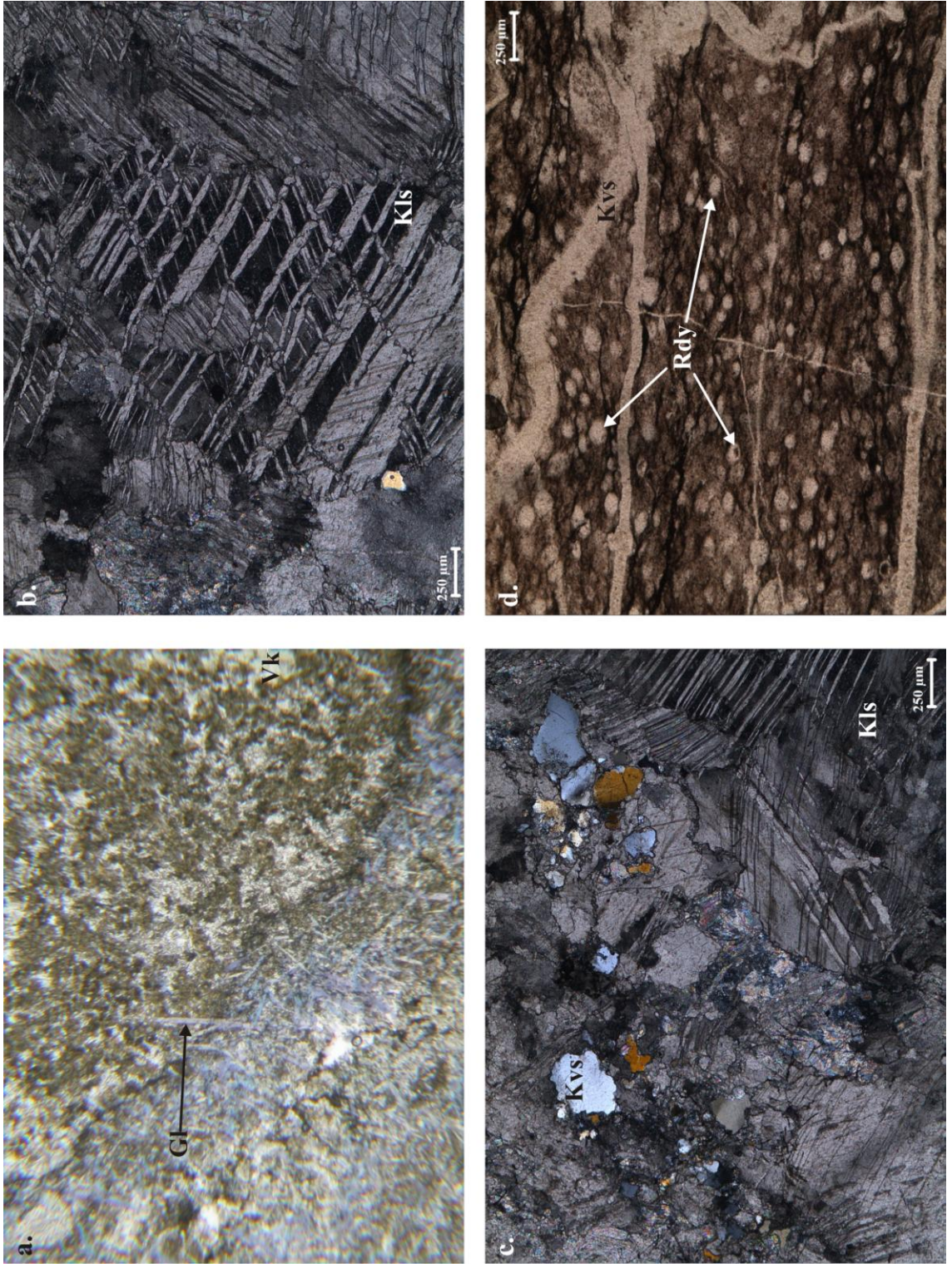
4.3. MİNERAL KİMYASI

Metamorfik minerallerin gelişimi ve kimyası, büyük oranda köken kayacın kimyasal kompozisyonuna bağlıdır. Ancak yapılan petrolojik deneysel çalışmalar sıcaklık ve basınç gibi metamorfizma koşullarının, minerallerin kimyasının belirlenmesinde önemli bir rol oynadığını ortaya koymuştur. İnceleme alanındaki metamorfik kayaçlarda, yüksek basınç/ düşük sıcaklık metamorfizması neticesinde gelişen metamorfik minerallerin kimyasal özelliklerini belirlemek amacıyla Edinburgh Üniversitesi'nde Cameca SX100 elektron mikroprob aleti ile analizleri yapılmıştır. Analizin ayrıntıları "3. MALZEME VE YÖNTEM" bölümünde verilmiştir.

Mineral kimyası analizi için Beyce Şistleri'nden, Sarıkaya Metgraniti'nden, Kocasu Formasyonu'na ait şist, metabazit ve metariyolitlerden 1'er adet olmak üzere toplam 5 adet ince kesit seçilmiştir. Bu ince kesitlerde tanımlanan sodik piroksen, sodik amfibol, kloritoyid, lavsonit, fengit, klorit, feldspat ve rutil minerallerinin kimyasal analiz sonuçları Tablo 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 ve 4.5'te verilmiştir.

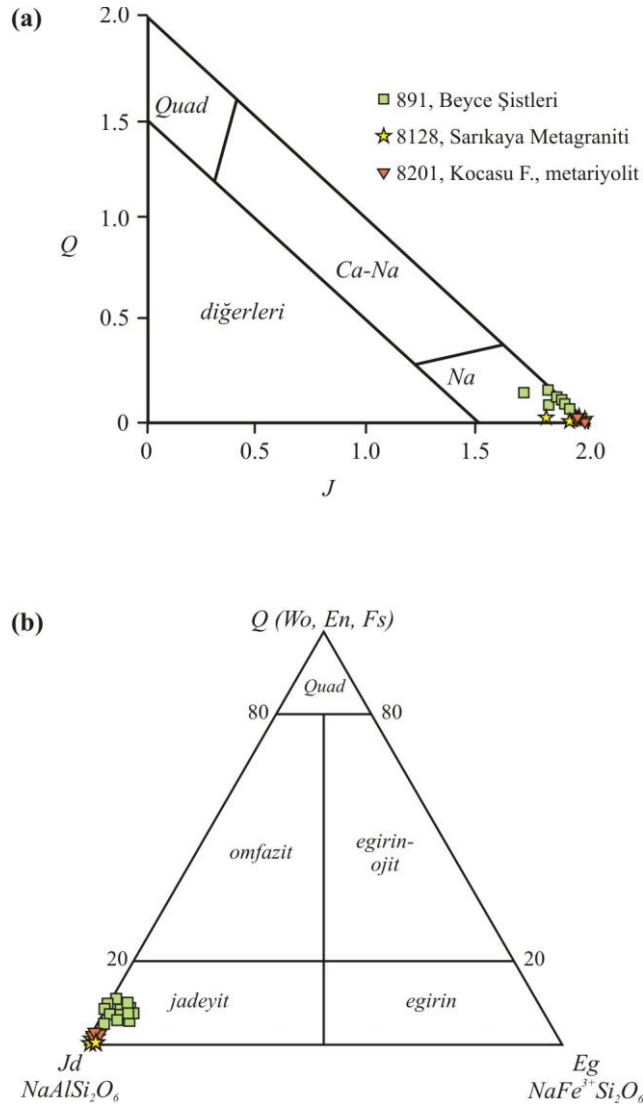
4.3.1. Piroksenler

Sodik piroksenlerin yapısal formülü 4 katyona dayalı olarak hesaplanmıştır. Beyce Şistleri'ne ait örnekte (örnek no: 891) analiz edilen sodik piroksenlerin %88.84-94.5



Şekil 4.49. a. Volkanik kırıntılar ile matriks sınırı üzerinde gelişen glokofan kristali. Doğru ışık. Örnek no: 728. b. Metakarbonatlardaki kalsitlerde basınç ikizi. Çapraz ışık. Örnek no: 786. c. Metakarbonatlarda öz şekilsiz kuvars kristalleri. Çapraz ışık. Örnek no: 786. d. Radyolaryalı çörtlere, deforme radyolaryalar. Doğru ışık. Örnek no: 8105.

mol jadeyit bileşenine sahip olduğu gözlenmiştir. Egirin bileşeni en fazla %3.93 mol olarak saptanmıştır. SiO_2 %58.55-62.63; Al_2O_3 %19.76-23.15; Na_2O 12.60-14.70 arasında değişmektedir. Metagranit örneğindeki (örnek no: 8128) sodik piroksenler %98.15-99.77 arasında jadeyit bileşenine sahiptir. Egirin bileşeni sadece bir jadeyitte %0.63, diğerlerinde 0'dır. Kocasu Formasyonu metariyolit örneğindeki (örnek no: 8201) sodik piroksenler %97.33-99.02 mol arasında jadeyit ve %0.00-0.26 mol arasında egirin bileşeni vardır. Beyce Şistleri'ne, Sarıkaya Metagraniti ve Kocasu Formasyonu metariyolitine ait örneklerdeki jadeyitler için hesaplanan değerler Q-J ve Q-Jd-Eg üçgen diyagramlarında (Morimoto ve diğ., 1988) değerlendirilmiştir (Şek. 4.50a, 4.50b).



Şekil 4.50.a. Q-J diyagramı (Morimoto ve diğ., 1988). b. Q-Jd-Eg sodik piroksen sınıflandırma üçgen diyagramı. Analizi yapılan tüm sodik piroksenlerin jadeyit alanında yer aldığı görülür. $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{+2}$; $J = 2\text{Na}$; Jd, jadeyit; Eg, egirin; Quad, Ca-Mg-Fe piroksenler (En, Fs, Di, Hd).

Tablo 4.1. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	891							
	jadeyitler							
SiO ₂	58.82	58.90	58.82	59.50	58.64	59.06	59.18	59.08
TiO ₂	0.19	0.38	0.09	0.33	0.21	0.58	0.11	0.58
Al ₂ O ₃	22.24	22.44	22.72	22.83	21.95	23.06	23.20	22.74
FeO	2.33	2.26	1.82	1.70	2.47	1.92	2.68	2.11
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
MgO	0.87	0.73	0.91	0.68	0.98	0.41	0.19	0.52
CaO	1.18	0.96	1.30	0.80	1.40	0.70	0.27	0.61
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.65	0.01
Na ₂ O	14.23	14.28	14.19	14.36	14.12	14.43	13.58	14.69
Sc ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.88	99.95	99.87	100.22	99.79	100.20	99.85	100.36
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon
Si	2.01	2.01	2.00	2.02	2.00	2.01	2.03	2.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (M1)	0.89	0.90	0.91	0.91	0.88	0.92	0.94	0.91
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.03	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02
Fe ²⁺	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.05	0.08	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03
Ca	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.95	0.90	0.97
Sc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
jadeyit	90.97	92.86	91.98	94.42	89.61	94.97	94.92	93.39
egirin	2.67	0.74	1.52	0.00	3.61	0.00	0.00	2.38
Quad	6.35	6.40	6.50	5.58	6.78	5.03	5.08	4.23

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	891							
	jadeyitler							
SiO ₂	58.82	58.90	58.82	59.50	58.64	59.06	59.18	59.08
TiO ₂	0.19	0.38	0.09	0.33	0.21	0.58	0.11	0.58
Al ₂ O ₃	22.24	22.44	22.72	22.83	21.95	23.06	23.20	22.74
FeO	2.33	2.26	1.82	1.70	2.47	1.92	2.68	2.11
MnO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00
MgO	0.87	0.73	0.91	0.68	0.98	0.41	0.19	0.52
CaO	1.18	0.96	1.30	0.80	1.40	0.70	0.27	0.61
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.65	0.01
Na ₂ O	14.23	14.28	14.19	14.36	14.12	14.43	13.58	14.69
Li ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
ZnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	-0.02	-0.01	0.00	0.00	-0.01	0.01	0.00	0.01
Sc ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	99.88	99.95	99.87	100.22	99.79	100.20	99.85	100.36
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon
Si	2.01	2.01	2.00	2.02	2.00	2.01	2.03	2.00
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Al (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (M1)	0.89	0.90	0.91	0.91	0.88	0.92	0.94	0.91
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.03	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02
Fe ²⁺	0.04	0.06	0.04	0.05	0.03	0.05	0.08	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03
Ca	0.04	0.03	0.05	0.03	0.05	0.03	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00
Na	0.94	0.94	0.94	0.95	0.94	0.95	0.90	0.97
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
jadeyit	90.97	92.86	91.98	94.42	89.61	94.97	94.92	93.39
egirin	2.67	0.74	1.52	0.00	3.61	0.00	0.00	2.38
Quad	6.35	6.40	6.50	5.58	6.78	5.03	5.08	4.23

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	891							
	jadeyitler							
SiO ₂	59.35	59.01	58.79	58.69	59.04	62.63	59.33	58.55
TiO ₂	0.17	0.25	0.10	0.05	0.05	0.02	0.47	0.10
Al ₂ O ₃	23.15	21.70	22.17	22.12	21.69	19.76	23.08	21.32
FeO	2.40	2.74	2.17	2.42	2.67	2.64	1.87	4.06
MnO	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	0.01	-0.01	0.01
MgO	0.27	1.03	1.07	1.14	1.16	0.81	0.69	0.79
CaO	0.27	1.51	1.57	1.70	1.82	1.28	0.32	1.35
K ₂ O	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.09
Na ₂ O	14.70	14.12	14.07	13.96	13.92	12.60	14.36	13.80
Cr ₂ O ₃	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Toplam	100.34	100.41	99.95	100.10	100.38	99.75	100.11	100.06

Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:

	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon
Si	2.01	2.01	2.00	2.00	2.01	2.18	2.02	2.01
Ti	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (M1)	0.92	0.87	0.89	0.89	0.87	0.81	0.92	0.86
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.01	0.04	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.04
Fe ²⁺	0.06	0.04	0.03	0.03	0.05	0.08	0.05	0.08
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.01	0.05	0.05	0.06	0.06	0.04	0.03	0.04
Ca	0.01	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.01	0.05
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.97	0.93	0.93	0.92	0.92	0.85	0.95	0.92
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
jadeyit	94.95	88.84	89.94	88.85	88.51	91.07	95.00	87.70
egirin	0.96	3.77	2.79	3.41	2.89	0.00	0.00	3.93
Quad	4.09	7.38	7.28	7.74	8.60	8.93	5.00	8.36

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	891							
	glokofan							
	merkez				kenar			
SiO ₂	57.81	57.85	58.20	57.94	58.84	58.41	58.78	58.97
TiO ₂	0.09	0.11	0.05	0.05	0.04	0.05	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	11.10	11.15	11.61	11.46	11.68	11.74	12.05	11.85
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
FeO	13.19	12.64	12.25	12.74	9.75	10.13	10.44	8.87
MnO	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.01	0.03
MgO	8.08	8.39	8.35	8.04	9.92	9.84	9.23	10.10
CaO	0.10	0.13	0.03	0.04	0.06	0.04	0.02	0.04
Na ₂ O	7.24	7.22	7.31	7.36	7.41	7.19	7.43	7.40
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	2.16	2.16	2.18	2.16	2.20	2.19	2.20	2.20
Toplam	99.79	99.68	100.03	99.82	99.95	99.64	100.22	99.50

Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:

	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O
Si	7.99	7.99	7.99	8.00	8.00	7.95	8.00	8.03
Al ⁴	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00
Al ⁶	1.80	1.80	1.87	1.87	1.87	1.84	1.93	1.90
Al	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.03
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.22	0.22	0.16	0.14	0.15	0.28	0.09	0.06
Fe ²⁺	1.30	1.24	1.24	1.33	0.96	0.87	1.10	0.95
Mg	1.66	1.73	1.71	1.66	2.01	2.00	1.87	2.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Na	1.94	1.93	1.95	1.97	1.95	1.90	1.96	1.95
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	14.96	14.95	14.95	14.98	14.96	14.91	14.97	14.96

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	891						
	glokofan						
	merkez				kenar		
SiO ₂	57.69	57.77	57.64	58.26	58.88	58.30	58.38
TiO ₂	0.10	0.05	0.10	0.01	0.09	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	10.63	10.50	10.16	11.59	11.71	11.64	11.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
FeO	13.14	13.96	14.06	11.83	10.66	10.41	10.67
MnO	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01
MgO	8.14	8.00	8.09	8.22	9.03	9.26	9.25
CaO	0.06	0.07	0.16	0.02	0.05	0.02	0.06
Na ₂ O	7.20	7.21	7.19	7.30	7.45	7.39	7.35
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	2.15	2.15	2.14	2.17	2.19	2.18	2.19
Toplam	99.17	99.76	99.57	99.43	100.10	99.30	99.83
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:							
	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O
Si	8.02	8.01	8.01	8.05	8.04	8.01	7.98
Al ⁴	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ⁶	1.74	1.71	1.66	1.89	1.89	1.89	1.89
Al	8.02	8.01	8.01	8.05	8.04	8.01	8.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.22	0.30	0.30	0.05	0.02	0.10	0.15
Fe ²⁺	1.31	1.31	1.33	1.32	1.20	1.09	1.07
Mg	1.69	1.65	1.68	1.69	1.84	1.90	1.88
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Na	1.94	1.94	1.94	1.95	1.97	1.97	1.95
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	14.95	14.95	14.96	14.96	14.98	14.97	14.96

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	891							
	mineral adı	glokofan						
		merkez				kenar		
SiO ₂	57.53	57.17	57.99	57.79	58.42	58.74	58.08	58.37
TiO ₂	0.08	0.09	0.08	0.12	0.03	0.07	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	11.57	11.31	11.69	11.26	11.89	11.67	11.86	11.81
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01	0.00
FeO	12.00	12.43	11.40	12.50	8.92	9.31	11.66	11.29
MnO	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01
MgO	8.31	8.10	8.80	8.40	9.97	9.98	8.40	8.48
CaO	0.05	0.06	0.04	0.07	0.05	0.04	0.02	0.02
Na ₂ O	7.25	7.18	7.33	7.31	7.38	7.42	7.39	7.38
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	2.15	2.14	2.17	2.16	2.18	2.19	2.17	2.18
Toplam	98.98	98.54	99.56	99.69	98.87	99.46	99.63	99.56

Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:

	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O
Si	7.99	7.99	7.98	7.98	8.01	8.02	8.00	8.04
Al ⁴	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ⁶	1.88	1.85	1.87	1.81	1.92	1.88	1.93	1.92
Al	8.00	8.00	8.00	8.00	8.01	8.02	8.00	8.04
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.15	0.18	0.16	0.21	0.07	0.09	0.09	0.02
Fe ²⁺	1.24	1.27	1.15	1.24	0.95	0.97	1.25	1.28
Mg	1.72	1.69	1.81	1.73	2.04	2.03	1.73	1.74
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Na	1.95	1.95	1.96	1.96	1.96	1.96	1.97	1.97
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	14.96	14.96	14.96	14.97	14.97	14.97	14.98	14.98

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	891						
	fengitler						
SiO ₂	51.98	52.27	51.86	52.18	52.25	51.61	48.96
TiO ₂	0.00	-0.01	-0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	24.92	24.93	25.72	24.61	24.84	25.54	25.16
Cr ₂ O ₃	-0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
FeO	2.35	2.32	2.43	2.44	2.39	2.57	4.82
MnO	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.02	0.07
MgO	3.84	3.89	3.59	4.00	3.82	3.63	4.77
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02
Na ₂ O	0.10	0.12	0.11	0.14	0.13	0.14	0.12
K ₂ O	9.03	9.11	9.12	9.57	9.35	9.42	8.13
H ₂ O	4.40	4.42	4.43	4.42	4.42	4.42	4.33
Toplam	92.22	92.67	92.86	93.02	92.83	92.94	92.05
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:							
	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O
Si	3.54	3.54	3.51	3.54	3.54	3.50	3.39
Al	2.00	1.99	2.05	1.97	1.99	2.04	2.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.13	0.13	0.14	0.14	0.14	0.15	0.28
Mg	0.39	0.39	0.36	0.40	0.39	0.37	0.49
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.79	0.79	0.79	0.83	0.81	0.82	0.72
Toplam	6.86	6.87	6.87	6.90	6.88	6.89	6.95

Tablo 4.1'in devamı. Beyce Şistlerini temsil eden 891 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	891							
	kloritler							
SiO ₂	27.39	26.82	26.92	26.53	26.87	26.02	26.66	26.49
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	20.22	20.03	20.30	20.08	20.02	19.90	19.94	20.20
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
FeO	23.56	24.26	23.77	23.82	25.38	26.65	25.14	25.75
MnO	0.37	0.39	0.35	0.36	0.21	0.20	0.25	0.24
MgO	14.87	15.14	14.90	15.17	13.79	13.16	14.51	13.86
CaO	0.08	0.07	0.05	0.07	0.05	0.09	0.06	0.08
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02
K ₂ O	0.09	0.06	0.14	0.06	0.15	0.19	0.04	0.04
H ₂ O	11.39	11.34	11.33	11.27	11.25	11.10	11.27	11.24
Toplam	98.00	98.13	97.79	97.41	97.77	97.36	97.90	97.93
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	14 O	14 O	14 O	14 O	14 O	14 O	14 O	14 O
Si	2.87	2.83	2.84	2.81	2.85	2.80	2.83	2.82
Al ⁴	1.13	1.17	1.16	1.19	1.15	1.20	1.17	1.18
Al ⁶	1.38	1.32	1.37	1.33	1.37	1.34	1.33	1.36
Al	2.51	2.50	2.53	2.52	2.52	2.53	2.50	2.54
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.13	0.08	0.10	0.08	0.11	0.06	0.08	0.09
Fe ²⁺	1.93	2.06	1.99	2.03	2.14	2.34	2.15	2.20
Mg	2.32	2.38	2.34	2.40	2.18	2.11	2.29	2.20
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
K	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.05	0.01	0.01
Toplam	9.84	9.91	9.88	9.91	9.87	9.94	9.90	9.89

Tablo 4.2. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	8128							
	jadeyitler							
mineral adı								
SiO ₂	60.35	59.56	59.49	59.65	59.61	63.37	59.14	59.13
TiO ₂	0.32	0.60	0.76	0.20	0.13	0.24	0.43	0.40
Al ₂ O ₃	24.76	24.41	24.77	24.25	24.21	22.19	24.41	24.57
FeO	0.45	0.56	0.44	0.96	0.84	0.36	0.47	0.53
MnO	0.01	0.02	0.02	-0.02	0.01	0.00	0.00	-0.01
MgO	0.03	0.09	0.04	0.04	0.03	0.08	0.08	0.02
CaO	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.11	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	14.94	15.10	15.19	15.16	15.24	13.88	14.98	14.99
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	-0.02	-0.01	-0.01
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	100.88	100.47	100.73	100.26	100.10	100.12	99.53	99.65
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon
Si	2.03	2.00	2.00	2.01	2.01	2.17	2.01	2.01
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (M1)	0.98	0.97	0.98	0.96	0.96	0.89	0.98	0.98
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.97	0.99	0.99	0.99	1.00	0.92	0.99	0.99
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
jadeyit	99.26	98.93	99.26	98.52	98.40	99.19	99.08	99.18
egirin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.63	0.00	0.00	0.00
Quad	0.74	1.07	0.74	1.48	0.97	0.81	0.92	0.82

Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	8128							
	jadeyitler							
SiO ₂	59.72	59.41	59.24	59.69	59.51	59.76	59.62	59.64
TiO ₂	0.20	0.39	0.52	0.74	0.47	0.04	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	25.07	24.12	24.09	24.02	24.20	24.65	24.57	24.45
FeO	0.09	0.90	0.66	0.73	0.66	0.83	1.14	0.94
MnO	0.00	-0.01	0.01	0.01	0.00	-0.01	0.01	0.00
MgO	0.03	0.20	0.04	0.09	0.17	-0.01	0.00	0.01
CaO	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.23	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
Na ₂ O	15.11	15.12	14.59	15.00	14.94	15.08	15.15	15.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	-0.01	0.01	0.01
Toplam	100.23	100.17	99.39	100.31	99.98	100.37	100.56	100.15
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon	4 katyon
Si	2.01	2.01	2.02	2.02	2.01	2.01	2.00	2.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00
Al (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al (M1)	0.99	0.96	0.97	0.96	0.97	0.98	0.97	0.97
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.99	0.99	0.96	0.98	0.98	0.98	0.99	0.98
Toplam	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
jadeyit	99.77	98.15	98.90	98.73	98.58	98.82	98.21	98.61
egirin	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00
Quad	0.23	1.76	1.10	1.27	1.42	1.18	1.49	1.39

Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	8128							
	fengitler							
SiO ₂	50.27	50.36	50.07	50.07	50.31	49.93	50.04	50.19
TiO ₂	0.18	0.15	0.22	0.07	0.09	0.08	0.08	0.21
Al ₂ O ₃	27.79	27.48	27.87	27.51	27.52	27.88	28.01	27.50
Cr ₂ O ₃	-0.01	0.01	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	2.51	2.60	2.67	2.59	2.71	2.46	2.42	2.77
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.04	0.07
MgO	2.42	2.43	2.39	2.55	2.49	2.46	2.43	2.31
CaO	0.02	0.02	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00
Na ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.04
K ₂ O	9.40	9.32	9.18	9.46	9.40	9.49	9.44	9.58
H ₂ O	4.41	4.40	4.40	4.39	4.40	4.39	4.40	4.40
Toplam	97.07	96.89	96.93	96.80	97.11	96.85	96.99	97.07
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O
Si	3.42	3.43	3.41	3.42	3.43	3.41	3.41	3.42
Al	2.23	2.21	2.24	2.22	2.21	2.24	2.25	2.21
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.16
Mg	0.24	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.25	0.23
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.82	0.81	0.80	0.82	0.82	0.83	0.82	0.83
Toplam	6.87	6.86	6.86	6.88	6.88	6.89	6.88	6.88

Tablo 4.2'nin devamı. Sarıkaya Metagraniti'ni temsil eden 8128 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	8128							
	fengitler							
SiO ₂	50.27	50.36	50.07	50.07	50.31	49.93	50.04	50.19
TiO ₂	0.18	0.15	0.22	0.07	0.09	0.08	0.08	0.21
Al ₂ O ₃	27.79	27.48	27.87	27.51	27.52	27.88	28.01	27.50
Cr ₂ O ₃	-0.01	0.01	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	2.51	2.60	2.67	2.59	2.71	2.46	2.42	2.77
MnO	0.05	0.07	0.06	0.06	0.09	0.06	0.04	0.07
MgO	2.42	2.43	2.39	2.55	2.49	2.46	2.43	2.31
CaO	0.02	0.02	0.01	0.04	0.05	0.03	0.04	0.00
Na ₂ O	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.07	0.08	0.04
K ₂ O	9.40	9.32	9.18	9.46	9.40	9.49	9.44	9.58
H ₂ O	4.41	4.40	4.40	4.39	4.40	4.39	4.40	4.40
Toplam	97.07	96.89	96.93	96.80	97.11	96.85	96.99	97.07
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O
Si	3.42	3.43	3.41	3.42	3.43	3.41	3.41	3.42
Al	2.23	2.21	2.24	2.22	2.21	2.24	2.25	2.21
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.16
Mg	0.24	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.25	0.23
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.82	0.81	0.80	0.82	0.82	0.83	0.82	0.83
Toplam	6.87	6.86	6.86	6.88	6.88	6.89	6.88	6.88

Tablo 4.3. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	880							
	glokofan							
	merkez		kenar		merkez			
SiO ₂	58.07	57.95	58.13	57.84	57.86	58.31	57.29	57.43
TiO ₂	0.04	0.02	0.07	0.17	0.10	0.05	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	11.79	11.79	11.56	11.21	11.65	11.60	11.33	11.33
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01
FeO	12.33	12.33	13.01	11.75	11.62	11.63	14.10	13.50
MgO	8.16	8.18	7.77	8.65	8.57	8.69	7.40	7.58
MnO	0.03	0.03	0.05	0.00	0.03	0.04	0.02	0.06
CaO	0.06	0.05	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.06
Na ₂ O	7.20	7.08	7.16	7.33	7.14	7.21	7.11	7.11
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	2.1723	2.1676	2.1686	2.1599	2.1638	2.1771	2.1449	2.1456
Toplam	99.89	99.64	100.01	99.22	99.21	99.80	99.54	99.29
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O
Si	7.99	7.98	8.00	8.00	7.99	8.00	7.96	7.99
Al ⁴	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01
Al ⁶	1.90	1.89	1.88	1.83	1.88	1.88	1.82	1.84
Al	1.91	1.91	1.88	1.83	1.89	1.88	1.86	1.86
Ti	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.17	0.22	0.15	0.13	0.19	0.17	0.27	0.22
Fe ²⁺	1.25	1.21	1.35	1.23	1.16	1.15	1.37	1.35
Mg	1.67	1.68	1.60	1.78	1.76	1.78	1.53	1.57
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	1.92	1.89	1.91	1.97	1.91	1.92	1.92	1.92
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	14.93	14.90	14.91	14.97	14.92	14.92	14.93	14.93

Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no mineral adı	880						
	glokofan		fengitler				
	kenar						
SiO ₂	57.69	57.85	51.23	51.75	49.31	51.86	51.98
TiO ₂	0.07	0.03	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	11.41	11.83	26.23	25.79	24.31	26.81	26.05
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.02	0.01	0.04	0.02	0.01
FeO	12.82	12.74	3.16	2.47	2.48	2.26	2.83
MgO	7.98	8.15	3.28	3.53	3.31	3.41	3.28
MnO	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
CaO	0.06	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04	0.11
Na ₂ O	7.11	7.22	0.20	0.20	0.20	0.21	0.19
K ₂ O	0.01	0.01	8.77	8.79	8.27	8.81	8.57
H ₂ O	2.1543	2.1715	4.42	4.42	4.20	4.47	4.44
Toplam	99.32	100.10	92.94	92.58	88.00	93.44	93.03
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:							
	23 O	23 O	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O
Si	7.99	7.95	3.47	3.51	3.52	3.48	3.51
Al ⁴	0.01	0.05	0.53	0.49	0.48	0.52	0.49
Al ⁶	1.86	1.86	1.57	1.57	1.56	1.60	1.58
Al	1.86	1.92	2.10	2.06	2.04	2.12	2.07
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.21	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.28	1.22	0.18	0.14	0.15	0.13	0.16
Mg	1.65	1.67	0.33	0.36	0.35	0.34	0.33
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	1.91	1.92	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
K	0.00	0.00	0.76	0.76	0.75	0.75	0.74
Toplam	14.92	14.93	8.97	8.91	8.89	8.97	8.91

Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	880						
	mineral adı	fengit	paragonit	kloritoyidler			
SiO ₂	51.05	47.78	24.23	24.15	23.97	24.03	24.26
TiO ₂	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	26.92	37.12	40.52	40.45	40.13	40.71	39.96
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.02	-0.01	0.02	0.01
FeO	2.61	1.03	25.81	25.59	25.62	24.42	25.96
MgO	3.14	1.04	2.12	1.99	1.91	2.31	1.94
MnO		0.00	0.33	0.27	0.29	0.35	0.29
CaO	0.09	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.66	6.34	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	8.48	1.82	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
H ₂ O	4.44	4.66					
Toplam	92.98	95.18	93.03	92.50	91.94	91.84	92.43
	11 O	11 O	12 O	12 O	12 O	12 O	12 O
Si	3.45	3.07	2.00	2.01	2.01	2.00	2.02
Al ⁴	0.55	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ⁶	1.60	1.89	3.95	3.96	3.96	3.99	3.92
Al	2.15	2.81	3.95	3.96	3.96	3.99	3.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.15	0.06	1.78	1.78	1.79	1.70	1.81
Mg	0.32	0.10	0.26	0.25	0.24	0.29	0.24
Mn	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.09	0.79	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.73	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	9.03	9.80	11.97	11.97	11.97	12.00	11.94

Tablo 4.3'ün devamı. Kocasu Formasyonu şistlerini temsil eden 880 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	880					
	kloritoyidler		lavsonitler		rutiller	
SiO ₂	24.27	24.47	38.05	37.84	0.70	0.43
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.45	95.60	97.08
Al ₂ O ₃	39.68	40.63	31.72	31.46	0.36	0.24
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.05	0.03	0.00	0.00
FeO	26.10	25.03	0.22	0.26	0.83	0.75
MgO	2.03	2.06	0.00	0.01	0.01	0.01
MnO	0.36	0.39	0.01	0.01	0.01	0.00
CaO	0.01	0.00	17.06	17.14	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
K ₂ O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O			11.30	11.29	0.00	0.00
Toplam	92.51	92.62	98.45	98.50	97.51	98.52
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:						
	12 O	12 O	8 O	8 O	2 O	2 O
Si	2.02	2.02	2.02	2.01	0.01	0.01
Al ⁴	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ⁶	3.90	3.96	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	3.90	3.96	1.98	1.97	0.01	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.98	0.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	1.82	1.73	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.25	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.97	0.98	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	11.93	11.96	4.98	4.98	0.99	1.00

Tablo 4.4. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	843							
	mineral adı	glokofan						
		merkez			kenar			merkez
SiO ₂	57.39	57.77	57.74	58.22	57.89	57.90	58.22	58.45
TiO ₂	0.07	0.04	0.03	0.03	0.05	0.06	0.02	0.02
Al ₂ O ₃	7.58	8.49	9.29	9.47	8.37	8.31	9.40	10.11
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
FeO	13.92	12.96	12.21	11.77	13.28	13.03	12.37	11.80
MgO	10.36	10.08	10.19	10.18	9.88	10.33	9.99	9.84
MnO	0.04	0.05	0.04	0.01	0.06	0.06	0.03	0.02
CaO	0.84	0.43	0.26	0.21	0.35	0.47	0.20	0.14
Na ₂ O	6.69	6.92	7.22	7.19	6.95	6.90	7.10	7.25
K ₂ O	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02
H ₂ O	2.12	2.13	2.15	2.16	2.13	2.14	2.16	2.17
Toplam	99.04	98.89	99.15	99.25	99.02	99.24	99.52	99.81
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O	23 O
Si	7.98	8.01	7.97	8.01	8.03	8.00	8.00	8.00
Al ⁴	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ⁶	1.22	1.39	1.49	1.54	1.37	1.35	1.52	1.63
Al	1.24	1.39	1.51	1.54	1.37	1.35	1.52	1.63
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.73	0.58	0.52	0.45	0.58	0.64	0.52	0.39
Fe ²⁺	0.89	0.92	0.89	0.91	0.97	0.87	0.91	0.96
Fe	1.62	1.50	1.41	1.36	1.54	1.51	1.42	1.35
Mg	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Mn	2.15	2.09	2.10	2.09	2.04	2.13	2.05	2.01
Ca	0.12	0.06	0.04	0.03	0.05	0.07	0.03	0.02
Na	1.80	1.86	1.93	1.92	1.87	1.85	1.89	1.92
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Toplam	14.93	14.93	14.98	14.95	14.93	14.92	14.92	14.95

Tablo 4.4'ün devamı. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	843						
	mineral adı	glokofan		kloritler			
		kenar					
SiO ₂	57.75	57.71	28.39	28.09	28.57	28.46	28.48
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	8.04	8.70	19.74	20.31	20.71	20.43	20.55
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01
FeO	13.65	12.56	14.64	15.28	14.81	14.66	15.04
MgO	10.14	10.21	22.56	21.83	21.73	22.03	22.18
MnO	0.02	0.04	0.38	0.64	0.48	0.37	0.40
CaO	0.21	0.12	0.07	0.05	0.09	0.09	0.09
Na ₂ O	7.11	7.07	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
H ₂ O	2.13	2.13	11.82	11.83	11.92	11.88	11.94
Toplam	99.06	98.58	97.66	98.08	98.41	97.97	98.72
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:							
	23 O	23 O	14 O	14 O	14 O	14 O	14 O
Si	8.01	8.00	3.16	3.14	3.15	3.15	3.14
Al ⁴	0.00	0.00	0.84	0.86	0.85	0.85	0.86
Al ⁶	1.31	1.42	1.75	1.81	1.85	1.82	1.82
Al	1.31	1.42	2.59	2.67	2.70	2.67	2.67
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.70	0.63	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.88	0.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	1.58	1.46	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	3.74	3.64	3.58	3.64	3.65
Mn	2.09	2.11	0.04	0.06	0.04	0.03	0.04
Ca	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na	1.91	1.90	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Toplam	14.94	14.92	9.55	9.53	9.50	9.52	9.52

Tablo 4.4'ün devamı. Kocasu Formasyonu metabazitlerini temsil eden 843 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	843				
	mineral adı	kloritler			lavsonit
SiO ₂	28.25	28.28	27.72	38.16	37.93
TiO ₂	0.03	0.01	0.02	0.43	0.08
Al ₂ O ₃	20.37	19.83	20.52	30.39	31.12
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
FeO	14.45	15.18	15.13	1.05	0.99
MgO	22.52	22.16	22.39	0.01	0.11
MnO	0.41	0.31	0.56	0.01	0.01
CaO	0.09	0.08	0.05	17.07	17.16
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
H ₂ O	11.88	11.80	11.85	11.24	11.28
Toplam	98.02	97.67	98.26	98.38	98.74
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:					
	14 O	14 O	14 O	8 O	8 O
Si	3.12	3.17	3.09	2.04	2.02
Al ⁴	0.88	0.83	0.91	0.00	0.00
Al ⁶	1.78	1.78	1.78	0.00	0.00
Al	2.66	2.62	2.69	1.91	1.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04
Mg	3.71	3.70	3.72	0.00	0.01
Mn	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00
Ca	0.01	0.01	0.01	0.98	0.98
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Toplam	9.55	9.53	9.57	4.99	5.01

Tablo 4.5. Kocasu Formasyonu metariyolitlerini temsil eden 8201 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	8201							
	jadeyitler			fengitler				
SiO ₂	60.16	59.41	60.10	64.05	50.73	50.42	50.52	50.29
TiO ₂	0.24	0.14	0.36	-0.03	0.39	0.27	0.27	0.30
Al ₂ O ₃	23.11	24.99	23.19	18.59	24.51	24.81	25.17	25.06
FeO	1.74	0.60	1.84	0.02	6.83	6.66	6.34	6.35
MnO	0.00	0.01	-0.01	-0.01	0.18	0.13	0.18	0.18
MgO	0.00	0.00	0.01				0.99	0.87
CaO				0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
K ₂ O	0.04	0.01	0.00	16.76	11.12	10.89	11.20	11.05
Na ₂ O	14.71	15.23	14.80	0.08	0.01	0.01	0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
H ₂ O	0.00	0.00	0.00	4.68	4.32	4.30	4.36	4.34
Toplam	100.02	100.39	100.29	104.15	98.11	97.53	99.05	98.48
Yapısal formülün dayandırıldığı değerler:								
	4 katyon	4 katyon	4 katyon	11 O	11 O	11 O	11 O	11 O
Si	2.05	2.00	2.04	4.10	3.52	3.52	3.47	3.48
Ti	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02
Al (T)	0.00	0.00	0.00	1.40	2.01	2.04	2.04	2.04
Al (M1)	0.93	0.99	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.05	0.01	0.05	0.00	0.40	0.39	0.36	0.37
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	1.37	0.99	0.97	0.98	0.97
Na	0.97	0.99	0.97	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Li	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sc	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H				2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Toplam	4.00	4.00	4.00	8.89	8.95	8.94	8.99	8.98
jadeyit	97.49	99.02	97.33					
egirin	0.00	0.26	0.00					
Quad	2.51	0.73	2.67					

Tablo 4.5'in devamı. Kocasu Formasyonu metariyolitlerini temsil eden 8201 numaralı örneğin mikroprob analiz sonuçları.

örnek no	8201	
	feldspatlar	
mineral adı		
SiO ₂	63.63	64.47
TiO ₂	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.51	18.45
FeO	0.02	-0.03
MnO	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00
CaO	-0.01	0.01
K ₂ O	16.56	16.79
Na ₂ O	0.14	0.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00
H ₂ O	0.00	0.00
Toplam	98.85	99.79
Si	11.93	11.97
Ti	0.00	0.00
Al (T)	4.09	4.04
Al (M1)	0.00	0.00
Fe ³⁺ (T)	0.00	0.00
Fe ³⁺ (M1)	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00
K	3.96	3.98
Na	0.05	0.03
Li	0.00	0.00
Zn	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00
Sc	0.00	0.00
H	0.00	0.00
Toplam	20.03	20.02
An	0.05	0.06
Ab	1.18	0.86
Or	98.77	99.08

Q-J diyagramında (Şek. 4.50a), $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ ve $J=2Na$ 'dır. Diyagram üzerindeki "Quad" alanı, Ca-Mg-Fe piroksenleri (En, Fs, Di, Hd) temsil eder. Jadeyit türü %98.15-99.77 arasında jadeyit bileşenine sahiptir. Egirin bileşeni sadece bir jadeyitte %0.63, diğerlerinde 0'dır. Kocasu Formasyonu metariyolit örneğindeki (örnek no: 8201) sodik piroksenler %97.33-99.02 mol arasında jadeyit ve %0.00-0.26 mol arasında egirin bileşeni vardır. Beyce Şistleri'ne, Sarıkaya Metagraniti ve Kocasu Formasyonu metariyolitine ait örneklerdeki jadeyitler için hesaplanan değerler Q-J ve Q-Jd-Eg üçgen diyagramlarında (Morimoto ve diğ., 1988) değerlendirilmiştir (Şek. 4.50a, 4.50b). Q-J diyagramında (Şek. 4.50a), $Q=Ca+Mg+Fe^{2+}$ ve $J=2Na$ 'dır. Diyagram üzerindeki "Quad" alanı, Ca-Mg-Fe piroksenleri (En, Fs, Di, Hd) temsil eder. Jadeyit türü piroksenler diyagramda, "Na" alanında temsil edilir. Diyagram üzerinde analizi yapılan tüm sodik piroksenlerin "Na" alanında yer aldığı gözlenir. Q-Jd-Eg üçgen diyagramında da analizi yapılan tüm sodik piroksenlerin "jadeyit" alanında yer alır (Şek. 4.50b).

4.3.2. Amfiboller

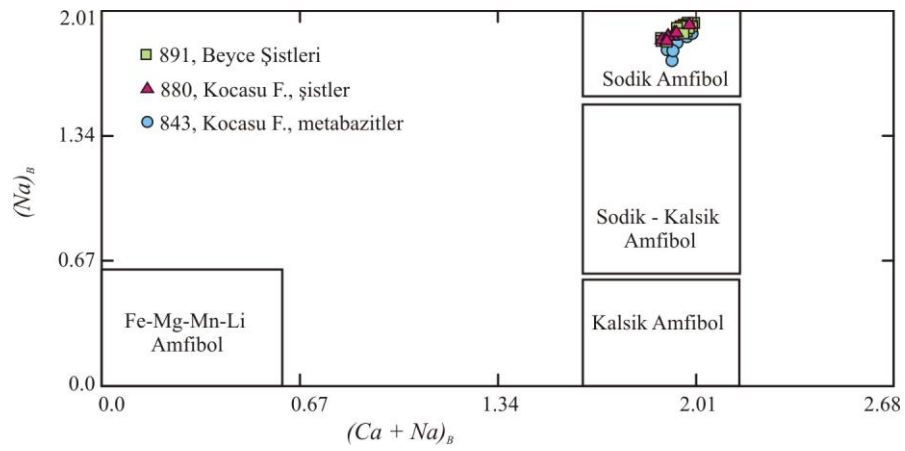
Sodik amfibollerin yapısal formülü 15 katyon ve 23 oksijene dayalı olarak NEWAMPHCAL programı (Yavuz, 1999) kullanılarak hesaplanmış ve ilgili sınıflandırma diyagramları kullanılarak adlandırılmaları yapılmıştır.

Amfiboller aşağıdaki değerlere göre 4 ana gruba ayrılır:

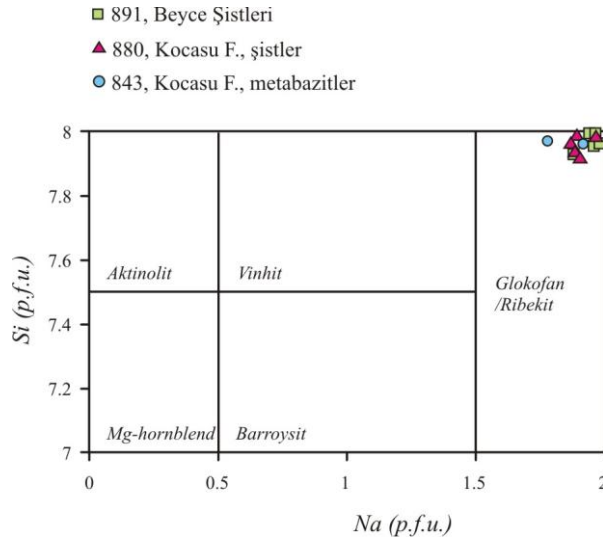
1. $(Ca+Na)_B < 1.00$ ve toplam $(Mg+Fe^{2+}+Mn^{2+}+Li)_B \geq 1.00$ olduğunda amfiboller magnezyum-demir-manganez-lityum grubuna,
2. $(Ca+Na)_B \geq 1.00$ ve $Na_B < 0.50$ olduğunda kalsik amfibol grubuna,
3. $(Ca+Na)_B \geq 1.00$ ve $Na_B, 0.50-1.50$ arasında sodik-kalsik grubuna,
4. $Na_B \geq 1.50$ olduğunda sodik grubuna aittir (Mogessie ve diğ., 2001).

Analizleri yapılan sodik amfibollerin Na_B değerleri Beyce Şistleri'nde 1.62-1.98 (p.f.u.; per formula unit (formül birim başına)), Kocasu Formasyonu şistlerinde 1.89-1.97 (p.f.u); metabazit örneğinde 1.80-1.93 (p.f.u.) arasındadır. Böylelikle Na_B değerleri,

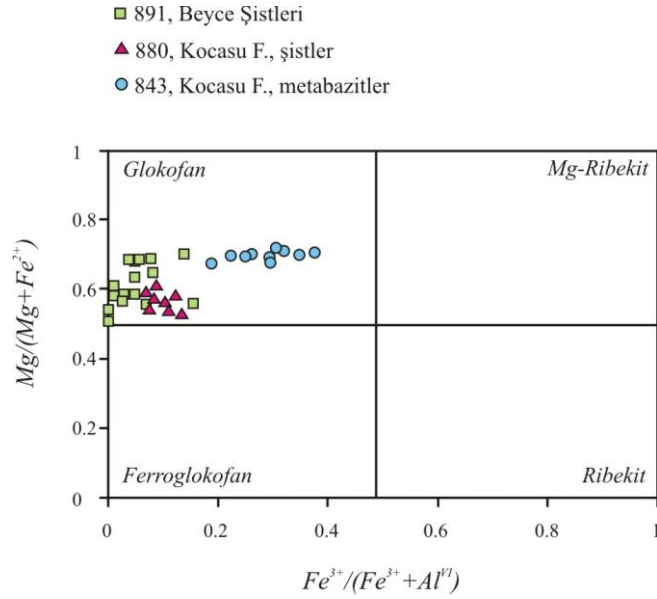
1.50'nin üzerinde olduğundan sodik grubuna ait oldukları anlaşılır. $Mg / (Fe^{2+} + Mg)$ oranı hem Beyce şistlerinde hem de Kocasu Formasyonu şistlerindeki amfibollerde merkezden kenara doğru çok hafif bir artış gösterirken, metabazitlerdeki sodik amfibollerde glokofanların merkezinden kenarına doğru belirgin bir artış ya da azalış gözlenmemektedir. $(Ca + Na)_B - Na_B$ diyagramında (Mogessie ve diğ., 1999) amfiboller "sodik amfibol" alanına düşmüştür (Şek. 4.51). Na-Si (p.f.u.) diyagramında (Leake ve diğ., 1997) glokofan/ribekit alanında yer almaktadır (Şek. 4.52). $Fe^{3+} / (Fe^{3+} + VI Al) - Mg / (Mg + Fe^{2+})$ diyagramında (Leake ve diğ., 1997) glokofan alanına düşmüştür (Şek. 4.53).



Şekil 4.51. $(Ca + Na)_B - Na_B$ diyagramında (Mogessie ve diğ., 1990) analizleri yapılan amfiboller, sodik amfibol alanında yer almaktadır.



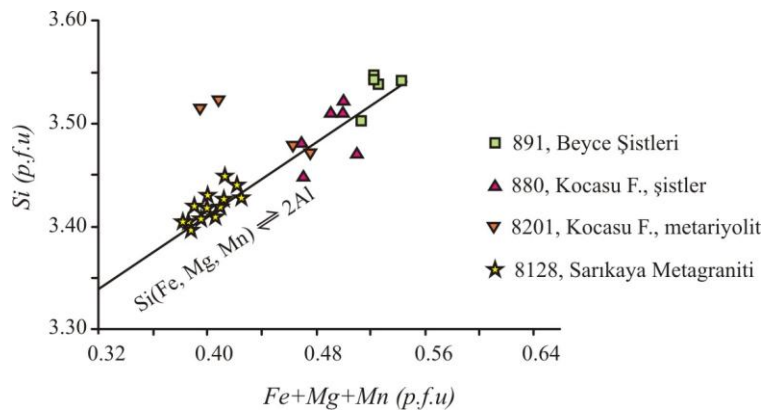
Şekil 4.52. Na-Si (p.f.u.) diyagramında (Leake ve diğ., 1997) analizleri yapılan tüm amfiboller Glokofan/ Ribekit alanına düşmüştür.



Şek. 4.53. $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al^{VI})$ ve $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ diyagramında (Leake ve diğ., 1997) analizleri yapılan tüm amfiboller glokofan alanında yer almaktadır.

4.3.3. Mikalar

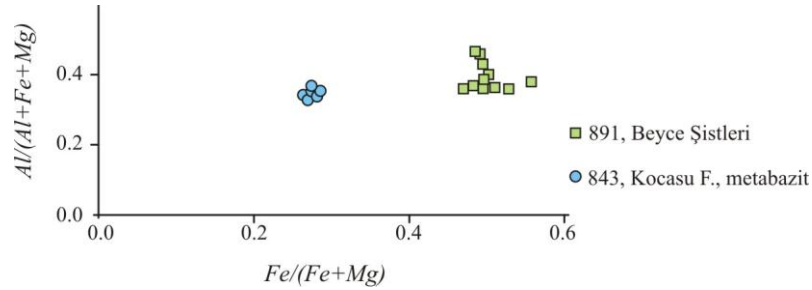
Fengitlerin yapısal formülü 11 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır. $Fe+Mg+Mn - Si$ diyagramında gösterilen fengitlerin Si (p.f.u.) değerleri 2.69-4.12 arasındadır (Şek. 4.54). K (p.f.u.), 0.72-0.83; Na (p.f.u.), 0.01-0.32 arasındadır.



Şekil 4.54. Si (p.f.u) - $Fe+Mg+Mn$ (p.f.u.) diyagramında fengitlerin kompozisyonu. Diyagramda ideal celadonit-muskovit ayırım çizgisi yer almaktadır.

4.3.4. Kloritler

Fe/(Fe+Mg)–Al/ (Al+Fe+Mg) diyagramında (Şek. 4.55) kompozisyonları gözlenen kloritlerin yapısal formülü 14 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır. 891 numaralı şist örneğindeki kloritlerin Si (p.f.u) değeri 2.80-2.87; Al (p.f.u.) değeri 2.50-2.54, metabazit örneğinde Si (p.f.u) değeri 3.14-4.44; Al (p.f.u.) değeri 2.36-2.46 arasındadır. Şist örneğinde Fe²⁺ (p.f.u.) 1.93-2.34 ve Mg (p.f.u.) 2.11-2.40, metabazit örneğinde Fe²⁺ (p.f.u.) 1.14-1.25 ve Mg (p.f.u.) 3.58-3.74 arasındadır. Bu değerler dikkate alındığında metabazitlerdeki kloritlerin şistlere göre Fe²⁺ bakımından daha fakir, Mg bakımından daha zengin olduğu gözlenir.



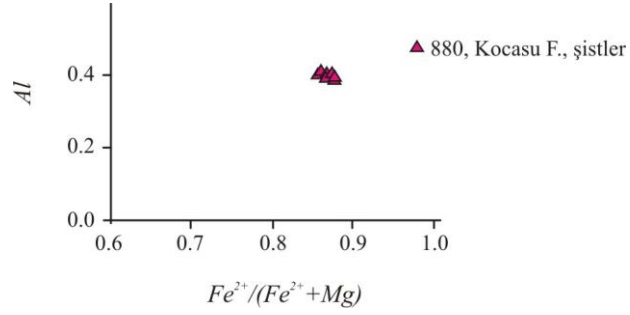
Şekil 4.55. Kloritlerin kimyasal kompozisyonunu gösteren Fe/(Fe+Mg) - Al/(Al+Fe+Mg) diyagramı.

4.3.5. Kloritoyidler

Kloritoyidlerin yapısal formülü 12 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır. Analizi yapılan örneklerden sadece 880 numaralı örnek kloritoyid minerali içerir. Si (p.f.u.) değeri 2.00 - 2.02, Al^{VI} (p.f.u.) 3.92 - 3.96, Fe²⁺ (p.f.u.) 1.70 - 1.82 ve Mg (p.f.u.) 1.73 - 0.29 arasındadır. Kloritoyidlerdeki Fe²⁺ ve Mg dağılımının, Fe²⁺/ (Fe²⁺+Mg)–Al diyagramında tek bir bölgede yoğunlaşarak, dengede oldukları gözlenmektedir (Şek. 4.56).

4.3.6. Lavsonitler

Lavsonitlerin ideal kimyasal bileşimine çok yakın olduğu görülür (Tab. 4.3, 4.4). Kimyasal formülleri 8 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır. CaAl₂Si₂O₇(OH)₂•(H₂O) kimyasal formülü ile temsil edilen lavsonitlerin kimyasal analizlerinde Si değerlerinin

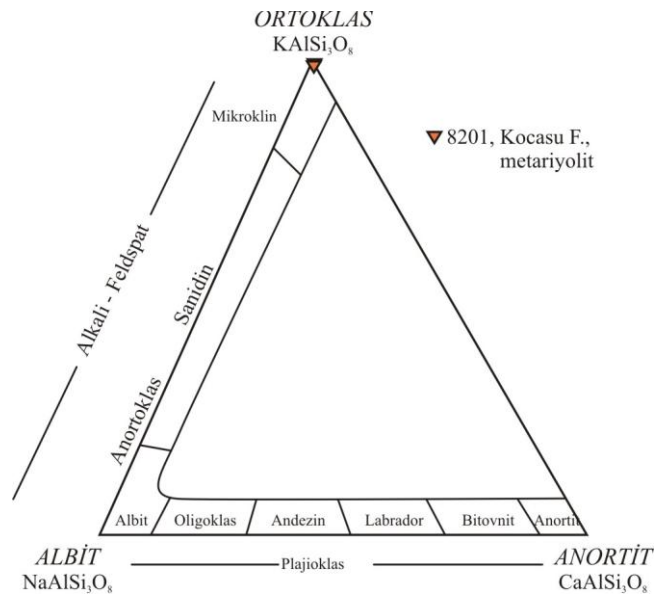


Şekil 4.56. Kloritoyidlerde $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ dağılımının yer aldığı diyagram.

2.01-2.02; Ca değerlerinin 0.97-0.98, Al değerlerinin ise 1.91-1.98 arasında olduğu gözlenir (Tab. 4.3, 4.4).

4.3.7. Feldspatlar

Kocasu Formasyonu'ndaki metariyolitlerde ilksel mineral bileşimine ait olan feldspatların microprobe analiz sonuçları Tablo 4.5'te verilmiştir. Feldspatların An oranı 0.05-0.06; Ab oranı 0.86-1.18 ve Or oranı 98.77-99.08 arasındadır. Bu değerler dikkate alındığında feldspatların K-Feldspat türü oldukları anlaşılır. Feldspatlar Ab-An-Or üçgen diyagramında Ortoklas uç üyesinin üzerinde yer almaktadır (Şek. 4.57).



Şekil 4.57. Kocasu Formasyonu metariyolitlerindeki feldspatların ortoklas uç üyesini temsil ettiğini gösteren Al-An-Or üçgen diyagramı.

4.3.8. Mavişist Metamorfizması Sıcaklık-Basınç Koşulları

İnceleme alanında hakim olan mavişist metamorfizması Paleozoyik yaşlı Beyce Şistleri ile Sarıkaya Metagraniti'ni ve Mesozoyik yaşlı Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu'nu etkilemiştir. Bu birimleri tektonik olarak üzerleyen Ovacık Kompleksi'nde mavişist metamorfizmasına lokal olarak rastlanılmıştır.

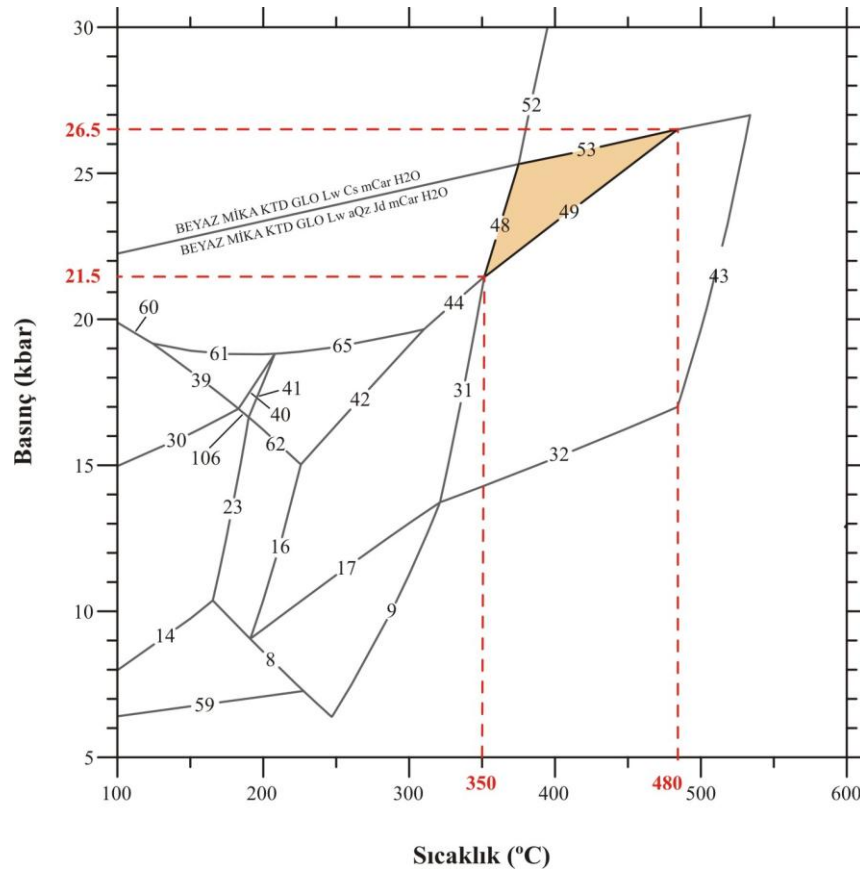
Mavişist metamorfizmasının ulaştığı sıcaklık ve basınç koşullarının belirlenmesi amacıyla, en elverişli mineral parajenezine sahip temsili bir örnek Kocasu Formasyonu şistlerinden seçilmiştir. 880 numaralı bu örneğin mineral parajenezi jadeyit + glokofan + kloritoyid + lavsonit + fengit + kuvarstır. Bu örneğe ait modal analizi ve ana element jeokimya analizleri Tablo 4.6'da verilmiştir.

Tablo 4.6. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğe ait modal ve ICP-MS ana element analiz sonuçları.

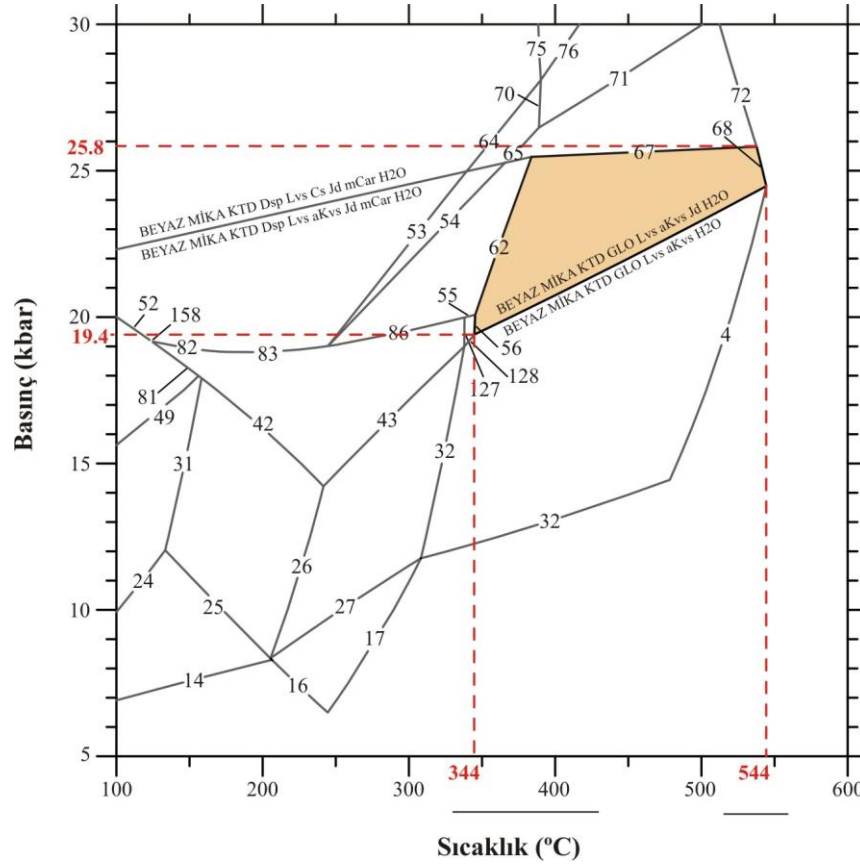
Modal analizi (400 sayım)	jadeyit	glokofan	kloritoyid	lavsonit	fengit	kuvars			
	0.4	21.4	9.5	5	35.4	27			
ICP-MS ana Element analizi (%)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	KO
	65	0.74	16.78	4.94	1.45	0.04	2.22	0.49	2.77

Modal analizine ve jeokimya analiz sonuçlarına göre tüm kayaç kimyasına dayalı iki B-S (basınç-sıcaklık) diyagramı hazırlanmıştır. Tüm kayaç kompozisyonuna ait değerler kullanılarak, THERIAK-DOMINO programında (14.02.2005 versiyonu) kayaç kompozisyonuna bağlı P-T pseudosection grafik çizimi için hesaplamalar, Holland ve Powell (1998, son güncellemeleri ile)'in veri tabanına dayandırılarak yaptırılmıştır. P-T pseudosection grafiklerinde, iki değişkenli eğriler vasıtasıyla istenilen kimya kompozisyonuna sahip kayaçta, istenilen sıcaklık ve basınç koşulları aralığında gelişebilecek mineral parajenezleri hesaplanır. 880 numaralı örneğin kimyasal kompozisyonu için sıcaklık aralıkları 100-600°C ve basınç aralıkları 5-30 kbar olarak

seçilmiştir. Bu sıcaklık ve basınç aralıklarında gelişebilecek mineral parajenezlerinin temsil edildiği P-T pseudosection grafiği Şekil 4.58 ve 59'da verilmiştir. Şekil 4.58'deki hesaplamalar modal analizine dayalı; Şekil 4.59'daki hesaplamalar jeokimya analizine (ICP-MS) dayalı olarak belirlenen tüm kayaç kimya kompozisyonuna göre yapılmıştır. Grafikler üzerindeki rakamlar, Tablo 4.7 ve 4.8'de verilen mineral denge reaksiyonlarını temsil etmektedir.



Şekil 4.58. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğin modal analizine göre hesaplanan kayaç kimya kompozisyonu kullanılarak THERIAK-DOMINO programında hesaplanan basınç-sıcaklık pseudosection grafiği. Grafik üzerinde, kayacın sahip olduğu jadyit + glokofan + kloritoyid + lavsonit + fengit + kuvars mineral parajenezine göre temsil edildiği alan turuncu renkle gösterilmiştir. Bu alanın temsil ettiği sıcaklık ve basınç koşulları $415 \pm 65^\circ\text{C}$ ve 24 ± 1.5 kbar'dır. Grafik üzerinde numaralarla temsil edilen mineral denge reaksiyonları aşağıda Tablo 4.7'de verilmiştir.



Şekil 4.59. Kocasu Formasyonu şistlerinden 880 numaralı örneğin jeokimya analizine (ICP-MS) göre hesaplanan kayaç kimya kompozisyonu kullanılarak THERIAK-DOMİNO programında hesaplanan basınç-sıcaklık pseudosection grafiği. Grafik üzerinde, kayacın sahip olduğu jadyeit + glokofan + kloritoyid + lavsonit + fengit + kuvars mineral parajenezine göre temsil edildiği alan turuncu renkle gösterilmiştir. Bu alanın temsil ettiği sıcaklık ve basınç koşulları $440 \pm 100^\circ\text{C}$ ve 23 ± 3.5 kbar'dır. Grafik üzerinde numaralarla temsil edilen mineral denge reaksiyonları aşağıda Tablo 4.8'de verilmiştir.

880 numaralı örneğin mineral parajenezi grafikler üzerinde turuncu renkli alanlarla temsil edilmektedir. Bu alanların sınırları, bu kayaçta hakim olan sıcaklık ve basınç koşullarının alt ve üst limitlerini gösterir. Aşağıda, önce modal analizinden, sonra jeokimya analizinden elde edilen sıcaklık-basınç alt ve üst limit değerleri kullanılarak pik metamorfizma koşullarının ve yiten kabuğun jeoterm değerinin nasıl hesaplandığı açıklanmıştır. Hesaplamalarda yiten kabuğun ortalama yoğunluğu 3 g/cm^3 olarak kabul edilmiştir. Modal analizine göre elde edilen mavişist metamorfizması sıcaklık, basınç ve jeoterm değerleri:

Tablo 4.7. Şekil 4.58’de verilen diyagramda rakamlarla temsil edilen eğrilere ait mineral denge reaksiyonları. Kısaltmalar: GLO, Glokofan; KL, Klorit; Kln, Kaolinit; Lvs, Lavsonit; Kar, Karfolit; Kvs, Kuvars; KLTD, kloritoyid; Dsp, Diyaspor; Jd, Jadeyit; Koez, Koezit.

eğri numarası	mineral denge reaksiyonları
8	BEYAZ MİKA KLTD GLO KL Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO KL4 Kln Lvs aKvs H ₂ O
9	BEYAZ MİKA KLTD GLO KL Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL Lvs aKvs mKar H ₂ O
14	BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO KL Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
16	BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O
17	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL Lvs aKvs mKar H ₂ O
23	BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
30	BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
31	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O
32	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kl Lvs aKvs H ₂ O
39	BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
40	BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O
41	BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O
42	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O
43	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O = GRANAT BEYAZ MİKA KLTD Lvs aKvs H ₂ O
44	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O
48	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O
49	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O
52	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O
53	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O
59	BEYAZ MİKA GLO KL Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO KL Kln Lvs aKvs H ₂ O
60	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
61	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
62	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs H ₂ O
65	BEYAZ MİKA KLTD Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O
106	BEYAZ MİKA GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O

Tablo 4.8. Şekil 4.59’da verilen diyagramda rakamlarla temsil edilen eğrilere ait mineral denge reaksiyonları. Kısaltmalar: GLO, Glokofan; KL, Klorit; Kln, Kaolinit; Lvs, Lavsonit; Kar, Karfolit; Kvs, Kuvars; KLTD, kloritoyid; Dsp, Diyaspor; Jd, Jadeyit; Koez, Koezit.

eğri numarası	mineral denge reaksiyonları
14	BEYAZ MİKA GLO KL4 Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO KL4 Kln Lvs aKvs H ₂ O
16	BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Kln Lvs aKvs H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Lvs aKvs mKar H ₂ O
17	BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Lvs aKvs H ₂ O
24	BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA GLO KL4 Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
25	BEYAZ MİKA GLO KL4 Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
26	BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O
27	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Lvs aKvs mKar H ₂ O
31	BEYAZ MİKA GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
32	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O
33	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO KL4 Lvs aKvs H ₂ O
42	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Kln Lvs aKvs mKar H ₂ O
43	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs mKar H ₂ O
52	BEYAZ MİKA KLTD Kln Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
53	BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
54	BEYAZ MİKA KLTD Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O
55	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs Jd H ₂ O
56	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O
64	BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd mKar H ₂ O
65	BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd mKar H ₂ O
66	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O
67	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O
68	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O = GRANAT BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs Jd H ₂ O
70	BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd H ₂ O
71	BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O
72	BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O = GRANAT BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs Koez Jd H ₂ O
75	BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs Koez Jd mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs Koez Jd H ₂ O
76	BEYAZ MİKA KLTD Dsp Lvs Koez Jd H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD Lvs Koez Jd H ₂ O
127	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs mKar H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs H ₂ O
128	BEYAZ MİKA KLTD GLO Dsp Lvs aKvs H ₂ O = BEYAZ MİKA KLTD GLO Lvs aKvs H ₂ O

$$(Alt\ limit\ sıcaklığı + Üst\ limit\ sıcaklığı) / 2 = Sıcaklık$$

$$(350 + 480) / 2 = 415^{\circ}C$$

$$(Üst\ limit\ sıcaklığı - Alt\ limit\ sıcaklığı) / 2 = Sıcaklık\ hata\ değeri$$

$$(480 - 350) / 2 = 65^{\circ}C$$

$$415 \pm 65^{\circ}C$$

$$(Alt\ limit\ basıncı + Üst\ limit\ basıncı) / 2 = Basıncı$$

$$(21.5 + 26.5) / 2 = 24\ kbar$$

$$(Üst\ limit\ basıncı - Alt\ limit\ basıncı) / 2 = Basıncı\ hata\ değeri$$

$$(26.5 - 21.5) / 2 = 2.5\ kbar$$

$$24 \pm 2.5\ kbar$$

$$Basıncı\ (kbar) \times Yoğunluk\ (g/cm^3) = Gömülme\ derinliği\ (km)$$

$$24 \times 3.3 = \mathbf{79.2\ km}$$

$$Sıcaklık\ (^{\circ}C) / Gömülme\ derinliği\ (km) = Jeoterm\ (^{\circ}C/km^{-1})$$

$$415 / 79.2 = \mathbf{5.2^{\circ}C/km^{-1}}$$

Jeokimya ana element analizine göre elde edilen mavişist metamorfizması sıcaklık, basınç ve jeoterm değerleri:

$$(Alt\ limit\ sıcaklığı + Üst\ limit\ sıcaklığı) / 2 = Sıcaklık$$

$$(344 + 544) / 2 = 444^{\circ}C$$

$$(Üst\ limit\ sıcaklığı - Alt\ limit\ sıcaklığı) / 2 = Sıcaklık\ hata\ değeri$$

$$(544 - 344) / 2 = 100^{\circ}C$$

$$444 \pm 100^{\circ}C$$

$$(Alt\ limit\ basıncı + Üst\ limit\ basıncı) / 2 = Basıncı$$

$$(19.4 + 25.8) / 2 = 22.6\ kbar$$

$$(Üst\ limit\ basıncı - Alt\ limit\ basıncı) / 2 = Basıncı\ hata\ değeri$$

$$(25.8 - 19.4) / 2 = 3.2\ kbar$$

$$22.6 \pm 3.2\ kbar$$

Basınç (kbar) x Yoğunluk (g/ cm³) = Gömülme derinliği (km)

$$22.6 \times 3.3 = \mathbf{74.6 \text{ km}}$$

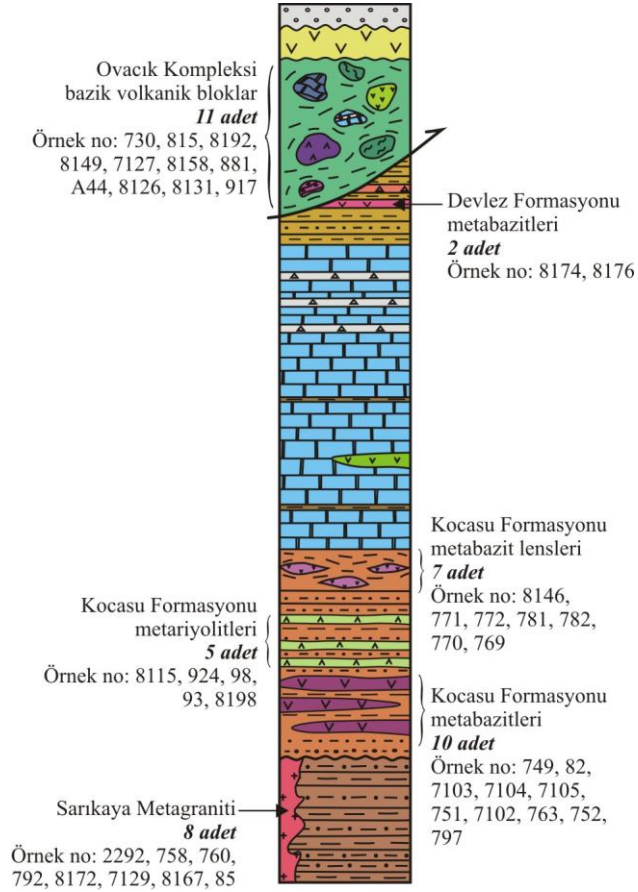
Sıcaklık (°C) / Gömülme derinliği (km) = Jeoterm (°C/ km⁻¹)

$$415 / 74.6 = \mathbf{5.9^\circ\text{C/ km}^{-1}}$$

Yukarıdaki hesaplamalar neticesinde inceleme alanında hakim olan metamorfizma koşulları modal analizi kayaç kimya kompozisyonua göre 415±65°C ile 24±2.5 kbar ve 5.2°C/ km⁻¹ jeoterm; jeokimya analizi kayaç kimya kompozisyonua göre 444±100°C ile 22.6±3.2 kbar ve 5.9°C/ km⁻¹ jeoterm değerleri elde edilmiştir.

4.4. JEOKİMYA

Magmatik kayaçların ana ve iz element kimyasını kontrol eden en önemli etken kaynak alanın kimyasal kompozisyonu ve mineralojisidir (Rollinson, 1993). Bununla birlikte kısmi ergime, fraksiyonel kristalleşme, magma karışımı, kontaminasyon gibi prosesler de magmatik kayaçların kimyasal özelliklerinin şekillenmesinde rol oynar (Rollinson, 1993). Jeokimya analizleri bu prosesleri ve etkilerini araştırmada yaygınca kullanılan bir yöntemdir. İnceleme alanındaki magmatik kökenli kayaçların oluşumunda etken olan kaynak alanının ve yerleştikleri tektonik ortamın saptanması amacıyla Edinburgh Üniversitesi'nde XRF yöntemiyle jeokimya analizleri yapılmıştır. Jeokimya analiz yöntemlerinin ayrıntıları “3. MALZEME VE YÖNTEM” bölümünde verilmiştir. İnceleme alanının temelini oluşturan Beyce Şistleri'ni kesen Sarıkaya Metagraniti'nin jeokimyasal özellikleri, ilgili tektonik ayırt diyagramlarında değerlendirilerek “4.4.1. Sarıkaya Metagraniti'nin Jeokimyası” başlığı altında tartışılmıştır. Kocasu Formasyonu içinde ara katkılar ve lensler halinde gözlenen metabazitlere ve metariyolit ara seviyelerine ait jeokimya analizlerinin değerlendirmeleri, sırasıyla “4.4.2. Metabazitlerin Jeokimyası” ve “4.4.3. Metariyolitlerin Jeokimyası” başlığı altında verilmiştir. Ayrıca Ovacık Kompleksi içinde matriksle sarmalanmış bazik kökenli, farklı volkanik bloklara ait örneklerin de jeokimya analizleri yapılmış ve “4.4.4. Ovacık Kompleksi Volkanik Blokların Jeokimyası” adı altında anlatılmıştır. Şekil 4.60'ta jeokimya analizleri yapılan tüm örneklerin stratigrafik ve birbirine göre konumları, genel bir stratigrafik sütun kesit üzerinde gösterilmiştir.



Şekil 4. 60. Jeokimya analizleri yapılan örneklerin stratigrafik konumları.

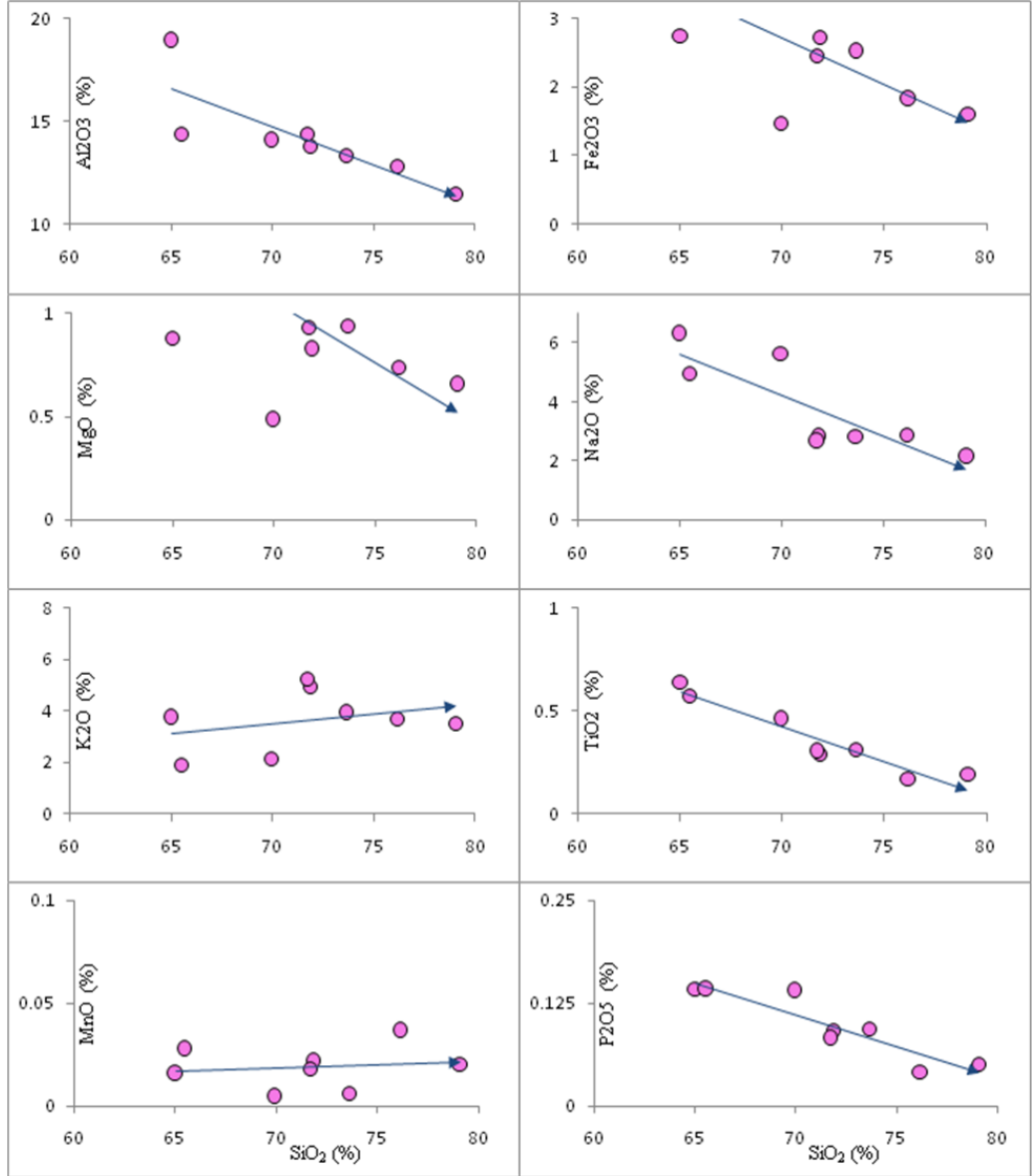
4.4.1. Sarıkaya Metagraniti'nin Jeokimyası

Sarıkaya Metagraniti'nden toplam 8 adet örneğin jeokimya analizleri yapılmıştır (Şek. 4.60). Elde edilen ana ve iz element değerleri Tablo 4.9'da verilmiştir. Sarıkaya Metagraniti'nin SiO_2 değerleri %65-79 arasında değişir (Tab. 4.9). Isıda kayıp değerleri (LOI) ortalama %1.63 tür. Sadece 7129 numaralı örnekte bu değer %4.39 olduğu gözlenir. Isıda kayıp değerlerinin oldukça düşük olması metagranitik kayaların alterasyondan ve mavişist metamorfizmasından fazla etkilenmediklerini gösterir.

Ana elementlerin, SiO_2 (%) elementine göre iz düşürüldüğü Harker diyagramlar incelendiğinde, TiO_2 ve P_2O_5 'in negatif korelasyon sergilediği gözlenir (Şek. 4.61). Hafif saçılmalar gözlenirse de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO ve Na_2O değerlerinde negatif; K_2O değerinde pozitif korelasyon belirgindir (Şek. 4.61). MnO çok az pozitif korelasyon gösterir.

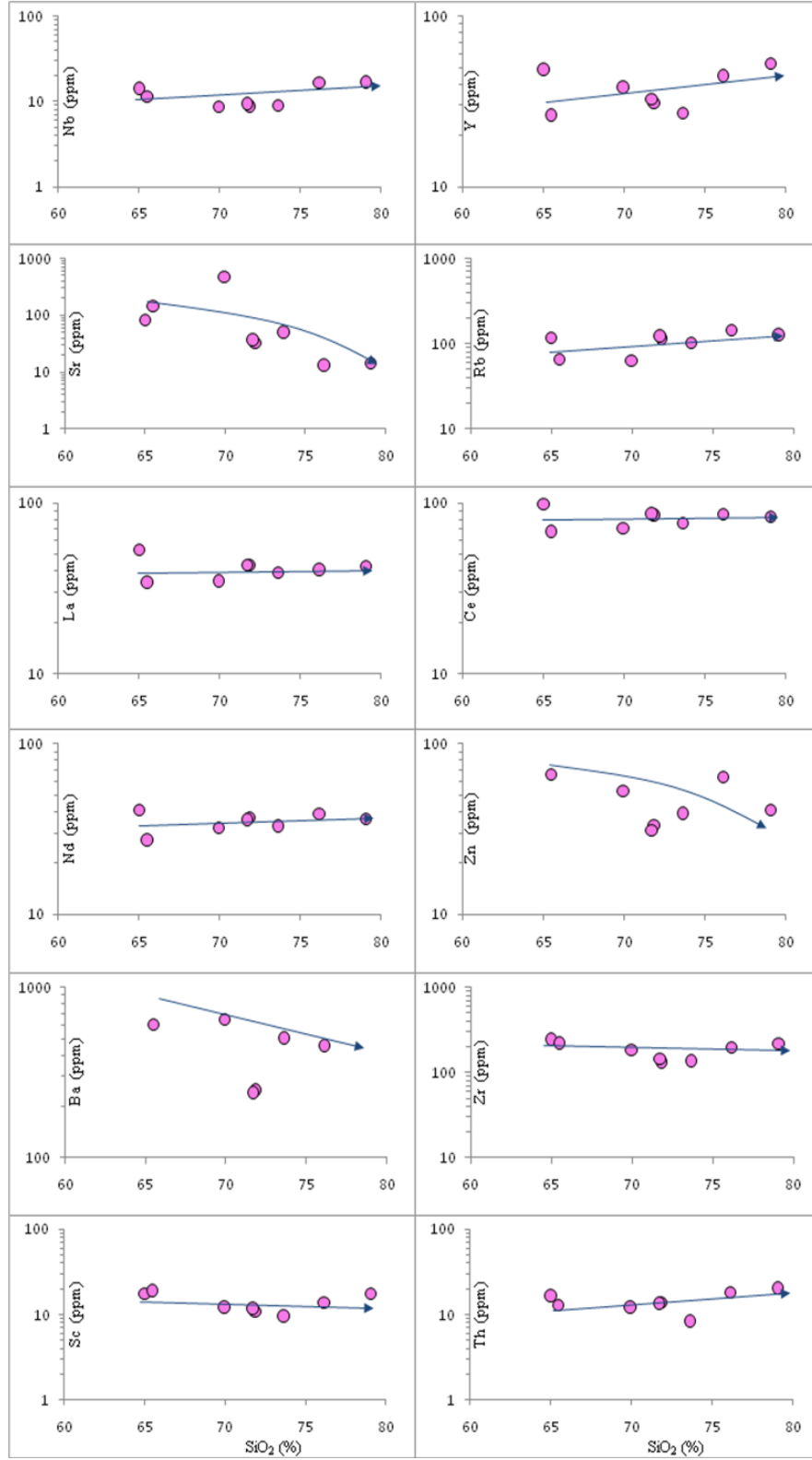
Tablo 4.9. Sarıkaya Metagraniti'nin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.

ÖRNEK NO	Metagranit							
	85	2292	760	8167	758	792	8172	7129
Ana elementler (%)								
SiO₂	73.64	71.85	65.00	71.71	76.15	79.07	69.94	65.50
TiO₂	0.31	0.29	0.64	0.31	0.17	0.19	0.46	0.57
Fe₂O₃	2.53	2.73	2.74	2.46	1.84	1.61	1.47	4.62
MgO	0.94	0.83	0.88	0.93	0.74	0.66	0.49	2.23
CaO	0.04	0.06	0.18	0.13	–	0.01	2.15	0.47
Na₂O	2.81	2.85	6.33	2.69	2.87	2.18	5.63	4.95
K₂O	3.96	4.95	3.77	5.25	3.70	3.51	2.13	1.90
MnO	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.01	0.03
P₂O₅	0.09	0.09	0.14	0.08	0.04	0.05	0.14	0.14
LOI	1.59	1.59	1.60	1.58	1.30	1.22	2.57	4.39
TOPLAM	99.26	99.97	100.26	99.54	99.66	99.97	99.11	99.19
İz elementler (ppm)								
Nb	8.9	8.8	14.3	9.5	16.8	17	8.7	11.5
Zr	136.9	132.9	247.1	145.1	198.2	218.6	185.8	222.5
Y	27	31.1	48.9	32.8	44.7	53	38.5	26.4
Sr	50.6	32.6	82.3	36.9	13.2	14.1	475.5	146.9
Rb	101.5	115.1	117	123.1	143	127.1	63.8	65.5
La	39.3	43.4	53	43.5	40.8	42.6	35	34.3
Ce	75.9	85.3	99	86.7	85.9	82.6	70.8	68.3
Nd	33.1	36.8	41	36	38.8	36.4	32.1	27.4
Zn	39.3	33.3	116	31.3	64.2	41.2	53.3	66.5
Cu	6.8	6	13.9	4.5	8.9	6.9	9.1	5.1
Ni	–	–	–	–	–	–	0.5	8.1
V	28.1	22.8	90.3	27.6	–	–	47.2	85
Ba	505.7	249.7	1322.2	241.4	455	1014.1	649	604
Sc	9.6	10.8	17.7	11.9	13.8	17.5	12.2	19.2
U	1	1.9	2.8	1.7	4.2	3.8	1.9	3.1
Th	8.4	13.7	16.7	13.6	18.3	20.4	12.2	12.9
Pb	15.7	7.3	27.2	10.4	37	13.7	20.8	2.2



Şekil 4.61. Sarıkaya Metagraniti'ne ait SiO₂ (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

İz elementler ya ergiyik ya da katı (mineral) faza katılmayı tercih ederler (Rollinson, 1993). Mineral fazına katılanlar uyumlu elementler (Ba, Rb, Sr, Sc), ergiyik fazına katılanlar uyumsuz elementler (La, Th, Yb, Hf, Lu) olarak adlandırılır (Rollinson, 1993). Bu elementlerin SiO₂ (%) değerlerine karşı iz düşürüldüğü Harker diyagramlar (Şek. 4.62) incelenerek mineral fraksiyonlaşması ile ilgili bilgiler sağlanır. Ba ve Sr iz elementlerinin azalması alkali feldspat ve plajiyoklas kristalizasyonu ile kontrol edilir (Rollinson, 1993). Biotit mineralinin yapısına katılan Nb, Ba ve Sc iz elementlerinden Nb pozitif korelasyon gösterirken, Ba negatif korelasyon sergilemektedir (Şek. 4.62).



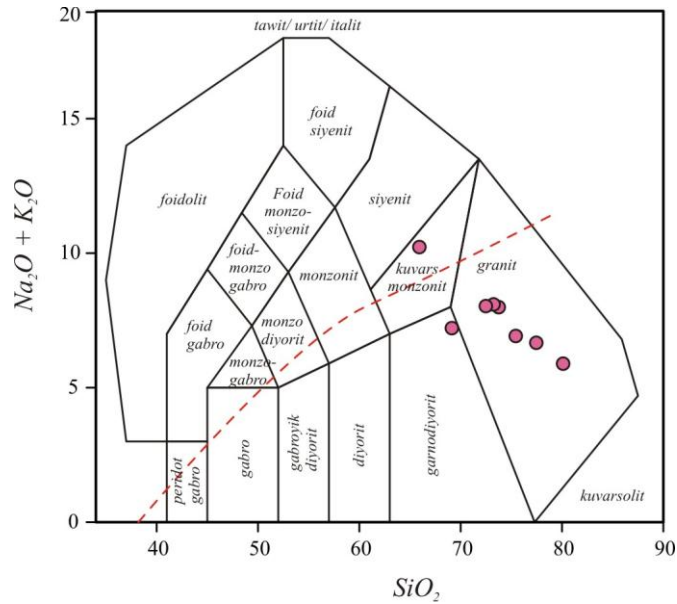
Şekil 4.62. Sarıkaya Metagraniti'ne ait SiO₂ (%) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

Granatın kristalizasyonu sırasında kullanılan Y iz elementi, SiO_2 ile birlikte artış gösterir. Sc ve Zr'da zayıf bir negatif korelasyon; La ve Ce iz elementlerinde ise zayıf bir pozitif korelasyon gözlenir (Şek. 4.62).

Yapılan petrografik çalışmalar neticesinde Sarıkaya Metagraniti'nin mavişist metamorfizmasına uğradığı ve jadedit, fengit ile kuvars minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir. Bu mineraller metamorfizma neticesinde geliştiği için, bu magmatik kayaların, köken kayacının adlanmasında bu minerallere dayandırılarak yapılması mümkün olmamaktadır. Bu yüzden jeokimya analizleri neticesinde elde edilen değerler kullanılarak öncelikle bu kayaların sınıflandırılması yapılmış, daha sonra kaynak alan özellikleri ve yerleştikleri tektonik ortam tartışılmıştır.

4.4.1.1. Metagranitlerin sınıflandırılması ve kaynak alan özellikleri

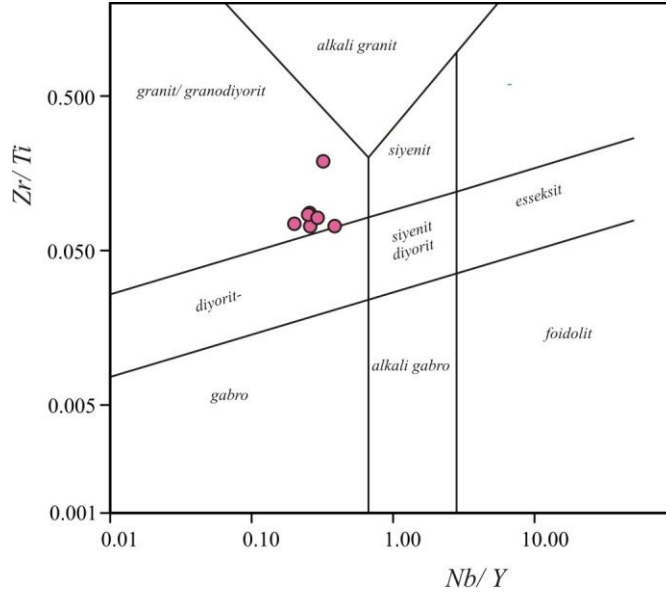
Magmatik kayaların adlandırılmasında yaygınca kullanılan TAS diyagramında (Middlemost, 1985) metagranitlerden 7129 numaralı örnek granodiyorit, 760 numaralı örnek kuvars monzonit, diğer tüm örnekler granit alanına düşmüştür (Şek. 4.63).



Şekil 4.63. Magmatik kayaların adlandırılmasında kullanılan TAS diyagramı (Middlemost, 1985).

Bu diyagramda kullanılan K_2O ve Na_2O ana elementlerinin, Harker diyagramlarda (Şek. 4.61) hafif de olsa saçılım göstermeleri duraysız olmaları ile ilişkilidir. Bu yüzden alkali

elementlere göre metamorfizma ve alterasyondan daha az etkilendiği bilinen iz elementlerin kullanıldığı Nb/ Y – Zr/ Ti (Pearce, 1996) adlama diyagramından da yararlanılmış ve tüm örneklerin granit/ granodiyorit olarak sınıflandığı gözlenmiştir (Şek. 4.64).

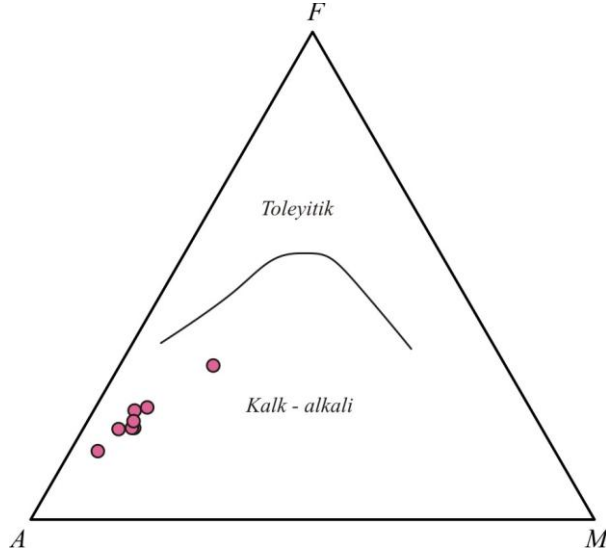


Şekil 4.64. Magmatik kayaların adlandırılmasında kullanılan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).

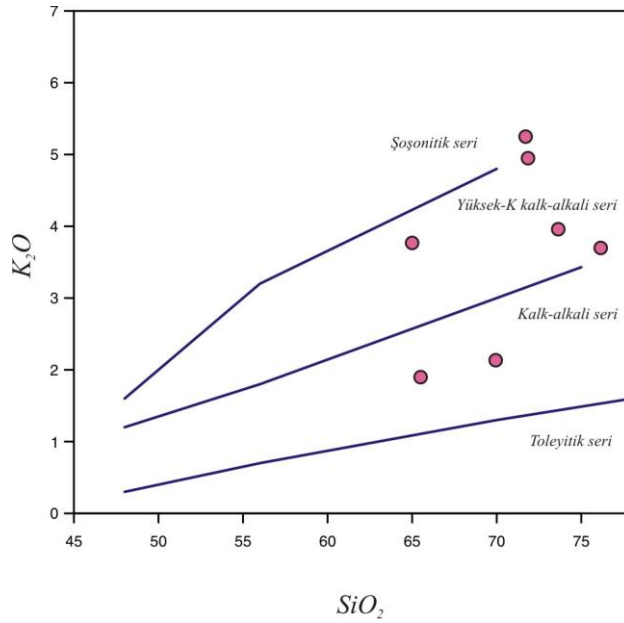
AFM diyagramında (Irvine ve Baragar, 1971) örneklerin alkali elementlerin temsil edildiği uç üyeye doğru lineer bir dağılım göstererek kalk-alkalen magmalardan türediği görülür (Şek. 4.65).

Kalk-alkalen türü magmaların sınıflandırılmasında ise Peccerillo ve Taylor (1976) tarafından önerilen SiO_2 - K_2O diyagramı kullanılır. Bu diyagramda (Şek. 4.66) örneklerden 2 tanesi Şoşonitik seri, 3 tanesi yüksek-K'lu kalk-alkalen seri ve 2 tanesi de kalk-alkali seri alanına düşmüştür.

İnceleme alanındaki metagranitlerin A/CNK değerleri 1.1-1.6 arasında değişmektedir. A/ CNK değerleri 1'den büyük olduğu için diyagramda S-tipi granitler olarak sınıflanmaktadır. Sadece bir metagranit örneğine (8172) ait A/CNK değeri 1.1'in altında

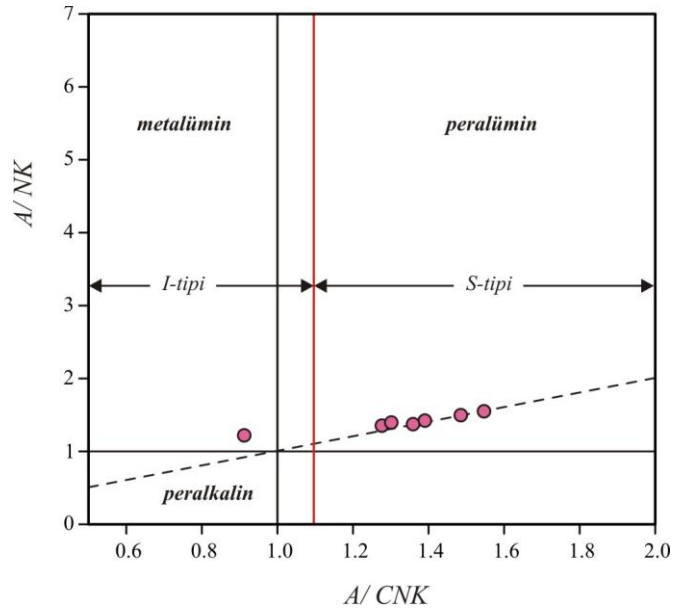


Şekil 4.65. AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{FeO}(\text{t}) - \text{MgO}$) diyagramı (Irvine ve Baragar, 1971).



Şekil 4.66. Kalk-alkalen magmaların sınıflandırılmasında kullanılan $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ diyagramı (Peccerillo ve Taylor, 1976).

olup metalumino özellik sergileyerek, I-tipi granit alanında sınıflanır (Şek. 4.67). Peralumino özellik gösteren granitoidlerin pelitik ve psamitik kayaçların dehidrasyon ergimesi neticesinde oluştuğu deneysel petrolojik çalışmalarla ortaya konulmuştur ve S-tipi granitleri temsil ettikleri bilinmektedir (Shand, 1947). Peralumino özellik sergileyen kayaçların A/CNK oranlarının >1.1 olması beklenir.

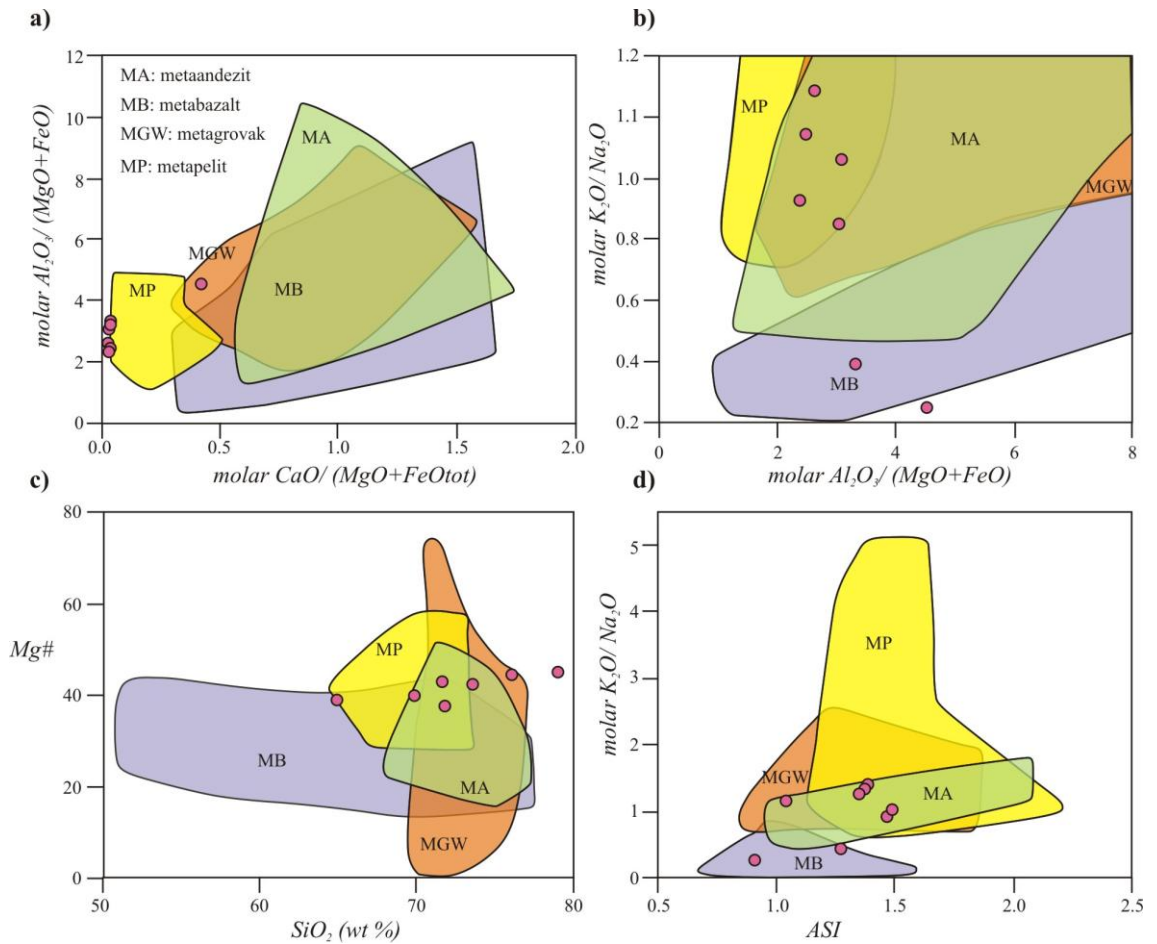


Şekil 4.67. Magmatik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan A/CNK-A/NK diyagramı (Shand, 1947).

Granitik kayaçların kaynak alanının belirlenebilmesi için nadir toprak elementlerin kullanıldığı diyagramlarla birlikte Sm-Nd izotop kimyasının incelenmesi gerekmektedir (Rollinson, 1993). Ancak bu çalışma kapsamında nadir toprak elementlerin analizi ve Sm-Nd izotop çalışması yapılmadığından kaynak alanın belirlenmesi için sadece ana ve iz element değerlerinin kullanıldığı diyagramlar değerlendirilmiştir.

Kalk-alkalin granitoid kayaçların türedikleri kaynak alanın belirlenmesi ile ilgili yapılan deneysel çalışmalar, pek çok kıtasal kaynağın söz konusu olabileceğini göstermektedir (Roberts ve Clemens, 1993). Magmaların kimyasal kompozisyonlarındaki farklılık, kaynak alan olabilecek amfibolit, tonalitik gnays, metagrovak ve metapelit gibi kıtasal kayaçların farklı ergime koşulları altında kısmi ergimeye uğramasından kaynaklanmaktadır (Patino-Douce, 1996, 1999). Magmaların kimyasal kompozisyonundaki farklılıkların, ne tür bir kaynak alanla ilişkili olduğu, ana element ya da molar element oranlarının kullanıldığı diyagramlar incelenerek ortaya konulabilir (Altherr ve Siebel, 2002; Şek. 4.68). Bu diyagramlarda, inceleme alanındaki örneklerin genellikle ortak alanda toplandıkları görülür. Şekil 4.68a'da, 1 örnek metagrovak, 7

örnek metapelit; Şekil 4.68b'de 1 örnek alanların dışında, 1 örnek metabazalt, 6 örnek MP, MA ve MGW ortak alanında; Şekil 4.68c'de 1 örnek alanların dışında, 1 örnek MGW, 1 örnek MP ve MB, 1 örnek MA ve MB, 2 örnek MA, MGW ve MA, 1 örnek MA ve MGW alanında yer almaktadır. Şekil 4.68d'de ise 5 örnek MA, MGW ve MP ortak alanına, 2 örnek MB alanına düşmüştür. Metapelit (MP), metaandezit (MA), metagrovak (MG) ve metabazalt (MB) kaynak alanlarını birbirinden ayırmada Al_2O_3 ana elementi önemlidir. Al_2O_3 içeriği metapelitlerde %16'dan büyük, metagrovaklarda ise %13.5-14.7 arasında değişir (Vielzeuf ve Holdaway, 1988; Douce ve Johnston, 1991; Skjerlie ve Johnston, 1993).



Şekil 4.68. Magmatik kayalar için metaandezit, metabazit, metagrovak, metapelit kaynak alan ayırt diyagramları (Altherr ve Siebel, 2002).

Sarıkaya Metagraniti örneklerinin Al_2O_3 değeri 13.34-14.39 arasında değişmektedir. Sadece 760 numaralı örneğin Al_2O_3 değeri 18.96'dır. Al_2O_3 elementi göz önünde tutularak kaynak alan diyagramları değerlendirildiğinde örneklerin metagrovak kaynak

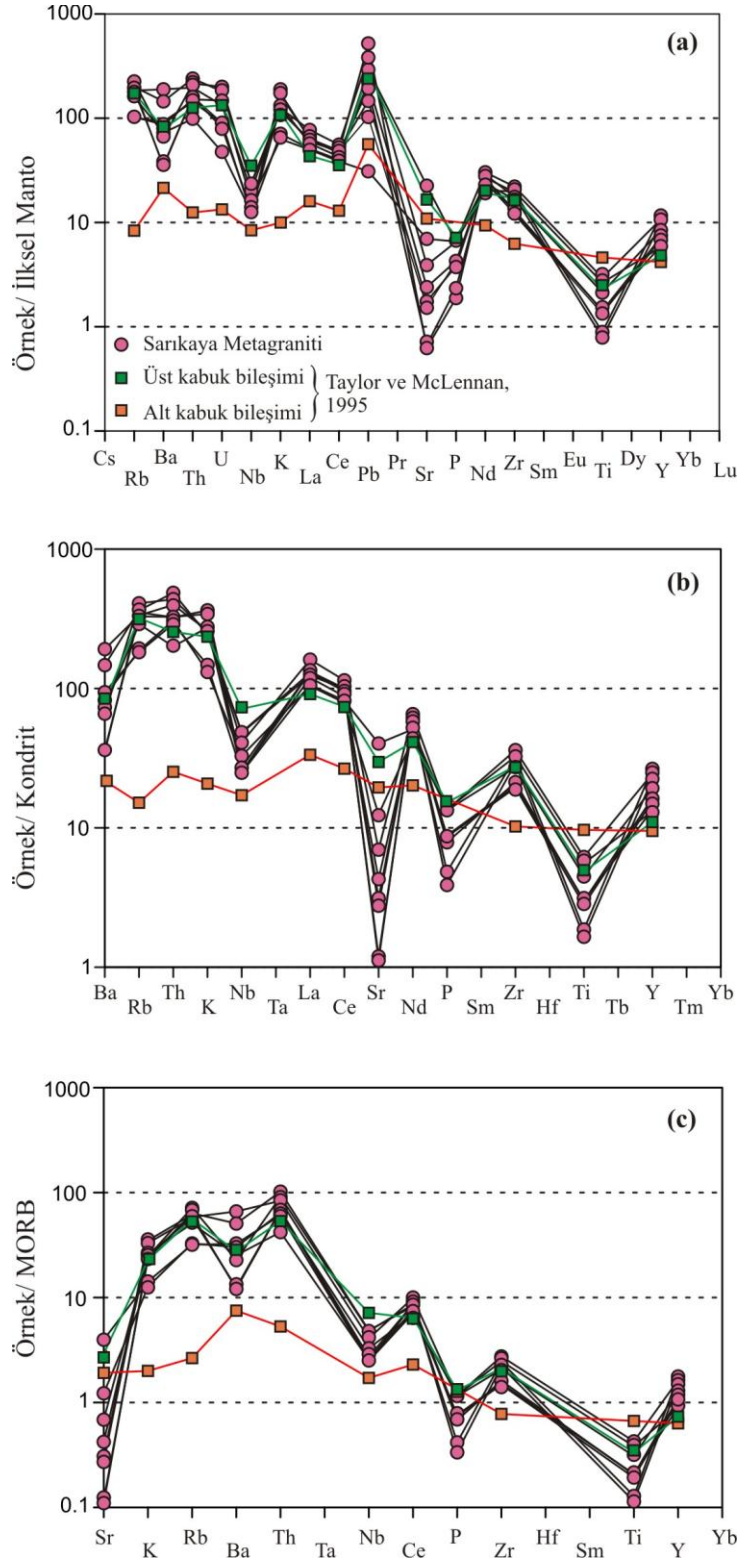
alanının kısmi ergimesi neticesinde gelişmiş oldukları söylenebilir. Bununla birlikte Şekil 4.68b'de bir örnek, Şekil 4.68d'de iki örnek metabazalt alanına düşmüştür. Diğer taraftan Sarıkaya Metagraniti'nin düşük CaO değerlerine (0.1-2.15) sahip olmaları dikkat çekicidir.

Sarıkaya Metagraniti'nin kaynak alanının üst ve alt kabuk ile olan benzerliklerini ve/veya farklılıklarını ortaya koymak amacıyla iz elementlerle oluşturulan örümcek diyagramlar kullanılmıştır (Şek. 4.69). Bu diyagramlarda Sarıkaya Metagraniti örnekleri, Taylor ve McLennan (1995) tarafından önerilen üst ve alt kabuğun kimyasal kompozisyonunu temsil eden verileriyle karşılaştırılmıştır. Örümcek diyagramlar ilksel manto, kondrit ve MORB'a göre normalize edilmiştir.

Diyagramlarda granit örneklerinin, üst kabuk bileşimi ile çok uyumlu oldukları gözlenmektedir. İlksel mantoya göre normalize edilmiş örümcek diyagramda (Şek. 4.69a), hem üst kabuk bileşimine göre hem de ilksel mantoya göre granitlerin, Sr elementi bakımından fakirleştiği gözlenir. Kondrite göre normalize edilmiş diyagramda (Şek. 4.69b), Nb ve Sr fakirleşmesi ile Th zenginleşmesi, üst kabuk bileşimine göre granitlerde daha kuvvetlidir. MORB'a göre normalize edilmiş olan diyagramda (Şek. 4.69c), üst kabuk bileşenine göre granitlerde Nb fakirleşmesi belirgindir. Granitler, alt kabuk bileşenini temsil eden iz elementlerle hiçbir uyumluluk sergilememektedir.

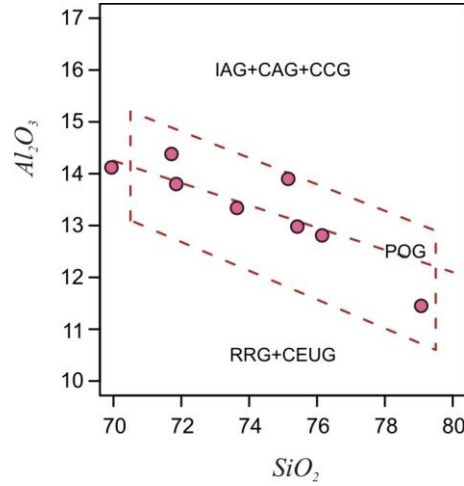
4.4.1.2. Metagranitlerin tektonik ortamı

Granitoid kayaçlar okyanus ortası sırtlarda, çarpışma zonlarında, yay ve rift ortamlarında gelişebilir. Ayrıca alt kabuğun kısmi ergimesi ya da manto kökenli ergiyiklerin kristal ayrışması ve magma farklılaşması prosesleri neticesinde de gelişebilir. Sarıkaya Metagraniti, çarpışma kuşaklarında gelişen S-tipi peralümin tip granitlerdendir. Bu granitin yerleştiği tektonik ortamın saptanmasında ana ve iz elementlerin kullanıldığı tektonik ayırt diyagramlarından yararlanılmıştır. Maniar ve Piccoli (1989) tarafından geliştirilen diyagramda ada yayı, kıtasal yay, orojenez sonrası



Şekil 4.69. a. İlksele mantoya göre normalize edilmiş değerlerin (McDonough ve diğ., 1991) kullanıldığı örümcek diyagramı. b. Kondrite göre normalize edilmiş değerlerin (Sun ve diğ., 1980) kullanıldığı örümcek diyagramı. c. MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin (Pearce, 1983) kullanıldığı örümcek diyagramı. Üst ve alt kabuk kompozisyonunu temsil eden iz element değerleri, Taylor ve McLennan (1995)'dan alınmıştır.

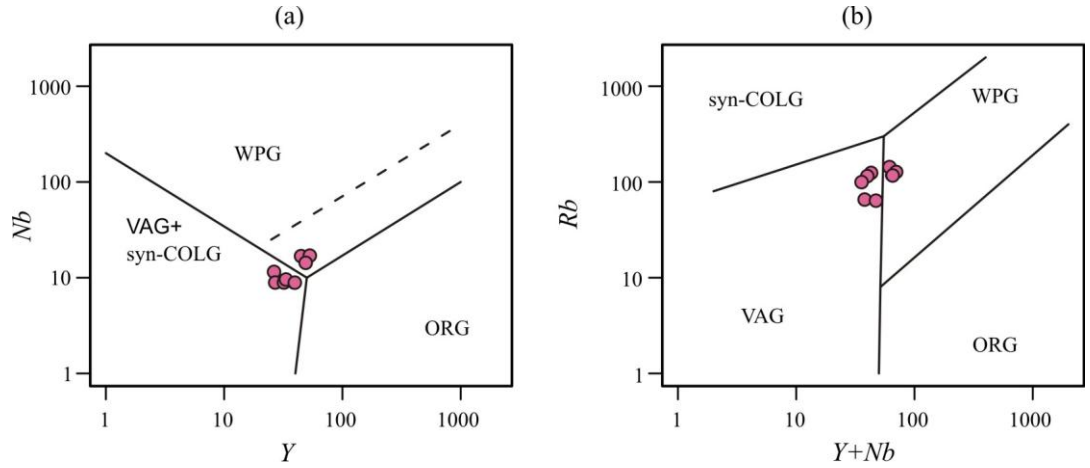
ve rift ile ilişkili gelişen magmatik kayalar ayırtlanır. Bu diyagramda bir örnek rift ile ilişkili granit ve kıtasal epiorojenik granit alanına; 7 örnek, orojenez sonrası gelişen granit alanına düşmektedir (Şek. 4.70).



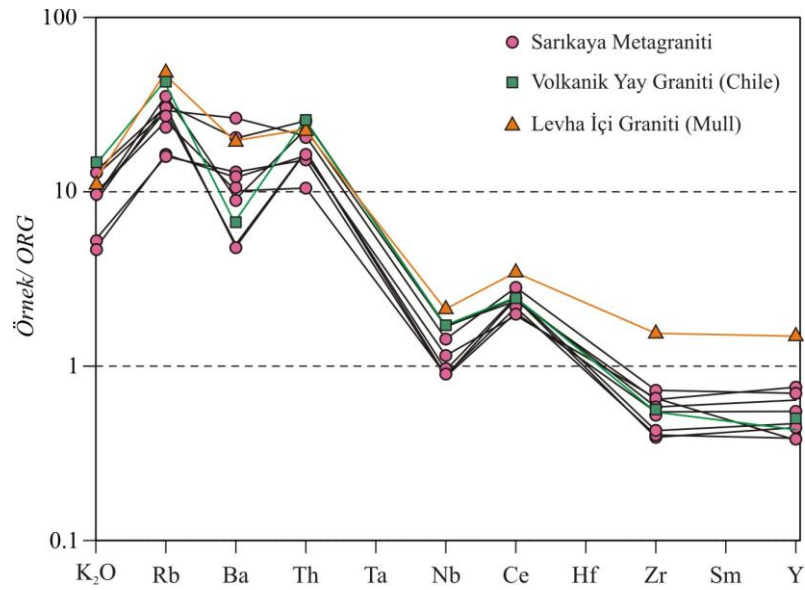
Şekil 4.70. Magmatik kayaların temsil ettikleri tektonik ortamın saptanmasında kullanılan diyagramlar (Maniar ve Piccoli, 1989). IAG, ada yayı garniti; CAG, kıtasal yay graniti; CCG, kıtasal çarpışma graniti; POG, post orojenik granit; RRG, rift ile ilişkili granit; CEUG, kıtasal epiorojenik granit; OP, okyanusal plajiogranit.

Y iz elementi volkanik yay granitlerine göre okyanus ortası sırt ve levha içi granitlerde; Nb iz elementi ise levha içi granitlerde zenginleşme göstermeleri ile tektonik ayırt diyagramlarında kullanılırlar. Y-Nb diyagramında (Pearce, 1984) örneklerden 5 tanesi volkanik yay ve çarpışma ile eş yaşlı granitler, 3 tanesi ise levha içi granitler alanına düşmektedir (Şek. 4.71a). Volkanik yay granitlerini çarpışma ile eş yaşlı granitlerden ayırmada kullanılan Y+Nb - Rb diyagramında (Pearce, 1984) örneklerden 5 tanesi volkanik yay granitleri (VAG) alanında, 3 tanesi ise levha içi granitleri (WPG) alanında yer almaktadır (Şek. 4.71b). Böylelikle Sarıkaya Metagraniti'nin levha içi granit ve volkanik yay graniti olarak sınıflandığı anlaşılır.

Magmatik kayaların tektonik ortamının saptanmasında normalize örümcek diyagramlarından da yararlanır. Metagranitlerin okyanus ortası sırt granitine (ORG) normalize diyagramında (Şek. 4.72) duraysız olan Rb, Th ve Ba elementlerinde okyanus ortası sırt granitlerine göre zenginleşme, bu elementlerin mobilitesi ile ilişkilidir. Nb elementine göre Ce elementi fakirleşmesi diyagramda belirgindir (Şek. 4.72). LIL



Şekil 4.71. a. Çarpışma ile ilişkili granitleri (syn-COLG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve okyanus ortası sırt granitlerini (ORG) birbirinden ayırmada kullanılan $Y+Nb-Rb$, b. Volkanik yay ve çarpışma ile ilişkili granitleri birbirinden ayıran, $Y-Nb$ iz elementlerine dayanan diyagramlar (Pearce, 1984).



Şekil 4.72. Okyanus ortası sırt granitine göre normalize edilmiş iz elementlerin iz düşürüldüğü örümcek diyagramı. Diyagram üzerinde Sarıkaya Metagraniti ile birlikte Pearce (1984)'ten alınan birer volkanik yay ve levha içi graniti analizi karşılaştırma amaçlı kullanılmıştır.

elementlerindeki zenginleşme ve Nb'nin Ce'ye göre fakirleşme göstermesi yitim zonu üstü ortamların karakteristik özelliğidir. Örümcek diyagramı üzerinde (Şek. 4.72), Pearce (1984)'ten alınan birer volkanik yay graniti ile levha içi graniti analizi de gösterilmiştir. Temsili volkanik yay graniti ile levha içi graniti örnekleri arasındaki en belirgin fark, levha içi granitinin uyumsuz elementlerinin ORG'u temsil eden 1 çizgisinin üzerinde yer almasıdır. Sarıkaya Metagraniti'ne ait veriler, volkanik yay

graniti ile uyumlu olup 1 çizgisin altında yer alan uyumsuz elementlerle temsil edilmektedir.

4.4.2. Metabazitlerin Jeokimyası

Bu bölümde Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile ara katkılı olarak bulunan metabazitler “alt metabazitler” ve yapısal olarak üstte yer alan lens şeklindeki metabazitler “üst metabazitler” adı altında gruplandırılarak incelenmiştir. Alt metabazitlerden 10 adet ve üst metabazitlerden 7 adet temsili örnek jeokimya analizi için seçilmiştir (Şek. 4.60). Ayrıca Devlez Formasyonu'nda ara seviyeler halinde gözlenen metabazitlerden 2 örnek, diğer metabazit örnekleri ile birlikte ele alınmıştır (Şek. 4.60). Analiz sonuçları Tablo 4.10, Tablo 4.11 ve Tablo 4.12'de verilmiştir.

Aşağıda öncelikle, yüksek basınç/ düşük sıcaklık koşullarında metamorfizmaya uğramış olan metabazitlerdeki element mobilitesi tartışılmıştır. Daha sonra duraylı olarak belirlenen elementlere dayalı sınıflandırma ve tektonik ortam belirleme diyagramları kullanılarak analizler değerlendirilmiştir.

4.4.2.1. Element Duraylılığı

Alt metabazitlerde ısıda kayıp değerleri (LOI) %4-7 arasında, üst metabazitlerde ise %4-12 arasında değişirken, Devlez Formasyonu'ndaki metabazitlerde ortalama %4.8'dir (Tab. 4.10, 4.11, 4.12). Bu değerler kayaçların önemli derecede alterasyona uğradığını göstermektedir. Bu yüzden elementlerin mobilitesi, hem alterasyon hem de yüksek dereceli metamorfik koşullarda oldukça duraylı kalabilen Zr elementi (Cann, 1970) kullanılarak Harker tip diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir (Şek. 4.73, 4.74). Bu diyagramlarda Zr elementine karşı iz düşürülen oksit ve iz elementlerin grafiklerinde görülecek saçılma, o element ya da oksitin mobilitesinin yüksek oluşu ile ilişkilidir (Pearce ve Cann, 1973).

Diyagramlarda (Şek. 4.73), alt metabazitlerde, Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O ve MnO ana elementlerinde saçılma gözlemlendiğinden, bu elementlerin duraysız oldukları anlaşılır. Hafif de olsa saçılma gözlenen CaO elementinde negatif; Na_2O elementinde pozitif

Tablo 4.10. Kocasu Formasyonu içinde ara katkılar halinde bulunan metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.

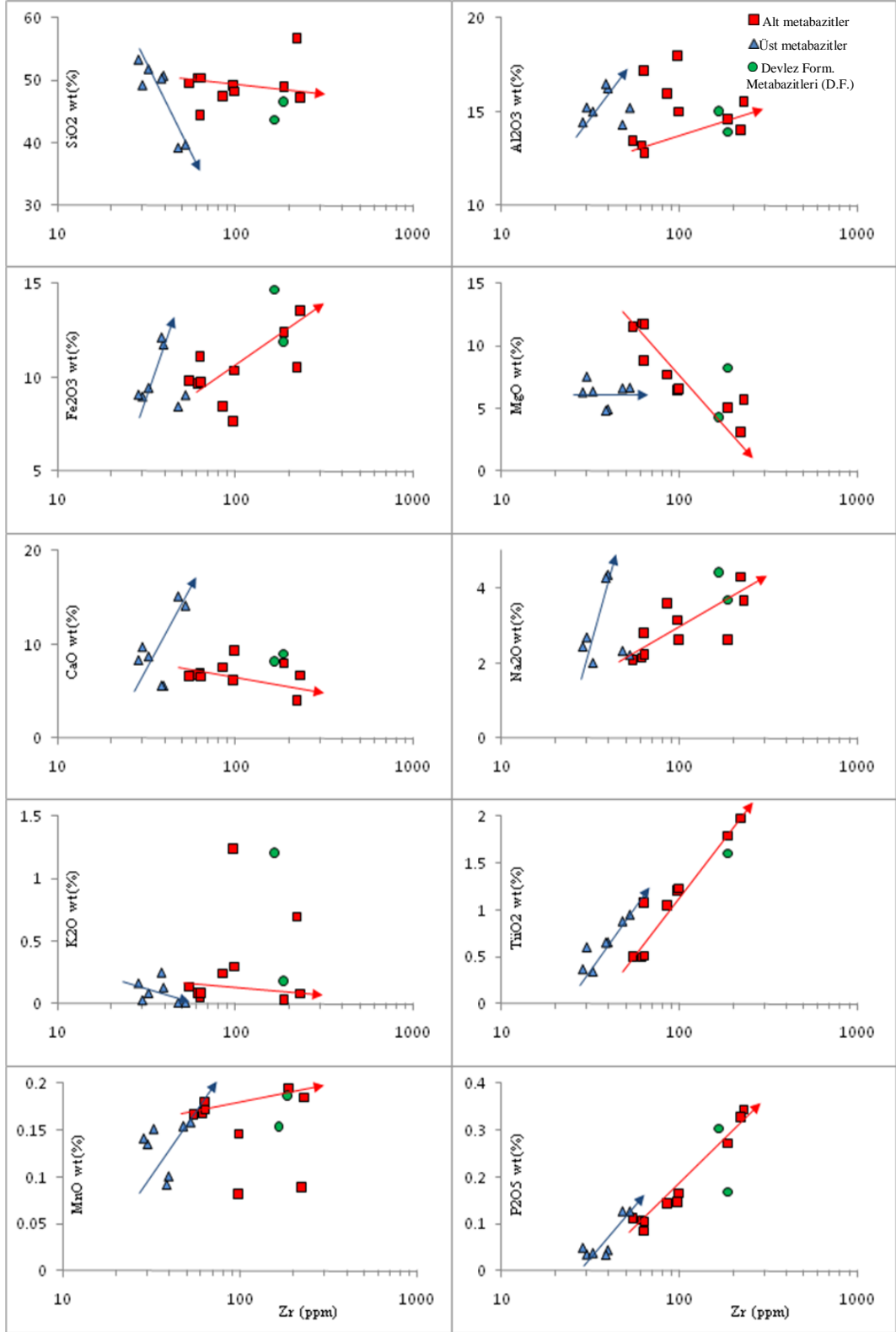
<i>Stratigrafik seviye</i>	Alt metabazitler					
<i>ÖRNEK NO</i>	797	82	749	751	752	7102
<i>Ana elementler (%)</i>						
SiO₂	47.24	49.22	47.45	44.41	48.96	48.21
TiO₂	2.10	1.21	1.05	1.08	1.79	1.23
Al₂O₃	15.54	17.97	15.96	17.18	14.62	14.99
Fe₂O₃	13.54	7.68	8.46	11.11	12.41	10.35
MgO	5.69	6.46	7.72	8.85	5.10	6.58
CaO	6.70	6.23	7.54	6.88	7.98	9.38
Na₂O	3.67	3.15	3.60	2.81	2.63	2.62
K₂O	0.08	1.24	0.24	0.05	0.03	0.30
MnO	0.19	0.08	0.22	0.18	0.20	0.15
P₂O₅	0.34	0.15	0.14	0.09	0.27	0.17
LOI	4.78	5.61	6.86	6.39	5.82	5.10
TOPLAM	99.53	99.00	99.24	99.03	99.81	99.07
<i>İz elementler (ppm)</i>						
Nb	20	5.6	4.30	3.3	16.1	9.5
Zr	230.5	97.4	85.1	63.1	187.5	98.6
Y	58.8	31.2	47.9	23	46.7	29
Sr	207.4	164.2	176.2	189.7	207.9	126.3
Rb	1.5	39.1	7.6	2	0.8	8.5
La	21.6	5.7	13.1	1.7	21.7	8.6
Ce	58	22.3	18.8	10	51.2	26.7
Nd	30.7	14.2	20.2	7.5	26.3	14.3
Zn	130.5	76.8	91.3	-	116.6	83
Cu	31.2	49.7	108.2	-	25.7	19.3
Ni	34.7	71	71.4	-	26.9	48.1
Cr	80.5	262.1	253.7	-	50.1	300.7
V	313.2	278.6	293.7	-	288.4	274.7
Ba	51.2	156	47.8	-	40.6	51.8
Sc	43.7	51.1	50.9	-	44.6	49.4
Sr	209.3	165.1	177.4	190.5	210.6	128.5
U	2.1	0.8	0.6	0.0	1.5	0.9
Rb	1.9	38.9	7.7	1.8	1	9.5
Th	6.9	1.3	1.3	0.4	5.7	2.6
Pb	5.5	6.5	8.2	4.4	3.9	2

Tablo 4.11. Kocasu Formasyonu'nda ara katkılar halinde bulunan metabazitlerin ve yapısal olarak daha üstte bulunan lens şeklindeki metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.

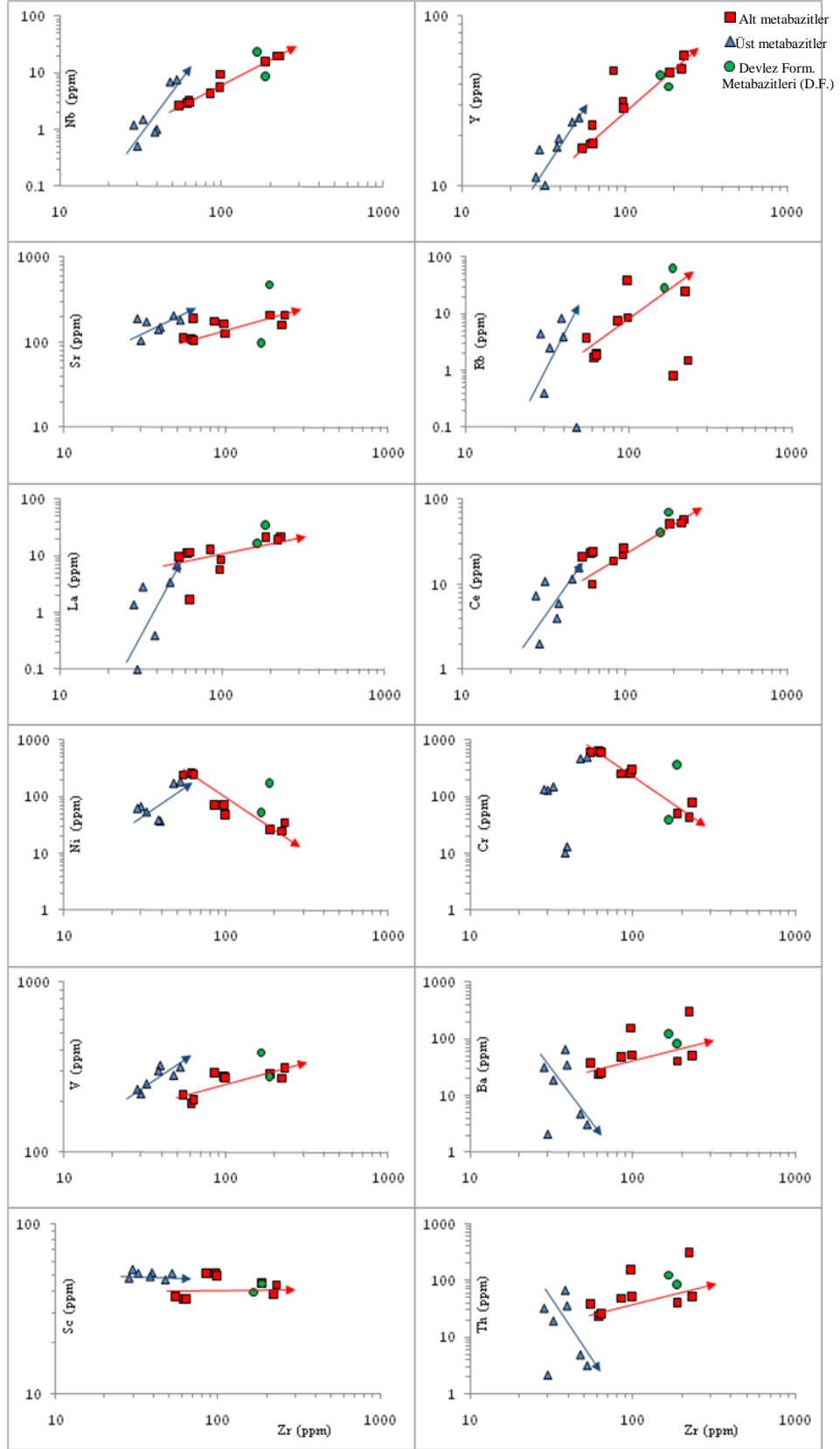
<i>Stratigrafik seviye</i>	Alt metabazitler				Üst metabazitler	
ÖRNEK NO	7104	7103	7105	763	770	769
Ana elementler (%)						
SiO₂	50.43	50.41	49.54	56.77	50.85	50.41
TiO₂	0.50	0.51	0.50	1.98	0.65	0.65
Al₂O₃	13.19	12.80	13.46	14.04	16.23	16.46
Fe₂O₃	9.70	9.75	9.83	10.55	11.75	12.12
MgO	11.83	11.77	11.55	3.16	4.96	4.85
CaO	6.73	6.55	6.62	4.02	5.57	5.60
Na₂O	2.14	2.23	2.09	4.30	4.36	4.28
K₂O	0.09	0.09	0.13	0.70	0.13	0.26
MnO	0.17	0.17	0.17	0.09	0.10	0.09
P₂O₅	0.11	0.11	0.11	0.33	0.04	0.03
LOI	5.19	5.10	5.34	3.10	4.43	4.46
TOPLAM	99.96	99.38	99.35	98.70	99.08	99.21
İz elementler (ppm)						
Nb	2.9	3	2.7	20	1	0.9
Zr	61.4	63.5	54.7	221.7	39.5	38.5
Y	17.7	17.8	16.7	49	19.2	17.1
Sr	108.6	105.1	111.3	159.5	151.1	141
Rb	1.7	1.9	3.8	24.6	3.9	8.2
La	11.1	11.6	9.6	19.2	-1.6	0.4
Ce	23.1	23.9	20.9	52.5	6	4
Nd	10.2	11.8	9.6	27.8	3.7	3.2
Zn	77.9	78.5	86.3	102.1	102.4	111.3
Cu	34	31.5	47	23.1	35.3	43.5
Ni	257.2	247.9	242.4	24.5	38.2	39.9
Cr	631.6	606.9	604	44.3	12.9	10
V	193.4	204.5	218.1	273	324.9	302.3
Ba	23.6	25.4	38	306.6	34.9	65.5
Sc	36.1	36.2	37.3	38.4	51.5	48.9
Sr	110.6	106.1	112.4	162.3	152.3	143.6
U	1.1	1.2	1.2	2	0.1	0.2
Rb	2.7	2.8	4.8	25.3	5.3	7.7
Th	3.7	3.6	3.2	5.9	0.4	0.4
Pb	5.7	5.4	4.7	7.7	4.3	3.7

Tablo 4.12. Kocasu Formasyonu'na ait lens şeklindeki ve Devlez Formasyonu'ndaki metabazitlerin jeokimya analizleri ile elde edilen ana ve iz element değerleri.

<i>Stratigrafik seviye</i>	Üst metabazitler						D.F.
<i>ÖRNEK NO</i>	771	772	781	782	8146	8176	8174
<i>Ana elementler (%)</i>							
SiO₂	39.30	39.81	49.32	51.91	53.41	46.63	43.67
TiO₂	0.88	0.95	0.60	0.34	0.37	1.60	2.20
Al₂O₃	14.27	15.18	15.20	14.98	14.41	13.92	15.05
Fe₂O₃	8.45	9.06	8.99	9.45	9.09	11.92	14.67
MgO	6.62	6.68	7.56	6.38	6.32	8.25	4.32
CaO	15.08	14.09	9.71	8.69	8.31	8.99	8.21
Na₂O	2.33	2.22	2.69	2.01	2.45	3.69	4.43
K₂O	0.01	0.01	0.03	0.09	0.17	0.18	1.21
MnO	0.15	0.16	0.14	0.15	0.14	0.19	0.15
P₂O₅	0.13	0.13	0.04	0.04	0.05	0.17	0.30
LOI	12.08	11.16	5.06	5.16	4.87	4.82	4.79
TOPLAM	99.29	99.44	99.29	99.19	99.53	100.36	99.01
<i>İz elementler (ppm)</i>							
Nb	7	7.7	0.5	1.5	1.2	8.7	23.9
Zr	47.8	52.6	30	32.5	28.5	185.8	165.6
Y	24	25.4	16.5	10.2	11.4	38.5	45.1
Sr	208.2	183.4	103.5	175.5	191.4	475.5	98
Rb	0.1	0	0.4	2.5	4.4	63.8	28.8
La	3.5	7	0.1	2.9	1.4	35	16.6
Ce	11.6	15.8	2	10.9	7.4	70.8	40.7
Nd	7.9	6.4	1.8	3.6	3.5	32.1	23.3
Zn	91.4	88.4	72.9	80.6	74.9	102.6	146.6
Cu	25.5	43.9	76.8	163.8	60.8	76.5	60.6
Ni	174.5	185.9	68.3	55.3	63.8	177.4	53.3
Cr	463.9	492.3	128.9	147.9	132.6	372.7	39.3
V	284.9	317.9	222.7	254.2	236	280.3	384.9
Ba	4.8	3.1	2.1	18.9	31.6	84.6	123.8
Sc	46.7	51.1	53.9	51.1	47.8	44.4	39.4
Sr	209.9	184.6	104.8	177.6	193.2	93.7	99.5
U	0	0	-0.1	0.8	0.8	0	0.6
Rb	0.4	-0.7	0.6	3.2	4.3	4.1	29
Th	0.8	1	-0.2	1.6	1.2	1.8	1.4
Pb	1	0.9	1.1	8.9	9.6	4.9	4



Şekil 4.73. Alt ve üst metabazit örneklerinin Zr değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramları.



Şekil 4.74. Alt ve üst metabazit örneklerinin Zr değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

korelasyon gözlenir. MgO ve SiO₂ elementlerinde negatif; TiO₂, P₂O₅ elementlerinde pozitif korelasyon vardır. Üst metabazitlerin Harker diyagramlarında (Şek.4.73), Fe₂O₃, MnO ve K₂O ana elementleri saçılım göstermektedir. Hafif saçılma gözlenen Na₂O, CaO ve Al₂O₃ elementlerinde pozitif; K₂O elementinde negatif korelasyon gözlenir. Zr artışı ile birlikte SiO₂ değerinde azalma, TiO₂ ve P₂O₅ değerlerinde artış vardır.

İz elementlerin Zr elementine karşı iz düşürüldüğü Harker tip diyagramlarda (Şek. 4.74) alt metabazitlerde Nb, Y, Sr, Ce ve Cr elementlerinde pozitif; Ni ve V elementlerinde negatif korelasyon gözlenir. Üst metabazitlerde Nb, Y ve Sr elementleri pozitif; Ni ve V elementleri negatif korelasyon gösterir. Alt metabazitlerde, Rb; üst metabazitlerde Rb, La, Cr ve Ba elementlerinde saçılma vardır.

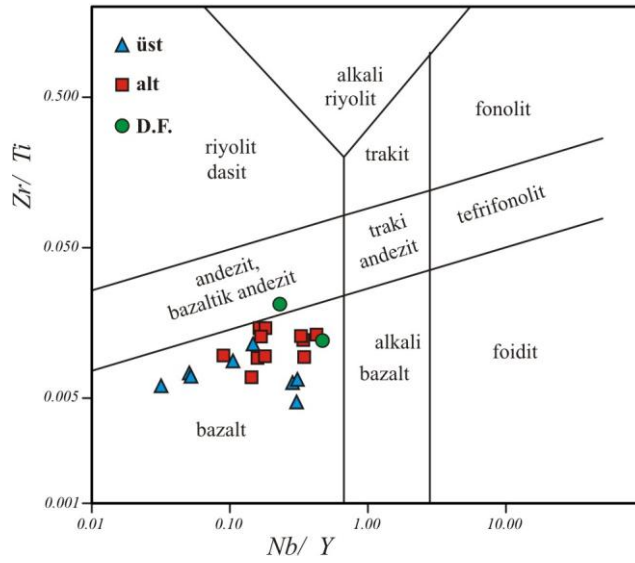
4.4.2.2. Metabazitlerin adlandırılması

Metabazitlerin adlandırılmasında Nb/ Y – Zr/ Ti diyagramı kullanılmıştır (Pearce, 1986; Şek. 4.75). Bu diyagramda Kocasu Formasyonu'na ait tüm metabazit örnekleri bazalt alanında yer almaktadır ve tüm metabazitlerin subalkali karakterli bir magmadan türedikleri anlaşılmaktadır. Devlez Formasyonu'na ait iki örnekten biri (8176) andezit/andezit bazalt, diğeri bazalt alanına düşmektedir. Ancak bu elementlerin alterasyon karşısında oldukça duraysız oldukları bilindiğinden subalkali bazaltları ayırmada duraylı elementlerin yer aldığı Cr-V diyagramı (Miyashiro ve Shido, 1975) da kullanılmıştır. Bu diyagramda alt metabazitlerden 7103, 7104 ve 7105 nolu örnekler kalk-alkali, diğeri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında; üst metabazitlerden 769 ve 770 toleyitik, diğeri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında yer almaktadır (Şek. 4.76). Devlez Formasyonu'na ait 2 örnek kalk-alkalin – toleyitik alana düşmüştür (Şek. 4.76).

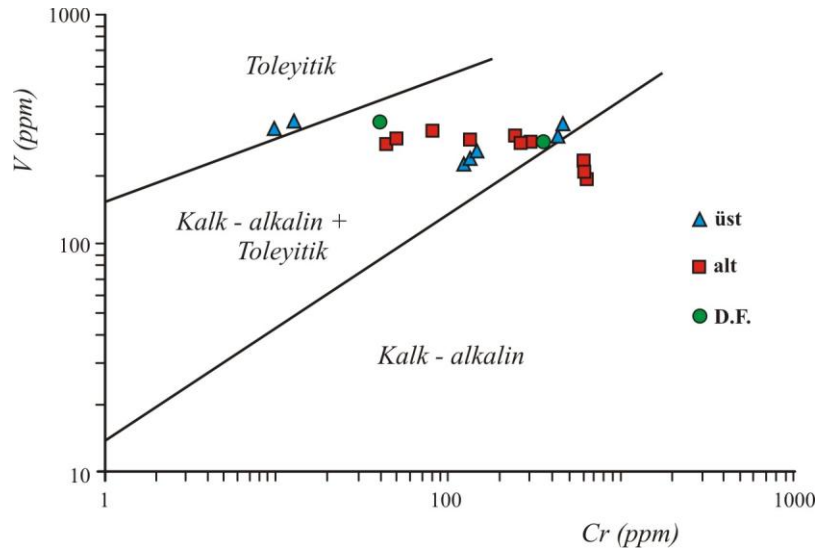
4.4.2.3. Tektonik Ortam

Bu bölümde alt ve üst metabazitlerin nasıl bir tektonik ortamda püskürdüklerini belirlemek amacıyla jeokimya analizleri duraylı elementlerin kullanıldığı tektonik ortam ayırt diyagramları üzerinde değerlendirilmiştir.

Pearce ve Cann (1973) tarafından geliştirilen Zr-Ti diyagramı bazik volkanik kayalar ile evrim geçirmiş ortaç ve asidik bileşimli volkanik kayaları ayırt etmek için yaygınca



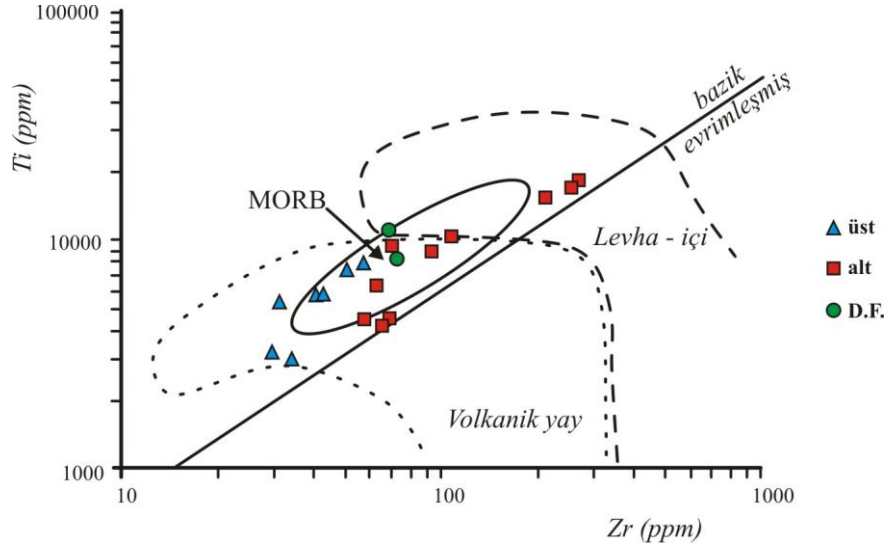
Şekil 4.75. Volkanik kayaçların adlandırılmasında kullanılan Nb/ Y – Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).



Şekil 4.76. Subalkali bazalt özelliğindeki alt metabazitlerden 7103, 7104 ve 7105 nolu örnekler kalk-alkalin alanında diğerleri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında; üst metabazitlerden 769 ve 770 nolu örnekler toleyitik, diğerleri toleyitik – kalk-alkali geçiş alanında yer aldığı gözlenmektedir, Cr – V diyagramı (Miyashiro ve Shido, 1975).

kullanılan bir diyagramdır. Ayrıca okyanus ortası sırt (MORB), levha-içi ve volkanik yay ortamında püskürmüş olan bazaltları ayırmada da bu diyagramdan yararlanır. Diyagram üzerinde tüm örnekler bazik-evrimleşmiş volkanik kayaç çizgisinin üzerinde, bazik volkanik kayaç alanında yer almaktadır. Alt metabazitlerden 752, 797 ve 763 nolu örnekler levha içi, üst metabazitlerden 781, 782 ve 8146 volkanik yay alanına düşerken

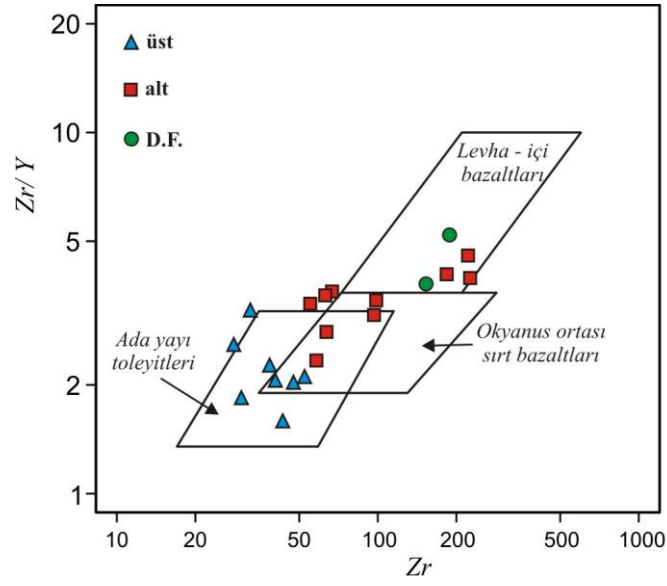
diğer tüm örnekler MORB, levha içi ve volkanik yay ortak alanında yer alır (Şek. 4.77). Devlez Formasyonu'nun metabazit örnekleri MORB, levha içi ve volkanik yay ortak alanına düşmüştür (Şek. 4.77).



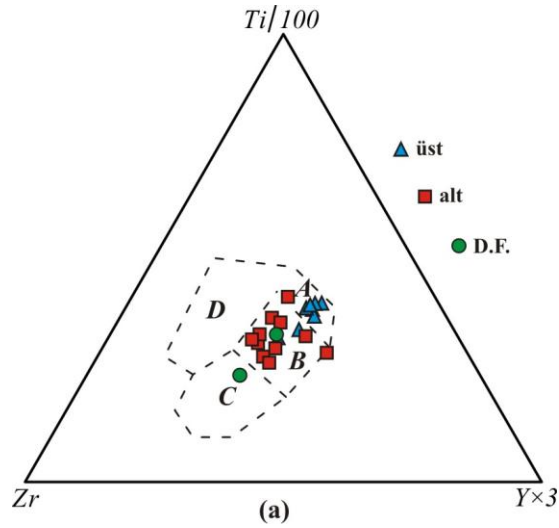
Şekil 4.77. Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflandırmada kullanılan Zr – Ti diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). Örneklerden 781, 782 ve 8146 (üst metabazitler) volkanik yay; alt metabazitlerden 752, 763 ve 797 nolu örnekler levha-içi; diğer tüm örnekler okyanus ortası sırt bazaltı (MORB) alanına düşmektedir.

Okyanus ortası sırt, ada yayı ve levha-içi bazaltları ayırmada kullanılan başka bir diyagram da Pearce ve Norry (1979) tarafından geliştirilen $Zr-Zr/Y$ elementlerinin kullanıldığı diyagramdır. Alt metabazitlerden 7103, 7104 ve 7105 numaralı örnekler alan dışında yer aldığından değerlendirilememiştir (Şek. 4.78). Ancak diğer alt metabazitlerin levha-içi ve okyanus ortası sırt alanına düştükleri gözlenmiştir (Şek. 4.78). Üst metabazitler ise ada yayı ve okyanus ortası sırt bazaltları alanına düşmektedir (Şek. 4.78). Devlez Formasyonu metabazitleri levha-içi bazalt alanında gözlenir (Şek. 4.78).

$Ti/100-Zr-Y*3$ üçgen diyagramında (Pearce ve Cann, 1973), ada yayı toleyitleri, okyanus ortası sırt bazaltları, kalk-alkali bazaltlar ve levha içi bazaltları ayırt edilir. Bu diyagramda alt metabazitlerin büyük bir çoğunluğu okyanus ortası sırt-kalkalkali-ada yayı bazaltlarının ortak olarak temsil edildiği B alanında yer almaktadır (Şek. 4.79). Üst metabazitlerin büyük bir çoğunluğu ise ada yayı toleyitleri (A, IAT) alanında yer almaktadır.



Şekil 4.78. Bazaltların tektonik ortamının saptanmasında kullanılan Zr – Zr/ Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979). Diyagramda ada yayı toleyitleri, okyanus ortası sırt ve levha içi bazaltları ayırt edilir.

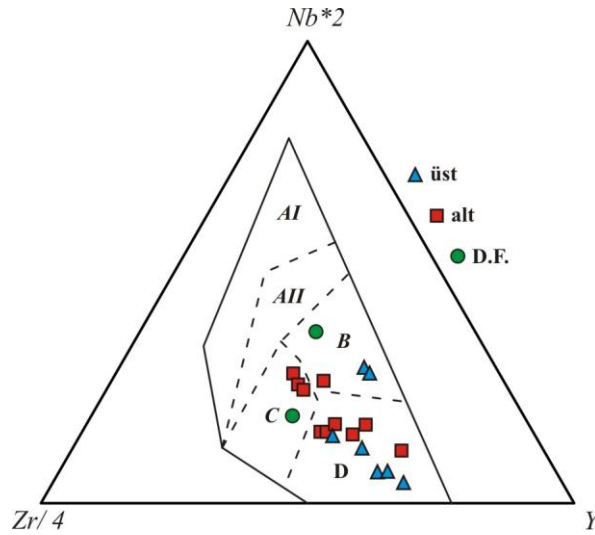


Şekil 4.79. Bazaltların oluştukları tektonik ortamı belirlemede kullanılan Ti/ 100 – Zr – Y*3 diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). A alanı, ada yayı toleyitlerini; B alanı, okyanus ortası sırt bazaltlarını; ada yayı ve kalk-alkali bazaltlarını; C alanı, kalk-alkali bazaltlarını; D alanı, levha içi bazaltlarını temsil etmektedir.

Zr/4-2Nb-Y üçgen diyagramı (Meschede, 1986) levha içi ortamları diğer ortamlardan ayırt etmek amacıyla kullanılır. Bu diyagram üzerinde örneklerin birçoğu N-tip MORB ve volkanik yay bazaltları alanına düşmektedir (Şek. 4.80). Alt metabazitlerden 3 örnek

(752, 763 ve 793) levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarının temsil edildiği alanda yer alırken (Şek. 4.80), üst metabazitlerden 771 ve 772 numaralı örnekler E-tip MORB alanına düşmüştür (Şek. 4.80). Devlez Formasyonu'nun metabazit örneklerinden biri E-tip MORB, diğeri ise levha içi toleyitleri ve volkanik yay bazaltı alanına düşmüştür (Şek. 4.80).

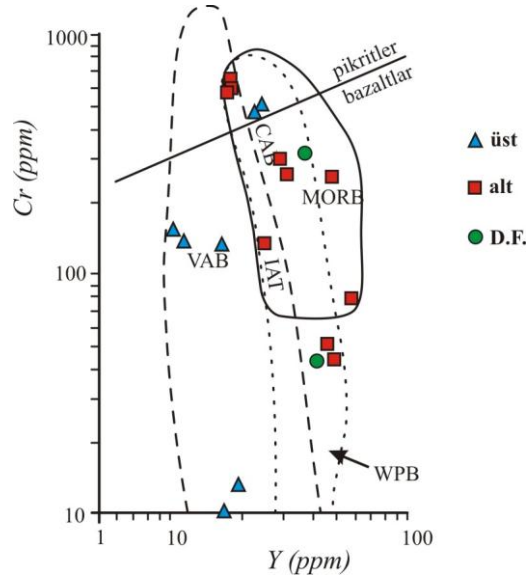
Buraya kadar kullanılan tektonik ayırt diyagramlarında genellikle alt metabazitlerin okyanus ortası sırt, üst metabazitlerin ise volkanik yay toleyitleri alanına düştüğü gözlenmektedir. Devlez Formasyonu'na ait olan iki metabazit örneği ise genellikle kalk-alkali bazalt ve okyanus ortası sırt bazaltı alanlarına düşmüştür.



Şekil 4.80. Bazaltları tektonik ortamlarına ayırmada kullanılan Zr/ 4 – Nb*2 – Y diyagramı (Meschede, 1986). Diyagramda AI alanı, levha içi alkali bazaltlarını; AII alanı, levha içi alkali bazaltlarını ve levha içi toleyitlerini; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarını; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltlarını temsil etmektedir.

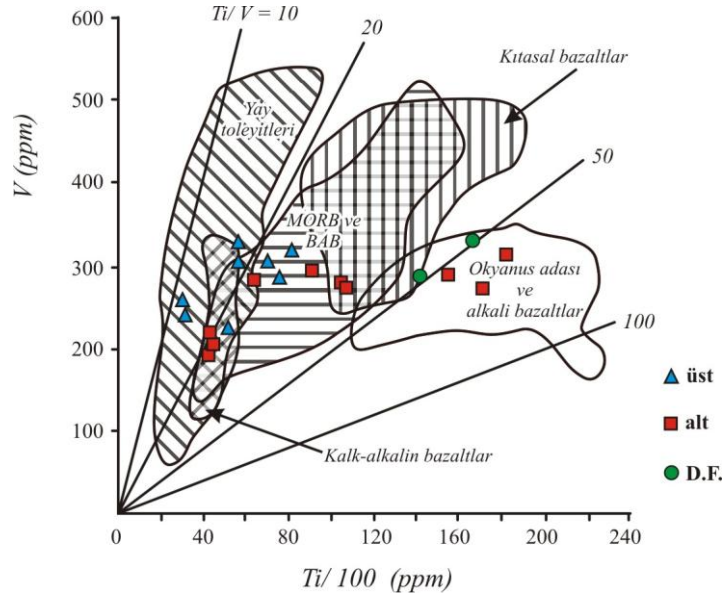
Yay ortamını ayırmak için Cr ya da Ni gibi uyumlu elementlere karşı Ti veya Y elementlerinin davranışı incelenmelidir. Çünkü volkanik yay bazaltlarında Cr değerlerine karşılık gelen Y, diğer magma tipleri ile karşılaştırıldığında daha az oranda bulunur (Pearce, 1982). Y-Cr diyagramında (Pearce, 1982; Şek.79) alt metabazitlerden iki örnek (752 ve 763) levha içi (WPB) alanına, diğeri MORB-CAB-IAT ortak alana düşmektedir (Şek. 4.81). Alt metabazitlerden iki örnek (771 ve 772) pikrit-bazalt ayırımına yakın, pikrit alanında gözlenir. Diğer alt metabazit örnekleri volkanik yay

bazaltlarının (VAB) temsil edildiği alanda yer almaktadır (Şek. 4.81). Devlez Formasyonu'nun metabazit örnekleri ise levha içi bazalt ve MORB alanında yer almaktadır (Şek. 4.81).



Şekil 4.81. Volkanik yay bazaltları ile okyanus ortası sırt bazaltlarını (MORB) birbirinden ayırmada kullanılan Y – Cr diyagramı (Pearce, 1982). Diyagramda VAB, volkanik yay bazaltlarını; MORB, okyanus ortası sırt bazaltlarını; WPB, levha içi bazalt alanlarını temsil etmektedir.

Volkanik yay bazaltlarını, okyanus ortası sırt bazaltlarından ayırmada kullanılan başka bir diyagram da Shervais (1982) tarafından geliştirilen Ti-V diyagramıdır. Bu diyagramda kullanılan Ti ve V elementlerinin yüksek alterasyon ve metamorfizma koşulları karşısında oldukça duraylı kalabildikleri ileri sürülür (Shervais, 1982). Şekil 4.82'de verilen Ti-V diyagramı incelendiğinde, daha önceki diyagramlarda da farklı alanlara düşen alt metabazitlerden üç adet örneğin (752, 797 ve 763) okyanus adası ve alkali bazaltlar alanında yer aldıkları gözlenir. Diğer tüm alt metabazitler MORB ve BAB alanında yer almaktadır. Üst metabazitlerin çoğu ise volkanik yay alanında gözlenmektedir. Devlez Formasyonu'na ait iki örneğin okyanus adası ve alkali bazalt alanında yer aldığı gözlenmiştir (Şek. 4.82).



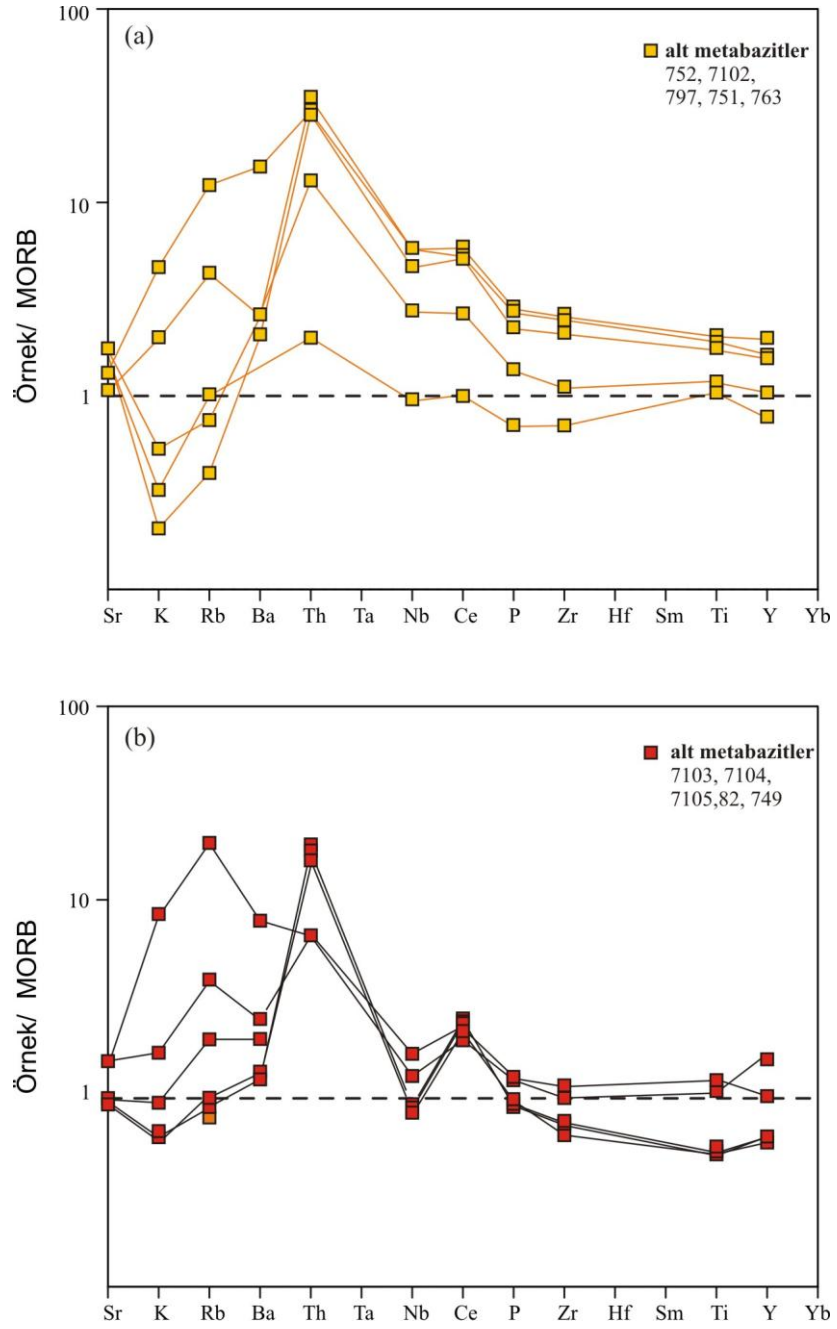
Şekil 4.82. Bazaltları tektonik ortamına göre adlandırmada kullanılan Ti – V diyagramı (Shervais, 1982). Diyagram üzerinde MORB, okaynus ortası sırt bazaltlarını; BAB, yay ardı havza bazaltlarını temsil etmektedir.

Alt ve üst metabazitlerin püskürdükleri tektonik ortamın saptanması amacıyla örümcek diyagramları hazırlanmıştır. Bu diyagramlar (Şek. 4.83, 4.84) incelendiğinde, düşük iyon potansiyeline sahip olan elementlerin (LIL: Sr, K, Rb, Ba), MORB'a göre bazı örneklerde zenginleşme, bazılarında ise fakirleşme gözlenir. Bu durum kayalarda hakim olan yüksek alterasyon ve/ veya metamorfizma sırasındaki element hareketliliğinden kaynaklanmış olmalıdır.

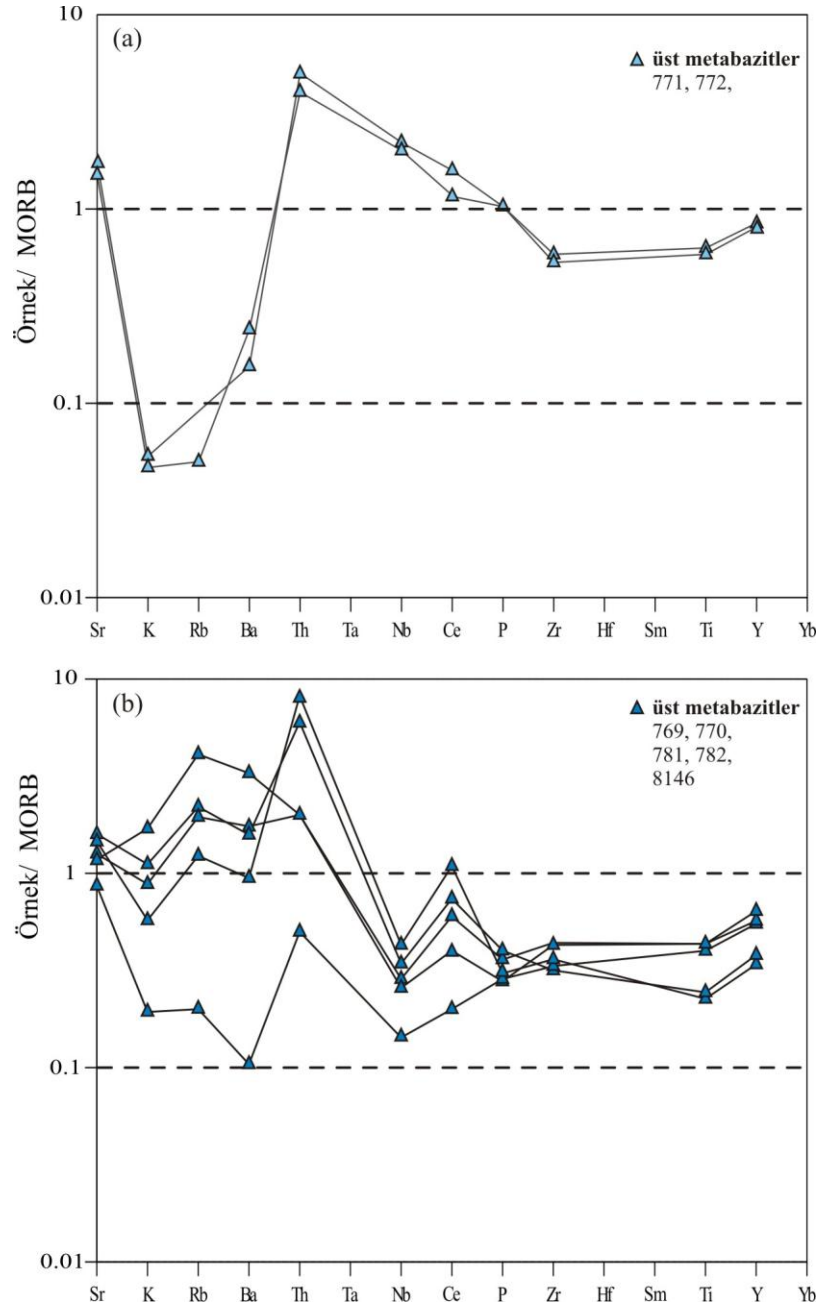
Tüm örneklerde Th, Nb'ye göre zenginleşme göstermektedir. Ancak Nb elementinin, Ce ile ilişkisine bakıldığında alt ve üst metabazitler iki farklı gruba ayrılır. Biri Ce elementine karşı Nb fakirleşmesi göstermezken (Şek. 4.83a, 4.84a), diğerleri belirgin bir fakirleşme sergilemektedir (Şek. 4.83b, 4.84b). Diyagramın sağ tarafında kalan P ve Yb arasındaki elementler MORB çizgisine neredeyse paraleldir.

4.4.3. Metariyolitlerin Jeokimyası

Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile ara katkılar halinde bulunan metariyolitlerden 5 adet örneğin (Şek. 4.60) jeokimya analizi yapılmıştır. Analiz sonuçları Tablo 13'te verilmiştir.



Şekil 4.83. Pearce (1983)' den alınan MORB normalizasyon değerlerine göre alt metabazitlerin örneklerin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramlar.

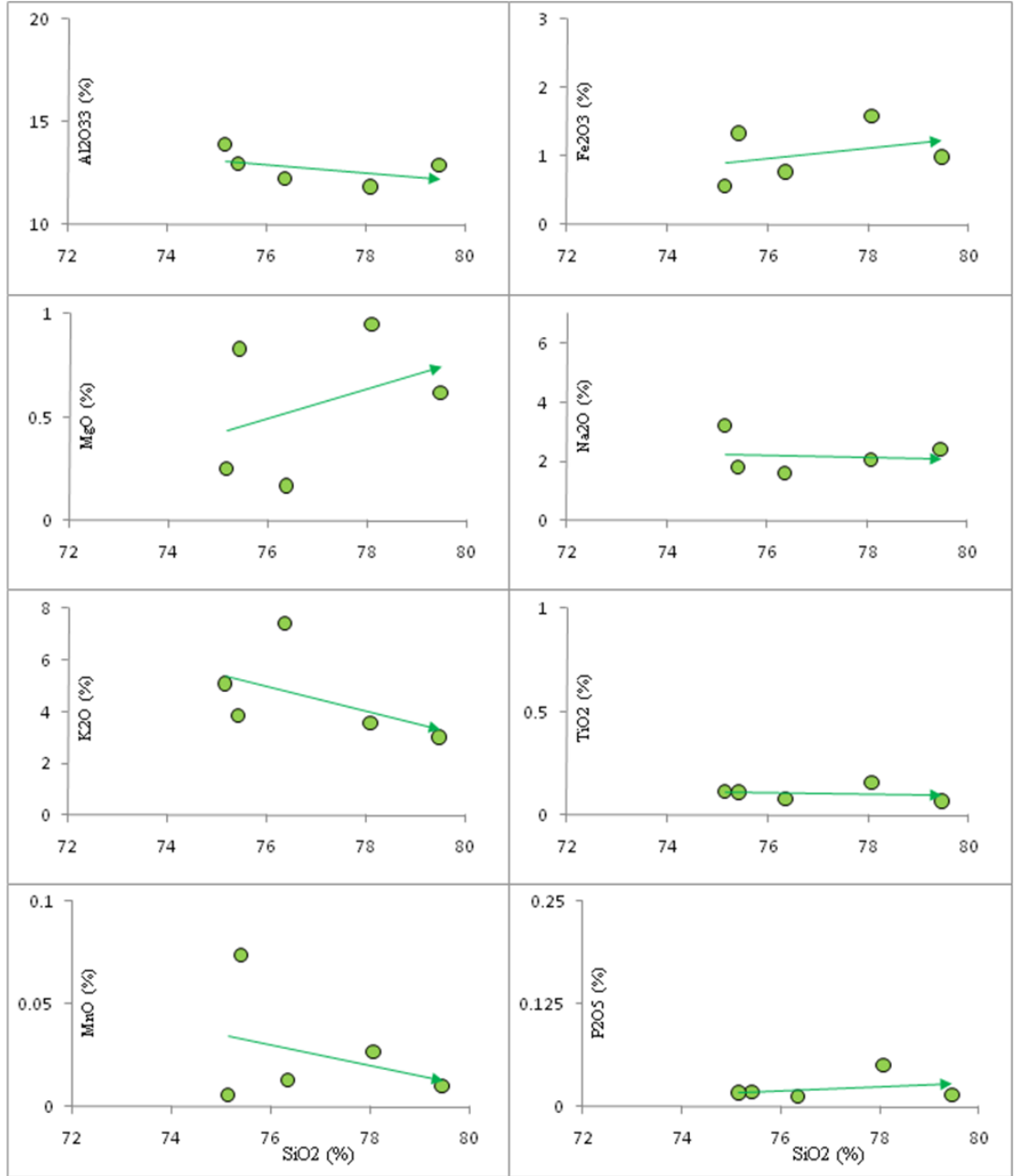


Şekil 4.84. Pearce (1983)' den alınan MORB normalizasyon değerlerine göre üst metabazit örneklerinin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramları.

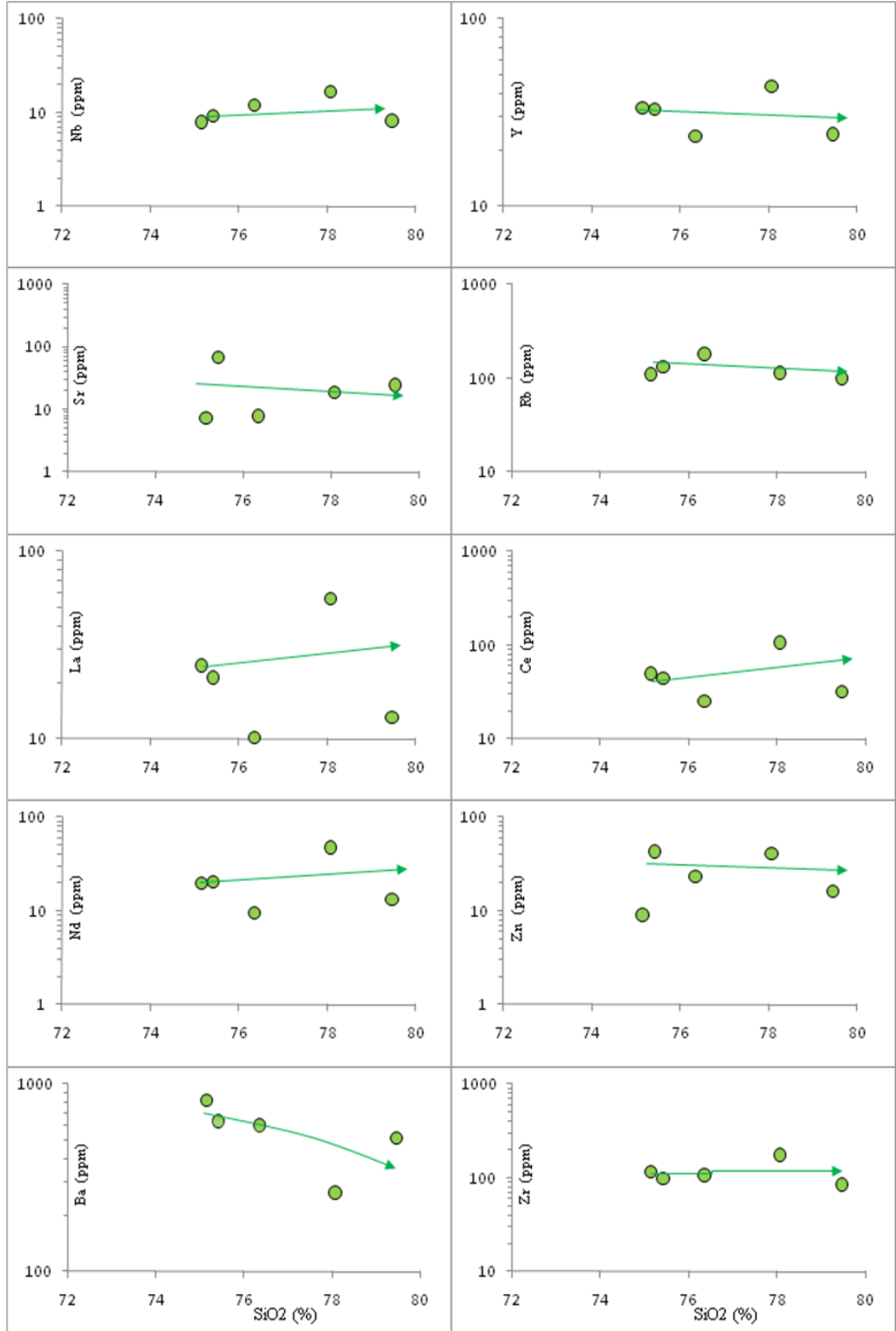
Metariyolitlerin SiO_2 değerleri %75-79 arasında, ısıda kayıp (LOI) değerleri %0.48-2.66 arasındadır. Isıda kayıp değerlerinin oldukça düşük olması metariyolitlerin alterasyondan ve metamorfizmadan fazla etkilenmediklerini göstermektedir. SiO_2 değerlerine karşılık ana ve iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramları hazırlanmıştır (Şek. 4.85, Şek. 4.86). Bu diyagramlarda Al_2O_3 negatif; P_2O_5 pozitif korelasyon gösterir (Şek. 4.85). TiO_2 sabitken, Fe_2O_3 , MgO , Na_2O ve MnO

Tablo 13. Metariyolit örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.

ÖRNEK NO	Metariyolit				
	93	8198	8115	98	924
Ana elementler (%)					
SiO₂	76.35	79.46	75.42	75.15	78.07
TiO₂	0.08	0.07	0.11	0.12	0.16
Al₂O₃	12.23	12.90	12.98	13.90	11.84
Fe₂O₃	0.77	0.99	1.34	0.56	1.58
MgO	0.17	0.62	0.83	0.25	0.95
CaO	-0.05	-0.05	1.21	-0.05	-0.04
Na₂O	1.60	2.41	1.81	3.22	2.08
K₂O	7.41	3.02	3.84	5.10	3.55
MnO	0.01	0.01	0.07	0.01	0.03
P₂O₅	0.01	0.01	0.02	0.02	0.05
LOI	0.48	1.48	2.66	0.87	1.49
TOTAL	99.10	100.95	99.06	99.17	99.75
İz elementler (ppm)					
Nb	12.1	8.2	9.3	7.9	16.7
Zr	106.8	84.8	99.2	116.6	175
Y	23.6	24.2	33.1	33.5	43.7
Sr	7.9	24.5	68.5	7.3	18.7
Rb	181.3	99.6	131.5	110.3	114.1
La	10.2	13	21.2	24.6	56.1
Ce	25.5	31.7	44.9	49.6	107
Nd	9.5	13.2	20.3	19.9	47.3
Zn	23.2	16.3	43.2	9.1	40.9
Cu	5.7	4.3	6	17.2	10.7
Ba	603.3	513.5	634.4	817.5	263.9
Sc	11.2	6.9	10.6	7.4	14.8
U	3.3	2.5	2.8	3.2	3.2
Th	13.1	16.9	12.8	18.2	21.6
Pb	16.1	8.3	14.7	5.9	6.4



Şekil 4.85. Metariyolitlere ait SiO₂ (%) değerlerine karşı ana element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

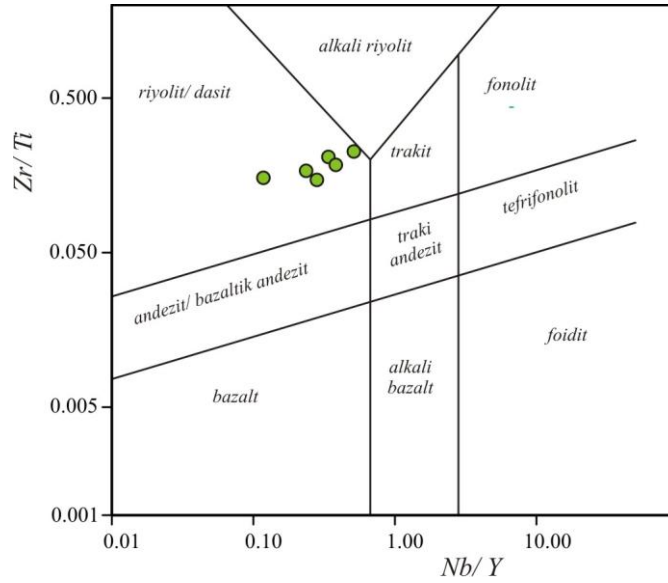


Şekil 4.86. Metariyolitlere ait SiO₂ (%) değerlerine karşı iz element değerlerinin yer aldığı Harker tip diyagramlar.

saçılmışlardır. İz elementlerden Nb zayıf da olsa pozitif; Rb negatif bir trendde sahiptir (Şek. 4.86). Nd, La, ve Ba saçılım gösterir. Zr, SiO₂ artışı karşısında sabit kalmaktadır.

4.4.3.1. Metariyolitlerin adlandırılması ve kaynak alan özellikleri

Şiddetli deformasyon ve metamorfizma sırasında duraylı oldukları bilinen iz elementlere dayalı olan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramında (Pearce, 1996) tüm örnekler, riyolit alanına düşmüştür (Şek. 4.87).

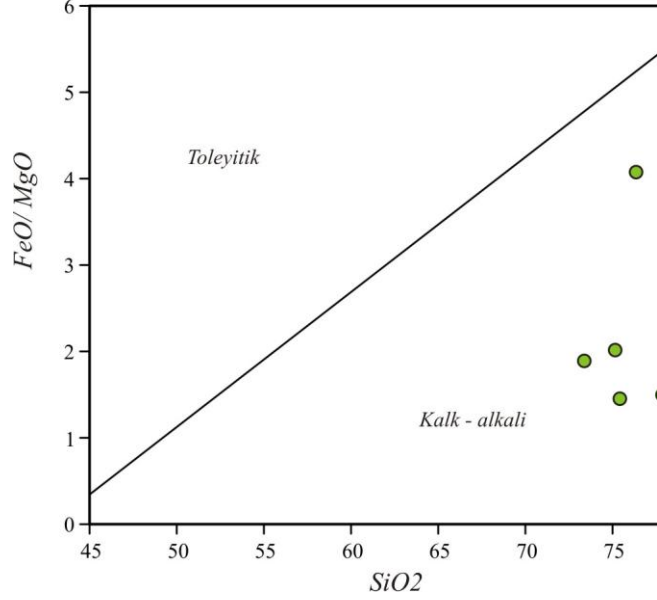


Şekil 4.87. Magmatik kayaların sınıflandırılmasında kullanılan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).

SiO₂ – FeO/MgO değerleri kullanılarak kalk-alkali ve toleyitik serilerin birbirinden ayrıldığı diyagram (Miyashiro, 1974) üzerinde metariyolit örnekleri kalk-alkali alana düşmüştür (Şek. 4.88).

Metariyolitlerin kaynak alan özelliklerini belirlemek için, Altherr ve Siebel tarafından geliştirilen diyagramlar kullanılmıştır (Şek. 4.89). Molar CaO değerinin etkin olduğu diyagramda (Şek. 4.89a) örnekler, kaynak alan olarak metapelit alana düşmüştür. Ancak metariyolitlere ait CaO değerleri, analiz tarama limitlerinin altında kaldığından (Tab. 4.13), molar CaO değerinin yer aldığı bu diyagram tek başına ele alınmamalıdır. Alkali element ile MgO, Al₂O₃ ve FeO'in kullanıldığı diyagramda (Şek. 4.89b) örneklerden ikisi metaandezit-metapelit; bir tanesi metaandezit-metagrova ortak alanına düşmüştür.

SiO₂-Mg değerlerinin kullanıldığı diyagramda (Şek. 4.89c), örneklerden birisi metaandezit-metagrovak ortak alanında, diğerleri alanlar dışında yer almaktadır. Şekil 4.89d' de örnekler metaandezit-metapelit-metagrovak ortak alanına düşmüştür.

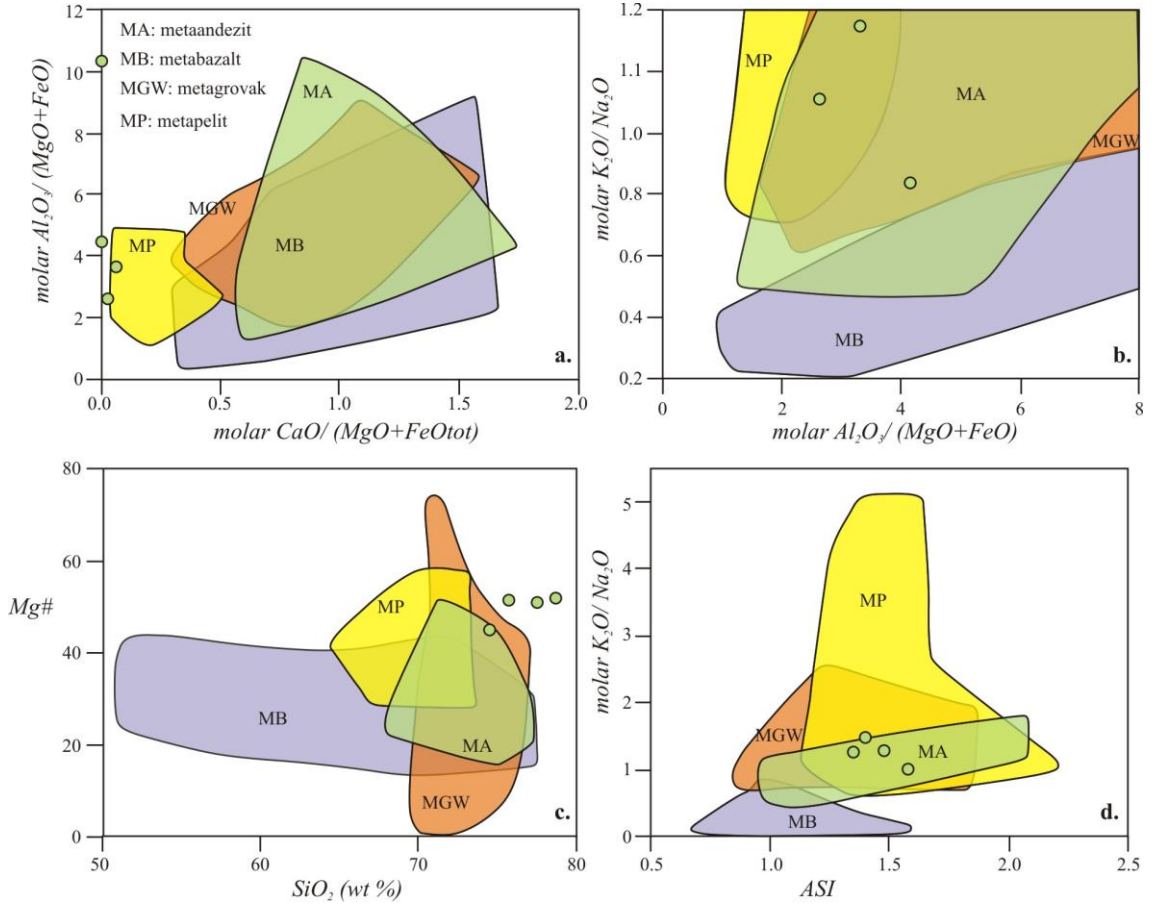


Şekil 88. SiO₂-FeO/MgO değerlerinin kullanıldığı, kalk-alkali ve toleyitik serilerin ayrılmasında kullanılan diyagram (Miyashiro, 1974). Diyagram üzerinde metariyolitler kalk-alkali alana düşmüştür.

Metariyolitlerin türedikleri kaynak alanın özelliklerini araştırmak için, iz elementler örümcek diyagramlarda üst ve alt kabuk kimyası ile birlikte karşılaştırılmıştır. İlkel manto kimyasına ve kondrite göre normalize edilen örümcek diyagramlarda (Şek. 4.90a, b), metariyolitlerde Sr, P ve Ti fakirleşmesi, diğer LIL ve HFS elementlerde zenginleşme gözlenir. Metariyolitler, örümcek diyagramlarda alt kabuk bileşiminden çok, üst kabuk bileşimi ile uyumluluk sergiler.

4.4.3.2. Metariyolitlerin tektonik ortamı

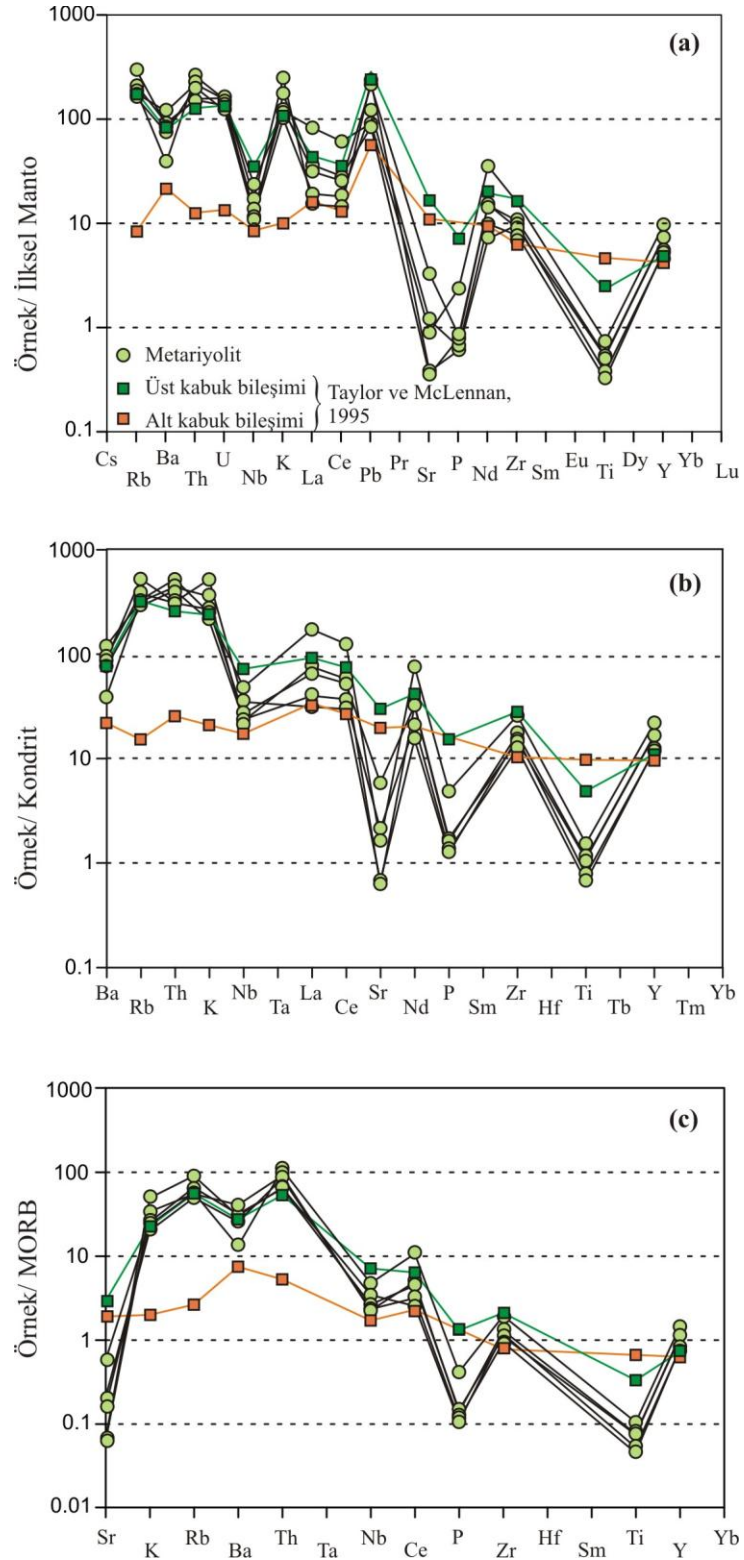
Yukarıda metariyolitlerin element duraylılığı, Harker diyagramlarda incelenmiş ve Al₂O₃, Na₂O, TiO₂, P₂O₅ ile Y, Nb, Rb ve Zr elementlerinin alterasyon ve metamorfizma karşısında duraylı davrandıkları belirlenmiştir. Bu elementlerin dışındakiler, grafik üzerinde saçılıp duraylı olmadığı için tektonik ayırt diyagramlarında kullanımlarından kaçınılmıştır.



Şekil 4.89. Magmatik kayalar için metaandezit, metabazalt, metagrovak, metapelit kaynak alan ayırt diyagramları (Altherr ve Siebel, 2002).

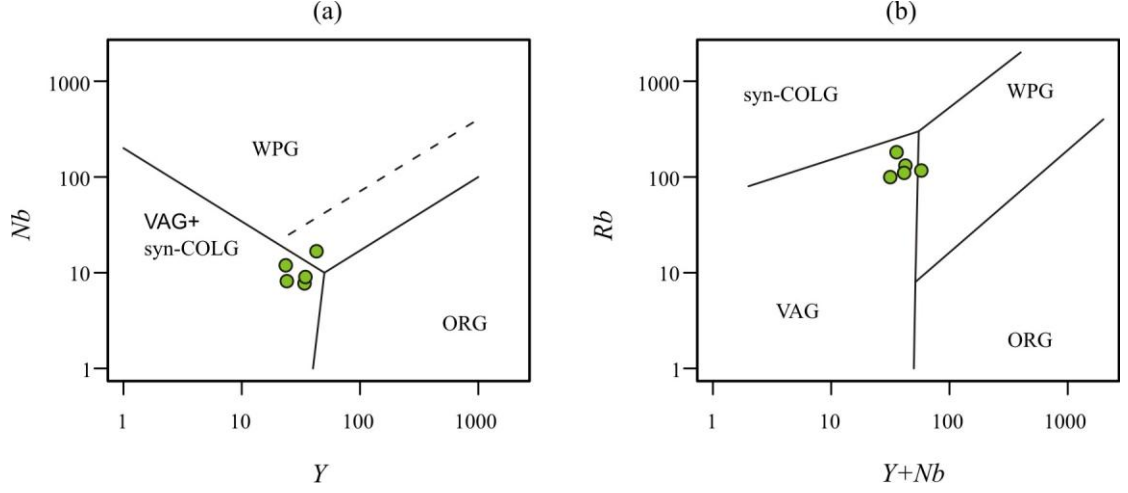
Y, Nb ve Rb iz elementlerinin kullanıldığı diyagramlar (Pearce, 1984) çarpışma ile ilişkili granitleri (syn-COLG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve okyanus ortası sırt granitlerini (ORG) birbirinden ayırmada kullanılmaktadır. Bu diyagramda örneklerin 4 tanesi volkanik yay granitleri ile çarpışma ile ilişkili granit, 1 tanesi de levha içi granit alanına düşmüştür (Şek. 4.91a). Yay granitleri ile çarpışma ile ilişkili granitleri birbirinden ayırmada $Y + Nb - Rb$ diyagramı kullanılır. Bu diyagramda örneklerin 4 tanesi volkanik yay granitleri, 1 tanesi levha içi granitler alanına düşer (Şek. 4.91b).

Magmatik kayaların tektonik ortamının saptanmasında kullanılan normalize örümcek diyagramlarında levha içi ve yitimle ilişkili magmatizmalar ayırt edilir. Metagranitlerin okyanus ortası sırt granitine (ORG) normalize diyagramında (Şek. 4.92) Rb, Th ve Ba elementlerinde okyanus ortası sırt granitlerine göre zenginleşme gözlenmektedir. Ayrıca

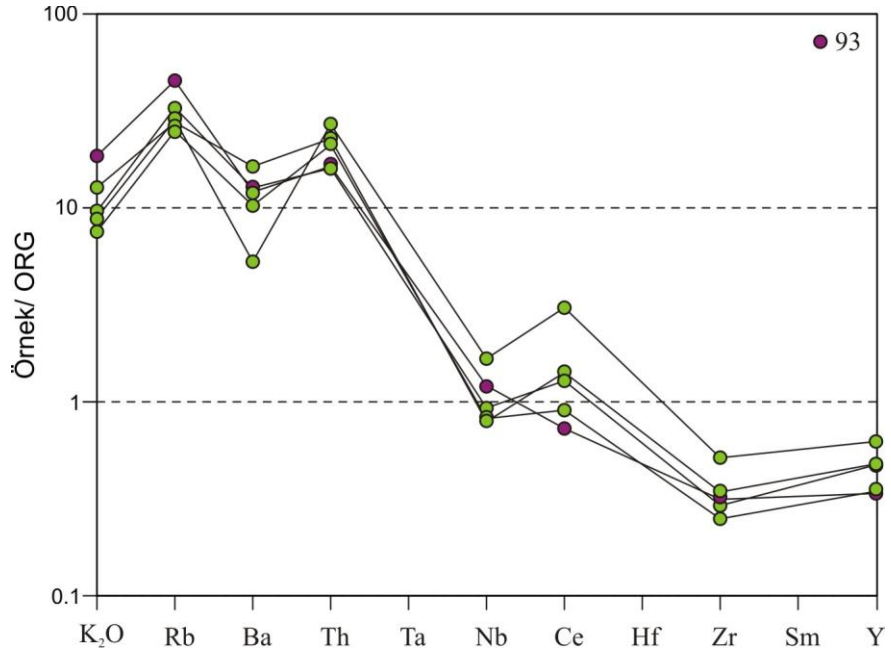


Şekil 4.90. Metariyolitlerin, üst ve alt kabuk bileşimine göre karşılaştırıldığı örümcek diyagramları. a. İlksel mantoya göre normalize edilmiş değerlerin (McDonough ve diğ., 1991) kullanıldığı örümcek diyagramı. b. Kondrite göre normalize edilmiş değerlerin (Thompson, 1982) kullanıldığı örümcek diyagramı. c. MORB'a göre normalize edilmiş değerlerin (Pearce, 1983) kullanıldığı örümcek diyagramı. Üst ve alt kabuk kompozisyonunu temsil eden iz element değerleri, Taylor ve McLennan (1995)'dan alınmıştır.

Ytirim bileşeni içeren manto kökenli eriyiklerden türeyen kayaların karakteristik özelliklerinden biri olan Ce elementine göre Nb fakirleşmesi gözlenir (Şek. 4.92). Sadece bir örnekte (93) Nb fakirleşmesi gözlenmez.



Şekil 4.91. a. Çarpışma ile ilişkili granitleri (syn-COLG), levha içi granitleri (WPG), volkanik yay granitleri (VAG) ve okyanus ortası sırt granitlerini (ORG) birbirinden ayırmada kullanılan Y+Nb-Rb, b. Volkanik yay ve çarpışma ile ilişkili granitleri birbirinden ayıran, Y-Nb iz elementlerine dayanan diyagramlar (Pearce, 1984).



Şekil 4.92. Okyanus ortası sırt granitine göre normalize edilmiş iz elementlerin iz düşürüldüğü örümcek diyagramı.

4.4.4. Ovacık Kompleksi Volkanik Blokların Jeokimyası

Ovacık Kompleksi içinde boyları 1 m'den 1000 m'ye kadar ulaşan farklı boyutlarda volkanik bloklar gözlenmiştir. Ufak taneli bir matrisle sarmalanan bu blokların sahip oldukları deformasyon ve metamorfizma dereceleri farklıdır. İnceleme alanındaki volkanik blokların ne tür tektonik ortamlardan geldiklerini saptamak amacıyla jeokimya analizleri yapılmış ve analiz sonuçları Tablo 14 ile Tablo 15'te verilmiştir. Volkanik blokların SiO₂ değerleri %44-57 arasında değişmektedir. Zr iz elementi, 19 – 234 ppm; Nb iz elementi, 0.90 – 54 ppm, Cr iz elementi, 17 – 790 ppm arasında geniş bir aralıkta değişim gösterirler. Zr iz elementine karşı ana ve iz elementlerin iz düşürüldüğü Harker tip diyagramlarda belirli bir yönelim gözlemek oldukça zordur. Bilindiği gibi harker diyagramları, magmaların kristal fraksiyonlaşmasını ve farklılaşmasını incelemek için kullanılır. Ancak Ovacık Kompleksi içinde yer alan volkanik bloklar farklı yaş ve tektonik ortamlarda türedikten sonra bir araya gelmiş olabilecekleri için, bu diyagramlarda belirgin bir yönelim gözlenmiştir. Diğer taraftan örneklerin farklı değerlerde iz elementlere sahip olmaları, volkanik blokların farklı yaş ve tektonik ortamları temsil ettikleri düşüncesini kuvvetlendirmektedir. Bu yüzden bu diyagramların, magma kristal fraksiyonlaşması ve farklılaşması evrelerinin yorumlanmasında kullanımlarından kaçınılmıştır.

4.4.4.1. Ovacık Kompleksi volkanik blokların adlandırılması

Duraylı iz elementlerin kullanıldığı adlandırma diyagramda (Pearce, 1996) örneklerin bir kısmı bazalt, bir kısmı da alkali bazalt alanında yer almaktadır (Şek. 4.93).

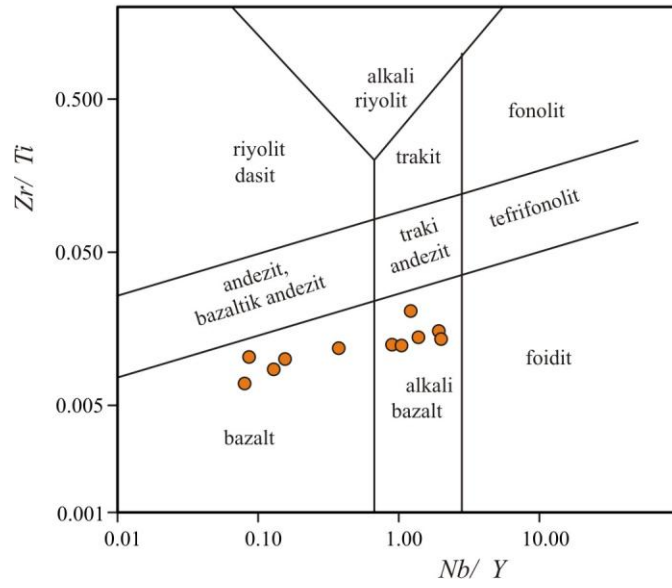
Cr ve V iz elementleri kullanılarak toleyitik ve kalk-alkali seriler birbirinden ayrılır. Bu diyagramda (Miyashiro ve Shido, 1975), Şekil 4.93'te alkali olarak sınıflanan örnekler (730, 8158, 881, A44, 8126 ve 917) kullanılmamıştır. Diğer örneklerden dört tanesi kalk-alkalin + toleyitik geçiş alanına, bir tanesi ise kalk-alkalin alanına düşmüştür (Şek. 4.94).

Tablo 14. Ovacık Kompleksi'ndeki bazı kökenli blok örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.

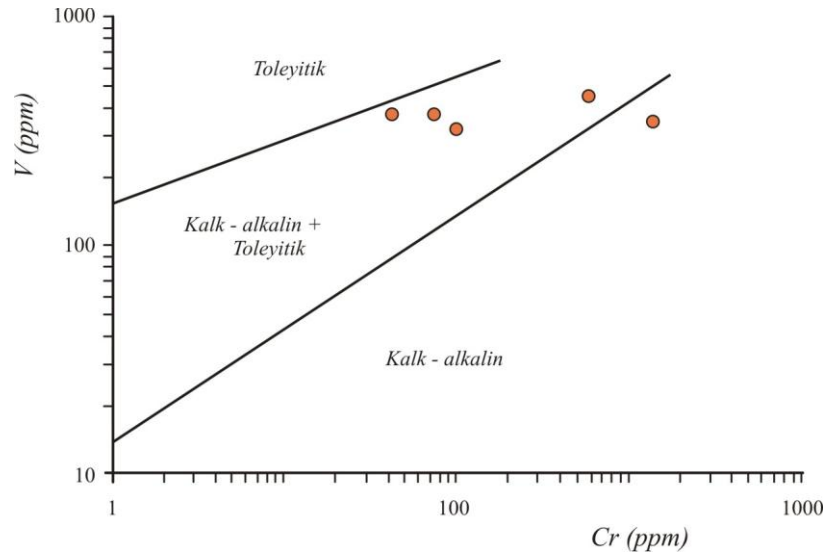
<i>Stratigrafik seviye</i>	<i>Volkanik bloklar</i>					
ÖRNEK NO	730	815	8192	8149	7127	8158
<i>Ana elementler (%)</i>						
SiO₂	46.57	47.81	45.18	51.74	49.04	44.77
Al₂O₃	12.83	14.84	15.35	13.51	15.04	11.60
Fe₂O₃	14.81	15.05	13.23	12.11	7.47	13.17
MgO	5.83	6.52	6.09	4.74	8.35	13.78
CaO	8.87	2.69	9.68	7.82	11.89	3.31
Na₂O	3.35	4.14	2.48	3.60	2.38	2.60
K₂O	0.29	0.23	0.41	0.15	0.56	0.00
TiO₂	2.87	2.50	1.30	1.34	0.38	2.82
MnO	0.16	0.38	0.21	0.19	0.16	0.52
P₂O₅	0.38	0.26	0.13	0.15	0.03	0.40
LOI	3.31	4.63	5.07	4.30	3.96	6.31
TOTAL	99.28	99.06	99.00	99.50	99.26	99.29
<i>İz elementler (ppm)</i>						
Nb	30.90	15.80	6.00	3.00	0.90	54.70
Zr	209.90	173.60	76.70	81.40	15.60	224.50
Y	34.50	42.30	38.80	35.00	11.30	27.30
Sr	215.20	43.60	103.80	45.70	75.70	22.90
Rb	3.60	4.30	7.90	3.90	9.00	0.00
La	17.10	8.10	3.80	2.20	-0.50	33.30
Ce	49.10	27.30	14.20	12.90	5.00	77.30
Nd	29.00	20.10	9.70	7.70	1.30	39.00
Zn	136.80	134.70	115.50	102.20	62.70	130.50
Cu	58.30	116.90	145.90	44.10	35.40	107.20
Ni	45.00	47.40	70.30	25.30	121.90	375.60
Cr	31.20	26.00	118.60	17.00	424.80	790.90
V	320.00	369.50	448.90	372.00	208.80	270.10
Ba	89.60	60.70	43.70	212.80	37.90	56.60
Sc	34.80	43.40	52.00	37.00	42.60	29.00
U	0.40	0.10	0.70	0.60	0.20	0.70
Rb	3.70	4.70	8.00	4.80	8.90	-
Th	-	0.50	0.40	1.10	0.00	4.90
Pb	4.30	0.90	1.90	1.30	1.60	11.10

Tablo 15. Ovacık Kompleksi'ndeki bazik kökenli blok örneklerinin jeokimyasal analizlerle elde edilen ana ve iz element değerleri.

<i>Stratigrafik seviye</i>	<i>Volkanik bloklar</i>				
ÖRNEK NO	881	A44	8126	8131	917
<i>Ana elementler (%)</i>					
SiO₂	49.10	47.05	53.56	44.91	57.08
Al₂O₃	13.95	15.28	12.58	15.20	10.22
Fe₂O₃	12.18	11.61	10.92	11.28	12.07
MgO	5.26	6.72	6.31	7.27	4.71
CaO	7.41	6.59	4.17	11.51	2.81
Na₂O	3.37	4.00	3.24	2.67	3.89
K₂O	1.10	0.04	0.19	0.29	2.52
TiO₂	1.96	2.51	1.93	0.59	2.37
MnO	0.12	0.19	0.25	0.16	0.15
P₂O₅	0.29	0.37	0.20	0.03	0.37
LOI	4.54	4.68	5.70	5.41	3.01
TOTAL	99.28	99.04	5.70	99.32	3.01
<i>İz elementler (ppm)</i>					
Nb	31.90	31.40	37.00	2.80	44.20
Zr	159.80	181.00	234.60	29.50	212.80
Y	23.10	30.00	30.40	21.80	22.90
Sr	212.10	81.40	142.20	65.60	28.30
Rb	28.00	0.30	6.70	5.50	66.20
La	36.40	20.70	26.10	3.00	30.00
Ce	42.90	48.70	69.90	4.30	66.80
Nd	21.90	25.90	30.90	4.10	32.10
Zn	124.20	114.00	125.80	80.60	105.50
Cu	24.50	53.10	117.40	186.30	126.50
Ni	71.70	119.40	136.50	104.00	127.20
Cr	142.30	232.50	232.70	232.10	216.10
V	180.40	292.00	235.80	343.00	199.10
Ba	224.60	112.70	53.00	63.20	184.20
Sc	27.90	30.90	28.00	53.10	21.30
U		0.70	1.00	0.30	1.30
Rb		0.90	9.00	6.30	65.40
Th		2.60	5.40	0.30	5.30
Pb		1.50	4.00	0.00	9.00



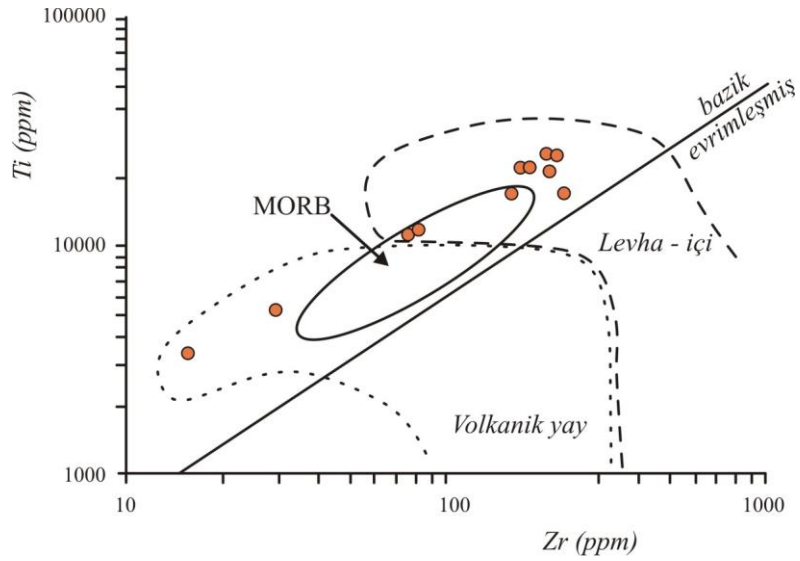
Şekil 4.93. Volkanik kayaçların sınıflandırılmasında kullanılan Nb/ Y - Zr/ Ti diyagramı (Pearce, 1996).



Şekil 4.94. Subalkali bazaltları toleyitik ve kalk-alkalin serilere ayırmada kullanılan Cr - V diyagramı (Miyashiro ve Shido, 1975).

4.4.4.2. Ovacık Kompleksi volkanik blokların tektonik ortamı

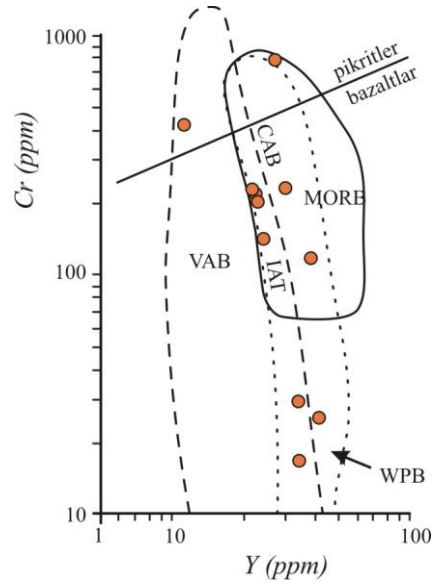
Bazaltik kayaçların gelişebilecekleri volkanik yay, MORB (okaynus ortası sırt bazaltı) ve levha içi ortamları birbirinden ayırmada kullanılan Zr - Ti diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) örneklerden 6 tanesi levha içi alanına düşmüştür (Şek. 4.95). 2 tanesi levha içi ve MORB ortak alanına, 2 tanesi de volkanik yay ortak alanına düşmüştür (Şek. 4.95).



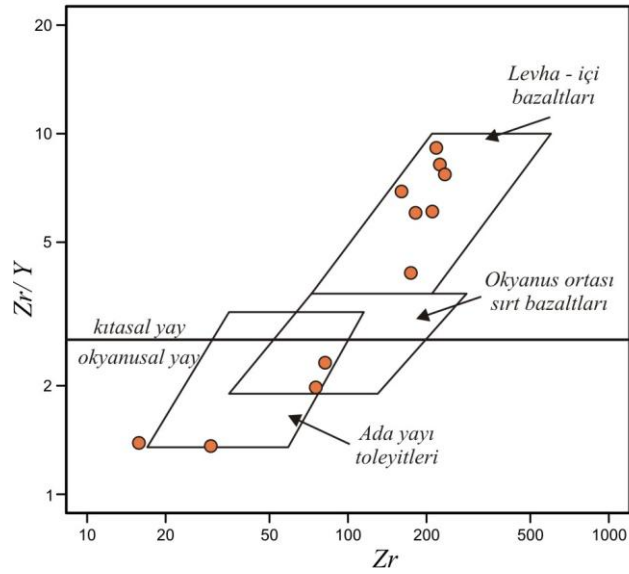
Şekil 4.95. Bazaltları tektonik ortamına göre sınıflandırmada kullanılan Zr – Ti diyagramı (Pearce ve Cann, 1973). Diyagramda volkanik yaya, MORB (okyanus ortası sırt bazaltı) ve levha içi bazaltlar ayırt edilir.

Vokanik yay bazaltlarını diğer bazalt türlerinden ayırmada, daha düşük konsantrasyonlarda bulunduğu için Cr elementi kullanılır (Pearce, 1982). Y elementi de diğer bazalt tipleri ile karşılaştırıldığında ada yayı bazaltlarında tüketilir. Böylelikle Y-Cr elementlerinin birlikte kullanıldığı diyagramda volkanik yay ve diğer tektonik ortam bazaltları birbirinden ayrılır (Pearce, 1982). Bu diyagramda 1 örnek volkanik yay bazaltı (VAB) alanında; 2 örnek volkanik yay bazaltı ve levha içi bazaltı (WPB) ortak alanında; 7 örnek okyanus ortası sırt – volkanik yay – levha içi bazaltı ortak alanında yer almaktadır (Şek. 4.96).

Levha içi bazaltların, okyanus ortası sırt bazaltları ve ada yayı toleyitlerinden ayırmada kullanılan Zr – Zr/ Y diyagramında (Pearce ve Norry, 1979) örneklerden 7 tanesi levha içi bazalt alanında, 1 tanesi ada yayı toleyitleri, 2 tanesi de MORB-IAT ortak alanına düşmüştür (Şek. 4.97).



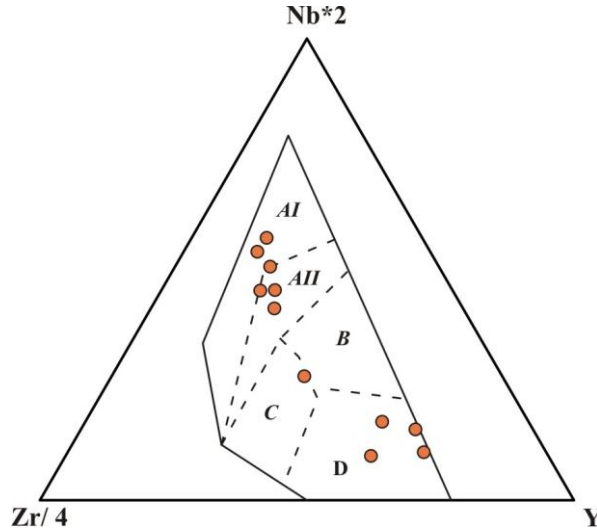
Şekil 4.96. Y-Cr diyagramı (Pearce, 1982). Diyagramda VAB, volkanik yay bazaltlarını; WPB, levha içi bazaltlarını; MORB, okyanus ortası sırt bazaltlarını; IAT, ada yayı toleyitlerini; CAB, kalk-alkali bazaltlarını temsil etmektedir.



Şekil 4.97. Bazaltların tektonik ortamının saptanmasında kullanılan Zr - Zr/ Y diyagramı (Pearce ve Norry, 1979). Diyagramda ada yayı toleyitleri, okyanus ortası sırt ve levha içi bazaltları ayırt edilir.

Meschede (1986), duraysız Nb elementinin N-tip MORB ve E-tip MORB olmak üzere farklı tür okyanus tabanı bazaltlarını ayırmada kullanılabileceğini ileri sürmüştür. N-tip okyanus tabanı bazaltları uyumsuz elementlerce tüketilirken, E-tip okyanus tabanı

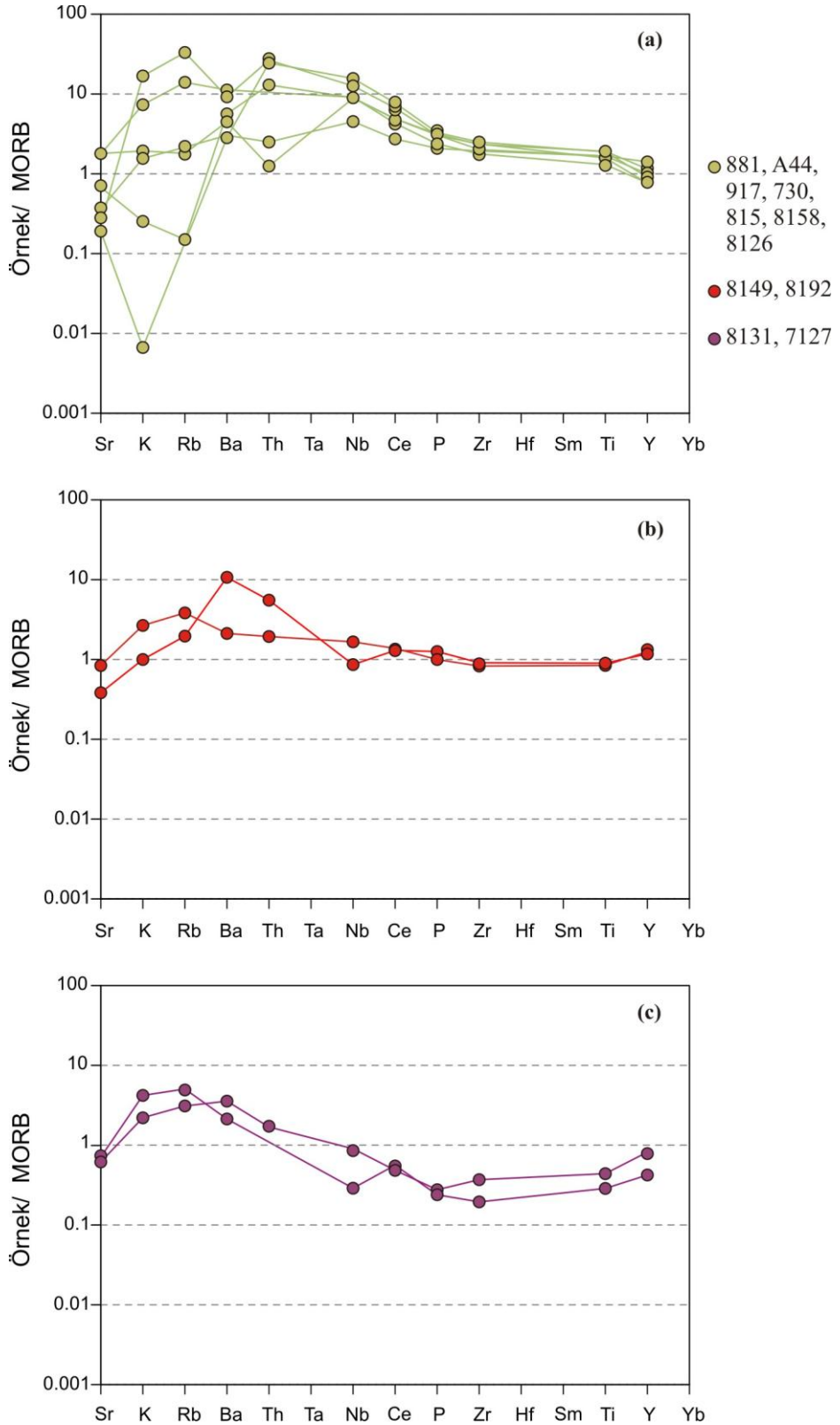
bazaltları uyumsuz elementler bakımından zenginleşir. Yukarıdaki diyagramlarda MORB alanına düşen örneklerden 4 tanesi, Zr/4 – Nb*2 – Y üçgen diyagramında (Şek. 4.98) N-tip MORB ve volkanik yay bazaltları (D) alanında sınıflanmaktadır. Örneklerden 1 tanesi levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltları; 4 tanesi levha içi alkali bazaltları ve levha içi toleyitleri; 3 tanesi de levha içi alkali bazaltları alanına düşmüştür.



Şekil 4.98. Bazaltları tektonik ortamlarına ayırmada kullanılan Zr/ 4 – Nb*2 – Y diyagramı (Meschede, 1986). Diyagramda AI alanı, levha içi alkali bazaltlarını; AII alanı, levha içi alkali bazaltlarını ve levha içi toleyitlerini; B alanı, E-tip MORB (okyanus ortası sırt bazaltı); C alanı, levha içi toleyitleri ile volkanik yay bazaltlarını; D alanı, N-tip MORB ve volkanik yay bazaltlarını temsil etmektedir.

Volkanik örneklere ait iz elementler, Pearce (1983)'e göre normalize edilmiş örümcek diyagram üzerinde değerlendirilmiştir (Şek. 4.99). Diyagram üzerinde benzer desenlere sahip olan örnekler aynı renk sembollerle gösterilmiştir. MORB'un temsil edildiği $y=1$ çizgisinin üzerinde yer alan örnekler (881, A44, 917, 730, 815, 8192, 8158) Sr, K, Rb ve Ba elementleri bakımından birbirlerine göre farklılık gösterse de Th-Y element aralığında aynı desene sahiptir. Sr, K, Rb ve Ba elementlerindeki farklılıklar bu elementlerin duraysız olmaları ile açıklanır. Th-Y arasındaki elementlerin, MORB'a göre fakirleşmiş olmaları levha içi bazaltların tipik özelliğidir (Şek. 4.99a).

Yitim zonu üstü tektonik ortamlarda gelişen bazaltların tipik özelliklerinden biri olan Nb elementine göre Ce fakirleşmesi iki örnekte (8149 ve 7127) gözlenmektedir (Şek. 4.99b ve c). İki örneğin (8149 ve 8192), uyumsuz elementlerinin (Th-Y arası) MORB'u



Şekil 4.99. Pearce (1983)'ten alınan MORB normalizasyon değerlerine göre volkanik blok örneklerinin iz element değerleri kullanılarak hazırlanan örümcek diyagramları. MORB'un kimyası diyagramda $y=1$ çizgisi ile temsil edilmektedir. a. MORB'a göre Th-Y arasındaki elementlerde gözlenen zenginleşme, bu örneklerin levha içi ortama ait olmaları ile açıklanır. b. MORB ve volkanik yay örnekleri. c. Boninit örnekleri.

temsil eden $y=1$ çizgisine paralel olduğu gözlenir.

Yitimin ilk aşamalarında, yay önü ortamlarda geliştiği bilinen boninitler yüksek MgO (%8-15), Cr (200-1800 ppm), Ni (70-450 ppm) ve düşük TiO_2 (<0.5) içerikleriyle ayırtlanırlar (Crawford ve diğ., 1985; Crawford, 1989; Sobolev ve Danyushevsky, 1986; 1994). MORB'a göre normalize edilmiş diyagramlarda Sr, K, Rb ve Ba gibi duraysız elementlerde zenginleşme ve uyumsuz elementlerde fakirleşme sergilerler (Crawford ve diğ., 1985; Sobolev ve Danyushevsky, 1986; 1994). Şekil 4.99c'de verilen örümcek diyagramda iki örneğin (8131, 7127), MORB bileşimine göre LIL elementlerinde zenginleşme, uyumsuz elementler bakımından fakirleşme gözlenir. Bu örneklerin MgO değerleri 7.27-8.35; Cr, 232-424 ppm; Ni, 104-121 ppm arasındadır. Bu özellikleri dikkate alındığında, bu iki örneğin boninitik lavlar olduğu anlaşılmaktadır.

4.5. SARIKAYA METAGRANİTİ ZİRKON YAŞ ANALİZİ

U-Th-Pb yaş analizi metodu, U ve Th'nin radyoaktif bozunma neticesinde duraylı Pb izotoplarına dönüşmesi esasına dayanmaktadır. Doğada U'nun ^{238}U , ^{235}U ve ^{234}U ve Th'nin ^{232}Th radyojenik izotopları vardır. Pb'nin ise ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb radyojenik izotopları ile ^{204}Pb radyojenik olmayan izotopları gözlenir. Örneğin ^{238}U radyoaktif bozunma ile ^{206}Pb izotopuna; ^{235}U , ^{207}Pb izotopuna ve ^{232}Th , ^{208}Pb izotopuna bozunur. ^{204}Pb , radyojenik olmayan bir izotoptur ve kayalarda olağan olarak bulunur.

U, Th ve Pb konsantrasyonları Yer mantosunda çok düşüktür. Mantonun kısmi ergimesi neticesinde U, Th ve Pb sıvı faza geçerler (Dickin, 2005). Böylelikle mantoya kıyasla kabukta bu elementler bakımından bir zenginleşme söz konusu olur (Dickin, 2005). Bilinen kayaç yapıcı minerallerde bu elementlerin konsantrasyonları çok düşüktür. Ancak zirkon, monazit ve allanit gibi aksesuar minerallerde bu elementler yüksek miktardadır. Hem magmatik hem de metamorfik kayalarda bol miktarda bulunan bir aksesuar mineral olduğu için Zirkon yaş analizlerinde en çok kullanılan mineraldir. U ve Th elementleri Zirkon'un kristalizasyonu sırasında mineral yapısına katılırlar. Bu esnada Pb yapıya katılmaz (Dickin, 2005). Zirkon mineralinin kristalizasyonu tamamlandıktan sonra U ve Th'nin radyoaktif bozunması ile ürün olarak Pb oluşmaya

başlar. Zirkon içindeki U, Th ve Pb konsantrasyonlarının ölçülmesi ve Pb izotop kimyasının belirlenmesi ile Zirkon'un yaşı aşağıda verilen denklemlerle hesap edilmektedir.

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = e^{\lambda_{238}t} - 1 \qquad ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

Sarıkaya Metagraniti'nin kristalizasyon yaşının belirlenmesi amacıyla 2292 numaralı metagranit örneğinden İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Ağır Mineral Ayırma Laboratuvarı'nda zirkonlar ayıklanmış ve Edinburgh Üniversitesi'nde SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) tekniği ile iyon prob analizi yapılmıştır. Analiz yöntemlerine ilişkin ayrıntılar "3.MALZEME VE YÖNTEM" bölümünde verilmiştir. Metagranit örneklerinden ayıklanan 6 adet zirkona ait analiz sonuçları Tablo 4.16'da verilmektedir.

Analiz için seçilen zirkonların binoküler mikroskop altında görünüşleri saydam pembedir (Şek. 4.100a, b). Öz şekilli, uzun prizmatik kristallerdir. Boyutları 100 – 300 µm arasında değişmektedir. Katodoluminesans (CL) görüntülerinde seçilen zirkonların zonlu bir yapı sergilediği gözlenir (Şek. 4.101). Bu özellikleri ile tipik magmatik zirkon morfolojisi sergilerler.

Alterasyon ve taşınma sırasında olduğu kadar metamorfizma ve anateksi sırasında da oldukça dayanımlı olan zirkon minerali magmatik, metamorfik ve sedimenter kayalarda gözlenen aksesuar bir mineraldir. Metamorfik zirkonları, magmatik zirkonlardan ayırmada, zirkonların yararlanılan kimyasal özelliklerinden birisi Th/ U oranıdır (Heaman ve diğ., 1990). Bu oran genellikle magmatik zirkonlarda >1'dir (Ahrens ve diğ., 1967). Analiz sonuçlarının verildiği Tablo 4.16 incelendiğinde, Th/ U değerlerinin 0.581-0.226 arasında olduğu görülür. 2292ec numaralı zirkon kristalinden 574.2 My yaşı elde edilmiştir. Bu yaş, granitin ergidiği kaynak alana ait zirkon çekirdek yaşıdır. Diğer zirkonlar, konkordiya $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ yaşı vermiştir (Şek. 4.102). Belirlenen 445.8 ± 8.0 My yaşı, Sarıkaya Metagraniti'nin kristalizasyon yaşını temsil eder.

Tablo 4.16. Sarıkaya Metagraniti'nden 2292 numaralı örnekten seçilen 8 adet zirkona ait SIMS analiz sonuçları.

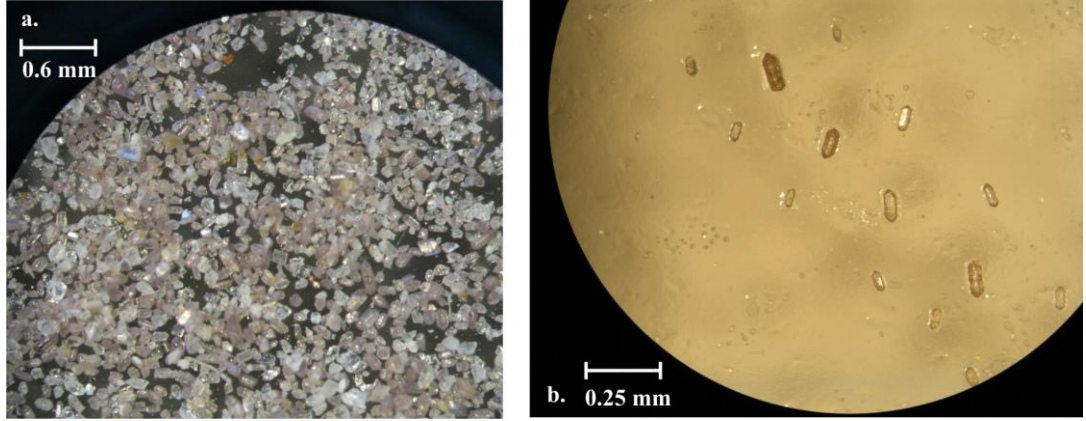
Örnek No	U ppm wt	Th ppm wt	Pb ppm wt	Th/U atomik	Genel 204Pb ppb wt	f206 (%)	Düzeltilen 207/206
2292a	301.7	170.8	23.5	0.581	1.1	0.10	0.0563
2292b	531.9	207.2	37.6	0.400	2.2	0.13	0.0553
2292c	125.8	71.2	9.6	0.581	2.7	0.65	0.0555
2292d	143.8	66.3	10.9	0.473	0.0	0.00	0.0571
2292i	108.4	49.1	8.2	0.464	0.5	0.14	0.0552
2292ec	260.8	57.4	23.8	0.226	0.4	0.04	0.0599

Örnek No	206/238	207/235	207/206	% Konkordans	Tahmini 208/206	HfO2 wt%	U ppm wt
2292a	452.9	454.5	462.0	-2.0	0.991	1.06	301.7
2292b	431.3	430.0	422.0	2.2	1.026	1.25	531.9
2292c	444.9	442.9	432.0	3.0	0.983	1.09	125.8
2292d	451.7	459.3	497.0	-9.1	0.998	1.19	143.8
2292i	454.0	448.8	421.0	7.8	1.004	1.08	108.4
2292ec	574.2	579.1	598.0	-4.0	1.004	1.36	260.8

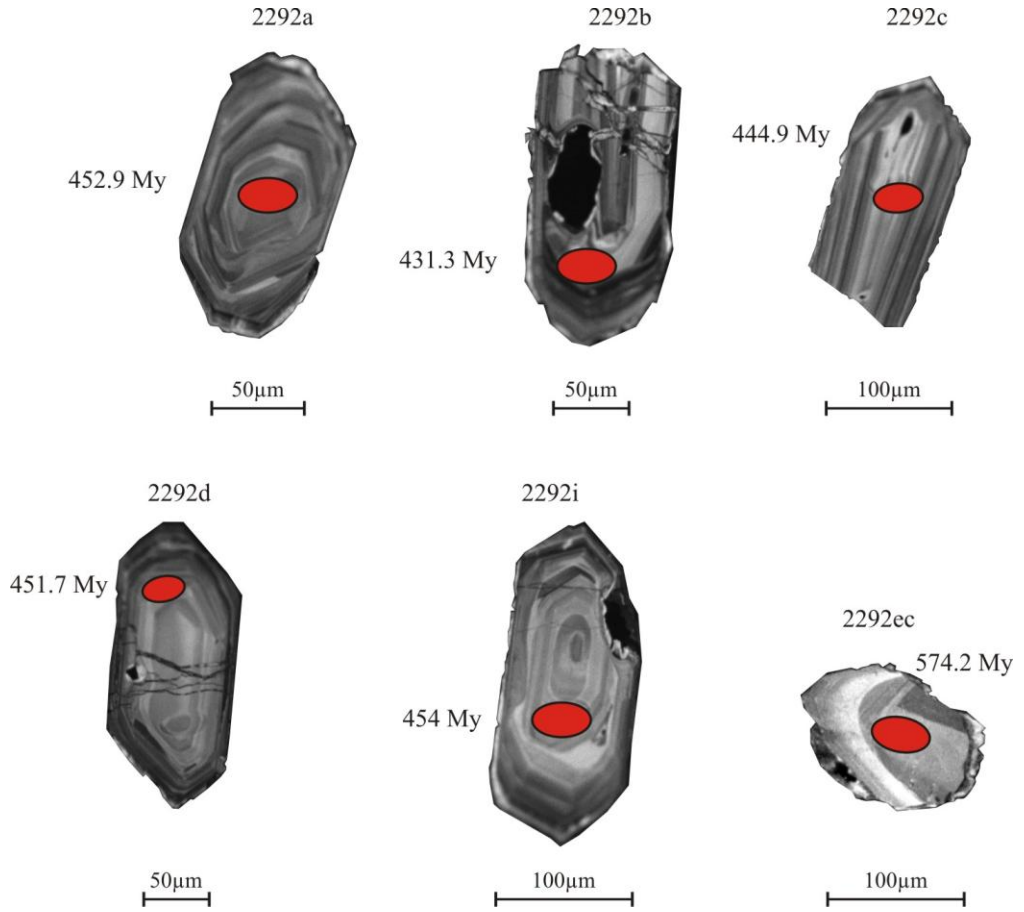
Örnek No	Pb ppm wt	Th/U atomic	Genel 204Pb ppb wt	f206 (%)	Düzeltilen 207/206	Düzeltilen 1sigma	Düzeltilen 208/206
2292a	23.5	0.581	1.1	0.10	0.0563	0.0005	0.1793
2292b	37.6	0.400	2.2	0.13	0.0553	0.0003	0.1278
2292c	9.6	0.581	2.7	0.65	0.0555	0.0008	0.1779
2292d	10.9	0.473	0.0	0.00	0.0571	0.0008	0.1471
2292i	8.2	0.464	0.5	0.14	0.0552	0.0010	0.1450
2292ec	23.8	0.226	0.4	0.04	0.0599	0.0004	0.0701

Örnek No	207/235	1sigma	206/238	1sigma	standart hataları	206/238	1sigma
2292a	0.5646	0.0082	0.0728	0.0009	0.8282	452.9	5.2
2292b	0.5272	0.0070	0.0692	0.0008	0.9053	431.3	5.0
2292c	0.5468	0.0107	0.0714	0.0009	0.6200	444.9	5.2
2292d	0.5720	0.0104	0.0726	0.0009	0.6714	451.7	5.3
2292i	0.5557	0.0120	0.0730	0.0010	0.6062	454.0	5.8
2292ec	0.7688	0.0112	0.0932	0.0012	0.8673	574.2	6.9

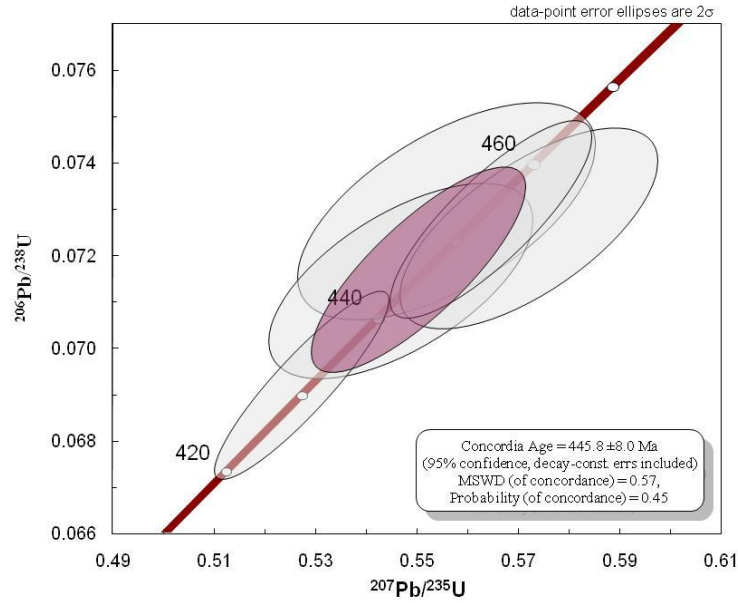
Örnek No	Düzeltilen 208/206	Th ppm wt	1sigma	207/235	1sigma	207/206	1sigma
2292a	0.1793	170.8	0.0010	454.5	5.3	462.0	18
2292b	0.1278	207.2	0.0014	430.0	4.7	422.0	13
2292c	0.1779	71.2	0.0017	442.9	7.0	432.0	34
2292d	0.1471	66.3	0.0024	459.3	6.7	497.0	29
2292i	0.1450	49.1	0.0009	448.8	7.8	421.0	38
2292ec	0.0701	57.4	0.0028	579.1	6.4	598.0	15



Şekil 4.100. Binoküler mikroskop altında ayıklanan zirkonların genel görünüşleri.



Şekil 4.101. Sarıkaya Metagraniti'ne ait analizi yapılan zirkonlardan 6 zirkon kristalinin katoduluminisans görüntüsü. Kırmızı elipsler, prob yapılan analiz alanlarını temsil etmektedir.



Şekil 4.102. Sarıkaya Metagraniti'ndeki zirkonların U-Pb konkordiya diyagramı.

4.6. YAPISAL JEOLojİ

Bu bölümde inceleme alanındaki birimlerde gelişen makro ve mikro yapılar anlatılacaktır. Makro yapılar arazi çalışmaları sırasında gözlenen foliasyon, lineasyon, kıvrım ve fay türü yapılarıdır. Mikro yapılar ise ince kesitlerin polarizan mikroskobu altında incelenmesi neticesinde ortaya konulan S-C yapısı ve σ -tip makaslama yönü belirteçleri ile post tektonik porfiroblastlar ve kalık, kıvrımlı yapılarıdır. Aşağıda, inceleme alanındaki birimlerde gözlenen makro yapılar tanıtıldıktan sonra “Yapısal Petroloji” başlığı altında mikro yapıların özellikleri verilmiştir.

4.6.1. Düzlemsel Yapılar

İnceleme alanındaki tüm metamorfik birimler hem foliasyonun hem de lineasyonun geliştiği L-S tipi tektonitlerdir (Barker, 1990). Tüm birimlerde hakim olan foliasyonların doğrultusu KKB-GGD ve eğimi GB dır. Ancak bununla birlikte KKD-GGB doğrultu ve GD eğimlere sahip foliasyonlar da ölçülmüştür.

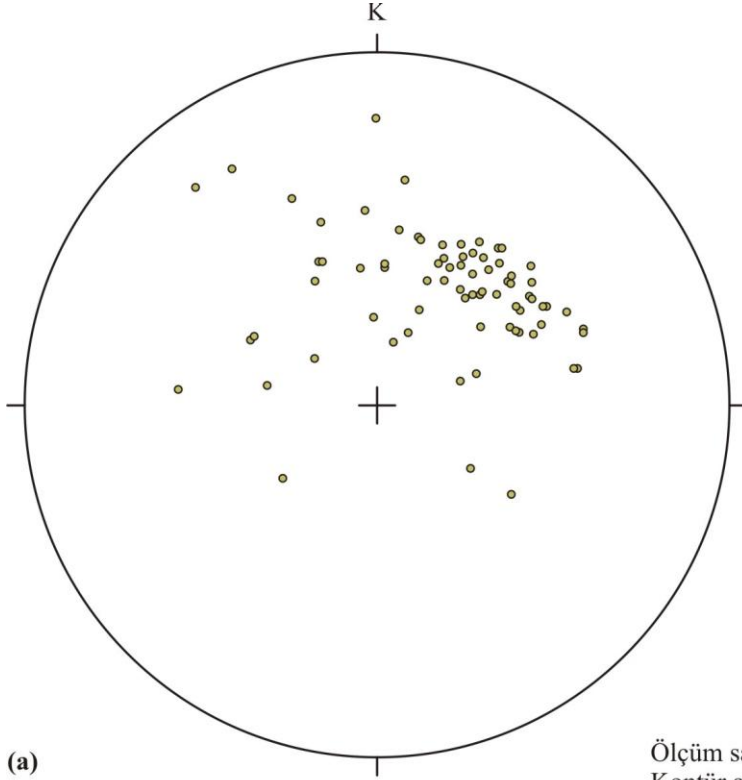
Beyce Şistleri'nden ölçülen 87 adet foliasyon ölçüsü stereografik yöntemlerle Schmidt ağı alt yarımküresi üzerinde nokta ve kontur diyagramlarıyla gösterilmiştir (Şek. 4.103). Kontur diyagramı üzerinde bir kıvrım kuşağı simetrisi gözlenmektedir. Kıvrım ekseninin konumu β , 184, 28 olarak elde edilmiştir. Bu birimde hakim olan kıvrım ekseninin gidiş ve dalımdır.

Sarıkaya Metagraniti'nden ölçülen 34 foliasyon ölçüsü Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde aksiyal doku simetrisi sunmaktadır (Şek. 4.104). Diyagram üzerinde elde edilen ortalama foliasyonunun konumu 220, 38'dir.

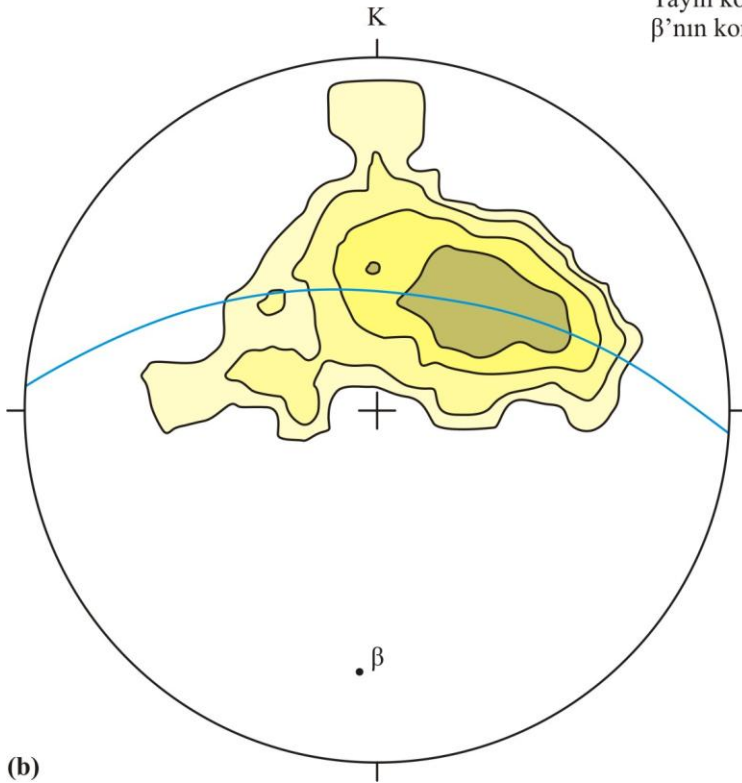
Kocasu Formasyonu'na ait şist ve şistlerle ara katkılı olarak bulunan metabazit ve metariyolitlerin foliasyonlarının doğrultu ve eğimleri arazi gözlemleri sırasında birbiriyle uyumlu olarak gözlenmiştir. İnönü Mermeri'ndeki foliasyonlar genellikle kaba yapraklanmalı bir görünüm sergiler. Bu yapraklanmaların doğrultusu ve eğimi mermerlerde gözlenen bantlaşmalara ve çört, şeyl ara katkılarına paraleldir. Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu uyumlu bir istif olduğu için bu üç birime ait stereografik analizler birlikte ele alınmıştır. Kocasu Formasyonu'na ait 399, İnönü Mermeri'ne ait 349 ve Devlez Formasyonu'na ait 9 adet foliasyon ölçüsü Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde nokta ve kontur diyagramlar üzerinde gösterilmiştir (Şek. 4.105). Kontur diyagramında iki farklı kıvrım kuşağının varlığı gözlenmektedir. Bu kıvrım kuşaklarına ait nokta maksimumlarından geçen yay ve bu yayların polleri diyagram üzerinde gösterilmiştir. β_1 kıvrım ekseninin konumu 205, 32 ve β_2 kıvrım ekseninin konumu 130, 8'dir.

Ovacık Kompleksi'ndeki blokları sarmalayan matriksten 55 adet foliasyon Schmidt ağı alt yarımküresi üzerinde bir kıvrım kuşağı simetrisi göstermektedir (Şek.4.106) Kıvrım eksenini temsil eden yayın konumu 321, 68 ve β kıvrım ekseninin konumu 231, 22'dir.

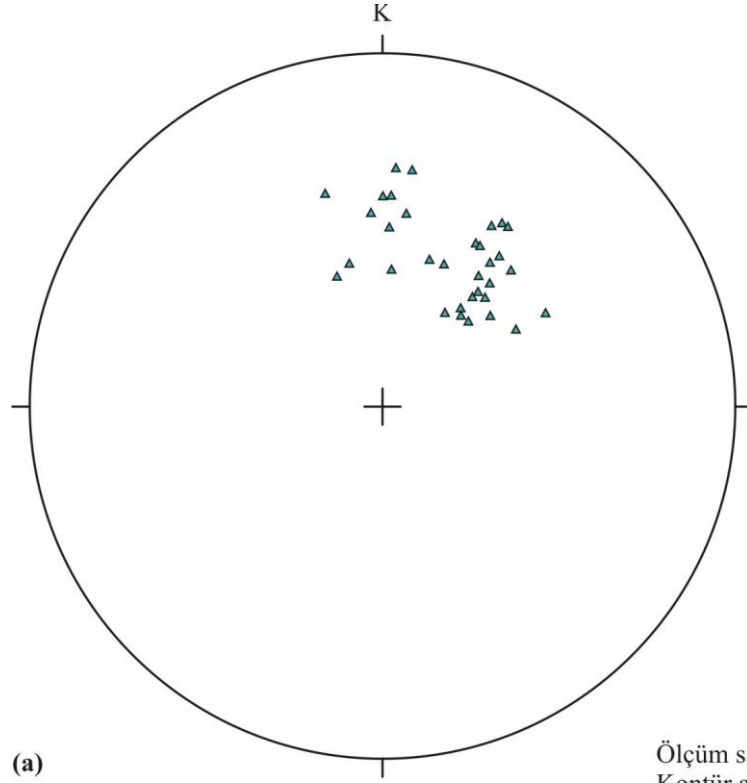
Özetle, Beyce Şistleri'nde tek bir kıvrım eksenine, Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri'nde iki kıvrım eksenine belirlenmiştir. Ovacık Kompleksi'nden ölçülen foliasyonların stereografik projeksiyon yöntemi ile değerlendirilmeleri neticesinde, Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri'ndekine benzer kıvrım eksenine sahip olduğu gözlenmiştir.



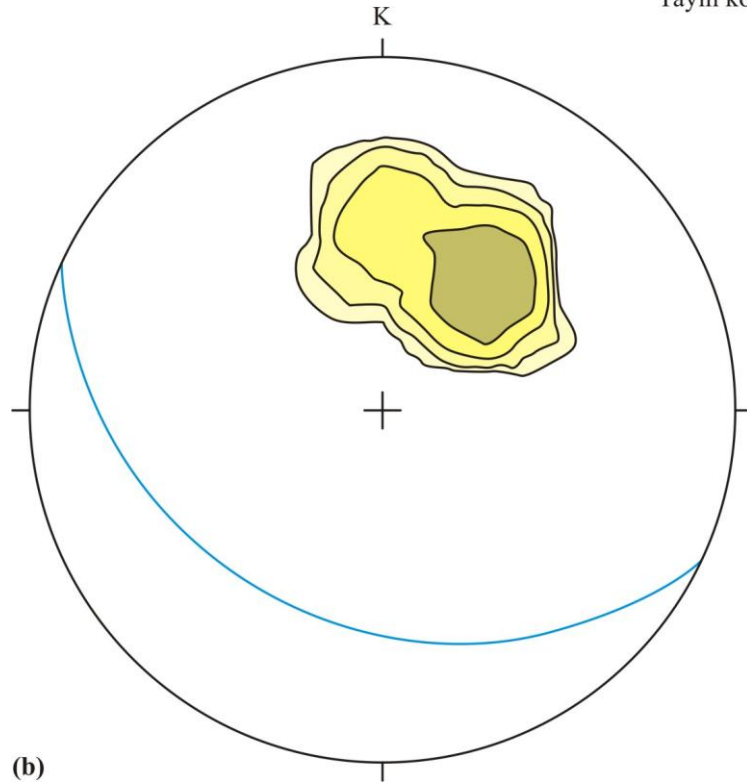
Ölçüm sayısı = 87
 Kontür aralıkları:
 %2, %4, %8, %16,
 maksimum %28.79
 Yayın konumu: 274, 62
 β 'nin konumu: 184, 28



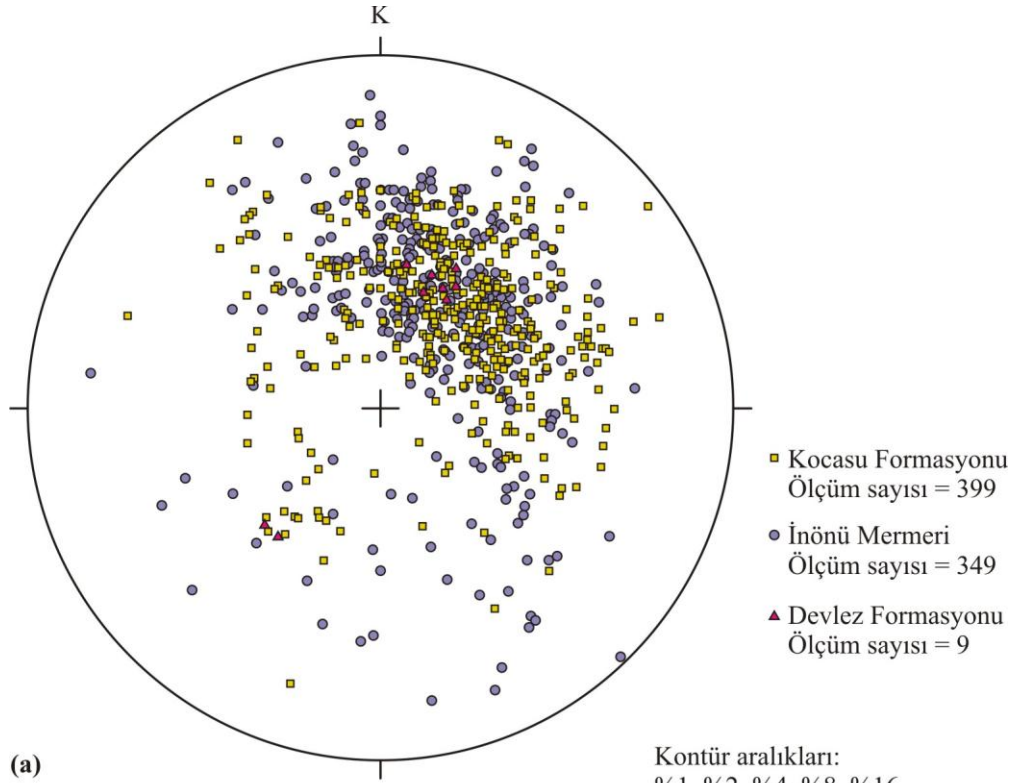
Şekil 4.103. Beyce Şistleri'nden ölçülen 87 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.



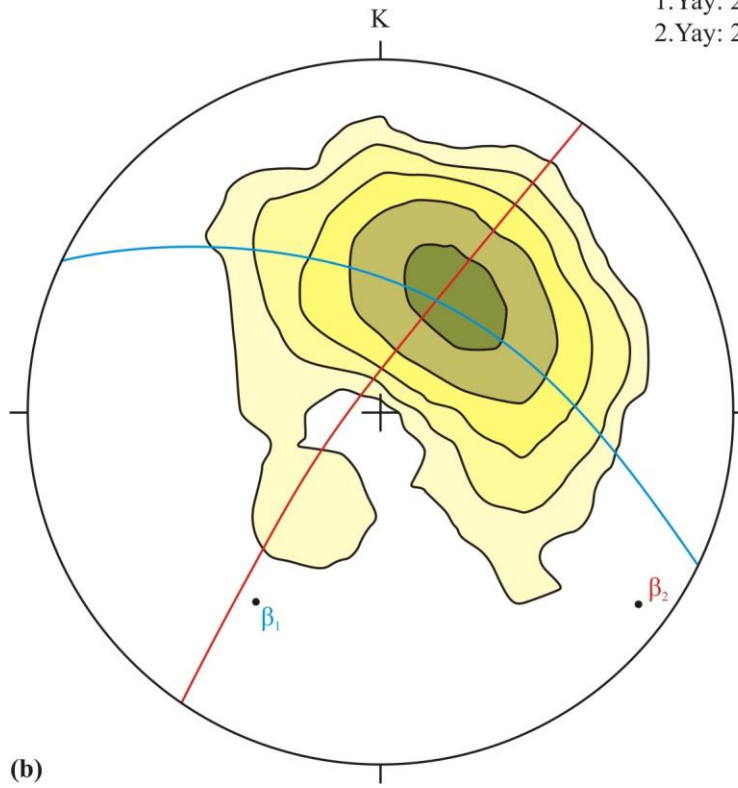
Ölçüm sayısı = 34
 Kontür aralıkları:
 %3, %6, %12, %24
 maksimum %44.12
 Yayın konumu: 130, 52



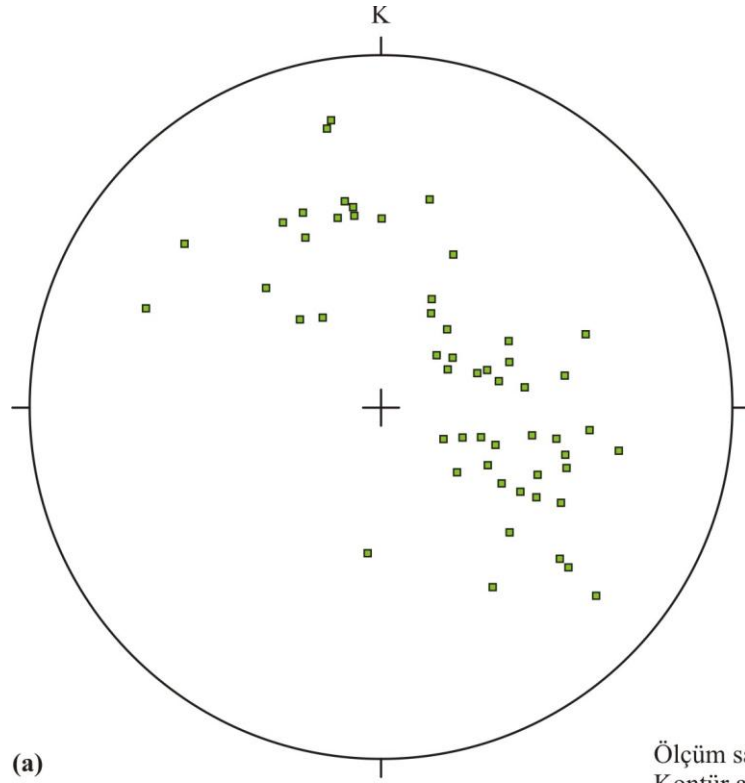
Şekil 4.104. Sarıkaya Metagraniti'nden ölçülen 34 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı. Ortalama foliasyonun konumu 220, 38'dir.



Kontür aralıkları:
%1, %2, %4, %8, %16
maksimum %20.86
Yayların konumu:
1.Yay: 295, 58; β_1 : 205, 32
2.Yay: 214, 82; β_2 : 130, 8

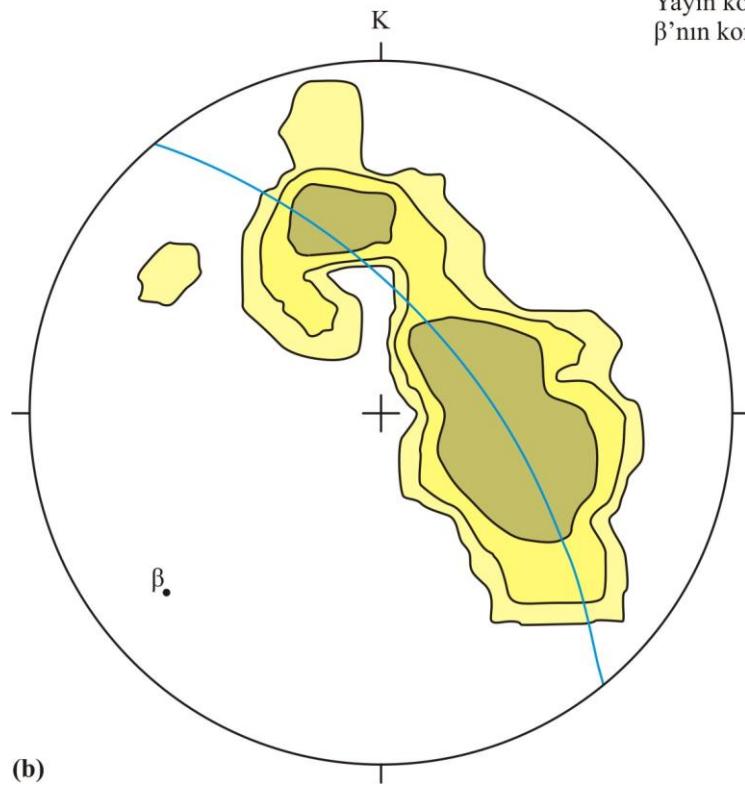


Şekil 4.105. Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu'ndan ölçülen toplam 757 adet foliasyon ölçüsünün birlikte gösterildiği nokta (a) ve kontur diyagramı.



(a)

Ölçüm sayısı = 55
 Kontür aralıkları:
 %2, %4, %8,
 maksimum %16.36
 Yayın konumu: 321, 68
 β 'nin konumu: 231, 22



(b)

Şekil 4.106. Ovacık Kompleksi'nin matriksinden ölçülen 55 adet foliasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontür diyagramı.

4.6.2. Çizgisel Yapılar

İnceleme alanındaki metamorfik kayaların foliasyon düzlemleri üzerinde gözlenen lineasyonlar, mineral uzama lineasyonlarıdır. Mineral uzama lineasyonları şistlerde mika ve kuvars, metabazitlerde amfibol mineralleri ile temsil edilir. Lineasyonlar, özellikle İnönü Mermeri'ne ait foliasyon düzlemleri üzerinde çok belirginlerdir (Şek. 4.107). Beyce Şistleri'nden ölçülen 18 lineasyon ölçüsünün Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde değerlendirilmesi neticesinde, 3 farklı lineasyon yönelimi sergilediği gözlenir (Şek. 4.108). Saptanan L_1 , L_2 ve L_3 lineasyonlarının gidiş ve dalımları sırasıyla 175, 35; 222, 31 ve 129, 18'dir.

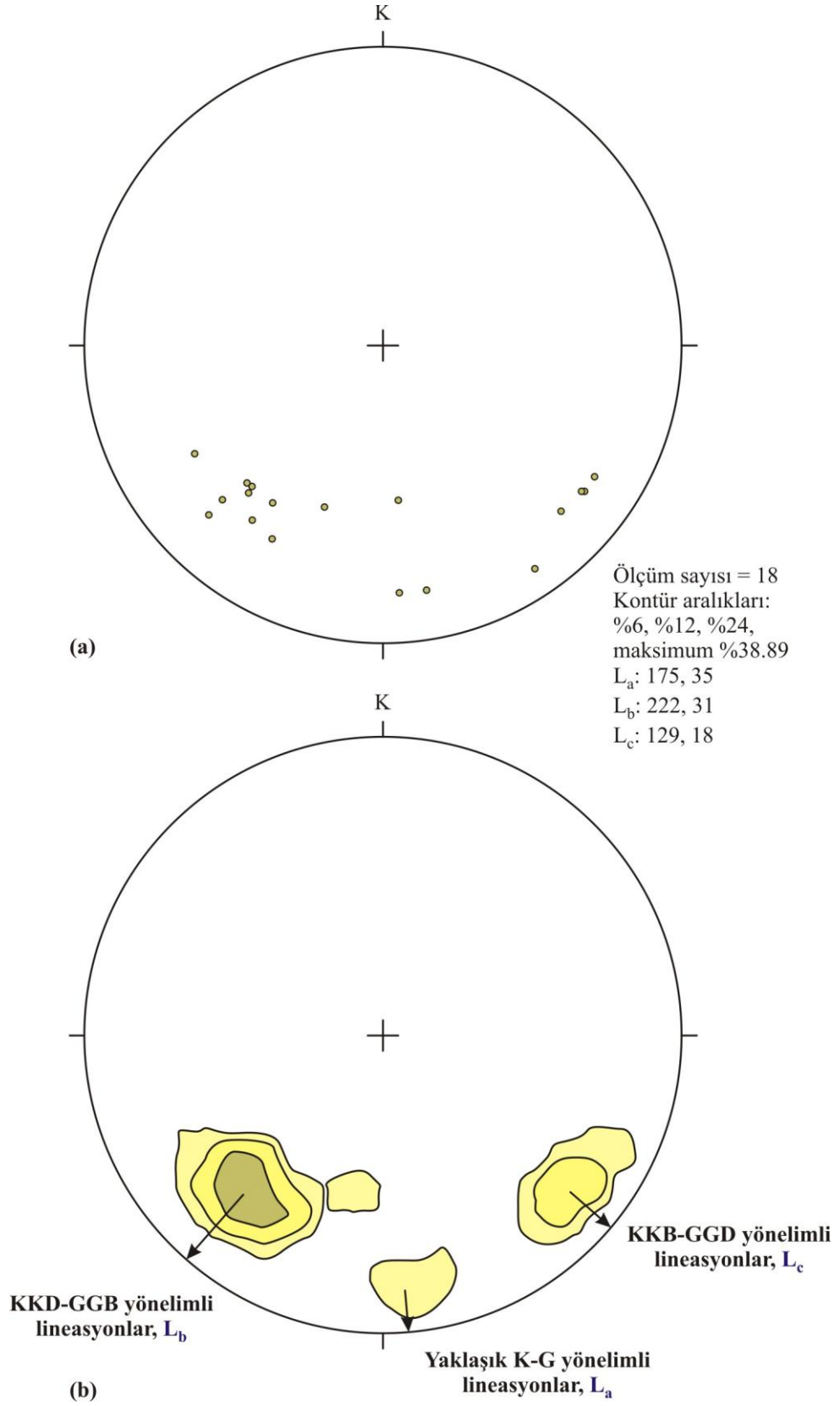
Sarıkaya Metagraniti'ne ait 16 lineasyon ölçüsü Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde 230, 30 ve 125, 27 olmak üzere iki farklı lineasyon gözlenir (Şek. 4.109).

Kocasu Formasyonu'ndan 62, İnönü Mermeri'nden 48 ve Devlez Formasyonu'ndan 5 adet lineasyon ölçüsü Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde, konumları farklı üç lineasyonun varlığını göstermiştir. Bunlar L_a , 171, 31; L_b , 237, 34 ve L_c , 120, 15'tir. (Şek. 4.110).

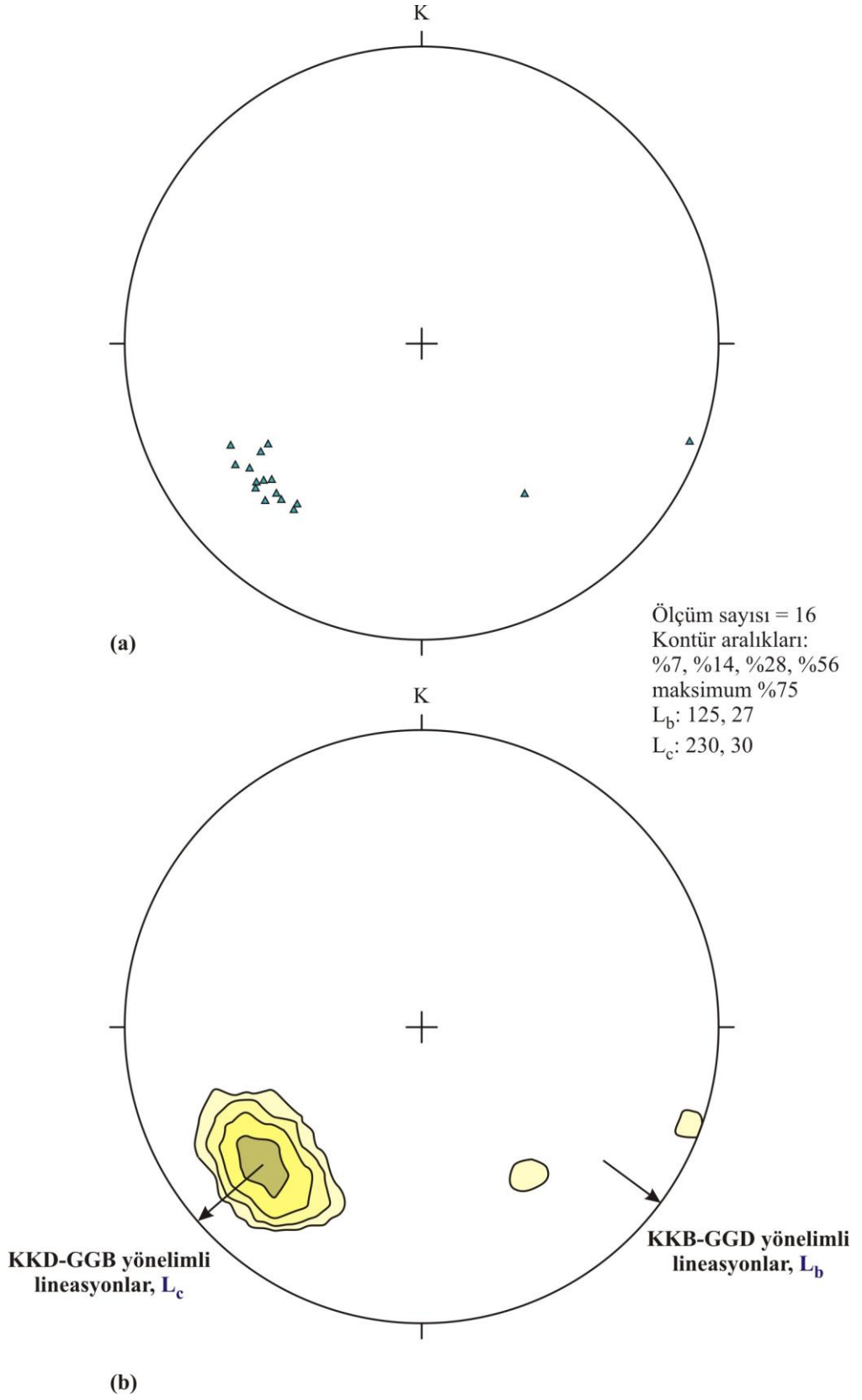
Ovacık Kompleksi'nde gözlenen lineasyonlar genellikle farklı gidiş ve dalımlara sahip buruşma klivajı lineasyonlarıdır. Ölçülen 16 lineasyonun Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde konumu 230, 21 olan bir lineasyonla temsil edildiği gözlenmiştir (Şek. 4.111).



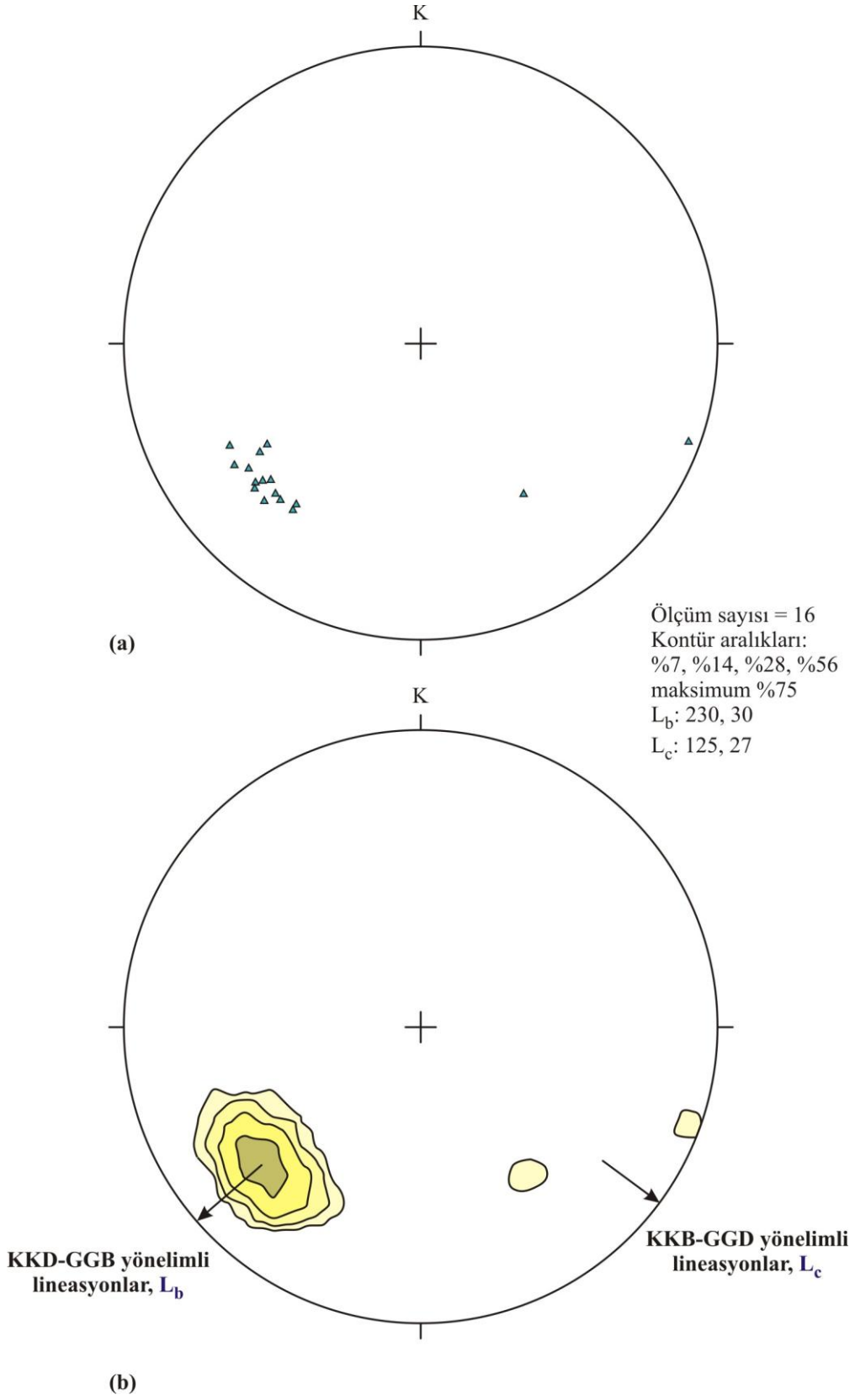
Şekil 4.107. a. İnönü Mermeri'ndeki lineasyonlardan genel görünüm. Foliasyon, 150, 53; lineasyon, 200, 34. GPS: 15943, 91029. b. İnönü Mermeri içinde ara seviyeler halinde gözlenen metasilttaşlarındaki lineasyonlardan genel görünüm. Foliasyon, 177, 40; lineasyon, 225, 25. GPS: 15033, 90595.



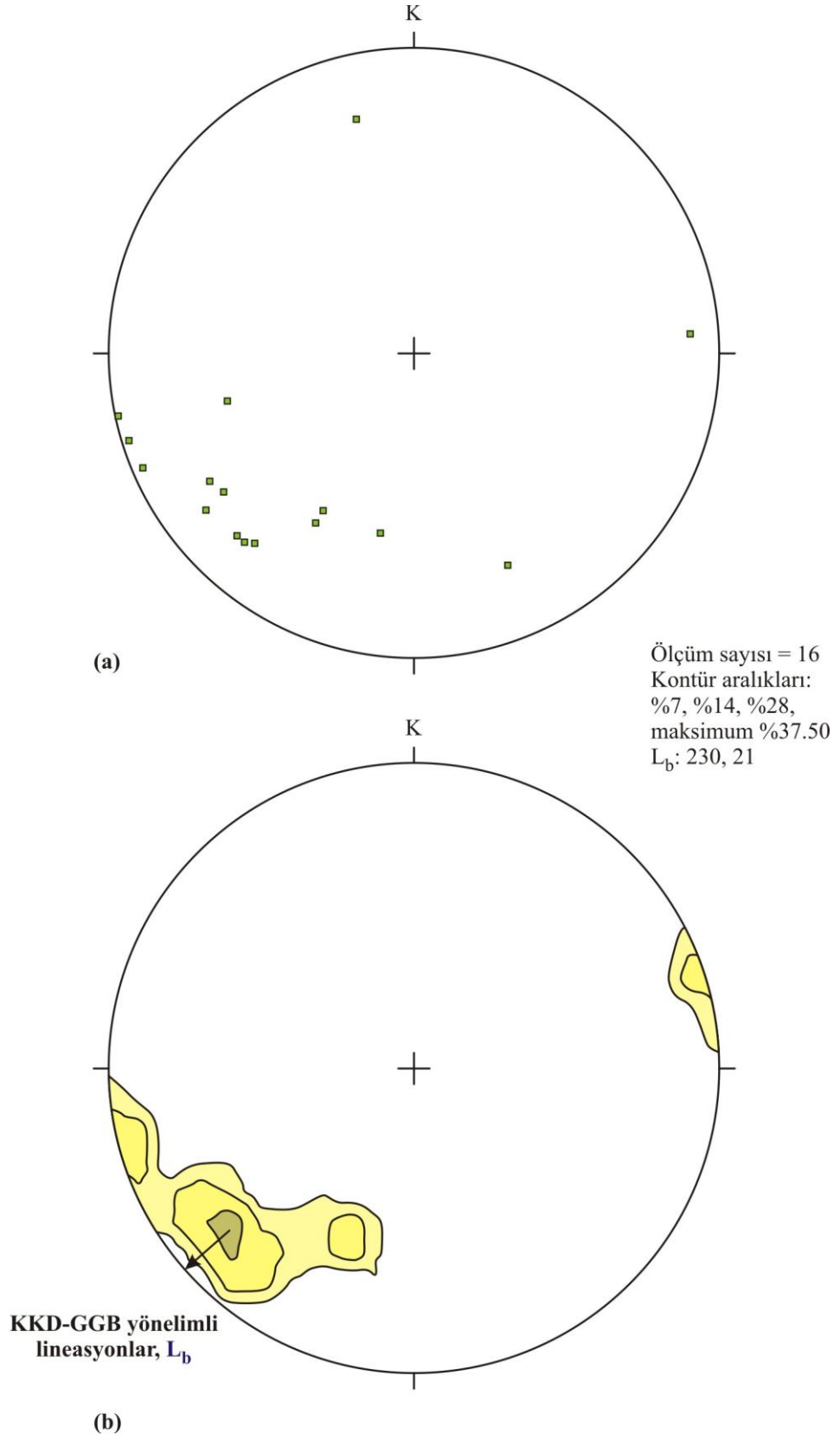
Şekil 4.108. Beyce Şistleri'nden ölçülen 18 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontür diyagramı.



Şekil 4.109. Sarıkaya Metagraniti'nden ölçülen 16 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.



Şekil 4.110. Kocasu Formasyonu ve İnönü Mermeri'nden ölçülen toplam 110 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.



Şekil 4.111. Ovacık Kompleksi'ne ait 16 lineasyon ölçüsünün nokta (a) ve kontur diyagramı.

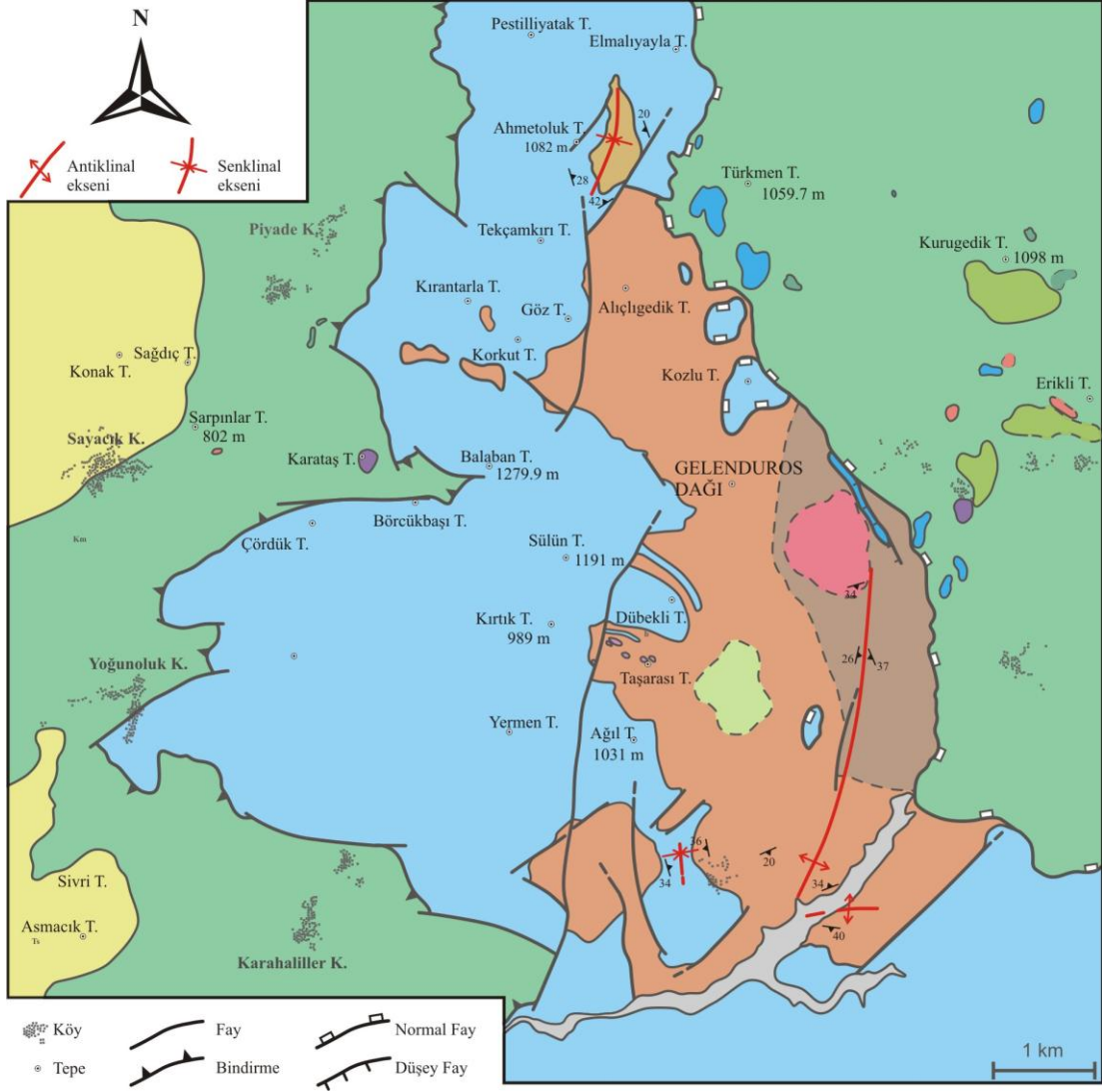
4.6.3. Kıvrımlar

İnceleme alanındaki birimlerden ölçülen foliasyon doğrultu ve eğimler, harita ölçeğinde 3 farklı kıvrım paterni sunar. KKD-GGB yönelimli bir antiklinal, Beyce Şistleri ile Kocasu Formasyonu içinde uzanır. Benzeri yönelime (KKD-GGB) sahip, bir senklinal, inceleme alanının kuzeyinde Zımbalı Tepe’de gözlenir (Şek. 4.112). Devlez Formasyonu, bu senklinalın çekirdeğinde yer alır. Diğer bir kıvrım ekseni çizgisi Beyce Köyü’nün batısında İnönü Mermeri içinde, hemen hemen K-G yönelimli olarak gözlenir ve bir senklinali temsil eder (Şek. 4.112). Beyce Köyü’nün kuzeydoğusunda ise D-B yönelimli bir kıvrım ekseni Kocasu Formasyonu şistleri içinde gözlenir ve bir antiklinali temsil eder (Şek. 4.112).

İnceleme alanındaki metamorfik birimlerin tümünde mostra ölçeğinde kıvrımlar gözlenmiştir. Beyce Şistleri’nde gözlenen kıvrımlar morfolojik özellikleri bakımından benzer kıvrımlardır. Kıvrımların tepe kısımları, kanatlardakinden daha kalındır. Kıvrım eksen düzlemleri, foliasyon düzlemlerine paraleldir (Şek. 4.113).

Kocasu Formasyonu’nun şistlerinde gözlenen izoklinal kıvrımların eksen düzlemleri ve eksen çizgileri stereografik yöntemlerle Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde gösterilmiştir (Şek. 4.114). Eksen düzlemlerinin temsil edildiği kontur diyagramda (Şek. 4.114b) kıvrımların KB’ya yatık olduğu gözlenmektedir. Kıvrım eksen çizgileri ise KKD-GGB gidişli ve GB dalımlıdır (Şek. 4.114c).

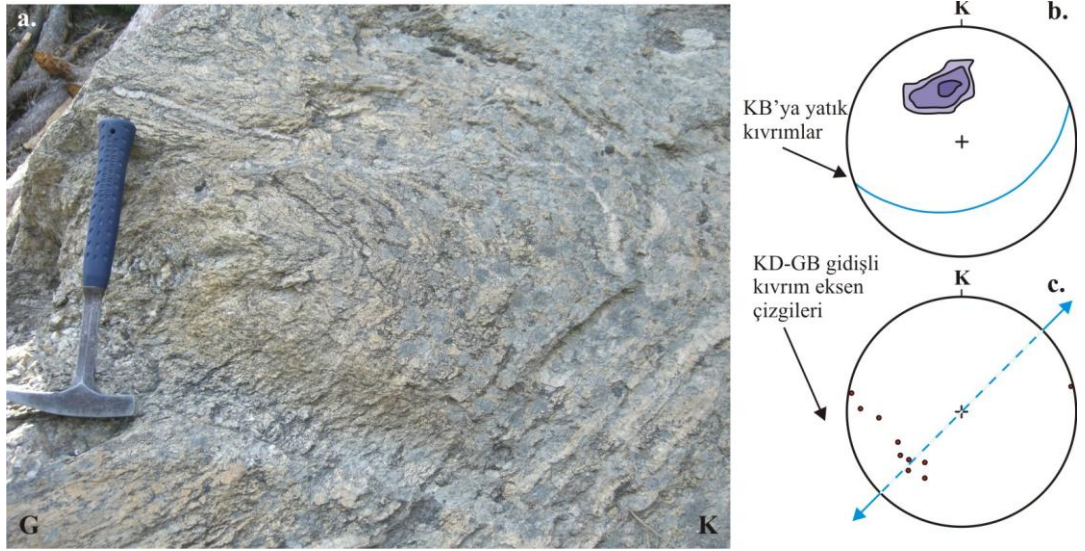
Beyce Köyü’nün kuzeyinde, ormanlık alan içindeki bir mostrada (Şek. 4.115) Kocasu Formasyonu’nun kuvarsca zengin şistlerinde kink kıvrımı gözlenmiştir. Kink kıvrımları, var olan foliasyon düzlemlerinin deformasyonu neticesinde gelişir (Davis ve Reynolds, 1996, sf.410). Kıvrım kanatlarından birinin diğerine göre daha kısa ve kıvrım tepelerinin keskin köşeli olması tipik özellikleridir. Z-şekilli kink kıvrımları, sağ yönlü (dextral) ve S-şekilli kink kıvrımları, sol yönlü (sinistral) makaslama hareketi ile gelişirler (Davis ve Reynolds, 1996, sf.410). İnceleme alanında gözlenen kink kıvrımı Z-şekillidir ve makaslama yönünün güneye doğru olduğuna işaret etmektedir (Şek. 4.115).



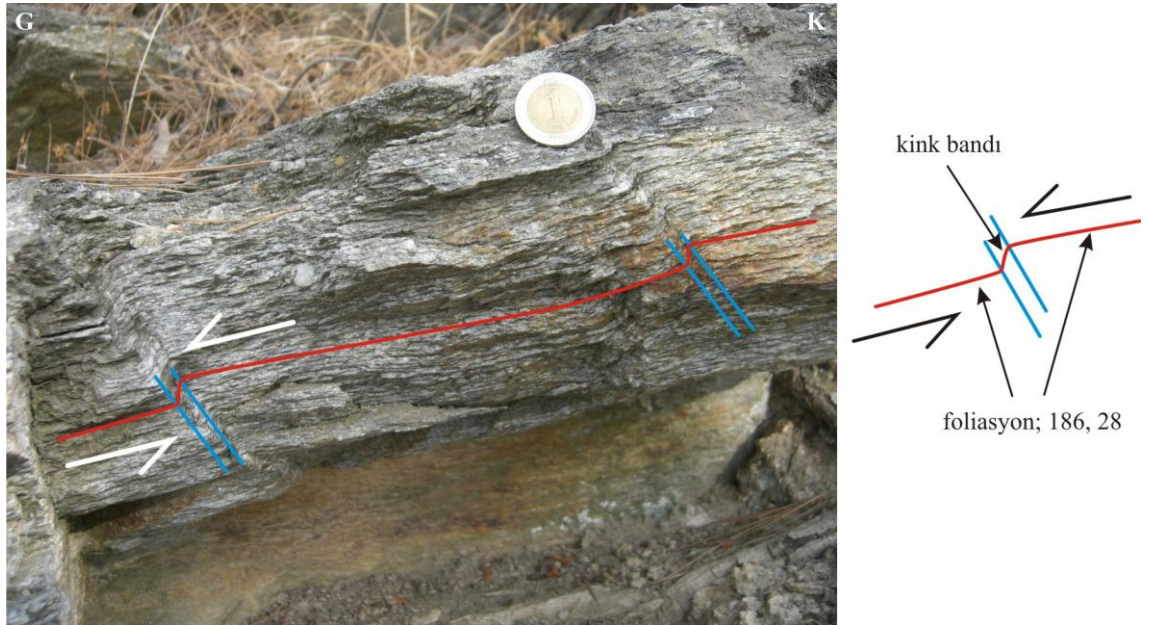
Şekil 4.112. İnceleme alanında harita ölçeğindeki kıvrım eksenlerini gösteren jeoloji haritası.



Şekil 4.113. Beyce Şistleri içinde benzer tip kıvrımlar. GPS: 23191, 91422.



Şekil 4.114.a. Kocasu Formasyonu'nun şistlerindeki kıvrımlardan genel görünüm. b. 10 adet kıvrım eksen düzlemi ölçüsünün kullanıldığı kontur diyagramı. c. 11 adet kıvrım eksen çizgisinin kullanıldığı nokta diyagramı. Schmidt ağı alt yarım küresi.



Şekil 4.115. Kocasu Formasyonu şistlerinde gözlenen Z-şekilli kink kıvrımı. Foliasyonun doğrultu ve eğimi 186, 28'dir. GPS: 21 104, 90 394.

Aynı lokasyonun yaklaşık 90 m kuzeydoğusunda şistler içinde kıvrımlanmış bir kuvars damarı gözlenmiştir (Şek. 4.116) Gözlenen kıvrım izoklinal bir kıvrımdır. Kıvrımın

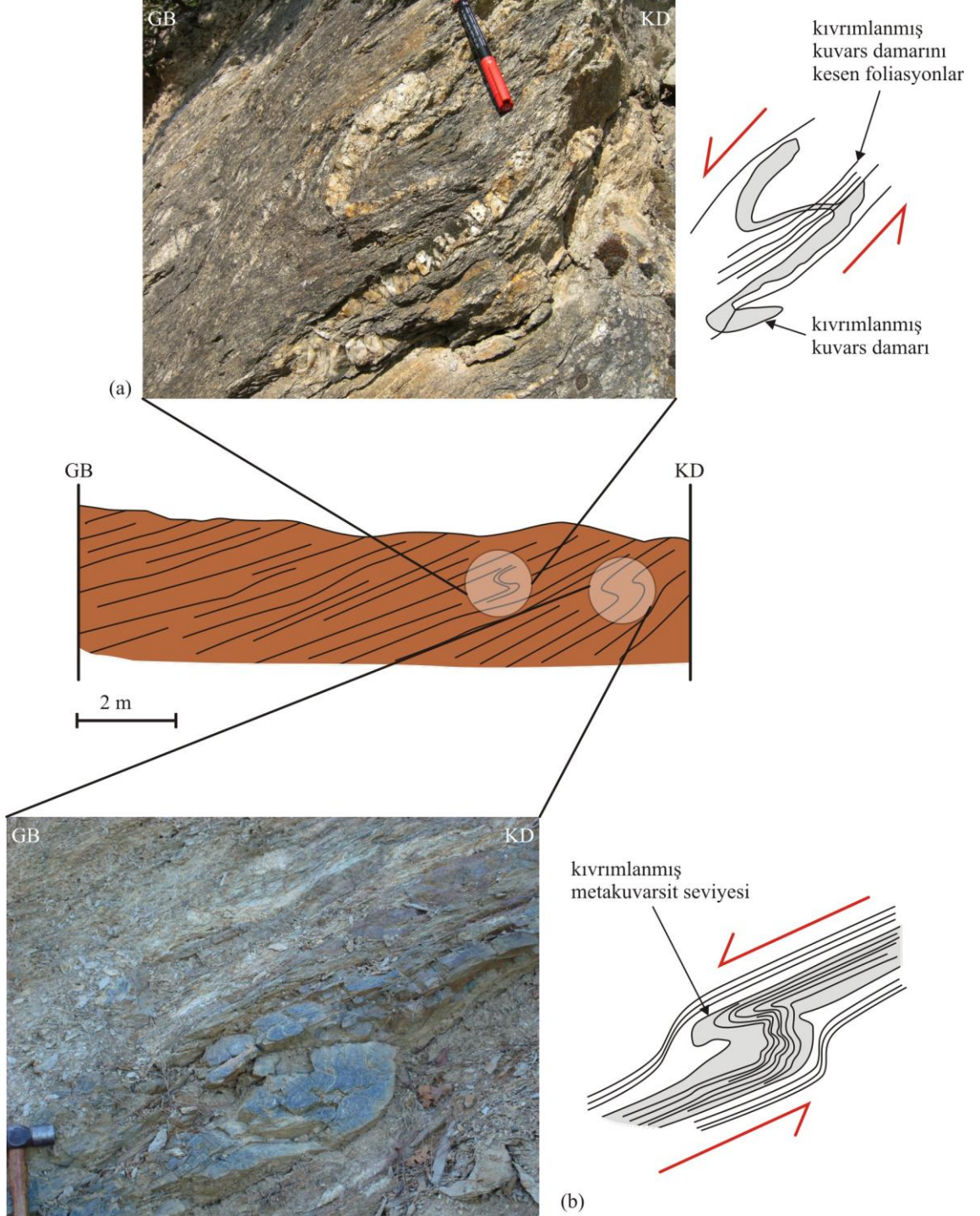
eksen düzlemi, foliasyona paraleldir ve kuzeye doğru yatıktır. Üçüncü boyutu gözlenemediğinden kıvrımın eksen çizgisi ölçülemediği görülmüştür.



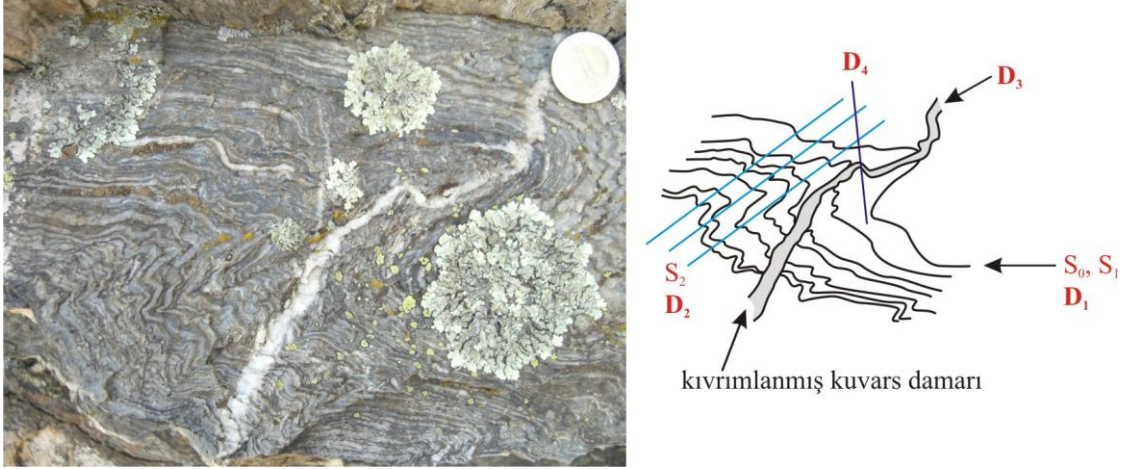
Şekil 4.116. Kocasu Formasyonu şistlerinde gözlenen izoklinal kıvrım özelliği sergileyen kuvars damarı. Foliasyonun doğrultu ve eğimi 210, 28'dir. GPS: 21 195, 90 404.

Aynı birim içinde asimetrik kıvrımlar da gözlenmiştir (Şek. 4.117a, b). Birim içinde kıvrımlanan kuvars damarının foliasyon düzlemleri ile kesildiği belirlenmiştir (Şek. 4.117a). Kıvrımı kesen foliasyonlar, kıvrımın eksen düzlemine paraleldir. Kocasu Formasyonu şistleri içinde ara seviyeler halinde gözlenen metakuvarsitlerde de benzeri asimetrik kıvrımlar gözlenmiştir (Şek. 4.117b). Bu kıvrımın sunduğu asimetrik yapıdan yararlanarak makaslama yönünün güneye doğru olduğu ortaya konulmuştur.

Aynı metakuvarsit seviyesinde, kıvrımlanmış koyu gri-beyaz renkli bantları kesen bir kuvars damarı gözlenmiştir (Şek. 4.118). Kuvars damarının kestiği metakuvarsit bantlarına (S_0) paralel olan foliasyonlar (S_1), D_1 deformasyonunu temsil eder. S_1 foliasyonları kıvrımlanmış ve S_2 klivaj düzlemleri gelişmiştir (D_2 deformasyonu). Kuvars damarının yerleşimi ile ilişkili deformasyon D_3 'tür. Kuvars damarının daha sonraki deformasyon evresinde (D_4) kıvrımlandığı gözlenir.



Şekil 4.117. Kocasu Formasyonu şistlerinde S-tipi asimetrik kıvrımlar. a. Kıvrımlanmış kuvars damarı. b. Kıvrımlanmış koyu gri renkli metakuvarsit ara seviyesi. GPS: 21 977, 91 003.

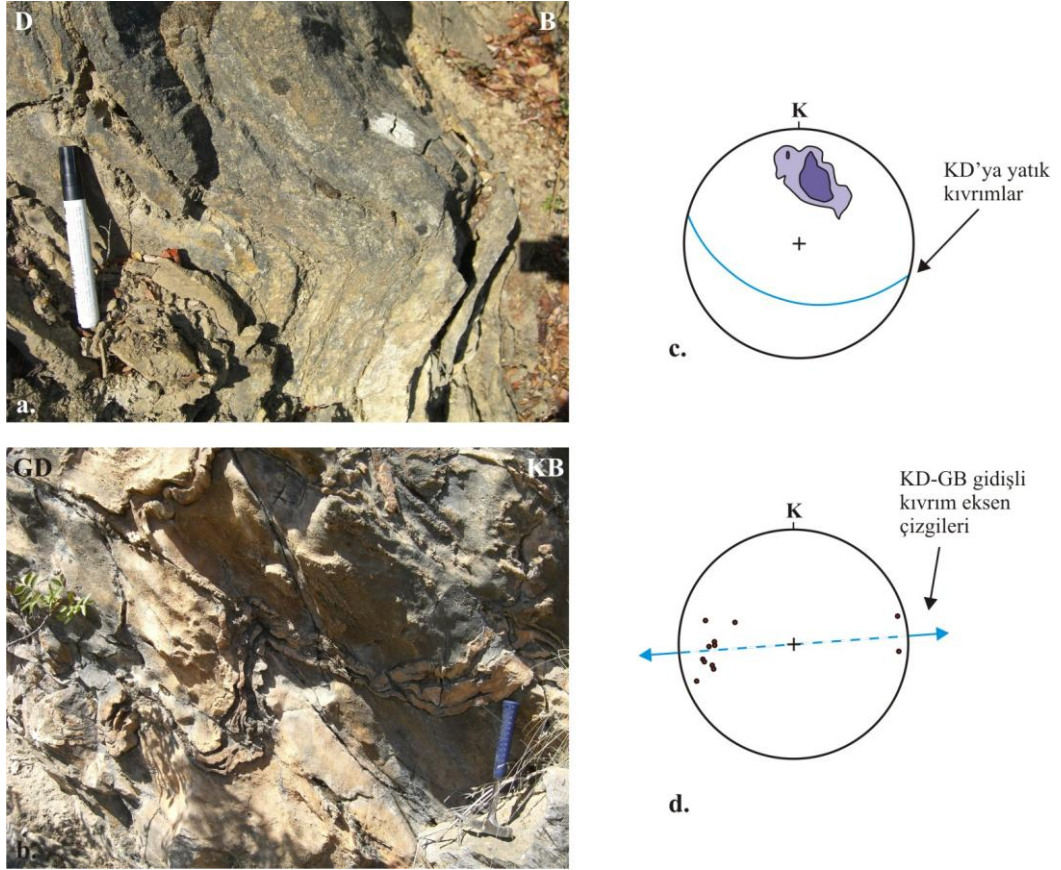


Şekil 4.118. Kocasu Formasyonu şistleri içinde ara seviye halinde gözlenen kıvrımlanmış metakuvarsit seviyesi. Kıvrımları kesen bir kuvars damarının sonraki bir deformasyon evresinde kıvrımlandığı gözlenmektedir.

İnönü Mermeri'nde gelişen kıvrımların en sık gözleendiği lokasyonlar, inceleme alanının güneyinde Gökteş Tepe'nin doğusundaki ve Balaban Tepe'nin kuzeyindeki yol yarmalarıdır. Genellikle ana foliasyon düzlemlerine, eksen düzlemleri paralel olan açık kıvrımlar gözlenir (Şek. 4.119a, 119b). Ölçülen 10 adet kıvrım eksen düzlemi Schmidt ağı alt yarım küresi üzerinde değerlendirildiğine (Şek. 4.119c), kıvrımların KD'ya yatık olduğu gözlenir. Kıvrım eksen çizgileri için hazırlanan nokta diyagramda (Şek. 4.119d) ise, genel olarak KKB-GGD gidişli ve KB dalımlı oldukları anlaşılır. İki kıvrım eksen çizgisi GD'ya dalımlıdır.

4.6.4. Faylar

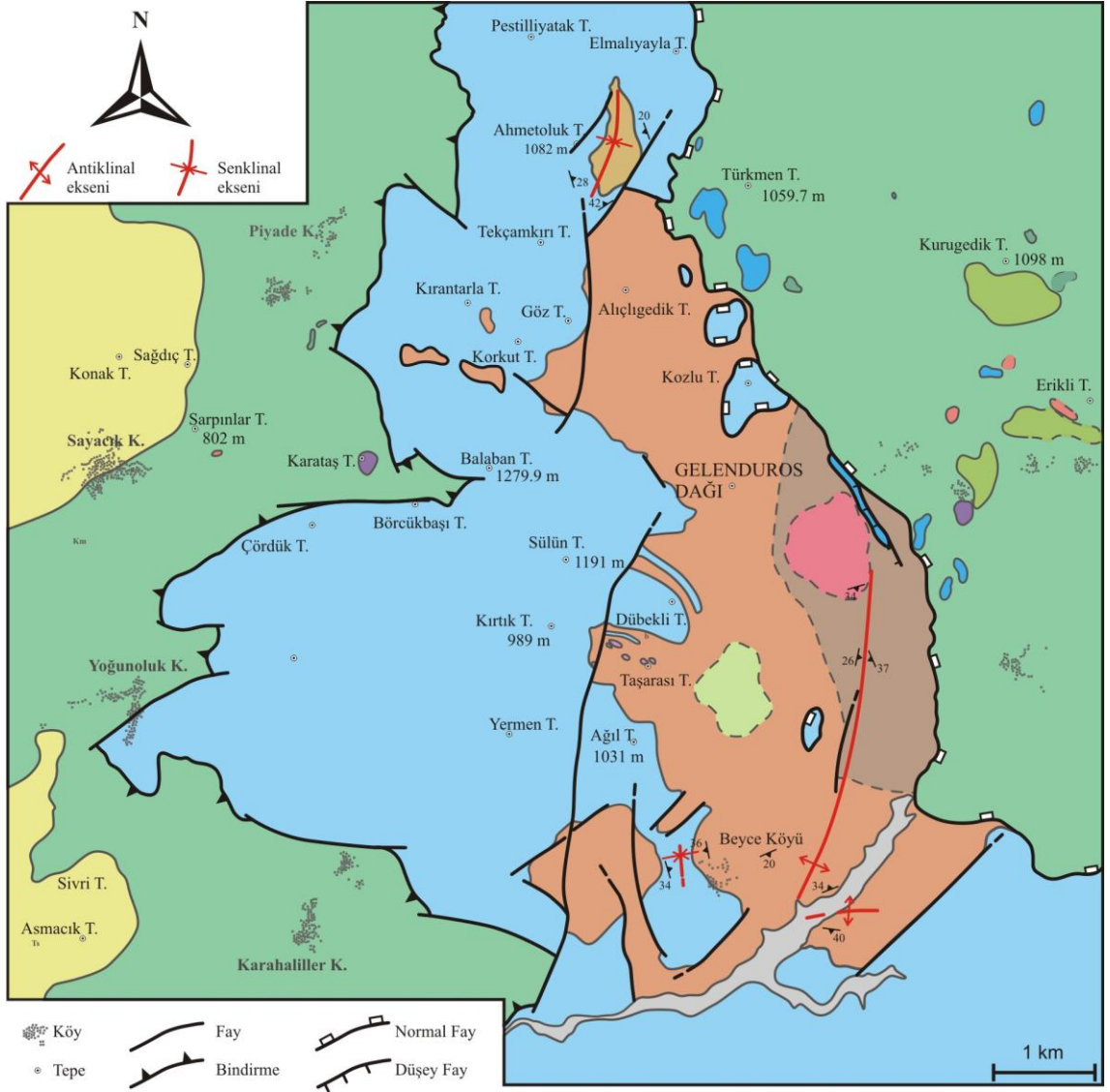
İnceleme alanının batısında Ovacık Kompleksi, İnönü Mermeri üzerinde bir bindirme fayı boyunca yer alır (Şek. 4.120). Bu bindirmenin sınırı Piyade Köyü'nün 2 km kuzeydoğusunda başlar ve güneye doğru Yoğunluk Köyü, Karahaliller Köyü hattını takip ederek yaklaşık 11 km uzunluğa kadar ulaşır. Ancak bu bindirme zonu, daha sonraki deformasyon evrelerinde gelişen düşey faylarla kesintiye uğrar. Bu düşey faylar Kırantarla Tepe'nin 1 km kuzeyinde, Balaban Tepe'nin kuzeybatısında ve Keramet



Şekil 4.119.a ve b. İnönü Mermeri'ne ait kıvrımlardan genel görünüm. c. İnönü Mermeri'nden ölçülen 10 adet kıvrım eksen düzleminin gösterildiği kontur diyagram. d. İnönü Mermeri'ne ait 12 adet kıvrım eksen çizgisinin gösterildiği nokta diyagram. Schmidt ağı alt yarım küre.

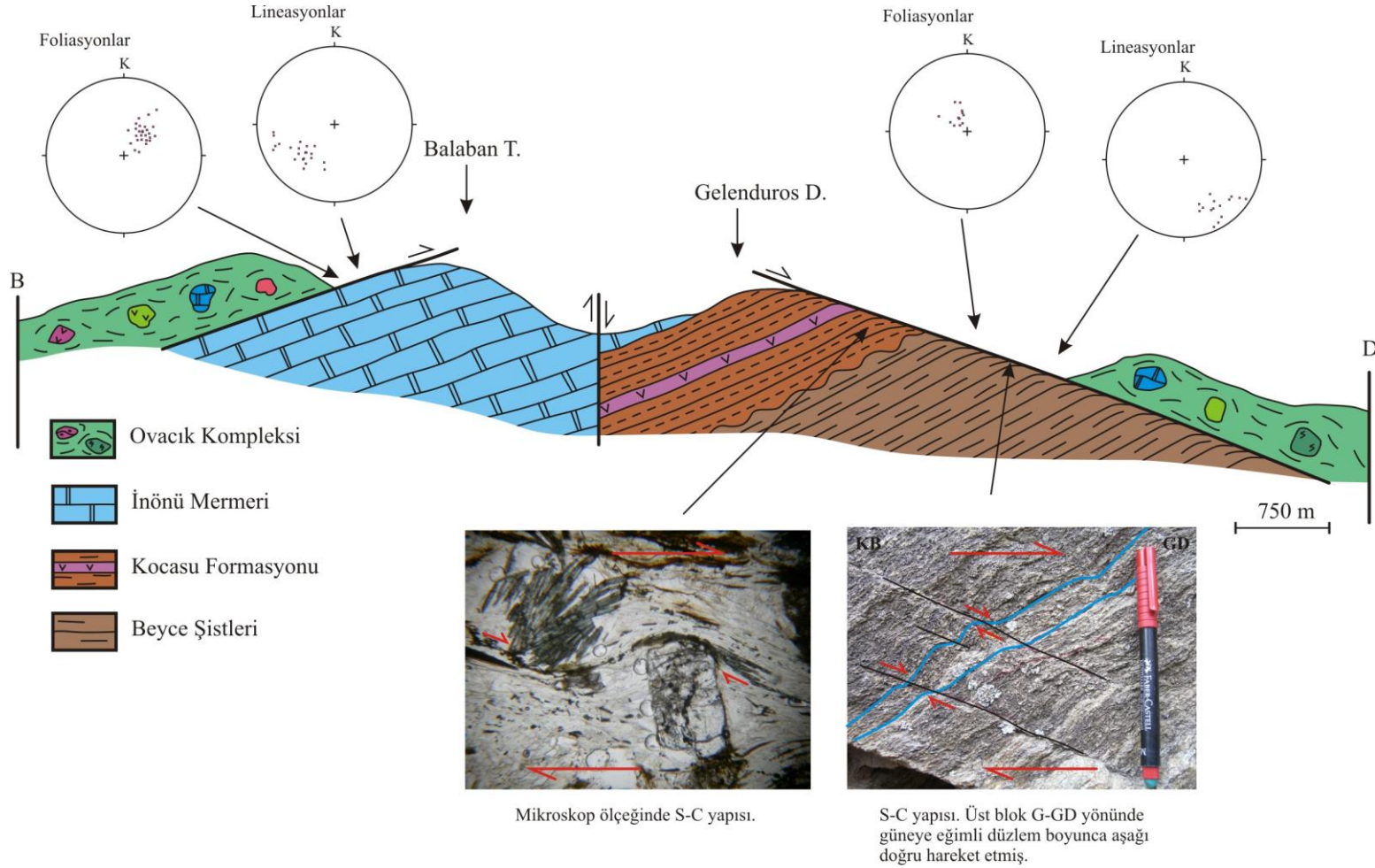
Sırtı'nın güneyinde, Ovacık Kompleksi'nin yeşil ve şarabi kırmızı renkli matriksini, İnönü Mermeri ile yan yana getirir (Şek. 4.120).

İnceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi, İnönü Mermeri ile birlikte stratigrafik olarak daha altta yer alan Kocasu Formasyonu ve Beyce Şistleri üzerinde düşük açılı normal bir fay zonu boyunca yer almaktadır. İnönü Mermeri ile olan sınırı Elmalıyayla Tepe'nin hemen doğusunda başlar ve güneyde Zımbalı Tepe'nin yaklaşık 500 m güneydoğusunda sonlanır (Şek. 4.120). Buradan itibaren güneye doğru gidildikçe, Ovacık Kompleksi, Kocasu Formasyonu'nun şistleri üzerinde yer alır. Güneyde İnkaya Sırtı'nın yaklaşık 300 m kuzeyinden itibaren Beyce Şistleri ile olan sınırı başlar ve Göltarla Sırtı'nın yaklaşık 1 km güneyine kadar devam eder (Şek. 4.120). Özellikle Beyce Şistleri ile olan sınırında, Beyce Şistleri'nde milonitik dokunun geliştiği gözlenmiştir. İnceleme alanındaki mavişist istifinde foliasyonlar baskın olarak

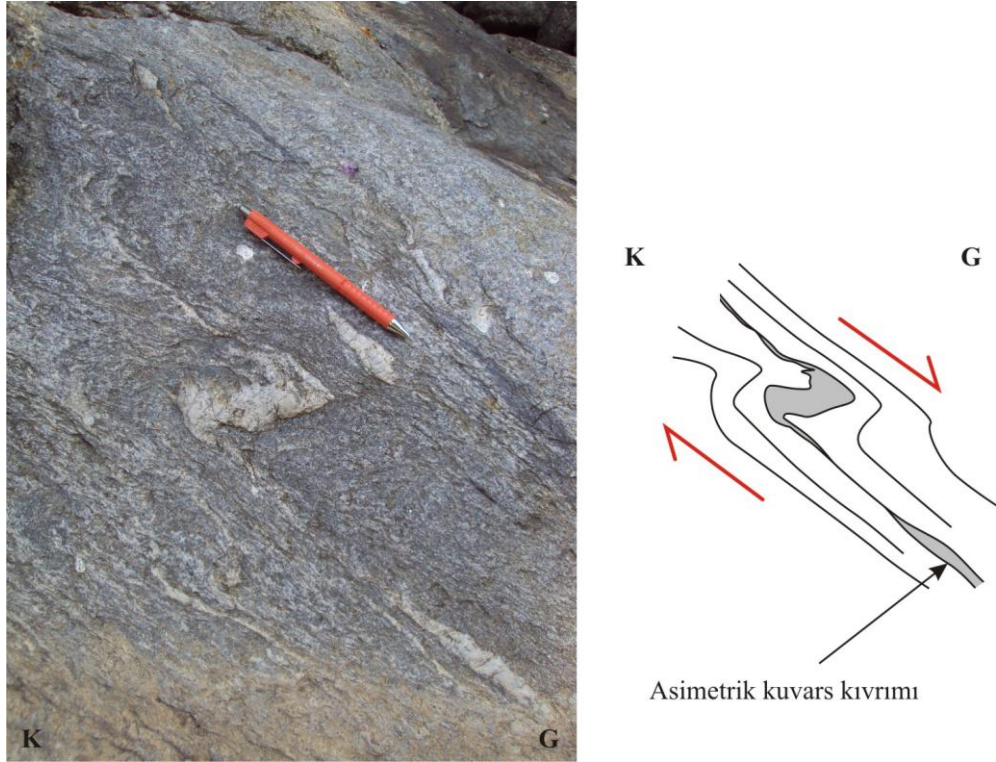


Şekil 4.120. İnceleme alanının fay haritası.

güneybatıya doğru eğimliken, bu fay zonu boyunca foliasyonlar güneydoğuya eğimlidirler (Şek. 4.121). Beyce Şistleri'nin foliasyonları üzerinde gelişen çizik lineasyonlarının KKB-GGD doğrultulu olmaları makaslama hareketinin doğrultusunu vermektedir. Birim içinde gözlenen asimetrik kuvars kıvrımından ve makro S-C yapılarından yararlanarak üst blok olan Ovacık Kompleksi'nin, güneye eğimli fay zonu boyunca güneydoğuya doğru hareket ettiği ortaya konulmuştur (Şek. 4.121, 4.122). Ovacık Kompleksi'nin batıda İnönü Mermeri ile olan sınırındaki foliasyonlar GB'ya eğimliken, bu foliasyonlar üzerinde gelişen mineral uzama lineasyonları GB'ya dalımlıdır. Doğuda gelişen makaslama zonunun yönünü saptamak amacıyla, bu sınırın



Şekil 4.121. Ovacık Kompleksi ile alttaki mavişist topluluğu arasındaki tektonik sınırın, inceleme alanının batısında ve doğusunda biri bindirme, diğeri düşük açılı normal fay olmak üzere iki farklı karakter sergilediğini gösteren şematik şekil ve ilgili stereonet ile fotoğraflar..

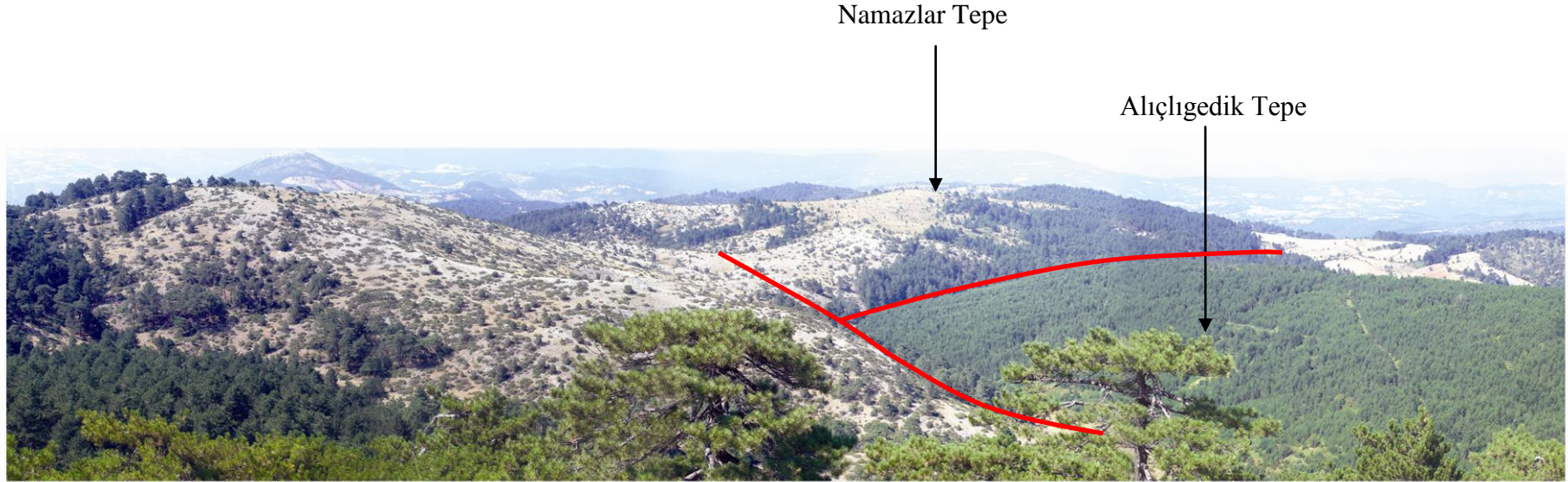


Şekil 4.122. Gölterla batısındaki vadi içinde yüzeyleyen Beyce Şistleri'nde gözlenen asimetrik kuvars kıvrımı. Kıvrımın asimetrisinden yararlanarak, makaslama yönünün güneye eğimli zon boyunca güneye doğru olduğu ortaya konulmuştur.

yakınından alınan örneklerden yönlü ince kesitler hazırlanmış ve “Yapısal Petroloji” başlığı altında verilmiştir.

İnceleme alanının kuzeyinde Alıçlıgedik Tepe'nin batısında, Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile daha batıda yer alan İnönü Mermeri bir fay zonu boyunca yan yana gelmektedir (Şek. 4.123). Yaklaşık 1.5 km uzunluğundaki bu fay zonu boyunca fay aynası, fay çiziği gibi belirteçler aranmış, ancak arazinin de örtülü olması dolayısıyla fayın yanal, düşey ya da oblik karakterli olup olmaması ile ilişkilendirilebilecek bir belirteç gözlenememiştir.

İnceleme alanının güneyinde, Kokurdan Tepe ve Köy Tepe arasında, düşey açılı faylar boyunca Kocasu Formasyonu'nun şistleri, İnönü Mermeri ile yan yana gelmiştir. Köy Tepe'nin güneyinde yaklaşık 300 m uzunluğundaki KB-GD doğrultulu fay zonu, kuzeydeki faylarla paralellik sergiler. Sarıkaya Sırtı'nın her iki tarafında yaklaşık K-G



Şekil 4.123. Alıçlıgedik Tepe batısında, Kocasu Formasyonu'nun şistleri ile İnönü Mermeri'nin fay zonu boyunca yan yana geldiğini gösteren fotoğraf. Fotoğrafın solundaki çıplak alanlarda, İnönü Mermeri; solundaki örtülü alanlarda Kocasu Formasyonu'nun şistleri yüzeyleir.

doğrultulu düşey faylar gelişmiştir. Bu sırtın batısındaki fay kuzeye doğru Eskimezarlık Sırtı, Beyceaylası hattı boyunca yaklaşık 5 km boyunca devam eder (Şek. 4.120).

4.6.5. YAPISAL PETROLOJİ

Bu bölümde, inceleme alanında yer alan kaya birimlerinde matriks ve mineraller arasında gelişen dokuların anlatılması amaçlanmıştır. Böylelikle inceleme alanındaki kayalarda hakim olan farklı deformasyon ve metamorfizma evreleri arasındaki kronolojik sıralama ortaya konulacaktır. Minerallerin, içinde buldukları matrikste hakim olan deformasyonla olan ilişkisi incelenerek porfiroblast ve porfiroklastların özellikleri incelenmiştir. Bazı metamorfik mineraller içinde, kendisini sarmalayan matriks dokusundan farklı olan kalık yapılar gözlenmiş ve deformasyon evrelerinin belirlenmesinde önemli ipuçları sağlamıştır.

İnceleme alanındaki metamorfik birimler, yitim zonu boyunca derin kabuk koşullarına itilerek mavişist metamorfizmasına uğrarken, şiddetli deformasyonlara da uğramışlardır. Bu esnada birimlerin ilksel dokanak ilişkisi çoğunlukla arazi gözlemleri ile saptanamayacak derecede silinmiştir. Ancak Beyce Şistleri'nin ince kesitlerinde, Kocasu Formasyonu'ndaki şistlerden farklı olarak, mavişist metamorfizmasına işaret eden lavsonit ve jadeyit porfiroblastlarının kıvrımlı bir yapı üzerine geliştiği gözlenmiştir. Kocasu Formasyonu şistlerinde ise post-tektonik mavişist fasiyesi mineralleri gözlenmemiştir. Diğer taraftan metamorfik birimlerde gözlenen tüm mavişist minerallerinin ana foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde uzayarak budinleştiği gözlenmiştir.

İnceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi ile Beyce Şistleri arasında gözlenen milonitik zondan derlenen yönlü örneklerden, Sarıkaya Metagraniti ve Kocasu Formasyonu ince kesitlerinde belirgin bir milonitik doku gözlenmiştir. Hazırlanan yönlü ince kesitlerde hakim olan bu milonitik dokunun gelişiminde rol oynayan makaslamanın yönü S-C yapıları, oblik foliasyon, σ - ve δ -tip porfiroklastlar kullanılarak saptanmıştır.

Aşağıda sırasıyla Beyce Şistleri, Sarıkaya Metagraniti ve Kocasu Formasyonu birimlerinde gözlenen dokusal özellikler ve saptanan makaslama yönü belirteçleri anlatılacaktır.

4.6.5.1. Beyce Şistleri

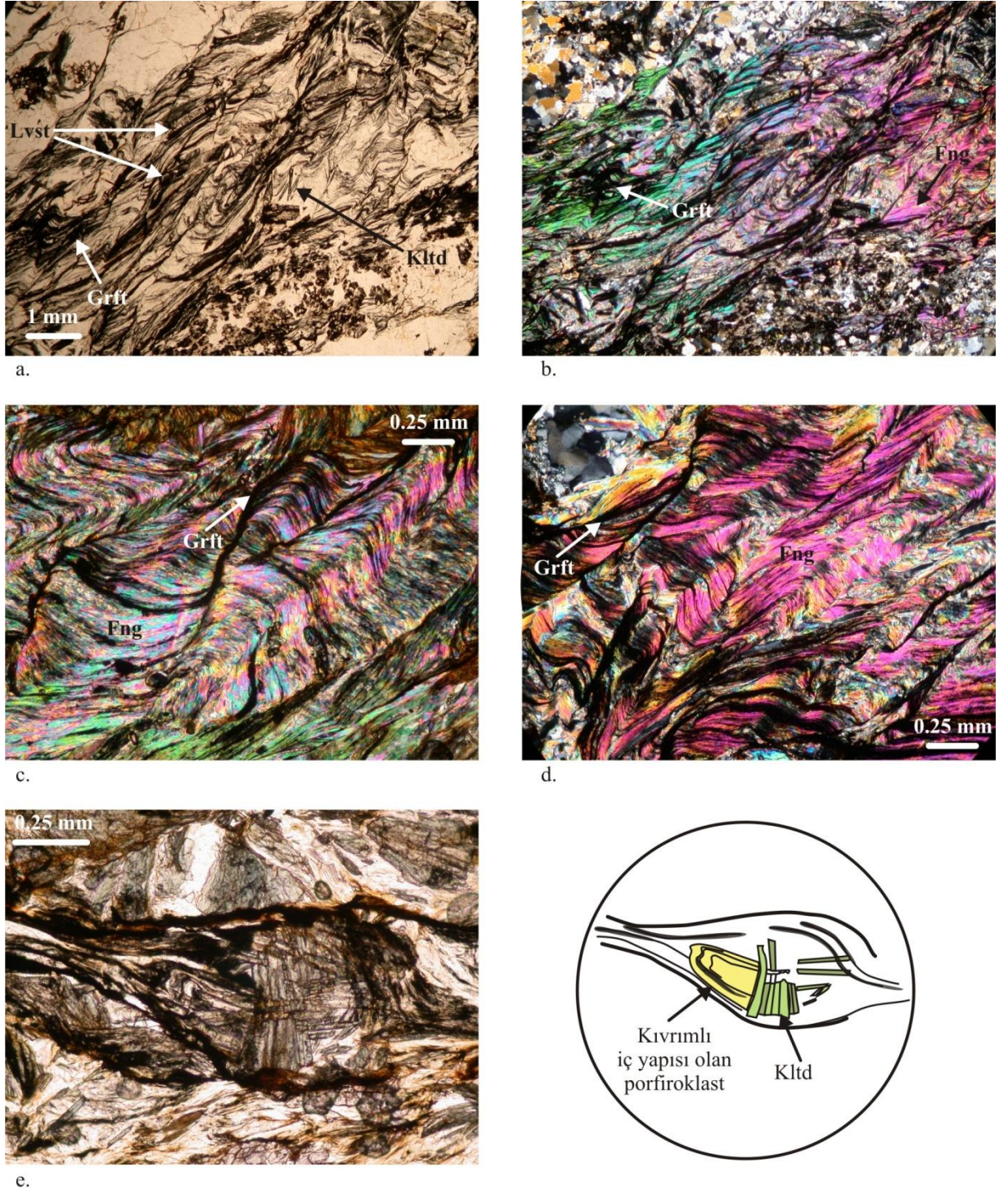
Beyce Şistleri'ne ait ince kesitler oldukça karmaşık bir doku sergilerler (Şek. 4.124a, b). Bu dokuda esas olarak birbirini kesen iki düzlemsel yapının varlığı ayırt edilir. Fengitik muskovitin zengin olduğu seviyelerde kıvrımlanma çok belirgin bir şekilde izlenir (Şek. 4.124c, d). Bu muskovitlerin dilinimleri boyunca yerleşen grafit minerali, kıvrımlı yapıyı daha belirgin hale getirmiştir.

8193 numaralı örneğin kesitinde kökeni ne olduğu anlaşılmayan bir kırıntı içinde kıvrımlı bir yapı gözlenmiştir. Bu kıvrımlı yapı, kırıntıyı sarmalayan matris içinde gözlenmemektedir. (Şek. 4.124e).

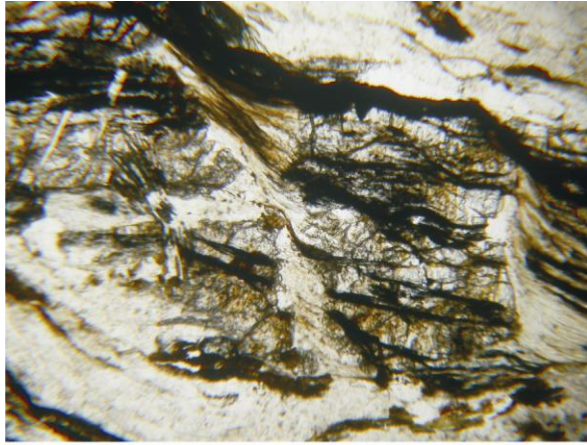
Bazı kesitlerde ana foliasyon düzlemlerini (S_1) kesen ikincil düzlemler (S_2) boyunca glokofan minerallerinin makaslama uğradığı gözlenmiştir (Şek. 4.125a). S_1 düzlemlerinin makaslama uğraması ile gelişen S_2 düzlemleri, birlikte tipik S-C yapısını meydana getirmiştir.

Lavsonit mineralinin, oluşumundan sonraki deformasyonlardan etkilenmeyerek öz şeklini korumuş dörtgen kristaller halinde gözlendiği kalık dokular saptanmıştır. Lavsonit kristalinin hakim olan kıvrımlı doku üzerine post-tektonik olarak geliştiği dikkati çekmiştir (Şek. 4.125b).

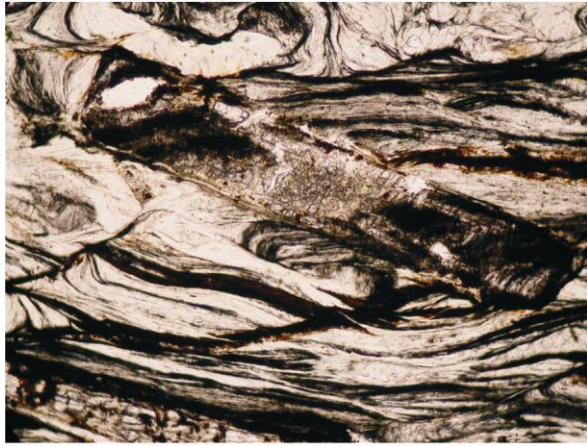
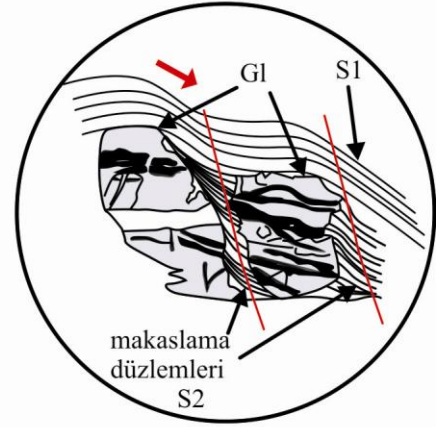
Genellikle ana foliasyon düzlemlerine paralel olarak uzayan ve budinleşen jadeyit minerallerinin S-C yapısı üzerine geliştiği gözlenmiştir. Birbirini kesen S_1 ve S_2 (C) düzlemleri, post tektonik olarak gelişen jadeyitlerin kristal sınırları ile kesilir (Şek. 4.125c).



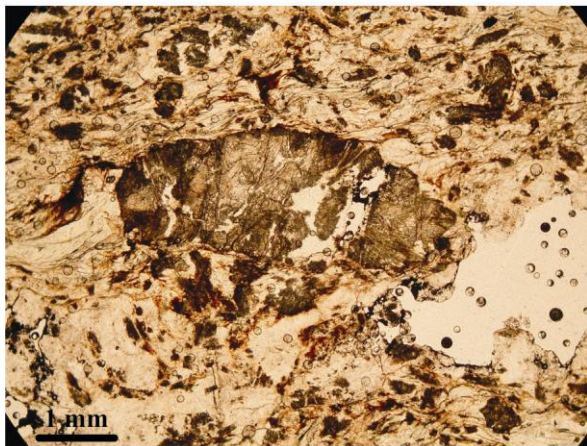
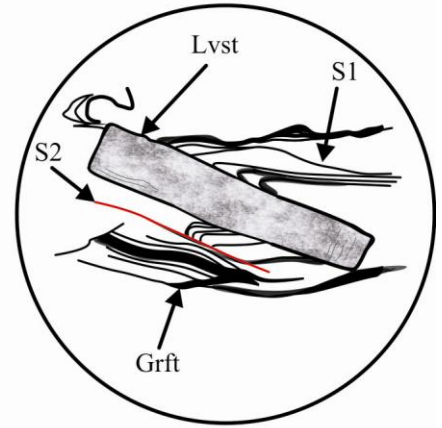
Şekil 4.124. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen dokular. a. Kayacın dokusuna ait genel görünüm. Doğru ışık. Örnek no: 7133. b. Kayacın karmaşık dokusundan genel görünüm. Çapraz ışık. Örnek no: 7133. c. ve d. Kıvrımlanmış fengitik muskovit ve muskovit dilinlerine paralel yerleşmiş grafit mineralleri. Çapraz ışık. Örnek no: 7133. e. Çevresini sarmalayan dokudan farklı bir iç yapı sergileyen porfiroklast. Doğru ışık. Örnek no. 8193. Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Fng: Fengit, Kltd: Kloritoyid.



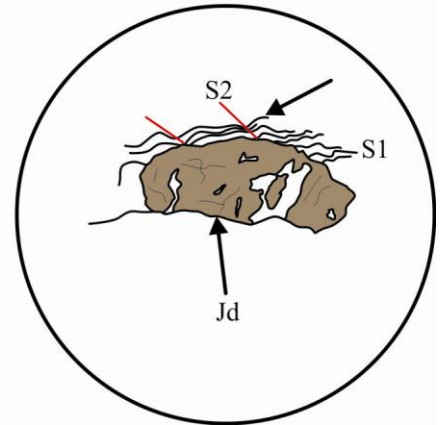
a.



b.



c.



Şekil 4.125. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Makaslama uğramış bir glokofan minerali. Doğru ışık. Örnek no: 7132. b. Kıvrımlanmış yapı üzerine gelişmiş post-tektonik bir lavsonit kristali. Doğru ışık. Örnek no: 7133. c. S1 ve S2 yapılarını kesen post-tektonik jadeyit minerali. Örnek no: 8193. Gl: Glokofan, Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Jd: Jadeyit.

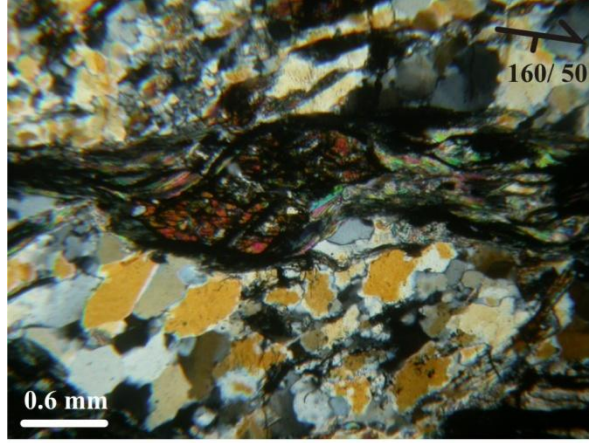
Bazı glokofan kristallerinin kayaçta hakim olan makaslama deformasyonu etkisinde σ -tip bir yapı kazandığı görülmüştür (Şek. 4.126a). İnce kesitin yönünden yararlanılarak üst blokun G-GD yönünde hareket ettiği tespit edilmiştir. σ yapısı kazanmış glokofan kristalinin her iki tarafında asimetrik olarak uzanan kuyruklu muskovit ve grafit minerallerinden oluşmaktadır. Muskovit ve grafit mineralleri ana foliasyon düzlemine paralel olarak yönelmiştir. Şekil 4.126a'da gözlenen σ -tip glokofan kristalinin hemen altındaki kuvars tanelerinin ana foliasyon düzlemlerine (Fa) paralel olarak uzanan grafit ve muskovit minerallerinin yönelimine oblik olacak şekilde rekristalize olduğu görülmektedir. Oblik foliasyonun (Fo), ana foliasyon (Fa) ile yaptığı dar açıdan yararlanılarak makaslama zonu boyunca üst blokun G-GD yönünde hareket ettiği anlaşılır.

Kloritoyidler ana foliasyon düzlemleri ile sarmalanırken (Şek. 4.126b, c), bazı kloritoyid kristal sınırları içerisinde kıvrımlı yapılar gözlenmiştir (Şek. 4.126b). Kristal sınırlarının dışında devam etmeyen kıvrımlı iç yapıya sahip olan kloritoyidlerin her iki tarafında daha ufak taneli kuvars kristallerinden meydana gelen basınç gölgeleri belirgindir (Şek. 4.126b).

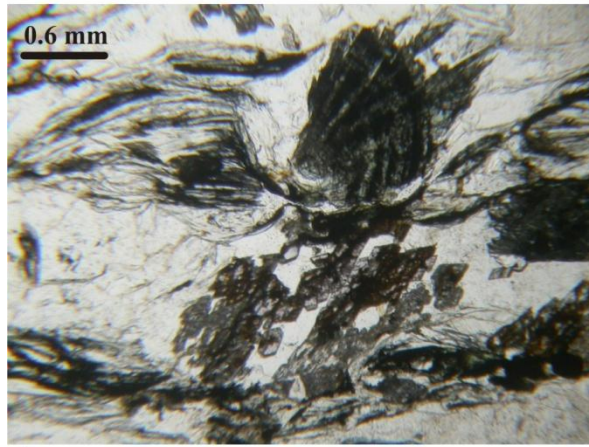
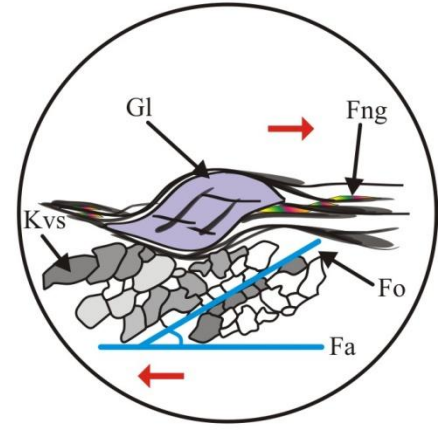
4.6.5.2. Sarıkaya Metagraniti

Sarıkaya Metagraniti'ne ait ince kesitlerinde altıgen, yarı öz şekilli olarak gözlenen iri jadeyit porfiroblastları içinde bol miktarda kuvars ve tek tük muskovit kapantıları gözlenmiştir (Şek. 4.127a). Jadeyiti sarmalayan matriksi oluşturan kuvars ve muskovit kristalleri, bu kapantılardan daha iri boyutludur (Şek. 4.127a). Bu durum, metamorfizma etkisinde jadeyit porfiroblastlarının büyürken, muskovit ve kuvarsları kapantı olarak içine alması ve matriksteki kuvars ve mikaların etkin metamorfizma koşulları altında büyümeye devam etmesiyle açıklanır.

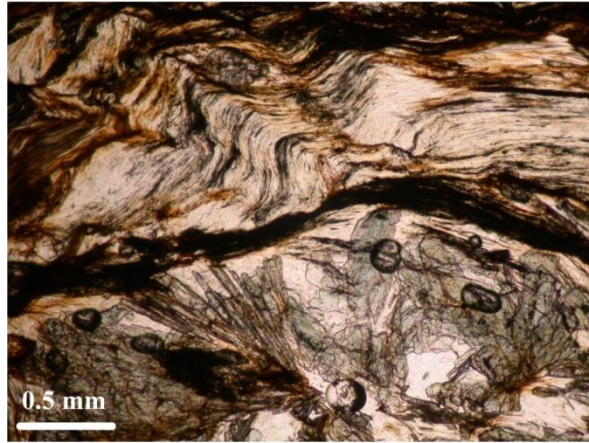
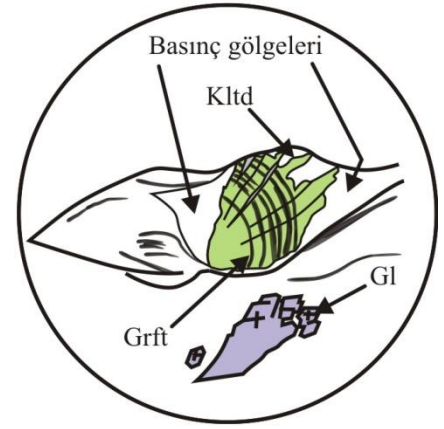
Tüm jadeyit kristallerinin ana foliasyon düzlemine paralel olacak şekilde uzayarak budinleştiği gözlenmiştir (Şek. 4.127b). Budinleşmenin olduğu kısımlarda uzama yönüne paralel olacak şekilde kuvarslar rekristalize olmuşlardır (Şek. 4.127b). İncelenen kesitlerin birisinde, bir kıvrımın tepesinde budinleşmiş jadeyit kristali gözlenmiştir (Şek. 4.127c). Dikkatli bir şekilde incelendiğinde kıvrımı meydana getiren sıkıştırma



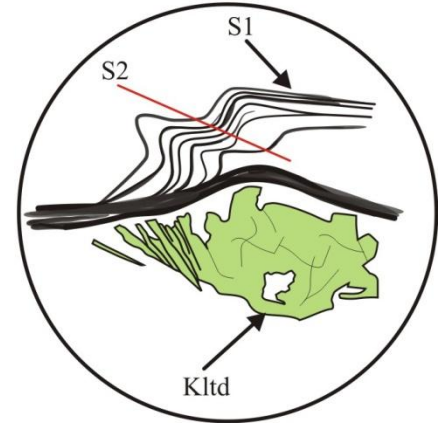
a.



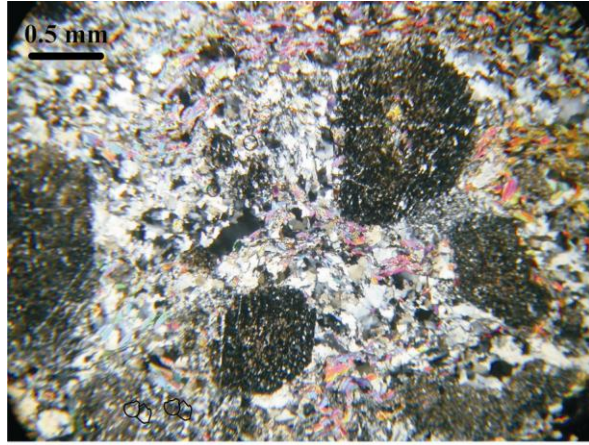
b.



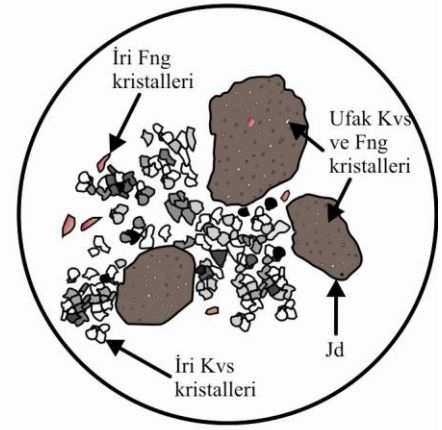
c.



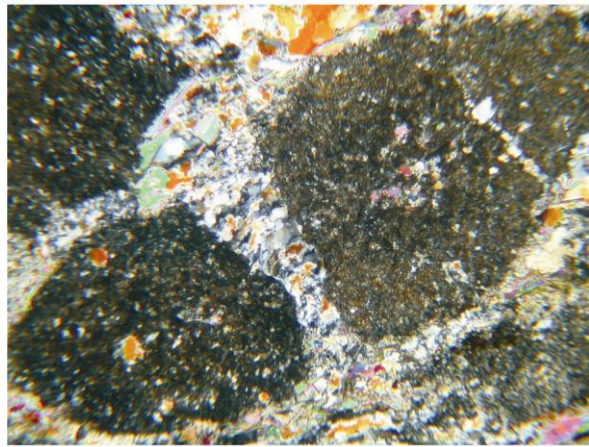
Şekil 4.126. Beyce Şistleri'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Makaslama uğramış bir glokofan minerali sigma yapısı kazanmış. Bu yapıdan ve kesitin yönden yararlanarak üst blokun GD yönünde hareket ettiği saptanır. Çapraz ışık. Örnek no: 7132. b. Kloritoyid kristal sınırları içerisindeki kıvrımlı yapı, kendisini sarmalayan foliasyon düzlemleri içerisinde gözlenmemektedir. Ana foliasyon düzlemlerine göre pre-tektonik bir porfiroblasttır. Doğru ışık. Örnek no: 7134. c. S1 ve S2 yapılarını kesen post-tektonik kloritoyid minerali. Örnek no: 8193. Gl: Glokofan, Lvst: Lavsonit, Grft: Grafit, Jd: Jadeyit.



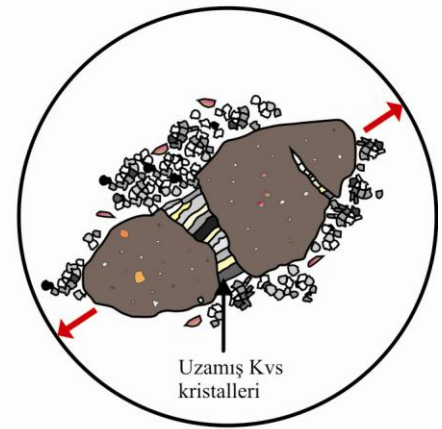
ai.



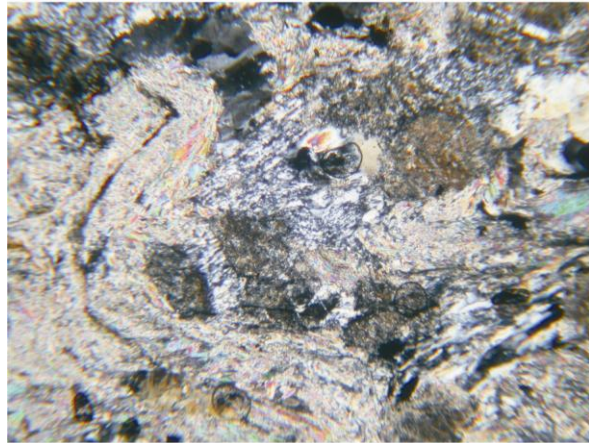
a ii.



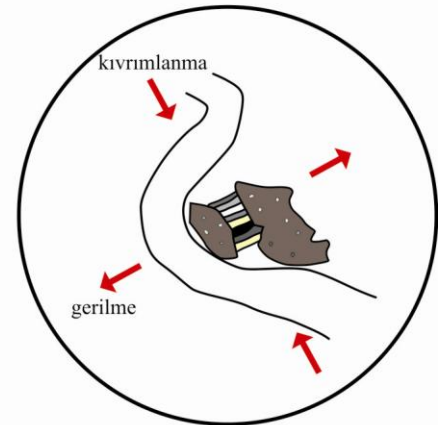
bi.



b ii.



ci.



cii.

Şekil 4.127. Sarıkaya Metagraniti'ne ait ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Metamorfizma sırasında gelişen jadeitler, kayadaki kuvars ve muskovitleri kapantı olarak içine alırken, matriksteki kuvars ve muskovitler büyümeye devam etmişlerdir. Çapraz ışık. Örnek no: 792a. b. Uzayarak budinleşen jadeit minerali. Budinleşme ile kopan bölgelerde kuvars rekristlizasyonu deformasyon ile eş yaşlı geliştiğinden uzamaya paralel bantlaşmalar meydana getirmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 758a. c. Kıvrım tepesinde budinleşmiş bir jadeit kristali. Örnek no: 859. Jd: Jadeyit, Kvs: Kuvars, Fng: Fengit.

kuvvetlerine dik olacak yönde budinleşmenin yer aldığı saptanmıştır.

4.6.5.3. Kocasu Formasyonu

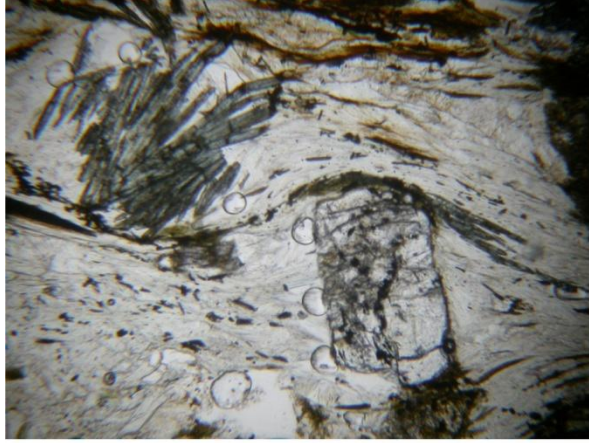
İncelenen ince kesitlerde gözlenen jadeyit, glokofan, kloritoyid ve lavsonit mineralleri ana foliasyon (S) tarafından sarmalanmaktadır. Ana foliasyon düzlemleri (S), ikincil gelişen foliasyonlarla (C) kesilirken sigmoidal bir görünüm kazanarak tipik S-C yapısını meydana getirmişlerdir (Şek. 4.128a).

Sodik amfibollerin c-eksenine paralel olan levhamsı şekilleri, uzun eksenleri foliasyona paralel olacak şekilde yönlenmiştir. Tek yönde gelişmiş dilinimleri, foliasyona paraleldir ve dikine kesen kırıklar gelişmiştir. Kristaller foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde uzayarak budinleşmiş, budinleşme ile kopan yerlerde rekristalize olmuş kuvars dolguları gözlenmiştir (Şek. 4.128b). Ayrıca foliasyona paralel rekristalize kuvars bantları vardır.

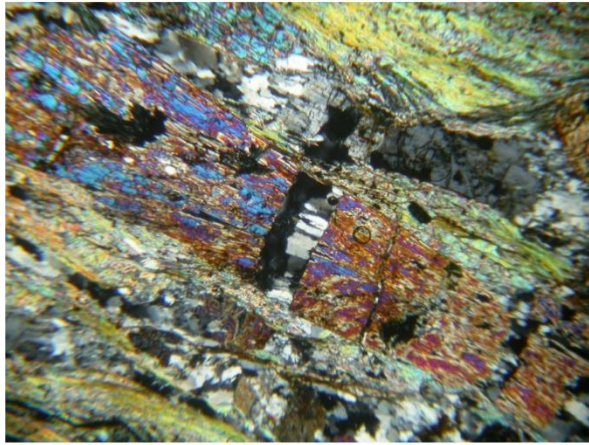
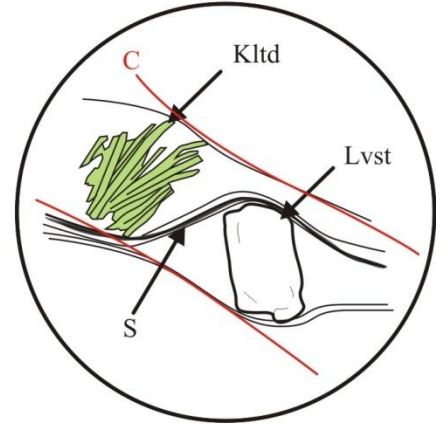
744 numaralı örneğin ince kesitinde lavsonit kristallerinde V-pull-apart yapıların geliştiği gözlenmiştir (Şek. 4.128c). Bölünerek iki parçaya ayrılan lavsonit kristalinde meydana gelen bu “V” şekilli boşluk içinde kuvarsların rekristalize olurken ana foliasyon düzlemine oblik olacak şekilde yönelim gösterdiği gözlenmiştir.

Metariyolitlerin ince kesitlerinde milonitik doku çok belirgindir. Deformasyon neticesinde uzayarak rekristalize olan kuvars kristallerinin meydana getirdiği bantlar, K-feldspat ve jadeyit minerallerini sarmalamıştır (Şek. 4.129a). Kuvars kristallerinin birbiriyle sınırları girintili çıkıntılıdır. Tane sınırları incelendiğinde rekristalizasyonun hem tane sınır göçü (grain boundary migration), hem de daha ufak tanelerin (subgrain) gelişimi ile kontrol edildiği gözlenmiştir.

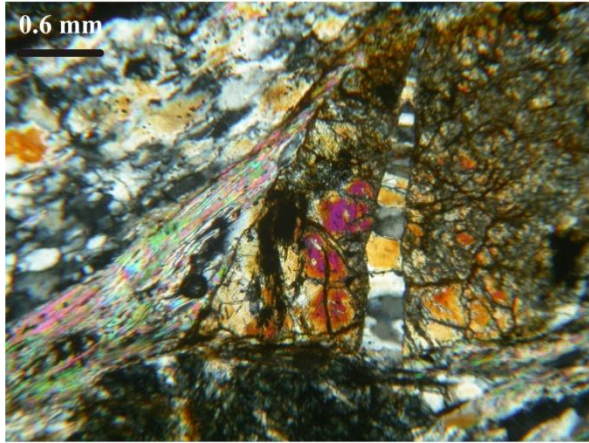
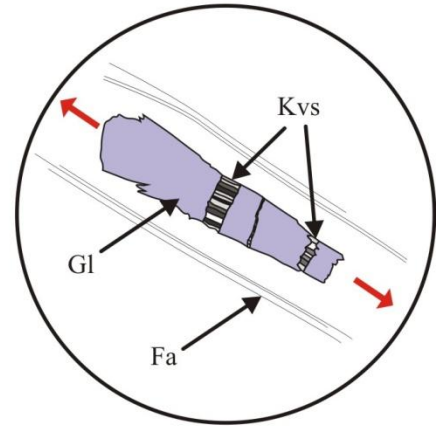
K-feldspat porfiroklastları, köşelerinden itibaren basınç ergimesi neticesinde rekristalize olarak daha ufak kristallere dönüşmeye başlamışlardır (Şek. 4.129b). Metamorfizma neticesinde kristal kenarlarında ya da merkezlerinde jadeyitler gelişmiştir. Ufak taneli kuvars kristallerinden oluşan basınç gölgeleri, K-feldspat kristallerinin her iki tarafında asimetric olarak uzanmaktadır. Bu haliyle tipik sigma yapısı sergilerken, bazı K-



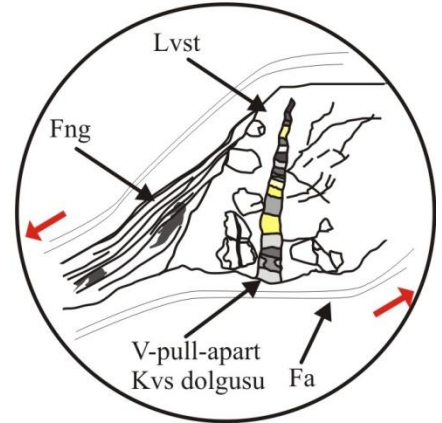
a.



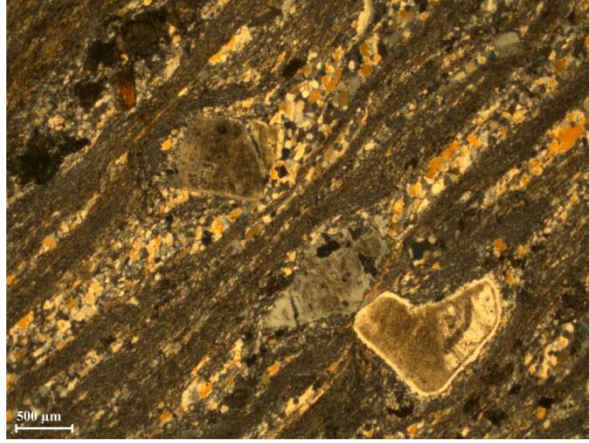
b.



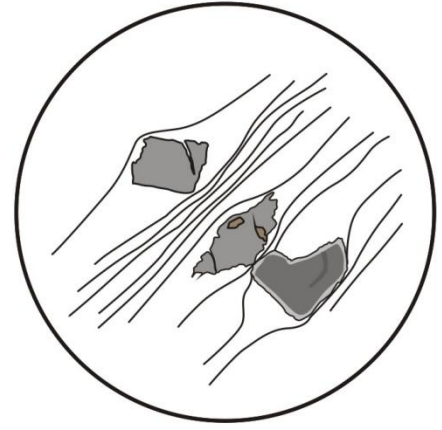
c.



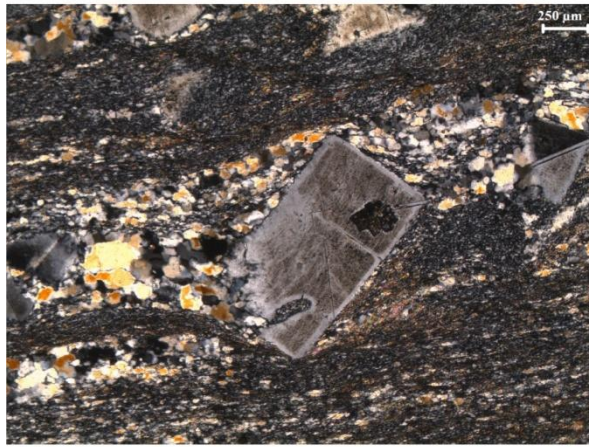
Şekil 4.128. Kocasu Formasyonu şistlerinin ince kesitlerinde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Tipik S-C yapısı. Lavsonit ve kloritoyid mineralleri S düzlemleri ile sarmalanmaktadır. Daha sonra gelişen C düzlemleri, S düzlemlerini keser. Doğru ışık. Örnek no: 880. b. Glokofan minerali ana foliasyon düzlemlerine paralel olacak şekilde uzayarak budinleşmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 880. c. Lavsonit mineralinde uzama deformasyonu neticesinde bölünme meydana gelmiştir. Çapraz ışık. Örnek no: 744



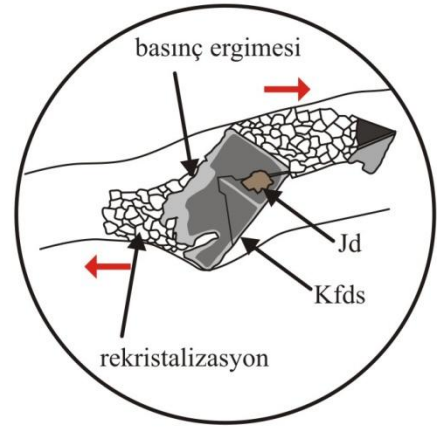
ai.



a ii.



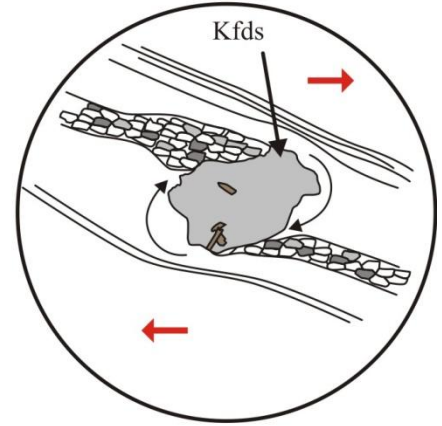
bi.



b ii.



ci.



cii.

Şekil 4.129. Metariyolitlerin ince kesitlerde gözlenen mineral-matriks ilişkisi. a. Belirgin milonitik foliasyon. Rekristalize kuvars kristallerinden oluşan bantlar ve bu bantların sarmaladığı K-feldspat porfiroklastları. Çapraz ışık. Örnek no: 201. b. K-feldspat krsitali köşesinden itibaren daha ufak boyutlu tanelere dönüşerek rekristalize olmaya başlamış. Çapraz ışık. Örnek no: 201a. c. Kıvrım tepesinde budinleşmiş bir jadeyit kristali. Örnek no: 859. Jd: Jadeyit, Kvs: Kuvars, Kfds: K-feldspat.

feldspat porfiroklastlarının δ -tip olanlarına da rastlanılmıştır (Şek. 4.129c).

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu bölümde, “4. BULGULAR” kısmında sunulan verilere dayanarak:

1. İnceleme alanındaki kırıntılı ve magmatik birimlerin geliştikleri tektonik ortam,
2. Birimlerin metamorfizma özellikleri,
3. Birimlerin yitim zonu boyunca gömülmeleri ve yüzeylemeleri sırasında gelişen deformasyon fazları tartışılacak ve inceleme alanının, Batı Anadolu’nun jeolojik evrimi içindeki konumu belirtilerek varılan sonuçlar sunulacaktır.

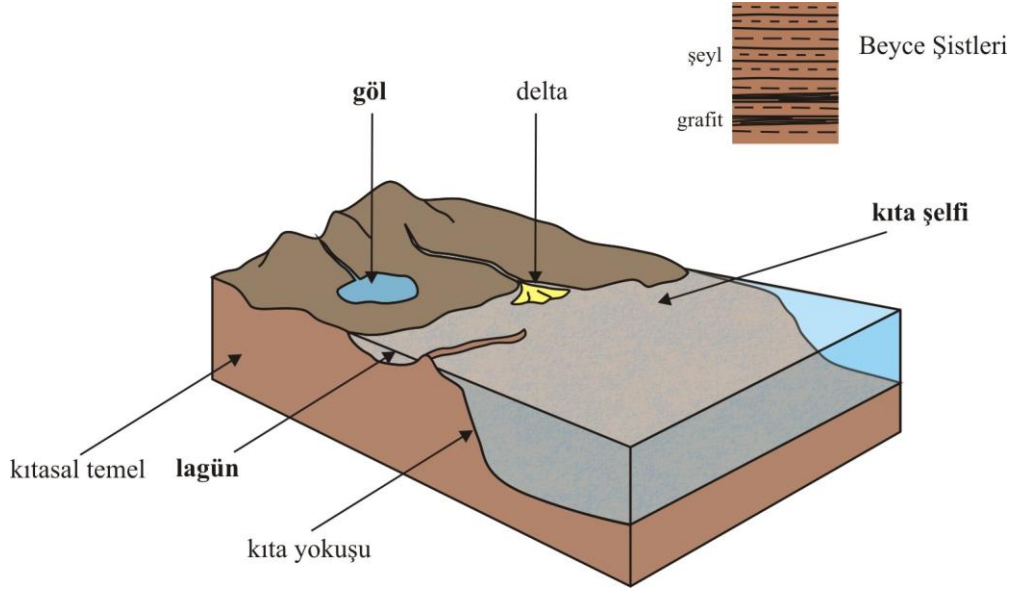
İnceleme alanında yer alan birimlerin özellikleri eldeki veriler ile tartışılırken, Tavşanlı ve Afyon Zonu’ndaki diğer metamorfik ve Toridler’deki metamorfik olmayan eşlenikleri ile birlikte denştirilerek anlatılacaktır. Önce birimlerin oluşum ortamları verilecek, daha sonra metamorfizma ve deformasyon özellikleri tartışılacaktır.

5.1. BİRİMLERİN OLUŞUM ORTAMI VE PETROJENETİK EVRİMİ

5.1.1. Beyce Şistleri

İlk kez bu çalışmada tanımlanan koyu gri şistlerin hakim olduğu birim, inceleme alanının temel birimleridir. Birim tabanda grafitçe zengin, koyu ve açık renkli ince bantların ardalandığı şistlerle başlar. İstifin üstüne doğru koyu gri renkli kuvars mika şistlerle devam eder. Etkin olan mavişist metamorfizması nedeniyle kayaların ilksel özelliklerini belirlemek hem arazi gözlemleri, hem de petrografik özellikleri ile oldukça güçtür. Ancak tabandan tavana monoton bir litolojiye sahip birimin şeyl, çamurtaş gibi ufak taneli bir ilksel sedimenter kayacın şiddetli metamorfizma ve deformasyona uğraması neticesinde meydana geldiğini göstermektedir. Birimin tabanında gözlenen ve kalınlıkları 1 m’ye kadar ulaşan grafit ara katkılı çamurtaş seviyeleri, metasedimenterlerin meydana geldiği çökelim sürecine organik malzeme katılımını

işaret eder. Grafitçe zengin seviyelerin varlığı ve istifin tek düze ufak taneli kırıntılardan oluşması, birimlerin göl, lagün ve kıta şelfi gibi anoksik bir ortamda çökdiklerini göstermektedir (Şek. 5.1). Göl, lagün ve kıta şelfi ortamları birbirinden ayırmada kullanılacak sedimenter yapı, fosil kapsamı gibi özellikler etkin metamorfizma koşulları altındaki yoğun rekristalizasyon ve deformasyon ile birim içinde tümüyle silindiğinden, birimin bu ortamlardan hangisine ait olduğunu belirlemek mümkün değildir.



Şekil 5.1. Beyce Şistleri'nin köken kayaları olan grafit, şeyl birimlerinin olası çökelme ortamları (göl, lagün ve kıta şelfi) gösteren şematik blok diyagramı.

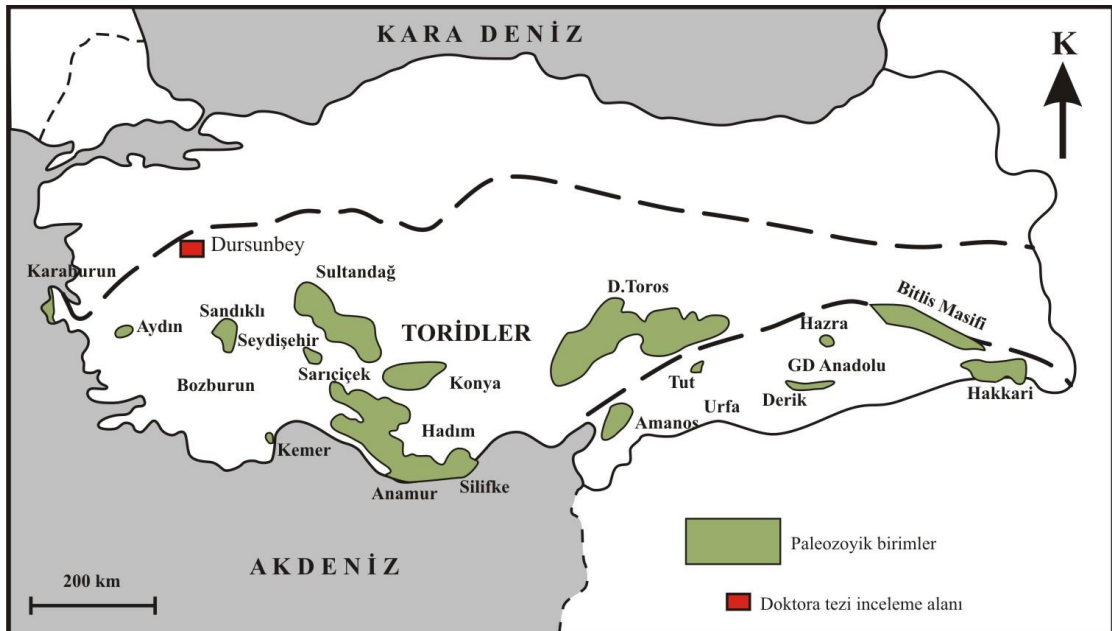
Üst Ordovisiyen (445.8 ± 8.0 My, zirkon yaşı) yaşlı Sarıkaya Metagraniti ile kesilmesi, Beyce Şistleri için bir üst limit yaşı verir. Buna göre Beyce Şistleri, Üst Ordovisiyen öncesinde çökelmiş sedimenter birimleri temsil eder. Beyce Şistleri'nde hakim olan mavişist metamorfizması ilksel litolojik özelliklerin tanınmasını imkansız hale getirdiği gibi Sarıkaya Metagraniti'nin yerleşiminden önce var olmuş olabilecek farklı metamorfizma ve deformasyon özelliklerini de silmiştir.

Önceki çalışmalarda Tavşanlı Zonu'nun Mesozoyik yaşlı stratigrafisi tanımlanmış ve pasif kıta kenarı çökellerinden oluştuğu ileri sürülmüştür (Okay, 1981, Okay ve diğ., 1996). Ancak Tavşanlı Zonu'nda Paleozoyik yaşlı temel birimlere ait veriler, ilk kez bu tez çalışmasında elde edilmiştir. Beyce Şistleri, bu tez kapsamında belirlenen üst limit

yaşı nedeniyle Anatolid-Toridler’de gözlenen Üst Ordovisiyen öncesi yaşlı birimlerle deneştirilebilir. Bu birimlerin Batı Anadolu’nun petrojenetik evrimi içerisindeki konumlarına ilişkin ileri sürülen düşünceler aşağıda kısaca tartışılmış ve Beyce Şistleri ile karşılaştırılmıştır.

Beyce Şistleri, Anatolid-Toridler’in temeli olarak ileri sürülen Pan-Afrikan yaşlı Menderes Masifi’nin paragnayları ileri karşılaştırılabilir. Paragnaylardan elde edilen Rb/ Sr yaşı, ~750 My önce çökmeye başladıkları şeklinde yorumlanmıştır (Satır ve Friedrichsen, 1986). Bu yaş, Beyce Şistleri’nin çökme yaşı olarak düşünülebilir.

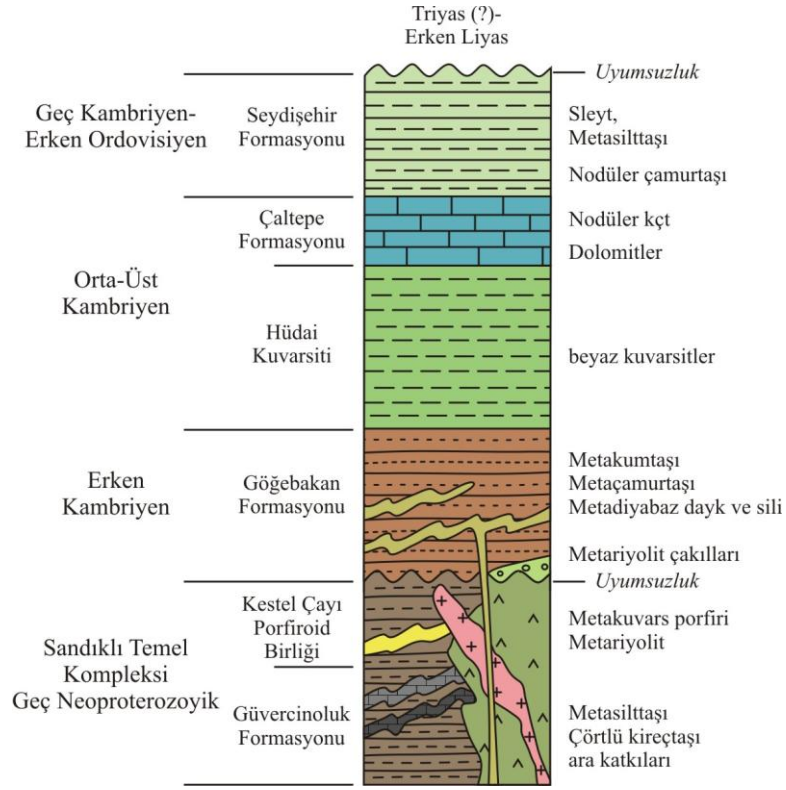
Türkiye güneyinde yüzeylenen Paleozoyik yaşlı birimler (Erken Kambriyen–Geç Ordovisiyen, Ghienne ve diğ., 2010), batıdan doğuya doğru Aydın, Sandıklı (Afyon), Seydişehir (Konya), Sultan Dağı bölgelerinde yüzeylenir (Şek. 5.2; Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Bu birimlerin eşleniği daha doğuda Arap Platformunda, Amanos Dağları, Hadım, Derik (Mardin), Hakkari, Ürdün (İsrail), Suudi-Arabistan hattı boyunca da gözlenir (Şek. 5.2; Tolun ve Ternek, 1952; Ketin, 1966; Dean ve Krummenacher, 1961; Ghienne ve diğ., 2010).



Şekil 5.2. Türkiye güneyinde yüzeylenen Paleozoyik yaşlı birimlerin lokasyonlarını gösteren harita (Göncüoğlu ve Kozur, 2000).

Bu sedimenter birimlerin, Gondwana'nın kuzey kenarındaki transgresif platform çökellerini temsil ettikleri ileri sürülmüş, Arap Platformu'ndaki birimler platformun proximal, Toroslar'daki birimler ise platformun distal fasiyesi olarak tanımlanmıştır (Ghienne ve diğ., 2010).

Neoproterozoyik-A. Kambriyen yaşlı birimler en iyi Toridler'de, Sandıklı bölgesinde yüzeylenir. Burada Geyikdağ biriminin (Özgül, 1976) tabanında düşük dereceli metamorfizma özelliği gösteren Sandıklı Temel Kompleksi (STK, Gürsu, 2001) altta 800 m kalınlığında, kumtaşı-şeyl ar dalanmasından oluşan ve siyah çört bantlarının gözlendiği kırıntılı bir istif (Güvercinoluk Formasyonu) başlar (Şek. 5.3). Birim, metariyolit (radyometrik yaşlar; >543 My, Kröner ve Şengör; >541 My, Gürsu ve Göncüoğlu, 2007), metadasit ve metakuvars porfirlerden oluşan Kestel Çayı Porfiroid Birliği (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005) ile üzerlenir (Şek. 5.3). Metariyolit ve metadasit çakılları içeren bir taban konglomerası ile başlayan ve metaçamurtaşı-metasilttaşı ar dalanması ile devam eden Gögebakan Formasyonu alttaki birimler üzerine uyumsuz olarak gelir (Şek. 5.3). İstif üste doğru geçişli olarak çapraz tabakalı kuvars arenitlerden oluşan Hüdei Kuvarsiti (Dean ve Özgül, 1994)'ne geçer (Şek. 5.3). Bu birimler sahil çökelleri olarak yorumlanır (Göncüoğlu ve Kozlu, 2000). Kuvars arenitler, transgresif olarak karbonatlara (Çal Tepe Formasyonu, Dean ve Özgül, 1994) geçer. Karbonatlar alttan üste doğru dolomit, siyah kireçtaşı, açık gri kireçtaşı ve kırmızı nodüler kireçtaşlarından oluşur. Çal Tepe Formasyonu içindeki trilobit ve konodontlardan yararlanarak birimin Orta-Üst Kambriyen (Dean ve Monod, 1970; Özgül ve Gedik, 1973; Dean ve Özgül, 1980; Dean ve diğ., 1991; Sarmiento ve diğ., 1997) yaşlı olduğu belirlenmiştir. Doğu Toridler'de, Anamur-Alanya bölgelerinde nodüler kireçtaşlarının çökeliminin Geç Kambriyen'e kadar devam ettiği tespit edilmiştir (Göncüoğlu ve Kozur, 1999a ve b). Nodüler kireçtaşlarının varlığı, kuvars arenitlerin çökeldiği sığ denizel koşullardan derin denizel ortamlara geçildiğini gösterir (Göncüoğlu ve Kozur, 2000). Kambriyen yaşlı karbonatlar, Geç Kambriyen – Erken Ordovisiyen (Kozlu ve diğ., 2002) yaşlı kalın monoton silisiklasitik bir istif (Seydişehir Formasyonu; Dean ve Monod, 1970) ile üzerlenir. Özgül ve diğerleri (1991) birimin, türbidit akıntılarının etkin olduğu açık şelf-kıta yamacı çökellerini, Göncüoğlu ve Kozlu (2000) ise fırtına çökellerini temsil ettiğini ileri sürerler. Seydişehir Formasyonu üzerine Triyas yaşlı taban konglomerası uyumsuz olarak gelir (Özgül ve diğ., 1991; Erdoğan ve diğ., 2004).



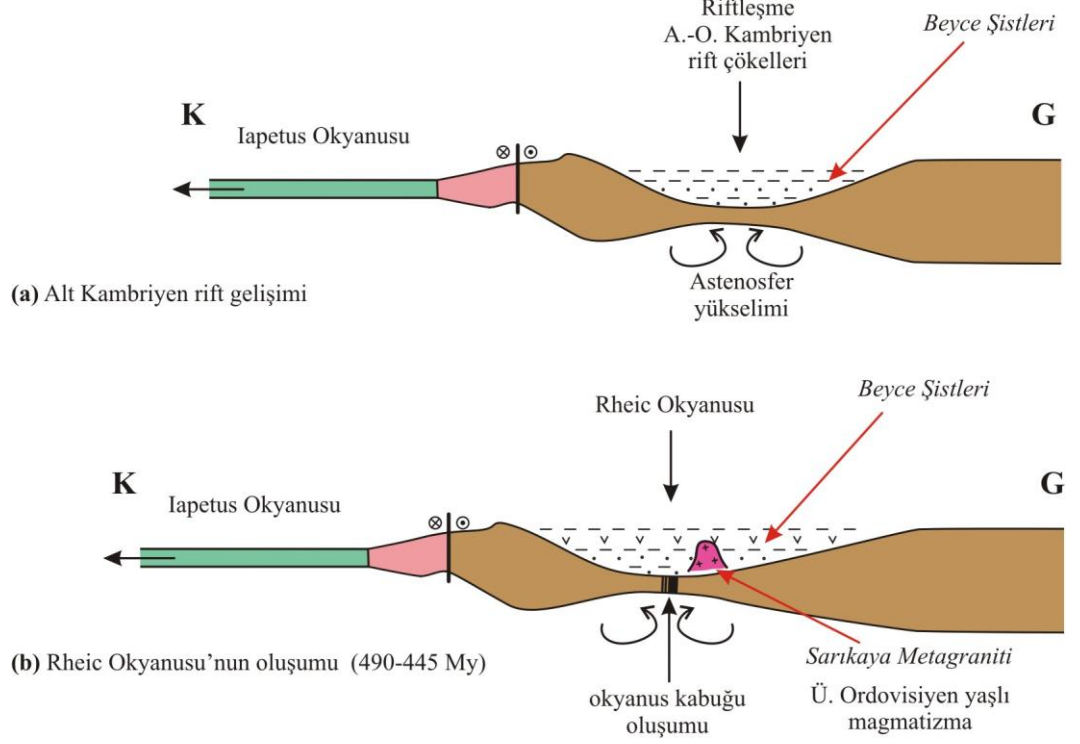
Şekil 5.3. Sandıklı bölgesinin Paleozoyik stratigrafisi (Gürsu ve Göncüoğlu, 2001).

İnceleme alanının temeli olan Beyce Şistleri'nin litolojik özellikleri ve Üst Ordovisiyen öncesi yaşlı oluşu dikkate alındığında, Seydişehir Formasyonu ile denestirmek mümkündür. Ancak Erken Kambriyen yaşlı Gögebakan Formasyonu da Beyce Şistleri'nin eşleniği olabilir.

Almanya'nın güneyinde Saxothuringian Zonu'nda gözlenen Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı kalın silisiklastik istif, sığ ve derin denizel ortamlarda çökelmiş birimler olarak tanımlanmıştır (Franke, 1984).

Orta Avrupa'daki Alt-Orta Kambriyen yaşlı metasedimenterlerin, Kadomiyen Yayısı'nın güneyinde gelişen rift havzasında çökeldiği ileri sürülür (Şek. 5.4a; Riberio ve Floor, 1987; Gallastegui ve diğ., 1987). Ordovisiyen yaşlı granitoidler ise bu riftleşme ile meydana gelmiş levha içi granitler olarak tanımlanır (Riberio ve Floor, 1987; Gallastegui ve diğ., 1987). Beyce Şistleri, Şekil 5.4a'da gösterildiği gibi, Gondwana'nın kuzey kenarında gelişen rift havzasında Alt Kambriyen'de (Nance ve diğ., 2010)

çökelmiş kırıntılı birimler olmalıdır. Birimin, Üst Ordovisiyen yaşlı Sarıkaya Metagraniti (Şek. 5.4b) ile kesilmiş olması bu düşüncüyü destekler niteliktedir.

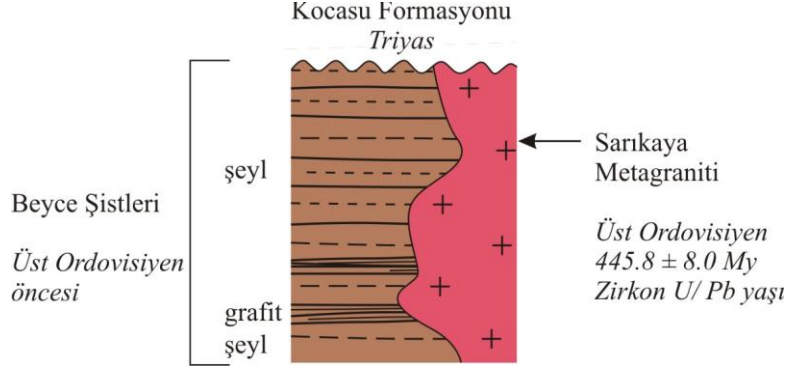


Şekil 5.4. Rheic Okyanusu'nun açılmasını ve Beyce Şistleri'nin olası oluşum ortamını gösteren şematik şekiller. Açıklama için metne bakınız.

5.1.2. Sarıkaya Metagraniti

Sarıkaya Metagraniti'nin, geçirmiş olduğu yoğun deformasyon ve mavişist metamorfizmasına rağmen magmatik dokusu çok iyi korunmuştur. Beyce Şistleri içine sokulum yapmış ve Kocasu Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiştir (Şek. 5.5).

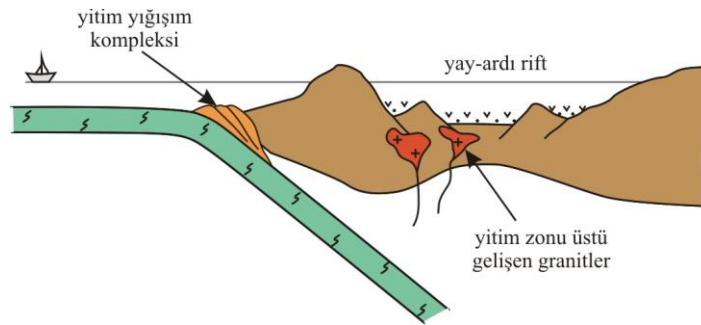
Birime ait zonlanma gösteren, öz şekilli 6 zirkon üzerinde U/ Pb iyon prob analizleri yapılmıştır. 5 zirkon analizine göre Üst Ordovisiyen (445.8 ± 8.0 My) yaşı elde edilmiştir. Bu yaş granitik magmanın kristalizasyon yaşı olarak yorumlanmıştır ve Tavşanlı Zonu'nun temel kayalarından elde edilen ilk yaş verisidir. Zirkonlardan 1 tanesi ise 574.2 My yaşı vermiştir. Bu yaş kalıntı zirkon yaşıdır ve granitin ergidiği kaynak alana aittir.



Şekil 5.5. Beyce Şistleri ile Sarıkaya Metagraniti'nin ilişkisini gösteren ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.

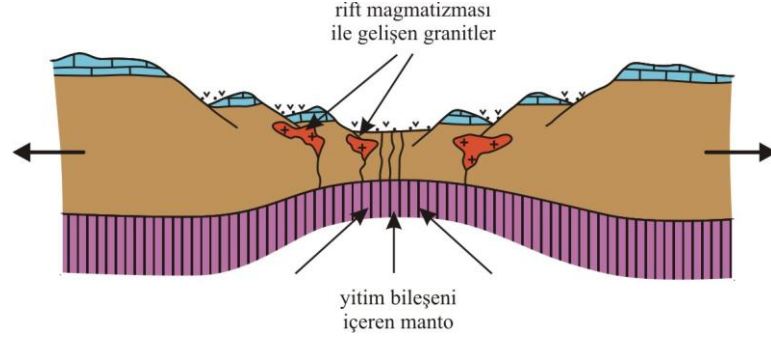
Sarıkaya Metagraniti örneklerinin jeokimya analiz sonuçlarının değerlendirilmesiyle granit/ granodiyorit olarak sınıflandıkları gözlenmiştir. Oluşturulan kaynak alan diyagramlarında, granitlerin üst kabuk bileşimli, pelitik kayaların kısmi ergimesi neticesinde geliştiği ortaya konulmuştur. Tektonik ayırt diyagramlarında volkanik yay granitleri ve levha içi granitleri alanında yer alan granitlerin, örümcek diyagramlarında Nb elementine karşı Ce elementinde gözlenen fakirleşme yitimiyle modifiye olmuş, zenginleşmiş bir kaynak alana işaret etmektedir. Bu durumda granitlerin geliştiği tektonik ortam için iki alternatif söz konusudur:

1. Sarıkaya Metagraniti, yitim zonu üstü rift ya da yay ortamında (Şek. 5.6) gelişmiştir.



Şekil 5.6. Yitim ile eş yaşlı olarak gelişen yay ardı havza ve bununla ilişkili magmatizma.

2. Sarıkaya Metagraniti, yaşlı bir yitim ile modifiye olmuş litosferik bir mantodan (Şek. 5.7) gerilme sonucunda oluşmuştur.



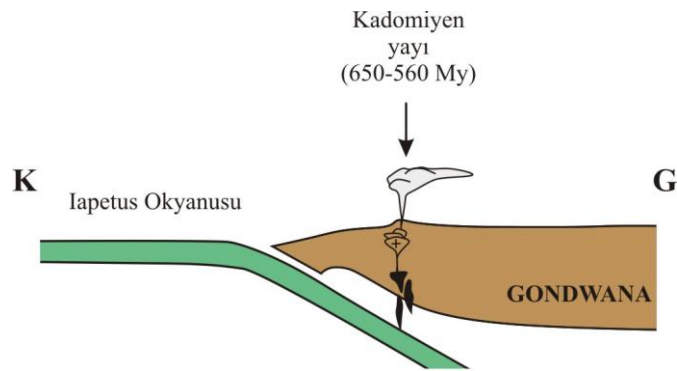
Şekil 5.7. Yitimden bağımsız olarak gelişen rift magmatizması. Manto bölgesinde daha önceki yitim bileşenleri kalık olarak korunmaktadır.

Bölgesel ölçekte Ordovisiyen’de, yitimle ilişkili olarak gelişen bir magmatik yaya ve bu yitimle gelişmiş olması gereken bir yitim yığılım kompleksine ilişkin verilerin olmaması, bu dönemdeki bir yitimin varlığını kuşkuyla kılar. Dolayısıyla, Sarıkaya Metagraniti için ileri sürülebilecek ilk alternatif elenmiş olur.

Sarıkaya Metagraniti için ikinci olarak ileri sürülen alternatif tektonik modeli, bölgesel ölçekte Ordovisiyen yaşlı rift magmatizması ile ilişkili veriler desteklemektedir. Tavşanlı Zonu’nda, önceki çalışmalardan bilinen tek metagranit, Orhaneli kasabası güneyindedir (Okay ve diğ., 2008). Bu bölgede yer alan ve mavişist metamorfizmasına uğramış olan Kapanca Metagranitoidi, Triyas yaşlı Kocasu Formasyonu içinde tektonik bir dilim olarak bulunur (Okay ve diğ., 2008). Bu metagranitten Pb-Pb evaporasyon yöntemi ile analizleri yapılan zirkonlardan 467.0 ± 4.5 My yaşı elde edilmiştir (Okay, 2008). Sarıkaya Metagraniti’nden 22 My daha yaşlı olan Kapanca Granitoidi’nin, Gondwana’nın kuzey kenarında Rheic Okyanusu’nun Erken Ordovisiyen’de riftleşmesi ile ilişkili olduğu ileri sürülmüştür (Okay ve diğ., 2008). Üst Ordovisiyen yaşlı Sarıkaya Metagraniti ile Orhaneli güneyindeki Orta Ordovisiyen yaşlı Kapanca Metagranitoidi (Okay ve diğ., 2008) haricinde Tavşanlı Zonu’nda tanımlanmış başka bir Ordovisiyen yaşlı magmatik kayaç bilinmemektedir.

metariyolit/ metadasit ve metakuvars porfirlerden oluşan metamagmatik birimlerle (Kestel Çayı Porfiroid Birliği) giriktir. Kröner ve Şengör (1990), Pb/ Pb zirkon analizi ile metakuvars porfirlerden 543 ± 4 My yaşı almışlardır. Metariyolitlerden yapılan zirkon Pb/ Pb analizi ile $541.1\pm 9.3 - 555.8\pm 14.3$ My arasında bir yaş verisi elde edilmiştir (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Bu yaş verisine göre Toridler’de, Geç Neoproterozoyik yaşlı bir magmatizmanın yer aldığı belirlenmiştir. Jeokimya analizleri metariyolitlerin, Gondwana’nın kuzey kenarı üzerinde, güneye doğru bir yitimle ilişkili olarak yay-ardı bir havzada geliştiklerini göstermiştir (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Daha doğuda, Bitlis Masifi’ndeki metagranitik intrüzyondan yine zirkon U/ Pb yaş analizleri ile $545.5\pm 6.1 - 531.4\pm 3.6$ My (Ediacaran-Erken Kambriyen) arası yaşlar elde edilmiştir (Ustaömer ve diğ., 2009). İnceleme alanındaki Sarıkaya Metagraniti’ndeki bir zirkonun çekirdeğinden elde edilen 574.2 My yaşının, bu dönemdeki magmatizmayı temsil ettiği düşünülebilir.

Jeokimya analizlerine dayalı yapılan değerlendirmeler neticesinde Proterozoyik yaşlı granitlerin, Iapetus Okyanusu’nun güneye doğru Gondwana’nın altına yitimi ile gelişmiş Kadomiyen Yay Magmatizması ürünleri olduğu ileri sürülmüştür (Şek. 5.9; D’Lemos ve diğ., 1990; Ustaömer, 1999; Chen ve diğ., 2002; Ustaömer ve diğ., 2005; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005; Okay ve diğ., 2008).

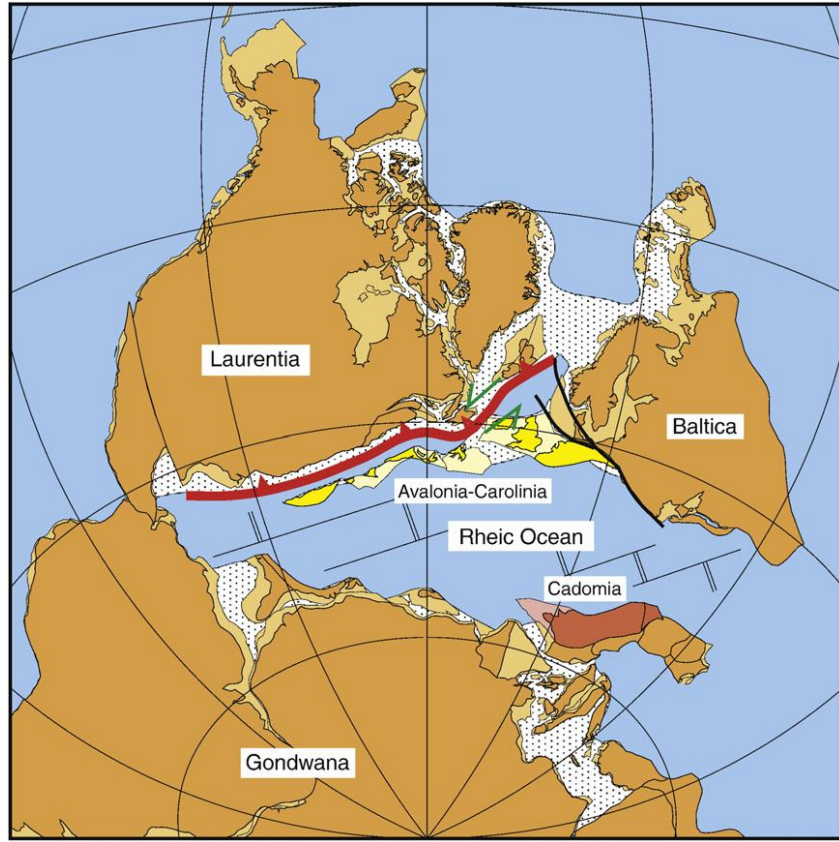


Şekil 5.9. Iapetus Okyanusu’nun güneye, Gondwana’nın altına doğru yitimi ile gelişmiş Kadomiyen Yayı (650-560 My)’nin şematik gösterimi.

Armutlu Yarımadası’nda tanımlanan Ordovisiyen yaşlı magmatizma ise, İstanbul Zonu’nun Gondwana’nın kuzey kenarından riftleşme ile ayrılması ve güneyde Rheic Okyanusu’nun açılması ile ilişkilendirilmiştir (Okay ve diğ., 2008). Iapetus Okyanusu’nun kuzeyde Lavrasya’nın altına doğru yitmeye başlamasıyla, güneyde

Gondwana'da gerilmeli bir tektonik rejim ile kıta kabuğu incelmış ve riftleşmenin ilerleyen safhasında, Erken Ordovisiyen'de Rheic Okyanusu açılmaya başlamıştır (Sánchez-García ve diğ., 2003, 2008, 2010; Nance ve Linnemann, 2008; Nance ve diğ., 2010; Şek. 5.10).

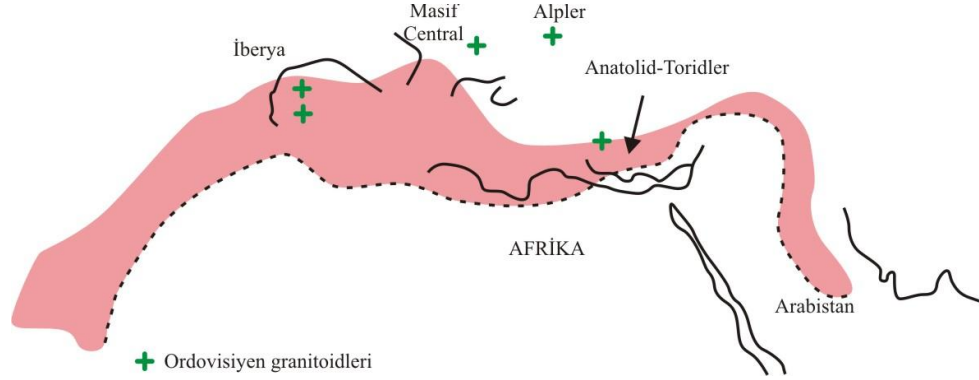
Diğer taraftan Toridler'de, volkanik kırıntılıların gözleendiği Ordovisiyen yaşlı kırıntılı istifler, Anatolid-Torid Bloku'nun kuzey kenarının riftleşmesi ile ilişkili çökeller olarak kabul edilmektedir (Erdoğan ve diğ., 2004; Monod ve diğ., 2003; Okay ve diğ., 2008).



Şekil 5.10. Iapetus Okyanusu'nun kapanmasını takip eden süreçte açılan Rheic Okyanusu'nun konumu, Erken Silüriyen (Nance ve diğ., 2010).

Ordovisiyen magmatizmasının izine Arap platformunda rastlanmaz (Okay ve diğ., 2008). Ancak dünya üzerinde bilinen Gondwana kökenli fragmanlarda Ordovisiyen magmatizması tanımlanmıştır (Şek.5.11). French Massif Central'da, ortognayslardan 521 ± 7 - 446 ± 6 My kristalizasyon yaşları elde edilmiştir (Melleton, 2010). Aynı çalışmacı, bu verilere dayanarak Gondwana'nın kuzey kenarında riftleşmenin Alt

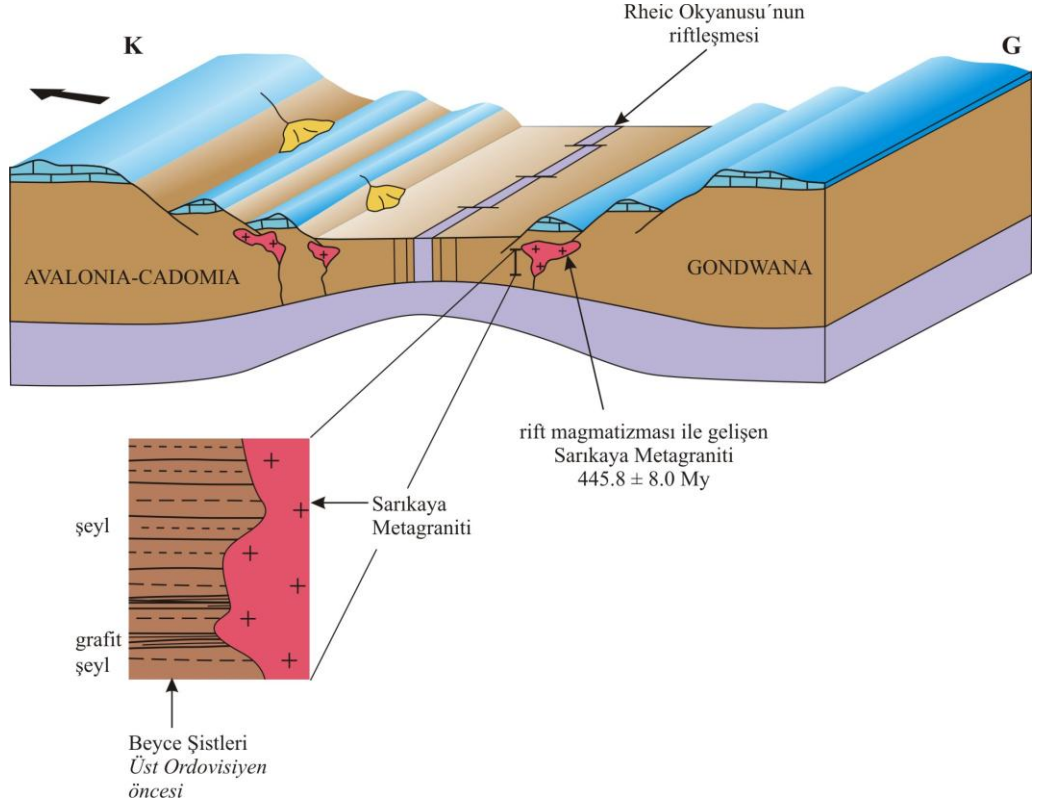
Paleozoyik'te başlayıp Ordovisiyen sonuna kadar devam ettiğini ileri sürmüştür. U/ Pb zirkon analiz yöntemi ile Romanya Karpatlar'da metavolkanik kayalardan Erken Ordovisiyen (Balintoni ve diğ., 2009) yaşı elde edilmiştir. İspanya'nın kuzeydoğusunda Pireneler'de, Alt Ordovisiyen yaşlı magmatik kayaların varlığı belirlenmiştir (Delaperrière and Respaut, 1995; Deloule et al., 2002; Cocherie et al., 2005).



Şekil 5.11. Ordovisiyen granitoidlerinin Orta Avrupa'da dağılımı (Von Raumer ve diğ., 2002; Okay ve diğ., 2008).

Gondwana kökenli mikro kıtaların Kambro-Ordovisiyen tektonik evriminde magmatik kayaların jeokimyasal özellikleri önemli ipuçları sağlamaktadır. Bu magmatik kayaların rift, aktif kıta kenarı ve çarpışma ile ilişkili oldukları şeklinde farklı düşünceler ileri sürülmüştür: Kambriyen yaşlı plajiogranitler (Chamrousse, Fransa, Ménot, 1987; Silvretta, Avusturya, Müller ve diğ., 1996) okyanusal granitler olarak tanımlanmış ve Rheic Okyanusu'nun açılması sırasında okyanus kabuğunun oluşumu ile ilişkili oldukları belirtilmiştir. Kambriyen-Erken Ordovisiyen alkalin granitoidlerin (Malpica-Tuy, İspanya, Pin ve diğ., 1992; Mt. Pourri, Fransa, Guillot ve diğ., 1991; Thyon, İsviçre, Bussy ve diğ., 1996), Rheic Okyanusu'nun açılıma öncülük eden riftleşme ile ilişkili oldukları ileri sürülmektedir (Von Raumer ve diğ., 2003). Rheic Okyanusu'nun oluşumunun erken evrelerinde geliştikleri düşünülen magmatik kayalar French Central Masifi (Briand ve diğ., 1995; Pin ve Marini, 1993), Alpine External Masifi (Ménot, 1987), Saxothuringian Zonu (Kemnitz ve diğ., 2002) ve Bohemian Masifi'nde (Floyd ve diğ., 2000) gözlenmiştir.

Bu bilgiler ışığında, Sarıkaya Metagraniti'nin Rheic Okyanusu'nun açılmasıyla ilişkili rift magmatizması (Şek. 5.12) eşliğinde meydana geldiği düşünülmektedir.



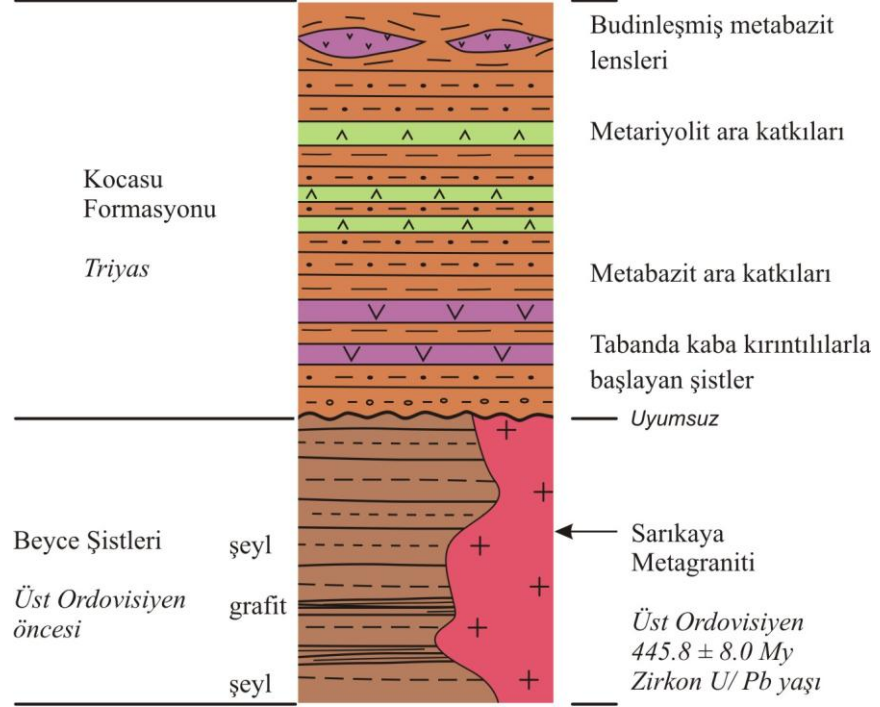
Şekil 5.12. Sarıkaya Metagraniti'nin, Üst Ordovisiyen'de Rheic Okyanusu'nun açılmasına öncülük eden riftleşme ile ilişkili magmatizma sırasında geliştiğini gösteren blok diyagramı.

5.1.3. Kocasu Formasyonu

Kocasu Formasyonu, Beyce Şistleri ve Sarıkaya Metagraniti üzerine uyumsuz olarak gelir (Şek. 5.13). Uyumsuzluk düzlemi, etkin olan mavişist metamorfizması ve deformasyon nedeniyle belirgin değildir. Kocasu Formasyonu, tabanda kaba kırıntılı kuvarsca zengin şistlerle başlar (Şek. 5.13). Üste doğru metabazit ve metariyolit ara katkıları ile ardalanan açık kahverenkli, metakuvarsit ara seviyeli şistlere geçer. En üstte metabazit mercceklerinin şistlerle sarmalandığı bir seviye ile sonlanır (Şek. 5.13).

Kocasu Formasyonu'nun tabanındaki kaba kırıntılı kuvarsca zengin seviye ile başlayan şist istifli, litolojik özellikleri dikkate alındığında, kıta kenarı ortamında çökelmiş silisiklastik bir istifli temsil eder. Kocasu Formasyonu'nun üstüne doğru çıkıldıkça gözlenen metariyolit ve metabazit ara katkıları, şistlerin köken kayacı olan sedimentlerin çökelişi sırasında volkanik bir aktivitenin varlığına işaret eder. Hem

bazik hem de felsik karakterli volkanizma ürünlerinin aynı istif içerisindeki birlikteliği bimodal volkanizmayı simgeler.



Şekil 5.13. Kocasu Formasyonu'nda gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.

Metabazitlerin jeokimyasal özellikleri biri levha içi ve diğeri volkanik yay alanında püskürmüş iki grup lav olduğunu göstermektedir. Volkanik yay ortamını temsil eden lavlarda gözlenen Nb elementine karşı Ce fakirleşmesi, yitim zonu üstü tektonik ortamların karakteristiğidir. Metariyolitlerin jeokimyası, metabazitlerinkine benzerlik göstermekte ve volkanik yay ile levha içi tektonik ortamları temsil etmektedir. Volkanik yay ürünleri doğrudan yitim üzerinde gelişmiş olabileceği gibi, eski bir yitimle modifiye olmuş mantonun kısmi ergimesi ile de gelişmiş olabilir.

Sadece jeokimya verilerine dayanarak tektonik ortam hakkında yorum yapmak pek sağlıklı sonuçlar vermeyebilir. Jeokimya verileri ile birlikte bölgesel ölçekte deneştirme yaparak, benzeri birimler için ileri sürülen tektonik ortamları göz önünde bulundurmamak, bu metavolkanik kayalar için düşünülen farklı tektonik ortamların elenmesinde ve doğru sonuca ulaşılmasında çok önemlidir.

İnceleme alanındaki bimodal volkanizma, Anatolid-Toridler’de önceki çalışmalarda belirtilmiş olan Triyas yaşlı riftleşmenin uzantısıdır (Monod ve Akay, 1984; Okay ve diğ., 1996; Collins ve Robertson, 1999; Okay ve Tüysüz, 2000; Güngör ve Erdoğan, 2002). Aşağıda farklı bölgelerde Triyas yaşlı kıtasal riftleşmeyle ilgili elde edilen verilere kısaca değinilerek Kocasu Formasyonu ile deneştirilecektir.

Afyon Zonu’nda Triyas yaşlı düşük dereceli metamorfizmaya uğramış olan İkibaşlı Formasyonu’nda gözlenen metabazit ve metariyolit ara seviyeleri bimodal volkanizma olarak yorumlanmıştır (Akay, 2009). İkibaşlı Formasyonu’nun platform tipi sığ denizel, Geç Triyas-Jura yaşlı fosilleri (Kaya, 1972; Kaya ve diğ., 1995; Akay ve diğ., 2007; İşintek ve diğ., 2007; Akay, 2009) içeren kireçtaşları (Budağan Kireçtaşı) ile üzerlenmesi, volkanizmanın Triyas yaşlı olduğunu göstermektedir (Akay, 2009).

Triyas yaşlı magmatizma ürünleri Menderes Masifi’nde de gözlenir. Masifin güneyinde, Selçuk ve Kavaklıdere’de Triyas yaşlı kırıntılı bir istifte gözlenen mafik volkanik kayaların gerilmeli tektonik bir rejimde, levha içi ortamda geliştikleri ileri sürülmüştür (Güngör ve Erdoğan, 2002). Diğer taraftan Karaburun’da da, Triyas yaşlı sedimentler bir istifte mafik ara katkılarının bulunduğu belirlenmiştir (Erdoğan ve diğ., 1990). Bolkar Dağı’nda metamorfik Anatolid karbonat platformu (Afyon Zonu), Permian yaşlı karbonatlarla başlar ve Erken Triyas yaşlı metabazik ara katkılı kırıntılı bir istifte geçer (Demirtaşlı ve diğ., 1984; Robertson ve diğ., 2009). Mesozoyik platformunun altında yer alan Triyas yaşlı volkanosedimenter istifler, Konya ve Bayat bölgelerinde de gözlenmiştir (Robertson ve diğ., 2009). Erken Triyas yaşlı bu volkanik ürünler Anatolid-Toridlerin riftleşmesi ile ilişkilendirilmektedir (Monod ve Akay, 1984; Okay ve diğ., 1996; Collins ve Robertson, 1999; Okay ve Tüysüz, 2000; Güngör ve Erdoğan, 2002; Robertson ve diğ., 2009).

Yunanistan güneyinde Geç Triyas – Erken Senozoyik istifi derin denizel karbonat ve silisiklastik bir istiftten oluşur (Smith ve diğ., 1970; Robertson ve Dixon, 1984). Bu istifte gözlenen bazik volkaniklerin subalkalin bazalt, şoşonit, alkali bazalt ve okyanus ortası sırt bazaltı bileşimli oldukları belirlenmiştir (Pe-Piper, 1982;.. Yitimle modifiye olmuş bir kaynak alandan türedikleri belirtilerek volkanizmanın yitim zonu üstünde

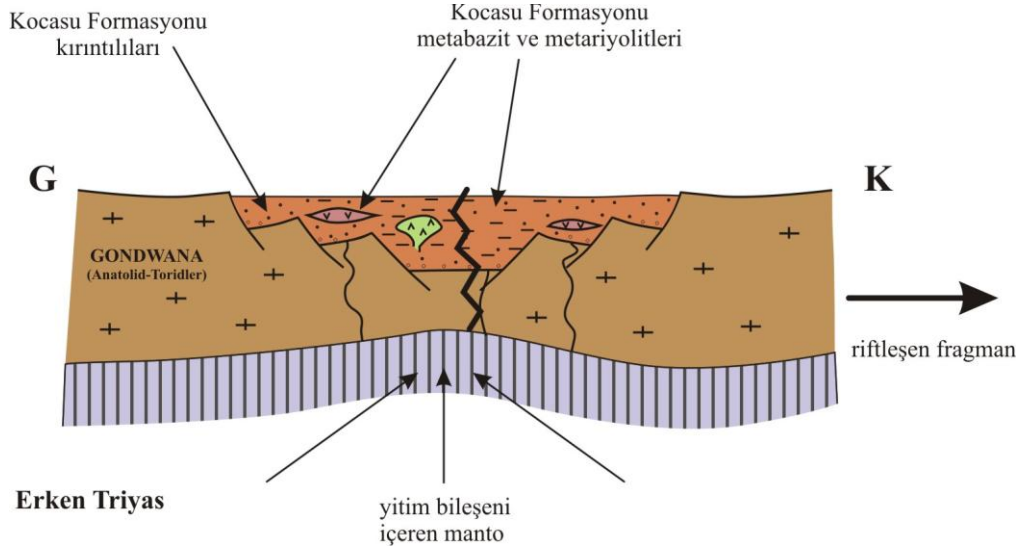
geliştiği ileri sürülmüştür (Pe-Piper ve Piper, 2002). Ancak bu döneme ait yay magmatizmasının bölgede tanımlanmamış olmasına dayanılarak, bazik volkanizmanın kıtasal rift ortamında geliştiği ileri sürülmüştür (Robertson ve Dixon, 1984); Robertson ve diğ., 1991, 1996).

İnceleme alanında, Kocasu Formasyonu'nun yaşına ilişkin elde radyometrik yaş verisi bulunmamaktadır. Birimin geçirmiş olduğu metamorfizma derecesi fosil bulgusuna dayalı yaşlandırmayı imkansız hale getirmiştir. Orhaneli'nde, Kocasu Formasyonu'nun mikaşistlerinden yapılan Pb-Pb evaporasyon zirkon analizleri ile Kambro-Ordovisiyen (530-450 My) ve Karbonifer (310 My) yaşları elde edilmiştir (Okay ve diğ., 2008). Bu yaşlar, mikaşistlerin köken kayacı olan kumtaşı-şeyl istifinin çökeltme yaşının Karbonifer ve sonrası olduğunu gösterir (Okay ve diğ., 2008).

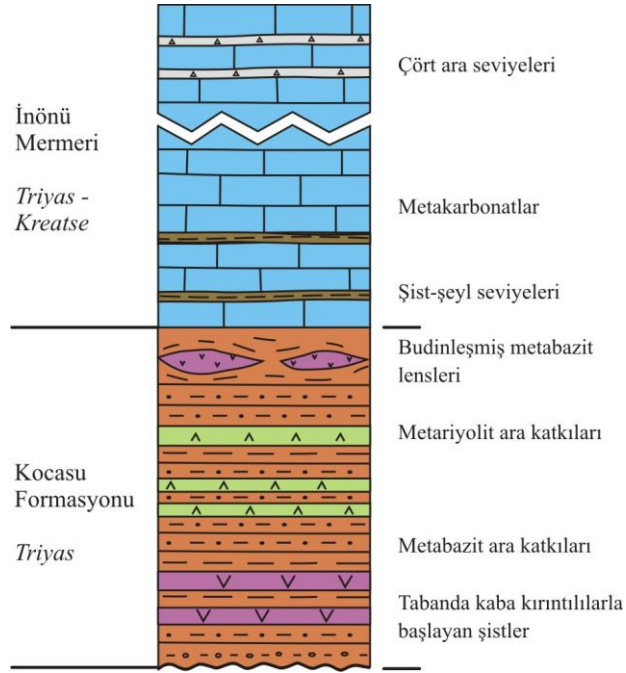
Yukarıdaki verilerin eşliğinde Kocasu Formasyonu'nun, Mesozoyik platformu altında yüzeylenen Triyas yaşlı rift çökellerine karşılık geldiği ortaya konulmuştur. Kocasu Formasyonu, Erken Triyas'ta litosferik gerilme ile gelişmiş rift ortamında çökelmiş silisiklastik bir istifi temsil eder (Şek. 5.14). İleride yapılacak radyometrik yaş analizleri ile bu riftleşmenin yaşının belirlenmesi hedeflenmektedir.

5.1.4. İnönü Mermeri

İnönü Mermeri, tabanda şist-mermer ar dalanması ile başlayan, 1300 m'den daha kalın bir metakarbonat istifidir. Üst seviyelerde sık aralıklarla çört ara seviyeleri gözlenir (Şek. 5.15). Geçirmiş olduğu yüksek basınç/ düşük sıcaklık metamorfizması nedeniyle, inceleme alanındaki yüzeylemelerinde İnönü Mermeri'nde yaş verisi sağlayacak fosiller tümüyle rekristalize olarak silinmiştir. Birimin, rift çökellerinden (Kocasu Formasyonu) oluşan silisiklastik bir istifi üzerlemesi, ortamın durgun, sığ denizel bir ortama geçtiğini gösterir (Şek. 5.16a). Alt seviyelerde metakarbonatlar içinde gözlenen şist-şeyl ara seviyeleri, alttaki Kocasu Formasyonu üzerine İnönü Mermeri'nin geçişli olarak geldiğini gösterir. Metakarbonat istifinin tabanına yakın, sadece bir lokasyonda gözlenen metabazit ara seviyesinden alınan örneklerin çok ayrılmış olmasından dolayı jeokimya analizleri yapılamamıştır. İnceleme alanı dışında farklı bölgelerde de platform



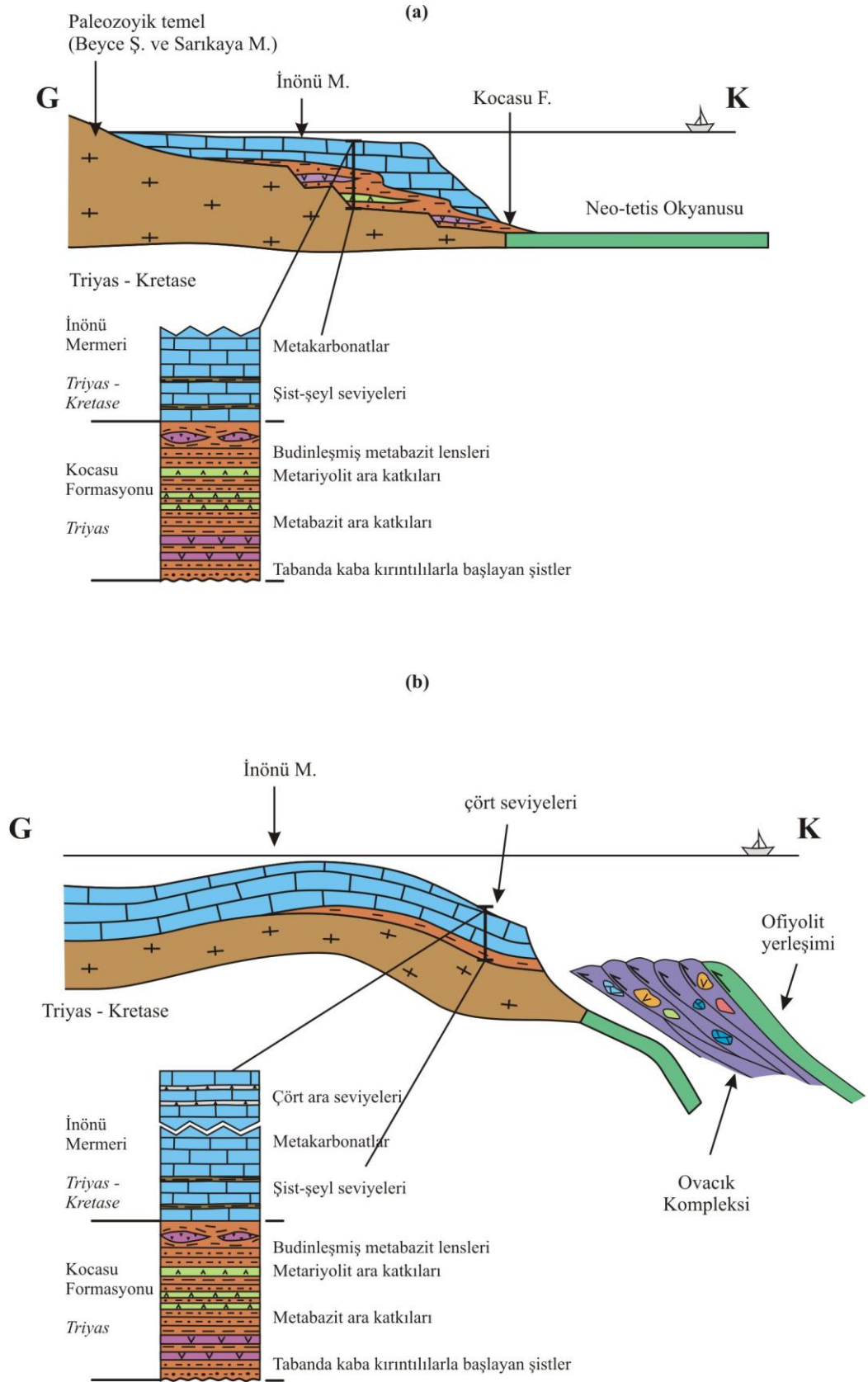
Şekil 5.14. Erken Triyas'ta, Gondwana'nın kuzey kenarının, litosferik gerilme neticesinde riftleşmesi. Gelişen havzada Kocasu Formasyonu'nu temsil eden, bimodal rift volkanizması ile birlikte kırıntılı istif.



Şekil 5.15. İnönü Mermeri'nde gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.

karbonatları ile ara katkılı olarak gözlenen böylesi metabazit ara seviyeleri, Erken Triyas yaşlı bölgesel riftleşme ile ilişkilendirilmektedir (Alastair ve diğ., 2009). Bu bölgelere ilişkin veriler aşağıda anlatılmaktadır. Metakarbonat istifinin üst düzeylerinde metaçört ara seviyelerinin sıklaşması, platformun çökerek derin denizel ortama geçişini temsil eder. Platformun çökmesinin nedeni, bölgede kuzeyden güneye yerleşen ofiyolitik melanj ve ofiyolitin kıta kenarı üzerine doğru ilerlemesidir (Şek. 5.16b).

Rift ile ilişkili kırıntılıların çökeliminden sonra Orta-Geç Triyas'ta, Anatolid-Torid Bloku'nda sığ denizel karbonat çökelişi yaygın olarak gözlenir (Demirtaşlı ve diğ., 1984; Okay, 1986; Özcan ve diğ., 1990; Alastair ve diğ., 2009). Orhaneli'nde platformun Orta Triyas – Kretase yaş aralığında olduğu belirtilir (Okay, 1986). Kaya ve diğ., (2001), Domaniç kuzeybatısında, İnönü Mermeri'nin alt seviyelerindeki konodontlardan (*Mockina slovakensis*, Kozur, 1972) Geç Noriyen (Üst Triyas) yaşlı elde etmiştir. Bu tür konodontların, platform içi sığ denizel bir topluluğu temsil ettiğini ileri sürmüşlerdir. Bolkar Dağı'nda, Anatolidlerin metamorfize karbonat platformunun Geç Permiyen – Geç Kretase yaşlı olduğu ileri sürülmüştür (Demirtaşlı ve diğ., 1984). Bu bölgede Erken Triyas yaşlı olduğu belirlenen seviyelerde gözlenen bazik lavların varlığı, bölgesel riftleşme ile açıklanır (Alastair ve diğ., 2009). Konya'da yüzeylenen karbonat platformunun Erken Triyas yaşlı sığ-denizel karbonatlarla başladığı (Alastair ve diğ., 2009) ve Orta Triyas – Kretase (Özcan ve diğ., 1988) yaşlı neritik karbonatlara geçtiği belirtilmiştir. Farklı bölgelerdeki (Beypazarı-Çayırhan bölgesinde, Önal ve diğ., 1988; Özer, 2002; Haymana-Polatlı bölgesi, Özcan ve Özkan-Altın, 1997) karbonat istiflerinin üst seviyelerinde saptanan rudistler, karbonat çökelişiminin Kampaniyen-Maastrichtiyen'e kadar devam ettiğini gösterir. Diğer taraftan Anatolid-Torid Bloku'nun kuzeyi yeni açılan okyanusal bir havza ile temsil edildiği için, platforma gelen kırıntıların kaynak alanının, güneydeki yüksek kıtasal alanlar olduğu anlaşılır (Robertson ve diğ., 2009). Neticede İnönü Mermeri, Erken Triyas'ta gelişen litosferik gerilme ile Gondwana'dan ayrılan blokların kuzeye doğru hareketi sonrasında güneyde gelişmeye başlayan, Gondwana'nın pasif kıta kenarındaki karbonat çökelişimini temsil eden bir istif (Şek. 5.16).

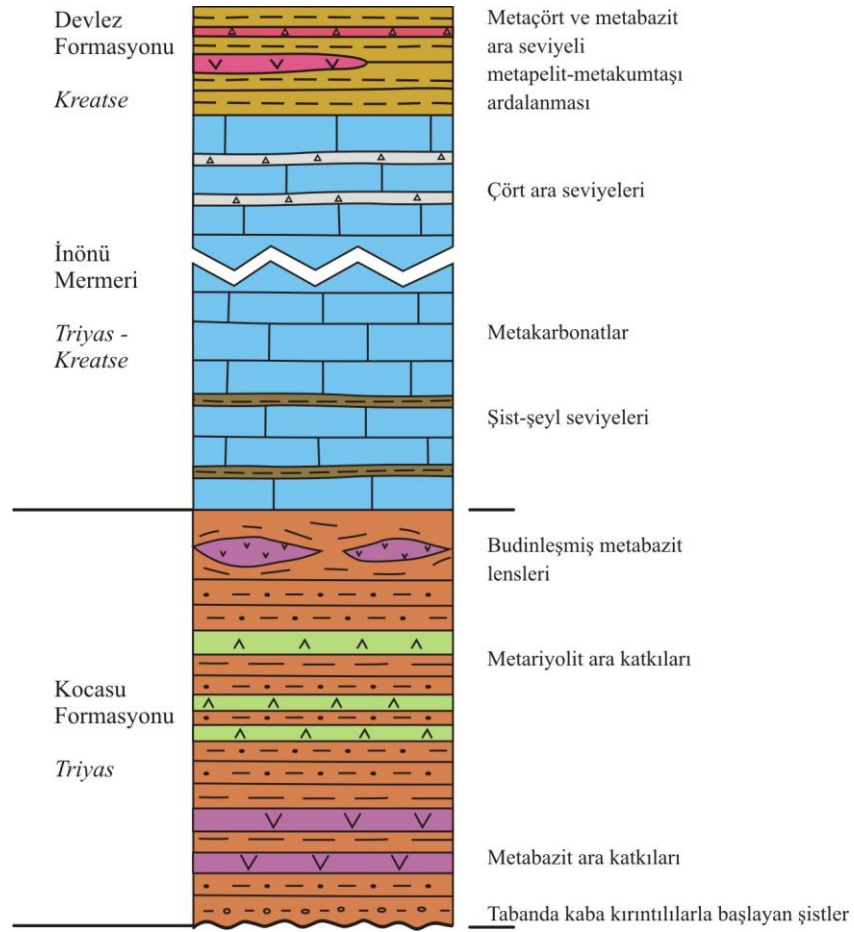


Şekil 5.16.a. İönü Mermeri'nin karbonat platformu olarak kıta kenarında çökelimini, b) İönü Mermeri'ndeki çört ara seviyelerinin gelişimini gösteren şematik şekiller.

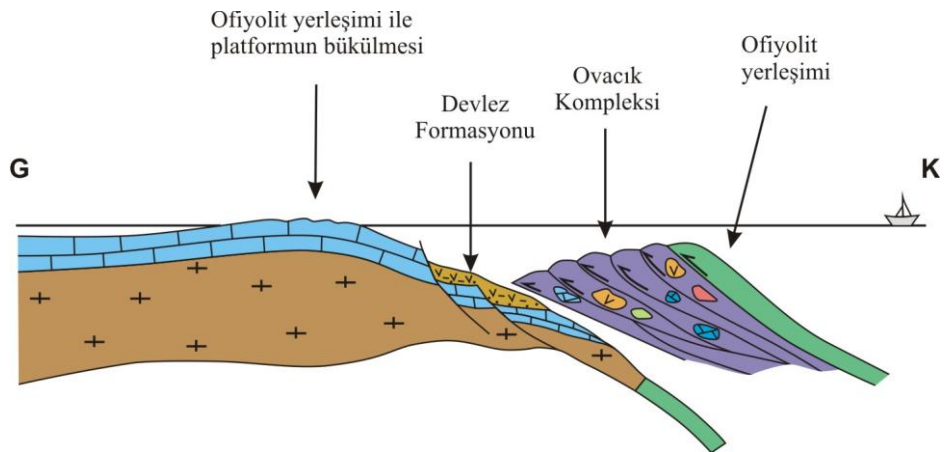
5.1.5. Devlez Formasyonu

Metabazalt ve metaçört ara seviyelerinin gözleendiği metapelit ve metasilttaşlarından oluşan Devlez Formasyonu, İnönü Mermeri üzerine uyumlu olarak gelir (Şek. 5.17). İnceleme alanında sadece kuzeyde, Zımbalı Tepe’de yüzeylenen birimin kırıntılılarının yerli yerinde mostrasını bulmak oldukça güçtür. Metaçört ve metabazit ara seviyeleri, kırıntılılara göre daha dayanımlı olduklarından topoğrafyada çıkıntı yapmışlardır. Metabazitlerden yapılan jeokimya analizleri, toleyitik bazalt olarak sınıflanmış ve tektonik ayırt diyagramlarında levha içi bazalt alanına düşmüştür. Karbonat çökelinin yer aldığı durgun ve sığ bir ortamdan, kırıntılı bir malzemenin biriktiği bir havzaya geçilmesi ortamın derinleştiğini gösterir. Metaçört seviyeleri de ortamın derinleştiğini destekler. Levha içi bazaltların, bu kırıntılı istif içinde gözlenmesi, magmatik bir aktiviteye işaret eder. Devlez Formasyonu ilk kez Orhaneli dolayında, karbonatların üzerinde çört ve bazik lav ara katkılarının gözleendiği kırıntılı bir istif olarak tanımlanmıştır (Okay, 1981, 2004). Bazik lavlara ilişkin ilk jeokimya verileri bu tez çalışması kapsamında elde edilmiştir.

Benzeri birimler Mesozoyik platformu üzerinde Orhaneli’nde (Okay ve diğ., 1998), Sivrihisar kuzeybatısında (Halilbağı Formasyonu; Kulaksız, 1978; Monod ve diğ., 1991; Davis ve Whitney, 2006, 2008; Çetinkaplan ve diğ., 2008), Umman ve Balkan bölgelerinde (Robertson, 1987; 1991) gözlenmiştir. Bazaltik lavların sığ denizel karbonat platformu üzerinde kırıntılı bir istifte gelişimi, örnekleri Balkanlarda ve Umman’da olduğu gibi ofiyolit yerleşimi sırasında karbonat platformundan ön ülke ortamına geçişi ile açıklanır (Robertson ve diğ., 1987, 1991; Collins ve Alastair; 1999; Robertson ve Parlak; 2004). Benzeri ortam, gerilmeli tektonik rejimde gelişen rift ortamından, sıkışmalı rejimde gelişen ön ülke havzasına geçildiğinin ileri sürüldüğü Andlar’in Mesozoyik evriminde de görülür (Wilson, 1991). Bu bölgelerde, levha içi magmatizmasına neden olan mekanizma, ofiyolit yerleşimi sırasında kıta kabuğunun bükülmesi ve ön ülke havzasının gelişimi ile açıklanır (Şek. 5.18). Bükülen platformda etkin olan gerilme (flexural extension) ile normal faylar gelişir (Şek. 5.18). Üst litosfer riftleşme ile incelirken, rift ortamındakine benzer şekilde alttaki manto yükselir ve magmatizma gerçekleşir.



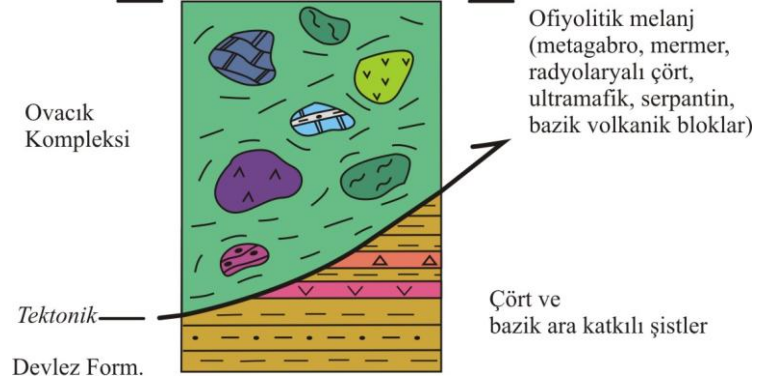
Şekil 5.17. Devlez Formasyonu'nda biriminde gözlenen farklı seviyelerin gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.



Şekil 5.18. Ofiyolitik melanjın ve ofiyolit yerleşimi ile, platformda bükülme ile ön ülke gelişimi. Bükülen platformda oluşan gerilme ile incelen litsoferde kırıntılılarla birlikte levha içi magmatizmanın gelişimi.

5.1.6. Ovacık Kompleksi

İnceleme alanında kapsadığı farklı kaya türlerindeki bloklardan (metagabro, metabazit, radyolaryalı çört, çörtlü mermer, bazik volkanik, serpantin gibi) ve blokları sarmalayan ufak taneli bir matriksten oluşan Ovacık Kompleksi, alttaki tüm birimleri tektonik olarak üzerler (Şek. 5.19).



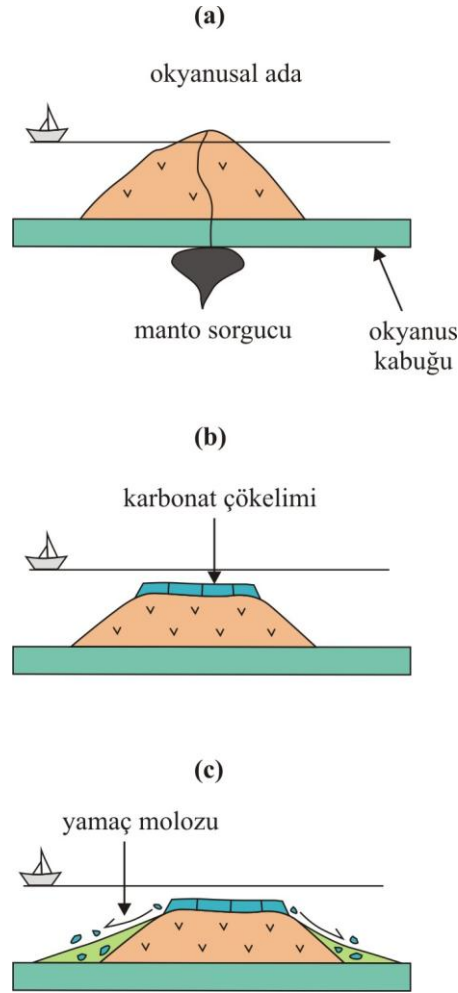
Şekil 5.19. Ovacık Kompleksi biriminde gözlenen farklı blokların gösterildiği ölçeksiz stratigrafik sütun kesit.

Bloklar, ofiyolit yerleşimi sırasında okyanus kabuğundan ve güneydeki karbonat platformundan türemiş, boyları 3-4 m'den 1000 m'ye kadar değişen boyutlardadır. Radyolaryalı çört blokları, okyanus kabuğu üzerinde çökelen sedimentleri, metagabro ve serpantin blokları okyanus kabuğunu temsil eder. Çört ara seviyeli mermer blokları, kıtasal platformdan gelen bloklardır. Bazik kökenli lavlar okyanus kabuğundan gelebileceği gibi, örneğin okyanus kabuğu üzerinde gelişmiş bir volkanik yaydan ya da okyanusal bir adadan gelen bloklar da olabilir. Bu ayrımı yapabilmek için bazik volkanik blokların jeokimyasal özellikleri incelenmelidir. Farklı bazik volkanik bloklardan alınan örneklerin jeokimya analizleri neticesinde 3 grup lav ayıklanmıştır:

1. Levha içi bazaltlar,
2. Boninitik lavlar,
3. Okyanus ortası sırt bazaltları (MORB).

Levha içi bazalt örnekleri, manto sorgucu ile ilişkili okyanus kabuğu üzerinde gelişmiş okyanus adası (seamount) bazaltlarını temsil eder. Levha içi karakteri sunan bazik

lavların, okyanusal ada olması lehinde önemli bir ayrıntı arazi çalışmaları sırasında, Ovacık Kompleksi içinde gözlenen, köşeli kireçtaşı çakıllarının yeşil renkli volkanik kökenli bir matriksle sarmalandığı yamaç molozu bloklarıdır. Okyanusal ada geliştikten sonra, su seviyesinin altında iken, okyanusal adanın en üst düzeyinde karbonat çökelişi başlar (Şek. 5.20a, b). Daha sonra bu karbonatlı seviyelerden kırıntılar, okyanus adasının yamaçları boyunca aşağı hareket ederek yamaç molozlarını oluştururlar (Şek. 5.20c). Bu arada kireçtaşı kırıntıları, okyanus adasından gelen volkanik kökenli bir matriksle tutturulur. İnceleme alanında, 3-4 cm boyunda köşeli kireçtaşı çakıllarının volkanik kökenli matriksle sarmalandığının gözlemlendiği blokların bu tür yamaç molozlarını temsil ettiği düşünülmektedir.



Şekil 5.20. Okyanusal adanın kenarlarında yamaç molozu oluşumu.

Ovacık Kompleksi'ndeki volkanik bloklardan alınan iki örnek boninitik lavları temsil etmektedir. Boninit, mafik volkanik bir kayadır. Yüksek Mg ve silika, düşük Ti içeriği ile dikkati çekerler (Crawford, 1989). Yitimin ilk evrelerinde gelişen boninitler, yay önu ortamları temsil eder (Crawford ve diğ., 1985; Crawford, 1989; Dobson ve diğ., 2006). Okyanus ortası sırt bazaltları olarak sınıflanan lavlar Neotetis Okyanusu'nun yayılımı sırasında gelişmişlerdir. Ovacık Kompleksi'nin eşleniği olan Ankara Melanji'ndeki volkanik blokların N-MORB, okyanusal ada (seamount) ve yay toleyitlerini temsil ettikleri belirlenmiştir (Tankut ve diğ., 1998). Bu farklı tip volkanizmalara ait blokların, Neotetis Okyanusu'nun, Orta Jura-Orta Kretase boyunca deniz tabanı yayılımı ve Orta Kretase'de çarpışma ile ilişkili evrimi sırasında gelişmiş oldukları ileri sürülmüştür (Tankut ve diğ., 1998). Bornova Fliş Zonu'ndaki çört-çamurtaş ardalanmasının gözlemlendiği farklı bloklardan Geç Ladiniyen ve Karniyen radyolaryaya yaşı elde edilmiştir (Tekin ve Göncüoğlu, 2002). Levha içi karkaterli volkanik bloklarla birlikte bulunan radyolaryalı çörtlerden Batoniyen-Erken Kalloviyen (Orta Jura), okyanus ortası sırt bazaltlarını temsil eden volkanik bloklarla birlikte bulunan radyolaryalı çörtlerden ise Karniyen (Üst Triyas) yaşı elde edilmiştir (Tekin ve Göncüoğlu, 2009). Karbonat bloklarındaki foraminiferlerden Geç Noriyen-Resiyen (neritik karbonatlar), Titoniyen-Albiyen (yarı-pelajik karbonatlar) yaşları elde edilmiştir (Okay ve Altıner, 2007). Blokları sarmalayan matriksin Geç Kretase-Paleosen yaş aralığında olduğu belirtilir (Okay ve Altıner, 2007).

Benzeri volkanik bloklar Dağköplü Melanji'nda gözlenmiş ve radyolaryalı çört seviyesi içeren volkanik blokların okyanus adası bazaltları, yitimle ilişkili yay toleyitleri ve okyanus ortası sırt bazaltlarını temsil ettikleri belirtilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 2006, 2010). Radyolaryalı çörtlerden elde edilen yaş verilerine göre, okyanus ortası sırt bazaltlarının, Orta Jura-Kretase; okyanus adası lavlarının Orta Jura-Erken Kretase ve volkanik yay toleyitlerinin Orta Kretase'de geliştikleri ileri sürülmüştür (Göncüoğlu ve diğ., 2010).

İnceleme alanındaki Ovacık Kompleksi'ne ait volkanik blokların jeokimya analizlerine ve önceki çalışmalarda elde edilen jeokimya ve yaş verilerine dayanarak, Anatolid-Toridler'in Erken Triyas'ta riftleşmesinin ardından meydana gelen okyanus kabuğundaki tektono-magmatik ilişkiler aşağıda şematik bir şekil üzerinde

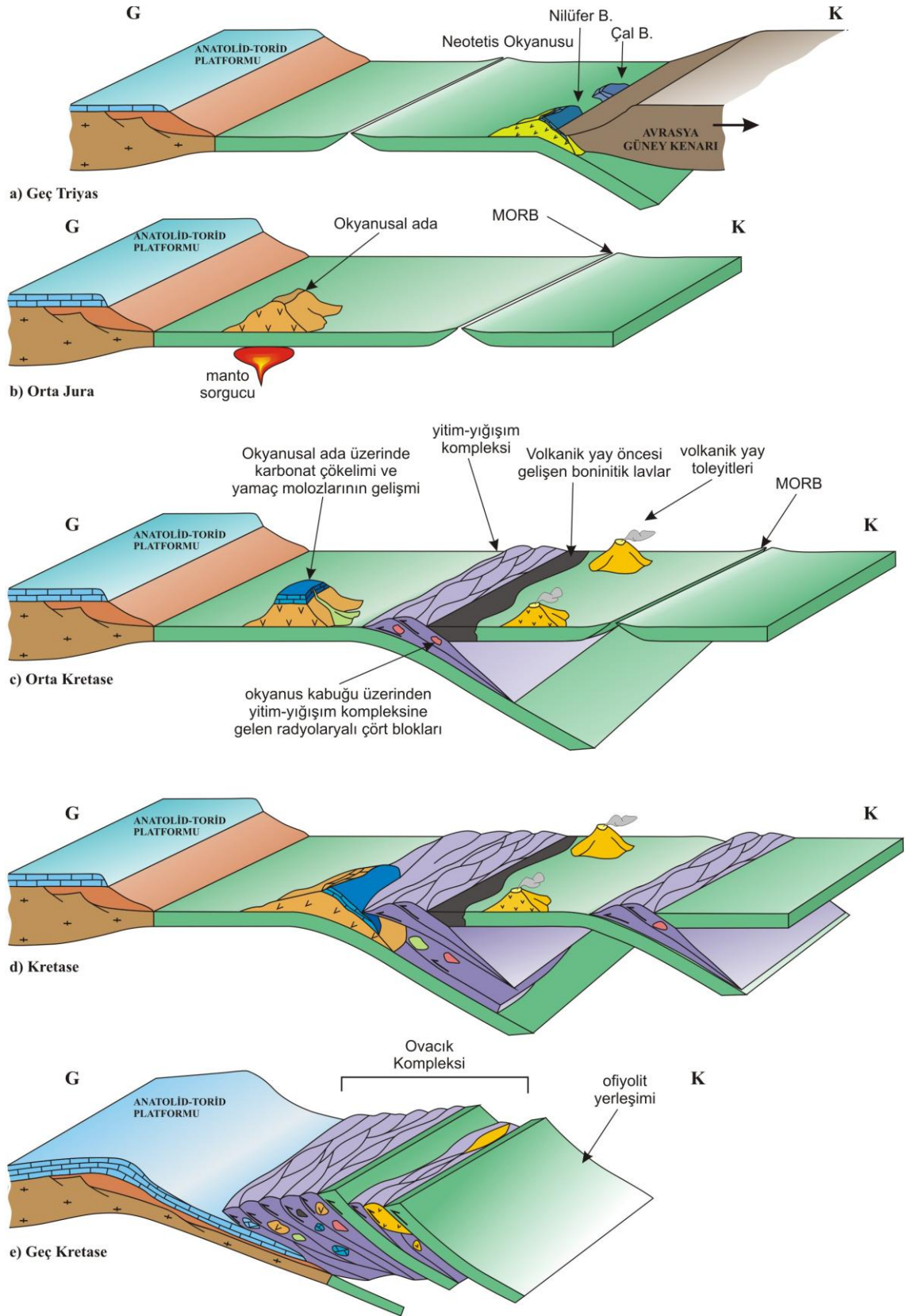
gösterilmiştir (Şek. 5.21). Buna göre Orta Jura'da, Neotetis Okyanus kabuğu gelişimi ile okyanus ortası sırt bazaltları ve manto sorgucu ile ilişkili okyanusal ada gelişir (Şek. 5.21a). Levha içi bazaltların temsil edildiği okyanusal ada, Anatolid-Torid pasif kıta kenarı çökellerinin kuzeyinde, okyanus ortası sırtın güneyinde gelişir (Şek. 5.21a). Orta Kretase'de yitimle ilişkili volkanik yay toleyitleri gelişmiştir (Şek. 5.21b). Dolayısıyla boninitik lavlar, volkanik yay toleyitlerinden önce, daha güneyde gelişmiştir (Şek. 5.21b). Yitim zonu boyunca gelişen yığışım kompleksi içine önce okyanus adasından, sonra sırasıyla boninitik lavlardan, volkanik yay toleyitlerinden ve okyanus ortası sırt bazaltlarından bloklar eklenerek Ovacık Kompleksi'nin oluşumuna katkıda bulunurlar (Şek. 5.21c). Bu esnada okyanus kabuğu üzerinde çökelen radyolaryalı çörtlere ve güneydeki platformdan gelen çörtlü kireçtaşı blokları da Ovacık Kompleksi'ne eklenir.

5.1.7. Metamorfizma ve Deformasyon Tarihçesi

İnceleme alanında, Ovacık Kompleksi'nin tektonik olarak üzerlediği tüm birimler yüksek basınç-düşük sıcaklık metamorfizmasına uğramıştır. Aşağıda mavişist metamorfizmasına uğramış olan birimlerin petrografik özellikleri kısaca tartışıldıktan sonra birimlerin uğradıkları metamorfizma koşulları, yapısal veriler kullanılarak ayırt edilen farklı deformasyon fazları ile ilişkilendirilecektir.

Petrografik çalışmalarda belirlenen jadeyit + glokofan ± lavsonit ± kloritoyid + fengit ± paragonit + kuvars mineral parajenezi, Beyce Şistleri'nin mavişist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramış, Al'ca zengin pelitik kökenli şistler olduğunu göstermektedir. Şistlere ait ince kesitlerin petrografik incelemelerinde, aynı metamorfik fasiyesi temsil etse bile, birbirinden farklı mineral parajenezlerine sahip seviyelerin varlığı tespit edilmiştir. Bazı seviyelerde gözlenen indikatör bir mineral, diğer bir seviyede gözlenmemektedir. Bunun sebebi şistlerin farklı kimyasal kompozisyona sahip seviyelerden oluşmuş olmasıdır.

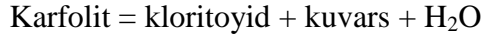
“Gerçek pelit (true pelite)” tanımlaması Al'ca zengin, Ca'ca fakir kırıntılı kayaçlar için yapılmaktadır (Yardley, 1990). Eğer önemli miktarda Ca içeriği varsa, bu tür pelitler “olgunlaşmamış pelit (immature pelite)” olarak bilinir (Yardley, 1990). Yukarıda



Şekil 5.21. Ovacık Kompleksi'nin tektono-magmatik evrimi. a. Erken Kretase'de okyanus adası ve yay toleyitlerinin konumu. b. Okyanus adası ve yay toleyitlerinin yitim yığışım kompleksine eklenmesi ile Ovacık Kompleksi'nin oluşumu.

belirtilen mineral parajenezinde lavsonitin bulunması, bu şistlerin köken kayacında önemli miktarda Ca olduğunu göstermektedir.

Yüksek basınç koşullarında metamorfizmaya uğrayan pelitlerin en karakteristik özelliklerinden biri biyotitin yokluğu ve yerine fengitce zengin muskovitlerin gelmesidir. Düşük sıcaklık/ yüksek basınç metamorfizmasının indeks minerallerinden biri olan Mg-Fe-karfolitin incelenen kesitlerde gözlenmemesi dikkat çekicidir. Karfolit, orta derece metamorfik koşullarda bilinen nadir bir Mn mineralidir ve kloritoyidin düşük dereceli eşleniği olarak kabul edilir (Yardley, 1990). Sıcaklığın artması durumunda karfolitler, kloritoyid ve kuvarsa dönüşür. Aşağıdaki reaksiyon bu dönüşümü temsil eder.



İncelenen kesitlerde karfolitin gözlenmemesinin nedeni tüm karfolitlerin, kloritoyidlerin oluşumu sırasında yukarıdaki gibi bir reaksiyonla, ilerleyen metamorfizma koşulları altında tümüyle tüketilmesi ile ilişkili olabilir.

Na'lu bir piroksen türü olan jadeyitin ve lavsonit mineralinin, kayaç içerisinde bozunmadan korunmuş olması, bu kayaçların susuz bir ortamda, çok hızlı bir şekilde yükselerek yüzeylendiğini göstermektedir.

Jadeyit + fengit + kuvars mineral parajenezi, Sarıkaya Metagraniti'nin Beyce Şistleri'ne yerleştikten sonra birlikte mavişist metamorfizmasına uğradığını göstermektedir. Granitin ilksel mineral bileşimi, hakim olan metamorfizma koşulları altında tümüyle değişmiştir. Ancak el örneklerinde, granit dokusu seçilebilmektedir.

İnceleme alanının dışında mavişist metamorfizmasına uğramış Kapanca Metagranitoidi'nde de benzeri mineral parajenezi (kuvars + jadeyit + fengit + klorit + albit) belirlenmiş ve bu metagranitin Geç Kretase yaşlı mavişist metamorfizmasına uğradığı belirlenmiştir (Okay, 2008).

Kocasu Formasyonu'nun şistlerinde jadeyit + kloritoyid + lavsonit + glokofan + fengit + paragonit + grafit; metabazitlerinde lavsonit + glokofan ve metariyolitlerinde jadeyit

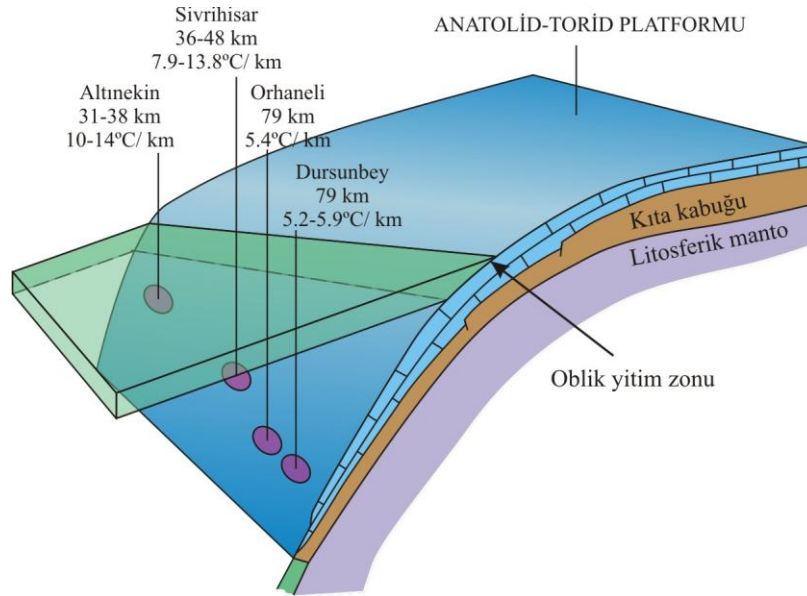
+ kuvars + fengit mineral parajenezleri, birimin mavişist metamorfizmasına uğradığını göstermektedir. Şistlerde, çok nadir olarak gözlenen jadeyit + kloritoyid birlikteliği saptanmıştır. Kloritoyidin kimyasal kompozisyonu ne olursa olsun jadeyit + kloritoyid mineral birlikteliğinin, basıncın 18 kbar üzerinde ve sıcaklığın 580°C altında olduğu metamorfizma koşullarını temsil ettiği ileri sürülmüştür (Guiraud ve diğ.,1990; El-Shazly ve Liou, 1991, Okay, 2002). Bu koşullar şistlerin en az 36 km derine kadar gömüldüğünü gösterir.

Dünya üzerinde bilinen mavişist kuşakları oldukça sınırlı alanlarda yer almaktadır. Bu kayaçalarda sodik amfibol, lavsonit, sodik piroksen, fengit ve paragonit gibi minarellerin gözlenmesi olağandır. Ancak sodik amfibol + lavsonit mineral birlikteliği ile birlikte sodik piroksen + kloritoyid mineral çiftinin aynı parajenezde bulunması, az rastlanan bir kimyasal bileşime sahip olan litolojilerin, çok özel ısı-basınç koşulları altında metamorfizmasını ve korunmuş olarak yüzeylemesini gerektirmektedir (Okay ve Kelley, 1994). Paragonit + sodik amfibol yüksek basınç mineral birlikteliğinin eşleniği olan jadeyit + kloritoyid birlikteliği yalnızca Kikladlar'da ve Himalaya'da granatlardaki kapantılarda (Schliestedt ve Okrusch, 1998; Guillot ve diğ., 1997) ve Türkiye'de Orhaneli bölgesinde metapelitik şistlerde (Okay, 2002) tanımlanmıştır.

Granat mineralinin incelenen kesitlerde hiç gözlenmemiş olması, granatın gelişebileceği yüksek sıcaklıklara ulaşamadığını gösterir. Yüksek basınç metamorfizmasına uğramış metapelitlerde granat, sıcaklığın 450-500°C'yi aştığı durumlarda meydana gelir (Okay, 2002). Bu durumda birimlerde hakim olan mavişist metamorfizmasının bu sıcaklıkları aşmadığı anlaşılır.

Sıcaklık ve basınç koşullarının belirlenebilmesi için en uygun mineral parajenezi sergileyen şist örneği belirlenmiş ve hem modal analizi hem de jeokimya ana element analiz değerleri kullanılarak THERIAK-DOMINO programında hesaplamalar yaptırılmış, sıcaklık-basınç pseudosection grafikleri hazırlanmıştır. Seçilen örnekte jadeyit + kloritoyid + glokofan + lavsonit + fengit mineral parajenezi gözlenmiştir. Bu örneğin modal analizine dayalı yapılan hesaplamalarla 415±65°C ve 24±1.5 kbar; jeokimya ana element değerlerine dayalı hesaplamalarla 440±100°C ve 23±3.5 kbar sıcaklık ve basınç değerleri elde edilmiştir. Bu sıcaklık-basınç koşulları, Orhaneli'ndeki

şistlerden elde edilen değerlere ($430\pm 30^{\circ}\text{C}$ ve 24 ± 3 kbar; Okay, 2002) benzerlik göstermektedir. Dolayısıyla Orhaneli'ndeki mavişistler için ileri sürülen 79 km'lik gömülme derinliği, inceleme alanındaki mavişistler için de geçerlidir. Daha doğuda Sivrihisar'daki mavişistlerin 36-48 km (Davis ve Whitney, 2006); Altınekin'deki mavişistlerin 31-38 km derinliklerde metamorfizmaya uğradığı göz önünde bulundurulduğunda, mavişist metamorfizma derinliğinin batıdan doğuya doğru sığlaştığı gözlenir (Şek. 5.22). Diğer taraftan inceleme alanındaki mavişist metamorfizmasının sıcaklık ve gömülme derinlikleri kullanılarak $5.2-5.9^{\circ}\text{C}/\text{km}$ lik jeoterm değeri hesap edilmiştir. Bu değer Orhaneli'nde $5.4^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Okay, 2002); Sivrihisar'da $7.9-13^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Davis ve Whitney, 2006) ve Altınekin'de $10-14^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Drop ve diğ., 2005) olarak elde edilmiştir. Dolayısıyla jeoterm değerlerinde batıdan doğuya doğru gidildikçe bir artış gözlenir. Bu veriler, Anatolid-Torid kıta kenarının oblik olarak manto derinliklerine gömülerek mavişist metamorfizmasına uğradığını gösterir (Şek. 5.22).



Şekil 5.22. Anatolid-Torid kıta kenarının oblik yitimi. Aynı kıta kenarı birimlerinde farklı derinliklerde meydana gelen mavişist metamorfizması.

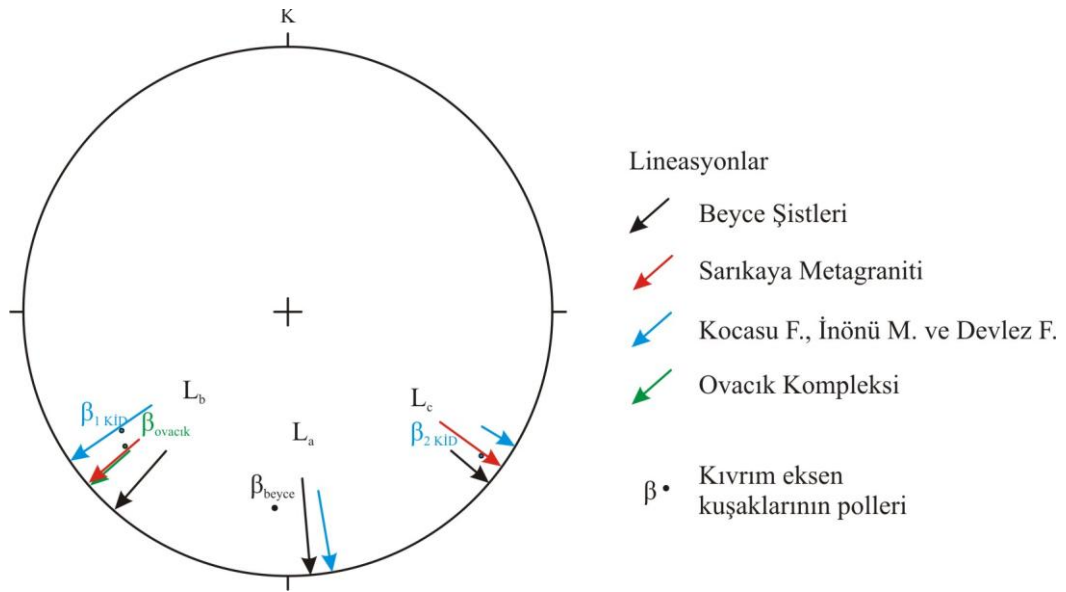
Ovacık Kompleksi'ndeki metabazit ve metagabro bloklarında lavsonit ve glokofan mineralleri gözlenirken, bazı bazik volkanik bloklarda metamorfizmanın daha düşük dereceli (yeşilşist fasiyesi) olduğu gözlenmiştir. Bu kayalarda, ilksel volkanik doku

korunmuştur. Buna ek olarak, blokları sarmalayan ufak taneli, mavimsi gri matrisin lokal olarak mavişist metamorfizması göstermesi Ovacık Kompleksi'nin tümüyle yitim zonu boyunca derinlere gömülerek mavişist metamorfizmasına uğramadığını, yitim yığışım kompleksinden bazı dilimlerin derine doğru gömüldüğünü ve tekrar yükselerek daha düşük dereceli melanaj birimleriyle yan yana geldiğini gösterir. Ancak Ovacık Kompleksi'nin yüzeylendiği alanlar tarlalık olduğundan, tektonik dilimler halinde yerleşmeleri sırasında meydana gelmiş olması beklenen tektonik sınırlar arazi çalışmaları sırasında her zaman net olarak gözlenmemiştir. Ancak Ovacık Kompleksi içinde petrografik olarak saptanan metamorfizma derecelerindeki bu keskin farklılığın nedeni farklı derinliklere gömülen dilimlerin tektonik dokanaklar boyunca yan yana gelmesi ile açıklamak mümkündür.

İnceleme alanındaki mavişist metamorfizmasının yaşı bilinmemektedir. O nedenle Tavşanlı Zonu boyunca mavişist kayalarından önceki çalışmalarda elde edilen yaş verileri kısaca değinilecektir. Tavşanlı ve Sivrihisar bölgelerinde, mavişistlerdeki fengitlerden yapılan Rb-Sr yaş analizleri 78.5 ± 1.6 – 82.8 ± 1.7 My arasında değerler vermiştir (Sherlock ve diğ., 1999). Orhaneli'nde yüzeylenen mavişistlerdeki fengitlerden is Ar-Ar yöntemi ile 88.5 ± 0.5 My yaşı alınmıştır (Okay ve Kelley, 1994). Alınan bu yaşlar mavişist metamorfizmasının yaşı olarak yorumlanmıştır. Orhaneli'ndeki mavişistlerin 48-53 My yaşı alınan mavişist metamorfizması göstermeyen granodiyoritlerle (Harris ve diğ., 1994) kesilmesi, mavişist metamorfizması için üst yaş limiti sağlamakta ve mavişist kayaçlarının manto derinliklerinden yükselerek Erken Eosen'de üst kabuk derinliklerine kadar geldiklerini göstermektedir (Okay ve Kelley, 1994).

İnceleme alanındaki mavişist istifinde foliasyonlar genel olarak KKD-GGB doğrultulu ve GB eğimlidir. Stereografik yöntemlerle inceleme alanının temelini oluşturan Paleozoyik yaşlı Beyce Şistleri'nde tek bir kıvrım eksen ve gidişi (β_{beyce} : 184, 28) saptanırken, Mesozoyik yaşlı Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu (KİD)'nda iki farklı kıvrım eksen ve gidişinin (β_1 KİD:239, 27 ve β_2 KİD:130, 7) belirlenmiş olması dikkat çekicidir (Şek. 5.23). Uyumsuzluk düzlemi altında yer alan ve daha yaşlı olan Beyce Şistleri'nde en azından bu iki kıvrım fazının gözlenmesi beklenirdi. Bunun sebebi, hem dar hem de ormanlık bir alanda yüzeylenen Beyce

Şistleri'nden ölçülen foliasyonların sayısının yetersiz kalması olabilir. Diğer taraftan Ovacık Kompleksi matriksinde saptanan kıvrımın eksen ve gidişi ($\beta_{\text{ovacık}}$:231, 68), KİD'deki kıvrım eksenlerinden biri ile ($\beta_{1 \text{ KİD}}$:239, 27) benzerlik göstermektedir (Şek. 5.23). Bu kıvrımlar aynı deformasyon fazında gelişmiştir. Bu durumda KİD'deki diğer kıvrım eksenini (130, 7), üstte yer alan Ovacık Kompleksi'nde gözlenmediği için, Ovacık Kompleksi'nin yerleşiminden önceki döneme ait daha yaşlı bir deformasyon fazına ait olmalıdır.



Şekil 5.23. İnceleme alanındaki birimlerdeki β kıvrım eksenlerinin ve lineasyonlarının stereonet üzerinde birlikte gösterimi (KİD: Kocasu Formasyonu, İnönü Mermeri ve Devlez Formasyonu).

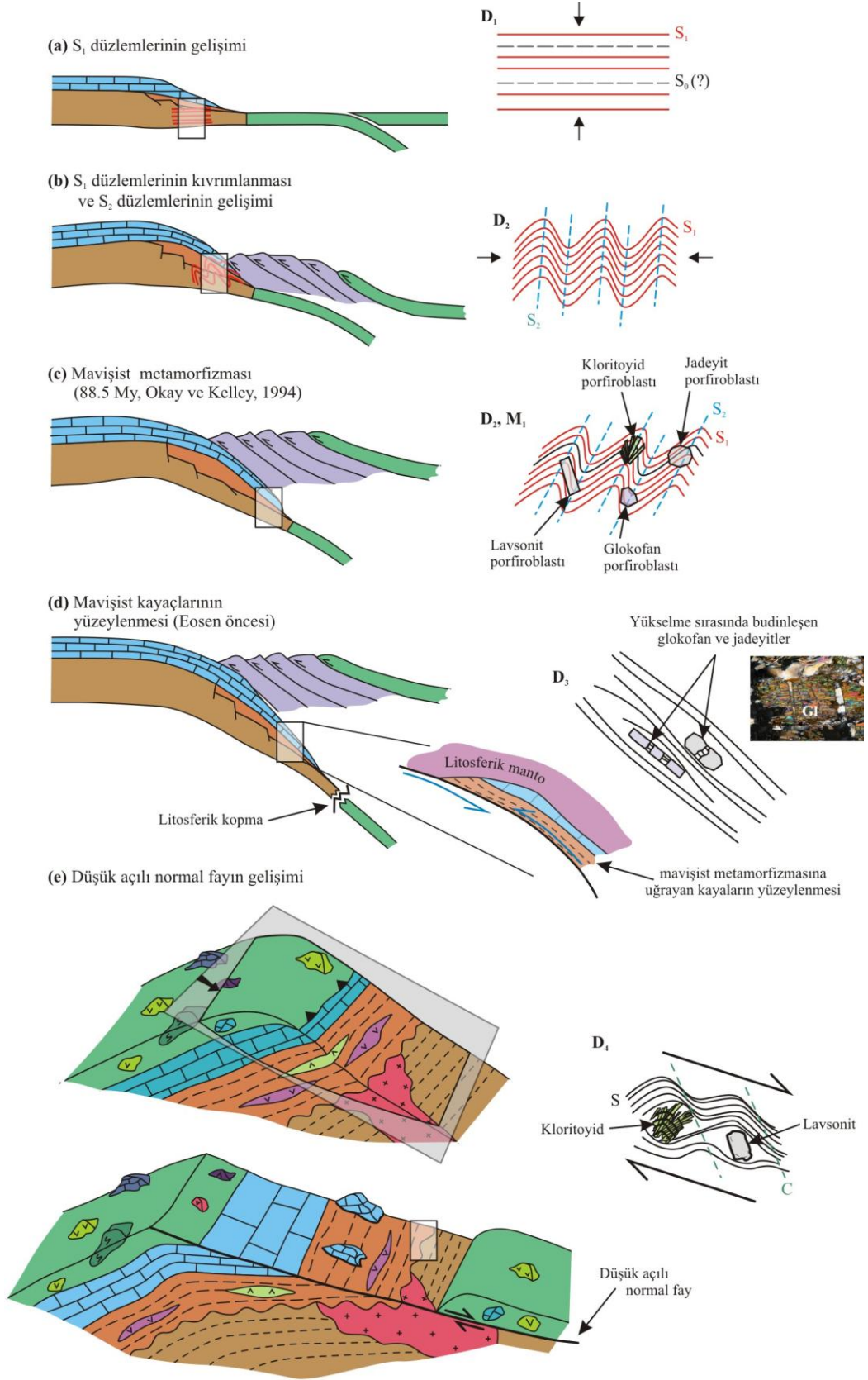
İnceleme alanındaki lineasyonların stereografik yöntemlerle değerlendirilmeleri neticesinde 3 farklı lineasyon yönelimi tespit edilmiştir (Şek. 5.23). L_a lineasyonu hem Beyce Şistleri'nde hem de KİD'de gözlenmiştir ve sırasıyla 175, 35 ile 171, 31' dir. L_a , Beyce Şistleri'nde belirlenen kıvrım eksenini (β_{beyce} : 184, 28) ile paralellik sergilemektedir. L_2 lineasyonu tüm metamorfik birimlerde gözlenir ($L_{b \text{ beyce}}$: 222, 31; $L_{b \text{ sarıkaya}}$: 230, 30; $L_{b \text{ KİD}}$:237, 34 ve $L_{b \text{ ovacık}}$: 230, 21'dir. L_b , KİD'de gözlenen kıvrım eksenlerinden biriyle ($\beta_{1 \text{ KİD}}$:239, 27) ve Ovacık Kompleksi'ndeki kıvrım eksenine ($\beta_{\text{ovacık}}$:231, 68) paralellik göstermektedir. Bu durumda L_b , sıkışmalı bir rejimde gelişen kıvrım eksen çizgilerine paralel olarak gelişmiştir. L_c lineasyonu, özellikle Beyce Şistleri'nde ve Kocasu Formasyonu'nda belirgindir. L_c lineasyonunun ortalama gidiş ve

dalımı 124, 20'dir ve inceleme alanının doğusundaki milonitik zonun gelişimi ile ilişkilendirilebilir.

İnceleme alanındaki metamorfik birimlerden elde edilen yapısal veriler, Tavşanlı Zonu'ndaki diğer alanlardan bir takım farklılıklar gösterir. Orhaneli bölgesindeki mavişistlerde foliasyon düşük açılarla KB'ya doğru eğimlidir (Okay ve diğ., 1998). Ayrıca Altnekin bölgesi dışında Tavşanlı Zonu'nda hakim olan lineasyonun yönelimi yaklaşık D-B gidişlidir (Okay ve diğ., 1998). Altnekin'de lineasyonlar KD-GB ve K-G yönelimlidir (Eren, 2000). D-B yönelimli lineasyonların, İzmir-Ankara Kenet Zonu'na paralel olduğu ve bu zonun gelişimi sırasında oluştuğu ileri sürülmüştür (Okay ve diğ., 1998).

Petrografik incelemelerde gözlenen karmaşık doku birden fazla deformasyonun yer aldığını desteklemektedir. Tüm birimlerde ana foliasyon düzlemleri aynıdır. Ancak ana foliasyonların haricinde Beyce Şistleri'nin petrografik incelemelerinde, çevrelerini sarmalayan matrikste bulunmayan kıvrımlı bir iç yapıya sahip olan porfiroklastlar (kloritoyid, glokofan), ana foliasyon düzlemlerinin gelişiminden daha önceki deformasyon evreleri ile ilişkili olan kalık dokuları korumuşlardır. Buna ek olarak jadeyit ve lavsonitlerin, post-tektonik blastlar olarak kıvrımlı bir yapı üzerine gelişmiş olmaları da, mavişist metamorfizmasından önce bölgede kıvrımlanmayı meydana getirecek en az iki deformasyonun yer aldığını göstermektedir. Bu deformasyonlarla eş yaşlı olabilecek metamorfizma izleri tümüyle mavişist metamorfizması ile silinmiştir.

İlk deformasyon (D_1) ile S_1 düzlemleri meydana gelirken (Şek. 5.24a), ikinci deformasyon (D_2) ile S_1 düzlemleri kıvrımlanmışlardır. Bu kıvrımlı yapı Anatolid-Torid pasif kıta kenarının derine doğru yitimi sırasında gelişmiştir (Şek. 5.24a). Kıvrımlı yapının üzerine post-tektonik olarak mavişist mineralleri gelişmiştir (Şek. 5.24b). Glokofan, kloritoyid ve jadeyit minerallerinde gözlenen budinleşme (D_3), litosferik kopma nedeniyle kayaçların derinlerden yüzeye doğru yükselmesi sırasında gelişmiş olmalıdır (Şek. 5.24c).



Şekil 5.24. İnceleme alanındaki birimlerin mavişist metamorfizması, mavişist metamorfizmasından önce ve sonra gelişen yapılarla temsil edilen deformasyon fazları arasındaki ilişkiyi gösteren evrim modeli. Açıklama için metne bakınız.

İnceleme alanının doğusunda, Ovacık Kompleksi'nin alttaki birimlerle olan faylı sınırına yakın olan örneklerin ince kesitlerinde, belirgin bir milonitik dokunun geliştiği gözlenmiştir. S-C yapısı ve σ -tip porfiroklastlardan yararlanarak, güneydoğuya eğimli zon boyunca üst blok olan Ovacık Kompleksi'nin güneye doğru hareket ettiği ortaya konulmuştur. Buna göre, inceleme alanının doğusunda Ovacık Kompleksi ile alttaki mavişist birimleri arasındaki milonitik zonun normal bir fay zonunu temsil ettiği tespit edilmiştir. Bu zonun meydana geldiği deformasyon evresi D₄'tür (Şek. 5.23d).

Ovacık Kompleksi'nde mavişist metamorfizmasına uğramış olan metagabro ve metabazit gibi blokların, metamorfizma göstermeyen ya da zayıf metamorfizma gösteren bloklarla birlikte gözlenmesi ilgi çekicidir. Bu durum, yitim zonu boyunca derinlere yiterek mavişist metamorfizmasına uğrayan kayaların ya da dilimlerin yükselerek, yitim-yığışım kompleksi içerisine yerleştiklerini gösterir. Ovacık Kompleksi'nin mavişist metamorfizma yaşına ilişkin veri, birimin eşdeğerlerinin gözlendiği farklı bölgelerden de bilinmemektedir. Neotetis Okyanusun'daki, okyanus içi yitimin (Göncüoğlu ve diğ., 1993; Floyd ve diğ., 1998) Geç Kretase (Senomaniyen) başladığı ileri sürülür. Ovacık Kompleksi'nin bu yitimle birlikte gelişmeye başladığı düşünülürse, bu birim için mavişist metamorfizmasının Geç Kretase boyunca devam ettiği anlaşılır.

Sonuç olarak, bu tez çalışması kapsamında Dursunbey (Balıkesir) kuzeybatısında, Gelenduros ve Balaban Dağları arasında, ofiyolitik bir melanjın altında yüzeylemiş mavişist topluluğuna ait ilk tektono-stratigrafik, petrografik, jeokimyasal ve kronolojik bulgular paylaşılmıştır. Pontid-Anatolid çarpışma kuşağında, çarpışma öncesi magmatik ve metamorfik süreçler belirlenmiş, Anatolid-Toridler'in kuzey kenarının evrimi, metamorfizma ve ayıklanan deformasyon evreleri ile ilişkilendirilerek ortaya konulmuştur.

KAYNAKLAR

- AKAL, C., CANDAN, O., KORALAY O.E., OKAY, İ.A., OBERHANSLİ, R., AND FUKUN, C., 2008, Early Devonian acidic magmatism in Afyon Zone: Preliminary geological geochemical and geochronological evidence. *61th Geological Congress of Turkey*, Abstracts, 204-207.
- AKAY, E, HASÖZBEK, A, ERDOĞAN, B, 2007, Stratigraphy and tectonic setting of the Afyon Zone around Emet (Kütahya, NW Anatolia). *Cukurova University Jeology Symposium*, Abstracts: 179–180
- AKAY, E., 2009. Geology and petrology of the Simav Magmatic Complex (NW Anatolia) and its comparison with the Oligo-Miocene granitoids in NW Anatolia; implications on Tertiary tectonic evolution of the region. *International Journal of Earth Science* 98, 1655-1675.
- ALTHERR, R., SİEBEL, W., 2002, I-type plutonism in a continental back-arc setting: Miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece, *Contrib. Mineral Petrol.* (2002) 143: 397–415
- AHRENS, L. H., CHERRY, R. D., AND ERLANK, A. J., 1967. Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 31, 2379-2387.
- ALKAYA, F. 1981. Bilecik yöresi Lias ammonit zonları, *İstanbul Yerbilimleri*,1, 297-302
- AYDIN Y., 1974, *Etude petrographique et geochemique de la partie centrale du Massif d'Istranca (Turquie)*, Doktora Tezi, University of Nancy.
- AYDIN, Y., 1982, *Yıldız Dağları (Istranca) Masifi'nin jeolojisi*. Doçentlik tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi.
- ALDANMAZ, E., PEARCE, J.A., THIRLWALL, M.F., MITCHELL, J.G., 2000. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in Western Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 102 (1–2), 67– 95.
- ALTINER, D., KOÇYİĞİT, A., FARİNACCİ, A., NİCOSİA, U., CONTİ, M.A., 1991. Jurassic, Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of north-western Anatolia. *Geol. Rom.* 28, 13–80.
- ARPAT, E.; TÜTÜNCÜ, K.; UYSAL, Ş. ve GÖĞER, E., 1978, Safranbolu yöresinde Kambriyen - Devoniyen istifi : Türkiye Jeo. Kur. 32. *Bilimsel ve Teknik Kongresi Bildiri Özetleri*, 67 - 68.

- AYDIN, M., SERDAR, H.S., ŞAHİNTÜRK, Ö., YAZMAN, M., ÇOKUĞRAŞ, R., DEMİR, O. VE ÖZÇELİK, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya) – Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi, *TJK Bült.*, 30, 1-14.
- BATMAN, B. 1978. Haymana kuzeyinin jeolojik evrimi ve yöredeki melanjin incelenmesi I: Stratigrafi birimleri. *Yerbilimleri*, 4, 95-124.
- BAŞ, H. 1986. Domaniç-Tavşanlı-Kütahya-Gediz yöresinin Tersiyer jeolojisi. *Jeoloji Mühendisliği*, 27,11-18.
- BİNGÖL, E., AKYÜREK, B. & KORKMAZER, B. 1975. Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yıl Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, MTA Yayınları, 70-77
- BRAGİN, N.Y., AND TEKİN, U.K., 2006, Age of radiolarian chert blocks from the Senonian ophiolitic melange (Ankara, Turkey), *The Island Arc*, V.5, 114-122.
- BRIAND, B., BOUCHARDON, J.L., OUALİ, H., PİBOULE, M., CAPIEZ, P., 1995. Geochemistry of bimodal amphibolitic – felsic gneiss complexes from eastern Massif Central, France. *Geological Magazine*, 132, 321– 337.
- BUSSY, F., DERRON, M.H., JAQUOD, J., SARTORİ, M., THÉLİN, P., 1996. The 500 Ma-old Thyon metagranite: a new A-type granite occurrence in the Western Penninic Alps (Wallis, Switzerland), *European Journal of Mineralogy*, 8, 565–575.
- CANDAN, O., ÇETİNKAPLAN, M., OBERHANSLİ, R., RİMMELE, G., AKAL, C. 2005. Alpine high-P/low-T metamorphism of the Afyon Zone and implications for the metamorphic evolution of Western Anatolia, Turkey. *Lithos*, 84, 102-124.
- CANN, J.R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean – floor basaltic rocks, *Earth Planet Sci. Letters*, 10.
- ÇAĞLAYAN, A.,M., ŞENGÜN, M., and YURTSEVER, A., 1988, Main fault systems shaping the Istranca Massif, Turkey. Middle East Technical University, *Journal of Pure and Applied Sciences*, Series A “Geosciences”, Tokay Volume, 21, 145-154.
- ÇALAPKULU, F. 1980. Horoz granodiyoritinin jeolojik incelemesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 59-68.
- ÇETİNKAPLAN, M., CANDAN, O., OBERHÄNSLİ, R., BOUSQUET, R. 2008. Pressure–temperature evolution of lawsonite eclogite in Sivrihisar; Tavşanlı Zone–Turkey. *Lithos*, 104, 12–32
- ÇOĞULU, E. 1967, Etude pétrographique de la région de Mihaliçcik (Turquie). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mittl.*, 47, 683-824.

- ÇOĞULU, E., VE KRUMMENACHER, D. 1967. Problèmes géochronométriques dans le partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie). *Schweizerisch mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 47, 825-831.
- CRAWFORD, A. J., CAMERON, W. E., 1985. Petrology and geochemistry of Cambrian boninites and low-Ti andesites from Heathcote, Victoria. *Ibid.* **91**, 93-104.
- DANNAT, C., REİSCHMANN, T, 1997, A geochemical, isotopic and geochronological study of granitoid gneisses of the Menderes Massif, SW Turkey, Terra Abstr, 43.
- DANNAT, C., REİSCHMANN, T, 1998, Geochronological, geochemical and isotopic data on granitic gneisses from the Menderes Massif, SW Turkey, Third. Int. Turk. Geol. Symp. Ankara Abstr., p. 275.
- DAVIS, P.B. and WHITNEY, D.L. 2006. Petrogenesis of lawsonite and epidote eclogite and blueschist, Sivrihisar Massif, Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 823–849.
- DAVIS, P.B. & WHITNEY, D.L., 2008, Petrogenesis and structural petrology of high-pressure metabasalt pods, Sivrihisar, Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 217–241
- DEAN, W.T., KRUMMENACHER, R., 1961. Cambrian trilobites from the Amanos Mountains, Turkey. *Palaeontology*, 4, 71–81.
- DEAN, W.T. VE MONOD, O., 1970, The lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus mountains near Beyşehir, Turkey, I. Stratigraphy: Bull. Brit. Mus. (Nat. His.), Geol., 19, 8, 411-426
- DEAN, W.T., ÖZGÜL, N., 1980, Orta Toroslar'da Çaltepe Formasyonu'nun Bağdaşı (Hadım-Konya) Yöresindeki Yüzeylemesinde Bulunan Orta Kambriyen Trilobitleri, *MTA*
- DEAN, W.T., MARTİN, F, MONOD, O., GUL, M.A., BOZDOĞAN, N., ÖZGÜL, N., 1991, Early Paleozoyik evolution of the Gondwanaland Margin in the western and central Taurides. In Turgut, S. (Eds), *Tectonics and hydrocarbon potential of Anatolia and surrounding regions*, Ozan Sungurlu Foundation, Ankara, pp.262-273.
- DEAN, W.T., ÖZGÜL, N., 1994. Cambrian rocks and faunas, Hüdai area, Taurus Mountains, southwestern Turkey. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, Sciences de la Terre 64, 5–20.
- DEAN, W.T., MARTİN, F., MONOD, O., DEMİR, O., RİCKARDS, R.B., BULTYNCK, P., AND BOZDOĞAN, N., 1997. Lower Paleozoic stratigraphy, Karadere - Zirze area, Central Pontides, northern Turkey. In: M.C. Göncüoğlu, and A.S. Derman, (eds.), Early Paleozoic in NW Gondwana, *Turkish Association of Petroleum Geologists Special Publication*, 3, 32-38.

- DELOULE, E., ALEXANDROV, P., CHEILLETZ, A., LAUMONIER, B. AND BARBEY, P., 2002. In situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 398–405.
- DEMİRTAS, LI, E., TURHAN, N., BİLGİN, A. Z. & SELİM, M. 1984. Geology of the Bolkar Mountains. In: Tekeli, O. & Göncüoğlu, M. C. (eds), *Geology of the Taurus Belt*, Proceedings International Symposium on the Geology of the Taurus Belt, Ankara, Turkey. Mineral Resources and Exploration Institute of Turkey, 12–141.
- Dickin, A.P., 2005, Radiogenic Isotope Geology 2nd ed. Cambridge: *Cambridge University Press*. pp. 101.
- DROOP, G.R., KARAKAYA, M.C., EREN, Y. VE KARAKAYA, N. 2005, Metamorphic evolution of blueschists of the Altnekin Complex, Konya area, south central Turkey. *Geological Journal*, 40, 127–153.
- EL-SHAZLY, A. K. & LIÖU, J. G., 1991, Glaucofane chloritoidbearing assemblages from NE Oman: petrologic significance and a petrogenetic grid for high P metapelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 180–201.
- ERDOĞAN, B., ALTINER, D., GÜNGÖR, T., ÖZER, S., 1990. Stratigraphy of the Karaburun Peninsula. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey (MTA). Bulletin 111, 1–20.
- ERDOĞAN, B. AND GÜNGÖR, T., 2004. The Problem of the Core-Cover boundary of the Mendere Massif and an emplacement mechanism for regionally extensive gneissic granites. *Turkish Journal of Earth Science* 13, 15–36.
- ERDOĞAN, B., UCHMAN, A., GÜNGÖR, T., ÖZGÜL, N., 2004, Lithostratigraphy of the Lower Cambrian metaclastics and their age based on trace fossils in the Sandıklı region, southwestern Turkey, *Geobios* 37 (2004) 346–360.
- EVANS, I., HALL, S.A., SARIBUDAK, M.A. AND AYKOL, A., 1991. Preliminary palaeomagnetic results from Palaeozoic rocks of the İstanbul-Zonguldak region, N.W. Turkey. *Bull. Technical University of İstanbul*, 44: 165–190.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J., SESTON, R., KRYZA, R., CROWLEY, Q.G., 2000. Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume–ridge interaction. In: Franke, W., Altherr, R., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Eds.), *Orogenic processes—quantification and modelling in the Variscan belt of Central Europe*. *Geological Society of London, Special Publications*, vol. 179, pp. 155–174.
- GALLASTEGUI, G., MARTÍN PARRA, L.M., PABLO MACIÁ, J.G., FERNÁNDEZ, L.R., 1987. Las metavulcanitas del Dominio Esquistoso de Galicia tras os Montes: petrografía, geoquímica y ambiente geotectónico (Galicia, NO de España). *Cuadernos do Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, Coruña 15, 127–139.

- GENÇ, Ş.C. & YILMAZ, Y. 1995. Evolution of the Triassic continental margin, northwest Anatolia. *Tectonophysics* 243, 193-207.
- GHIENNE, J.F., O. MONOD, H. KOZLU, W.T. DEAN, 2010, Cambrian–Ordovician depositional sequences in the Middle East: A perspective from Turkey, *Earth-Science Reviews*, 101, 101–146.
- GİLES T. R. DROOP, MUAZZEZ Ç. KARAKAYA, YAŞAR EREN, NECATİ KARAKAYA, (2005), Metamorphic evolution of blueschists of the Altnekin Complex, Konya area, South central Turkey, *Geological Journal*, 40, 127–153.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., ÖZCAN, A., TURHAN, N. and IŞIK, A. 1992, Stratigraphy of the Kütahya region. "A geotraverse across Tethyan suture zones in NW Anatolia" excursion guidebook, for the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Ankara, 3-11.
- GÖNCÜOĞLU, M. C., DİRİK, K., KOZUR, H., 1996, Pre – Alpine and Alpine Terranes in Turkey: Explanatory notes to the terrane map of Turkey, *Ann. Geol. Pays. Hellen.*, 37, 139 – 161.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., TURHAN,N., SENTURK, K., ÖZCAN, A.,UYSAL, S., 2000. A geotraverse acrossNW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution. In: Bozkurt, E., Winchester, J., Piper, J.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area: Geological Society, London, Special Publications*, vol. 173, pp. 139–161.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., KOZLU, H., 2000, Early Paleozoic Evolution of the NW Gondwanaland: Data from Southern Turkey and Surrounding Regions, *Gondwana Research*, V 3, No. 3, pp. 315-324.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., TEKİN, U.K., TURHAN, N., 2001. Geological implications of late Carnian radiolarian chert blocks within the Late Cretaceous Central Sakarya ophiolitic melange (NW Anatolia). *Jeo 2000 Proceedings*, CD-54-56. 6 pp.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., TURHAN, N., TEKİN, K., 2003. Evidence for the Triassic rifting and opening of the Neotethyan Izmir-Ankara Ocean, northern edge of the Tauride-Anatolide Platform, Turkey. *Bollettino della Societa Geologica Italiana Special Volmue*, 2, 203–212.
- GÖNCÜOĞLU, M.C., SAYIT K., TEKİN, U.K., 2010, Oceanization of the northern Neotethys: Geochemical evidence from ophiolitic melange basalts within the İzmir–Ankara suture belt, NW Turkey, *Lithos*, 116 (2010) 175–187.
- GÖNCÜOĞLU, Y., KOZUR, H., 1999a, Palaeozoic stratigraphy and event succession in Eastern Toros, Turkey. In: Talent, J.A., Khan, F. And Mawson, R. (Eds.), *Abstracts, IGCP 421 Peshawar Meeting, North Gondwanan mid-Palaeozoic bioevent/ biogeography patterns in relation to crustal Dynamics, Peshawar*, pp.11-13.

- GÖNCÜOĞLU, Y., KOZUR, H., 1999b, Upper Cambrian and Lower Ordovician conodonts from the Antalya Nappe in the Alanya Tectonic Window, southern Turkey, *N. Jb. Geol. Paleont. Mh.*, V. 1990, ppç593-604.
- GUÏLLOT, F., LIE'GOÏS, J.P., FABRE, J., 1991. Des granophyres du Cambrien terminal dans le Mont Pourri (Vanoise, zonebrianc_onnaise: premie`redatation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes franc_aises. *Comptes Rendus de l'Acade'mie des Sciences de, Paris*, 313, 239-244.
- GUÏLLOT, S., DE SÏGOYER, J., LARDEAUX, J. M. & MASCLE, G., 1997, Eclogitic metasediments from the Tso Morari area (Ladakh, Himalaya): evidence for continental subduction during India-Asia convergence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 197-212.
- GUÏRAUD, M., HOLLAND, T. & POWELL, R., 1990, Calculated mineral equilibria in the greenschist-blueschist-eclogite facies in Na₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 85-98.
- GÛRSU, S., GÖNCÜOĞLU, M.C. 2001. Characteristic features of the Late Precambrian felsic magmatism in Western Anatolia: Implications for the Pan - African evolution in NW PeriGondwana. *Gondvra Research*, 4, 169-170.
- GÛRSU, S., GÖNCÜOĞLU, M.C., 2005, Batı Torosların (Sandıklı GB'sı, Afyon) Geç Neoproterozoyik ve Erken Paleozoyik Yaşlı Birimlerinin Jeolojisi ve Petrografisi, *MTA Dergisi*, 130, 29-55
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: DE GRACIANSKY, P. C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. (eds) Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. *SEPM Special Publication*, 60, Tulsa, Oklahoma, 3-29, plus 8 separate charts.
- HEAMAN, L.M., BOWINS, R. AND CROCKET, J., 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol.54, pp. 1597-1607.
- HEÏNRÏCH, C. A., 1986, Eclogite facies regional metamorphism of hydrous mafic rocks in the Central Alpine Adula Nappe. *Journal of Petrology*, 27, 123-154.
- HOLLAND, T. J. B., 1979. High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria. *Journal of Geology*, 87, 1-27.
- ÏŞİNTEK, I, AKAY, E, HASÖZBEK, A, 2007, Foraminiferal and algal content of the Late Triassic to Malm Budag'an carbonate sequence in the Afyon Zone (Emet, Ku'tahya, W Turkey). *Cukurova University, Jeology Symposium*, Abstracts: 118-119
- IRVINE, T.N. ve BARAGAR, W.R.A., 1971, A Guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks, *Can. J. Earth Sci.*, 8, 523 - 548.

- KAYA, O., 1971, İstanbul'un Karbonifer stratigrafisi, İstanbul. *TJKB*, 143-199.
- KAYA O, 1972, Outlines of the ophiolite issue around Tavşanlı. *Bull. Geol. Soc. Turk.* 15/1:26–108
- KAYA, O. & MOSTLER, H. 1992. A Middle Triassic age for low-grade greenschist facies metamorphic sequence in Bergama (İzmir), western Turkey: the first paleontological age assignment and structural-stratigraphic implications. *Newsletter for Stratigraphy* 26, 1-17.
- KAYA, O, SADEDDİN, W, ALTINER, D, 1995, Stratigraphy and structural setting of the anchimetamorphic rocks to the south of Tavşanlı (Kütahya): their relations to İzmir-Ankara Zone. *Min Res Exp Bull*, 117:5–16
- KAYA, O., KOZUR, H., SADEDDİN, W. and HELVACI, H. 2001. Late Norian conodont age for a metacarbonate unit in NW Anatolia, Turkey. *Geobios*, 34, 527-532.
- KEMNİTZ, H., ROMER, R., ONCKEN, O., 2002. Gondwana break-up and the northern margin of the Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe), *International Journal of Earth Sciences*, 91, 246– 259.
- KETİN, İ., 1966. Cambrian outcrops in southeastern Turkey and their comparison with the Cambrian of east Iran, *Bulletin of the Mineral Resource and Exploration Institute (MTA, Ankara)*, 66, 77–89.
- KOÇYİĞİT, A. 1987. Hasanoğlan (Ankara) yöresinin tektono-stratigrafisi: Karakaya orojenik kuşağının evrimi. *Yerbilimleri* 14, 269-294.
- KORALAY, O.E., SATIR, M., DORA, O.Ö., 1998, Geochronological evidence of Triassic and Precambrian magmatism in the Menderes Massif, west turkey, *Third Int. Turk. Geol. Symp. Ankara Abstracts*, p.285.
- KORALAY, O.E., SATIR, M., DORA, O.Ö., 2001, Geochemical and geochronological evidence for early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, western Turkey, *Int., J. Earth Sciences*, 89: 822-835.
- KOZLU, H., GÖNCÜOĞLU, M.C., SARMIENTO, G.N., GÜL, M.A., 2002, Mid-Ordovician (Late Darriwilian) Conodonts from the Southern-Central Taurides, Turkey: Geological Implications. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 11, 2002, pp. 113-126.
- KOZUR, H., 1997. First discovery of *Muellerisphaerida* (inc. sedis) and *Eoalibaillella* (Radiolaria) in Turkey and the age of the siliciclastic sequence (clastic series) in Karaburun peninsula: *Freiberger Forschungshefte. C, geowissenschaften Geologie C* 46, 33–59.

- KOZUR, H. & KAYA, O. 1994. First evidence of pelagic Late Permian conodonts from NW Turkey. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie Monatshefte* 6, 339-347.
- KRÖNER, A. AND ŞENGÖR, A.M.C., 1990, Archean and Proterozoic ancestry in Late Precambrian to early Paleozoic crustal elements of southern Turkey revealed by single-zircon dating, *Geology*, V.18, pp. 1186-1190.
- KRÖNER, U., HAHN, T., ROMER, R.L., LİNNEMANN, U., 2007. The Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian Zone—heterogenous overprint of Cadomian/Palaeozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (Eds.), *The Evolution Of The Rheic Ocean: From Avalonian–Cadomian Active Margin To Alleghenian–Variscan Collision: Geological Society Of America Special Paper*, vol. 423, pp. 153–172.
- KULAKSIZ, S. 1978. Sivrihisar kuzeybatı yöresi eklojitleri. *Yerbilimleri*, 4, 89-94. Ménot, R.P., 1987. Magmatismes paleozoïques et structuration carbonifere du Massif de Belledonne (Alpes Franc_aises). Me'm. et Doc. *Centre Armoricain Etudes Structurales des Socles*, Rennes, vol. 21, p. 465.
- LEVEN, E.J.A., OKAY, A.İ., 1996, Foraminifera from the exotic Permo-Carboniferous limestone blocks in the Karakaya Complex, northwest Turkey. *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia* 102, 139-174.
- LİNNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEHMLICH, M., DROST, K., TONK, C., 2004, West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? — U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record, *International Journal of Earth Sciences*, 93, 683–705.
- LÜNEL, T. 1967. Geology of Sübren, Karacaalan-Yukarı Çağlayan area, Eskişehir county, Turkey. Ph.D. Thesis, University of Bristol.
- MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M., 1989, Tectonic discriminations of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.
- MESCHEDE, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, 207–218.
- MIDDLEMOST, E. A. K., 1985, *Magmas and Magmatic Rocks*. London: Longman.
- MİYASHIRO A., 1974, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 321–355.
- Miyashiro, A. ve Shido, F., 1975, Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium, chromium and nickel: *American J- Sci-*. 265-277-

- MOGESSİE, A., ETTİNGER, K., LEAKE, B.E., TESSADRİ, R., 2001, AMPH-IMA97: A hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet chemical analyses, *Computers and Geosciences*, 27 (2001), 1169-1178.
- MOLLİNİ, J.F AND POLİ, S., 1997, Singular equilibria in paragonite blueschists, amphibolites and eclogites, *Journal of Petrology*, 39, 1325-1346
- MONOD, O., ANDRİEUX, J., GAUTİER, Y. AND KİENAST, J.R. 1991. Pontides-Taurides relationships in the region of Eskişehir (NW Turkey), *Bulletin of the Technical University of İstanbul*, 44, 257- 277.
- MONOD, O., KOZLU, H., GHİENNE, J.F., DEAN, W.T., GÜNAY, Y., HERİSSE, A.L., PARİS, F. and ROBARDET, M., 2003. Late Ordovician glaciation in southern Turkey, *Terra Nova*, 15, 249–257.
- MURPHY, J.B., GUTİERREZ-ALONSO, G., NANCE, R.D., FERNANDEZ-SUAREZ, J., KEPPIE, J.D., QUESADA, C., STRACHAN, R.A., DOSTAL, J., 2006a. Origin of the Rheic Ocean: rifting along a Neoproterozoic suture?, *Geology*, 34, 325–328.
- MÜLLER, B., KLOTZLİ, U., SCHALTEGGER, U., FLİSCH, M., 1996. Early Cambrian oceanic plagiogranite in the Silvretta nappe eastern Alps: geochemical, zircon U–Pb and Rb–Sr data from garnet–hornblende– plagioclase gneisses, *Geologische Rundschau*, 85, 822– 831.
- NANCE, R.D., LİNNEMANN, U., 2008. The Rheic Ocean: origin, evolution and significance, *GSA Today*, 18 (12), 4–12.
- NANCE, R.D., GUTİERREZ-ALONSO, G., KEPPIE, J.D., LİNNEMANN, U., MURPHY, J.B., QUESADA, C., STRACHAN, R.A., WOODCOCK, N.H., 2010, Evolution of the Rheic Ocean, *Gondwana Research*, 17, 194-222.
- OBERHÄNSLİ, R., 1986, Blue amphiboles in metamorphosed Mesozoic mafic rocks from the Central Alps. In: *Blueschists and Eclogites* (eds Evans, B. W. & Brown, E. H.), *Geological Society of America*, Memoir, 164. 333–348.
- OKAY, A.İ. 1980a, Mineralogy, petrology and phase relations of glaucophane-lawsonite zone blueschists from the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 243-255.
- OKAY, A.İ. 1980b, Lawsonite zone blueschists and a sodic amphibole producing reaction in the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 75, 179-186.
- OKAY, A.İ., 1981, The geology and blueschist metamorphism of the ophiolites in northwest Turkey (Tavşanlı-Kütahya), *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 85-95.
- OKAY, A.İ. 1982. Incipient blueschist metamorphism and metasomatism in the Tavşanlı region, northwest Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 361-367.

- OKAY, A.İ., 1984, Distribution and characteristics of the northwest Turkish blueschists. In: The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (ed. J.E. Dixon and A.H.F. Robertson), *Geological Society Special Publication*, No. 17, 455-466.
- OKAY, A.İ., 1986, High pressure/low temperature metamorphic rocks of Turkey. In: Blueschists and Eclogites (ed. B.W. Evans and E.H. Brown), *Geological Society of America Memoir* No. 164, 333-348.
- OKAY, A. İ., 1989, Alpine Himalayan Blueschists, *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, 17: 55-87.
- OKAY A.İ. and KELLEY, S.P, 1994, Tectonic setting, petrology and geochronology of jadeite + glaucophane and chloritoid + glaucophane schists from northwest Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 12, 455-466.
- OKAY, A.İ. & MOSTLER, H. 1994. Carboniferous and Permian radiolarite blocks in the Karakaya Complex in northwest Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences* 3, 23-28.
- OKAY, A.İ., SATİN M., MALUSKI, H., SİYAKO, M., MONI& P., METZGER, R., AKYİİZ, S., 1996, Paleo- and Neo-Tethyan events in northwest Turkey: geological and geochronological constraints. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.), *Tectonics of Asia. Cambridge University Press*, Cambridge, pp. 420-441.
- OKAY, A.İ. 1997. Jadeite-K-feldspar rocks and jadeitites from northwest Turkey. *Mineralogical Magazine*, 61, 835-843.
- OKAY, A.İ., MONIÉ, P., 1997. Early Mesozoic subduction in the Eastern Mediterranean: evidence from Triassic eclogite in northwest Turkey. *Geology* 25, 595–598.
- OKAY, A.İ., HARRIS, N.B.W. and KELLEY, S.P. 1998. Exhumation of blueschists along a Tethyan suture in northwest Turkey. *Tectonophysics*, 285, 275-299.
- OKAY, A.İ. and TÜYSÜZ, O., 1999, Tethyan sutures of northern Turkey. In "The Mediterranean Basins: Tertiary extension within the Alpine orogen" (eds. B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth ve M. Séranne), *Geological Society, London, Special Publication* 156, 475-515.
- OKAY, A., I., SATIR, M., 2000, Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey, *Geological Magazine*, 137, 495 – 516.
- OKAY, A.İ., 2002, Jadeite-chloritoid-glaucophane-lawsonite schists from northwest Turkey: unusually high P/T ratios in continental crust, *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 757-768.
- OKAY, A.İ. 2004, Tectonics and High Pressure Metamorphism in northwest Turkey. Field trip guide book - P01, *32nd International Geological Congress*, APAT, Italy, 56 pp.

- OKAY, A.İ. & ALTINER, D., 2007, A Condensed Mesozoic Succession North of İzmir: A Fragment of the Anatolide-Tauride Platform in the Bornova Flysch Zone, *Turkish J. Earth Sci.*, 16, (2007), 257-279.
- OKAY, A.İ., SATIR, M. and SHANG C. K., 2008, Ordovician metagranitoid from the Anatolide-Tauride Block, northwest Turkey: geodynamic implications, *Terra Nova*, 280-288
- OKAY, A.İ., BOZKURT, E., SATIR, M., YİĞİTBAŞ, E., CROWLEY Q.G., SHANG, C.K., 2008, Defining the southern margin of Avalonia in the Pontides: Geochronological data from the Late Proterozoic and Ordovician granitoids from NW Turkey, *Tectonophysics*, 461, 252–264
- OKRUSCH, M. & BRÖCKER, M., 1990, Eclogites associated with high-grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: a review. *European Journal of Mineralogy*, 2, 451–478.
- ÖNALAN, M., 1982, İstanbul Ordovisiyen ve Silüriyen istifinin çökeltme ortamları, *İ.Ü. Yerbilimleri Derg.* 2, 161-177.
- ÖZGÜL, N. VE GEDİK, İ., 1973, Orta Toroslar'- da Alt Paleozoyik yagta Çaltepe Kireçtaşı ve Seydişehir Formasyonu'nun stratigrafisi ve konodont faunası hakkında yeni bilgiler: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 16, 2, 39-52.
- ÖZGÜL, N., 1976, Toroslar'm bazı temel jeoloji özellikleri, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, c. 19, 65-78, Şubat 1976
- ÖZGÜL, N., BÖLÜKBAS, İ, S., ALKAN, H., ÖZTAS, Y., KORUCU, M., 1991. Tectonostratigraphic units of the Lake District, Western Taurides, Tectonics and Hydrocarbon Potential of Anatolia and Surrounding Regions. In: Turgut, S. (Ed.), *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings*. O. Sungurlu Foundation, Ankara, Turkey, pp. 213–237.
- PAMİR, H.N. ve BAYKAL, F., 1947, Istranca masifinin jeolojik etüdü: *MTA Rap.*, 2257 (yayımlanmamış).
- PATİNO DOUCE AE, BEARD JS (1996) Effects of P, f(O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *J Petrol* 37:999–1024
- PATİNO DOUCE, A. E. & JOHNSTON, A. D., 1991, Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to et Cosmochimica Acta* **51**, 1591–1597. *Mineralogy and Petrology* **107**, 202–218.
- PATRICK, B. E. & EVANS, B. W., 1989, Metamorphic evolution of the Seward Peninsula blueschist terrane. *Journal of Petrology*, 30, 531–555.

- PEARCE, J.A., CANN, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 19, 290 – 300.
- PEARCE, J.A. ve NORRY, M.J., 1979, Petrogenetic Implication of Ti, Zr, Y and Nb Variations in Volcanic Rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33 – 47.
- PEARCE, J.A., 1982, Trace Element Characteristics of Lavas from destructive plate boundaries, In: Thorpe, R.S. (edt.), *Andesites*, Wiley, Chichester, 525 – 548.
- PEARCE, J.A., HARRIS, B.W. and Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 25, pp. 956-983.
- PEARCE, J.A., 1983, Role of the Sub-continental Litosphere in Magma Genesis at Active Continental Margins, In: Hawkesworth, C.H. ve Norry, M.J. (edt.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, 230 – 249.
- PEARCE, J. A. (1996). A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Wyman, D. A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, 79–113.
- PECCERILLO A, TAYLOR SR, 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral Petrol.* 58: 63–81
- PE-PIPER, G., 1982, Geochemistry, tectonic setting and metamorphism of mid-triassic volcanic rocks of Greece, *Tectonophysics*, V.85, Is. 3-4, p.253-272.
- PE-PIPER, G., PIPER, D.J.W., 2002, The Igneous rocks of Greece, The Anatomy of an orogen, *Beitrag zur Regionalen Geologie der Erde*, 30.
- PE-PIPER, G., PIPER, D.J.W., KOTOPOULI, C.N., PANAGOS, A.G., 1995. Neogene volcanoes of Chios, Greece: the relative importance of subduction and back-arc extension. In: Smellie, J.L. (Ed.), *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*, pp. 213–231.
- PICKETT, E.A., ROBERTSON, A.H.F. & DIXON, J.E. 1995. The Karakaya Complex, NW Turkey: A Palaeo-Tethyan accretionary complex. In: ERLER, A., ERCAN, T., BÜNG.L, E. & .R.EN, S. (eds), *Geology of the Black Sea Region*. *MTA Special Publication*, 11-18.
- PICKETT, E. & ROBERTSON, A.H.F. 1996. Formation of the Late Palaeozoic-Early Mesozoic Karakaya Complex and related ophiolites in NW Turkey by paleotethyan subduction-accretion. *Journal of the Geological Society*, London 153, 995-1009.
- PIN, C., ORTEGA-CUESTA, L.A., GIL IBARGUCHI, J.I., 1992. Mantle-derived, early Palaeozoic A-type metagranitoids from the NW Iberian massif: Nd isotope and trace element constraints. *Bulletin de la Socie'te' Ge'ologique de France*, 163, 483– 494.

- PIN, C., MARINI, F., 1993. Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd–Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif central, France. *Lithos*, 29, 177–196.
- REİSCHMANN, T., 1998, Pre-Alipne origin of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece, identified by single zircon Pb/Pb dating, *Proc. Of the 8th Int Cong. Patras. Bull Geol. Soc. Of Greece*, 22: 101-111.
- ROBERT, U., FODEN, J., VARNE, R., 1992. The Dodecanese Province, SE Aegean: a model for tectonic control on potassic magmatism. *Lithos*, 28, 241– 260.
- ROBERTSON, A.H.F., USTAÖMER, T., 2009. The Palaeozoic–early Mesozoic development of the Konya Complex, south central Turkey: testing of alternative subduction/ accretion versus intra-continental marginal basin settings. *Tectonophysics*, 113–148.
- ROBERTSON, A.H.F., PARLAK, O. AND USTAÖMER, T., 2009, Melange and ophiolite emplacement related to subduction of the northern margin of the Tauride-Anatolide continent, central and western Turkey, *Geological Society, London, Special Publications*, 2009; v. 311; p. 9-66, doi:10.1144/SP311.2
- ROBERTSON, A.H.F and USTAÖMER, T., 2009, Upper Palaeozoic subduction/ accretion processes in the closure of Palaeotethys: Evidence from the Chios Melange (E Greece), the Karaburun Melange (W Turkey) and the Teke Dere Unit (SW Turkey), *Sedimentary Geology*, 29–59.
- ROLLINSON, H., 1993, *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*, Longman Group UK Limited, ISBN 0 582 06701 4
- SARMİENTO, G.N., GÖNCÜOĞLU, M.C., FERNANDEZ-REMOLAR, D., GARCÍA-LOPEZ, S., 1997, Small shelly fossils from the Çal Tepe Formation (late Lower Cambrian- early Middle Cambrian) in its type locality, western Taurides (Turkey). In: Grandal D2 Anglades, A., Guterrez-Marco, J.C. and Santoz Fidalgo, L. (Eds.), *Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana, Soc. Espanola Paleont.*, Coruna, pp., 113-115.
- SATIR, M. AND FRIEDRICHSEN, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes Massif, W-Turkey: a rubidium / strontium and oxygen isotope study. *Geol. Rundsch.*, 75, 703–714.
- SAYAR, C., 1979, İstanbul Boğazı ve çevresinde Ordovisyen-Siluriyen sınırı. *TJK Bülteni*, 22, 161-167.
- SEYİTOĞLU, G., ANDERSON, D., NOWELL, G., SCOTT, B., 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 76, 127–147.

- SCHÄTZ, M., REISCHMANN, T., TAÏT, J., BACHTADSE, V., BAHLBURG, H. AND MARTÍN, U., 2002. The Early Palaeozoic break-up of northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany. *Int. J. Earth Sci.*, 91, 838–849.
- SHERVAIS, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101 – 118.
- SOBOLEV, A. V., DANYUSHEVSKY, L. V., 1986. Proof of the magmatic origin of water and its estimated concentration in residual boninite melt. *Trans. USSR Acad. Sci., Earth Sci.* 288, 119-22.
- SKJERLIE, K. P. & JOHNSTON, A. D. (1993). Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology* 34, 785–815.
- SOBOLEV, A. V., DANYUSHEVSKY, L. V., 1994, Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas, *Journal of Petrology*. Vol. 35. Part 5. pp. 1183-1211. 1994
- RIBEIRO, M.L., FLOOR, P., 1987. Magmatismo peralcalino no Maciço Hespérico: sua distribuição e significado geodinâmico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J.C., López-Plaza, M., Rodríguez Alonso, M.D. (Eds.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Rueda, Madrid, pp. 211–221.
- ROGER, F., RESPAUT, J.-P., BRUNEL, M., MATTE, P. AND PAQUETTE, J.-L., 2004. Première datation U–Pb des orthogneiss ocellés de la zone axiale Montagne Noire (Sud du Massif central): nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne varisque. *CR. Geoscience*, 336, 19–29.
- SÁNCHEZ-GARCÍA, T., BELLIDO, F., QUESADA, C., 2003. Geodynamic setting and geochemical signatures of Cambrian–Ordovician rift-related igneous rocks (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Tectonophysics*, 365, 233–255.
- SÁNCHEZ-GARCÍA, T., QUESADA, C., BELLIDO, F., DUNNING, G.R., GONZÁLEZ DE TÁNAGO, J., 2008. Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: the Early Paleozoic of the Ossa Morena Zone (SW Iberia). *Tectonophysics*, 461, 72–90.
- SÁNCHEZ-GARCÍA, T., BELLIDO, F., PEREIRA, M.F., CHÍCHORRO, M., QUESADA, C., PIN, CH., SILVA, J.B., 2010. Rift-related volcanism predating the birth of the Rheic Ocean (Ossa-Morena Zone, SW Iberia). *Gondwana Research*, 17 (2-3), 392–407

- SÍSSON, V. B., ERTAN, I. E. & AVE LALLEMANT, H. G., 1997, High pressure (2000 MPa) kyanite- and glaucophane-bearing pelitic schist and eclogite from Cordillera de la Costa Belt, Venezuela. *Journal of Petrology*, 38, 65–83.
- SCHLIESTEDT, M., 1986, Eclogite-blueschist relationships as evidenced by mineral equilibrium in the high pressure metabasic rocks of Sifnos (Cycladic Islands), Greece. *Journal of Petrology*, 27, 1439–1459.
- SCHLIESTEDT, M. & OKRUSCH, M., 1988, Meta-acidites and silicic metasediments related to eclogites and glaucophanites in northern Sifnos, Cycladic archipelago, Greece. In: *Eclogites and Eclogite-Facies Rocks* (ed. Smith, D. C.), pp. 291–334. Elsevier.
- STAMPLI, G.M., MOSAR, J., BONO, A., De, VAVASÍS, I., 1998, Late Palaeozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the western Tethys. *Proc. 8th Int Congr Patras. Bull. Geol. Soc. Greece*. 22: 113-120.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1979, Mid-mesozoic closure of Permo-Triassic tethys and its implications, *Nature*, 279: 590-593.
- ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181–241.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1983, Türkiye'de Tetis'in evrimi: levha tektoniği açısından bir yaklaşım: *Türkiye Jeol. Kur. Yerbilimleri Özel Dizisi*, 1, Ankara.
- ŞENGÖR, A.M.C., YILMAZ, Y., SUNGURLU, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys, *Geol Soc Lond Spec Publ* 17 : 77–111.
- TAYLOR, S.R. AND MCLENNAN, S.M., 1995, The geochemical evolution of the continental crust, *Rev. Geophys.*, 33, 241-265.
- TEKELİ, O. 1981. Subduction complex of pre-Jurassic age, northern Anatolia, Turkey. *Geology* 9, 68-72.
- TEKİN, U.K., GÖNCÜOĞLU, M.C., TURHAN, N., 2002. First evidence of Late Carnian radiolarian fauna from the İzmir–Ankara Suture Complex, Central Sakarya, Turkey: implications for the opening age of the İzmir–Ankara branch of Neotethys. *Geobios* 35, 127–135.
- TEKİN, U.K. and GÖNCÜOĞLU, M.C., 2008, Late Middle to Early Late Triassic Radiolarian Faunas From The İzmir-Ankara Belt in Western Turkey: Remarks on the Evolution of the Neotethyan İzmir-Ankara Ocean, *Berichte Geol. B-A.*, 76 (ISSN 1017-8880).
- TEKİN, U.K. and GÖNCÜOĞLU, M.C., 2009, Late Middle Jurassic (Late Bathonian-Early Callovian) radiolarian cherts from the Neotethyan Bornova flysch zone, Spil Mountains, Western Turkey, *Stratigraphy and Geological Correlation*, V.17, N.3, 298-308.

- THOMPSON, A. B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science* **282**, 1567–1595.
- TOLUN, N., TERNEK, Z., 1952. Notes géologiques sur la région de Mardin. *Bulletin of the Geologic Society of Turkey*, 1, 15–19.
- TOPUZ, G., OKAY, A.I., ALTHERR, R., MEYER, H.P. AND NASDALA, L. 2006. Partial high-pressure aragonitization of micritic limestones in an accretionary complex, Tavşanlı Zone, NW Turkey. *Journal of Metamorphic Geology*, 24, 603-613.
- USTAÖMER, P.A., 1999, Pre-Early Ordovician Cadomian arc-type granitoids, the Bolu Massif, West Pontides, northern Turkey: geochemical evidence, *Int.J. Earth Sci.(Geol.Runds.)*, 88, 2–12.
- USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F., 1993, Late Palaeozoic – Early Mesozoic marginal basins along the active continental southern margin of Eurasia: evidence from the Central Pontides (Turkey) and adjacent regions, *Geological Journal*, 28, 219-238.
- USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F., 1997, Tectonic – sedimentary evolution of the north Tethyan margin in the Central Pontides of northern Turkey, In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of Black Sea and Surrounding Region*, *American Association of Petroleum Geologists, Memories*, 68, 255-290.
- USTAÖMER, P.A., USTAÖMER, T., COLLINS, A.S., ROBERTSON, A.H.F., 2009. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the Bitlis Massif, SE Turkey: magmatism along the developing northern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473, 99–112.
- USTAÖMER, T., ROBERTSON, A.H.F., Gerdes, A., Ustaömer, P.A., 2010, LA ICP MS and Ion Probe U-Pb dating of igneous and metasedimentary units in the NE Pontides, NE Turkey: evidence of Peri-Gondwanan terrane accretion, Late Palaeozoic magmatism/metamorphism and Early Mesozoic extension along the S Eurasian margin, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-5958, 2010 EGU General Assembly 2010
- VIELZEUF, D. & HOLLOWAY, J. R., 1988, Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 257–276.
- VON RAUMER, J.F., STAMPFLI, G.M., BOREL, G., BUSSY, F., 2002. Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. *Int. J. Earth Sci.* 91, 35–52.

- YARDLEY, B. W. D., 1989, *An Introduction to Metamorphic Petrology*, English Language Book Society/ Longman, Lonra, ISBN 0 582 07300 6.
- YENİYOL, M. 1979. Yunak (Konya) magnezitlerinin oluşum sorunları, değerlendirilmesi ve yöre kayaçlarının petrojenezi. *İstanbul Yerbilimleri*, 3, 21-51.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, C.Ş., ŞENGÖR, A.M.C., 1984, Geology and tectonic evolution of the Pontides, In: Robinson, A.G. (ed.), *Regional and Petroleum Geology of Black Sea and Surrounding Region*, *American Association of Petroleum Geologists*, *Memories*, 68, 183-226.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YİĞİTBAŞ, E., GENÇ, Ş. C. and ŞENGÖR, A. M. C., 1997, Geology and tectonic evolution of the Pontides, *Regional and Petroleum geology of the Black Sea and Surrounding Region* (Robinson, A. G., eds.), *AAPG Memoir*, 68, 183-226, 1997.
- YILMAZ, Y., GENÇ, S.C., KARACIK, Z., ALTUNKAYNAK, S., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *J. Geodyn.*, 31, 243– 271.

EKLER

İnceleme alanı için hazırlanan 1/ 10 000 ölçekli jeoloji haritası EK 1’de sunulmuştur.

İnceleme alanına ait örnek yerlerini gösteren harita EK 2’de verilmiştir. EK 3’te, inceleme alanındaki birimlerden alınan örneklerin petrografik incelemelerinde gözlenen mineral bileşimleri tablolar halinde verilmiştir.

- 1) EK 1. İnceleme alanı 1/ 10 000 ölçekli jeoloji haritası.
- 2) EK 2. Örnek yeri haritası
- 3) EK 3. Petrografik incelemelerle örneklerin mineral bileşimleri.

EK 1 ve EK 2 tezin arkasında zarf içinde verilmiştir.

EK 3. Petrografik incelemelerde ince kesitlerde belirlenen mineral bileşimleri.

ÖRNEK NO	ZÖ07-28	ZÖ07-29a	ZÖ07-30	ZÖ07-32	ZÖ07-32a	ZÖ07-33	ZÖ07-36-2	ZÖ07-36	ZÖ07-37	ZÖ07-38	ZÖ07-39a	ZÖ07-40	ZÖ07-42
Kuvars				X	X	X			X			X	
K. feldispat													
Plajiolklas	X	X						X			X	X	
Glokofan	X	X	X				X					X	X
Lavsonit	X	X	X				X						X
Jadeit									X				X
Klorit		X							X	X	X	X	X
Kloritoyid													
Mika									X				
Kalsit		X		X	X	X							
Olivin										X			
Grafit									X				
Opak mineral								X					
Turmalin													
Sfen			X								X	X	
ÖRNEK NO	ZÖ07-43	ZÖ07-44	ZÖ07-45	ZÖ07-46	ZÖ07-46a	ZÖ07-46b	ZÖ07-47	ZÖ07-48b	ZÖ07-49b	ZÖ07-50	ZÖ07-52	ZÖ07-55	ZÖ07-56
Kuvars	X	X	X			X					X	X	X
K. feldispat													
Plajiolklas	X						X						
Glokofan	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
Lavsonit	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
Jadeit		X	X	X									
Klorit	X			X				X	X		X		
Kloritoyid		X										X	X
Mika		X	X							X		X	
Kalsit	X						X						
Olivin													
Grafit												X	
Opak mineral	X							X	X	X			
Turmalin		X											
Sfen	X				X				X				

ÖZGEÇMİŞ

1976 Almanya doğumluyum. İlk, orta ve lise eğitimimi İstanbul'da tamamladım. 1996-2000 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde lisans öğrenimime devam edip 2001-2005 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim dalında yüksek lisansımı tamamladım.

Bildiri Özleri:

1. A.H.F.Robertson, O. Parlak, T. Ustaömer, U.C. Ünlügenç, S. Nairn, **Z. Üçtaş** Özbey 2010, Processes of melange genesis in the construction of the Anatolian subcontinent, EGU Annual Meeting 2010
3. **Özbey Üçtaş, Z.**, Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., Dixon, J, and Ustaömer, P.A., 2010, "Evidence for the tectonic development and subduction-exhumation of a Palaeozoic-Mesozoic continental margin in the westernmost Anatolides, W Turkey", EGU Annual Meeting 2010
4. **Üçtaş, Z.** ve Ustaömer, T., 2005, Deformation and metamorphic history of the Simav Metamorphics, NE Menderes Massif, W Turkey, International Earth Sciences Colloquim on the Aegean Regions, 4-7 Ekim 2005, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, Türkiye, sf. 120.
5. **Üçtaş, Z.** ve Ustaömer, T., 2005, The tectono-stratigraphy of the northern sector of Menderes Massif and tectonic significance of metabasic rocks, west Turkey, International Earth Sciences Colloquim on the Aegean Regions, 4-7 Ekim 2005, Dokuz Eylül Üniversitesi, İzmir, Türkiye, sf. 120-121.
6. Ayçenk, A., Whitney, D.L., Teyssier, C., and **Üçtaş, Z.**, 2003, Juxtaposition of HP and HT metamorphic rocks in transtensional exhumation, Sivrihisar Belt, West-Central Turkey, Geological Society of America (GSA).
7. Casale, G., Umhoefer, P.J., Teyssier, C., Whitney, D.L., Fayon, A.K., and **Üçtaş, Z.**, 2002, Yo-Yo tectonics in a wrench zone, Central Anatolia, Geological Society of America (GSA), paper no. 246-6.

Sözlü Sunumlar:

1. 2010, EGU (European Geosciences Union), “Evidence for the tectonic development and subduction-exhumation of a Palaeozoic-Mesozoic continental margin in the westernmost Anatolides, W Turkey”
2. 2006, 59. Türkiye Jeoloji Kurultayı Sözlü Sunum, “Simav Dağındaki Milonitik Zonun Kökeni ve Tektonik Rotasyonu: Yapısal ve Paleomagnetik Veriler”
3. 2005, MBGAK (İstanbul Üniversitesi) Sözlü Sunum, “KD Menderes Masifi’nin Yapısal Evrimi Simav, Kütahya”

Burslar:

1. 2005-2010, TEV Doktora Bursu
2. EURISPET Full Funded Course
3. 2010, EGU Young Scientist Travel Award
4. 2009, TÜBİTAK Yurt Dışı Doktora Araştırma Bursu