T.C.
İSTANBUL ÜNİVERSİTESİ-CERRAHPAŞA
LİSANSÜSTÜ EĞİTİM ENSTİTÜSÜ

# DOKTORA TEZİ

# ORTA SAKARYA BÖLGESİNDE SAKARYA KITA KABUĞUNUN ERKEN MESOZOYİK ÖNCESİ TEKTONİK GELİŞİMİ

**Okşan Gökçen UĞURCAN**

**DANIŞMAN**
**Prof. Dr. Timur USTAÖMER**

**II. DANIŞMAN**
**Prof. Dr. Gernold ZULAUF**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

**Temmuz, 2022**

# TEZ KABUL VE ONAYI

**Okşan Gökçen UĞURCAN** tarafından, **Prof. Dr. Timur USTAÖMER** danışmanlığında hazırlanan **"Orta Sakarya Bölgesinde Sakarya Kıta Kabuğunun Erken Mesozoyik Öncesi Tektonik Gelişimi"** başlıklı bu çalışma, jürimiz tarafından **08/07/2022** tarihinde yapılan sınav sonucunda **oy birliği** ile başarılı bulunarak **Doktora Tezi** olarak kabul edilmiştir.

**Tez Jürisi**

| | | **İmza** | **Sonuç** |
|---|---|---|---|
| **DANIŞMAN** | Prof. Dr. Timur USTAÖMER<br>İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa<br>Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı | | ☒ Kabul<br>☐ Ret |
| **ÜYE** | Prof. Dr. Fahri ESENLİ<br>İstanbul Teknik Üniversitesi<br>Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı | | ☒ Kabul<br>☐ Ret |
| **ÜYE** | Prof. Dr. Ömer Faruk ÇELİK<br>Kocaeli Üniversitesi<br>Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı | | ☒ Kabul<br>☐ Ret |
| **ÜYE** | Prof. Dr. Hayrettin KORAL<br>İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa<br>Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı | | ☒ Kabul<br>☐ Ret |
| **ÜYE** | Prof. Dr. Namık AYSAL<br>İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa<br>Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı | | ☒ Kabul<br>☐ Ret |

# BEYAN

# BÜTÇE DESTEKLERİ

## ORTA SAKARYA BÖLGESİNDE SAKARYA KITA KABUĞUNUN ERKEN MESOZOYİK ÖNCESİ TEKTONİK GELİŞİMİ

Bu çalışma İstanbul Üniversitesi - Cerrahpaşa Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi tarafından desteklenmiştir. Proje numarası: 21714

# TEŞEKKÜR

Doktora çalışmalarım esnasında gösterdiği destek için danışman hocam Prof. Dr. Timur USTAÖMER'e çok teşekkür ederim.

Tez izleme komite üyeleri Prof. Dr. Hayrettin KORAL ve Prof. Dr. Fahri ESENLİ'ye bu süreçte görüş ve önerileriyle tez çalışmasına sağladıkları destek nedeniyle çok teşekkür ederim. Prof. Dr. Hayrettin KORAL Bölüm Başkanı olarak görev yaptığı dönemde arazi çalışmaları için talep ettiğim izin ve görevlendirmelerde her türlü kolaylığı sağlamıştır. Kendisine minnettarım.

Jeokronoloji ve jeokimya çalışmalarımdaki yardımları ve destekleri için Doç. Dr. Namık AYSAL hocama teşekkürü bir borç bilirim.

Frankfurt-Goethe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü'nde bulunduğum dönemde U-Pb analizlerimi yapan Dr. Axel GERDES'e, katodoluminesans fotoğraflarını çekmeme yardımcı olan Linda Marco'ya teşekkür ederim.

Ar-Ar analizlerimi yapan Dr. Katherine Zanetti'ye, Jeotermobarometre hesaplamalarında bana yardımcı olan Dr. Mete ÇETİNKAPLAN'a teşekkür ederim.

Bursiyeri olduğum iki ayrı TUBİTAK projesi tez kapsamında gerçekleştirdiğim bazı analitik çalışmalarım için kısmi kaynak oluşturmuştur. Bursiyer olmama olanak sağlayan proje yürütücüsü Prof. Dr. Ayda USTAÖMER'e teşekkür ederim.

Birlikte çalışmaktan keyif aldığım oda arkadaşım Dr. Özge KARSLIOĞLU'na, ve küçük kardeşim Çınar TURGUT'a teşekkür ederim.

Bölümdeki tüm hocalarım ve araştırma görevlisi arkadaşlarıma destekleri için teşekkür ederim.

Arazi çalışmalarım esnasında beni yalnız bırakmayan jeoloji mühendisi Eralp BOZKIR'a teşekkürü bir borç bilirim,

Son olarak, anneme ve babama bu tez çalışması sürecinde bana sağladıkları her türlü destekleri için sonsuz teşekkür ederim.

Temmuz 2022 Okşan Gökçen UĞURCAN

# İÇİNDEKİLER

**Sayfa No**

**TEZ KABUL VE ONAYI ..... ii**
**BEYAN ..... iii**
**BÜTÇE DESTEKLERİ ..... iv**
**TEŞEKKÜR ..... v**
**İÇİNDEKİLER ..... vi**
**ŞEKİL LİSTESİ ..... xiv**
**TABLO LİSTESİ ..... xxxvi**
**SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ ..... xxxvii**
**ÖZET ..... xxxix**
**ABSTRACT ..... xliii**
**1. GİRİŞ ..... 1**
**2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE ..... 7**
2.1. BÖLGESEL JEOLOJİ ..... 7
2.2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR ..... 19
2.3. İNCELEME ALANININ TANITIMI ..... 21
2.3.1. Yükseltiler ..... 21
2.3.2. Akarsular ..... 24
2.3.3 İklim ve Bitki Örtüsü ..... 24
2.3.4 Tarım ve Hayvancılık ..... 25
2.3.5 Yerleşim Merkezleri ..... 25
2.3.6 Ulaşım ..... 25

**3. YÖNTEM ..... 26**
3.1. HARİTALAMA……26
3.2. U-Pb YAŞLANDIRMA ÇALIŞMASI……..27
3.3. $^{40}Ar/^{39}Ar$ YAŞLANDIRMA ÇALIŞMASI…….....28
3.4. ELEKTRON MİKROPROP ANALİZLERİ…….31
3.5. JEOTERMOBAROMETRE…….....32
**4. BULGULAR ..... 35**
4.1. TEKTONOSTRATİGRAFİ…….....35
4.1.1 Otokton Birimler……..37
4.1.1.1 Yenipazar Formasyonu…….37
4.1.1.2 Kızılçay Formasyonu…….....39
4.1.2 Allokton Birimler……41
4.1.2.1. Tarpak Dilimi……...41
4.1.2.2. Orta Sakarya Gnays Dilimi…….....53
4.1.2.3. Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi…….....83
4.1.2.4. Sarıcakaya Plutonu…….....94
4.1.2.5. Tozman Ofyoliti……...97
4.1.3. Örtü Birimleri……98
4.1.3.1. Bayırköy Formasyonu…….....98
4.1.3.2. Bilecik Kireçtaşı……101
4.1.3.3. Örencik Formasyonu……103
4.2. PETROGRAFİ…….....104
4.2.1.Tarpak Dilimi……104
4.2.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi…….....111
4.2.2.1. Çayköy Ortognaysları……...111
4.2.2.2 SarıcakayaParagnaysları ……..115
4.2.3 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi …….....120
4.2.3.1 Geyikoynağı Metamorfitleri…….....120
4.2.3.2 Akkum Kontak Şistleri…….....122
4.2.4 Sarıcakaya Granitoidi……....140

4.2.5 Tozman Ofyoliti……....141
4.3 MİNERAL KİMYASI…….....142
4.3.1 Amfibol……142
4.3.1.1 Metamorfik Amfiboller ……...143
4.3.1.2 Magmatik Amfiboller……...146
4.3.2 Granatlar……..147
4.3.3 Beyaz Mikalar……..151
4.3.4 Biyotit……..154
4.3.5 Feldispat……...158
4.4 JEOTERMOBAROMETRE…….161
4.4.1 Jeotermometre…….161
4.4.1.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi…….....161
4.4.1.2 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi……....162
4.4.1.3 Sarıcakaya Plutonu…….....165
4.4.2 Jeobarometre……...166
4.4.2.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi……...166
4.4.2.2 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi…….....167
4.4.2.3 Sarıcakaya Plutonu……....172
4.4.3 Jeotermobarometre-Pseudosection Eğrileri…….....174
4.5 JEOKİMYA
4.5.1. Çayköy Ortognaysları…….177
4.5.1.1 Alterasyon ve Element Mobilitesi……....177
4.5.1.2 Jeokimyasal Sınıflama…….....180
4.5.1.3 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri…….....184
4.5.1.4 Tektonik Ortam ……....186
4.5.2 Çayköy Ortognaysları İçindeki Bantlı Amfibolit ve Amfibol Şistler…….....189
4.5.2.1 Alterasyon ve Element Mobilitesi…….....189
4.5.2.2 Jeokimyasal Sınıflama……192
4.5.2.3 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri…….....194
4.5.2.4 Tektonik Ortam…….....201

4.5.2.5 Kıta Kabuğu Kontaminasyonu……..204
4.5.2.6 Manto Kaynağı……..206
4.5.3 Sarıcakaya Paragnaysları İçindeki Amfibolit Budinleri……..213
4.5.3.1 Jeokimyasal Sınıflama……...214
4.5.3.2 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri…….....215
4.5.3.3 Tektonik Ortam…….....219
4.5.3.4 Kıta Kabuğu Kontaminasyonu…….....221
4.5.3.5 Manto Kaynağı…….....222
4.5.4 Sarıcakaya Paragnayslarını Kesen Lökokratik Meta-Granitoid Silleri…….228
4.5.4.1 Jeokimyasal Sınıflama……...228
4.5.4.2 İz Element Karakteristikleri…….....229
4.5.5 Sarıcakaya Paragnaysları İçindeki Granitoid Çakılları……..230
4.5.5.1 Jeokimyasal Sınıflama…….....231
4.5.5.2 İz Element Karakteristikleri……....231
4.5.6 Tarpak Dilimi……..234
4.5.6.1 Jeokimyasal Sınıflama …….....234
4.5.6.2 İz Element Karakteristikleri……235
4.5.6.3 Tektonik Ortam……...238
4.5.6.4 Meta-volkanolastik Birimlerin Manto Kaynağı…….....241
4.6 JEOKRONOLOJİ
4.6.1 U-Pb Zirkon Analizleri…….....243
4.6.1.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi-Granitik Ortognays Örnekleri……244
4.6.1.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi -Siyenitik Ortognays Örnekleri……..253
4.6.1.3 Bantlı Amfibolit……..256
4.6.1.4 Orta Sakarya Gnays Dilimi-Sarıcakaya Paragnaysları……...258
4.6.1.5 Tarpak Dilimi……..263
4.6.1.6 Sarıcakaya Plutonu-GBe43…….....266
4.6.2 $^{40}Ar/^{39}Ar$ Yaşlandırması……268
4.6.2.1 Sarıcakaya Paragnaysları…….....269
4.6.2.2 Tarpak Dilimi……...271

4.7 YAPISAL JEOLOJİ

4.7.1 Tarpak Dilimi……..272

4.7.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi…….....276

4.7.2.1 Çayköy Ortognaysları……..276

4.7.2.2 Sarıcakaya Paragnaysları…….281

4.7.3 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi…….287

4.7.3.1 Akkum Kontak Şistleri…….287

4.7.3.2 Geyikoynağı Metamorfitleri…….....291

4.7.4 Sarıcakaya Plutonu…….293

4.7.5 Faylar…….296

**5. TARTIŞMA.....301**

5.1 Sakarya Kıta Kabuğu'nun Erken Mesozoyik Öncesi Tektonik Gelişimi…….301

5.1.1 Kambro-Ordovisyen Magmatizması……..302

5.1.2 Kambro-Ordovisyen Pasif Kenar Çökelleri……...315

5.1.3 Geç Ordovisyen/Silüriyen-Devoniyen (?) Transgresif Örtü (Sarıcakaya Paragnaysları)……..317

5.1.4 Geç Silüriyen-Devoniyen Metamorfizması ve Magmatizması……..325

5.1.5 Karbonifer Metamorfizması……...334

5.1.6 Geç Variskan Deformasyonları……..342

5.1.7 Alt Permiyen …….349

5.1.8 Erken Mesozoyik……...354

**6. SONUÇ VE ÖNERİLER .....356**

**KAYNAKLAR.....360**

**EKLER .....387**

**EK 2:** GBe 29 numaralı amfibolit budinindeki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları……387

**EK 3:** Mafik ortognaysları temsil eden GCaMi 5 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları……389

**EK 4**: Çayköy Ortognaysları içindeki amfibol şist silini temsil eden GT 11 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları……..392

**EK 5**: Sarıcakaya Plutonunu temsil eden AKK4 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları……396

**EK 6**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden 150 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları…….....399

**EK 7**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden AKK1 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları…….....401

**EK 8**: Granitik ortognayslar içindeki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları…….....405

**EK 9**: Fillat birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları…….....409

**EK 10**: Milonitik kontak şist birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları……...411

**EK 11**: Hornfels birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları……412

**EK 12**: Paragnays birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları……..414

**EK 13**: Fillat birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……..416

**EK 14**: Hornfels birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……....418

**EK 15:** Kontak şist birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……....420

**EK 16:** Paragnays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları…….421

**EK 17:** Granitik ortognays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……...423

**EK 18:** Bantlı amfibolit birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……....425

**EK 19:** Metamorfik birimleri kesen dioritlerdeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları……...427

**EK 20:** Hornfels birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları…….428

**EK 21:** Bantlı amfibolit birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları……...429

**EK 22:** Paragnays birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları……..431

**EK 23:** Amfibolit budinindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları……..435

**EK 24:** Metamorfik birimleri kesen dioritlerdeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları……...435

**EK 25:** Felsik ortognayslardan alınan örneklerin tüm kaya jeokimya analizi sonuçları……...437

**EK 26:** Felsik ortognayslar içindeki bantlı amfibolit sillerinin tüm kaya jeokimya analizleri sonuçları……...438

**EK 27:** Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin tüm kaya jeokimya analizleri sonuçları……..441

**EK 28:** Lökokratik meta-granitoidler ve paragnayslar içindeki granitoid çakıllarının tüm kaya jeokimya analizleri……..442

**EK 29:** Tarpak Dilimi içindeki mafik meta-volkanoklastiklerin ve istifi kesen felsik dayklarının tüm kaya jeokimya analizleri……...443

**EK 30:** GCaMi11 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları……...445

**EK 31:** GTo16-24 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları…446

**EK 32:** BeTi16-6 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları…447

**EK 33:** GCa16-1 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları….448

**EK 34:**BeTi16-1 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları….449

**EK 35:** GCaMi16-2 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi……450

**EK 36:** InTi16-2 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları….451

**EK 37:** GU numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları…….452

**EK 38:** BeTi16/4 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları…453

**EK 39:** GBe43 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları…….....457

**EK 40:** GBe35A numaralı örnekte yaşlandırılan muskovitlerin Ar/Ar analizi sonuçları……...458

**EK 41:** GBe35B numaralı örnekte yaşlandırılan biyotitlerin Ar/Ar analizi sonuçlar….459

**EK 42:** GU numaralı örnekte yaşlandırılan biyotitlerin Ar/Ar analizi sonuçlar…….460

**EK 43:** Tarpak Dilimi için kullanılan örnek yerleri……461

**EK 44:** Çayköy Ortognayslarının felsik ortognaysları için kullanılan örnek yerleri…..461

**EK 45**: Çayköy Ortognayslarının amfibolitleri için kullanılan örnek yerleri……..462

**EK 46**: Sarıcakaya Paragnaysları için kullanılan örnek yerleri……...462

**EK 47**: Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi için kullanılan örnek yerleri…….463

**İNTİHAL RAPORU İLK SAYFASI .....464**

**ETİK KURUL İZİN YAZISI .....465**

**KURUM İZNİ YAZILARI .....466**

**ÖZGEÇMİŞ .....467**

# ŞEKİL LİSTESİ

**Sayfa No**

**Şekil 1.1:** Sakarya Yayı'nın Gondvana kuzeyinde oluştuğunu gösteren tektonik model (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör ve diğ., 1984'e dayanarak)…….....2

**Şekil 1.2:** Sakarya Yayı'nın Lavrasya kuzeyinde oluştuğunu gösteren tektonik model (Eren ve diğ., 2004'e dayanarak)……2

**Şekil 1.3:** Gondvana kuzeyinden Silüriyen'de riftleşmeye başlayan *Avrupa Hun Kıtası* (Stampfli ve Borel, 2002'den değiştirilerek; Sk: Sakarya Zonu)……3

**Şekil 1.4:** Sakarya Zonu'nun Ordovisyen'de Istanbul Zonu ile birlikte riftleştiğini gösteren model (Zlatkin ve diğ., 2018)……...3

**Şekil 1.5:** Geç Triyas-Orta Jura döneminde güneyinde Neotetis okyanusunun riftleşmeye başlaması ile Lavrasya'ya yakınlaşmaya başlayan Sakarya Zonu (Karslı ve diğ., 2021)…….3

**Şekil 2.1:** Anadolu Levhası ve çevresindeki sütur zonları ve bloklar ……...8

**Şekil 2.2**: Çalışma alanındaki kıtasal temel için Göncüoğlu vd. (2000) tarafından önerilmiş tektonik model……...12

**Şekil 2.3:** Orta Sakarya Bölgesi'ndeki tektonik birlikler…….13

**Şekil 2.4:** Anadolu levhasındaki kıtasal kabuk kökenli metamorfik ve magmatic masifler…15

**Şekil 2.5:** İnceleme alanının yerbulduru haritası…….22

**Şekil 2.6**: Çalışma alanındaki yükselti, nehir ve derelerin dağılımı…….23

**Şekil 2.7:** Yaz aylarında da sulu olan Karıncalı Dere……...24

**Şekil 2.8**: Çalışma alanının ormanlık kesimlerinden bir görünüm……...25

**Şekil 3.1:** Harita çalışmalarından bir görünüm…….26

**Şekil 3.2:** Zirkon kalıplarının görünümü……..27

**Şekil 3.3:** LA-ICP-MS laboratuarının görünümü…….28

**Şekil 3.4:** Vakum çekme hattı……..30

**Şekil 3.5:** Çekme hattının şeması…….30

**Şekil 3.6:** MAP 215-50 kütle spektrometresi……...31

**Şekil 3.7:** Elektronprop analizlerinin yapıldığı parlatılmış ince kesitler……..31

**Şekil 3.8:** JEOL JXA 8900RL elektronprop mikro analizör düzeneği…….32

**Şekil 4.1:** Çalışma alanının tektono-stratigrafisi……..36

**Şekil 4.2: a)**Yenipazar Formasyonu ve Tarpak Dilimi'nin tektonik sınırı. **b)** Dokanağın şematik kesidi……38

**Şekil 4.3**: Üstteki kaba kırıntılılardan oluşan birim Alt Eosen yaşlı flüvyal Kızılçay Formasyonu olup, birim bir aşınma yüzeyi boyunca metamorfik Tarpak Dilimi üzerine uyumsuz olarak gelir (Fotoğraf çalışma alanı dışındaki bir mostraya aittir)……..39

**Şekil 4.4:** Orta Sakarya Gnays Dilimi ile Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu arasındaki dokanağın (kesikli beyaz çizgi) genel saha görüntüsü ve dokanak ilişkisini gösteren şematik enine kesit. Enine kesit güzergahı üstteki fotoğrafta kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (bakış yönü KD, GPS: 90893, 33697)……40

**Şekil 4.5:** Tarpak köyü dolaylarında, Tarpak Dilimi ve Sarıcakaya Plutonu arasındaki faylı ilişkiyi gösteren saha görüntüsü ve şematik enine kesiti (bakış yönü DGD, GPS: 81665, 34697)…….42

**Şekil 4.6**: Tarpak Dilimi'ne ait kuvars-şistler ile onu uyumsuz olarak üzerleyen Bayırköy formasyonu konglomeraları……...43

**Şekil 4.7: a-b)** Tarpak Dilimi'ne ait kuvars şistler ve onları üzerleyen Bilecik Kireçtaşı…..44

**Şekil 4.8**: Tarpak Dilimi'ne ait kıvrımlanmış kayalar ve üzerine uyumsuz olarak gelen Bilecik Kireçtaşı…….44

**Şekil 4.9: a)** Tarpak Dilimi ile üzerine tektonik olarak itilmiş Çayköy Ortognaysları……45

**Şekil 4.10:** Tarpak Dilimi ve yapısal olarak altındaki Çayköy Ortognayslarının tektonik sınırı boyunca Sakarya Nehri vadisi uzanmaktadır……....45

**Şekil 4.11:** Sakarya Nehri'nin güneyinde bulunan Tarpak Dilimi ile kuzeyindeki Çayköy Ortognayslarının ilişkisini gösterir enine kesit……..46

**Şekil 4.12**: Tarpak Dilimine ait a) Kuvarso-feldispatik şistlerin uzaktan görünümü b) kuvar-sofeldispatik şistlerin yakından görünümü-iri granit çakılları kırmızı daire içine alınmıştır. c) Kaba taneli kuvars şistler d) Mermer düzeyi……...47

**Şekil 4.13:** a) Muskovitli kuvars-şist ve bazik meta-volkanoklastik düzeylerin ardalanımı. b)Bazik meta-volkanoklastiklerin yakından görünümü. c) Muskovitli kuvars şistlerin yakından görünümü. d) Ardalanmanın mostra ölçeğinde şematik kesidi (ölçeksiz)…….48

**Şekil 4.14:** a) Tarpak Dilimi'nin alt seviyelerinde kuvarsit, mafik meta-volkanoklastik ve filat birimlerinin ardalanmasını gösteren arazi fotoğrafı. b) İstifteki kuvarsit düzeylerinin yakın görüntüsü. c) Mafik volkanoklastiklerin yakın görüntüsü. d) Fillat düzeyleri. e) İstifin şematik enine kesiti……...49

**Şekil 4.15:** Mafik meta-volkanokliastik seviyeleri içinde ince karbonat seviyeleri……50

**Şekil 4.16**: Tarpak Dilimi'nin alt seviyelerinin iç stratigrafisini gösteren dikme kesit……....50

**Şekil 4.17:** Tarpak Dilimi'nin üst seviyelerine ait **a)** gri fillat seviyeleri**, b)**Boz- Gri renklifillat seviyeleri. c) Klivajlı kuvarsit seviyeleri. d) Klivajlı kuvarsit–yakın görünümü……...51

**Şekil 4.18:** Birbiri ile geçişli olan kıvrımlanmış fillat/kuvarsit ve mermer düzeyleri……..51

**Şekil 4.19:** Birbirleri ile geçişli olan kıvrımlanmış fillat/kuvarsit ve mermer düzeylerinin şematik enine kesidi……...52

**Şekil 4.20:** Şistoz meta-kırıntılılar kesen, sonradan faylanmış meta-magmatik siller……52

**Şekil 4.21: a)** Küpcezbeleni Sırtı güneyinde Çayköy Ortognaysları ile Paleosen-Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu'nun tektonik dokanağı.b) Dokanağın şematik gösterimi……...55

**Şekil 4.22:** Granitik Ortognayslar ile Sarıcakaya Paragnaysları'nın metamorfizma öncesi diskordan nitelikteki dokanağı ve dokanak zonundaki kayalar……..57

**Şekil 4.23:** Dokanağın şematik kesidi…….58

**Şekil 4.24:** Oldukça monoton bir litoloji sunan granitik ortognaysların: a) Uzaktan b) Yakın görünümü c) Granitik ortognayslarda kuvars ve feldispattan oluşan kalın felsik bantlar ile biyotitlerin oluşturduğu daha ince mafik bantların ardalanması. d-e) Çayköy Ortognaysları içinde korunmuş granitik dokular……..59

**Şekil 4.25: a)** Oldukça kıvrımlı ve deforme yapıdaki granitik Çayköy Ortognaysları. **b)** Milonitik doku kazanmış granitik ortognays. **c)** Ultramilonit dokulu granitik ortognays. **d-e)** Porfiri dokulu granitlerden kökenlenmiş ve iri subidioblastik K-Feldispatlar içeren ortognays kütleleri. Makaslama etkisiyle sigmoidal yapı kazanmış aujen K-Feldispatlar içeren granitik ortognaysların **f)** Genel görünümü, **g)** Yakından görünümü**. h)** Granitik ortognayslarda, yassılaşıp uzamış K-Feldispat gözleri. ı) Deformasyonun ilerlemesiyle uzayıp gnaysik bantların yapısına katılmış K-Feldispatlar……61

**Şekil 4.26: a-b-c-d)** Granitik ortognays içindeki bantlı amfibolit siilleri **e-f)** Granitik ortognays içinde tek bir lokalitede gözlenen amfibol şist sili……..62

**Şekil 4.27: a-b)** Bantlı amfibolitlerde, plajiyoklasların oluşturduğu felsik bantlar ile amfibollerin oluşturduğu mafik bantların ardalanması **c)** Bantlı amfibolitin migmatitik kesimi…….....63

**Şekil 4.28:** Sarıcakaya Paragnaysları ile Akkum Şistlerinin tektonik dokanağı (Sarıcakaya ilçesini Beyyayla'ya bağlayan ana yol üzeri)……...65

**Şekil 4.29: a)** Sarıcakaya Paragnaysları ile üzerine gelen Akkum Şistlerinin tektonik dokanağının enine kesidi……..66

**Şekil 4.30:** Dokanağın 20 m güneyinde, paragnaysları kesen ve foliasyonları rotasyona uğratan fay düzlemleri……..66

**Şekil 4.31:** Faylarla kesilen paragnaysların şematik kesidi……..67

**Şekil 4.32:** Künkyolu Tepe'yi doğudan çevreleyen vadi tabanında, örtülü dokanak zonunun 30 m güneyinde, faylarla kesilmiş paragnays ve kuvarsit seviyeleri……...67

**Şekil 4.33:** Pamuklu Tepe batısındaki vadi tabanında kuzeye eğimli fay düzlemleri ile kesilen paragnays istifi…….67

**Şekil 4.34: a)** Kepez Tepe'nin yaklaşık 1 km güneybatısında, Sarıcakaya Paragnayslarına ait meta-konglomeraların üzerine tektonik olarak itilmiş lepidoblastik kontak şistler. b) Dokanaktaki meta-konglomeranın yakından görünümü. c) Dokanaktaki şistlerin yakından görünümü…….68

**Şekil 4.35:** Kepez Tepe güneybatısında, Sarıcakaya Paragnaysları ve üzerine fayla gelen şistlerin dokanak zonundaki şematik enine kesidi……...68

**Şekil 4.36: a)** Gnaysik foliasyon kazanmış ve uzayamamış granit parçaları içeren meta-konglomera düzeylerinin genel görünümü. **b-c-d)** Konglomera kökenli paragnaysların ve içindeki korunmuş granit parçalarının yakından görünümü. e-f) Konglomeratik gnayslar arasındaki foliasyonlu kuvarsit düzeyleri…….69

**Şekil 4.37: a)** Kuvarsitler ile ardalanan meta-konglomeratik düzeyler**. b)** Kalın kuvarsit düzeyi içinde izole olarak bulunan granit konglomerası. **c)** Foliasyonlu kuvarsitler içinde konglomera boyutlu granit parçaları……..70

**Şekil 4.38: a)** İyi gelişmiş gnaysik bantlaşmaya sahip, meta-psammitik kuvarso-feldispatik gnaysların genel görünümü. **b-c-d)** Gnaysik bantlaşmaya sahip kuvarsofeldispatik gnaysların yakın görünümleri. Beyaz felsik bantlar plajiyoklas ve kuvarstan, koyu-gri boz renkli katmanlar ise biyotit ve daha az miktarda muskovitten oluşmaktadır…….71

**Şekil 4.39: a)** Altta biyotitli kuvarso-feldispatik paragnays düzeyinden, üste doğru biyotitlerin azalıp kuvars miktarının artmasıyla kuvars-şistlere geçiş. b) Bu geçişin şematik gösterimi. c) Altta oldukça şistoz kuvarsitlerden, kayaca mafik bantları kazandıran biyotitlerin artışıyla üste doğru kuvarso-feldispatik gnayslara geçiş. d) Bu geçişin şematik ölçeksiz kesidi……..72

**Şekil 4.40**: Meta-psammitler içinde a) makaslanmış granit çakılı, b) makaslanmış feldispatlar, c) makaslanmış çakıl parçası. d) Foliasyon düzlemlerini kesen C' yapıları. e-f) makaslanmış ve budinleşmiş konglomera parçaları. g) makaslanmış feldispatlar ve ana foliasyonu kesen C' yapısı. h) makaslanmış lökokratik granit seviyesi. ı) psamo-pelitik matriks içinde makaslanmış çakıl parçası……..73

**Şekil 4.41:** Sarıcakaya'yı Beyyayla'ya bağlayan ana yol yarmasındaki, paragnays istifinin arazide çizilmiş……..74

**Şekil 4.42:** Sarıçay deresi vadisine doğudan bağlanan vadi tabanındaki paragnays istifinin arazide çizilmiş……..75

**Şekil 4.43:** Tozman köyü kuzeydoğusunda bulunan Fındıkderesi vadi tabanındaki paragnays istifinin arazide çizilmiş enine kesidi……76

**Şekil 4.44: a-c)** Paragnayslar içindeki amfibolit budinleri. b-d) Amfibolit ve paragnays ilişkisinin şematik görünümü……77

**Şekil 4.45:** a) Sağ üst köşede paragnaysların foliasyonuna koşut olarak, sol alt köşede- ise foliasyonu kesen lökokratik neosomlar. b) Paragnays ve neosomların şematik çizimi….79

**Şekil 4.46**: a) Paragnayslara 'stromatitik' yapı kazandıran neosomlar, budin yapısına benzer şekilde orta kesimde şişkin olup, kenarlara doğru incelmektedir……..79

**Şekil 4.47:** Paragnayslarda migmatitleşme ve deformasyon ilişkisi……79

**Şekil 4.48:** Paragnayslarda migmatitleşme ve deformasyon ilişkisi……80

**Şekil 4.49**: Migmatitik paragnayslar ile ilişkili olan 'extensional' krenulasyon klivajı……...80

**Şekil 4.50: a-c)** Paragnaysları kesen bir kısmı budinleşmiş lökokratik granit silleri. b-d) Budinlerin şematik gösterimi……81

**Şekil 4.51: a-b)** Mineral uzama lineasyonları içeren lökokratik granitler. c-d) Paragnaysları kesen lökokratik granit silleri, Dokanağa yakın kesimlerde granit sili kıvrımlı ve deforme bir yapı kazanmıştır……...82

**Şekil 4.52: a)** Paragnaysları kesen lökokratik granit daykı, makaslanmış lökokratik siller ile aynı jeneze ait olup, konumsal olarak ilişkili oldukları açıktır……..80

**Şekil 4.53:** Fillatları uyumsuz olarak üzerleyen Bilecik Kireçtaşı……...84

**Şekil 4.54:** Fillatlar ve üzerine gelen Bilecik Kireçtaşının şematik enine kesidi…….84

**Şekil 4.55: a.b)** Geyikoynağı Metamorfitlerine ait gri fillat birimleri. c-d) Daha şistoz birimler……...85

**Şekil 4.56:** a-b) Yönelimsiz biyotit porfiroblastlarına sahip belirli bir foliasyon göstermeyen hornfelsik kayalar. c) Biyotit porfiroblastlarının belirli düzlemler boyunca yönelim göstermesiyle zayıf gelişmiş foliasyon kazanmış hornfels……86

**Şekil 4.57:** Benekli şist zonunda, buruşma klivajı ve buruşma lineasyonu içeren fillatların üzerine büyümüş biyotit porfiroblastları……87

**Şekil 4.58: a)** Benekli şist zonunda, foliasyon düzleminin ara kesidine bakıldığında yoğun porfiroblastlardan dolayı kalık fillat dokusu ayırt edilemezken, **b)** aynı foliasyon düzleminin üzeri incelendiğinde krenulasyon klivajı lineasyonlarının oldukça belirgin olduğı görülmektedir……..88

**Şekil 4.59: a)** Yüksek sıcaklık metamorfizması etkisiyle gelişen biyotit porfiroblastları, protolit kayadaki relikt foliasyona koşut olarak yönelim göstermektedir. b) Yüksek sıcaklık metamorfizması etkisiyle büyümüş biyotit porfiroblastlarının bir kısmının relikt foliasyona koşutken, diğer bir kısmının foliasyonu kestiği görülmektedir……88

**Şekil 4.60:** Boyutu yaklaşık 7 cm'yi bulan pembe çubuksu andalusit porfiroblastları……89

**Şekil 4.61: a)** Granite yakın kesimlerdeki kontak şistlerde gelişmiş a) mükemmel şistozite, b) mineral uzama lineasyonları, c-d)Milonitik/lepidoblastik şistler içindeki benekli şistler.90

**Şekil 4.62:** Proksimal zondaki şistlerdeki index minerallerin, a) Granat mineralleri b) beyaz uzunlamasına kristaller şeklinde bulunan sillimanitler c-d) Beyaz kordiyeritler……..90

**Şekil 4.63:** Akkum şistlerinin korunduğu ve cm ölçekli neosomlarla kesilmiş meta-teksitlerin, tamamen ergiyik fazdan oluşan diateksitler ile intrusif ilişkisi…….91

**Şekil 4.64:** Gri renkli mesozomları kesen oldukça kıvrımlı lökokratik neosomlar……..92

**Şekil 4.65: a-b-c)** Koyu renkli melanokratik şistleri kesen, ptigmatik ve disharmonik yapıda kıvrımlanmış neosomlar……92

**Şekil 4.66**: Geyikoynağı Metamorfitlerinden, Akkum kontak şistlerine geçişi gösteren enine kesit……93

**Şekil 4.67:** Sarıcakaya Plutonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen Bilecik Kireçtaşı……95

**Şekil 4.68:** Sarıcakaya Plutonu'nu örten Örencik Formasyonu……...95

**Şekil 4.69:** Sarıcakaya Plutonu'na ait. a) Kuvars diorit. b) Alkali feldispat granit litolojileri.96

**Şekil 4.70:** Kuvars dioritleri kesen felsik magmatik dayk……97

**Şekil 4.71:** Tozman ofyolitinin saha görünümü……...98

**Şekil 4.72:** Akkum Şistleri üzerine ezik zon boyunca gelen Bayırköy Kumtaşları……...100

**Şekil 4.73:** Bayırköy Formasyonuna ait kumtaşlarının mostra görüntüsü…….100

**Şekil 4.74:** a-b) Bilecik Kireçtaşları'nın sahadaki genel görünümü. c-d) Bilecik Kireçtaşı'nın fosil içerikli kesimleri……102

**Şekil 4.75**: **a-b)** İri feldispat çakılları içeren kuvarso-feldispatik şistler (GU 1). **c-d)** Biyotit-muskovit-kuvars şistlerin mükemmel lepidoblastik dokusu (GU 4). **e-f**) Feldispatlı-kuvars şistlerde Karlspat ikizi gösteren detrital ortoklas (GU 8). (a, c, e: Ç.N; b, d, f: T.N……105

**Şekil 4.76:** Mermer ara düzeylerini oluşturan kalsitlerin a) Çift Nikol. b) Tek nikol görüntüsü. Mermer düzeyi içindeki klinopiroksenlerin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü…….106

**Şekil 4.77:** Tarpak Dilimindeki fillat biriminin (GU 36) a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. c)İnce kristalli rekristalize kuvarsların daha baskın olduğu klivajlı kuvarsitlerin (GU 24) çift nikol görüntüsü, d) Tek nikol görüntüsü. Klivajlı kuvarsit içinde budinleşmiş kalsitlerin (GU 41) e) Çift Nikol f) Tek Nikol görüntüsü…….107

**Şekil 4.78**: Opak mineral çevresinde kuvarslardan oluşan deformasyon saçaklarının a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü……..108

**Şekil 4.79**: a-b) Epidot-aktinolit-kalsit şistlerin (GU 15) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Klorit şistlerin (GU 28) c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü…….108

**Şekil 4.80: a-b)** Baskın mineralojisi altere feldispatlardan oluşan felsik sillerin mikroskop altındaki genel görünümü (İn16-4). c-d) Altere feldispat kristalinin çevresinde, dinamik rekristalizasyon etkisiyle rekristalize olmuş kuvarslar…….109

**Şekil 4.81:** Felsik sillerin skarnlaşmış kesimlerindeki (İn 16-4); **a-b)** Granat ve klorit mineralleri. **c-d)** epidot mineralleri……..110

**Şekil 4.82:** Felsik sillerin milonitleşmiş kesimlerinin a) Çift nikol b) Tek nikol görüntüsü……..110

**Şekil 4.83: a-b-c-d)** Felsik ortognaysların gnaysik foliasyon düzlemlerini gösteren mikroskop fotoğrafları (a-b: GCaMi 3 numaralı, c-d: GCaMi 9 numaralı örnek)…….111

**Şekil 4.84:** Felsik ortognaysların korunmuş granitoid dokusu……...112

**Şekil 4.85: a-b)** Felsik ortognaysların kataklazmadan etkilenmiş kesimleri. Kayaçtaki minerallerin kataklazma etkisiyle kazandığı köşeli yapı tek nikollerde daha net ayırt edilebilmektedir……112

**Şekil 4.86:** Milonitleşmiş kesimlerdeki kuvars budinlerinin; **a)** Çift nikol **b)** Tek nikol görüntüsü……..113

**Şekil 4.87**: **a-b-c-d-e-f)** Siyenitik gözlü gnayslarda rekristalize kuvarslar ile mantolanmış K-Feldispat porfiroklastları. **g-h)** Deformasyon sonucu mirmekitik yapı kaznamış K-Feldispat porfiroklastı. **ı-j)** Milonitleşmenin ilerlediği kesimlerde kristal boyutları küçülmüş ortognayslar. **k)** Milonitik zon içinde 'budinleşme' ve 'mikro-gerilme' yapıları. **l)** Budinleşmiş ve yer yere kloritlere dönüşen granat……...114

**Şekil 4.88:** Bantlı amfibolit birimindeki amfibol kristallerinin a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Amfibol, biyotit, plajiyoklas ve sfen parajenezinin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü……..115

**Şekil 4.89: a-b)** Meta-konglomera birimine ait granit çakılı ve onu çevreleyen gnaysik foliasyonun rekristalize kuvarsça zengin felsik düzeyi……116

**Şekil 4.90:** Meta-konglomera birimi içindeki a) Yuvarlak ve uzamış granit çakıllarının çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görüntüsü……...116

**Şekil 4.91**: Meta-kongloromera birimine ait ince taneli seviyelerde, kuvarsça baskın kalın kalın felsik bantlar ve biyotitlerin oluşturduğu ince mafik düzlemler…….117

**Şekil 4.92:** Kuvars mineralinde 'chessboard pattern' yapısı……..117

**Şekil 4.93:** Konglomeratik gnaysların mafik bantlarında çoğunluğu biyotit ve daha az miktarda muskovitin oluşturduğu lepidoblastik doku. a) Çift Nikol b) Tek nikol görüntüsü……..118

**Şekil 4.94:** Kuvars-muskovit şistlerin **a)** Çift Nikol **b)** Tek Nikol Görüntüsü……...118

**Şekil 4.95: a-b)** Psammitik paragnayslardaki kuvarsça baskın felsik bantlar ve biyotit±muskovitten oluşan mafik lepidoblastik düzlemler. **c-d)** Büyük oranda beyaz mikaya dönüşmüş kordiyeritler. **e-f)** Uzun çubuksu sillimanit mineralleri. (a-c-e: Çift Nikol; b-d--f: Tek Nikol)……..119

**Şekil 4.96:** Amfibolit budinlerindeki çubuksu amfibollerin a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Amfibol ve plajiyoklasların c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü……120

**Şekil 4.97**: **a-b-c-d)** Fillat biriminde, muskovit ve biyotit türü mikaların baskın olduğu kesimlerde gelişen krenulasyon klivajları. **e-f)** Biyotit-muskovit-kuvarslardan oluşan şistlerin oldukça iyi gelişmiş şistozite düzlemleri. **g-h)** Mika-şistlerin şistozite düzlemleri arasında, eksen düzlemleri ana şistozite düzlemlerine ($S_2$) koşut olan rekristalize kuvars kıvrımları ($S_1$)……...121

**Şekil 4.98:** Hornfels biriminde ince kristalli matriks üzerine gelişmiş biyotit porfiroblastları (G95)……123

**Şekil 4.99:** Hornfels kayacı içindeki granoblastik kuvars mineralleri……123

**Şekil 4. 100:** Kuvars inkluzyonları içeren poikiloblastik andalusit minerallerinin; a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü (G99)……..123

**Şekil 4.101:** Milonitleşmiş hornfelslerdeki S-C foliasyonu ve sigmoidal yapı kazanmış biyotit porfiroblastları. a) Çift Nikol; b) Tek Nikol görüntüsü……124

**Şekil 4.102:** Şekil 4.106'daki milonitik hornfelslerin şematik çizimi……...124

**Şekil 4.103**: Fillatların klivaj düzlemleri arasındaki kuvarsları inkluzyon olarak içine almış olan, post tektonik biyotit porfiroblastlarının (G108) a) Çift Nikol b) Tel Nikol görüntüsü. c) Şematik Çizim……..125

**Şekil 4.104:** Fillatların klivaj düzlemlerini oluşturan muskovitleri inkluzyon olarak içine almış olan post tektonik biyotit porfiroblastının a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü, c) Şematik Çizim……..125

**Şekil 4.105:** Üzerine büyüdüğü kayacın rekristalize kuvars düzeylerini içine alarak kristalleşen andalusit kristallerinin (G111) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. (Anadalusit kristali içindeki kuvars inkluzyonlarının yönelimi, protolit kayacın klivaj düzlemlerine koşuttur). Benekli şist zonunda nadiren gözlenen granat minerallerinin; c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü……...125

**Şekil 4.106:** Oldukça ince kristalli fillatlar üzerine gelişmiş, post-tektonik muskovit ve biyotit beneklerinin (G121) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü…….126

**Şekil 4.107**: Şekil 4.106'nın şematik çizimi……...126

**Şekil 4.108:** Benekli şistlerdeki biyotit porfiroblastlarının (G142); a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. Porfiroblastlar, fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiştir…….126

**Şekil 4.109**: Şekil 4.108'in şematik çizimi…….....127

**Şekil 4.110:** Fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiş, post tektonik ince muskovit ve anhedral biyotit pulları (G130)…….127

**Şekil 4.111:** Şekil 4.110'in şematik gösterimi……...127

**Şekil 4.112:** Ana plutona yakın kesimlerdeki hornfelsik kayaların mikro düzeydeki genel görünümü. a) Çift Nikol b) Tek Nikol…….....128

**Şekil 4.113:** Kuvars ve feldispattan oluşan granoblastik dokulu matriks mineralleri……129

**Şekil 4.114: a-b)** Matriks minerallerini içine almış biyotit porfiroblastları. **c-d)** Biyotit porfiroblastları ile dokanak halinde olan sillimanit mineralleri (G150; sillimanitin biyotiti replase ederek kristalleştiğine dikkat ediniz)……...129

**Şekil 4.115:** Hornfels kayacında biyotitler ile dokanak halinde olan granat mineralleri. (a-c-e-g: Çift Nikol; b-d-f-h-ı: Tek Nikol görüntüsü)…….130

**Şekil 4.116:** Bantlı hornfelslerde biyotit, granat ve sillimanitlerden oluşan mafik düzeyler ile kuvarsların oluşturduğu felsik düzeylerin ardalanımı (G150)……..130

**Şekil 4.117**: **a)** Fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiş kloritleşmiş biyotitler (çift nikol) ve şematik çizimi. **b)** Kataklazitik/protomilonitik zona geçişle birlikte rotasyona uğramaya başlayan kloritleşmiş biyotitler (tek nikol) ve şematik çizimi. Bu zonda delta

tipi porfiroklastlara benzeyen feldispat mineralinin çift nikol görüntüsü ve şematik çizimi……....131

**Şekil 4.118:** Benekli şist- milonitik zon geçişinteki, muskovit porfiroklastı ve kataklazitik kuvarslar. (Tek nikol görüntüsü ve şematik çizimi)…….132

**Şekil 4.119:** Granoblastik dokulu hornfelslerin tekrardan deformasyon zonuna girmeleri ile kazandıkları lepidoblastik doku. a-c) Çift Nikol; b-d) Tek Nikol. (Granoblastik kuvarsların dinamik rekristalizasyon sonucu süturlu sınırlara sahip olduklarına dikkat ediniz)……...132

**Şekil 4.120:** Granoblastik dokulu hornfels kayalarının deformasyon zonuna girmesiyle birlikte kazandığı milonitik doku. **a)** Biyotitli hornfels kayacının çift nikol görüntüsü ve şematik kesidi. **b)** Milonitleşmiş hornfelsin kazandığı şistoz/lepidoblastik doku……133

**Şekil 4.121**: **a)** Milonitik yapı kazanmış kontak şistler. **b)** Milonitik şistlerdeki C' tipi makaslama bantları . **c-d)** Milonitik şist zonunda, makaslama sonucu mika balığı şeklini almış biyotitler……..134

**Şekil 4.122**: **a)** Özşeklini kısmen koruyarak tamamen pinitleşmiş olan kordiyerit minerali (G24; Çift Nikol-Kuvars kaması sürülmüş). **b-c)** Tamamen serpantin ve beyaz mikaya ayrışmış olan eski kordiyeritler (G71). **d-e)** Kısmen mikalara ayrışmış ve korunan kesimlerinde radyal çatlaklara sahip kordiyerit kristali (G71). **f-g-h)** Tamamen pinitleşmiş ve içinde bulunduğu kayacın foliasyon düzlemlerini içine almış olan post-tektonik kordiyerit (G84). **ı-j-k)** İçinde bulunduğu kayacın foliasyon düzlemlerine aykırı yönde yönelim gösteren biyotit inkluzyonları içeren, pre tektonik pinitleşmiş kordiyerit (G24). a) Çift Nikol, b) Tek Nikol, c) Şematik çizim……..135

**Şekil 4.123:** Kuvars-biyotit-granat şistlerin (G15), a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü……..136

**Şekil 4.124: a-b)** Şistozite düzlemleri boyunca yönelim gösteren granatlar (G9). **c-d)** İri muskovitlerin içindeki çok ince/iğnemsi fibrolit kristallerini (G9). **e-f)** Biyotitler ile dokanak halinde olan fibrolit kümeleri (G40). **g-h)** Kayaca nematoblastik doku kazandıran çubuksu sillimanitler (G81). **ı-j**) Biyotitlerin yerini kristal sınırlarından itibaren almaya başlayan anhedral andalusitler. **k-l**) İri muskovit kristalleri tarafından, kristal sınırlarından itibaren tüketilmeye başlayan anhedral andalusitler.(a-c-e-g-ı-k: Çift Nikol; b-d-f-h-j-l: Tek Nikol)……...138

**Şekil 4.125: a)** Çubuksu turmalin mineralinin çift nikol görüntüsü. **b-c)** Çubuksu turmalin mineralinin tek nikollerdeki farklı açılardaki pleokroizması. Muskovit ve biyotit türü mikalı düzeyler içindeki altıgen ve pleokroik turmalin kristalinin **d)**Çift Nikol, **e)** Tek Nikol görüntüsü. Tek nikoldeki kahve-turuncu rengi, çift nikoldeki girişim renklerini maskelemiş olan turmalinin **f)** Çift Nikol görüntüsü……139

**Şekil 4.126:** S-C foliasyonları ile çevrelenmiş sillimanit öbeğinin a) Çift Nikol, b) Tek nikol görüntüsü……..139

**Şekil 4.127:** Büyük bir kısmı klorit ve beyaz mikalara ayrışmış olan granatların a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü……140

**Şekil 4.128:** Sarıcakaya Granitoidindeki plajiyoklas, amfibol, biyotit ve kuvarsın a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü…….140

**Şekil 4.129:** Piroksenitlerdeki klinopiroksen ve ortopiroksenlerin a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. Gabrolardaki klinopiroksen, plajiyoklas ve biyotitlerin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü…….....141

**Şekil 4.130:** GT 11, GBe29 ve GCaMi5 örneklerindeki amfibollerin (Mg/Mg+Fe2+)-Si diagramındaki dağılımları (Leake ve diğ., 1997)…….144

**Şekil 4.131:** Metamorfik amfibollerin *'back-scatter'* görüntüleri ve analiz noktaları……...145

**Şekil 4.132**: Kuvars diorit örneğindeki analiz edilen amfibollerin 'back-scatter' görüntüleri……146

**Şekil 4.133**: AKK 4 numaralı örnekteki amfibol analizlerinin Si-(Mg/Mg+$Fe^{2+}$) sınıflama diagramındaki (Leake ve diğ., 1997) dağılımı…….147

**Şekil 4.134:** Analiz edilen granatların 'back-scatter' görüntüleri……..149

**Şekil 4.135:** Granat uç üyelerinin üçgen diagramlardaki gösterimi……...150

**Şekil 4.136:** Analiz edilen beyaz mikaların 'back-scatter' görüntüleri ve analiz noktaları....152

**Şekil 4.137:** Beyaz mikalardan yapılan analizlerin Si (p.f.u)-Al (p.f.u), Si (p.f.u)-Na/(Na+K), Si (p.f.u)-Mg+$Fe^{2+}$ diagramındaki dağılımı…….153

**Şekil 4.138:** Analiz edilen biyotitlerin back-scatter görüntüleri……156

**Şekil 4.139:** Analiz noktalarının $Fe_{Tot}$+Mn+Ti'ye karşı Mg-Li diagramındaki…….157

**Şekil 4.140:** Feldispatların back-scatter görüntüleri……...159

**Şekil 4.141:** Feldispat analizlerinin üçgen diagramlardaki dağılımı……..160

**Şekil 4.142:** Deneysel datanın grafikteki gösterimi (Koziol ve Newton, 1988)……....169

**Şekil 4.143:** Milonitik kontak şist örneğinin (AKK1) Theriak-Domino programında hesaplanan sıcaklık-basınç diagramı…….....174

**Şekil 4.144:** Bantlı hornfels örneğinin Theriak-Domino programında hesaplanan sıcaklık-basınç diagramı……175

**Şekil 4.145:** 'NCKFMASH' sistemindeki kayaçların P-T duraylılık alanları ve mineralojik parajenezleri. a) White ve diğ. (2001)'e göre, b) Powell ve diğ. (2005)'e göre……...176

**Şekil 4.146:** Felsik ortognays örneklerine ait major oksit-Zr değerlerinin Harker diagramlardaki dağılımı……....178

**Şekil 4.147:** Felsik ortognays örneklerine ait iz element (ppm) –Zr (ppm) değerlerinin Harker diagramlardaki dağılımı……179

**Şekil 4.148:** Jeokimya analizi yapılan felsik ortognays örneklerinin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları……180

**Şekil 4.149:** Nb/Y-Zr/Ti diagramı (Winchester ve Floyd, 1977)……...181

**Şekil 4.150:** Grup I ve II'ye ait örneklerin **a)** A/CNK-A/NK diagramı (Shand, 1943). **b)** B (Fe+Mg+Ti)-A (Al-(K+Na+2Ca) diagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) dağılımı....182

**Şekil 4.151:** $SiO_2$'ye karşı Fe# diagramı (Frost ve diğ., 2001)……..182

**Şekil 4.152:** Felsik ortognays örneklerinin, 'I&S tipi granitler' ile 'anorojenik granit' leri ayıran bir dizi ikili diagramdaki dağılımları (Whalen ve diğ., 1987)…….....183

**Şekil 4.153**: Grup I ve Grup II'ye ait örneklerin kondrit normalize NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984)……185

**Şekil 4.154**: Grup I ve II'ye ait örneklerin N-MORB normalize iz element diagamları (Sun ve Mc Donough, 1984)……186

**Şekil 4.155:** Grup I ve II'ye ait örneklerin Rb/30-3Ta-Hf üçgen diagramındaki dağılımları (Harris, 1983)……...187

**Şekil 4.156:** Grup I ve II'ye ait örneklerin, a) Rb-(Y+Nb) b) Nb-Y c) Rb-(Ta+Yb) d) Ta-Yb diagramındaki dağılımları (Pearce, 1986; syn-COLG: çarpışma ile eş zaman; VAG: volkanik yay granitoidleri; WPG: Levha içi granitoidler; ORG: okyanusal granitoidler)……..188

**Şekil 4.157**: Grup I ve II'ye ait örneklerin Y/44-Rb/100-Nb/16 üçgen diagramındaki dağılımları (Thieblemont ve Cabanis, 1990)……188

**Şekil 4.158:** Örneklerin major oksit-Zr diagramlarındaki dağılımları……...190

**Şekil 4.159:** Örneklerin iz element-Zr diagramlarındaki dağılımları…….....191

**Şekil 4.160:** Jeokimya analizi yapılan bantlı amfibolitlerin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları……192

**Şekil 4.161**: Bantlı amfibolit ve amfibol şist örmeklerinin Nb/Y-Zr/Ti diagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977)……..193

**Şekil 4.162**: Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Nb/Y-Ti/Y diagramındaki dağılımları (Pearce, 1982)……194

**Şekil 4.163:** a) Grup I, b) Grup II, c) Grup III' e ait örneklerin kondrit normalize NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984)…….196

**Şekil 4.164:** a) Grup I, b) Grup II, c) Grup III' e ait örneklerin N-MORB normalize örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989)…….198

**Şekil 4.165:** Amfibol şist örneklerinin a) Kondrit normalize NTE (Boynton, 1984), b) N-MORB normalize iz element örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989)…….201

**Şekil 4.166**: Bantlı amfibolit silleri ve amfibol şist örneklerinin a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları…….202

**Şekil 4.167**: Bantlı amfibolit silleri ve amfibol şist örneklerinin Wood (1980)'in tektonik ayırt diagramlarındaki dağılımları…….203

**Şekil 4.168:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin a) La/Nb-Y diagramındaki alanlara dağılımı (Floyd ve diğ., 1991), b) V/Ti-Zr diagramındaki alanlara dağılımı (Woodhead, Eggins ve Gamble, 1993)…….204

**Şekil 4.169:** Nb-Zr (Geng ve diğ., 2011) ve Nb/La-La/Yb (Abdet ve diğ., 2004) diagramlarında bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin dağılımı.…….206

**Şekil 4.170:** Bantlı amfibolit sili örneklerinin Sm/Yb-Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır)…….207

**Şekil 4.171:** Bantlı amfibolit sili örneklerinin La/Sm-Sm/Yb diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır)……...207

**Şekil 4.172:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Cabanis ve Thieblemont( 1988)'in 3Tb-Th-Ta üçgen diagramındaki dağılımları……...208

**Şekil 4.173:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Cabanis ve Le Colle (1989)'un Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramındaki dağılımları…….209

**Şekil 4.174:** Örneklerin Th/Yb'ye karşı Ta/Yb diagramındaki (Pearce, 1982) dağılımları…….209

**Şekil 4.175**: Meta-bazit örneklerin Th/Yb'ye karşı Nb/Yb diagramındaki dağılımı (Pearce, 2008)…….210

**Şekil 4.176:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin, zenginleşmiş kaynak alanlar ile tüketilmiş kaynak alanları ayıran Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramındaki (Fitton, 2007) dağılımları…….211

**Şekil 4.177**: Y/Nb'ye karşı Zr/Nb diagramı (E-MORB, OIB, DMM, CFB noktalarının bileşimsel değerleri Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır)…….211

**Şekil 4.178:** Jeokimyasal analizi yapılan amfibolit budini örneklerinin La-Nb diagramındaki dağılımları…….214

**Şekil 4.179:** Amfibolit budinlerinin Nb/Y-Zr/Ti diagramındaki (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımları……215

**Şekil 4.180:** Grup I, II ve III dahilindeki amfibolit budini örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984)……217

**Şekil 4.181:** Grup I, II ve III dahilindeki amfibolit budini örneklerinin N-MORB'a normalize edilmiş iz element örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989)…….218

**Şekil 4.182:** Amfibolit budinlerinin a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları……219

**Şekil 4.183:** Amfibolit budinlerine ait örneklerin a) Hf/3-Th-Ta, b) Hf/3-Th-Nb/16, c) Zr/117-Th-Nb/16 üçgen diagramındaki dağılımları (Wood, 1980)…….220

**Şekil 4.184:** Amfibolit budinlerine ait örneklerin a) La/Nb-Y diagramındaki alanlara dağılımı (Floyd ve diğ., 1991), b) V/Ti-Zr diagramındaki alanlara dağılımı (Woodhead, Eggins ve Gamble, 1993)……..221

**Şekil 4.185:** Amfibolit budini örneklerinin a) Nb-Zr (Geng ve diğ.,2011), b) Nb/La-La/Yb (Abdet ve diğ. (2004) diagramlarındaki dağılımı…….....222

**Şekil 4.186:** Örneklerin Dy/Yb-La/Yb diagramındaki dağılımları (Jung ve diğ., 2006)…….....222

**Şekil 4.187:** Amfibolit budini örneklerinin, farklı kaynak alanların ergime eğrilerini içeren Sm/Yb-Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır)…….223

**Şekil 4.188:** Amfibolit budini örneklerinin, farklı kaynak alanların ergime eğrilerini içeren Sm/Yb-La/Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır)…….224

**Şekil 4.189**: Örneklerin 3Tb-Th-2Ta üçgen diagramındaki dağılımı (Cabanis ve Thieblemont, 1988)…….224

**Şekil 4.190:** Örneklerin Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramındaki dağılımı (Cabanis ve Le Colle, 1989)……..225

**Şekil 4.191:** Örneklerin Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramındaki dağılımı (Fitton, 2007)……225

**Şekil 4.192:** Örneklerin Th/Yb-Ta/Yb diagramındaki dağılımı (Pearce, 1982)…….226

**Şekil 4.193**: Örneklerin; a) $TiO_2$/Yb-Nb/Yb diagramındaki, b) Th/Yb-Nb/Yb diagramındaki dağılımları (Pearce, 2008)……226

**Şekil 4.194:** Örneklerin a) Y/Nb-Zr/Nb b) La/Yb-Zr/Nb diagramındaki dağılımı (Bileşimsel değerler Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır)……227

**Şekil 4.195:** Meta-lökogranitlerin ($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$ (Middlemost, 1994) ve $SiO_2$-($Zr/TiO_2$) (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflama diagramlarındaki yeri…….229

**Şekil 4.196:** Örneklerin N-MORB normalize iz element örümcek diagramı (Sun ve Mc Donough, 1989)……229

**Şekil 4.197:** Lökokratik meta-granitlerin kondrit normalize iz element diagramı (Boynton, 1984)…….230

**Şekil 4.198:** Lökokratik meta-granitlerin üst kabuk normalize iz element diagramı (Taylor ve Mc Lennan, 1995)……230

**Şekil 4.199:** Paragnayslardaki plutonik çakıllar ile üzerinde bulundukları ortognaysların Zr/Ti-Nb/Y diagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977)……..231

**Şekil 4.200:** Tozman kuzeydoğusundaki vadi tabanında, Sarıcakaya Paragnayslarından çıkarılan çakıl parçasının kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları…….....232

**Şekil 4.201:** Sarıcakaya ilçesi kuzeyinde, Sarıcakaya Paragnayslarından çıkarılan çakıl parçasının kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları…….....233

**Şekil 4.202:** Tarpak Dilimi içindeki mafik volkanoklastik kayalar ve felsik daykların **a)** Zr/Ti-Nb/Y (Winchester ve Floyd, 1977), **b**) AFC diagramı (Irvine ve Baragar, 1971) **c)** A/NK-A/CNK (Shand, 1943) diagramlarındaki dağılımı……...234

**Şekil 4.203**: Tarpak Dilimi'ndeki bazik meta-volkanik/volkanoklastik örneklerin kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları…….……236

**Şekil 4.204:** Felsik dayk örneklerinin kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları……237

**Şekil 4.205:** Mafik volkanoklastik örneklerin, a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları……...238

**Şekil 4.206:** Mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinin örneklerinin Wood (1980)'in tektonik ayırt diagramlarındaki dağılımları……..239

**Şekil 4.207:** Felsik dayk örneklerinin Rb/30-Hf-3Ta (Harris, 1986) tektonik ayırt diagramındaki konumu…….240

**Şekil 4.208:** Felsik dayk örneklerinin Pearce (1984)'ün tektonik ayrım diagramlarındaki konumları……..240

**Şekil 4.209:** Mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinin örneklerinin a) 3Tb-Th-2Ta (Cabanis ve Thieblemont, 1988), b) Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis ve Le Colle, 1989) üçgen diagramındaki dağılımları……241

**Şekil 4.210: a)** Mafik meta-volkanoklastik birimlerin a) Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008), b) $TiO_2$/Yb-Nb/Yb diagramındaki dağılımları…….241

**Şekil 4.211:** Örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri……245

**Şekil 4.212:** Analiz edilen zirkonların upper intercept yaşlarını gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……...246

**Şekil 4.213**: Relikt/kalıntı zirkon yaşlarının $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı…….246

**Şekil 4.214:** Analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri……...248

**Şekil 4.215:** GTo16-24 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı ve upper intercept yaşı……...248

**Şekil 4.216:** GTo16-24 numaralı örneğin kalıntı (inherited) zirkon yaşlarının $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……..249

**Şekil 4.217:** BeTi16/6 numaralı örnekteki zirkonların katodoluminesans görüntüleri……..251

**Şekil 4.218:** BeTi16-6 numaralı örnekteki U-Pb yaşlarının konkordia diagramı……...251

**Şekil 4.219:** BeTi16-6 numaralı örnekteki 'upper intercept' yaşını gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……..252

**Şekil 4.220:** BeTi16-6 numaralı örnekteki relikt (inherited) yaşları gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……..252

**Şekil 4.221:** GCa16-1 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri……..253

**Şekil 4.222:** GCa16-1 numaralı örneğin konkordia diagramı……254

**Şekil 4.223:** GCa16-1 numaralı örneğin 'upper intercept' diagramı……..254

**Şekil 4.224:** BeTi 16-1 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri……255

**Şekil 4.225:** BeTi 16-1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı…….256

**Şekil 4.226:** Bantlı amfibolit örneğindeki zirkonların katodoluminesans görüntüleri……...257

**Şekil 4.227:** GCaMi16-2 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……..258

**Şekil 4.228:** Analiz edilen detrital zirkonların katodoluminesans görüntüleri……...259

**Şekil 4.229:** Detrital zirkonların konkordia diagramı-I……..260

**Şekil 4.230:** Detrital zirkon yaşlarının olasılı yoğunluk diagramı……..261

**Şekil 4.231:** GTo16-22 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri……262

**Şekil 4.232:** GTo16-22 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……262.

**Şekil 4.233:** GU 1 numaralı örneğe ait detrital zirkonların katodoluminesans görüntüleri...263

**Şekil 4.234:** GU1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……..264

**Şekil 4.235:** GU1 numaralı örnekteki detrital zirkon yaşlarının olasılı yoğunluk diagramı.. …….264

**Şekil 4.236:** İnTi16/2 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri……265

**Şekil 4.237:** İnTi16/2 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……...266

**Şekil 4.238:** Sarıcakaya Plutonundaki magmatik zirkonların katodoluminesans görüntüleri……267

**Şekil 4.239:** GBe43 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı……...267

**Şekil 4.240:** Kademeli ısıtma deneyleri……..268

**Şekil 4.241**: Muskovitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu……...269

**Şekil 4.242:** Biyotitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu……...270

**Şekil 4.243:** Biyotitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu……...271

**Şekil 4.244**: Tarpak Dilimindeki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin d) buruşma lineasyonlarının, Schimidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları……274

**Şekil 4.245**:Tarpak Dilimi içindeki; **a)** kuvars-mika şist ve **b)** kuvars şist litolojilerindeki mineral uzama lineasyonları. **c)** Fillat litolojisindeki buruşma lineasyonları. **d-e-f-g)** Tarpak Dilimi içindeki farklı litolojilerde gözlenen kıvrım tipleri…….....275

**Şekil 4.246**: Çayköy Ortognayslarındaki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin Schimidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diagramları……..277

**Şekil 4.247**: Granitik ortognayslarda gelişmiş mineral uzama lineasyonları…….....278

**Şekil 4.248**: a-b-c) Siyenitik ortognayslarda gelişmiş mineral uzama lineasyonları. d-e) Siyenitik ortognaysların foliasyon düzlemleri ara kesidinde gözlenen ve sağ yönlü makaslamaya işaret eden sigma tipi porfiroklastlar…….....279

**Şekil 4.249**: a-b-c) Çayköy Ortognayslarında gelişen asimetrik kıvrımlar……280

**Şekil 4.250**: Sarıcakaya Paragnaysları içinde, kıvrımlanmış daha yaşlı foliasyon düzlemlerini kesen ana foliasyon ($S_2$) düzlemleri…….281

**Şekil 4.251**: Sarıcakaya Paragnayslarındaki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin Schimidt ağı alt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları……283

**Şekil 4.252**: Sarıcakaya Paragnays istifindeki farklı litolojilerde gelişmiş mineral uzama lineasyonları. a) Konglomeratik gnays, b) mikalı kuvars-şist, c) meta-psammit birimi……....284

**Şekil 4.253**: Sarıcakaya Paragnays istifi içinde gelişmiş farklı türdeki kıvrımlar. a) sıkı kıvrım, b) açık kıvrım, c) makaslama kuvvetlerine bağlı gelişmiş kıvrım, d) kıvrımlanmış kıvrım……...285

**Şekil 4.254:** Alt dokanağa yakın kesimlerdeki; **a)** Meta-konglomera, **b)** granit çakılları içeren kuvars şist birimi içinde sağ yönlü makaslamaya uğramış sigmoidal çakıllar. **c-d)** Meta-psammit birimi içindeki sigmoidal feldispat çakılları. **e-f)** 274/4 ölçümlü lineasyon yönünde sağ yönlü sigmoidler……..286

**Şekil 4.255:** Kontak metamorfik şistlerdeki a) Foliasyon düzlemleri, b) Mineral uzama lineasyonlarının Schmidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları……..288

**Şekil 4.256:** Kontak şist biriminde a) mika ve feldispatların, b) mika ve kordiyeritlerin, c-d) biyotit ve sillimanitlerin oluşturduğu mineral uzama lineasyonları…….289

**Şekil 4.257:** Alt dokanaktan nispeten uzak kesimlerdeki şistozite düzlemleri ara kesidinde gözlenen **a)** sigmoidal kordiyeritler **b)** asimetrik sol verjanslı kıvrımlar, **c)** Alt dokanak zonunda yaklaşık D-B yönlü makaslama kuvvetleri etkisinde kalmış kordiyeritler (şistozite düzleminin ara kesidinde)…….....290

**Şekil 4.258: a-b)** Sol yönlü C' makaslama bantları……...290

**Şekil 4.259: a)** Alt dokanağa en yakın zondaki kordiyeritli şistler. **b-c-d)** Doğuya dalımlı mineral uzama lineasyonu boyunca sağ yönlü makaslanmış biyotit porfiroklastları……..291

**Şekil 4.260**: Geyikoynağı Metamorfiklerinde ölçülen a) Foliasyon düzlemleri, b) mineral uzama lineasyonlarının Schmidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diagramları……292

**Şekil 4.261**: Geyikoynağı Metamorfitlerinde gelişen mineral uzamaları……...292

**Şekil 4.262:** Mika şist biriminde sol yönlü makaslamaya bağlı olarak gelişmiş sigma tipi kuvars……...293

**Şekil 4.263:** Mika şist biriminde sol yönlü makaslamaya bağlı olarak gelişmiş delta tipi feldispat porfiroklastı…….....293

**Şekil 4.264: a)** Plutonun milonitik foliasyon kazanmış kesimleri. **b)** Pluton içinde sigmoidal K-Feldispat gözü. **c)** Kataklazitleşmiş kısımlar. **d)** Asimetrik kıvrımların gözlendiği kesimler……294

**Şekil 4.265:** Sarıcakaya Plutonu içindeki felsik daykların Schimidt ağı alt yarı küresindeki düzlemsel konumları…….....295

**Şekil 4.266:** Sarıcakaya Plutonu içindeki felsik daykların gül diyagramı……..295

**Şekil 4.267: a-b)** Sarıcakaya Paragnays istifini kesen dooğrultu atımlı fay düzlemleri ve üzerindeki fay çizikleri. **c)** Kataklazitleşme sonuucunda çakılları köşeli hale gelmiş meta-konglomera birimi. **d)** İleri dereceli kataklazitik etki sonucunda ince kristalli bir matriks içinde oldukça ufalanmış olan çakıl parçaları. **e)** Sarıcakaya Plutonu'ndaki alkali feldispat granitleri kesen doğrultu atımlı fay düzlemi ve fay çizikleri. **f)** Sarıcakaya Plutonu'nun dioritik kısımlarını kesen doğrultu atımlı fay düzlemi ve fay kertikleri……...297

**Şekil 4.268:** Sarıcakaya Paragnaysları'nın üst dokanak zonunda fay çizikleri içeren metre ölçekli kuvars damarı……...298

**Şekil 4.269:** Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin temelinde bulunan Çayköy Ortognaysları'nı paragnayslar üzerine iten lokal faylanma…….298

**Şekil 4.270:** Tarpak Dilimi meta-kırıntılılarını kesen kademeli normal fayların meydana getirdiği atım……299

**Şekil 4.271:** Paragnaysı kesen normal fay, gnaysik foliasyon düzlemlerinde atıma neden olmuştur……299

**Şekil 4.272**: Ortognays içindeki kuvars damarında ötelenmeye neden olan kademeli normal faylar……...……..300

**Şekil 5.1:** Sakarya Zonu'ndan Anatolid-Torid Platformu'na alınan şematik enine kesit üzerinde inceleme alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin konumu. ……..301

**Şek. 5.2**: Bu tez çalışması sırasında elde edilen saha ve laboratuvar bulgularına dayalı olarak Orta Sakarya Kıta Kabuğunun öngörülen tektonik gelişimi. Şekilde Sakarya Zonu'daki diğer temel birimlerinden elde edilmiş analitik veriler de kullanılmıştır (Okay ve diğ. 1996, 2006; Topuz ve diğ., 2001, 2003, 2004, 2007, 2020; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005; Topuz ve Altherr, 2010; Dokuz, 2011; Aysal ve diğ. 2012a, b; Sunal 2012; P.A. Ustaömer ve diğ. 2012; T. Ustaömer ve diğ. 2013; Ustaömer ve diğ. 2016; Okay ve Topuz, 2017; Dokuz ve diğ. 2022; Karslı ve diğ., 2021). Açıklama için metne bakınız……...303

**Şekil 5.3:** Doğu ve Batı Avrupa'daki Variskan bloklarında Kambriyen ve Ordovisyen yaşlı meta-magmatiklerin bulunduğu kesimler (Paquette ve diğ., 1989; Oliver ve diğ., 1993; Kryza ve diğ., 1995; Dörr ve diğ., 1998; Turniak ve diğ., 2000, Kröner ve diğ., 2001; Schaltegger ve diğ., 2003; Kemnitz ve diğ., 2002; Schulz ve diğ., 2004; Teipel ve diğ., 2004; Lange ve diğ., 2005; Linneman ve diğ., 2007; Castineuras ve diğ., 2008; Balintoni ve diğ., 2009; T. Oberc-Dziedzic ve diğ., 2009, 2010; Guillot ve Menot, 2009; Himmerkus ve diğ., 2009; Balintoni ve diğ., 2010; Diez Montes ve diğ., 2010; Navidad ve diğ. 2010; Oggiano ve diğ.,2010; Rubatto ve diğ., 2010; Bussy ve diğ., 2011; Martinez ve diğ., 2011; Ballevre ve diğ., 2012; El Korh ve diğ., 2012; Gaggero ve diğ., 2012; Balintoni ve diğ., 2013; Balintoni ve Balica, 2013; Balintoni ve diğ., 2014; Dias de Dilva ve diğ., 2014; Fernandez ve diğ., 2014, Bonev ve diğ., 2013; Villaseca ve diğ., 2015; Azor ve diğ., 2016, Lotout ve diğ., 2017; Koglin ve diğ., 2018; Maino ve diğ., 2018; Mandl ve diğ, 2018; Melleton ve diğ., 2017; Navidad ve diğ., 2018; Tasaryova ve diğ., 2018; Abbo ve diğ., 2020; Byron Solís-Alulima ve diğ., 2020)…….....309

**Şekil 5.4:** Gondwana kuzey kenarında detrital zirkon dağılımları (Accotto ve diğ., 2021)…….310

**Şekil 5.5:** Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen döneminde Çayköy Ortognayslarına ait peralumin ortognaysların olası tektonik ortamı…….....313

**Şekil 5.6:** Çayköy Ortognaysları içindeki siyenitik gnays ve bantlı amfibolitlerin Floian dönemindeki tektonik ortamı……...314

**Şekil 5.7**: Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin metamorfizma öncesi olası çökelme ortamı……315

**Şekil 5.8**: Metamorfizma öncesinde Çayköy Ortognaysları ve Sarıcakaya Paragnaysları'nın ilksel stratigrafik ilişkisini gösteren şematik model…….318

**Şekil 5.9:** Gondwana kuzey kenarında Türkiye levhasının konumu ve kuşak boyunca detrital zirkonların dağılımı (Linneman, 2007)……320

**Şekil 5.10**: Gondwana kuzeybatı ve kuzeydoğusundan kökenlenmiş olan blokların dağılımı (Stampfli ve diğ., 2013; Stephan ve diğ., 2018)……...321

**Şekil 5.11**: Gondvana kuzeydoğusundaki sıkışma/yükselme evresi ve bunu takiben gelişen erozyon ve uyumsuzluk……324

**Şekil 5.12:** Sarıcakaya Paragnaysları için önerilen olası tektonik model……...326

**Şekil 5.13:** Geç Silüriyen-Deveoniyen yaşlı Borçak ve Bozöyük granitoidleri için önerilen tektonik ortam (Karslı ve diğ., 2020)…….....327

**Şekil 5.14:** Karslı ve diğ. (2020)'ye göre Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Orta Sakarya Bölgesi'nin paleocoğrafik konumu……..327

**Şekil 5.15:** Topuz ve diğ. (2020)'ye göre Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Orta Sakarya Bölgesi'nin paleocoğrafik konumu……..328

**Şekil 5.16:** Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerindeki temel birimler için önerilen tektonik model (Dokuz ve diğ., 2011)……329

**Şekil 5.17**: Doğu ve Güney Alpler'in Silüriyen-Devoniyen dönemindeki tektonik ortamları (Arboit ve diğ., 2019'dan değiştirilerek)……..330

**Şekil 5.18:** KB Anadolu'ya komşu Alpin bloklarında yitim zonu üzerinde gelişmiş ofyolitler (Plissart ve diğ., 2017)…… …….331

**Şekil 5.19:** Silüriyen ve Devoniyen döneminde Reyik Okyanusu'nun evrimi (Franke, 2020)…….332

**Şekil 5.20:** Alt Paleozoyik'te Gondvana kuzey kenarından ayrılan Hun kıtası ve güneyinde açılan Paleotetis Okyanusu (Stampfli ve diğ., 2002)……...333

**Şekil 5.21:** KB Anadolu'nun Reyik okyanusu sutur zonuna göre konumu (Balintoni ve diğ., 2014'den alınmıştır)…….....334

**Şekil 5.22:** Visean dönemindeki yükselmenin ilk aşamaları. (Alttan yükselen birim Orta Sakarya Gnays Dilimini, üstteki birimler Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimini göstermektedir)…….337

**Şekil 5.23:** Variskan orojenezinin kabuk kalınlaşmasına neden olan kıtasal çarpışma/yakınsama fazı esnasında Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin olası konumu…….....337

**Şekil 5.24:** Sarıcakaya Plutonu'nun sokulumu ile başlayan kontak metamorfizma……...339

**Şekil 5.25:** Kontak metamorfik şistlerde alt dokanak zonuna yaklaştıka giderek artan milonitik deformasyon…….....340

**Şekil 5.26:** Zlatkin ve diğ. (2018)'e göre 450-400 My aralığında Sakarya Zonu'nun konumu…….....342

**Şekil 5.27:** Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin yükselmesi (a) esnasında oluşan ilk foliasyon fazları ($S_1$), yüzeylemenin muhtemelen son aşamalarında oluşan ikincil foliasyon düzlemleri (S2) tarafından kesilmiştir (b-c). $S_2$ düzlemlerinin baskın hale gelmesiyle, daha önce oluşan foliasyon fazları korunmuş $S_1$ düzlemleri olarak nadiren gözlenir (c)……..345

**Şekil 5.28:** Geyikoynağı Metamorfitleri metamorfizma esnasında KB yönünde aşağı hareket etmiş olmalıdır……..346

**Şekil 5.29:** KB yönlü bir harekete işaret eden sigma ve delta tipi biyotit, kuvars ve kordiyerit porfiroklastları……..347

**Şekil 5.30:** Kontak metamorfik zondaki şistozite düzlemlerinin oluşmaya başladığı ilk aşamalar……347

**Şekil 5.31**: a) C düzlemlerinin rotasyona uğrayarak daha baskın hale geldiği alt dokanak zonunda önceki foliasyon fazları pre-tektonik mineraller içinde korunmuş olarak gözlenir……348

**Şekil 5.32:** Tektonik dokanağa yakın kesimlerde hem kontak şist birimini hem de paragnaysları etkileyen doğrultu atım tektoniği……...349

**Şekil 5.33**: Stampfli ve Borel (2002)'ye göre Alt Permiyen paleocoğrafyası……353

**Şekil 5.34:** İskaniye bölgesindeki mika-şist biriminden alınan örneğin detrital zirkon U-Pb yaşları (Timur Ustaömer yayınlanmamış veri)…….....354

# TABLO LİSTESİ

**Sayfa No**

**Tablo 4.1:** Bantlı amfibolit örneğindeki amfibol-plajiyoklas çiftinden elde edilmiş jeotermometre sonuçları……..162

**Tablo 4.2:** Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budininde amfibol-plajiyoklas çiftinden elde edilmiş jeotermometre sonuçları……..162

**Tablo 4.3:** Farklı kalibrasyonlar kullanılarak hesaplanan granat–biyotit çiftinin (150 numaralı örnekte) termometre sonuçları (m.ç: mineral çifti )……164

**Tablo 4.4:** Farklı kalibrasyonlar kullanılarak hesaplanan granat–biyotit çiftinin (AKK 1 numaralı örnekte) termometre sonuçları…….165

**Tablo 4.5: :** Sarıcakaya Plutonu'nun jeotermometre değerleri……..165

**Tablo 4.6:** Amfibolit sili ve amfibolit budinlerinden elde edilen jeobarometre sonuçları……..167

**Tablo 4.7:** 150 numaralı örnekten elde edilen jeobarometre sonuçlar (m.p: mineral parajenezi)……...171

**Tablo 4.8:** AKK 1 numaralı örnekten elde edilen jeobarometre değerleri (m.p: mineral parajenezi)……...171

**Tablo 4.9:** Kuvars diorit örneğinden elde edilen jeobarometre sonuçları……..173

# SİMGE VE KISALTMA LİSTESİ

| Simgeler | Açıklama |
|---|---|
| **And** | : Andalusit |
| **Amf** | : Amfibol |
| **Bi** | : Biyotit |
| **Fd** | : Feldispat |
| **Grt** | : Granat |
| **K-Fd** | : Potasyum Feldispat |
| **Klr** | : Klorit |
| **Kls** | : Kalsit |
| **Kps** | :Klinopiroksen |
| **Mi** | : Beyaz Mika |
| **Ms** | : Muskovit |
| **Qtz** | : Kuvars |
| **Plj** | : Plajiyoklas |
| **Sfn** | : Sfen |
| **Sil** | : Sillimanit |

| Kısaltmalar | Açıklama |
|---|---|
| **A.N.T.E** | : Ağır Nadir Toprak Elementleri |
| **H.N.T.E** | : Hafif Nadir Toprak Elementleri |
| **CT** | : Kıtasal toleyit |
| **CAB** | : Calc alcaline basalt/Kalk-alkalin bazalt |
| **DMM** | : Depleted MORB Mantle/Tüketilmiş MORB Manto |
| **IAT** | : Island Arc Tholeiite/Ada Yayı Toleyitleri |
| **LOI** | : Loss on Ignition/Ateşte Kayıp |
| **MORB** | : Mid Ocean Ridge/Okyanus Ortası Sırt |
| **My** | : Milyon yıl. |
| **O.S.B** | : Orta Sakarya Bölgesi |
| **O.S.K.K** | : Orta Sakarya Kristalen Kompleksi |
| **p.f.u** | : per formula unit |

**p.p.m** : parts per million

**P.M** : Primitif Manto

**VAG** : Volcanic Arc Granitoid/Volkanik Yay Granitoidi

**WPA** : Within Plate Alkali/Levha İçi Alkali

**WPG** : Within Plate Granitoid/Levha İçi Granitoid

# ÖZET

## DOKTORA TEZİ

## ORTA SAKARYA BÖLGESİNDE SAKARYA KITA KABUĞUNUN ERKEN MESOZOYİK ÖNCESİ TEKTONİK GELİŞİMİ

**Okşan Gökçen UĞURCAN**

**İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa**

**Lisansüstü Eğitim Enstitüsü**

**Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı**

**Jeoloji Mühendisliği Programı**

**Danışman : Prof. Dr. Timur USTAÖMER**

**II. Danışman : Prof. Dr. Gernold ZULAUF**

Bu çalışma, Orta Sakarya Bölgesindeki kıta kabuğu kökenli Liyas öncesi yaşlı metamorfik temelin tektono-stratigrafisini ve Paleozoyik evrimini ortaya koymayı amaçlamaktadır. Bu doğrultuda, Orta Sakarya Bölgesi'nin en fazla birim çeşitliliğine sahip olan kesimi çalışma alanı olarak seçilerek (İnhisar-Sarıcakaya arası) 1/25.000 ölçeğinde haritalanmış ve tektono-stratigrafinin farklı düzeylerinden petroloji, jeokimya ve jeokronoloji çalışmaları yapılmıştır. Haritalama çalışmaları, çalışma alanındaki metamorfik temelin güneye verjanslı fay zonları ile ayrılmış üç tektonik dilimden oluştuğunu göstermektedir. Bu tektonik dilimler tabandan tavana doğru 'Tarpak Dilimi', 'Orta Sakarya Gnays Dilimi' ve 'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi' olarak adlandırılmıştır. Tarpak Dilimi yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış meta-kırıntılı, meta-karbonat ve meta-volkanoklastik birimlerden oluşmaktadır. İstif taban seviyelerinde yer yer foliasyonlu felsik dayklar ile kesilmektedir. Meta-kırıntılılar ile geçişli olan mafik volkanoklastiklerden yapılan tüm kaya jeokimya analizleri, bu kayaların

yitim zonu gerisinde püskürdüğünü ve N-MORB tipi kayalarınkine benzer şekilde 'tüketilmiş üst manto' tipi bir kaynak alanla ilişkili olduklarını göstermektedir. İstifi kesen açık renk meta-magmatiklerin jeokimyası yitim ilişkili bir süreçten etkilenmiş dioritik bir magmadan kökenlendiklerini göstermiştir. Meta-kırıntılı seviyelerdeki kuvarsofeldispatik şistlerden yapılan detrital zirkon analizinde ise Karbonifer, Devoniyen, Ordovisyen, Ediakaran, Kriyojeniyen ve Paleoproterozoyik yaşlı zirkonlar saptanmıştır. Bu şistlerdeki en genç detrital zirkon 328 My (Serpukoviyen/Karbonifer) yaşlıdır. Aynı birimin biyotitlerinden yapılan Ar-Ar yaş tayini 280.9 My (Cisuralian/Permiyen) soğuma yaşı vermiştir. Stratigrafik ve analitik veriler ışığında Tarpak Dilimi'nin 328-280 My aralığındaki bir dönemde çökelmiş olabileceği düşünülmektedir.

Tarpak Dilimi'nin üzerine tektonik olarak Orta Sakarya Gnays Dilimi gelmektedir. Çalışma alanının doğusunda Tarpak Dilimi'nin kamalanarak son bulduğu kesimlerde, Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Paleosen-Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu üzerine itilmiş olduğu gözlenir. Orta Sakarya Gnays Dilimi tabanda Çayköy Ortognaysları ve bunları üzerleyen Sarıcakaya Paragnaysları'ndan oluşmaktadır. Çayköy Ortognaysları amfibolit fasiyesinde bölgesel metamorfizma geçirmiş granitik ve siyenitik gnayslar ile bunlar arasındaki bantlı amfibolit sillerinden oluşmaktadır. Peralumin ve kalk-alkalen magmatizmadan kökenlenen granitik gnayslardan 503±12 My (Orta-Geç Kambriyen), 500±11My ve 488±5.1 My (Geç Furongiyen-Alt Tremadosiyen) U-Pb zirkon kristalleşme yaşları elde edilmiştir. Anorojenik A-Tipi magmatizmadan kökenlenmiş olan siyenitik ortognayslar ise 473.9±5.7 My (Floian) U-Pb zirkon kristalleşme yaşı vermiştir. Bantlı amfibolit sillerinin büyük bir kısmının iz element karakteristikleri, bileşimi E-MORB ila OIB aralığında olan geçiş serisi magmalara, daha az sayıda sil örneğinin iz element kimyası ise sub-alkali magmatizmaya işaret etmektedir. Sub alkalin örneklerin iz element jeokimyaları yitim ilişkili bir proses ile modifiye olmuş tüketilmiş litosferik mantodan ergidiklerini göstermektedir. Daha alkalin karakterdeki geçiş serisi magmaların NTE ve HFSE kimyaları (Dy/Yb, La/Yb, Nb içeriği gibi) ise olasılıkla sığ astenosferik manto ya da litosferik-astenosferik manto geçişinde olan nispeten zenginleşmiş bir kaynak alandan ergidiklerine işaret etmektedir. Alkalin indeksi (Nb/Y) en fazla olan bantlı amfibolit örneğinden 473.25±4 My (Floian) zirkon U-Pb kristalleşme yaşı elde edilmiştir. Bu çalışmada Çayköy Ortognaysları'nın Alt Paleozoyik döneminde Gondvana kuzey kenarını etkileyen riftleşme sonucu oluştuğu önerilmektedir. Gondvana kuzey kenarının Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen döneminde yoğun olarak

astenosferik yükselme, litosferik incelme, blok faylanma, aşınma ve erozyona maruz kaldığı bilinmektedir. Çalışma alanındaki Floian yaşlı siyenitik ve bazik magmanın kıtasal kabuğa sokulum yaptığı dönem, muhtemelen bu proseslerin bölgede en şiddetli olduğu evreye karşılık gelmektedir. Orta-Geç Kambriyen/Alt Ordovisyen yaşlı peralumin granitler ise muhtemelen astenosfer yükselmesine bağlı jeotermal gradyan artışının kabukta yarattığı kısmi ergime sonucu oluşan ergiyiklerin üst kabuğa yerleşerek kristalleşmesi sonucu oluşmuşlardır. Granitik gnaysların kalk-alkalen kimyası, olasılıkla kabuksal kaynak alanlarındaki iz element karakteristiklerinin bir sonucu olmalıdır. Nitekim, granitik ortognayslar içinde bolca bulunan kalık mineral fazları (inherited zircon) bu olasılığı doğrulamaktadır. Çayköy Ortognaysları'ndan yapılan U-Pb analizleri, bazı örneklerde Devoniyen (384-401 My) ve Karbonifer (330 ve 315 My) yaşlı metamorfik zirkonların kristalleştiğini ortaya koymuştur. Gelişen bu metamorfik zirkonlar çoğunlukla kristallerin kenar zonlarından itibaren ya da özşekilsiz izole parlak (zonsuz yapıda) kristaller şeklinde gözlenir (Th/U<0). Devoniyen yaşlı metamorfik zirkonlar olasılıkla Reyik Okyanusu'nun yitimine bağlı olarak gelişmiştir. Bölgedeki Karbonifer yaşlı bölgesel metamorfizma Devoniyen metamorfizma/deformasyon izlerini silmiştir. Jeotermobarometre çalışmaları, bantlı amfibolitlerin 634-750ºC'de ve 5-6.2 kbar basınç altında metamorfizma geçirdiğini göstermektedir.

En tabanda gnaysik foliasyon kazanmış meta-konglomera düzeyleri ile başlayan Sarıcakaya Paragnaysları ise kuvarsit, kuvars-şist, ve iki mikalı psammitik/konglomeratik paragnays litolojilerinin ardalanmasından oluşmaktadır. Sarıcakaya Paragnayslar'ındaki çakılların jeokimyası ve çakıllı kuvarsitlerden yapılan detrital zirkon yaş analizleri, paragnaysların metamorfizma öncesinde ortognaysların protolit kayaçlarından malzeme aldığını göstermektedir. Bir kuvarsit örneğinden ayıklanan zirkon kristalleri üzerinde yapılan U-Pb izotop analizlerinde en genç zirkonun 444 My yaşlı (% 99 konkordan) olduğu saptanmıştır. Gerek detrital zirkon popülasyonunda, gerekse granitik ortognayslarda kalık mineral fazı olarak sıkça gözlenen Kriyojeniyen (~678-720 My) ve Toniyen (744-999 My) yaşlı zirkon popülasyonları Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Gondvana kuzeydoğusundan kökenlenen bloklardan biri olduğunu göstermekedir. Alt Paleozoyik döneminde Gondvana kuzeydoğusundan türeyen bloklar farklı araştırmacılar tarafından Minoan Blokları (Zulauf ve diğ., 2012) ya da Karpat Tipi Bloklar (Balintoni ve diğ., 2011) olarak adlandırılmıştır. Sarıcakaya Paragnaysları'ndaki biyotit ve muskovitlerden 336 My (Visean) Ar-Ar plato yaşı elde edilmiş ve metamorfizma yaşı olarak yorumlanmıştır. Ortognayslar ve paragnaysların

protolit kayaları arasındaki aşınma yüzeyi olasılıkla, Gondvana kuzeydoğusundaki bloklarda Alt Ordovisyen sonu ila Orta Ordovisyen dönemlerinde süregelen ve 1- yay magmatizması, 2- Orta Ordovisyen deformasyonları/yükselimi ve bunu takiben gelişen Geç Ordovisyen uyumsuzluğu şeklinde kendini gösteren bir sürecin ürünü olmalıdır. Metamorfik mineral parajenezleri göz önüne alındığında migmatitik paragnaysların Vizeen döneminde yüksek sıcaklık-düşük basınç mertamorfizmasından etkilendiği söylenebilir. Paragnays istifinin içinde yer yer amfibolit budinleri gözlenmektedir. Amfibolit budinlerinden alınan örneklerin birçoğu hem N-MORB hem de yay türü magmaların iz element karakteristiklerini yansıtmaktadır. Yitim bileşeni içermeyen daha az sayıda örneğin jeokimyasal özellikleri E-MORB ve N-MORB magmalar ile oldukça benzeşmektedir. Orta Sakarya Gnays Dilimi'n deki makro ve mikro yapılar sağ yönlü doğrultu atımlı sünek deformasyonun oldukça etkin olduğunu göstermektedir. Gnays dilimi doğrultu atımlı makaslama zonları boyunca batıya doğru hareket etmiş olmalıdır.

Orta Sakarya Gnays Dilimi üzerine gelen 'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi' litostratigrafik olarak iki farklı birime ayrılmıştır. Bu tektonik dilim içindeki benekli şist, hornfels ve milonitik kontak şist topluluğu Akkum Şistleri, bunların protolit kayaçları olan fillat ve mika şistler ise Geyikoynağı Metamorfitleri olarak adlandırılmıştır. Orta Sakarya Gnays Dilimi ile Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimini ayıran D-B gidişli tektonik hat boyunca doğrultu atım tektoniği ile ilişkili olduğu düşünülen pek çok sünek deformasyon belirteci (S ve δ-tipi porfiroklastlar, C' tipi makaslama bantları, mineral uzama lineasyonları) gözlenmiştir. Yapılan jeotermobarometre hesaplamaları bantlı hornfelslerin 561-621ºC sıcaklık aralığı ve 2.4-3.8 kbar basınç altında, milonitik kontak şistlerin ise 549-596ºC sıcaklık ve 3.5-3.9 kbar basınç altında metamorfizma geçirdiğine işaret etmektedir.

Orta Sakarya Gnays Dilimi ve Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi, Sarıcakaya Plutonu tarafından kesilmektedir. Plutonun dioritik kesimlerinden yaşlandırılan zirkonlar 318 My (Başkiriyen/Karbonifer) kristalleşme yaşı vermiştir. Amfibol ve amfibol-plajiyoklas çiftine dayalı yapılan termobarometre çalışmaları 3.7 kbar-4.7 kbar yerleşim derinliği ve 672-736ºC magma sıcaklığına işaret etmektedir.

Temmuz 2022 , 513 sayfa.

**Anahtar kelimeler:** kıta kabuğu, Paleozoyik, tektonik evrim

# ABSTRACT

## Ph.D. THESIS

### PRE-EARLY MESOZOIC TECTONIC DEVELOPMENT OF SAKARYA CONTINENTAL CRUST IN THE CENTRAL SAKARYA REGION

**Okşan Gökçen UĞURCAN**

**İstanbul University-Cerrahpaşa**

**Institute of Graduate Studies**

**Department of Geological Engineering**

**Geological Engineering Programme**

**Supervisor : Prof. Dr. Timur USTAÖMER**

**Co-Supervisor: Prof. Dr. Gernold ZULAUF**

This study aims to shed light on the tectono-stratigraphy and Paleozoic evolution of a continent-derived metamorphic basement in the Central Sakarya Region. Accordingly, mapping studies at the scale of 1/25000 were completed in an area that has the most diverse rock units, and petrological, geochemical and geochronological studies were carried on. Mapping studies reveal that the metamorphic basement consists of three tectonic slices separated by south vergent fault zones. These tectonic slices are named, from bottom to top, the Tarpak Slice, the Central Sakarya Gneiss Slice, the Central Sakarya Phyllite, and the Contact Schist Slice. The Tarpak Slice consists of greenschist grade meta-clastics, meta-carbonate, and mafic meta-volcanoclastic units. The bottom level of the sequence is cut by metamorphosed felsic dykes and sills. Whole rock geochemical analysis of mafic volcanoclastics which is intercalated with meta-clastics show that these rocks erupted behind a subduction zone and are associated with a depleted mantle source similar to N-MORB magmas. Geochemistry of light-colored sill and dykes indicates that they originated from

subduction influenced dioritic magma. Detrital zircons separated from quartzofeldispathic schists yield U-Pb ages of Carboniferous, Devonian, Ordovician, Ediacaran, Cryogenian, and Paleoproterozoic. The youngest detrital zircon age is at 328 Ma (Serpukhovian). The Ar-Ar analysis from the biotite of the same unit gave a metamorphism age of 280.9 Ma (Cisuralian/Permian). In consideration of the whole data, the Tarpak Slice must have been deposited in a shelf environment behind an arc, in a time interval between 328 Ma to 280 Ma.

The Central Sakarya Gneiss Slice tectonically overlays the Tarpak Slice. In the area where the Tarpak Slice ends up by wedging, the Central Sakarya Gneiss Slice thrust over the Paleocene-Eocene Kızılçay Formation. The gneiss slice consists of basement Çayköy Orthogneiss and overlying cover Sarıcakaya Paragneiss. Çayköy Orthogneisses compose of amphibolite-grade granitic and syenitic gneisses and banded amphibolites. The Peralumine and calc-alkaline magma-derived granitic orthogneisses gave 503±12 Ma (Middle-Late Cambrian), 500±11 Ma and 488±5.1 Ma (Late Furongian-Lower Tremadocian) zircon U-Pb crystallization ages. Syenitic orthogneisses, which originated from an anorogenic A type magmatism, gave 473.9±5.7 Ma (Floian) U-Pb zircon crystallization age. Trace element characteristics of most banded amphibolite sills indicate a transitional magma which has a compositional range between E-MORB and OIB magmas, and those of a few sill samples indicate sub-alkaline magmatism. The chemistry of sub-alkaline samples shows that they melted from a depleted lithospheric mantle which is modified by a subduction associated process. The REE and HFSE chemistry of transitional series reveals that they melted from a relatively enriched source which is possibly located at the depth of a shallow asthenospheric mantle or lithospheric-asthenospheric mantle transition. We obtained a U-Pb zircon crystallization age of 473.25±4 Ma (Floian) from the banded amphibolite sample which has the highest alkalinity index. This study suggests that Çayköy Orthogneisses were formed in consequence of the rifting which affected the northern margin of Gondwana during the Lower Paleozoic. It has been long suggested that the northern edge of Gondwana was subjected to intense asthenospheric uplift, lithospheric thinning, block faulting, and erosion during the Late Cambrian-Early Ordovician. The period in which the Floian aged syenitic and basic magma intruded into the Central Sakarya Basement probably corresponds to the most intense phase of these processes in the study area. Late Furongian-Tremadocian peraluminous granites probably crystallised as a result of partial melting in the crust which was triggered by the increase of the geothermal gradient due to uplifting asthenosphere. The calc-alkaline feature

of Late Furongian-Tremadocian granitic gneisses has trace element characteristics characteristic of a crustal source area. Abundant inherited restitic zircons in the orthogneisses, which can be evaluated as mineral-scale crustal components, confirms this notion. U-Pb zircon dating of samples from Çayköy Orthogneisses reveal metamorphic zircon crystallisation during the Devonian (381-401 Ma) and Carboniferous (330-315 Ma). Devonian metamorphic zircons were probably developed during the subduction of the Rheic Ocean. Carboniferous regional metamorphism in the region obliterated the earlier deformation phases. Geothermobarometry studies show that banded amphibolites underwent regional metamorphism under the temperature of 634-750ºC and the pressure of 5-6.2 kbar.

Sarıcakaya Paragneisses comprise intercalated quartzite, quartz-schists, two mica psammitic and conglomeratic gneisses. The bottom of the sequence started with a foliated meta-conglomerate. The geochemistry of granitoid pebbles from the meta-conglomerates and detrital zircon age spectrum from the pebbly quartzite horizon indicate that original sediments of the paragneiss sequence obtained pebbles from the underlying granitoid before the metamorphism. The detrital zircon dating analysis shows that the youngest zircon is 444 Ma old. Cryogenian and Tonian zircon age populations, which are frequently observed both in detrital zircon populations and as restitic phases in orthogneiss, show that the Central Sakarya Gneiss Slice can be considered as a block that originated from northeast of Gondwana. The blocks that originated from NE of Gondwana during the Lower Paleozoic have been named Minoan blocks (Zulauf et al., 2012) or Carpathian type blocks (Balintoni ve diğ., 2009). Ar-Ar analysis of biotite and muscovite yielded 336 Ma (Visean) age of metamorphism. Devonian metamorphic zircon phases from the gneiss slice constraint the deposition age of 444-401 Ma. The discordance plane between the two units is likely a product of the Middle-Late Ordovician tectonism/deformations manifesting 1- arc magmatism, 2- Middle Ordovician deformation/uplift, and a subsequent Late Ordovician unconformity, which prevailed in northeast Gondwana. Apparently, the Laurassian zircon population is not encountered in the Central Sakarya Gneiss Slice. The metamorphic mineral paragenesis indicates that (migmatitic) paragneisses were affected by the Visean high temperature-low pressure metamorphism. Amphibolite boudines are observed sporadically within the metaclastic sequence. Many of samples from amphibolite boudines reflect the trace element characteristics of both N-MORB and arc type magmas. Fewer samples that do not contain subduction components are quite similar to those of E-MORB and N-MORB magmas. Macro

and micro-scale structures in Central Sakarya Gneiss Slice indicate that the right lateral strike-slip ductile deformation affected the gneissic units.

The Central Sakarya Phyllite and Contact Schist Slice, which tectonically overlie the gneiss slice, is lithostratigraphically divided into two different units. In this tectonic slice, spotted schist, hornfels and mylonitic contact schist assemblages are named Akkum Schists, their protolith rock assemblage, mica-schists and phyllites, are named Geyikoynağı Metamorphics. Along the east-west trending tectonic zone, which is separating the gneiss sice and Central Sakarya Phyllite and Contact Schists Slice, various ductile deformation indicators which can be interpreted to be associated with strike slip tectonics are observed. Geothermobarometric calculations show that metamorphic conditions of banded hornfels and mylonitic schists are 561-621ºC/2.4-3.8 kbar and 549-596ºC/3.5-3.9 kbar, respectively.

The Sarıcakaya Pluton intruded into the Central Sakarya Gneiss Slice, the Central Sakarya Phyllite, and the Contact Schist Slice. Zircons from the dioritic samples yielded a crystallisation age of 318 Ma. Thermobarometric calculations based on the amphibole and amphibole-plagioclase pair indicate a 3.7-4.7 kbar emplacement depth and 672-736ºC magma temperature.

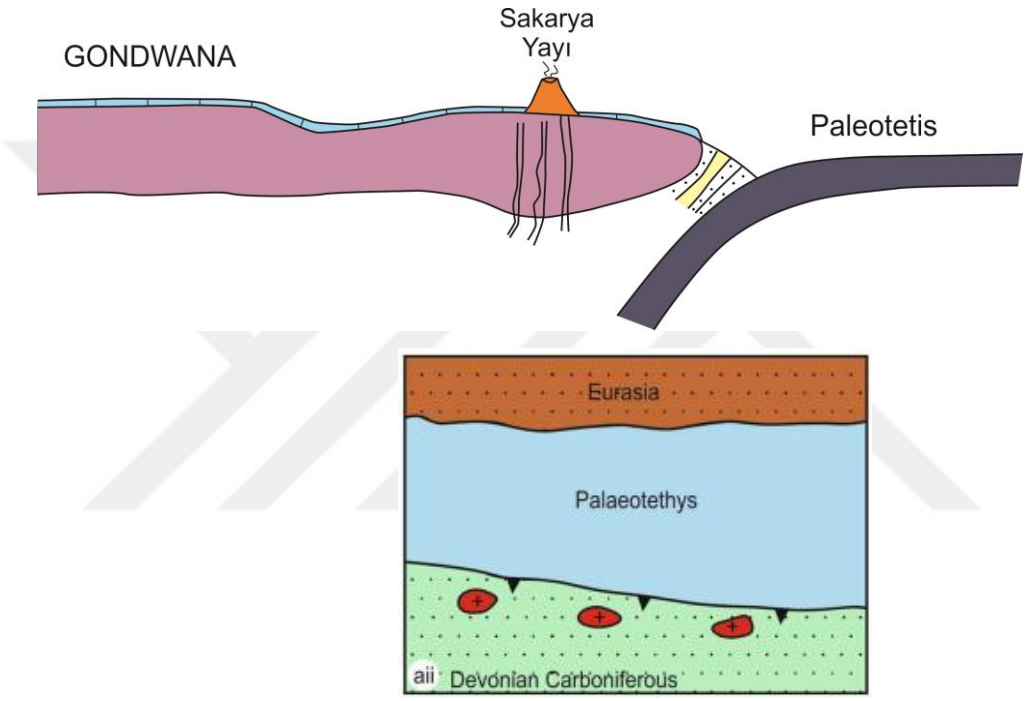
July 2022, 513 pages.

**Keywords:** continental crust, Paleozoic, Tectonic Evolution

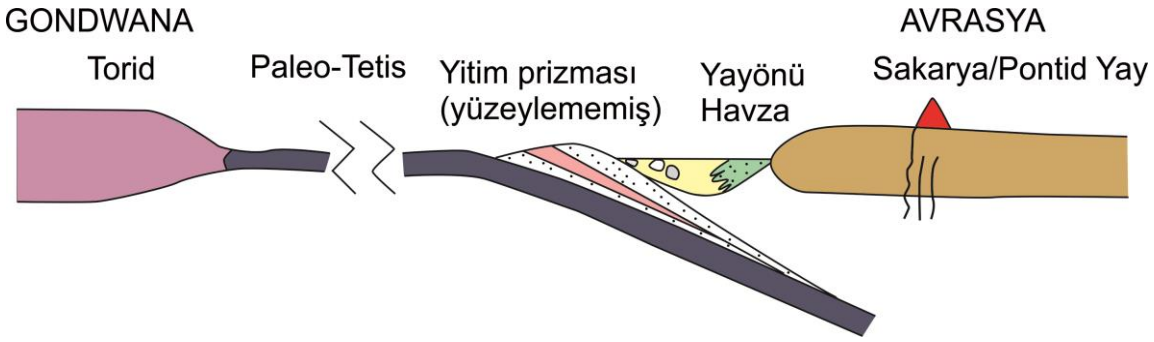
# 1. GİRİŞ

Batıda Balkanid ile doğuda Kafkas orojenik kuşakları arasında bir köprü oluşturan Pontid tektonik kuşağının büyük bir kısmını Sakarya Zonu oluşturur (Okay ve Tüysüz 1999). Sakarya Zonu'nun Liyas öncesi yaşlı temelinde iki farklı kaya topluluğu bulunur. Bunlardan ilki Permo-Triyas yaşlı Karakaya Kompleksi olup, okyanusal birimler içeren kaotik bir kaya topluluğudur. Diğeri ise Geç Paleozoyik döneminde felsik intrüzyonlar ile kesilmiş ve metamorfizmaya uğramış kıtasal bir kaya topluluğudur. Sakarya Zonu'nun kıta kabuğunu oluşturan bu kristalen kayalar Sakarya Zonu genelinde farklı alanlarda, birbirlerinden izole olarak yüzeyler. Bu izole alanlardan birisi de Orta Sakarya bölgesi olup, literatürde Orta Sakarya temeli olarak bilinmektedir ve bu çalışmanın konusunu oluşturur. Sakarya kıta kabuğunun kökeni ve tektonik gelişimi henüz iyi anlaşılamamıştır. Bunun başlıca nedeni, izole alanlarda yüzeyleyen kristalen kaya topluluklarının hassas oluşum ve metamorfizma yaşları ile petrolojik özelliklerinin henüz belirlenmemiş olmasıdır. Herbir izole yüzeylemeler içindeki dar alanlardan elde edilen verilerin ne ölçüde izole yüzeylemelerin tümünü yansıttığı belirsizdir. Hatta izole olarak yüzeyleyen kristalen kayaların tek bir kıta kabuğunu mu yoksa farklı kıtasal blokların birbirine eklenmesiyle oluşmuş, kompozit bir kıta kabuğunu mu temsil ettiği henüz belirsizdir. O nedenle de Sakarya kıta kabuğu ile ilgili birbirlerinden oldukça farklı bir dizi tektonik model önerilmiştir. Bu modeller Sakarya kıta kabuğunun türediği ana kıta, ana kıtadan riftleşme zamanı, göçü (drift) sırasında farklı dönemlerde yansıttığı tektonik ortamı ve bulunduğu konuma ne zaman geldiği gibi ana maddelerde farklılık göstermektedir. Kristalen kaya toplulukları çoğunlukla yay kimyasına sahip granitoidler ile kesildiğinden, önerilen modellerden bir kısmında Sakarya Zonu'nun bir yay kompleksi olarak oluştuğu belirtilmektedir. Önerilen ilk modellerde 'Sakarya Yayı', Paleotetis Okyanusu'nun Devoniyen-Karbonifer'de güney yönlü yitimi sonucu Gondvana kuzey kenarında oluşmuştur (Şekil 1.1; Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör ve diğ., 1984). Bu modele göre 'Sakarya Yayı' Triyas döneminde Gondvana'dan riftleşerek Lavrasya'ya doğru sürüklenmeye başlamıştır. Buna alternatif olarak, Sakarya Yayı'nın Paleotetis'in kuzey yönlü yitimi ile Lavrasya güneyinde oluştuğu önerilmiştir (Şekil 1.2; Eren ve diğ., 2004, Moix ve diğ., 2007). Stampfli ve Borel (2002) Sakarya kıta kabuğunu Devoniyen'de Gondvana kuzeyinden riftleşen Kadomiya kökenli Avrupa Hun Süperkıtasına dahil ederken (Şekil 1.3), Zlatkin ve diğ. (2018)

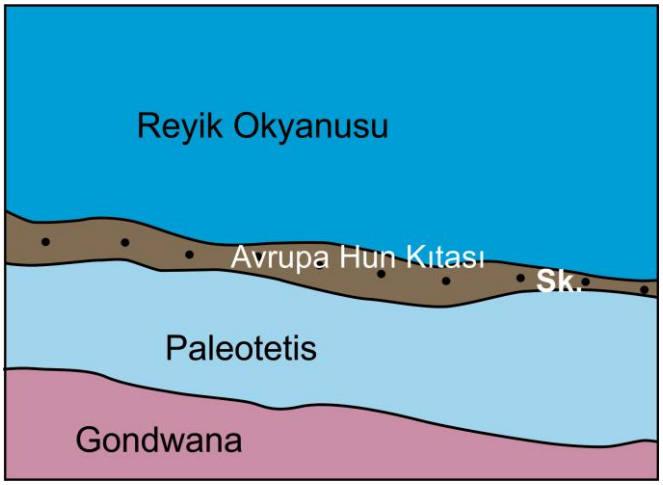
Sakarya kıta kabuğunun Ordovisyen'de Avalonya kökenli bloklar ile (İstanbul Zonu) birlikte Gondvana'dan riftleşmeye başladığını önermektedir (Şekil 1.4). Karslı ve diğ. (2021)'e göre ise Geç Triyas-Orta Jura döneminde Sakarya Zonu'nun güneyinde yeni riftleşmeye başlayan Neotetis, kuzeyinde ise güney yönlü yitime devam eden Paleotetis bulunmaktadır (Şekil 1.5). Bu modele göre Geç Triyas-Orta Jura döneminde Anatolid-Torid Bloğu'na konumsal olarak daha yakın olan Sakarya Zonu Geç Jura'da Paleotetis'in kapanması ile Lavrasya güney kenarına dahil olmuştur.



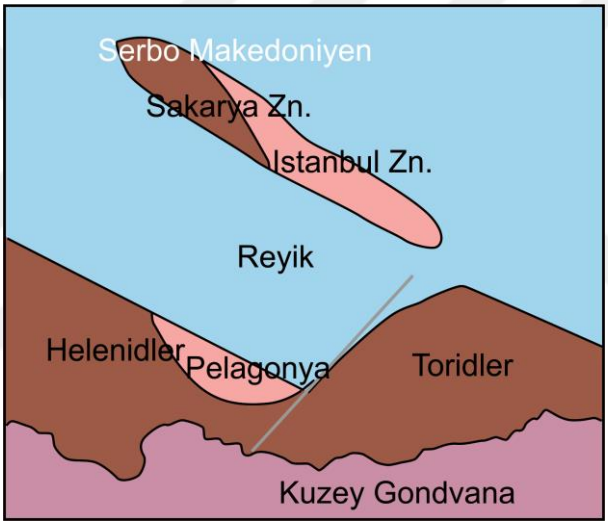

**Şekil 1.1:** Sakarya Yayı'nın Gondvana kuzeyinde oluştuğunu gösteren tektonik model (Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör ve diğ., 1984'e dayanarak).



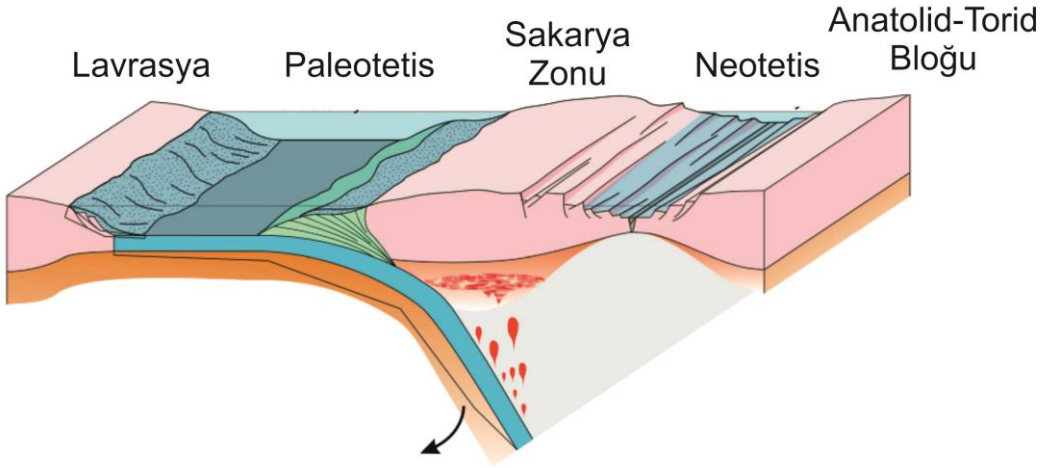

**Şekil 1.2:** Sakarya Yayı'nın Lavrasya kuzeyinde oluştuğunu gösteren tektonik model (Eren ve diğ., 2004'e dayanarak).




**Şekil 1.3:** Gondvana kuzeyinden Silüriyen'de riftleşmeye başlayan *Avrupa Hun Kıtası* (Stampfli ve Borel, 2002'den değiştirilerek; Sk: Sakarya Zonu).




**Şekil 1.4:** Sakarya Zonu'nun Ordovisyen'de Istanbul Zonu ile birlikte riftleştiğini gösteren model (Zlatkin ve diğ., 2018).




**Şekil 1.5:** Geç Triyas-Orta Jura döneminde güneyinde Neotetis okyanusunun riftleşmeye başlaması ile Lavrasya'ya yakınlaşmaya başlayan Sakarya Zonu (Karslı ve diğ., 2021).

Sakarya Zonu'nun Paleozoyik evrimine dair bütünsel yaklaşımda bulunan modellerin dışında, bu zon içindeki belirli kristalen masifler için önerilmiş tektonik senaryolar da farklılık göstermektedir. Örneğin Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerinde yüzlek veren yüksek dereceli metamorfik masiflerin (Pulur Masifi, Narlık-Karadağ Metamorfikleri, Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi, Beyçam Metamorfik Kompleksi gibi) 1- Lavrasya güney kenarındaki bir yay ortamında oluşup yine bu ortamda yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğradığı (Pulur Masifi, Okay ve diğ., 1996); 2- Alt Paleozoyik'te Gondvana kuzeydoğusundan riftleşerek Lavrasya güney kenarına sürüklendiği ve Lavrasya güneyindeki bir yay ortamında yüksek sıcaklık metamorfizması geçirdiği (Yusufeli Artvin bölgesi, Karadağ/Narlık Metamorfikleri, Ustaömer ve diğ., 2013), 3- Alt Paleozoyik döneminde Gondvana kuzeybatısındaki Kadomiyan blokları kenarında oluştuğu, Reyik Okyanusu'nun riftleşmesi ile ilişkili oluşan Alt Ordovisyen granitoidleri (481 My) ile kesildiği ve Orta Devoniyen döneminde, güneyde yitime devam eden Reyik Okyanusu kuzeyde ise Paleotetis pasif kenarı ile çevrelendiği (Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi-Dokuz ve diğ., 2022), 4- Lavrasya'dan Alt Devoniyen'de riftleşmeye başlayan bir kıtasal bloğun Gondvana'ya çarpması ile yüksek sıcaklık metamorfizmasına uğradıkları önerilmektedir (Pulur Masifi- Dokuz ve diğ., 2011). Görüldüğü üzere bu dört modelde de Sakarya Zonu doğusundaki yüksek dereceli metamorfik masiflerin kökeni ve metamorfizmaya uğradıkları ortamlar farklılık göstermektedir. Mavi şist metamorfizması geçirmiş olan ve yüksek dereceli metamorfik kayalar ile tektonik ilişkili olarak bulunan meta-kumtaşı, meta-bazit, serpantinit, fillat ve ofyolit dilimleri ise Reyik Okyanusu'nun Orta-Geç Devoniyen'deki yitimi ile ilişkilendirilmiştir (örn: Kurtoğlu Bölgesi-Topuz ve diğ., 2007; Beyçam Bölgesi-Dokuz ve diğ., 2011). Öte yandan, Pulur Masifi'nin tektonik olarak altında bulunan yeşilşist fasiyesi metamorfik topluluğunun (Doğankavak Birimi) Paleotetis'in Permiyen'deki yitimine bağlı olarak metamorfizma geçirdiği önerilmiştir (Topuz ve diğ., 2004). Görüldüğü üzere, Sakarya Zonu içindeki nispeten sınırlı alanlarda yüzlek veren metamorfik birimler içinde bile farklı okyanusal levhaların evrimleri ile ilişkilendirilen farklı tektonik blokların varlığı bilinmektedir.

Sakarya Zonu'nun batı kesimlerinde yüzeyleyen ve yüksek dereceli metamorfik kayalardan oluşan Uludağ ve Kazdağ Masifleri'nin Paleozoyik tarihçesi Senozoyik yüksek sıcaklık metamorfizması tarafından büyük oranda silinmiştir. Devoniyen yaşlı meta-granitoidler ile kesilen ve meta-kırıntılı/meta-volakanosedimenter birimlerden oluşan Kalabak temel birimlerinin (Aysal ve diğ., 2012) Sakarya Zonu'na eklenmiş yabancı bir blok olabileceği ve

detrital zirkon spektrasına göre Paleozoyik evrimlerinin muhtemelen Avalon tipi bloklar ile ilişkili olduğu önerilmiştir (Aysal ve diğ., 2013).

Doktora tez çalışmasının konusunu oluşturan Orta Sakarya temelindeki yüksek dereceli meta-sedimenter ve meta-magmatik kayaların kökenine dair önerilen mevcut modellerde; 1- Alt Karbonifer'de okyanus içi bir yay kompleksi olarak kökenlendiği (Göncüoğlu ve diğ., 2000), 2- Kambro-Ordovisyen döneminde Gondvana kuzeydoğusunda yer aldığı, Erken Paleozoyik döneminde riftleşip kuzeye doğru göç ederek Karbonifer döneminde Avrasya kenarına eklendiği ve metamorfizma geçirdiği (Ustaömer ve diğ., 2012) 3- Reyik Okyanusu'nun Geç Silüriyen-Devoniyen'deki kuzey yönlü yitimini takiben, Lavrasya güneyinden riftleşen bir kıtasal bloğun güney kenarında oluştuğu (Karslı ve diğ., 2020), 4- Paleotetis'in Silüriyen riftleşmesi ile ilişkili olarak Gondvana kuzey kenarında oluştuğu (Topuz ve diğ., 2020), belirtilmektedir. Bu modeller Orta Sakarya temelinin yüzeylediği dar alanlardaki farklı kaya grupları için önerilmiş olup, modellerin en büyük eksikliği sağlam (bütünsel) bir tektono-stratigrafik zemine oturtulmamış olmasıdır. Model 1'e göre Orta Sakarya Kristalen Kompleksi (O.S.K.K) bölgesel metamorfizmasını Gondvana kuzeyinde, Model 4'e göre ise Lavrasya güneyinde geçirmiştir. Diğer modellerde metamorfik süreçlere değinilmemiştir.

Bu doktora tez çalışmasının çıkış noktası Sakarya Zonu'nun kuzeybatısında bulunan Orta Sakarya temeline ait analitik ve saha verilerinin zenginleştirilip önerilen modellerin test edilmesi olmuştur. Bu temel kayaları tezde *Orta Sakarya Kristalen Kompleksi* (O.S.K.K) olarak anılacaktır. O.S.K.K, 'Alpin-Karpatian-Balkanik Orojenik Kompleksi'nin (A.C.B.O.C-Schulz ve diğ., 2004) doğu uzantısında yer almaktadır. A.C.B.O.C'deki temel birimlerinin Sakarya Zonu temel birimleri için önerilen birçok modelden daha yaşlı bir tektonizmanın ürünü olduğu pek çok araştırmacı tarafından ortaya koyulmuştur. 'Alpin-Karpatian-Balkanik Orojenik Kompleksi' ve daha batıdaki Orta-Batı Avrupa Variskan kuşaklarındaki en yaşlı temel kayaları Neoproterozoyik yay granitoidleri (± granitoidlerden malzeme almış Neoproterozoyik yaşlı sedimenter birimler) ya da bu yayın Gondvana kuzeyinden riftleşmesi ile ilişkili oluşmuş Kambriyen-Ordovisyen yaşlı meta-magmatik ve meta-volkanosedimenter birimlerdir. Bu kuşaklardaki temel birimleri içinde sıklıkla Gondvana kuzeyinden kökenlenmiş Kambro-Ordovisyen yaşlı şelf meta-sedimanları yer alır.

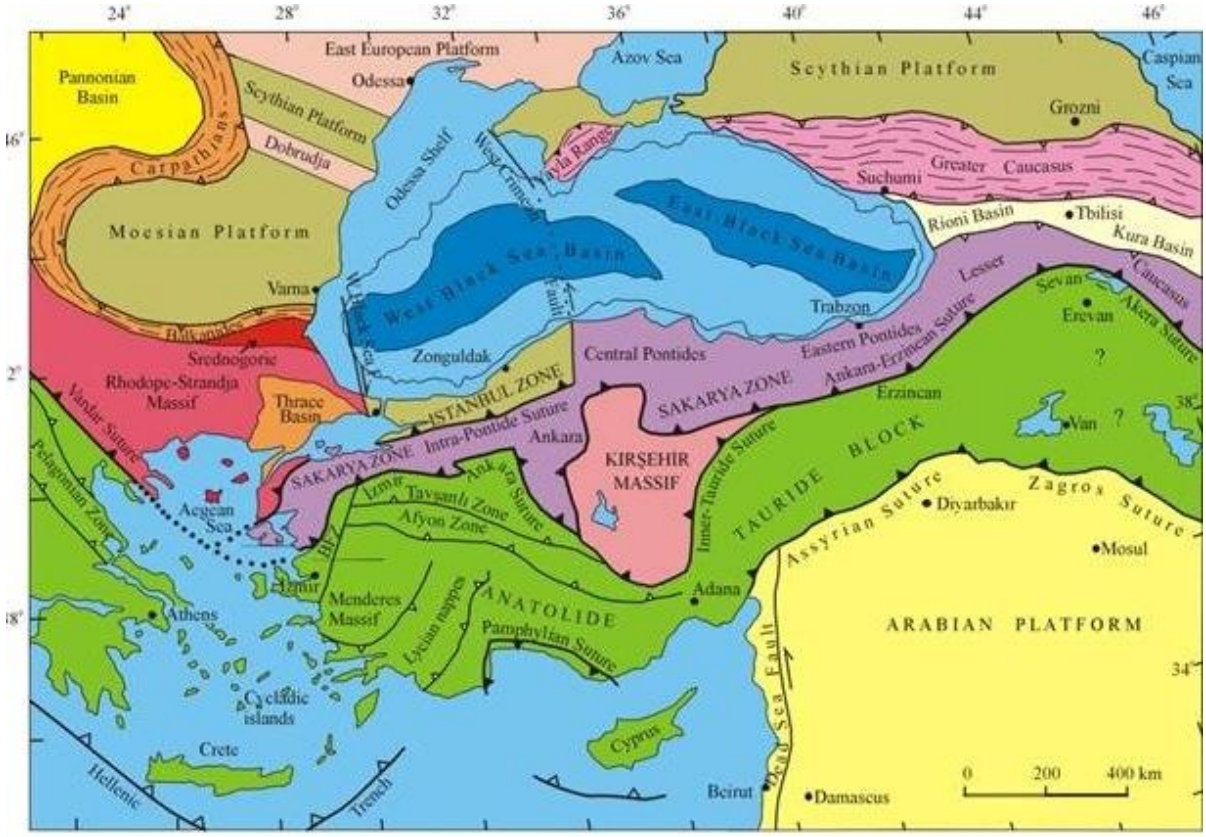
Konumsal olarak hem Alpin hem de Variskan kuşaklarının yakınında olan O.S.K.K'nin tektono-stratigrafisini detaylı olarak belirlemek analitik verilerin doğru zemine oturtulmasına olanak tanıyacaktır. Bu çalışmada, saha çalışmaları ışığında belirlenen her bir tektonik dilimden elde edilen petrografi, jeokimya, jeokronoloji (biyotit-muskovit Ar-Ar ve zirkon U-Pb), mineral kimyası ve jeotermobarometre verileri ile Orta Sakarya Bölgesi'nin Paleozoyik evrimine ışık tutmak amaçlanmıştır.

# 2. KAVRAMSAL ÇERÇEVE

## 2.1 BÖLGESEL JEOLOJİ

Anadolu Levhası'nı oluşturan kıtasal ve okyanusal bloklar Tetis okyanusal havzasının farklı kollarının kapanması sonucu Geç Kretase-Erken Senozoyik'te bir araya gelmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981; Okay ve Tüysüz, 1999; Moix ve diğ., 2008; Robertson ve diğ., 2012, 2013; Şengör ve diğ., 2019)). Tetis Okyanusları'nın kapanmasını hemen takip eden dönemde farklı levhaların çarpışması Alpin Orojenezi ile sonuçlanmış ve Geç Eosen-Oligosen'de Anadolu Levhası günümüzdeki nihai tektonik çatısını kazanmıştır (Okay, 2008). Geç Mesozoyik öncesinde ise kıtasal parçaların ilk birleşmesi Variskan Orojenezi esnasında Gondvana ve Lavrasya'dan kopan parçaların çarpışması ile oluşmuştur. Bunu Geç Triyas döneminde Paleotetis'in kapanması ile ilişkili Eo-Kimmeriyen orojenik olayları izlemiştir (Okay, 2008). Dolayısıyla Anadolu Levhası pek çok kompozit kaya kompleksinden oluşmaktadır.

İzmir-Ankara-Erzincan kenedi Türkiye'yi, kuzeyde Avrupa güney kenarında yer alan Pontidler, güneyde Gondvana kökenli Anatolid-Torid bloğu olmak üzere iki ana tektonik birime ayırmaktadır (Okay, 2008; Tüysüz ve diğ., 2016). Pontidler, Tetis Okyanusları'nın (Paleotetis ve Neotetis) evrimlerine dair pek çok jeolojik kaydı içermektedir. Pontidler Alpin Orojenezi sırasında kıvrımlanmış, dilimlenmiş ve yer yer metamorfizmaya uğramıştır. Farklı kıtasal bloklardan oluşan kompozit nitelikteki Pontid tektonik kuşağı, Variskan Orojenezi'nden Geç Kretase-Paleosen yaşlı Karadeniz Havzası'nın açılmasına kadar geçen süreç içinde farklı kıtasal ve okyanusal kaya topluluklarının bir araya gelmesi ya da Lavrasya güney kenarına dahil olması ile oluşmuştur. Pontidler batıda *Balkanik Orojenik Kompleksi* ve doğuda *Kafkas Orojenik Sistemi* arasında bir köprü oluşturmaktadır (Yılmaz ve diğ., 1997).




**Şekil 2.1:** Anadolu Levhası ve çevresindeki sütur zonları ve bloklar (Okay ve Tüysüz, 1999)

Pontidler farklı jeolojik evrimlere sahip üç farklı tektonik birime ayrılmaktadır. Bunlar, İstanbul Zonu, Istranca Masifi ve Sakarya Zonları'dır. Şengör ve Yılmaz (1981), İzmir-Ankara kenedi ile İntra-Pontid kenedi arasında kalan kesimi 'Sakarya Kıtası' olarak isimlendirmektedir. Bununla birlikte, Okay (1989) Sakarya Kıtası ile Doğu Pontidlerin benzer stratigrafi ve tektonik tarihçeye sahip olduğunu ve 'Sakarya Zonu' adı verilen tek bir tektonik birim olarak düşünülebileceğini belirtmektedir. Sakarya Zonu'nun batı kesimlerindeki Permo-Triyas yaşlı okyanusal yitim-yığışım kompleksleri doğuya doğru Tokat ve Ağvanis Masifleri'nde de bulunmaktadır. Bununla birlikte, yine Sakarya Zonu batısındaki Orta Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları (Bilecik Kireçtaşı) ve Üst Kretase flişlerinin Doğu Pontidler'de de yüzeylediği bilinmektedir. Dolayısıyla Sakarya Zonu, İstanbul Zonun'dan İç-Pontid kenedi ile ayrılmakta ve Ege kıyılarından Kafkas sınırına kadar uzanmaktadır. Pontidler'in doğu kesimine doğru Geç Kretase-Eosen magmatik yayına geçiş gözlenmektedir. Göncüoğlu ve diğ. (1996) ise İç-Pontid kenedi ile İzmir-Ankara kenedi arasında kalan Sakarya kıtasını, birbirinden farklı jeolojik tarihçeye sahip Alpin öncesi birimler içerdiği için *Sakarya Kompozit Kıtası* olarak adlandırmaktadır.

Sakarya Zonu'ndan İç-Pontid kenedi ile ayrılan İstanbul Zonu'nda yüzeyleyen en yaşlı kayalar, Gondvana batısındaki Amazon kratonu kenarından riftleştiği bilinen Avalonya mikrokıtasından kökenlenmiş Geç Prekambriyen yaşlı gnayslar, amfibolitler, meta-volkanikler ve granitoidlerden oluşmaktadır (Dean ve diğ., 2000; Ustaömer ve diğ., 2005). Bu temel kayaları Ordovisyen ila Karbonifer yaşlı kesiksiz bir sedimenter istif tarafından örtülmektedir (Görür ve diğ., 1997). İstanbul Zonu'nda Alt Paleozoyik kayaları klastik sedimenter fasiyesler ile temsil edilirken, Devoniyen döneminde karbonat çökelimi baskındır. İstanbul Zonu'nun doğu ve batı kesimlerinde stratigrafik farlılıkların varlığı bilinmektedir. Buna göre, Zonguldak çevresine karşılık gelen doğu kesimlerde Alt Karbonifer dönemi sığ denizel kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Bu kireçtaşları Namuriyen ve Vestfaliyen yaşlı kömür damarları içeren deltaik karasal çökeller ile üzerlenmektedir. Batı kesimlerde ise derin denizel Devoniyen kireçtaşları Alt Karbonifer (Turnaziyen) yaşlı radyolaryalı çörtlere ve en üstte Vizean yaşlı türbiditlere geçiş yapmaktadır. Vizean türbiditlerindeki detrital zirkon yaş konakları kaynak alanın Üst Devoniyen-Alt Karbonifer yaşlı magmatik ve metamorfik kayalardan oluştuğunu göstermektedir (Okay ve diğ., 2011). Karbonifer yaşlı deformasyon izleri gösteren İstanbul Zonu'nda (Özgül, 2012) derin denizel çörtleri üzerleyen Vizean türbidit oluşumu, Geç Paleozoyik yaşlı bir yayın Lavrasya güneyine çarpması ile ilişkilendirilmiştir (N. Okay ve diğ., 2011). Bu deforme istif Permo-Triyas yaşlı transgresif sedimenter birimler ile örtülmektedir. Permo-Triyas örtüsü en altta lav ara katkılı kırmızı kumtaşları ile başlar ve üste doğru sığ denizel kireçtaşları, derin deniz kireçtaşları ve en nihayetinde derin denizel kumtaşı-şeyl istifine geçiş göstermektedir. İstanbul Zonu'nun batı kesimlerinde Jura kayaları gözlenmemekle birlikte Paleozoyik ve Triyas birimleri üzerine Üst Kretase-Paleosen yaşlı kırıntılılar, karbonatlar ve andezitik volkanikler gelmektedir.

Istranca Masifi İstanbul Zonu'ndan Batı Karadeniz Fayı ile ayrılmaktadır (Okay ve diğ., 2006; Okay 2008). Istranca Masifi'nin kristalin temeli aynı zamanda Balkan Yarımadası temelinin doğu uzantısını oluşturmaktadır (Okay ve diğ., 2001; Catto ve diğ., 2018). Istranca Masifi güneyde Eosen-Oligosen yaşlı Trakya Havzası ile örtülmektedir. Masifteki en yaşlı kaya topluluğu Geç Proterozoyik/Alt Kambriyen (534±4.7-546±3.9) yaşlı meta-granitlerdir (Yılmaz Şahin ve diğ., 2013; Natalin ve diğ., 2016). Bu meta-granitler Gondvana kuzey kenarında oluşan Kadomiyan yayı ile ilişkilendirilmiştir (Yılmaz Şahin ve diğ., 2013). Geç Proterozoyik meta-granitoidleri Permo-Triyas yaşlı kuvarsit ve meta-konglomeraların üzerine bindirme fayları ile gelmektedir. Eosen kireçtaşları ve Eosen-Oligosen kırıntılı kayaları bu

meta-granitleri uyumsuz olarak örter. Istranca Masifi'nin kristalin temelindeki bazı ortognayslardan zirkon Pb-Pb yaşlandırması ile ~313 My magmatizma yaşı elde edilmiştir (Sunal ve diğ., 2006; Natalin ve diğ., 2012; 2016). Kristalin temeldeki kuvarso-feldispatik gnayslar yer yer Permiyen yaşlı (257±6- ~294 My) granitoidler ile kesilmektedir (Sunal ve diğ., 2006). Karbonifer yaşlı Variskan temel Permo-Triyas/Jura yaşlı meta-sedimenter kayalar tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Istranca Masifindeki milonitik kayalardan Oksfordiyen-Berriaziyen (155.7-142.6 My), kataklastik kayalardan ise Valengiyen-Aptiyen (136-118.7 My) Ar-Ar soğuma yaşı elde edilmiştir (Elmas ve diğ., 2011). Üst Jura-Alt Kretase metamorfizmasından sonra tekrar yüzeyleyen kayalar Orta Kretase sığ denizel kumtaşları ile örtülmektedir. Kumtaşları üste doğru Geç Kretase yaşlı yay volkanikleri ve volkanoklastiklerine geçiş göstermektedir.

Çalışma alanının da dahil olduğu Sakarya Zonu temel kayalarının Lavrasya güney kenarına dahil olma sürecini gösteren tektonik modeller değişkenlik göstermektedir. Bu modeller,

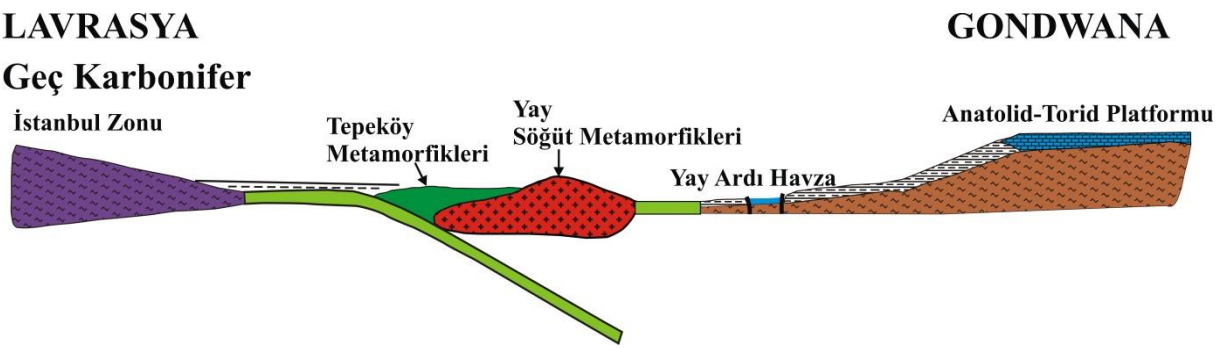
1- Alt Paleozoyik itibari ile var olan Paleotetis Okyanusu'nun Devoniyen-Karbonifer'de Gondvana altına dalmaya başlaması ile *'Sakarya Yayı'* oluşmaktadır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör ve diğ., 1984; Romano ve diğ., 2006). Bu güney yönlü yitim bir yay-ardı rift havzasının oluşumuna neden olmuştur. Bu yay-ardı rift havzasının Triyas döneminde Neotetis Okyanusu'na evrilmesi ile birlikte *'Sakarya Yayı'* Lavrasya güneyine dahil olmaya başlamıştır.

2- Ordovisyen'de açılmış olan Reyik Okyanusu'nun Geç Silüriyen-Devoniyen'de güney yönlü olarak dalması, Gondvana kuzeyindeki kıtasal blokların riftleşmesine ve bu riftin güneyinde Paleotetis Okyanusu'nun açılmasına neden olmuştur (Stampfli ve diğ., 2002). Riftleşen bu fragmanın Geç Devoniyen-Alt Karbonifer'de Lavrasya güneyine eklenmesinin akabinde Paleotetis'in kuzey yönlü yitime başlaması 'Sakarya Magmatik Yayı'nı oluşturmuştur. Sakarya Magmatik Yayı'nın Triyas döneminde riftleşmesi, kuzey kesiminde bir yay ardı okyanusal havza oluşumuna yol açmıştır (Küre ve Pindos Okyanusları).

3- Sakarya Yayı, Anatolid-Torid bloğu kuzeyinden riftleşen bir fragman ile ilişkili olarak değil Paleotetis'in kuzey yönlü yitimi ile Lavrasya güneyinde oluşmuştur (Ustaömer ve Robertson 1993, 1997; Cocks ve Torsvik 2006). Bu modele göre Paleotetis aynı zamanda, kısa süreli olarak, Anatolid-Torid bloğu altına doğru da dalmaya başlamıştır. Bu güney yönlü yitim Anatolid-Torid bloğunda Geç Karbonifer melanjları (örn; Konya Kompleksi-Robertson ve Ustaömer, 2009 a, b, 2012) ve granitoidlerin (Candan ve diğ., 2016; Ustaömer ve diğ., 2020) oluşumuna neden olmuştur.

Görüldüğü üzere, bu üç tektonik modelde de Sakarya Zonu temel kayalarının bir yay ortamından kökenlendiği vurgusu hakimdir. Bununla birlikte, daha yeni araştırmalarda çalışma alanının da yer aldığı Orta Sakarya Bölgesi kıtasal temeline ait en yaşlı kayaların **1**- Paleotetis Okyanusu'nun Silüriyen'de Gondvana kuzeyinde riftleşmesine bağlı olarak oluşan meta-magmatik birimler olduğu (Topuz ve diğ., 2020), **2**- Geç Silüriyen-Devoniyen'de Reyik Okyanusu'nun kuzey yönlü yitimine bağlı olarak oluşan meta-granitoidler olduğu önerilmektedir (Karslı ve diğ., 2020). Bölgedeki temel kayaları birinci modele göre Gondvana kuzeyinde, ikinci modele göre Lavrasya güneyinde oluşmuştur.

Göncüoğlu ve diğ. (1996, 1997, 2000) batıda yaklaşık Sarıcakaya (Eskişehir) dolaylarından başlayıp doğuda Nallıhan'a (Ankara) kadar uzanan alanı 'Orta Sakarya Bölgesi' olarak tanımlamıştır. Bu bölgedeki Jura öncesi temel kompleksini ise 'Orta Sakarya Temel Parçası' olarak adlandırmaktadır. Doktora tezi kapsamındaki çalışma alanı Orta Sakarya Bölgesi' ndeki kıtasal temel kayalarını içermekte olup, söz konusu birimler bu çalışmada '*Orta Sakarya Kristalen Kompleksi*' olarak anılacaktır. D-B uzanımlı olan *Orta Sakarya Kristalen Kompleksi* Sakarya Zonu'nun iç batı kesiminde yer almakta olup yaklaşık 25x10 $km^2$'lik bir alanda yüzlek vermektedir. Göncüoğlu ve diğ. (2000), Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin Geç Karbonifer döneminde okyanus içinde gelişen bir yay kompleksinden kökenlendiğini önermektedir (Şekil 2.2). Aynı çalışmada kıtasal temel birimlerinin Orta-Geç Karbonifer döneminde Gondvana kuzey kenarına eklenmiş olabileceği belirtilmektedir. Bu tektonik modelde *Söğüt Metamorfikleri* olarak adlandırılan kıtasal temel Triyas döneminde İzmir-Ankara Okyanusu'nun riftleşmeye başlamasıyla Pontidlere dahil olmuştur.

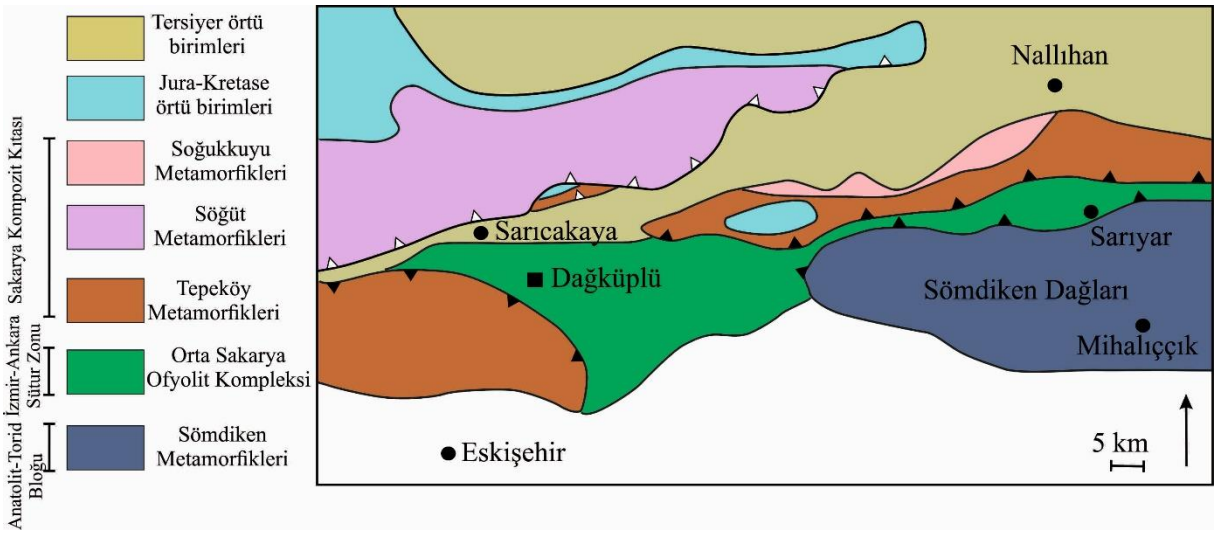



**Şekil 2.2:** Çalışma alanındaki kıtasal temel için Göncüoğlu ve diğ. (2000) tarafından önerilmiş tektonik model.

Ustaömer ve diğ. (2012) ise Orta Sakarya Bölgesi'ndeki psamo-pelitik kökenli sillimanitli mika-şistlerden yaptıkları detrital zirkon çalışmaları sonucunda, bu şistlerin Gondvana kuzey kenarındaki Arap-Nubya kalkanından kökenlendiğini önermektedir. Buna göre Orta Sakarya Bloğu, Erken Paleozoyik'te Gondvana kuzey kenarından riftleşip kuzeye hareket ederek Karbonifer'de Lavrasya güney kenarına çarpmıştır. Bu çarpışma bölgede Geç Paleozoyik Variskan Orojenezi'ni sonuçlamıştır. Bölgedeki Karbonifer granitoidleri ise muhtemelen çarpışma sonrası delaminasyon ile oluşmuştur (Ustaömer ve diğ., 2012).

Sakarya Zonu *Alpin-Karpatian-Balkanik Orojenik Sistemi*'nin (Schimidt ve diğ., 2004) hemen doğu uzantısında bulunmaktadır. *Alpin-Karpatian-Balkanik Orojenik Sistemi*'ndeki en yaşlı temel birimleri, Sakarya Zonu için önerilmiş modellerdekinden çok daha yaşlı kayalardır. Doğu ve Güneydoğu Avrupa'nın büyük bir bölümünü oluşturan bu orojenik sistemdeki yaşlı kıtasal temel kayalarının ortak paydaları, 1- Neoproterozoyik yaşlı Kadomiyan yay granitoidleri (granitoidden malzeme almış havza çökellerinin) ya da Avalon-Kodomiyan yayının Gondvana kuzeyinden riftleşmesi ile ilişkili olarak oluşmuş Kambriyen-Ordovisyen magmatiklerinin varlığı, 2- Metamorfizma geçirmiş Gondvana kökenli psamo-pelitik şelf çökellerinin varlığıdır. Bununla birlikte, Orta Sakarya Kristalen Kompleksi de dahil olmak üzere Sakarya Zonundaki temel birimleri pek çok litolojik farklılık barındırmasına rağmen, önerilen tüm modellerde sağlam bir tektono-stratigrafik çatının varlığından söz edilemez. Dolayısıyla analitik verilerin sağlam bir temele oturtulması için, öncelikle kaya birimleri ya da tektonik birimler arasındaki ilişkinin doğru okunması gerekmektedir. İlerleyen bölümlerde anlatılacağı üzere Orta Sakarya Kristalen Kompleksi ile '*Alpin-Karpatian-Balkanik Orojenik Sistemi*' içindeki bloklar pek çok benzer stratigrafik öge içermektedir.

Orta Sakarya Kristalin Kompleksi'nin hemen güneyindeki Orta Sakarya Ofyolitik Kompleksi, çalışma alanındaki metamorfik ve magmatik kayaları Anatolit-Torid bloğundan ayırmaktadır (Şekil 2.3- Göncüoğlu ve diğ., 1996; 2000). Orta Sakarya Ofyolitik Kompleksi, İzmir-Ankara Okyanusu'na ait ofyolit ve melanj komplekslerinden oluşmaktadır. Bu ofyolitik kompleks Orta Sakarya Bölgesi'nde Taştepe Ofiyoliti ve Dağküplü Formasyonu olarak iki ayrı birime ayrılmıştır (Göncüoğlu ve diğ., 2000). Taştepe Ofyoliti baskın olarak serpantinleşmiş harzburjit, dünit, piroksenit ve gabrolardan oluşmaktadır (Göncüoğlu ve diğ., 2000). Dağküplü Melanjı ise spilitik meta-bazalt, glokofan-lavsonit şist, radyolaryalı çört, pelajik karbonatlar ve serpantinitlerden oluşmaktadır.




**Şekil 2.3**: Orta Sakarya Bölgesi'ndeki tektonik birlikler (Göncüoğlu ve diğ., 2000).

Doğu Pontidler'e kadar kesikli olarak devam eden Üst Jura-Alt Kretase yaşlı platformal kireçtaşlarının Orta Sakarya Bölgesi'ndeki eşleniği *Bilecik Kireçtaşı* olarak adlandırılmıştır (Altınlı 1973). Bilecik Kireçtaşı'nın şelf bölgesinde çökelmiş platform tipi karbonatlardan oluştuğu belirtilmektedir (Göncüoğlu ve diğ., 1996). Kireçtaşlarının altında yer yer düzensiz ve oldukça ince seviyeler şeklinde bulunan Liyas yaşlı Bayırköy Kumtaşları yer alır. Orta Sakarya Bölgesi'nde Bilecik Kireçtaşları'nın üzerine Apsiyen-Alt Maastrihtiyen yaşlı Hamamboğazı Formasyonu gelmektedir. Hamamboğazı Formasyonu yer yer olisostromal düzeyler içeren çörtlü kireçtaşı, kumtaşı, şeyl ve killi kireçtaşlarından oluşmakta olup şelf ortamından daha derine doğru giden bir çökelme ortamını temsil etmektedir (Göncüoğlu ve diğ., 1997). Bölgede Hamamboğazı Formasyonu üzerine Üst Santoniyen-Üst Maastrihtiyen yaşlı Yenipazar Formasyonu gelmektedir. Yenipazar Formasyonu kumtaşı, şeyl, marn, killi kireçtaşı, silttaşı, çakıltaşı ve piroklastiklerden oluşmaktadır. Orta Sakarya Bölgesi'nde

Maastrihtiyen sonrası Bartoniyen öncesi kayalar, karasal kökenli çökellerden ve asidik-ortaç magmatizma kökenli volkanik lav/piroklastiklerden oluşan Kızılçay Grubu ile temsil edilmektedir. Bölgede Üst Lütesiyen birimleri karasal ve denizel çökeller ile volkanik birimlerden oluşan Hacılar Formasyonu ile temsil edilir (Göncüoğlu ve diğ., 1997). Akarsu, göl, playa göl çökellerinden oluşan Beypazarı Grubu ise bölgedeki Miyosen yaşlı çökelleri temsil etmektedir.

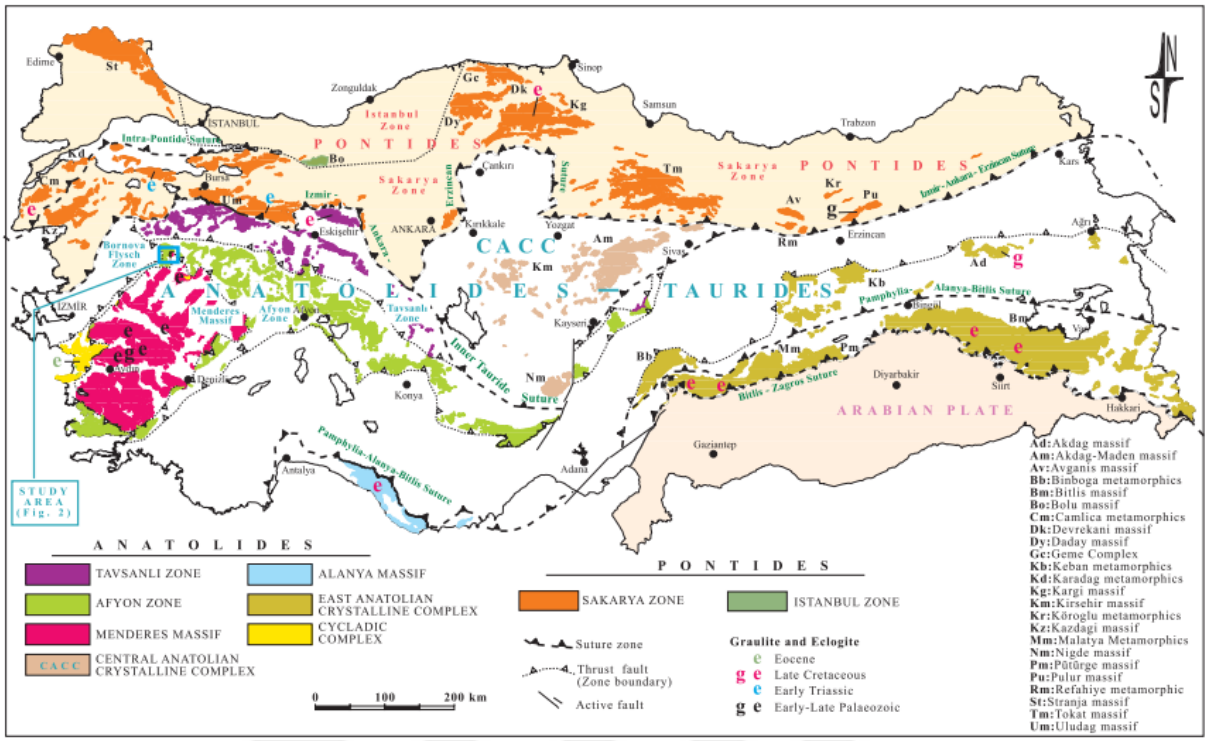
Sakarya Zonu'nda, *Orta Sakarya Kristalen Kompleksi* dışında yüzlek veren diğer kıtasal temel birimleri aşağıda özetlenmektedir;

- ***Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi***:

Gümüşhane yakınlarında bulunan ve yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması geçirmiş Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi migmatitik biyotit gnays, amfibolit, sillimanit-kordiyerit-mika şist ve meta-lökogranitik dayklardan oluşmaktadır (Topuz ve diğ., 2010a). Bu metamorfik kompleks ve onu kesen Gümüşhane Plutonu Liyas yaşlı volkano-sedimenter istifi ile transgresif olarak örtülmektedir. Liyas yaşlı volkanoklastikler üste doğru Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. İstifteki mika-şist, löko-granit ve gnayslardan toplanan mikalardan yapılan Ar-Ar yaş analizleri sırasıyla 324.3-321.7 My, 322.6-328.2 My ve 320 My metamorfizma yaşları vermiştir (Topuz ve diğ., 2010a).

Gümüşhane Plutonu'nun oluşumu (~323 My; U-Pb yaşı) Variskan orojenezinin geç fazı ile ilişkilendirilmiştir (Topuz ve diğ., 2010b). Topuz ve diğ. (2010b) Gümüşhane Plutonu'nun çarpışma sonrası oluşan bir granit olduğunu önermektedir. Buna göre delaminasyon sonucu kopan litosferik manto nedeniyle yükselen mafik magmanın, mafik ve felsik bileşimli alt kıta kabuğunda meydana getirdiği ergime Gümüşhane Plutonu'nun oluşumu ile sonuçlanmıştır.

Doğu Pontidler'de bulunan Köse Plutonu Karbonifer döneminde 322-318 My ve 306 My olmak üzere iki farklı dönemde kristalleşmiştir (Dokuz, 2011). Dokuz (2011), plutonu oluşturan Erken Karbonifer magmatizmasının '*slab detachment'* ve *'delaminasyon'* mekanizmaları tarafından tetiklenen kısmi ergime sonucu oluştuğunu önermektedir. Buna göre yitim bileşeni içeren litosferik manto ve orta-üst kabuk, yükselen astenosferik ergiyiklerin sağladığı ısı akısı ile ergiyerek Köse Plutonu'nu oluşturmuştur.




**Şekil 2.4**: Anadolu levhasındaki kıtasal kabuk kökenli metamorfik ve magmatik masifler (Candan ve diğ., 2016).

- ***Yusufeli- Artvin bölgesindeki kıtasal yüzeylemeler,***

Pontidler'in en kuzeydoğu ucunda bulunan Yusufeli-Artvin bölgesindeki kıtasal temel kayaları Alt Karbonifer (Visean) yaşlı otokton pluton kütlesi (Çamlıkaya tonaliti) ve bunların üzerine tektonik olarak gelen üç allokton dilimden oluşmaktadır (Ustaömer ve diğ., 2013). Alt Karbonifer yaşlı otokton plutonların stratigrafik üst dokanağında ise diskordan olarak Alt Jura yaşlı sedimenter örtü birimleri bulunmaktadır. En alttaki allokton birim, meta-sedimenter şistler (Narlık Şistleri) ve bu şistleri kesen Alt Karbonifer yaşlı granitoidlerden (Narlık Granitoidi) oluşmaktadır. Ortadaki allokton birim, Karbonifer öncesi ila Karbonifer yaşlı intrusif bir kompleks ve bu istifi kesen Geç Jura yaşlı granitlerden oluşmaktadır. En üstteki tektonik dilimde ise migmatitik paragnays, amfibolit ve mika-şistlerden oluşan Karadağ Metamorfikleri bulunmaktadır. Yapılan jeokronolojik ve stratigrafik çalışmalar ışığında Narlık Şistleri'nin muhtemel çökelme aralığı Ordovisyen-Alt Karbonifer, Karadağ Paragnaysları'nın çökelme aralığı ise Orta Devoniyen-Alt Karbonifer olarak sınırlandırılmıştır. (Ustaömer ve diğ., 2013). Karadağ Paragnaysları'ndaki metamorfik zirkonların yaşları 334-314 My ve 325-320 My olmak üzere iki evreli bir metamorfizmaya işaret etmektedir (Ustaömer ve diğ., 2013). Bu temel kayalarındaki detrital zirkon yaş

konakları Ustaömer ve diğ. (2013) tarafından Ürdün ve İsrail arasında yüzeyleyen Kambro-Ordovisyen kumtaşlarına benzetilmektedir.

- ***Pulur Masifi***

Doğu Pontidlerde yüzeyleyen Pulur Masifi, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı bir bindirme kuşağı içindeki KD-GB uzanımlı bir temel kompleksidir. Masifte, yüksek sıcaklık/orta basınç metamorfizması geçirmiş kıtasal kökenli birimler yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayaların üzerine itilmiştir (Okay ve diğ., 1997; Topuz ve diğ., 2004). Pulur Masifi'ndeki metamorfik birimler güney kesimde Jura yaşlı volkano-sedimenter kayalar tarafından örtülmektedir. Kuzey kesimde ise masif Jura yaşlı birimler üzerine itilmiştir. Bindirmenin yaşı Geç Paleosen-Alt Eosen'dir.

Pulur Masifi'ndeki kayalar litoloji, deformasyon ve metamorfizma derecelerindeki farklılıklar baz alınarak üç farklı birime ayrılmıştır (Topuz ve diğ., 2004). Bunlardan en altta, amfibolitler ile ardalanan ve granülit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş pelitik kökenli mezokratik gnayslar bulunmaktadır. Bunların üzerine alt granülit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş meta-pelitik/psammitik migmatitler ve amfibolitlerden oluşan Pirörenler birimi gelmektedir. Pulur Masifi'nin güney sınırı boyunca yüzeyleyen Serenli birimi ise milonitik kuvarsofeldispatik gnayslar ve bunlarla ardalanan amfibolitlerden oluşur. Pirörenler birimindeki meta-pelitik migmatitlerden 337-331 My U-Pb monazit yaşı elde edilmiş olup bu yaş verisi pik metamorfizmanın yaşı olarak değerlendirilmiştir (Topuz ve diğ., 2001). Biyotitlerden elde edilen Rb/Sr ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ analizleri ise 310 My soğuma yaşına işaret etmektedir (Topuz ve diğ., 2001).

Masifteki yüksek dereceli gnaysik birimlerin altına tektonik olarak gelen Doğankavak Birimi, meta-bazit, fillat, karbonatlı fillat, mermer, kuvarsofeldispatik kayalar ve meta-çörtlerden oluşmaktadır. Bu istif Paleotetis'in yitim kompleksi olarak yorumlanmıştır (Topuz ve diğ., 2003). Topuz ve diğ. (2003) fillat birimindeki fengitlerin 260±2.8 My Rb/Sr ve 258.9±4.4 My $^{40}Ar/^{39}Ar$ soğuma yaşı verdiğini açıklamaktadır.

- ***Orta Pontidler***

Orta Pontid bölgesi için kullanılan *'Orta Pontid'* terimi coğrafik bir terim olup Pontid kuşağının kuzeye kavisli kesimi için kullanılır. Orta Pontidler, kuzey zon ve güney zon olmak üzere iki farklı alana ayrılmıştır. Kuzeydeki zon kıtasal temel birimleri ile üzerine çökelmiş sedimenter istiflerden oluşurken, *Orta Pontid Süper Kompleksi* olarak bilinen güneydeki zon

Mesozoyik yaşlı okyanusal yitim-yığışım kompleksleri ve okyanusal ada yaylarından oluşmaktadır (Okay ve diğ., 2015; 2018). Kuzey zondaki Jura öncesi kayalar batıda İstanbul Zonu'na doğuda ise Sakarya Zonu'na dahildir. Sakarya Zonu'na ait temel düşük dereceli sleyt, fillat, meta-silltaşı, meta-kumtaşı, meta-serpantinit ve bu kayaları kesen Üst Karbonifer-Permiyen granitoidlerinden oluşur (Boztuğ ve Yılmaz, 1983; Neggze ve diğ., 2006; Okay ve diğ., 2015). Bu temel kayaları Karadeniz kıyısına oldukça yakın olup sınırlı bir alanda yüzeylemektedir. Orta Pontidlerin kuzey kesimlerinde meta-sedimenter kayalar ve granitoidler Üst Triyas yaşlı türbidit istifleri ile örtülmektedir (Okay ve diğ., 2015). Bölgenin güney kesimlerinde ise Üst Triyas yaşlı türbiditler okyanusal kayalar ile ilişkilidir (Ustaömer ve Robertson, 1994). Orta Pontidler'de Triyas istifleri kalın türbiditik çökellerden oluşan Akgöl Formasyonu ile temsil edilmektedir (Okay ve diğ., 2015; 2018). Orta Jura döneminde Orta Pontid'lerin doğu kesimleri magmatik bir yayın parçasıdır. Bu yay ile ilişkili sığ yerleşimli intruzyonlar Triyas sedimanlarını kesmektedir. Yayın sağladığı ısı akısı ile yüksek sıcaklık metamorfizması geçirmiş iki ana masif yüzeylemektedir. Bunlardan en büyüğü olan Devrekani Masifi gnays, mermer, amfibolit ve kuvarsitlerden oluşmaktadır (Gücer ve diğ., 2016). Devrekani Masifini kesen Orta Jura (170-165My) granitoidleri siyenogranit-granodiorit bileşimindedir. Ortognayslardan yapılan U-Pb zirkon analizleri 253±9 My, 268±5 My, 316±9 My protolit yaşları vermiştir (Gücer ve diğ., 2016). Ortognaysların Ar-Ar yaşları ise yaklaşık 156-174 My aralığında Orta Jura metamorfizma yaşı vermiştir. Gücer ve diğ. (2016) Devrekani Metamorfikleri'ne ait protolitlerin yay ortamında oluştuğunu ve Jura metamorfizmasının bu yayın gerilmesi esnasında açığa çıkan ısı akısı ile geliştiğini önermektedir. Orta Jura yay kayaları sığ denizel Üst Jura-Alt Kretase karbonatları tarafından üzerlenmektedir. Karbonatlar üste doğru Alt Kretase silisiklastik türbiditlerine geçiş gösterir.

Sakarya Zonu'nun batı kesimlerinde yüzeyleyen kıtasal temel kayaları, Kalabak temel birimleri, Uludağ Masifi, Kazdağ Masifi ve Orta Sakarya Kristalin Kompleksi'dir. Düşük dereceli metamorfizma geçirmiş Kalabak temel kayaları sleyt, fillat, mika şist, meta-kumtaşı, meta-konglomera, meta-çört, kalk-şist, mermer ve daha nadir meta-tüf seviyelerinden oluşmaktadır (Aysal ve diğ., 2012). Kalabak temele ait birimler Alt-Orta Devoniyen (389±2.6 - 401±4.8 My) meta-granitleri tarafından kesilmektedir. Aysal ve diğ. (2012) Kalabak temel ve bunları kesen Devoniyen granitlerini Sakarya Zonu'na eklenmiş 'yabancı-exotic' bir blok olduğunu önermektedir. Paleotetis'in yitim yığışım kompleksi olan Karakaya Kompleksi'nin (Robertson ve Ustaömer, 2012; Ustaömer ve diğ., 2016) altında yüzlek veren Uludağ ve

Kazdağ Masifleri Senozoyik çekirdek kompleksleridir. Kazdağ Masifi gnays, amfibolit ve mermerlerden oluşmaktadır (Duru ve diğ., 2004). Masifteki gnaysların biyotit ve muskovit mineralleri üzerinde yapılan Rb-Sr yaşlandırması sırasıyla 19 My ve 22 My metamorfizma yaşlarına işaret etmektedir (Okay ve Satır, 2000). Gnays, amfibolit, mermer ve mika-şistlerden oluşan Uludağ Masifinden elde edilen Rb-Sr biyotit ve muskovit yaşları ise sırasıyla Eosen (49 My) ve Oligosen (36-30 My) soğuma yaşları vermiştir (Okay ve diğ., 2008). Kazdağ ve Uludağ Masifleri'ndeki Senozoyik metamorfizması daha önceki tüm metamorfizma ve deformasyon izlerini silmiştir.

Bununla birlikte batı kesimlerden farklı olarak, Jura ve Geç Kretase yaşlı yay magmatizmasının Doğu Pontidler'de geniş alanlara yayıldığı bilinmektedir. Geç Kretase yay kayalarının geniş alanlara yayılmış bu yüzlekleri *Doğu Pontid Yayı* olarak bilinmektedir. Tetis'in Lavrasya altına dalması ile oluşan Doğu Pontid Yayı, sedimanları arasında fosil içeriğine rastlanılmış olan Dünya çapındaki en büyük denizaltı yaylarından bir tanesidir (Kandemir ve diğ., 2019). Geç Kretase volkanik kayaları ile ilişkili olan volkanoklastikler Geç Kampaniyen dönemine kadar gerilme kontrollü derin denizel bir havzada çökelmeye devam etmiştir (Kandemir ve diğ., 2019). Bölgede yaygın olarak bulunan yay volkaniklerine rağmen yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması nadiren gözlenmektedir. Doğu Pontidler'deki Alt-Orta Jura volkanik ve volkanoklastik istifi Kelkit Formasyonu olarak bilinmektedir (Görür ve diğ., 1993; Arslan ve diğ., 1997; Okay ve diğ., 1997; Koçyiğit ve diğ., 2002). Liyas yaşlı Kelkit Formasyonu'nun tabanında kesikli seviyeler şeklinde gözlenen ince kömür ve ammonitiko rosso seviyelerinin varlığı bilinmektedir (Bergougan ve diğ., 1987; Arslan ve diğ., 1997; Bektaş ve diğ., 1999; Kandemir ve Yılmaz, 2009). Sığ denizel volkanoklastik, klastik ve volkanik birimlerden oluşan Kelkit Formasyonu'nun kıtasal ve okyanusal temel kayalarını uyumsuz olarak örttüğü bilinmektedir (Topuz ve diğ., 2007; 2010). Kelkit Formasyonu için gerilmeli bir tektonik ortam öngörülmüş olup, yanal yöndeki ani kalınlık ve fasiyes değişimleri sedimentasyon ile eş zamanlı olarak gelişmiş normal faylanma ile ilişkilendirilmiştir (Koçyiğit ve Altıner, 2000). Bölgede, Alt-Orta Jura yaşlı volkanik ve volkanoklastik birimler Üst Jura-Alt Kretase sığ denizel platform karbonatları tarafından örtülmektedir.

## 2.2 ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Demirkol (1977) Orta Sakarya Bölgesi'nin İnhisar ilçesi kuzeyinde kalan kesimindeki (Gemici-Tuzaklı köyleri arasında) Paleozoyik metamorfik kayaların yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş mika şist ve fillatlardan oluştuğunu rapor etmektedir. Bu litolojiler '*Söğüt Metamorfikleri'*, metamorfikleri kesen plutonik kayalar ise '*Akçasu Magmatikleri'* adı altında incelenmiştir. Demirkol (1977), yeşilşist fasiyesinde bölgesel metamorfizma geçirmiş bu meta-sedimenter birimlerin plutonlara yakın kesimlerde kontak şistlere dönüştüğünü açıklamaktadır.

Yılmaz (1977), Söğüt (Bilecik) dolaylarındaki Paleozoyik metamorfiklerini *'Eski Temel Karmaşığı'* olarak adlandırmıştır. Bölgedeki plutonik kayaları saha, petrografi ve jeokimya verilerine dayanarak, Küre aplitik graniti, Hamitabat porfiri mikro-graniti, Borçak granodioriti, Çaltı gnaysik graniti, Yeniköy migmatiti olarak beş farklı birime ayırmaktadır. Yılmaz (1977) major oksit verilerine dayanarak bu kayaların bir yitim ortamında oluştuğunu önermektedir.

Ayaroğlu (1979), Bozöyük ve Söğüt arasındaki Paleozoyik yaşlı metamorfik kayaları *'Bozöyük Metamorfikleri'* olarak adlandırmıştır. Bu çalışmada yeşilşist, ortognays ve amfibollü şistlerin magmatik kayalardan, mika şistlerin ise killi kumlu sedimenter kayalardan kökenlenip bunların bölgesel metamorfizması ile oluştuğu belirtilmektedir.

Kadıoğlu ve diğ. (1994) Söğüt ilçesi kuzeyindeki magmatik kayaları *'Söğüt Magmatikleri'* olarak adlandırmış olup, bu kayaları Sıraca Granodioriti, Borçak Graniti ve Çaltı Magmatikleri olmak üzere üç birime ayırmıştır. Kadıoğlu ve diğ. (1994) major oksit kimyasına bağlı olarak bu plutonik kayaların kalk-alkalen, S-tipi bir magmatizmadan kökenlendiğini ve olasılıkla çarpışma ortamında oluştuğunu önermektedir.

Göncüoğlu ve diğ. (2000), Söğüt ve Nallıhan arasında yüzlek veren, amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş gnays, mika-şist, mermer ve meta-bazitlerden oluşan kaya topluluğunu Söğüt Metamorfikleri adı altında incelemiştir. Söğüt Metamorfikleri içindeki meta-gabro, piroksenit ve serpantinitler Tozman Ofyoliti, Söğüt Metamorfiklerini kesen granitoidler ise Sarıcakaya Plutonu olarak isimlendirilmiştir. Göncüoğlu ve diğ. (2000)'e göre

Söğüt Metamorfikleri, Geç Paleozoyik'te Tetis Okyanusu içinde gelişen okyanus içi bir dalma batma zonunda yay kompleksi olarak oluşmuştur. Bu modele göre Tozman Ofyoliti yiten okyanusun parçasını ya da bir yitim zonu üstü ofyolitini temsil etmektedir. Sarıcakaya Plutonu ise yitim magmatizmasının ürünüdür. Bu modelde Söğüt Metamorfikleri'nin çökelme yaşı bölgesel korelasyona dayanarak Orta-Geç Paleozoyik olarak belirtilmiştir.

Kibici ve diğ. (2010), Sarıcakaya ilçesi kuzeyindeki tüm metamorfik birimleri kesen *Sarıcakaya Plutonu'ndan* yaptığı jeokimya analizleri sonucu, plutonun jeokimyasal olarak diorit ve granit bileşimine sahip olduğunu, dioritlerin ortaç potasyumlu, kalk-alkalen ve I tipi bir magmatizmadan, granitlerin ise yüksek potasyumlu ila şoşonitik, kalsik, I tipi bir magmatizmadan kaynaklandığını açıklamaktadır. Bu çalışmada pluton jeokimyasının yay ortamında oluşan kayalar ile benzerlik gösterdiği ve olasılıkla bir yitim zonu üstü ya da çarpışma ortamında oluşmuş olabileceği üzerinde durulmaktadır.

Ustaömer ve diğ. (2013) çalışma alanındaki psamo-pelitik kökenli sillimanitli mika-şistlerden yaptıkları detrital zirkon çalışmaları sonucunda, bu şistlerin Gondvana kuzey kenarındaki Arap-Nubya kalkanından kökenlendiğini önermektedir. Buna göre Orta Sakarya Bloğu Erken Paleozoyik'te Gondvana kuzey kenarından riftleşip kuzeye hareket ederek, Geç Paleozoyik'te Lavrasya güney kenarına çarpmıştır. Alt Paleozoyik metamorfiklerini kesen Alt Karbonifer granitoidlerinin ise 'slab' kopması ya da delaminasyon sonucu oluşmuş olabileceği önerilmiştir.

Karslı ve diğ. (2020), Borçak (Söğüt) ve Bozöyük meta-granitoidlerinden U-Pb zirkon yaşlandırması yapmış ve bu birimlerden Silüriyen-Alt Devoniyen (~431-404 My) kristalleşme yaşları elde etmiştir. Bu çalışmada, yaşlandırılan örneklerin jeokimya ve izotop analizlerine dayanarak Borçak ve Bozöyük meta-granitoidlerinin Reyik Okyanusu'nun yitimine bağlı olarak kabuğa yerleştiği önerilmektedir.

Topuz ve diğ. (2020), Sarıcakaya ilçesinin kuzey, kuzeydoğu ve kuzeybatısındaki ortognays ve amfibolitlerden ayıkladıkları zirkonlardan U-Pb yöntemiyle Silüriyen kristalizasyon yaşı almışlardır. İlerleyen bölümlerde gösterileceği gibi bu tez çalışmasında ise aynı kayalardan zirkon U-Pb yöntemiyle Kambriyen-Ordovisyen kristalizasyon yaşları alınmıştır (Uğurcan ve diğ., 2019). Topuz ve diğ. (2020) amfibolitlerin jeokimyasal olarak anorojenik 'geçiş

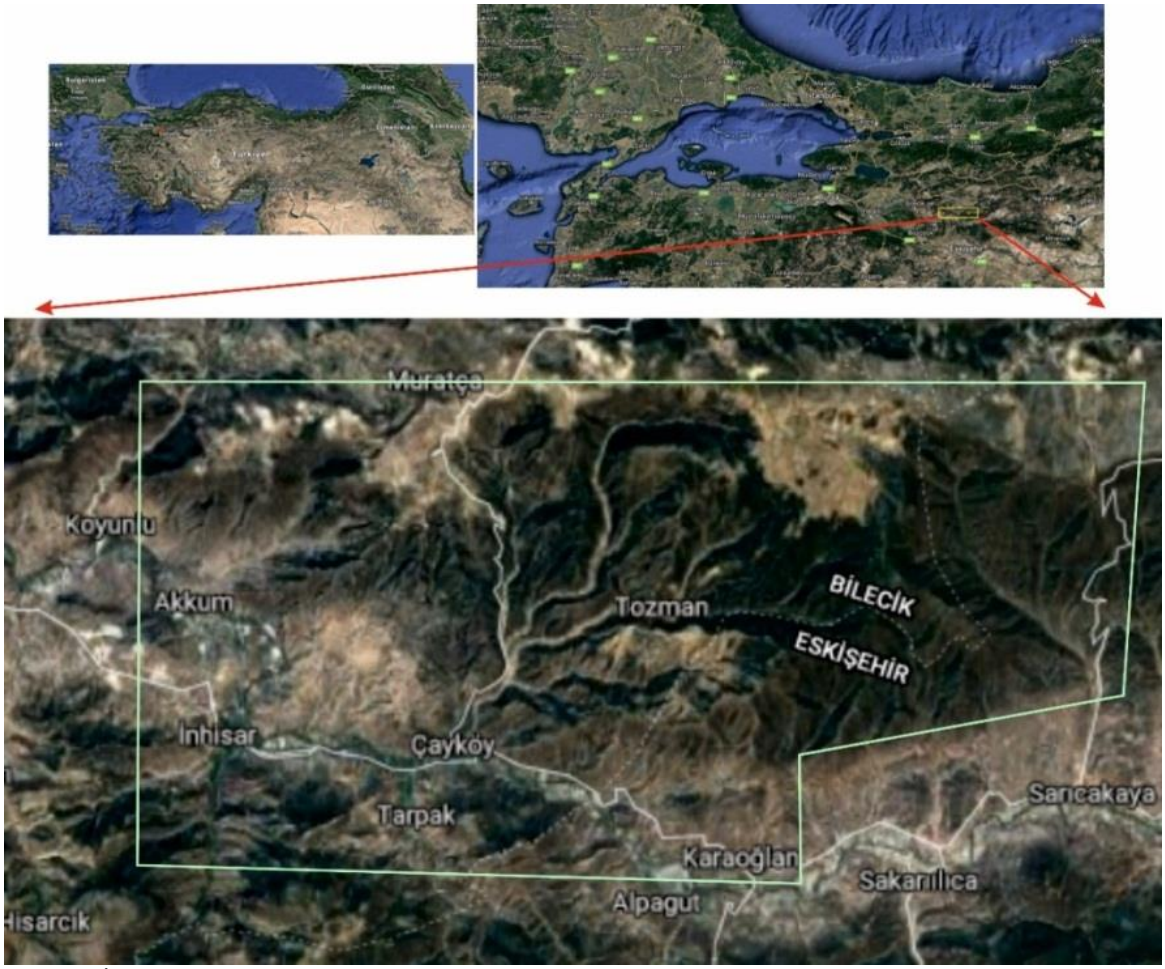
toleyitleri' ila 'alkalin' karakterdeki bir bazik magmatizmadan, ortognaysların ise trakitik bileşimde bir magmatizmadan kökenlendiğini belirtmektedir. Yazarlar bölgedeki bi-modal magmatizmanın anorojenik olduğunu ve Gondvana kuzey kenarındaki riftleşemeye bağlı olarak oluştuğunu önermektedir. Bu modele göre Gondvana kuzeyindeki bu Silüriyen riftleşmesi Paleotetis Okyanusu'nun açılmasına yol açmıştır.

Karslı ve diğ. (2022), Söğüt ilçesinin kuzeybatısındaki temel birimlerini kesen Geç Jura yaşlı adakitik plutonların varlığını açıklamaktadır. Bu araştırmaya göre adakitik magmatizma Paleotetis Okyanusu'nun Geç Jura'da kapanmasını hemen takip eden süreçte '*slab-break off*' mekanizması tarafından tetiklenmiştir.

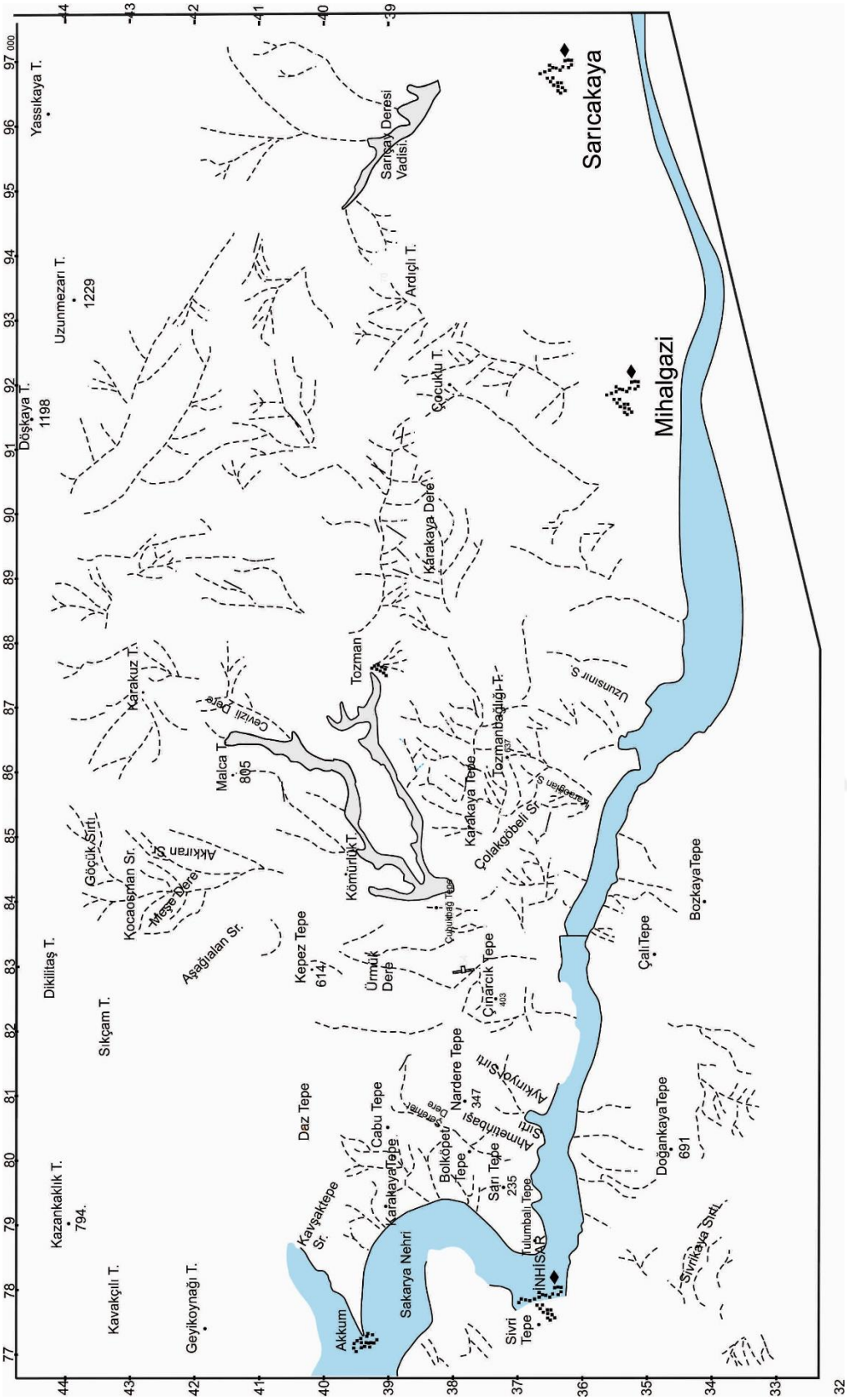
## 2.3 İNCELEME ALANININ TANITIMI

### 2.3.1 Yükseltiler

Yaklaşık D-B uzanımlı bir dağ kuşağı olan çalışma alanının yer bulduru haritası Şekil 2.5'te gösterilmiştir. Çalışma alanındaki başlıca yükseltiler, Künkyolu Tepe, Pamuklu Tepe, Kara Tepe (1167 m), Baş Tepe (1174 m), Gölcük Tepe (1114 m), Değirmenbaşı Tepe (938 m), Karakuz Tepe (1125 m), Karakaya Tepe, Porsin Tepe, Tozmanbağlığı Tepe, Kurşunluk Tepe, Gören Tepe, Azizler Tepe, Karaman Tepe, Nardere Tepe, Balköpet Tepe, Cabu Tepe, Daz Tepe (567 m), Kepez Tepe, Malca Tepe, Işıklar Tepe, Yıldızlar Tepe (364 m), Geyikoynağı Tepe (556 m), Cezayeli Tepe, Kolcapınar Tepe, Kağnıyolu Tepe, Burunsuz Tepe, Çocuklu Tepe, Sarıkaya Tepe, Kaya Tepe, Kaledoruk Tepe, Geçenigi Tepe, Kiriz Tepe, Harmankaya Tepe, Boz Tepe, Çobanyatağı Tepe, İnkaya Tepe, Kara Tepe, Halilağadoruğu Tepe, Kocadüz Tepe, Kitap Tepe ve Sivri Tepe'dir (Şekil 2.6).



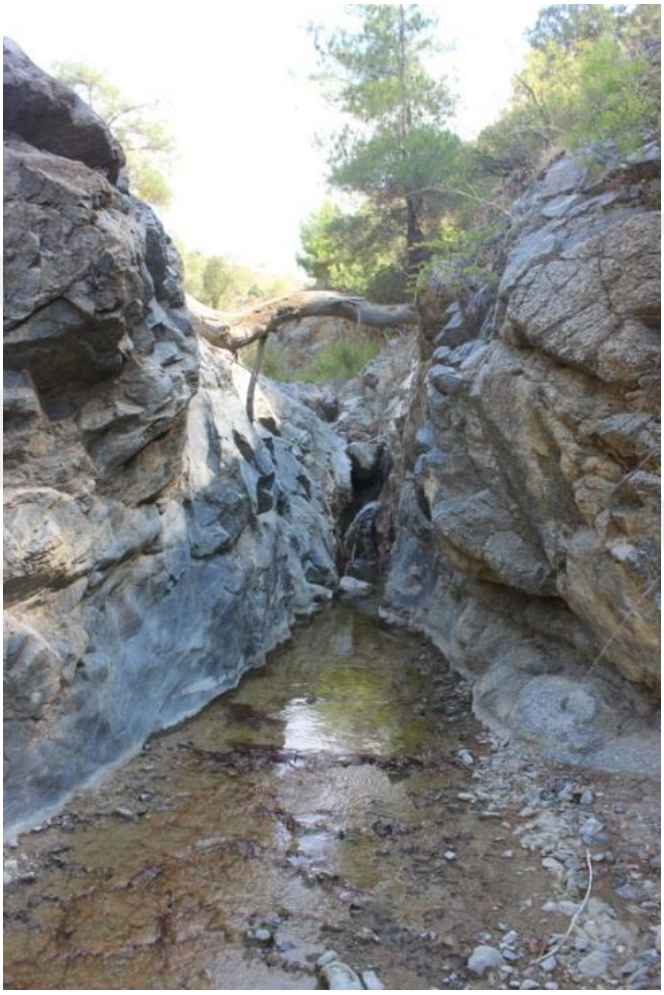

**Şekil 2.5:** İnceleme alanının yerbulduru haritası.




**Şekil 2.6**: Çalışma alanındaki yükselti, nehir ve derelerin dağılımı.

### 2.3.2 Akarsular

Çalışma alanındaki başlıca akarsu Sakarya Nehri'dir (Şekil 2.6). Karıncalı Dere (Şekil 2.7) ve Karakaya Dere yaz aylarında da sulu olan başlıca vadilerdir. Yaz aylarında kuru olan başlıca akarsu vadileri Şeremet Dere, Ürmük Dere, Tutalak Dere, Malca Dere, Çobanın Dere, Kasımalinin Dere, Sarıpınar Dere, Kara Dere, Kocakıraç Dere'dir.



**Şekil 2.7:** Yaz aylarında da sulu olan Karıncalı Dere.

### 2.3.3 İklim ve Bitki Örtüsü

Çalışma alanındaki bitki örtüsü, kızılçam karaçam ormanları, bozuk meşelik alanlar, maki, çalılık, nemli orman ve kuru ormandır (Şekil 2.8). Bölge yazları oldukça sıcak ve kurak, kışları ise oldukça soğuk ve kar yağışlıdır.



**Şekil 2.8**: Çalışma alanının ormanlık kesimlerinden bir görünüm.

### 2.3.4 Tarım ve Hayvancılık

Bölgede seracılık, meyve ve sebze yetiştiriciliği oldukça yaygındır. Bununla birlikte dağlık alanlarda küçükbaş hayvancılık ve köy içlerinde ise kümes hayvancılığı yapılmaktadır.

### 2.3.5 Yerleşim Merkezleri

Çalışma alanının başlıca yerleşim merkezleri İnhisar ilçesi, İnhisar ilçesine bağlı Akkum mahallesi, Tozman köyü, Çayköy ve Sarıcakaya İlçesi'dir.

### 2.3.6 Ulaşım

Çalışma alanının içinden geçen ana yollar oldukça kısıtlıdır. Bunlar başlıca, İnhisar ilçesini Sarıcakaya ilçesine bağlayan ana yol yarması, Çayköyü Akköy'e bağlayan ana yol yarması ve Sarıcakaya'yı Beyyayla'ya bağlayan ana yol yarmasıdır.

# 3. YÖNTEM

## 3.1 HARİTALAMA

Çalışma alanının 1/25000 ölçekli jeolojik haritalanması (H25-d4 ve H24c3 paftaları) 2015-2018 saha sezonları arasında toplam 6 aylık bir süreci kapsamaktadır. Jeolojik haritalama esnasında farklı litolojiler ayırtlanarak dokanak izleme yöntemiyle haritaya işlenmiş ve dokanak ilişkileri saptanmıştır (Şekil 3.1). Açık mostraların bulunduğu kesimlerde tabaka, foliasyon, lineasyon, kıvrım ekseni, kıvrım düzlemi ve fay gibi mezoskopik yapılar Silva tipi jeolog pusulası ile ölçülerek haritaya işlenmiştir. Sahadan toplanan örneklerin ve ölçüm yapılan mostraların konumları GPS yardımı ile saptanarak kaydedilmiştir.



**Şekil 3.1:** Harita çalışmalarından bir görünüm.

## 3.2 U-Pb YAŞLANDIRMA ÇALIŞMASI

Magmatik kökenli metamorfik kayalardan kristalleşme yaşı elde etmek ve meta-sedimenter kayaların provenansını belirlemek amacıyla zirkon U-Pb yaşlandırma metodu kullanılmıştır. Zirkon ayıklama işlemleri standart örnek hazırlama prosedürleri kullanılarak İstanbul Üniversitesi-Cerrahpaşa Mineral Ayırma Laboratuarında yapılmıştır. Örnekler ilk başta taş kesme makinası ile parçalara ayrılmış ve altere olmuş uçları törpülenmiştir. Parçalara ayrılmış örnekler çeneli kırıcıda öğütülmüştür. Öğütülen parçalar bir kaba aktarılarak kil boyu malzemeden arındırıncaya kadar yıkanıp 70ºC'de tüm gece kurumaya bırakılmıştır. Kurutulan örnekler kafes aralıkları 2mm, 1mm, 500µm, 250µm, 125µm ve 63µm olan eleklerle mekanik titreşim cihazı vasıtası ile elenmiştir. Her bir fraksiyon plastik torbalara aktarılmıştır. Boyutları 500µm'dan daha küçük olan fraksiyonlar Frantz manyetik seperatörde manyetik minerallerden arındırılmış ve ağır sıvıdan geçirilmiştir. Cımbızla ayıklanan zirkonlar Goethe Universitesi'nde (Frankfurt) epoksi tabletlerde kalıba alınıp parlatılmıştır (Şekil 3.2). Sonrasında katodoluminesans görüntüleri SEM Jeol JJM-6490 kullanılarak çekilmiştir. Katodoluminesans görüntüleri zirkonların dokularını belirlemek ve dolayısıyla magmatik ya da metamorfik kökenli olup olmadığını anlamak için kullanılmıştır.



**Şekil 3.2:** Zirkon kalıplarının görünümü.

Uranyum, Toryum ve Kurşun izotop analizleri Goethe Universitesinde LA-ICP-MS (laser Ablation Inductively Coupled Plasma-*Lazer Aşındırmalı Endüktif Olarak Eşleşmiş Plazma*) cihazı ile yapılmıştır **(Şekil 3.3)**. Lazer, 5.5 Hz'de 2 J $cm^{-2}$ akışta ateşlenmiştir. Bu düzenek, 26 µm spot boyutu ve 0.6 µm $s^{-1}$'lik penetrasyon derinliği üretmektedir. Ham verinin, yaygın Pb, lazer kaynaklı element fraksiyonlaşması, Pb/U'nun zamana bağlı element fraksiyonlaşmasından kaynaklı düzeltmesi MS-Excel programında (Gerdes ve Zeh, 2006,

2007) yapılmıştır. Lazer kaynaklı element fraksiyonlaşması referans zirkon GJ-1'e göre (0.0982±0.0003; ID-TIMS değeri) normalizasyon yapılarak düzeltilmiştir. Tüm hata payları 2 sigma değerinde verilmiştir.



**Şekil 3.3:** Goethe Universitesi Yerbilimleri Enstitüsün'deki LA-ICP-MS laboratuarının görünümü.

## 3.3 $^{40}Ar/^{39}Ar$ YAŞLANDIRMA ÇALIŞMASI

Örneklerin metamorfizma yaşının elde edildiği $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaşlandırma analizi Nevada İzotop ve Jeokronoloji Laboratuarında (Las Vegas) yaptırılmıştır. Örnekler Aluminyum folyo ile sarılmış ve iç yarıçapı 6 mm olan kapalı silika tüpüne sıkıştırılmıştır. Kalınlığı ortalama 2 mm olan her bir paket ve nötron akış monitörleri (FC-2, Fish Canyon Tuff Sanidine), tüpler boyunca her 5-10 mm'de bir yerleştirilmiştir. Sentetik K camı ve optik sınıf $CaF_2$, nötronların K ve Ca üzerine başlatacağı argon girişimini izlemek için ışıma paketlerine dahil edilmiştir. Dolu tüpler ışıma yapılmak üzere Al kutulara yerleştirilmiştir. Örnekler 1MW TR1 GA tip reaktörde 7 saat kor-içinde tutulmuştur. Örnekler Geological Survey TRIGA Reaktörde (Denver) ışımaya tabi tutulmuştur. K ve Ca üzerine karışan nötron reaksiyonlar için

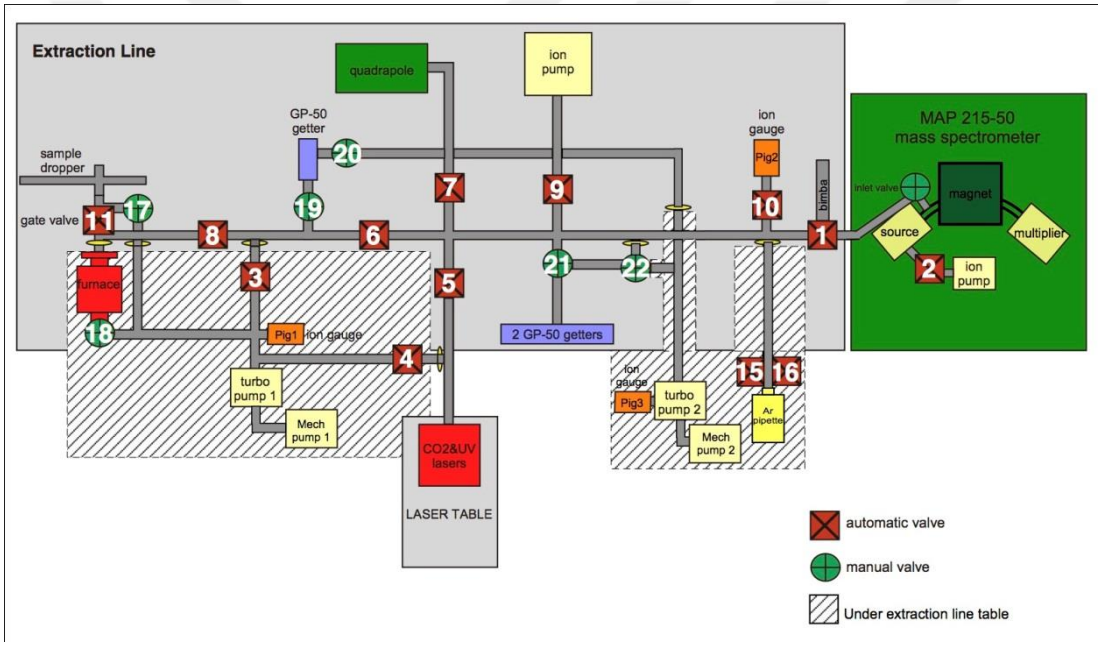
saptanmak zorunda olan düzeltme *faktörlerine*, K camı ve $CaF_2$ parçalarının tekraren analiz edilmesi ile karar verilir. Ölçülmüş $(^{40}Ar/^{39}Ar)_K$ değeri 4.32 (± 10.80%) x $10^{-2}$dir. Ca düzeltme faktörleri ise $(^{36}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 2.09 (± 0.85%) x $10^{-4}$ ve $(^{39}Ar/^{37}Ar)_{Ca}$ = 6.23 (± 0.51%) x $10^{-4}$ tür. J faktörleri, nötron akış monitörünün 6-10 ayrı kristalinin füzyonu ile saptanır. 100 mm uzunluğundaki ışıma tüpleri boyunca kaydedilen nötron akışı değişiminin %4'ten az olduğu belirlenmiştir. Her standart durumda, J değeri ve J değerindeki belirsizliği saptamak için 'matlab eğrisi' kullanılır. Her bir kristal pakedi içinde kaydedilen nötron akış değişimi oldukça önemsiz miktarlardadır.

Işımaya tabi tutulmuş FC-2 sanidin standardı ile $CaF_2$, K cam parçaları yüksek vakum çekme hattındaki (Şekil 3.4-3.5) bakır tabla içine yerleştirilmiş ve 20 W $CO_2$ lazer ile füzyona tabi tutulmuştur. Bu lazer füzyonu boyunca örneğin görüntülenmesi video kamera sistemi ile yapılmış ve motorlu örnek düzeneği ile konumlandırılmıştır. Kademeli ısıtma metodu ile analiz edilen örnekler için çift vakum resistanslı fırınlar kullanılmıştır. Reaktif gazlar MAP 215-50 kütle spektrometresine (Şekil 3.6) alınmadan önce, üç adet GP-50 SAES marka gaz alıcı ile çıkarılmıştır. Çekme hattının ve kütle spektrometresinin bağıl hacimleri, lazer füzyon analizi için gazın %80'inin, fırındaki ısıtma analizi için gazın %76'sının kütle spektrometresine girmesine olanak tanır.

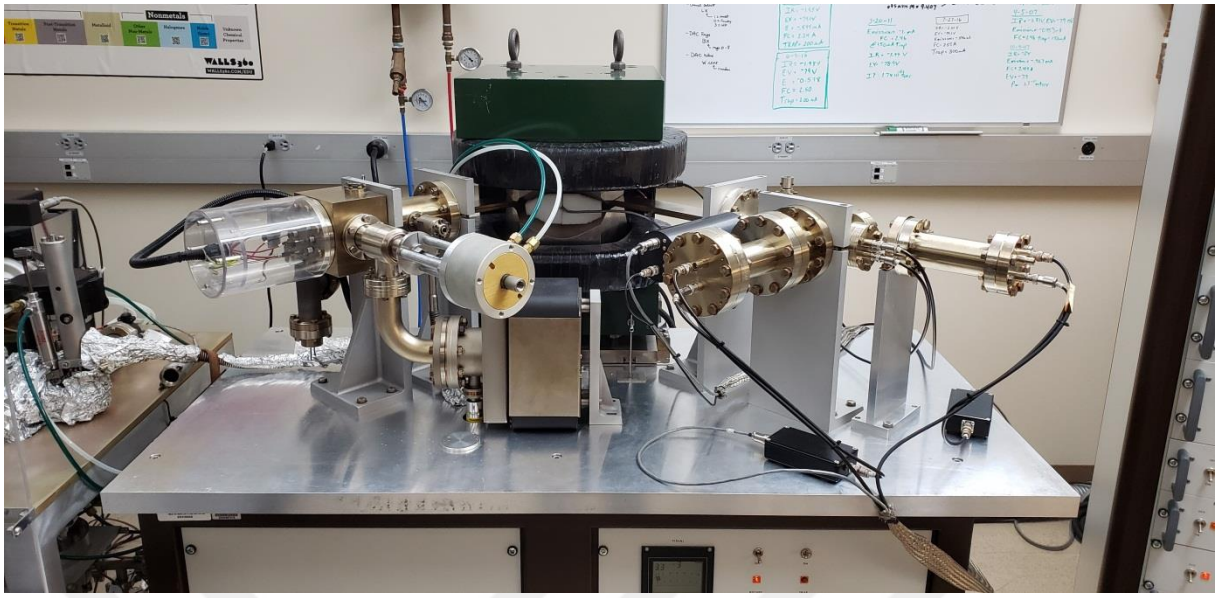
Pik yoğunluklar Balzers elektron çoğaltıcı kullanılarak ölçülmüştür. Gaz girişi esnasındaki ilksel pik yüksekliklerine lineer regresyon metodu ile karar verilmiştir. Kütle spektrometresinin hassasiyeti hat üzerindeki akıtma sistemindeki atmosferik argon parçalarının tekraren analiz edilmesi ile izlenmiştir. Ölçülmüş $^{40}Ar/^{36}Ar$ oranı 304.27±0.06'dır. Platolar için yapılan Wendt ve Carl (1991)'in MSWD kriterlerine dayalı izokronlar bitişik adımları ve salınan total gaz fraksiyonlarını içermelidir.



**Şekil 3.4:** Vakum çekme hattı.



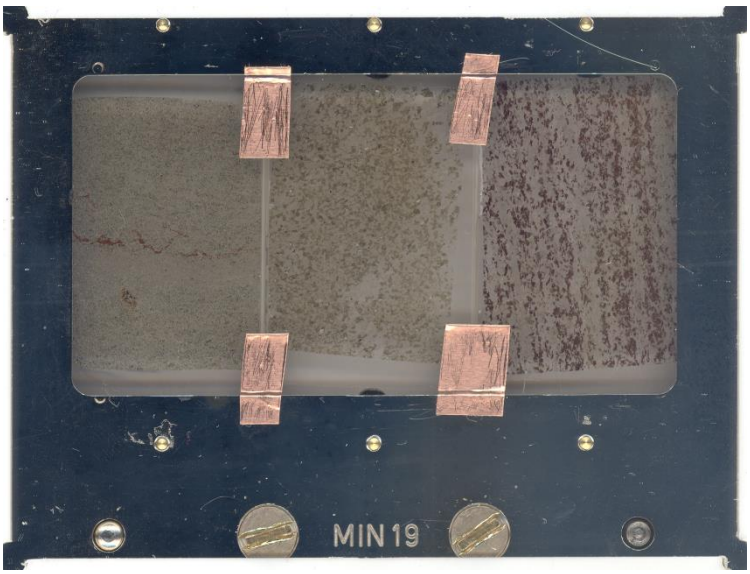

**Şekil 3.5:** Çekme hattının şeması.



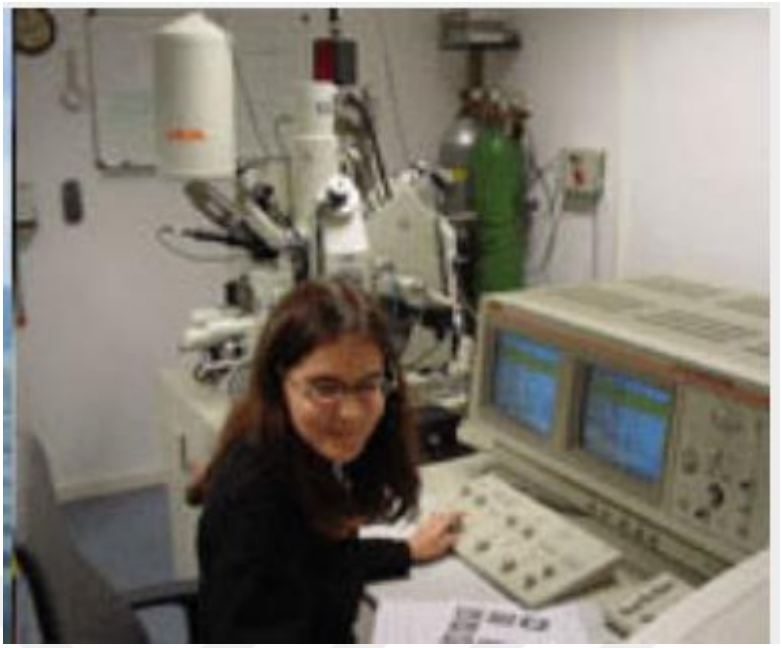
**Şekil 3.6:** MAP 215-50 kütle spektrometresi.

## 3.4 ELEKTRON MİKROPROP ANALİZLERİ

Parlatılmış ince kesitler üzerinden yapılan Elektron mikroprop analizleri, Goethe Universitesi EPMA laboratuarında JEOL JXA 8900RL elektronprop mikro analizör kullanarak gerçekleştirilmiştir. Analizler 15 Kv akselerasyon voltajı ve 20 Na ışın akımı kullanılarak yapılmıştır.




**Şekil 3.7:** Elektronprop analizlerinin yapıldığı parlatılmış ince kesitler.



**Şekil 3.8:** Goethe Universitesi Yerbilimleri Enstitüsün'deki JEOL JXA 8900RL elektronprop mikro analizör düzeneği.

## 3.5 JEOTERMOBAROMETRE

Metamorfik bir bölgenin tektonometamorfik evrimini anlamak için birimlerin P-T koşullarının bilinmesi oldukça önemlidir. Klasik pelitik indeks mineraller metamorfizma derecesinin kalitatif birer göstergesi olup, genellikle farklı metamorfik alanların kıyaslanmasında göreli bir metamorfizma derecesine işaret ederler (Winter, 2014). Örneğin, andalusit ve kordiyerit gibi belirli mineraller düşük basınca işaret ederken, jadeit ve glokofan yüksek basıncın göstergesidir.

Yüksek sıcaklık ve basınç koşullarındaki jeolojik sistemleri laboratuar ortamlarında modelleyen çalışmalar ortaya koyan *deneysel petroloji* dalı ise metamorfik koşulların belirlenmesinde daha sayısal bir yaklaşım sunmaktadır (Winter, 2014). Deneysel petroloji çalışmalarına dayanan yöntemlerden bir tanesi de, elementlerin denge halindeki mineral fazları arasındaki dağılımlarına dayanarak, bu mineral parajenezinin denge koşullarına ulaştığı sıcaklık ve basıncı hesaplamaktır. Metamorfik ya da magmatik kaya topluluklarındaki minerallerin katı ergiyik serisi bileşimleri, metamorfik ya da magmatik sürecin T ve P değişimi ile birlikte farklılık göstermektedir. Kayacın dengeye ulaştığı koşullar laboratuar ortamında yeniden yaratıldığında mineral fazları arasında dağılan bileşenlerin *'dağılım katsayısı'* bulunabilir ve bu katsayılar doğal jeolojik ortamdaki mineral toplulukları ile

bağdaştırılabilir (Winter, 2014). Bu deneysel teknik 'jeotermobarometre' olarak adlandırılmaktadır. Metamorfik ve magmatik kayalardaki tüm P-T-X spektrumunun laboratuar ortamında yeniden oluşturulması gerçekçi olmayan uzun bir zaman alacağından, jeolojik koşulların sadece bir kısmı laboratuar ortamına taşınmaktadır. Elementlerin iki ya da daha fazla mineral fazı arasındaki dağılımının, sıcaklık ve basınç hesaplamalarında nasıl kullanıldığını anlamak için $InK_{eq} = -\Delta G°/R.T$ formülüne bakmak gerekir (Best, 2003). Formülde farklı bileşimlere göre değişen $K_{eq}$'nin T'ye bağlı değişkenlik gösterdiği açıktır (Aynı zamanda P'ye bağlıdır, çünkü ΔG°, reaksiyonların spesifik bir P ve T değerindeki ΔG değerine karşılık gelmektedir). Δ*G: Gibbs serbest enerji değişimi, R: Gaz sabiti, T: Sıcaklık, P: Basınç.*

Bir kayacın metamorfik evrimi boyunca en az su içeriğine sahip olduğu P-T koşulları jeodinamik evrim açısından en kritik bilgileri vermektedir. Bu koşulları belirleyebilmek için **1.** Duraylı ya da yarı duraylı koşullardaki mineral dengelerini; **2**. Söz konusu örnekte birlikte bulunan mineral çiftlerinde bazı elementlerin dağılımını bilmemiz gerekir. Kayacın hangi P-T koşullarında metamorfizma geçirdiğini saptayabilmek amacıyla yapılan güvenilir analizler laboratuar deneylerine ve termodinamik hesaplamalara dayanmaktadır.

*Termobarometrenin dayandığı temel prensip dengede bulunan ve arasında tersinir iki reaksiyon yazabilmeye olanak sağlayacak mineral fazı topluluklarını saptayıp; bu iki reaksiyonun dengede bulunduğu koşulları belirleyebilmektir.* Uçucu fazlar içeren dehidrasyon reaksiyonları jeotermobarometre hesaplamalarında kullanılmaz. Ancak bu prensip termobarometre hesaplamaları için formüllerinde su içeren minerallerin kullanılmayacağı anlamını taşımamaktadır. Sulu mineraller katı fazlarındaki OH bileşenini muhafaza ettikleri sürece jeotermobarometre hesaplamalarında kullanılmaktadır. Jeotermobarometre hesaplamalarında metamorfizma sırasında kapalı bir sistem gereklikiği yoktur. Bununla birlikte toplam $H_2O$ miktarının bilinmesi gerekmez.

Jeotermobarometre hesaplamalarının temelinde bilinmesi gereken adımlar şunlardır:

Dengedeki mineral reaksiyonunu yazdıktan sonra denge sabiti bulunur. Denge sabiti, mineral fazları arasında değişim yapan belirli elementlerin, minerallerdeki molar fraksiyonları belirlenerek bulunabilir. Örneğin, granat ve biyotit uç üyeleri arasında geçen bir reaksiyonda, Fe ve Mg'nin, uç üyeler arasında dağılım yaptığı bilinmektedir. Buna göre, bu reaksiyondaki denge sabiti:

$K_{eq}$: $X_{Fe}^{Bt} . X^{Grt}_{Mg} / X_{Mg}^{Bt} . X^{Grt}_{Fe}$ olarak ifade edilir.

Örneğin, burada $X_{Fe}^{Bt}$ sembolü ile belirtilen Fe elementinin biyotitteki mol fraksiyonudur. Elementlerin minerallerdeki mol fraksiyonları ya da molar oranları mikroprop analiz sonuçlarından hesaplanabilir.

Denge sabiti ve aktiviteler (a) arasındaki ilişki temsili 2X+3Y=Z+4K gibi bir reaksiyon için;

$K= a_Z . a^4_K / a^2_X . a^3_Y$ olarak yazılabilir.

İkinci adım olarak ise P ve T'yi belirlemek için şu denklem kullanılır:

$\text{Log } K_{eq}= -\Delta G°r/R.T$

$-\Delta G°$= *Belirli bir P ve T'de Gibbs Serbest Enerji Değişimi*

Buradaki asıl problem bu denklemi doğrulayacak bir $-\Delta G°r$ değeri için P-T değerlerini bulmaktır. Yani, $-\Delta G°r/R.T$'yi hesaplamamıza yarayacak bir eşitliğe ihtiyaç vardır. Bu eşitliğin en yaygın formu;

$\text{Log } K_{eq}=-(A/T)+B+(C/T)*P$ olarak gösterilir.

Termodinamik datalara bağlı olan yukardaki eşitlikte, A, B ve C belirli bir termometre ya da barometreye özgü katsayılardır. Bu katsayılar deneysel olarak bulunmuş ya da termodinamik datalardan hesaplanmış değerlerdir. Bu eşitlik P-T diagramında doğrusal bir çizgiye karşılık gelmektedir. Bu doğrunun eğimi=B/C'ye karşılık gelmekte olup, B/C aynı zamanda dengedeki sistemin $\frac{\Delta Sr}{\Delta Vr} değerine$ karşılık gelmektedir. ($\Delta$S: Entropi değişimi, $\Delta$V: Hacim değişimi)

Çeşitli araştırmacıların yukarıda anlatılan prensipler ışığında saptadıkları jeotermobarometre formülasyonları kullanılarak farklı tektonik dilimlerdeki birimlerin metamorfizmaya uğradıkları sıcaklık ve basınç koşulları belirlenmiştir. Bununla birlikte, Orta Sakarya Gnays Dilimi içindeki bantlı hornfels ve milonitik kontak şist birimleri için theriak domino programı kullanılarak pseudosection alanları çizdirilmiştir.

# 4. BULGULAR

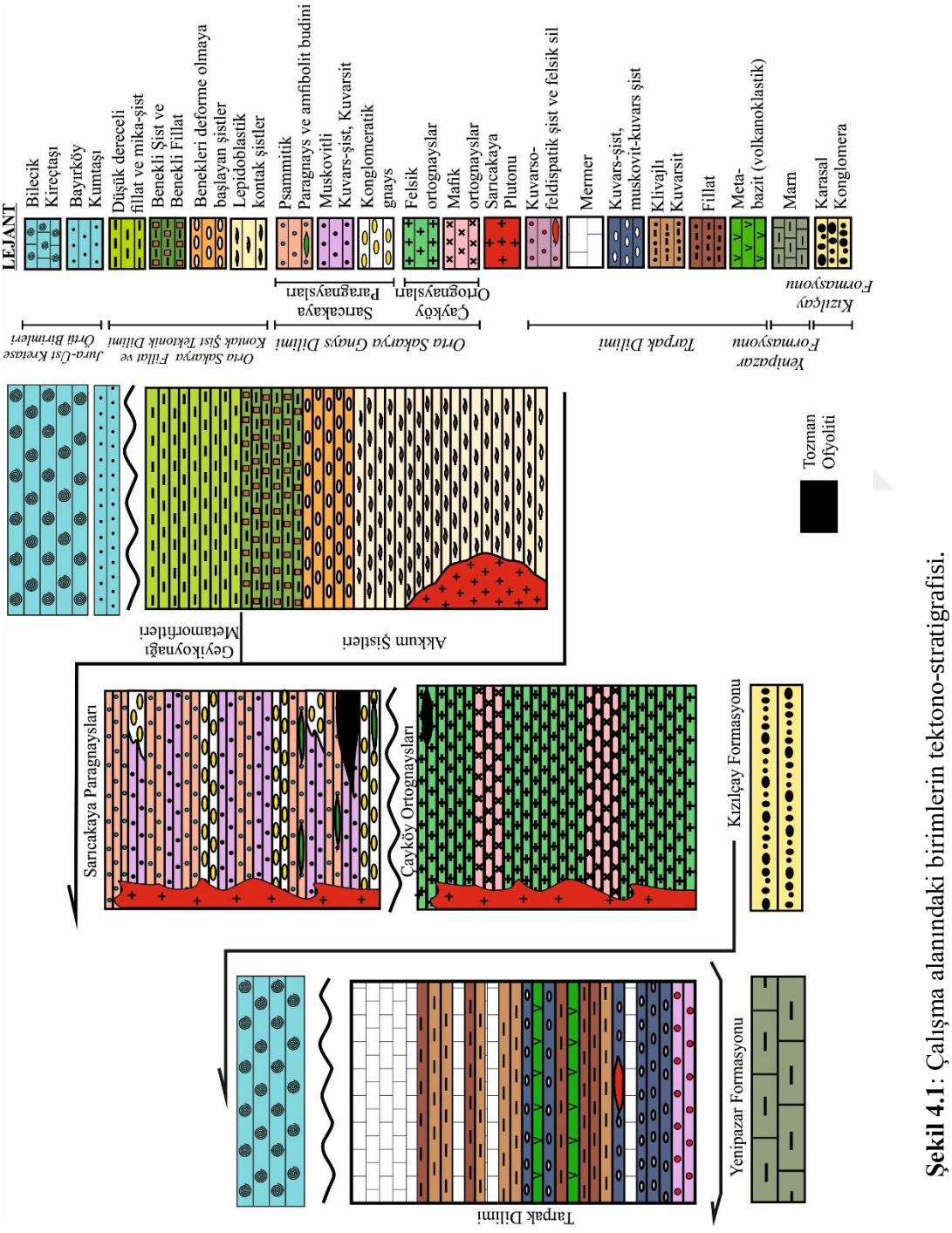
## 4.1 TEKTONOSTRATİGRAFİ

1/25 000 ölçekli yapılan haritalama çalışmaları, çalışma alanındaki metamorfik birimlerin güneye verjanslı fay zonları ile ayrılmış üç farklı tektonik dilimden oluştuğunu göstermektedir. Bu tektonik dilimler tabandan tavana doğru *Tarpak Dilimi, Orta Sakarya Gnays Dilimi* ve *Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi* olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanının tektonostratigrafik kolon kesitleri Şekil 4.1'de gösterilmektedir. Tarpak Dilimi yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramış meta-kırıntılı, meta-karbonat ve meta-volkanoklastik birimlerden oluşmaktadır. İstifin taban kesimlerindeki meta-sedimenter birimler meta-dioritik sil ve dayklar tarafından kesilmektedir. Tarpak Dilimi oldukça kısıtlı bir alanda yüzeyleyen Yenipazar Formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir. Tarpak Dilimi'nin üzerine ise tektonik olarak Orta Sakarya Gnays Dilimi gelmektedir.

Çalışma alanının doğusunda Tarpak Dilimi'nin kamalanarak son bulduğu kesimlerde, Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Paleosen-Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu üzerine itilmiş olduğu gözlenir. Kızılçay Formasyonu, kızıl çamur matriks ile tutturulmuş, kötü boylanmış, karasal konglomeralar ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Orta Sakarya Gnays Dilimi, tabanda Çayköy Ortognaysları ve bunları metamorfizma öncesinde uyumsuz olarak üzerleyen Sarıcakaya Paragnaysları'ndan oluşmaktadır. Çayköy Ortognaysları amfibolit fasiyesinde bölgesel metamorfizma geçirmiş siyenitik ve granitik ortognayslar ile bunlar arasındaki bantlı amfibolit sillerinden oluşmaktadır. En tabanda foliasyon kazanmış meta-konglomera düzeyleri ile başlayan Sarıcakaya Paragnaysları ise kuvarsit, kuvars-şist, muskovit-kuvars şist ve iki mikalı psammitik/konglomeratik gnaysların ardalanmasından oluşmaktadır. Paragnays istifinin içinde yer yer amfibolit budinleri gözlenir. Orta Sakarya Gnays Dilimi Sarıcakaya Plutonu tarafından kesilmektedir.

Sarıcakaya Paragnaysları'nın üzerine tektonik bir hat boyunca meta-pelitik/psammitik kayalardan oluşan bir istif gelmektedir. Tektonostratigrafinin yapısal olarak en üstünde yer alan bu meta-kırıntılı kayalar bu çalışmada *'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'* olarak adlandırılmış ve litostratigrafik olarak iki farklı birime ayrılmıştır. İstif içinde yanal olarak

uzun mesafeler izlenebilen hornfels ve kontak metamorfik şistler '*Akkum Şistleri'* olarak adlandırılmaktadır. Meta-kırıntılı şist istifinin kontak metamorfizmadan etkilenmemiş kısmı olan fillat, muskovit şist ve muskovit-biyotit şist topluluğu ise *'Geyikoynağı Metamorfikleri'* olarak adlandırılmıştır. *'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'* Sarıcakaya Plutonu tarafından kesilmektedir. Çalışma alanının en kuzeydoğusunda kontak metamorfik şistler Bayırköy Kumtaşları ve Bilecik Kireçtaşları tarafından örtülürken, kuzeybatıda yüzeyleyen fillatların üzerine Bilecik Kireçtaşları gelmektedir.




**Şekil 4.1**: Çalışma alanındaki birimlerin tektono-stratigrafisi.

### 4.1.1 Otokton Birimler

#### 4.1.1.1 Yenipazar Formasyonu

**Tanım ve Ad**

Yenipazar ilçesi (Bilecik) dolaylarında yüzeyleyen ve volkanik ara katkılar içeren kumtaşı-şeyl istifi Saner (1980) tarafından Yenipazar Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Göncüoğlu ve diğ. (1996) Yenipazar Formasyonu içindeki kırmızı renkli mikritik kireçtaşlarını Değirmenözü Üyesi, şeyl-marn-kiltaşı ardalanmasını Karaardıç Üyesi, kumtaşlarından oluşan kısmı Taraklı Üyesi, aglomera ve tüfitlerden oluşan birimleri Piroklastik Lav Üyesi, çakıltaşlarının baskın olduğu birimleri ise Eymür Üyesi adı altında incelemektedir.

**Kalınlık ve Yayılım**

Çalışma alanında oldukça sınırlı yüzeyleklere sahip olan Yenipazar Formasyonu Uzunsınır Sırtı güneyinde yaklaşık 1 $km^2$'lik bir alanda yayılım gösterir.

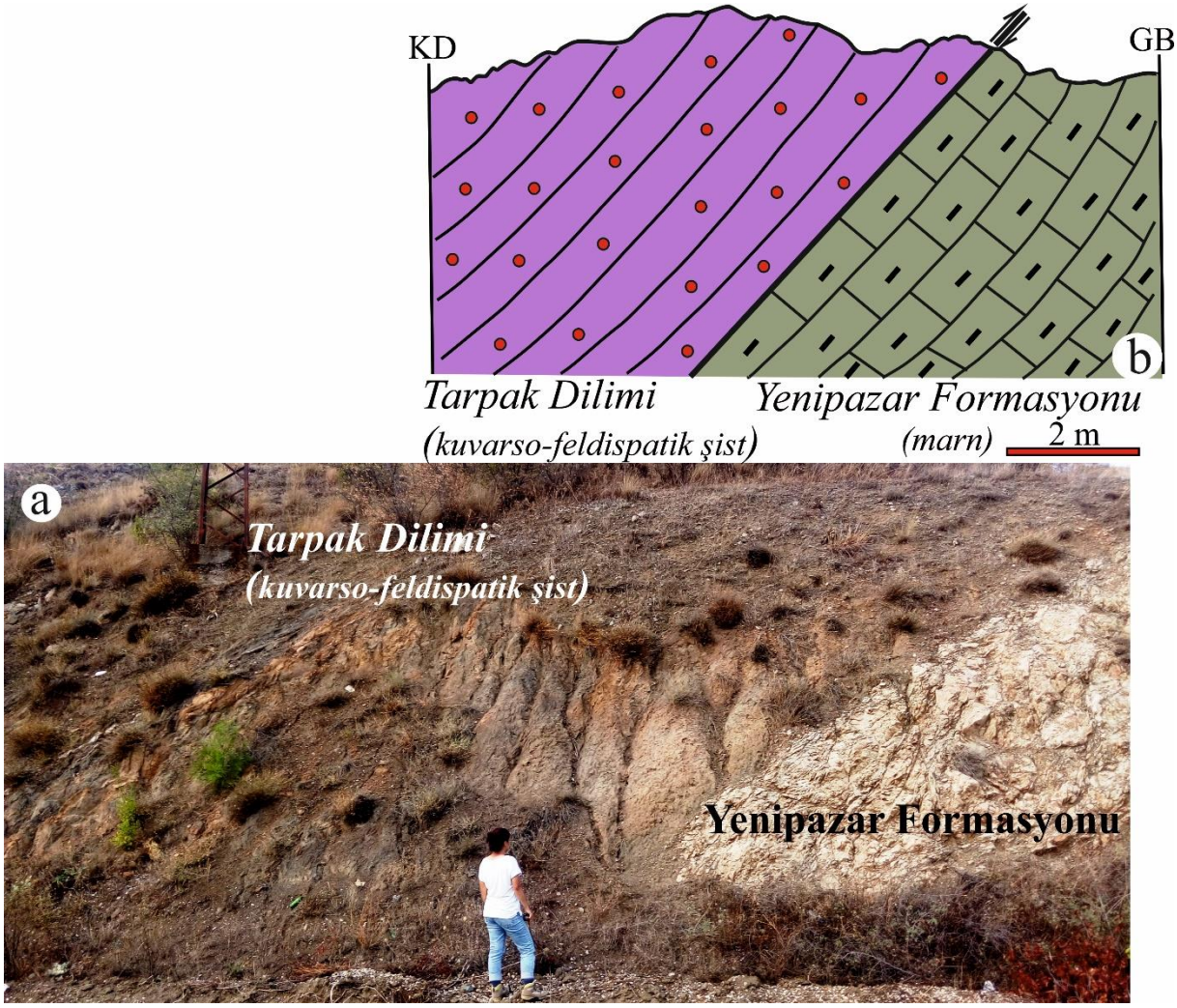
**Dokanak İlişkileri**

*Alt Dokanak:* Çalışma alanında Yenipazar Formasyonu'nun alt dokanağı gözlenmemektedir. Çalışma alanı dışında ise Apsiyen-Alt Mastrihtiyen yaşlı Hamamboğazı Formasyonu'nun üzerine tedrici dokanak ile geldiği bilinmektedir (Göncüoğlu ve diğ., 1996).

*Üst Dokanak*: Çalışma alanında, meta-sedimenter ve meta-volkanojenik kayalardan oluşan Tarpak Dilimi Yenipazar Formasyonu'nun üzerine tektonik olarak itilmiştir (Şekil 4.2).

**Tip Kesit-Yer**

Çalışma alanında Yenipazar Formasyonu'nun tip kesidi Uzunsınır sırtı güneyindeki yol yarmasıdır.




**Şekil 4.2: a)**Yenipazar Formasyonu ve Tarpak Dilimi'nin tektonik sınırının saha görüntüsü. **b)** Dokanağın şematik kesidi (bakış yönü DKD, GPS: 86328,34868).

**Kaya Türü Özellikleri**

Çalışma alanında Yenipazar Formasyonu'na ait killi kireçtaşı, marn ve kumtaşı litolojileri yüzlek vermektedir. Birim çoğunlukla sarımsı bej renkli olup orta-kalın katmanlıdır. Bununla birlikte tabaka altlarında yer yer oluk ve kaval izleri görülmektedir. Tarpak Dilimi ile olan tektonik dokanak yakınlarında birimin tabakalanmasında oldukça yoğun parçalanmalar ve tabaka altı yapılarda terslenmeler gözlenmektedir.

**Yaş**

Göncüoğlu ve diğ. (1996), formasyonun Yenipazar dolaylarında yayılım sunan mostralarında saptadıkları *Globotruncana stuarti, Globotruncana linneiane* ve *Globotruncana sp.* fosillerine dayanarak bu stratigrafik seviyeler için Kampaniyen-Alt Mastrihtiyen yaşını öngörmüştür.

Bununla birlikte formasyonun farklı seviyelerinden alınan planktonik foraminifer, *Heterochelicide* ve radyolarya fosil topluluğundan Üst Santoniyen-Üst Mastrihtiyen çökelim yaşı elde edilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 1996).

### 4.1.1.2 Kızılçay Formasyonu

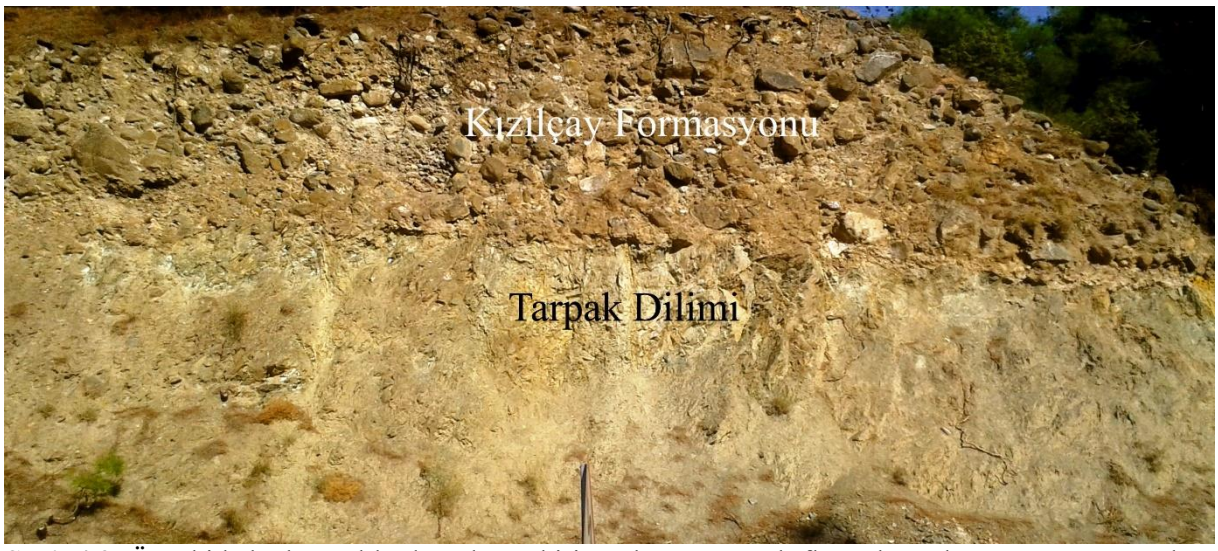
**Tanım ve Ad**

Gölpazarı kuzeydoğusundaki Kızılçay vadisi dolaylarında yüzlek veren kırmızı renkli karasal sedimenter kayalar Eroskay (1965) tarafından Kızılçay Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Altınlı (1975) ve Saner (1980) ise birimi Kızılçay Grubu adı altında incelemiştir. Göncüoğlu ve diğ. (1996) Kızılçay Grubu'nun karasal kökenli çamurtaşı, kumtaşı ve çakıltaşından oluşan kısmını Hatıl Formasyonu, volkanik kayalar ile birlikte bulunan karasal çökelleri ise Demirköy Formasyonu olarak adlandırmaktadır.

**Kalınlık ve Yayılım**

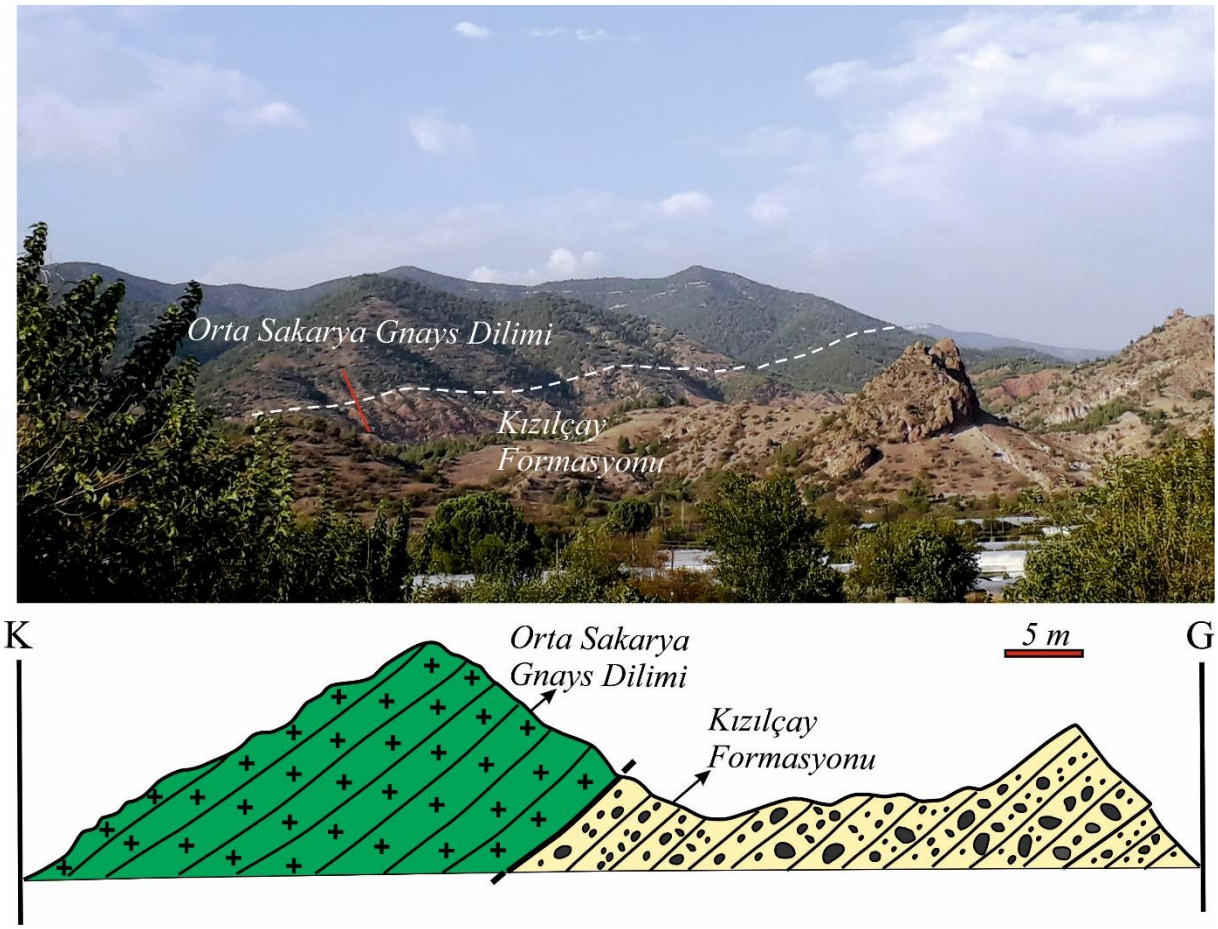
**Dokanak İlişkileri**

*Alt Dokanak*: Çalışma alanı dahilinde Kızılçay Formasyonu'nun alt dokanağı gözlenememiştir. Ancak çalışma alanının doğusunda kalan kesimlerde Kızılçay Formasyonu Tarpak Dilimi'ne ait metamorfik kayalar üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.3).




**Şekil 4.3**: Üstteki kaba kırıntılılardan oluşan birim Alt Eosen yaşlı flüvyal Kızılçay Formasyonu olup, birim bir aşınma yüzeyi boyunca metamorfik Tarpak Dilimi üzerine uyumsuz olarak gelir (Fotoğraf çalışma alanı dışındaki bir mostraya aittir).

*Üst Dokanak:* Çalışma alanında Kızılçay Formasyonu üzerine tektonik olarak Orta Sakarya Gnays dilimi gelmektedir (Şekil 4.4). İki birimi ayıran, 3 km uzunluğundaki tektonik hat yaklaşık 40 derece kuzeye eğimlidir.




**Şekil 4.4:** Orta Sakarya Gnays Dilimi ile Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu arasındaki dokanağın (kesikli beyaz çizgi) genel saha görüntüsü ve dokanak ilişkisini gösteren şematik enine kesit. Enine kesit güzergahı üstteki fotoğrafta kırmızı çizgi ile gösterilmiştir (bakış yönü KD, GPS: 90893, 33697).

### Kaya Türü Özellikleri

Çalışma alanında Kızılçay Formasyonu'na ait en yaygın görülen birimler kırmızı renkli kumtaşı ve konglomeralardır (Şekil 4.4). Kumtaşı ve konglomera tabakaları arasında yer yer ince çamurtaşı katmanları bulunur. Kumtaşı ve konglomera ardalanmaları genellikle orta-kalın katmanlı, kötü boylanmalı olarak gözlenmektedir.

### Yaş

Formasyona ait kırmızı çamurtaşları arasındaki kireçtaşları düzeylerinden saptanan *Alveolina sp., Anomalina sp., Astrogina sp., Nummulites sp., Fabianina cassis, Textularidae, Milliodae ve Bryozoa* fosillerine dayanarak bu düzeylere Lütesiyen yaşı verilmiştir (Göncüoğlu ve diğ.,

1996). Ostrakod seviyelerine dayalı olarak birimin alt seviyelerine İpresiyen yaşı verilmiştir (Mueller ve diğ., 2022).

### 4.1.2 Allokton Birimler

#### 4.1.2.1 Tarpak Dilimi

**Tanım ve Ad**

Sakarya Nehri'nin güneyinde yayılım gösteren yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş meta-volkanojenik/meta-sedimenter şist ve mermerden oluşan kaya toplukları Duru ve diğ. (2002) ile Gedik ve Aksay (2002) tarafından Permo-Triyas yaşlı Karakaya Grubu'na dahil edilmiş olup *Gökçekaya Metamorfikleri* olarak adlandırılmıştır. Bununla birlikte Duru ve diğ. (2002) istif içinde iki farklı seviyede yoğunlaşan mermer birimlerini Eğriköy Mermer Üyesi ve İnhisar Mermer Üyesi olarak adlandırmıştır. Çalışma alanı dışında Nallıhan'a (Ankara) kadar devam eden bu kaya topluluğu Göncüoğlu ve diğ. (1996) tarafından Tepeköy Metamorfikleri (Permiyen öncesi) olarak adlandırılmaktadır. Kandemir ve Kanar (2018), çalışma alanının güneyine doğru devam eden (yaklaşık Bozöyük ilçesi dolaylarına kadar) bu metamorfik birimdeki kıtasal kökenli yeşilşist fasiyesi meta-kırıntılılılarını Torasan Formasyonu, meta-volkanik/volkanoklastik kayaları ise Sazak Formasyonu olarak adlandırmıştır. Doktora tez çalışmasında, kuvars-şist, kuvars-muskovit şist, granit çakılları içeren kuvarsofeldispatik şist, fillat, mermer ve meta-volkanojenik kayaların ardalanmasından oluşan ve taban kesimlerinde meta-dioritik sil/dayklar tarafından kesilen kaya topluluğu *Tarpak Dilimi* olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada, söz konusu tektonik dilimden ilk kez elde edilen jeokimya ve jeokronoloji verileri kullanılmıştır. Bu veriler ışığında, önceki çalışmalarda Tepeköy ve Gökçekaya Metamorfikleri için önerilen yaş, jenez ve tektonik ortam benimsenmediği için, farklı bir adlama uygun görülmüştür.

**Kalınlık ve Yayılım**

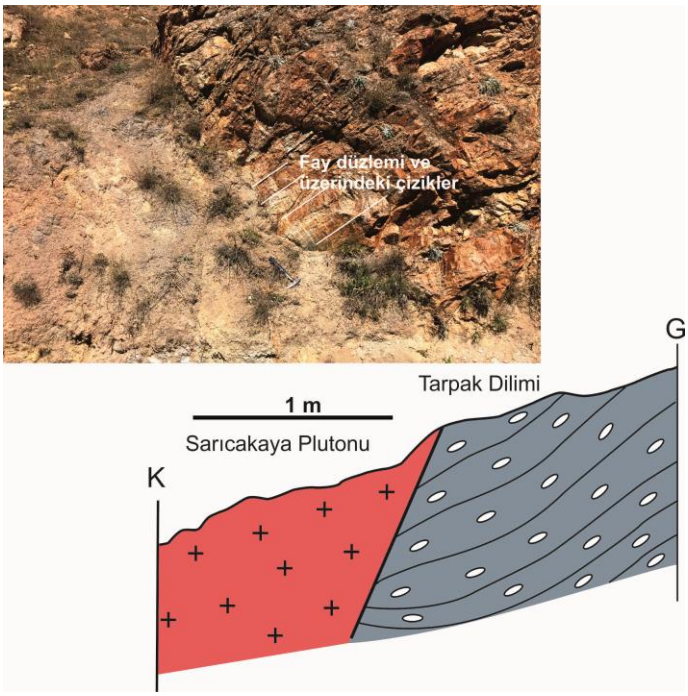
Tarpak Dilimi oldukça kıvrımlı bir yapıda olup büyük bir kısmı Sakarya Nehri'nin güneyinde yayılım göstermektedir. Nehrin kuzeyindeki sınırlı yüzeylemeleri ise Porsin Tepe ve Hisarcık Tepe'nin kuzey kesimlerinde gözlenebilir (Şekil 2.6). Yayılım gösterdiği en geniş alanlarına batıda Çal Tepe ile Çobanyatağı Tepe güneyinde ulaşan birimin Tarpak Köyü'nün doğu ve kuzeydoğu kesimlerinde (Sakarya Nehri kuzeyi) kamalanarak son bulduğu gözlenmektedir.

**Dokanak İlişkileri**

*Alt Dokanak:* Çalışma alanında Tarpak Dilimi'nin alt dokanağı Karaoğlan köyünü Mihalgazi ilçesine bağlayan ana yol yarmasında gözükmektedir. Bu lokalitede Tarpak Dilimi'ne ait kuvarso-feldispatik şistler Üst Santoniyen-Üst Mastrihtiyen yaşlı Yenipazar Formasyonu'nun marn birimi üzerine tektonik olarak itilmiştir (Şekil 4.2 a-b). Dokanağa yakın kesimlerde Yenipazar Formasyonu'na ait sedimenter kayalardaki alet ve kaval izleri gibi tabaka altı yapıları tektonizmanın etkisiyle tabakaların üzerinde gözlenmeye başlamıştır. Dolayısıyla bu kesimlerde Yenipazar Formasyonu'nun devrik istif yapısında olduğu söylenebilir. Tarpak Dilimi'nin devamı çalışma alanının dışında Üst Kretase yaşlı Dağküplü Melanjı üzerine itilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 2000; Gedik ve Aksay, 2002).

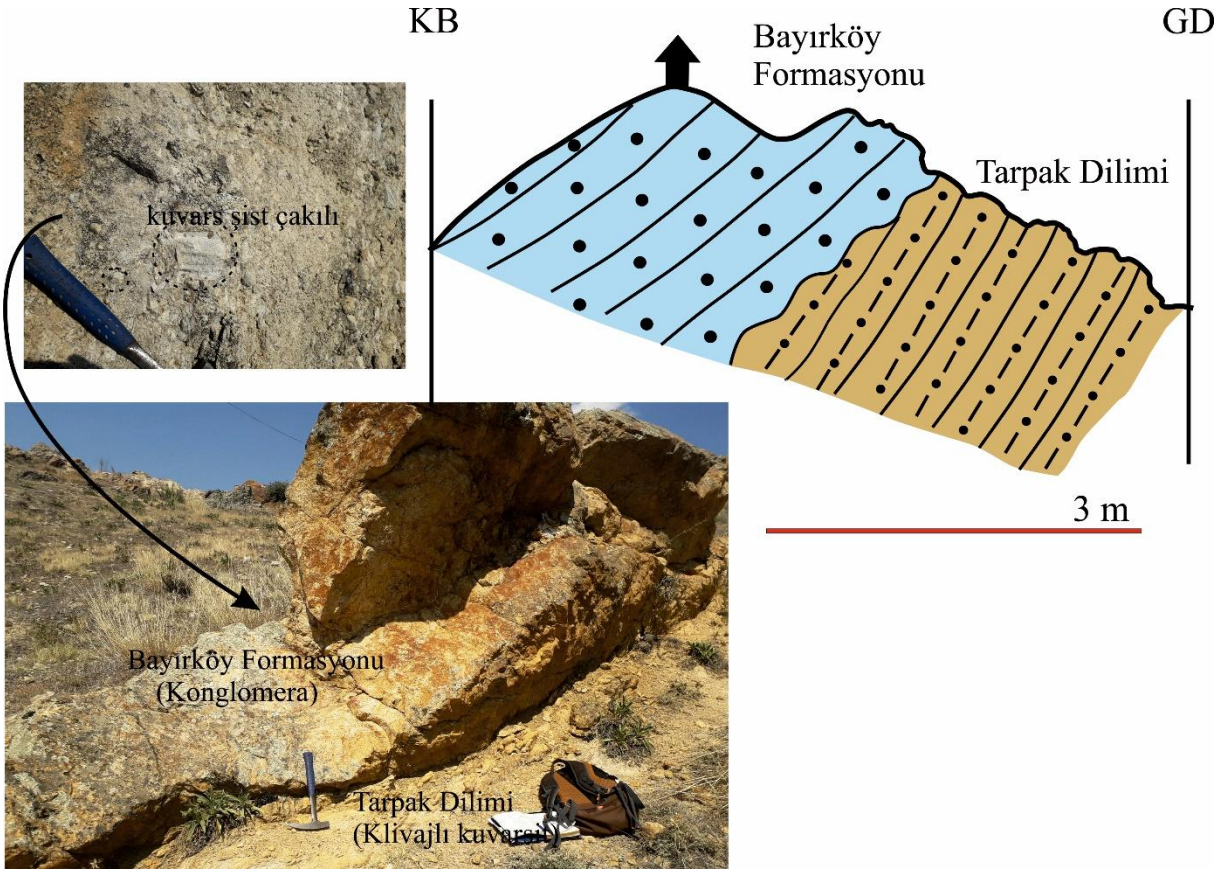
*Üst Dokanak:* Tarpak Dilimi'nin üzerine stratigrafik ve tektonik dokanakla farklı birimler gelmektedir.

Tarpak Dilimi içinde ince tektonik kütleler şeklinde bulunan kuvars dioritler gözlenmiştir (Tarpak köyü dolaylarında, Şekil 4.5). Bu kuvars diorit kütlelerinin mineralojik, petrografik ve dokusal özellikleri Sarıcakaya Plutonu ile aynıdır. Bu pluton dilimleri, güney sınırları boyunca eğim atımlı fay düzlemleri ile Tarpak Dilimi'ne ait kuvars-şistlerin üzerine gelmektedir (Şekil 4.5). Tarpak Dilimi'nin Sarıcakaya Plutonu'nun ana kütlesi ile olan dokanağı Sakarya Nehri vadisi tarafından aşındırılmıştır.

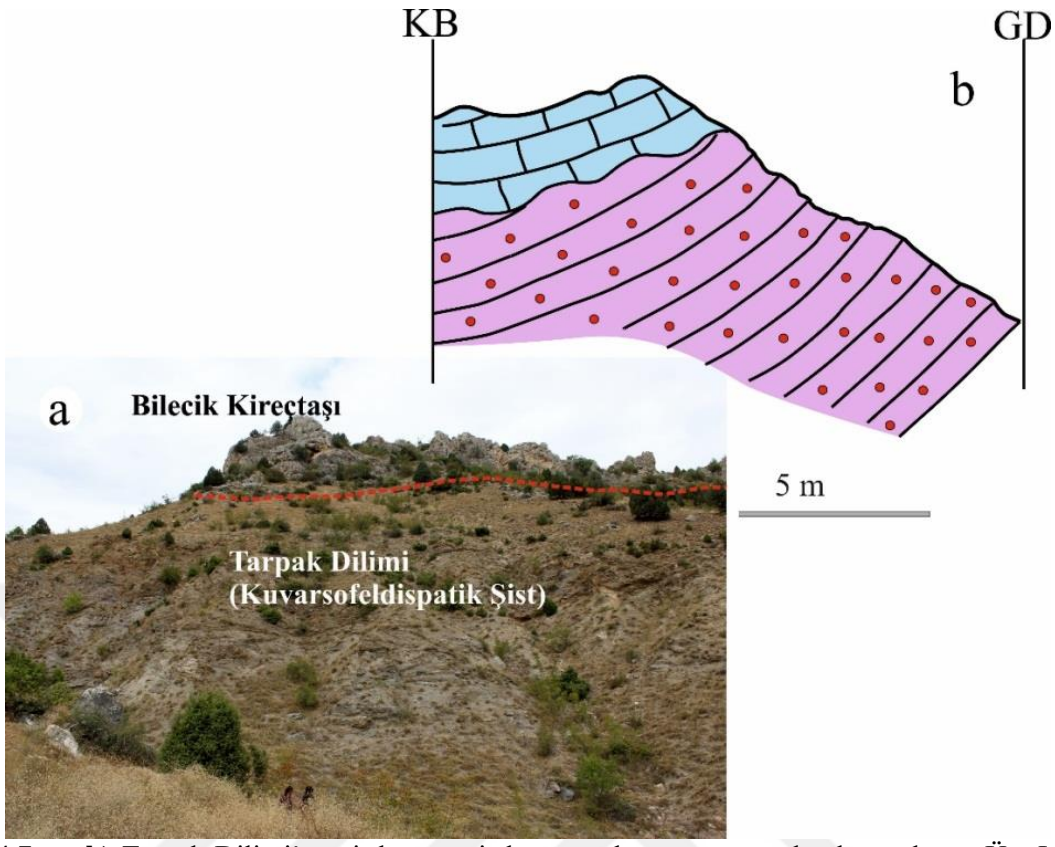



**Şekil 4.5:** Tarpak köyü dolaylarında, Tarpak Dilimi ve Sarıcakaya Plutonu arasındaki faylı ilişkiyi gösteren saha görüntüsü ve şematik enine kesiti (bakış yönü DGD, GPS: 81665, 34697).

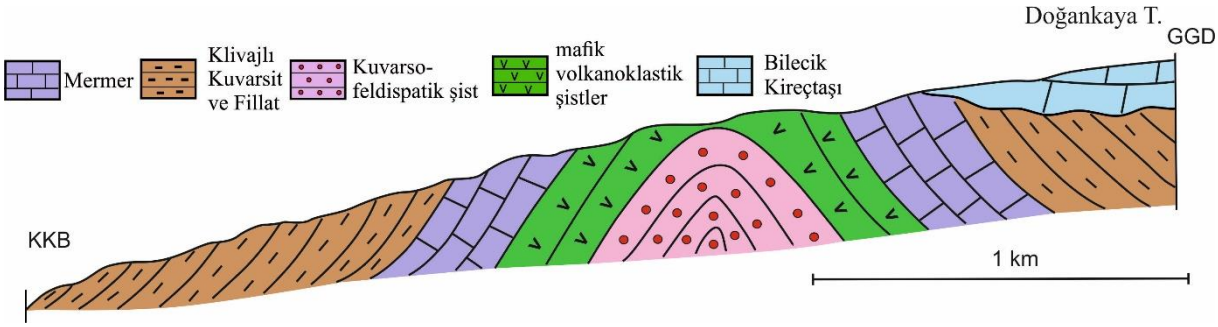
Bayırköy Formasyonu'na ait konglomera ve kuvarsarenitlerin Tarpak Dilimi içindeki klivajlı kuvarsitler üzerine uyumsuz olarak geldiği gözlenir (Şekil 4.6). Köyün yaklaşık 250 m kuzeyinde, Bayırköy Formasyonu, Tarpak Dilimi metamorfiklerinin (özellikle bol miktarda klivajlı kuvarsit) parçalarını içeren konglomeratik düzeylerce baskın hale gelmektedir. Doğankaya Tepe, İnkaya Tepe, Çalı Tepe ve Bozkaya Tepe dolaylarında ise Bilecik Kireçtaşı Tarpak Dilimi'ni uyumsuz olarak örtmektedir (Şekil 4.7 ve 4.8).




**Şekil 4.6**: Tarpak Dilimi'ne ait kuvars-şistler ile uyumsuz olarak üzerleyen Alt Jura yaşlı Bayırköy Formasyonu. Bayırköy Formasyonu bu alanda yaklaşık 1.5 m kalınlıkta bir çakıltaşı tabakası ile başlar, üste doğru tane boyu incelerek kumtaşları ve çamurtaşlarına geçer.

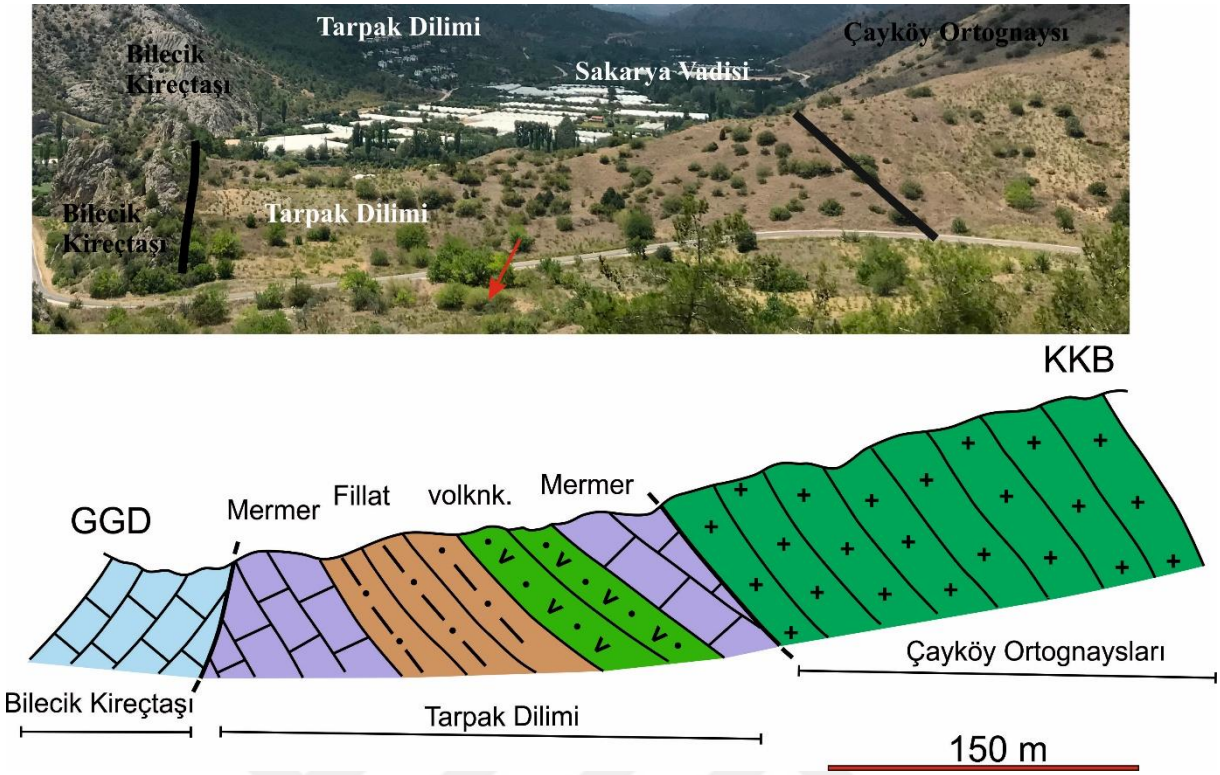



**Şekil 4.7: a-b)** Tarpak Dilimi'ne ait kuvars şistler ve onları uyumsuz olarak üzerleyen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı'nın genel görüntüsü ve dokanak ilişkisini gösteren şematik enine kesit (İnkaya Tepe dolayları).




**Şekil 4.8**: Tarpak Dilimi'ne ait kıvrımlanmış kayalar ve üzerine uyumsuz olarak gelen Bilecik Kireçtaşı'nın şematik enine kesidi.

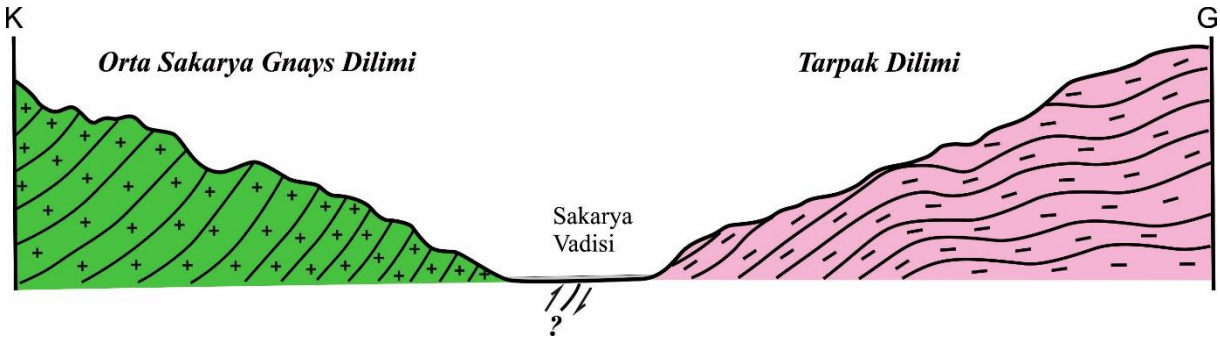
Batıda Porsin Tepe ve daha doğuda Dikilitaş Sırtı'nın güney kesimlerinde Tarpak Dilimi'nin üzerine tektonik olarak Çayköy Ortognaysları'nın geldiği gözlenmektedir (Şekil 4.9). Tarpak Dilimi ve Çayköy Ortognaysları arasındaki bu tektonik zon çalışma alanının daha batısına doğru Sakarya Vadisi tarafından aşındırılmıştır. Bu kesimlerde Tarpak Dilimi ve Çayköy Ortognaysları'nın yapısal özellikleri de dikkate alındığında, bu iki tektonik birim olasılıkla kuzeye eğimli bir fay düzlemi boyunca ayrılmaktadır (Şekil 4.10 ve 4.11).




**Şekil 4.9: a)** Tarpak Dilimi ve üzerine tektonik olarak itilmiş Çayköy Ortognaysları.




**Şekil 4.10:** Tarpak Dilimi ve yapısal olarak altındaki Çayköy Ortognayslarının tektonik sınırı boyunca Sakarya Nehri vadisi uzanmaktadır (bakış yönü KD).



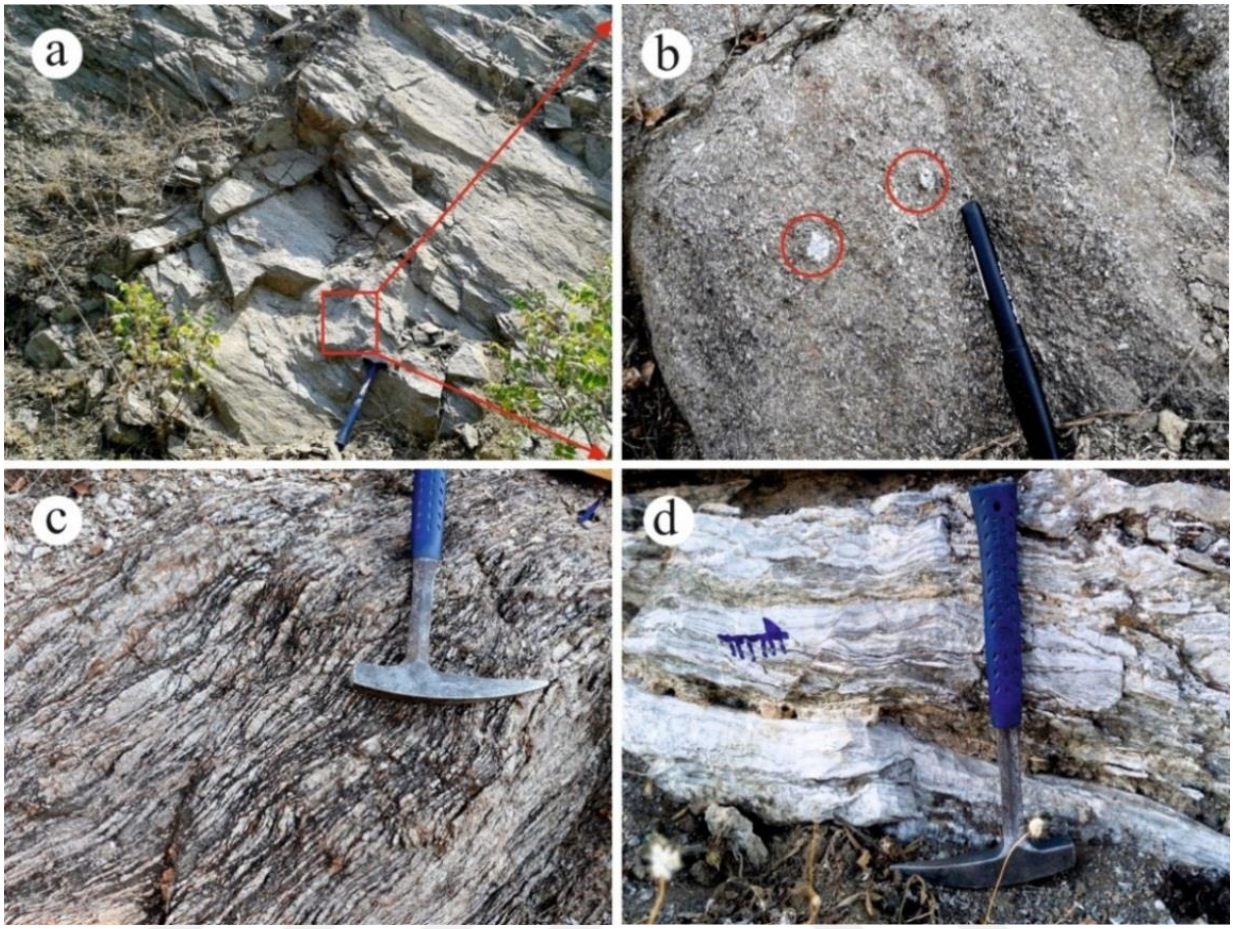

**Şekil 4.11:** Sakarya Nehri'nin güneyinde bulunan Tarpak Dilimi ile kuzeyindeki Çayköy Ortognaysları'nın ilişkisini gösteren şematik enine kesit.

### Tip Kesit-Yer

Tarpak Dilimi'nin tip lokalitesi İnhisar ilçesini Tarpak köyüne bağlayan ana yol boyudur. Bu tektonik birlik için granit çakılları içeren kuvarsofeldispatik şistler ilk kez tanımlanmış olup, bu litolojinin tip yeri Kara Tepe kuzeyindeki ana yol yarması ve Tarpak köyünün kuzey kesimleridir. İri kristalli kuvars şist ve kuvars-muskovit şistlerin tip yerleri de benzer şekilde Tarpak köyü ve kuzeyidir. Tarpak köyünün güneydoğu kesimleri ve Çobanyatağı Tepe'nin kuzeyi klivajlı kuvarsit, fillat gibi istifin daha ince taneli fasiyesi için tip yerlerdir.

### Kaya Türü Özellikleri

Tarpak Dilimi'nin litostratigrafisi istifin en altında, birbirleri ile geçişli olarak bulunan iri taneli biyotitli kuvarso-feldispatik şist (Şekil 4.12. a-b), kuvars şist (Şekil 4.12 c.), muskovitli kuvars-şist, muskovit-biyotit-kuvars şist, gri mermer (Şekil 4.12 d) ve daha az miktardaki fillatlarla başlamaktadır. Gri-boz rengin hakim olduğu biyotitli kuvarsofeldispatik şistler içinde granit çakıllarına rastlanılmaktadır (Şekil 4.12 b). Taban seviyelerindeki bu metamorfik birimlerin önemli bir kısmı istifin üst kesimlerine kıyasla daha kaba tanelidir. Meta-kırıntılı düzeyler ile ardalanan mafik meta-volkanoklastik birimler istifin alt kesimlerinde daha sık gözlenmektedir (Şekil 4.13 a-b-c-d). Şekil 4.14 a-b-c-d-e'de tabandan tavana doğru, fillat, mafik meta-volkanoklastik şist ve kuvarsit litolojilerinin ardalanması gösterilmektedir. Yeşil renkli meta-volkanoklastik birimler arasında yer yer karbonatlı seviyeler gözlenmektedir (Şekil 4.15). Şekil 4.16'da istifin taban seviyelerine ait dikme kesit gösterilmektedir.

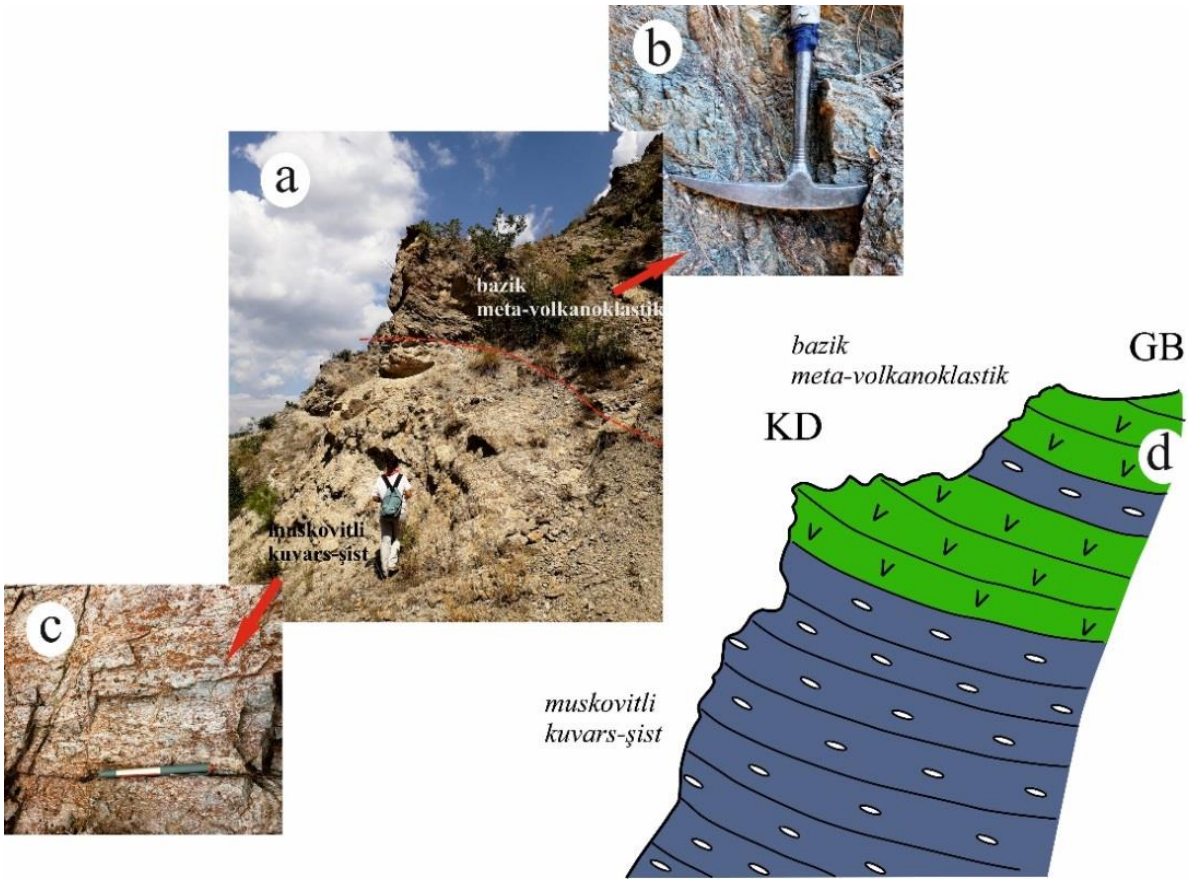



**Şekil 4.12**: Tarpak Dilimine ait a) Kuvarso-feldispatik şistlerin uzaktan görünümü b) Kuvarso-feldispatik şistlerin yakından görünümü-iri granit çakılları kırmızı daire içine alınmıştır. c) Kaba taneli kuvars şistler d) Mermer düzeyi.

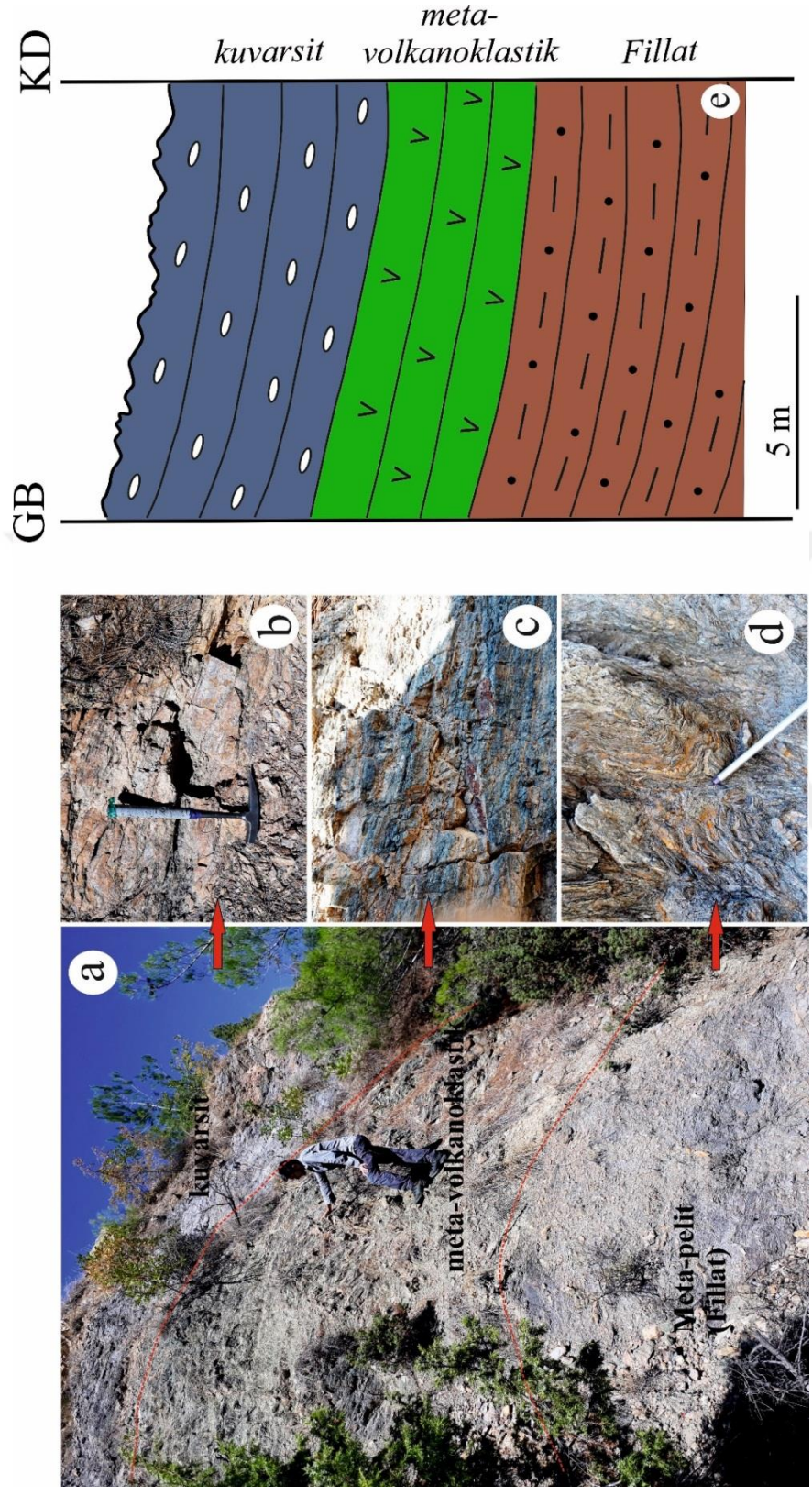
İstifin üst kesimlerine doğru tabandaki kaba taneli meta-silisiklastikler yerini tane boyutu çok daha küçük gri/bej renkli fillat (Şekil 4.17 a-b), karbonatlı fillat, klivajlı kuvarsit (Şekil 4.17 c-d), (muskovitli) kuvars-şist ve beyaz mermere bırakmaktadır. İstifin üst kesimlerindeki klivajlı kuvarsitler tıpkı arduvaz yapraklanmasına benzer şekilde ince formlu foliasyon kazanmış kayalardır. Foliasyon aralıkları istifin tabanındaki kuvars-şistlere kıyasla çok daha dar aralıklıdır. Kahverengi-bej rengin hakim olduğu ve yer yer mika kristalleri içeren klivajlı kuvarsitler sıklıkla fillat, muskovit-kuvars şist ve mermerler ile sıklıkla ardalanmaktadır (örn; Şekil 4.18-19).

Bununla birlikte mutlaka vurgulanması gereken nokta, gerek kaba kristalli şistoz kayalar gerekse fillatça baskın düzeyler olsun bahsedilen tüm litolojiler birbirleri ile yanal ve düşey yönde geçişlidir. Dolayısıyla kristal boyutlarındaki bu değişkenliğin olasılıkla protolit kayacın tane boyutundaki farklılığı yansıttığı düşünülebilir. İstifin alt kesimlerinde yer yer mermer ara

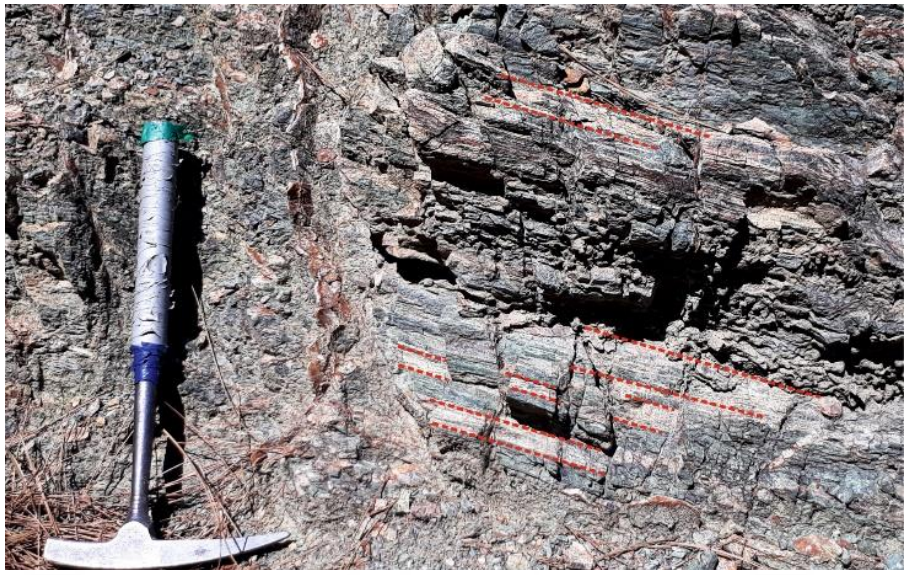
katkıları içeren Tarpak Dilimi, istifin en üstüne doğru tamamen mermer egemen bir hal almaya başlar. Taban seviyelerindeki mermer ara katmanları boz gri renkli ve daha küçük kristalli olarak gözlenirken, istifin üst kesimlerindeki kalın mermerler daha beyaz iri kristalli rekristalize kalsitlerden oluşmaktadır.



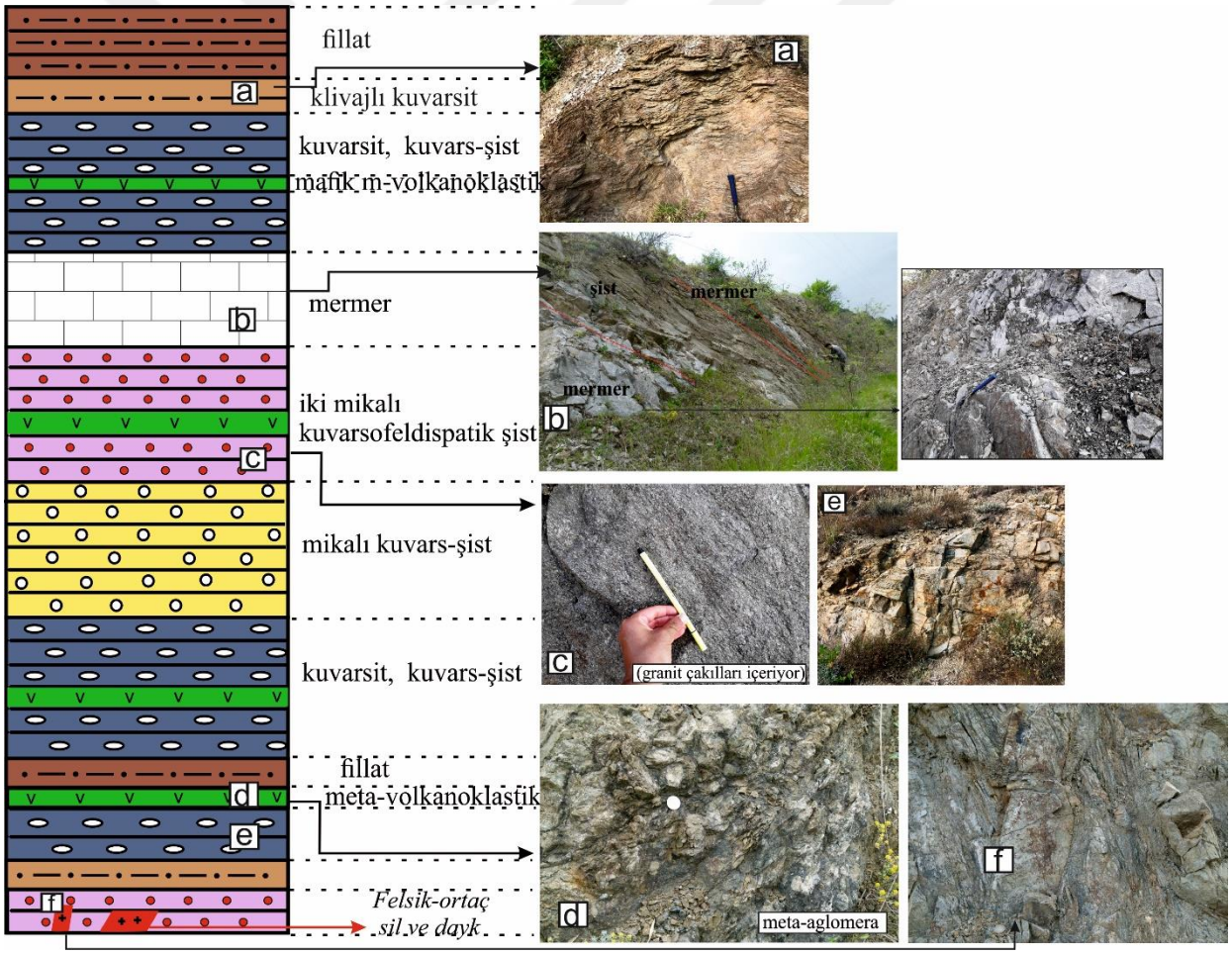

**Şekil 4.13:** a) Muskovitli kuvars-şist ve bazik meta-volkanoklastik düzeylerin ardalanımı. b) Bazik meta-volkanoklastiklerin yakından görünümü. c) Muskovitli kuvars şistlerin yakından görünümü. d) Ardalanmanın mostra ölçeğinde şematik enine kesiti (ölçeksiz; bakış yönü: GD, GPS: 81788, 35226).



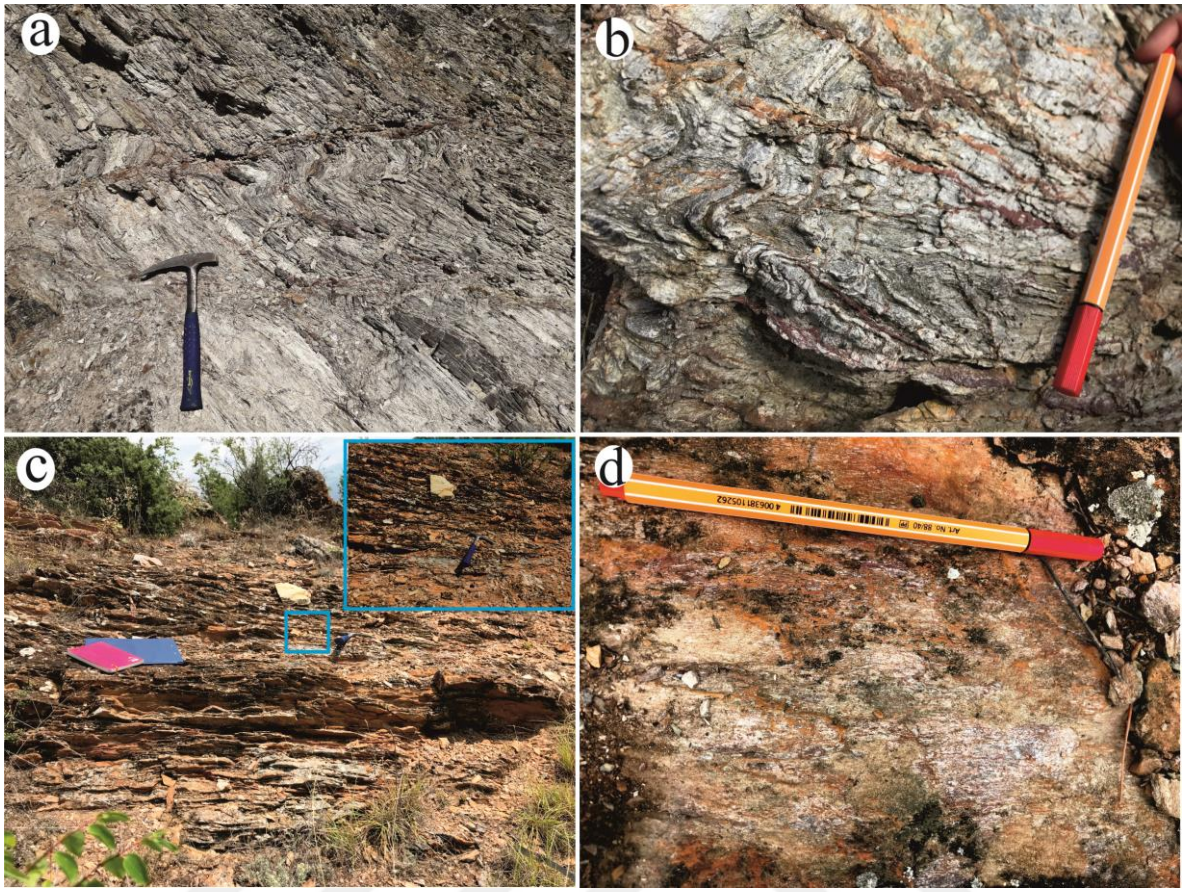

**Şekil 4.14:** a) Tarpak Dilimi'nin alt seviyelerinde kuvarsit, mafik meta-volkanoklastik ve fillat birimlerinin ardalanmasını gösteren arazi fotoğrafı. b) İstifteki kuvarsit düzeylerinin yakın görüntüsü. c) Mafik volkanoklastiklerin yakın görüntüsü. d) Fillat düzeyleri. e) İstifin şematik enine kesiti (Bakış yönü KB, GPS: 78650, 35675)



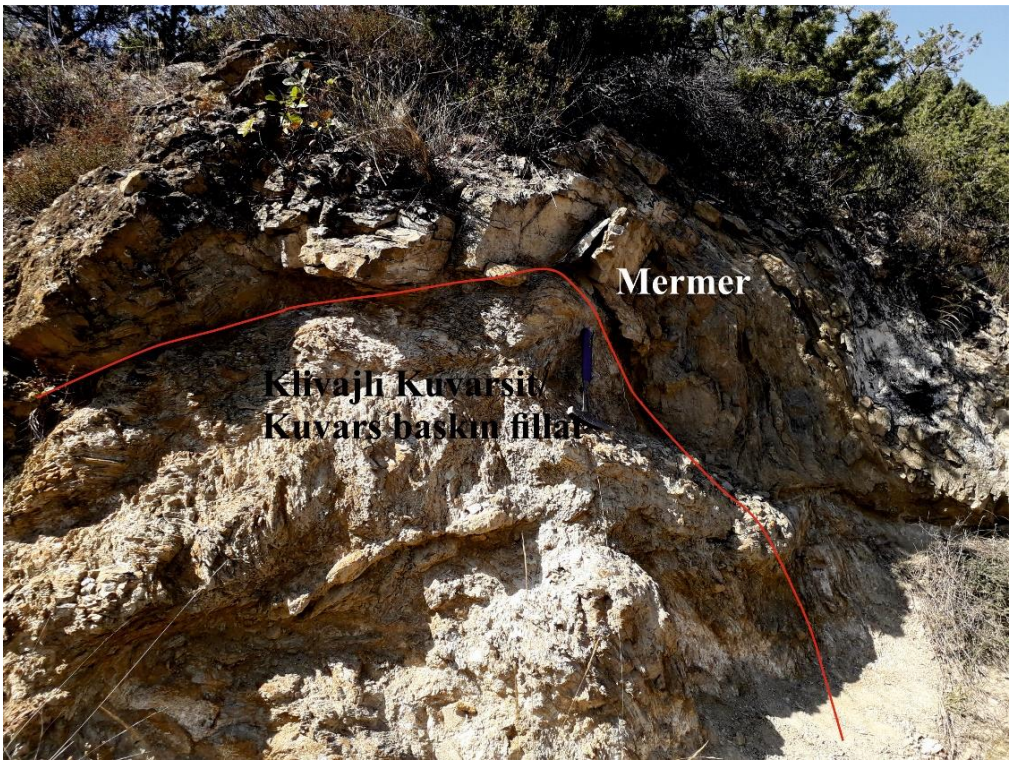
**Şekil 4.15:** Mafik meta-volkanoklastik seviyeleri içinde ince karbonat seviyeleri.



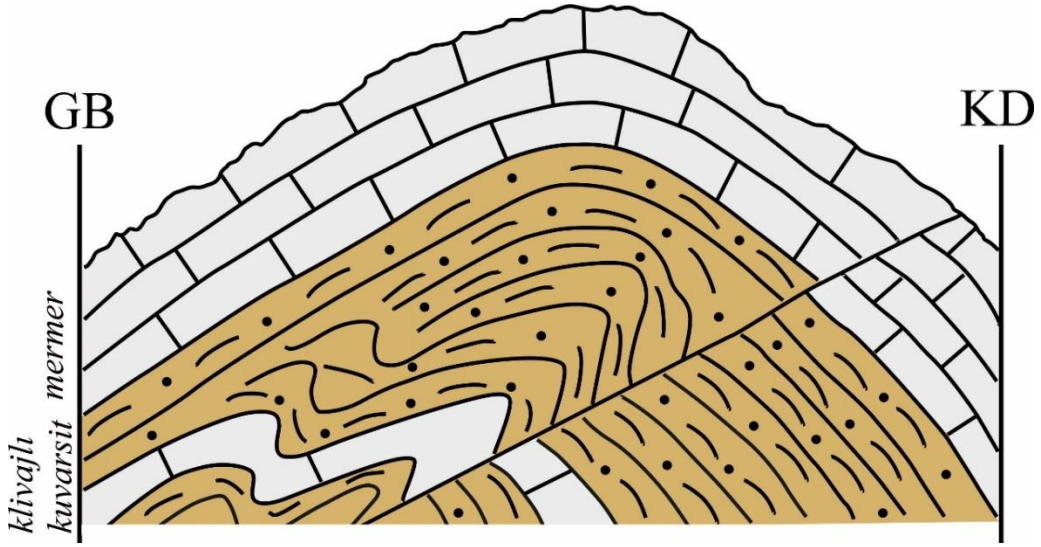

**Şekil 4.16**: Tarpak Dilimi'nin alt seviyelerinin litolojik değişimini gösteren genelleştirilmiş dikme kesit. Kesitin sağındaki saha görüntülerinin konumları oklar ve harfler ile gösterilmiştir.




**Şekil 4.17:** Tarpak Dilimi'nin üst seviyelerine ait a) Gri fillat seviyeleri, b) Boz- Gri renkli fillat seviyeleri. c) Klivajlı kuvarsit seviyeleri. d) Klivajlı kuvarsitlerin yakın görünümü.

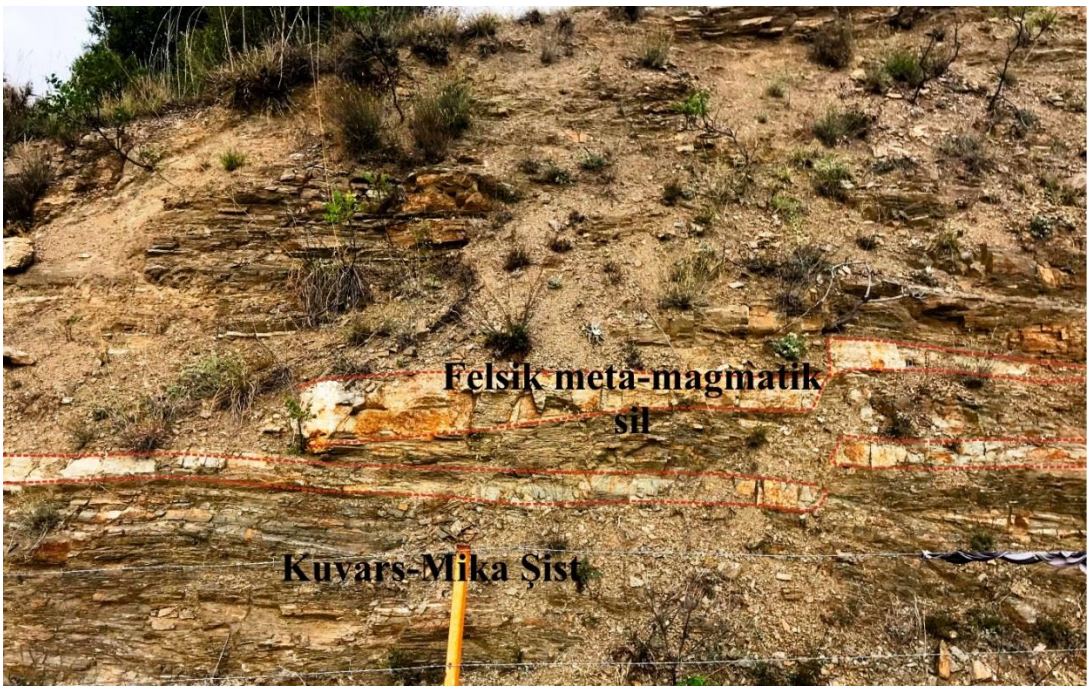



**Şekil 4.18:** Birbiri ile geçişli olan kıvrımlanmış fillat/kuvarsit ve mermer düzeyleri (bakış yönü KB, GPS: 78270/34875).




**Şekil 4.19:** Birbirleri ile geçişli olan, kıvrımlanmış fillat/kuvarsit ve mermer düzeylerinin şematik enine kesiti.

İstifin alt kesimlerindeki iri kristalli silisiklastik metamorfik kayalar meta-dioritik sil ve dayklar ile kesilmektedir (Şekil 4.20). Kalıntı dokuları göz önüne alındığında bu sil ve daykların bir derinlik kayacını temsil ettiği düşünülmektedir. Bununla birlikte istifin üst kesimlerine doğru gidildikçe sil ve dayk yoğunluğu azalarak bitmektedir. Benzer şekilde mafik meta-volkanoklastik ara düzeyler de istifin üst kesimlerine doğru azalmaktadır. Meta-dioritik sil ve dayklar sadece istifin alt kesimlerindeki kaba kristalli şistoz kayalar ve bunların mermer ara seviyeleri arasına hapsolmuştur.




**Şekil 4.20:** Şistoz meta-kırıntılılar kesen, faylanmış açık renkli meta-magmatik siller (bakış yönü KB, GPS: 80375/35720).

**Yaş**

Tarpak Dilimi'ne ait kayaçlarda fosil ya da fosil izine rastlanmamaktadır. Altınlı (1973b) bu dilime ait metamorfik kayalar için Karbonifer öncesi, Şentürk ve Karaköse (1979,1981) ise Permo-Triyas yaşını öngörmektedir. Göncüoğlu ve diğ. (2000) bu birimi Geyve bölgesinde yüzeyleyen ve Permiyen sedimanları tarafından örtülen Paleozoyik metamorfikleri ile deneştirerek bu istifin Permiyen öncesinde oluşmuş olabileceğini belirtmektedir. Kandemir ve Kanar (2018), bu tektonik dilim içindeki meta-silisiklastikleri çalışma alanı dışında Orhaniye köyü dolaylarında yüzeyleyen meta-kırıntılı istif ile deneştirmiş ve istife Devoniyen-Karbonifer yaşı atfetmiştir.

Doktora tez çalışması kapsamında meta-kırıntılı şist seviyesinden detrital zirkon U-Pb ve Ar-Ar mika yaşlandırması yapılmıştır. Buna göre, meta-kırıntılı birimler 328 My (Serpukoviyen/Karbonifer) ila 280 My (Cisuralian/Permiyen) aralığındaki herhangi bir dönemde çökelmiş olabilir. Yaş verisi jeokronoloji bölümünde detaylı olarak anlatılacaktır.

### 4.1.2.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi

Tarpak Dilmi üzerine tektonik olarak gelen, gnaysik foliasyon kazanmış meta-magmatik ve meta-sedimenter kaya topluluğu bu çalışmada *Orta Sakarya Gnays Dilimi* olarak adlandırılmıştır. Orta Sakarya Gnays Dilimi içerisindeki kaya paketleri ilk defa bu çalışmada protolit, litoloji ve stratigrafik farklılıklar gözetilerek *Çayköy Ortognaysları* ve *Sarıcakaya Paragnaysları* olmak üzere iki ayrı stratigrafik seviyeye ayrılmıştır.

- **Çayköy Ortognaysları**

**Tanım ve Ad**

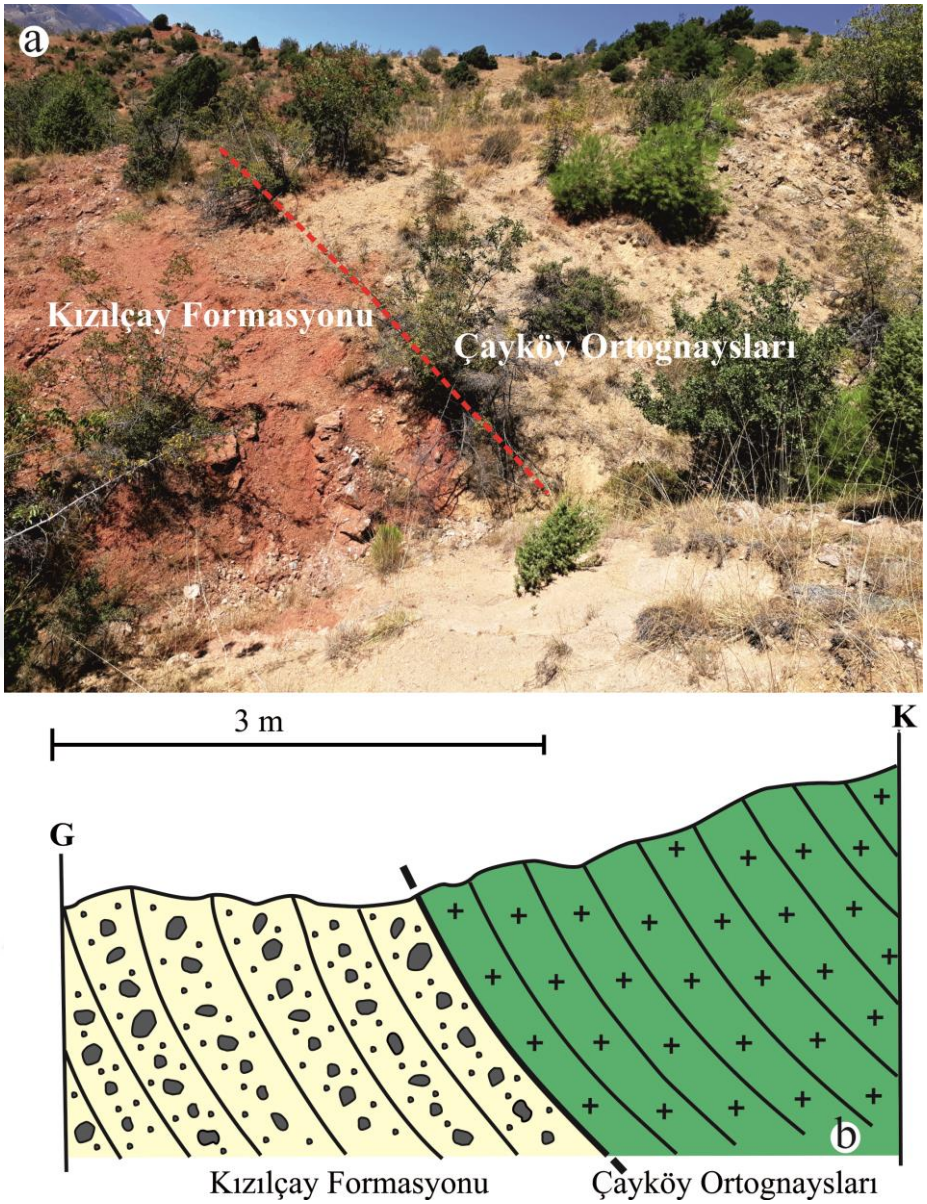
Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin stratigrafik olarak daha alt seviyelerinde bulunan ve magmatik kayalardan kökenlenmiş olan gnaysik birimler bu çalışmada Çayköy Ortognaysları olarak ilk kez adlandırılmaktadır. Birbirinden izole yüzeylemeler şeklinde bulunan ortognays birimlerinin en açık ve en fazla devamlılık sunduğu yüzlekler batıda Çayköy'den başlayıp doğuda Sarıcakaya ilçesi dolaylarına kadar devam ettiğinden bu adlama kullanılmıştır. Göncüoğlu ve diğ. (1996, 2000), çalışma alanındaki tüm gnays, şist ve amfibolit birimlerini Söğüt Metamorfikleri adı altında incelemiştir.

**Kalınlık ve Yayılım**

Çalışma alanındaki ortognays kütleleri birbirinden farklı ebatlardaki izole yüzeylemeler şeklinde bulunmaktadır. Devamlılığı en fazla olan güneydeki ortognays kütlesi batıda Azizler Tepe'den başlayıp, Çayköy doğusuna doğru Kocakıraç Dere, Kara Dere, Dikilitaş Sırtı, Çocuklu Dere'ye doğru uzanmaktadır. Daha kuzeyde bulunan ortognays mostraları ise oldukça kısıtlı alanlarda yüzeylemektedir. Bu yüzeylemelerden en batıda olanı Çökecik Sırtı dolaylarından başlayıp, Örcük Kaya Sırtı ile Daz Tepe arasında en geniş mostralarına ulaşmaktadır (Şekil 2.6). Tozman köyü doğusunda oldukça dar bir alanda yüzlek veren ortognays kütlesi ise Fındık Dere dolaylarında D-B doğrultulu uzanan oldukça kıvrımlı ve budinleşmiş bir kütle olarak gözlenmektedir. Çalışma alanının en doğusundaki ortognays yüzeylemesi ise Kasnak Tepe'nin yaklaşık 750 m doğusunda ve sadece 300-400 metre karelik bir alanda gözlenebilmektedir.

**Dokanak İlişkileri**

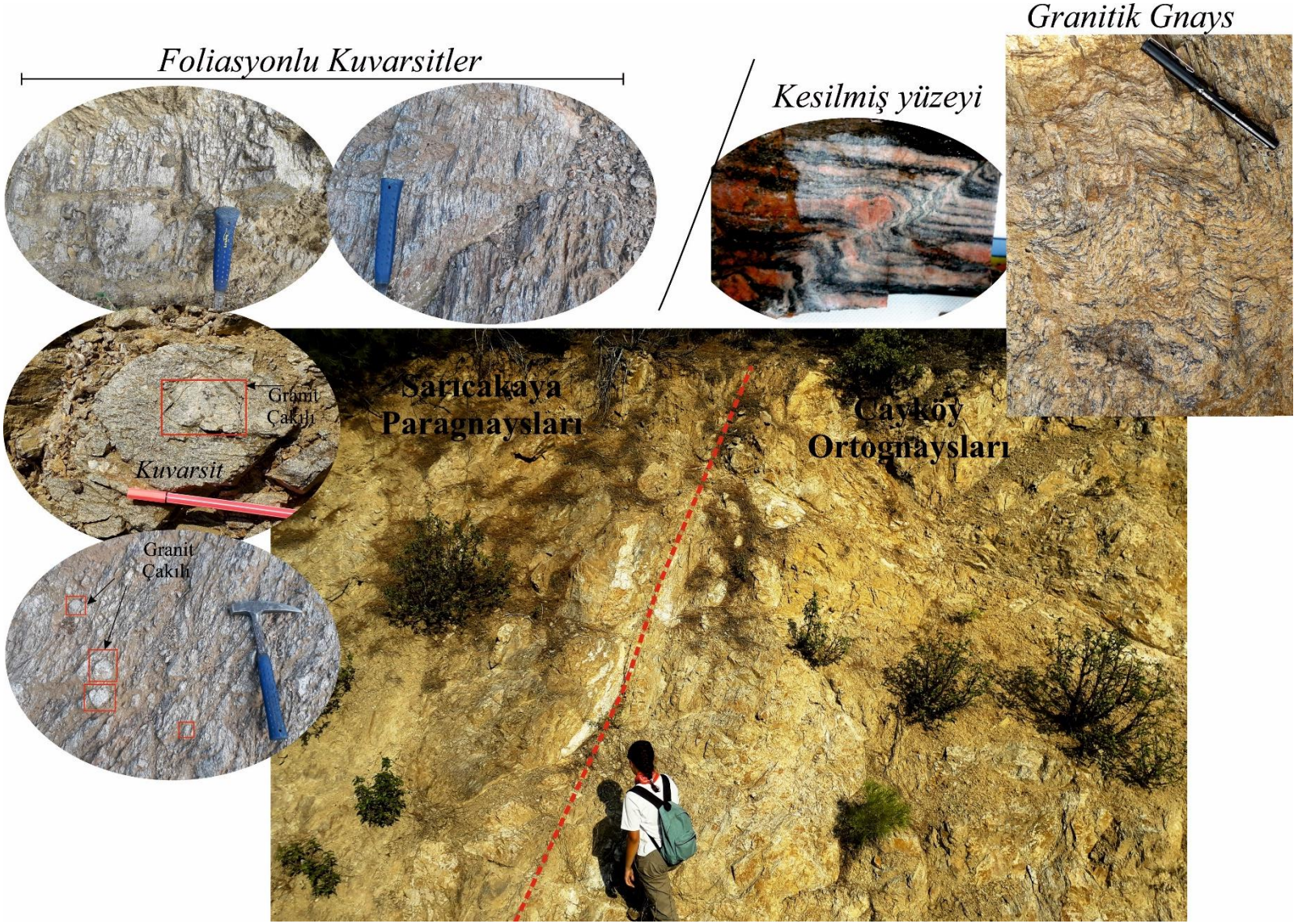
**Alt Dokanak:** Çalışma alanında Çayköy Ortognaysları'nın stratigrafik alt dokanağı gözlenmemektedir. Çayköy Ortognaysları Küpcezbelen Sırtı güneyi ve güneydoğusunda Paleosen yaşlı karasal çakıltaşı-konglomera istifinden oluşan Kızılçay Formasyonu üzerine tektonik olarak itilmiştir (Şekil 4.21). Daha batıda Kocadoruk Sırtı güneyinde ise Tarpak Metamorfikleri üzerinde tektonik olarak yer almaktadır. Sarıcakaya kuzeyinde, Çayköy Ortognaysları kendisini stratigrafik olarak üzerleyen Sarıcakaya Paragnaysları üzerine oldukça lokal ve sınırlı yüzeylemeler boyunca tektonik olarak itilmiştir.



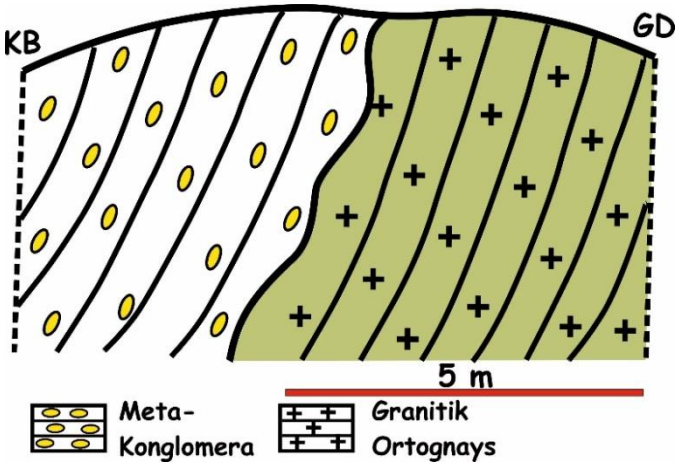

**Şekil 4.21: a)** Küpcezbeleni Sırtı güneyinde Çayköy Ortognaysları ile Paleosen-Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu'nun tektonik dokanağı (Bakış yönü KB, GPS: 90900/35575).b) Dokanağın şematik enine kesiti.

**Üst Dokanak:** Çayköy Ortognaysları'nın stratigrafik üst dokanağı özellikle Sarıcakaya Plutonu'nun kuzeyinde kalan mostralarda gözlenmektedir. K-G uzanımlı dar vadi ve sırt yamaçlarını kıvrımlanmış küçük budinler şeklinde kat eden doğu-batı yönelimli ortognayslar üzerine Sarıcakaya Paragnaysları gelmektedir. Ortognayslar ve bunları üzerleyen paragnays biriminin orijinal dokanağı bölgesel metamorfizma sonucu foliasyon düzlemlerine paralel konum kazanmıştır. Ortognays budinleri ve paragnayslar arasındaki en açık dokanak Sarıcakaya ilçesi kuzeyindeki sırt yamaçlarında ve Çayköy kuzeyindeki Ürmük Dere vadi tabanında gözlenir (Şekil 4.22 ve 23). Oldukça budinleşmiş granitik ortognays kütlelerini, içinde granit çakılları bulunan kaba foliasyonlu mikalı kuvarsitler üzerlemektedir. Uzamış ya

da deformasyondan korunmuş olarak bulunabilen granit çakıllarının çevresi foliasyon kazanmış kuvarsça baskın düzeylerce sarmalanmaktadır. Dokanağa yakın kesimlerde granit çakıllarının yoğunlaştığı kısımlar yer yer kalın foliasyonlu gnaysik seviyeler oluşturmaktadır. Yoğun bir şekilde granit çakılı içeren bu düzeyler metamorfizmaya uğramış bir taban konglomerası olarak düşünülmektedir. Dolayısıyla Çayköy Ortognaysları bölgesel metamorfizma öncesinde Sarıcakaya Paragnays istifi tarafından uyumsuz olarak üzerlenmiş olmalıdır. Hiçbir lokalitede 1-Çayköy Ortognaysları ve Sarıcaya Paragnaysları arasında intrusif bir ilişki gözlenmemesi, 2-Çayköy Ortognayslarının içinde paragnays ksenolitlerinin bulunmaması metamorfizma öncesi bu iki birim arasındaki dokanağın uyumsuz olma ihtimalini desteklemektedir. Granit çakıllarının ortognayslar ile aynı iz element jeokimyasına sahip olmasının yanısıra yapılan detrital zirkon çalışmaları (bakınız bölüm 4.6.1.4) çakıllı paragnaysların ortognayslardan beslendiğine işaret etmektedir. Dolayısıyla analitik veriler metamorfizma öncesi iki birim arasında olası bir uyumsuzluğun varlığını desteklemektedir. Analitik verilerin ayrıntıları ‘jeokronoloji’ ve ‘jeokimya’ bölümlerinde detaylı olarak verilecektir. Sarıcakaya Plutonu’nun güneyindeki en geniş yayılıma sahip ortognays kütlesi, paragnayslar tarafından Çocuklu Tepe güneyinde oldukça sınırlı bir alanda üzerlenmektedir. Bu mevkideki orijinal dokanak faylanmış olup hem ortognays hem de paragnayslar ileri derecede kataklazmadan etkilenmiştir. Bu faylanmış dokanak ortognays, paragnays ve Sarıcakaya Plutonu’nu Çocuklu tepe güneyinde sıklıkla yan yana getirmiştir.




**Şekil 4.22:** Granitik Ortognayslar ile Sarıcakaya Paragnayslarının metamorfizma öncesi diskordan nitelikteki dokanağı ve dokanak zonundaki kayalar (bakış yönü KD, GPS: 96696, 39246).




**Şekil 4.23:** Dokanağın şematik enine kesiti.

**Tip kesit-Yer**

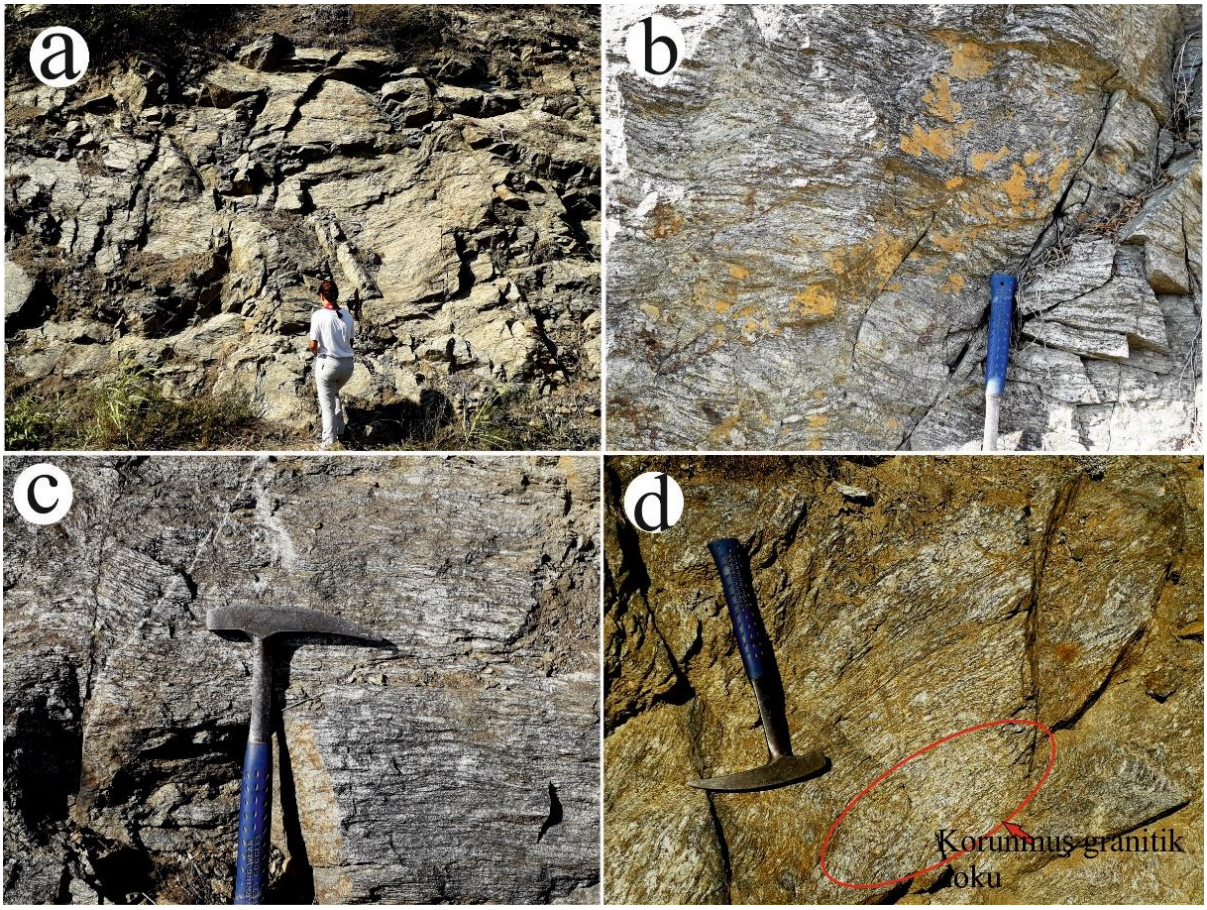
Çayköy Ortognaysları'na ait yüzleklerin en uzun mesafeler izlenebildiği lokaliteler Çayköy'ü Mihalgazi ilçesine bağlayan ana yolun kuzeyindeki sırt ve vadilerdir (örn; Kocakıraç Dere, Karaoğlan Sırtı, Dikilitaş Sırtı, Küpcezbelen Sırtı, Çocuklu Dere dolayları). Daha kuzeydeki küçük ortognays kütlelerinin en iyi görüldüğü yerler, Tozman köyünün yaklaşık 2 km kuzeydoğusundaki Fındıkdere dolayları, Çayköy'ün 3 km kuzeyindeki Ürmük Dere dolayları ve Sarıcakaya ilçesinin yaklaşık 5 km kuzeyindeki ana yol yarması üzerindedir.

**Kaya Türü Özellikleri**

Çayköy Ortognaysları felsik ve mafik magmatik kayalardan kökenlenmiş gnays ve bantlı amfibolit topluluğundan oluşmaktadır. İstif içindeki kayaçların mineralojik bileşimleri ve içerdikleri kalıntı dokular göz önüne alındığında felsik ortognaysların granitik ve siyenitik plutonlardan, bantlı amfibolitlerin ise gabroik (doleritik?) kayalardan kökenlendiği düşünülmektedir. Granit kökenli ortognays mostralarının pek çok kesiminde dumanlı gri-bej-açık pembe tonlu taze yüzey renkleri hakimdir. Granitik ortognays kütleleri oldukça iri kristal boyutları, granitik protolite ait yer yer korunmuş kalıntı dokuları ve sahip oldukları geniş aralıklı gnaysik foliasyon düzlemleriyle tipik olarak ayırt edilebilmektedir. Çalışma alanındaki felsik ortognays istifi paragnays istifleriyle kıyaslandığı zaman oldukça monoton bir litoloji göstermektedir.

Granitik gnaysların milonitleşme ya da kataklazmadan etkilenmemiş kısımlarında (ya da çok az etkilenmiş) dokusal ve yapısal özellikler oldukça ritmik ve tekdüze olup fazla değişkenlik göstermemektedir (Şekil 4.24a-b). Sünek (milonitik) deformasyondan fazla etkilenmemiş bu kısımlarda gnaysik bantlaşma, yassılaşmış kuvars, plajiyoklas ve K-feldispatların oluşturduğu

kalın felsik bantlar ile biyotit minerallerinin baskın olduğu mafik düzlemlerden oluşmaktadır (Şekil 4.24c). Bu zonlarda granitik dokunun korunduğu kısımlara sıklıkla rastlanmakta olup (Şekil 4.24d-e) milonitik kesimlere geçiş yer yer gözlenebilmektedir. Granitik gnaysların dar zonlar boyunca farklı derecelerde milonitleşmesi (ya da bazı kesimlerde milonitik dokunun hiç gözlenmemesi) kayaçların dokusal olarak farklılık göstermesine neden olabilmektedir. Granitik gnays biriminde yer yer kahverengi subidioblastik-ksenoblastik granat porfiroblastları gözlenmektedir (Şekil 4.24 f).

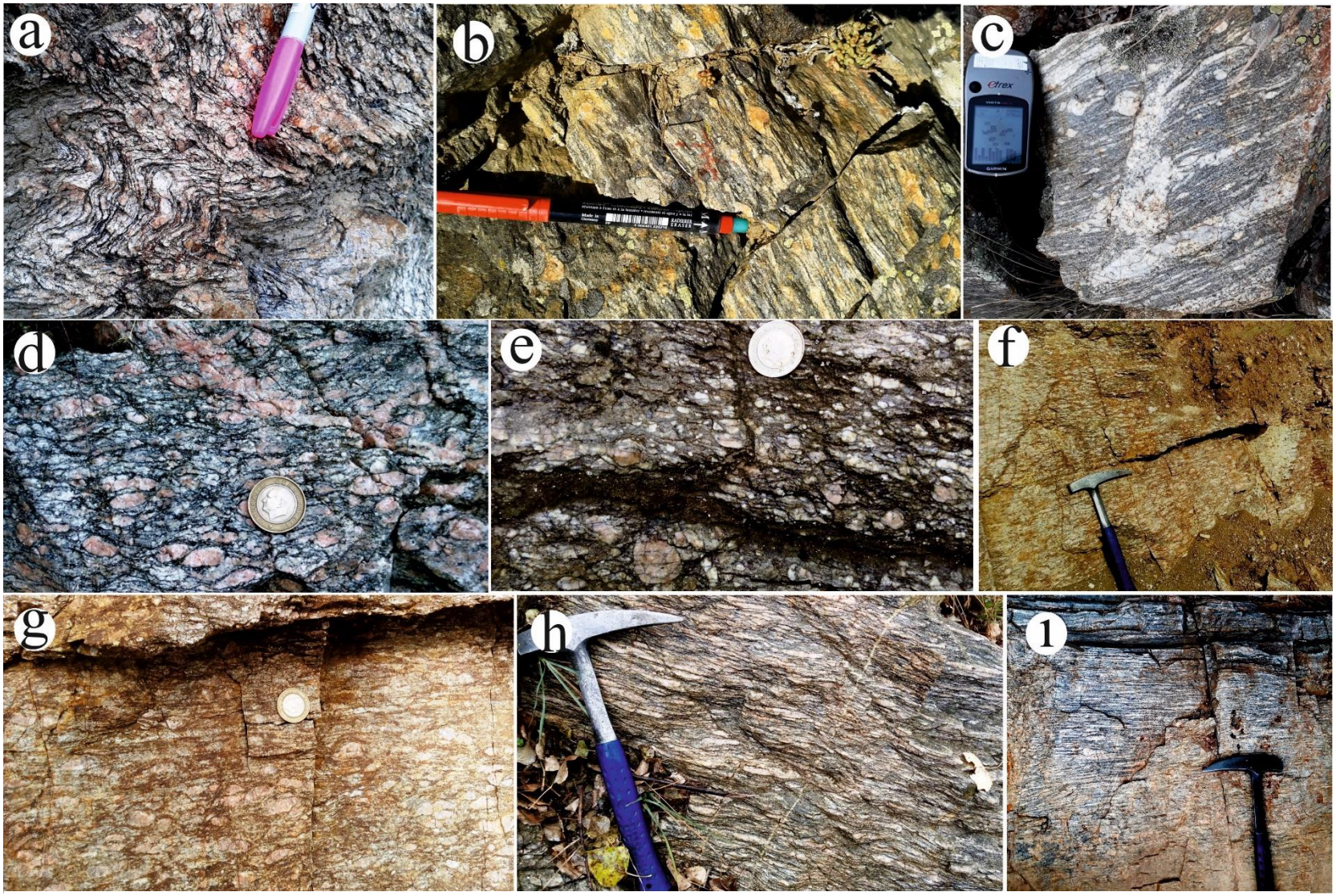



**Şekil 4.24:** Oldukça monoton bir litoloji sunan granitik ortognaysların: a) Uzaktan b) Yakın görünümü c) Granitik ortognayslarda kuvars ve feldispattan oluşan kalın felsik bantlar ile biyotitlerin oluşturduğu daha ince mafik bantların ardalanması. d-e) Çayköy Ortognaysları içinde korunmuş granitik dokular.

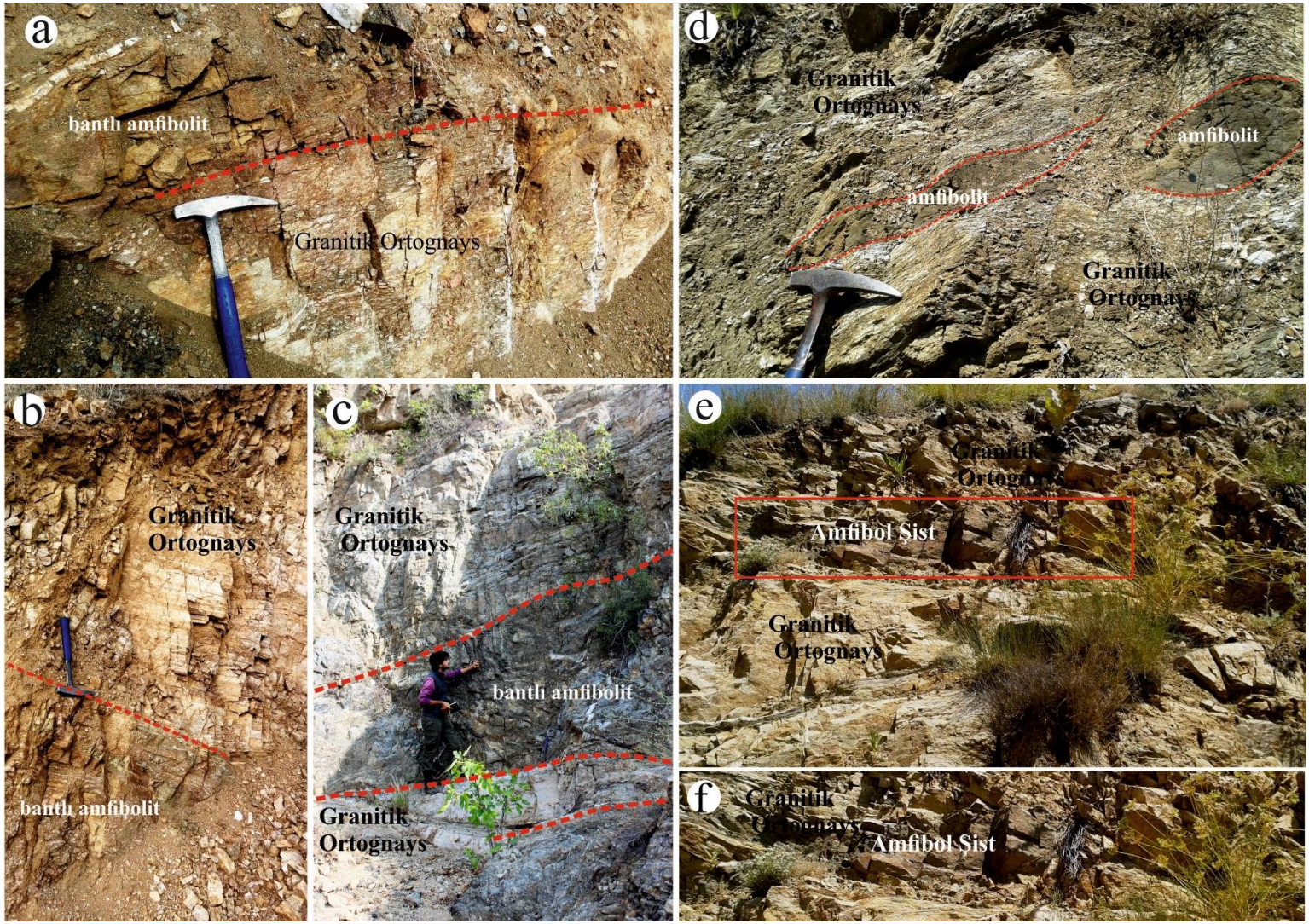
Granitik ortognayslar içinde küçük kütleler şeklinde bulunan siyenitik ortognayslar oldukça deforme ve kıvrımlı bir yapıdadır (Şekil 4.25 a). Siyenitik ortognaysların mineralojisi büyük oranda K-Feldispat (±kuvars, ±plajiyoklas) ve biyotitten oluşmaktadır. Sünek (milonitik) deformasyonun etkin olduğu kesimlerde, çoğunlukla K-Feldspatlar ve daha az miktarda rekristalize kuvars kümelerinin kayaca porfiroklastik doku kazandırdığı gözlenmektedir (Şekil 4.25 b-c-d). Lensoid şekilli porfiroklastlar siyenitik ortognayslara sıklıkla ‘gözlü gnays’ yapısı

kazandırmıştır (Şekil 4.25 b-c-d). Milonitleşmenin şiddetli olduğu kesimlerde feldispat gözleri deformasyonun etkisiyle oldukça küçülüp rekristalize olmuş (Şekil 4.25 c) ya da foliasyon düzlemleri arasına katılmıştır. Sünek deformasyonun yoğun olduğu kesimlerden deformasyonun nispeten sönümlenmiş olduğu kesimlere doğru yapılan sistematik arazi gözlemleri siyenitik gözlü gnaysların porfiri magmatik sokulumlardan kökenlendiğini göstermektedir. Siyenitik ortognays mostraları, çalışma alanının özellikle doğu kesimlerinde (Dikilitaş Sırtı doğusu) uzunluğu 2 cm yi bulan sub-idiomorfik K-Feldspat kristalleri (gözleri) içermektedir (Şekil 4.25 d-e). Olasılıkla siyenit porfir kökenli olan bu ortognaysların milonitik deformasyondan etkilendiği kesimlerde sub-idiomorfik K-Feldispatlar sigmoidal lensoid/göz şeklini almaktadır (Şekil 4.25 f-g). Sünek deformasyonun ilerlemesi göz/lensoid dokulu feldispatların daha da uzayıp yassılaşmasına ve ritmik gnaysik bantlar oluşturmasına neden olmuştur (Şekil 4.25 h-ı). Örneğin, Şekil 4.24 g-h-ı aynı zon içindeki dokusal değişimi göstermektedir. Şekil 4.25 g'de gözlü doku oldukça belirginken, Şekil 4.25 h'de deformasyonun ilerlemesiyle feldispat gözlerinin (ya da porfiroklastlarının) yassılaşıp uzamaya başladığı ve Şekil 4.25 ı'da en nihayetinde feldispat lensoidlerinin iyice uzayarak ritmik gnays bantlarına (ya da milonitik foliasyona) katıldığı görülmektedir.

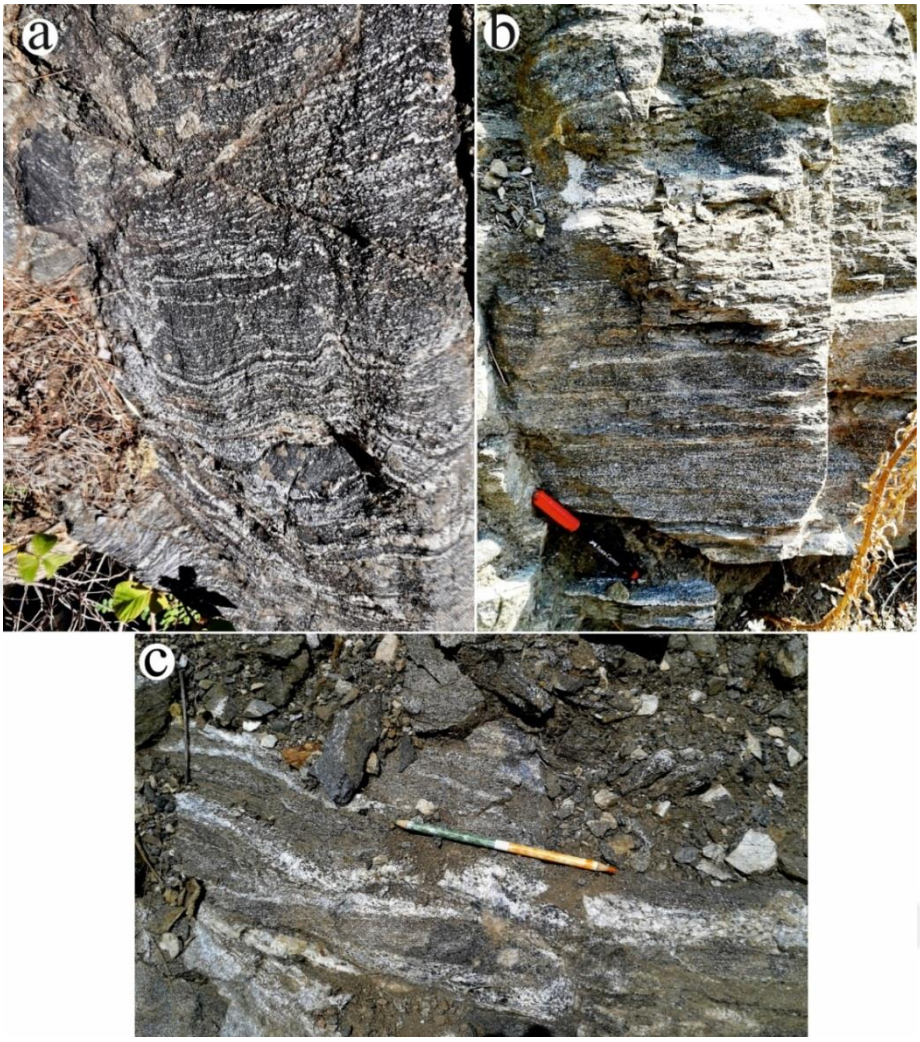
Felsik ortognays kütleleri içinde sıklıkla, kalınlığı 50 cm ila 20 m arasında değişen bantlı amfibolit lensleri bulunmaktadır (Şekil 4.26). Bölgedeki çok fazlı deformasyon ve metamorfizma nedeniyle ortognays ve amfibolitlerin protolitleri olan felsik ve mafik magmatik kayaların ilksel geometrilerini belirlemek (sil, dayk, lapolit ya da lakolit) güçtür (Şekil 4.26). Ancak kalınlığı 20 m'yi bulan amfibolitlerin orta kesimlerinden kenar kesimlerine doğru kristal boyutlarının küçülmesi magmatik sokulumlarda gözlenen soğuma kenarı (chilled margin) yapısının bir kalıntısı olmalıdır. Dolayısıyla, bantlı amfibolit lensleri metamorfizma öncesinde felsik kayalara sokulan siller olarak değerlendirilmektedir. Bantlı amfibolitler oldukça koyu renkli olup bu kayalarda genel olarak siyah renk hakimdir. Bu kayalardaki bileşimsel bantlaşma amfibollerden oluşan mafik bantlar ile plajiyoklas türü feldispattan oluşan felsik düzeylerin ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.27 a-b). Bantlı amfibolitlerin yer yer migmatitleştiği gözlenmiştir (Şekil 4.27 c). Migmatitleşme sonucu oluşan lökokratik neosomlar (plajiyoklas-kuvars±K-Feldispat), amfibolitlerin bantlı yapısını kesmektedir. Bazı yüzleklerde, amfibolitlerdeki felsik bantları oluşturan plajiyoklas seviyeleri incelmektedir. Bununla birlikte sadece tek bir lokalitede şistoz yapı kazanmış ince kristalli, yeşil renkli amfibol şist sili gözlenmiştir. Amfibol şist sili mineralojik olarak sadece yeşil renkli uzun amfibollerden oluşmaktadır.




**Şekil 4.25: a)** Oldukça kıvrımlı ve deforme yapıdaki granitik Çayköy Ortognaysları. **b)** Milonitik doku kazanmış granitik ortognays. **c)** Ultramilonit dokulu granitik ortognays. **d-e)** Porfiri dokulu granitlerden kökenlenmiş ve iri subidioblastik K-Feldispatlar içeren ortognays kütleleri. Makaslama etkisiyle sigmoidal yapı kazanmış aujen K-Feldispatlar içeren granitik ortognaysların **f)** Genel görünümü, **g)** Yakından görünümü**. h)** Granitik ortognayslarda, yassılaşıp uzamış K-Feldispat gözleri. ı) Deformasyonun ilerlemesiyle uzayıp gnaysik bantların yapısına katılmış K-Feldispatlar.




**Şekil 4.26: a-b-c-d)** Granitik ortognays içindeki bantlı amfibolit siilleri **e-f)** Granitik ortognays içinde tek bir lokalitede gözlenen amfibol şist sili.




**Şekil 4.27: a-b)** Bantlı amfibolitlerde, plajiyoklasların oluşturduğu felsik bantlar ile amfibollerin oluşturduğu mafik bantların ardalanması **c)** Bantlı amfibolitin migmatitik kesimi.

## Yaş

Bu çalışmada, zirkon U-Pb yaşlandırma tekniği ile granitik ortognayslardan Orta-Geç Kambriyen (503±12 My, 500±11 My) ve Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen (488±5.1), siyenitik ortognayslardan Floian (473.9±5.7 My, 471±2.5 My), bantlı amfibolitlerden de yine Floian (473.25±4 My) kristalleşme yaşı elde edilmiştir (bakınız Bölüm 4.6). Topuz ve diğ. (2020) ise çalışma alanındaki biyotit meta-granitlerin 434±9.40 My, amfibolitlerin ise 434±6.8 My U-Pb zirkon kristalleşme yaşı verdiğini açıklamaktadır. Topuz ve diğ. (2020) tarafından yaşlandırılan bu kayalar, bu tez çalışmasındaki Çayköy Ortognaysları'na karşılık gelmektedir.

- **Sarıcakaya Paragnaysları**

**Tanım ve Ad:** Orta Sakarya Gnays Dilimi içindeki meta-psammit, kuvarsit, meta-konglomera gibi sedimenter kökenli ve çoğunlukla gnaysik foliasyon kazanmış birimler bu çalışmada Sarıcakaya Paragnaysları olarak adlandırılmaktadır.

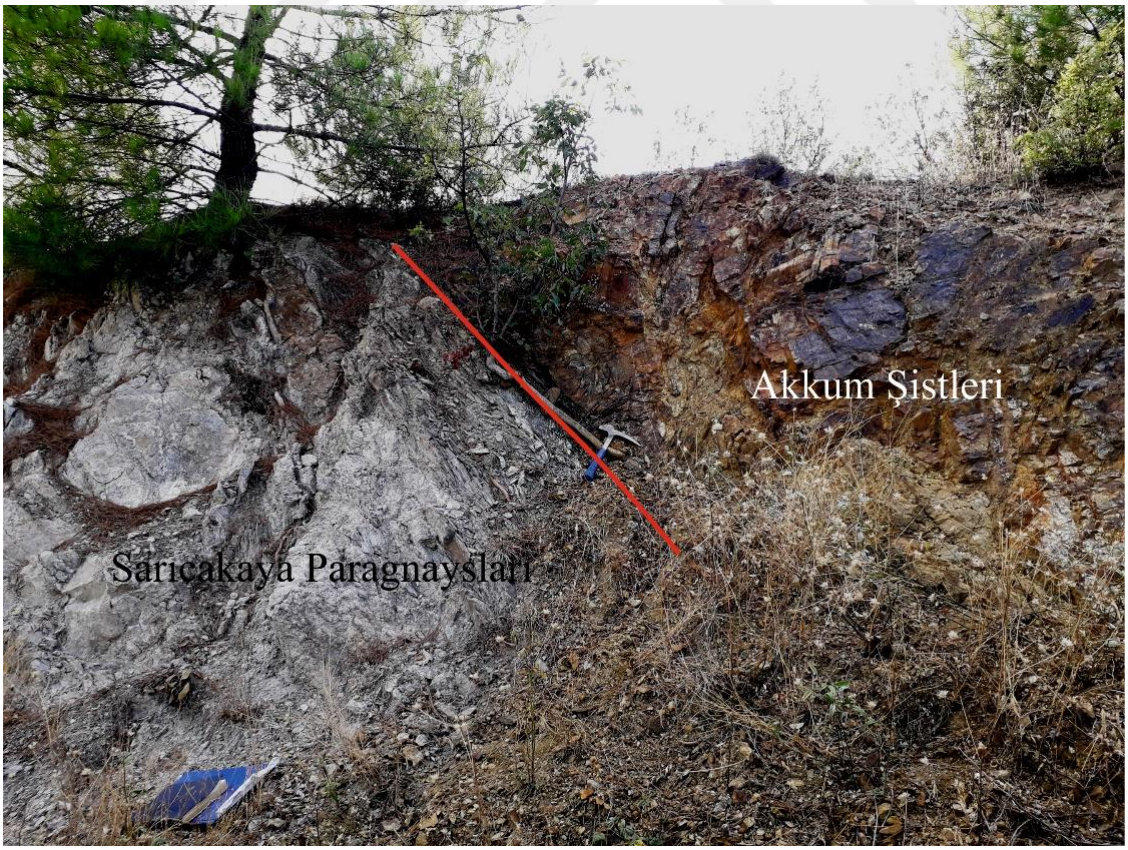
**Kalınlık ve Yayılım:** Sarıcakaya Paragnaysları çalışma alanının en batısında Ürmük Tepe'yi çevreleyen kesimlerde başlar ve daha doğuya doğru Manda Deresi'nin alt kotlarında Mandadere Sırtı ve Fındık Dere Sırtını çevreleyen kesimlerde devam ederek, çalışma alanının en doğusundaki Pamuklu Tepe, Künkyol Tepe dolaylarında son bulur. Bahsedilen mevkiiler boyunca kesintisiz olarak devam eden paragnays istifi Sarıçay Deresi üst kotlarında ve Sarıçay Sırtı güneyinde oldukça incelmiştir. Dolayısıyla bu kısımlardaki yayılımı oldukça sınırlıdır.

**Alt Dokanak:** Sarıcakaya Paragnaysları, Cabu Tepe doğusu ve Kasnak Tepe kuzeyi arasındaki dört farklı lokalitede, budinleşmiş Çayköy Ortognaysları üzerine gelmektedir (örn, Şekil 4.22-23). Orijinal dokanaklar yer yer faylanmış olsa da en net dokanak ilişkisi Sarıcakaya kuzeyindeki ana yol yarmasında gözlenmektedir (Şekil 4.22-23). Burada, Sarıcakaya Paragnaysları felsik ortognayslar üzerine granit çakılları içeren kaba foliasyonlu mikalı kuvarsit ve kuvars-şistler ile gelmektedir. Bu granit çakıllarının dokanağın altındaki ortognaysların protolit kayacına ait olduğu ilerleyen bölümlerde anlatılacak olan jeokimyasal ve jeokronolojik verilerle desteklenmektedir. Dolayısıyla, Sarıcakaya Paragnaysları'nın alt dokanağı metamorfizma geçirmiş bir diskordans yüzeyidir. Sarıcakaya Paragnaysları, Sarıcakaya Plutonu ve plutona ait dayklar tarafından kesilmektedir. Bu dayklar yer yer pegmatitik özelliktedir.

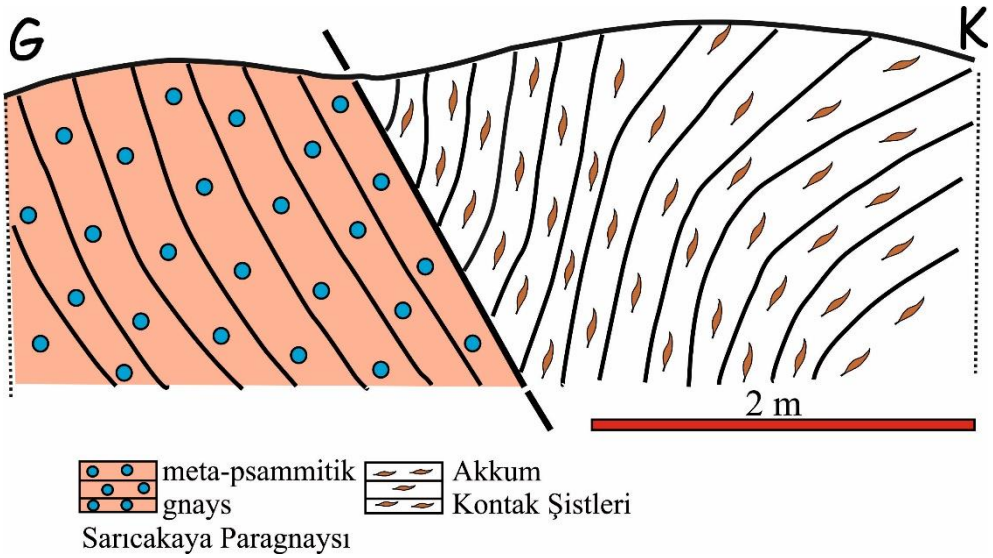
**Üst Dokanak:** Sarıcakaya Paragnaysları'nın üst dokanağı çalışma alanındaki yoğun bitki örtüsünden dolayı sadece sınırlı birkaç lokalitede gözlenmiştir. Bunlardan ilki Göbet Tepe kuzeyindeki yol yarmasındadır. Burada, Sarıcakaya Paragnaysları üzerine tektonik olarak kontak metamorfik şistler gelmektedir. İki birim arasındaki dokanak Şekil 4.28 ve 29'da gösterilmektedir. Şekilde görüldüğü üzere dokanağın hemen üzerindeki şistlerin foliasyon düzlemleri dikleşmiştir. Bu lokalitede iki birimi ayıran tektonik hat kuzeye eğimli ve yaklaşık 40° eğimlidir. Bu dokanağın yaklaşık 20 m güneyindeki paragnayslar üst dokanağa ait fay düzlemi ile benzer doğrultu ve eğime sahip faylar ile kesilmektedir (Şekil 4.30 - 31). Bu

kesimlerde foliasyonlar yer yer dikleşip budinleşmektedir. Bu dokanağın devamı doğrultu boyunca, dokanağa paralel tüm vadi tabanları ve sırt eksenlerinde saptanmaya çalışılmıştır. Ancak net/keskin dokanak çoğu kesimde bitki örtüsü ile örtülmüştür. Bu vadi tabanlarında, dokanak zonuna yakın paragnayslar kuzeye eğimli fay düzlemleri ile sıklıkla kesilmektedir (Şekil 4.32 ve 33). Pamuklutepe kuzeyinde ve Değirmenbaşı tepe batısında, paragnayslar ve üzerindeki şistlerin dokanak zonunun bir kısmına deforme lökokratik granitler yerleşmiştir.

Dokanak ilişkisinin net gözlendiği ikinci lokalite ise Kepez Tepe'nin yaklaşık 1 km GB'sı dır (Şekil 4.34 ve 35). Burada, oldukça şistoz bir yapıdaki kontak şistler tektonik olarak granit çakılları içeren foliasyonlu kuvarsitlerin üzerine gelmektedir (Şekil 4.34 ve 35). Bu dokanak zonunda paragnayslarda sık sık kataklazitleşme görülmektedir. Bununla birlikte, paragnaysların alt dokanak zonundaki gnays ve kontak şist birimleri içinde oldukça iyi gelişmiş sünek yapılar gözlenmektedir. Sünek deformasyona ait veriler 'Yapısal Jeoloji' bölümünde detaylı olarak anlatılacaktır. Paragnayslar ve şistler arasındaki tektonik dokanağın ilksel stratigrafik bir sınırın sonradan faylanması ile güncel halini alıp almadığı belirlemek bu tip çok fazlı deformasyona uğramış metamorfik alanlarda oldukça güçtür.



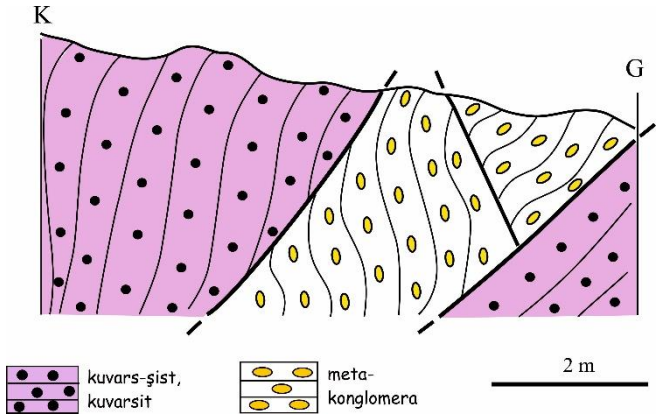

**Şekil 4.28:** Sarıcakaya Paragnaysları ile Akkum Şistlerinin tektonik dokanağının saha görüntüsü (Sarıcakaya ilçesini Beyyayla'ya bağlayan ana yol üzeri, bakış yönü BKB, GPS: 97436, 39978).




**Şekil 4.29: a)** Sarıcakaya Paragnaysları ile üzerine gelen Akkum Şistlerinin tektonik dokanağının enine kesiti.

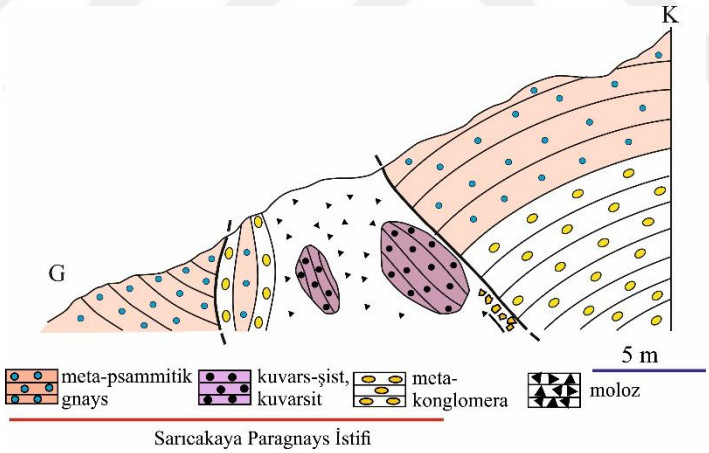


**Şekil 4.30:** Dokanağın 20 m güneyinde, paragnaysları kesen ve foliasyonları rotasyona uğratan fay düzlemleri.



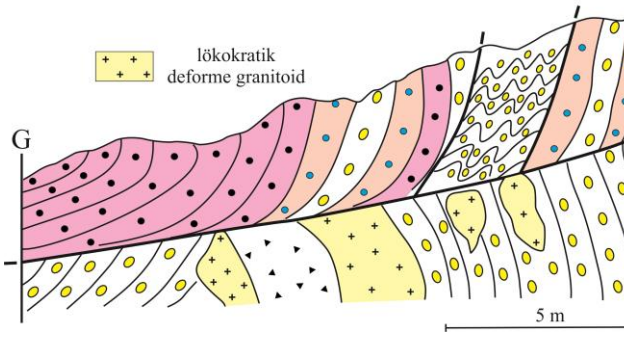

**Şekil 4.31:** Faylarla kesilen paragnaysların şematik kesiti.



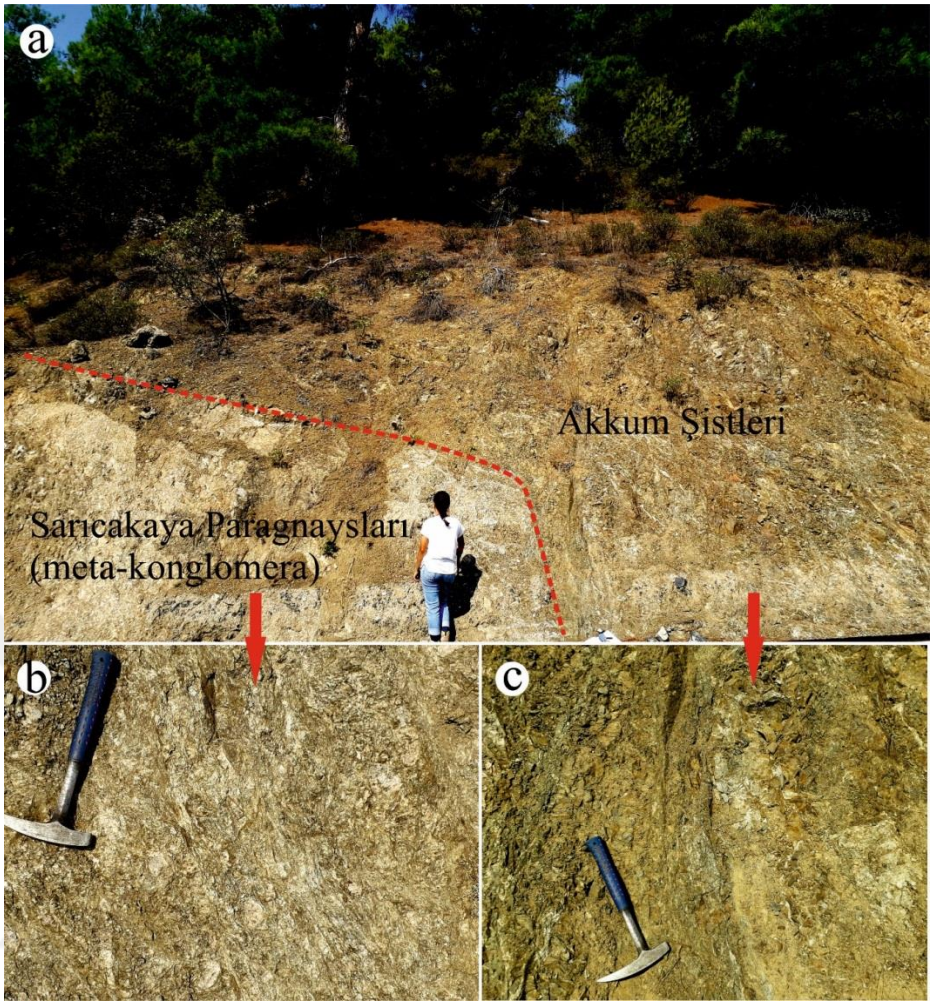



**Şekil 4.32:** Künkyolu Tepe'yi doğudan çevreleyen vadi tabanında, örtülü dokanak zonunun 30 m güneyinde, faylarla kesilmiş paragnays ve kuvarsit seviveleri (bakıs vönü B, GPS: 96875, 40075) .

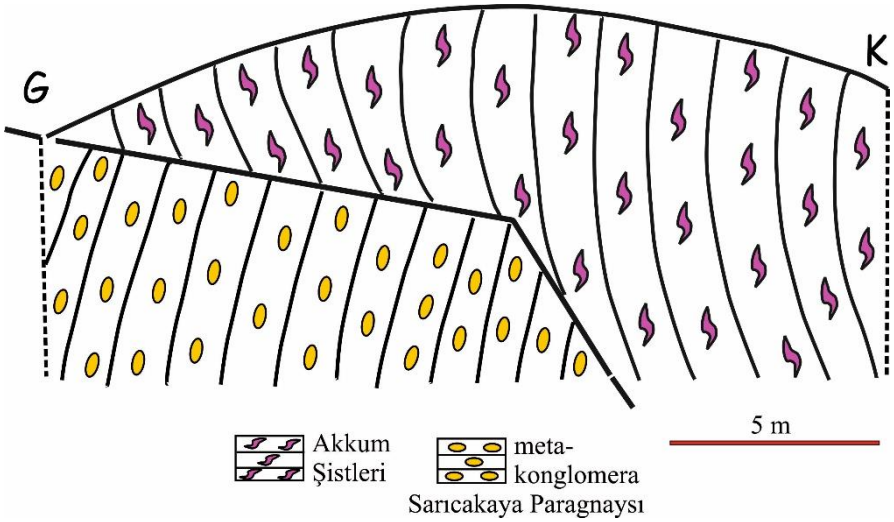





**Şekil 4.33:** Pamuklu Tepe batısındaki vadi tabanında kuzeye eğimli fay düzlemleri ile kesilen paragnays istifi (bakış yönü DGD, GPS: 94925/40050).




**Şekil 4.34: a)** Kepez Tepe'nin yaklaşık 1 km güneybatısında, Sarıcakaya Paragnayslarına ait meta-konglomeraların üzerine tektonik olarak itilmiş lepidoblastik kontak şistler (GPS: 82675, 39425). b) Dokanaktaki meta-konglomeranın yakından görünümü. c) Dokanaktaki şistlerin yakından görünümü.

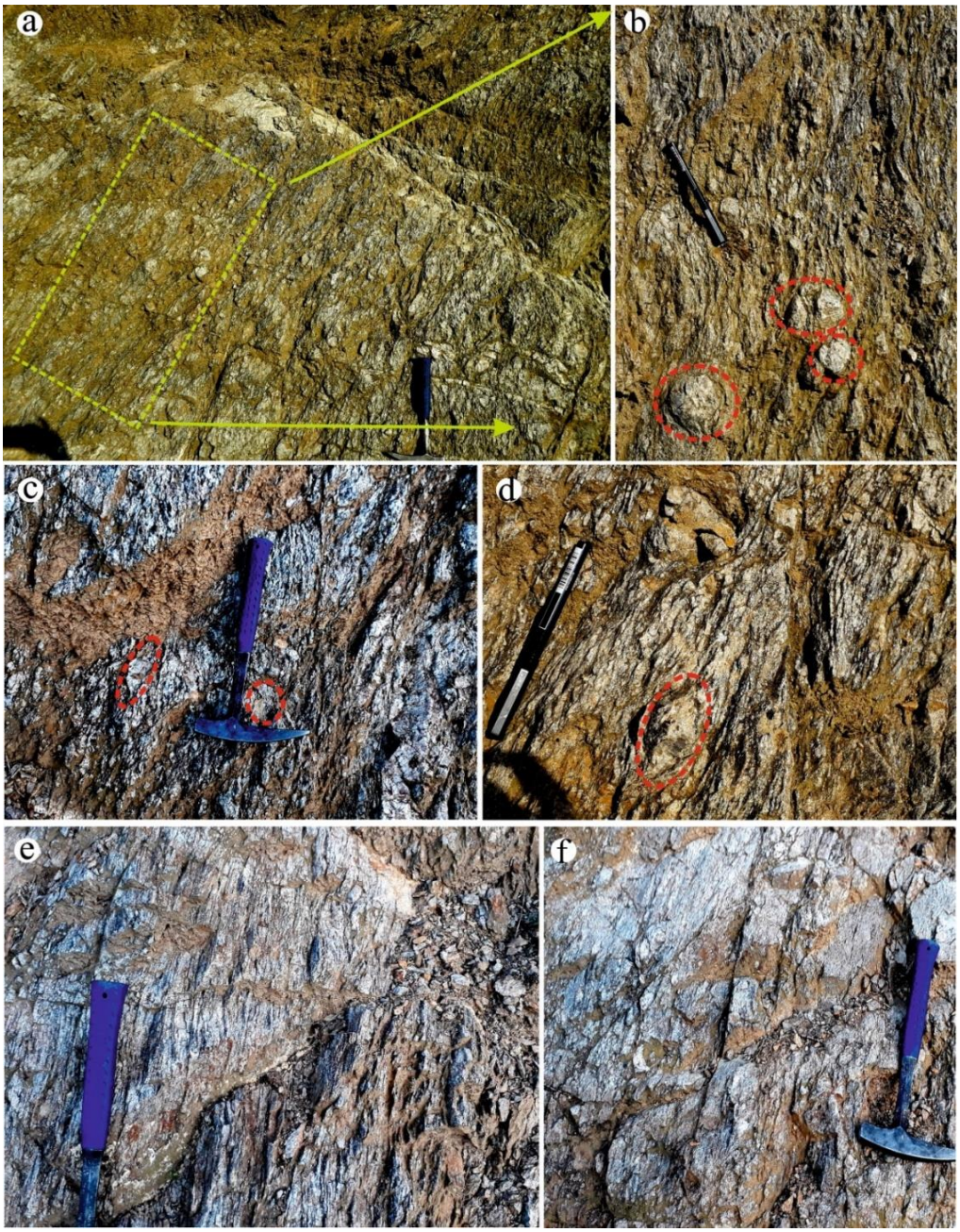



**Şekil 4.35:** Kepez Tepe güneybatısında, Sarıcakaya Paragnaysları ve üzerine fayla gelen şistlerin dokanak zonundaki şematik enine kesiti.

**Kaya Türü Özellikleri:**

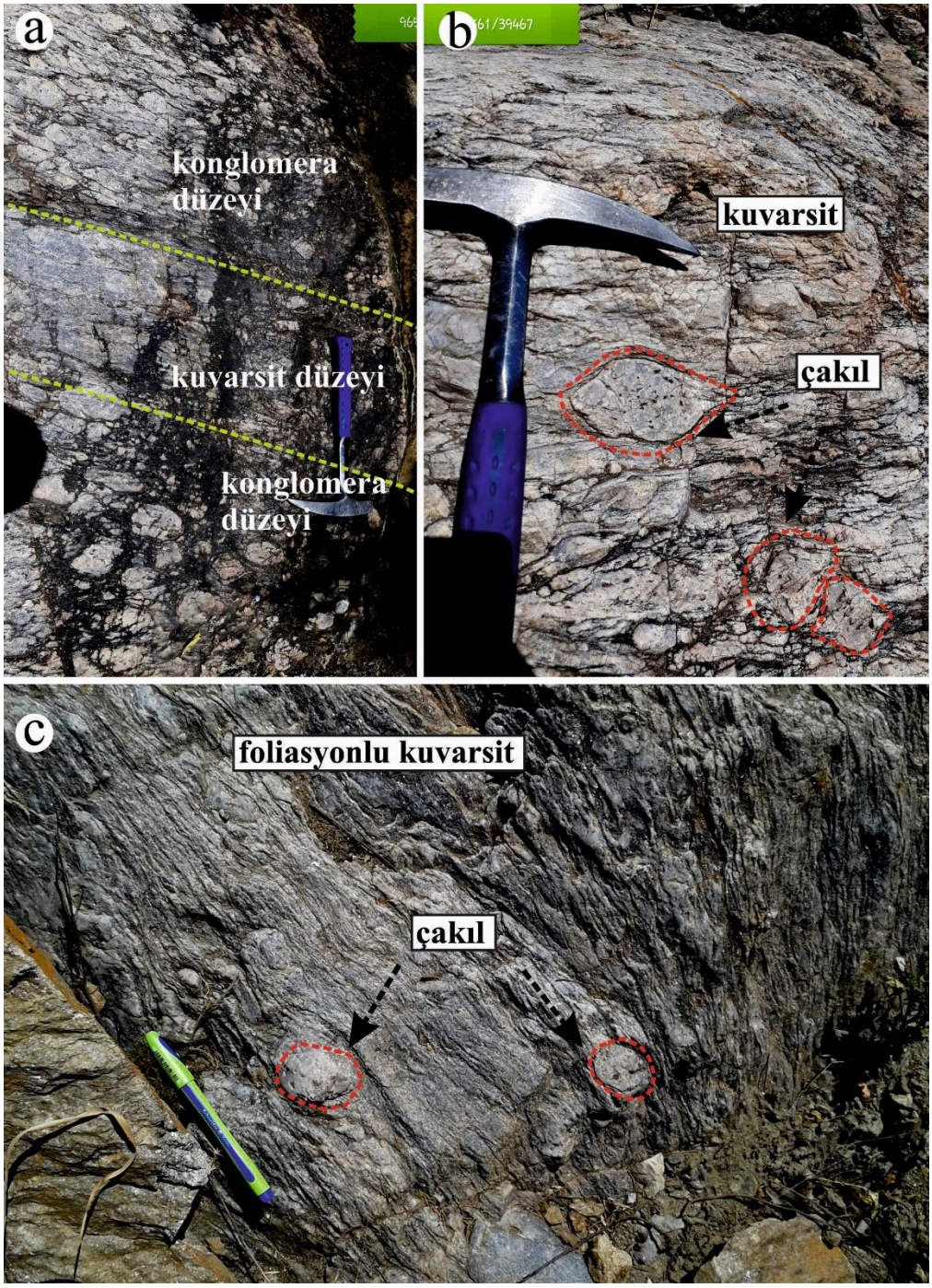
Sarıcakaya Paragnaysları'nın litolojisi gnaysik foliasyon kazanmış meta-psammit, meta-konglomera ve bunlarla sıkça ardalanan kuvarsit, mikalı kuvarsit ve kuvars şistlerden oluşmaktadır. Tüm bu litolojiler yatay ve düşey yönde birbiri ile geçişlidir.

Meta-konglomera içindeki çakıl parçaları granit ve kuvarsitten oluşmaktadır. Gnaysik foliasyon kazanmış olan meta-konglomeratik düzeyler (Şekil 4.36 a-b-c-d) sıklıkla foliasyonlu ya da foliasyonsuz (± mikalı) kuvarsitler ile ardalanmaktadır (Şekil 4.36 e-f).



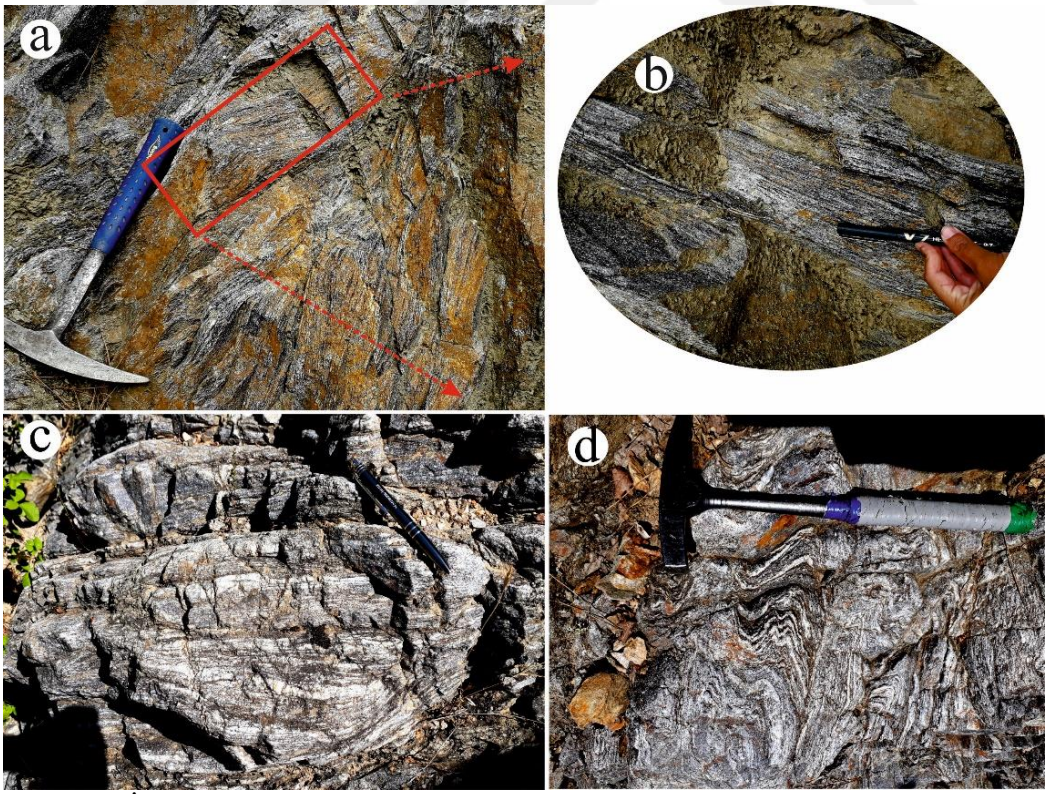

**Şekil 4.36: a)** Gnaysik foliasyon kazanmış ve uzayamamış granit parçaları içeren meta-konglomera düzeylerinin genel görünümü. **b-c-d)** Konglomera kökenli paragnaysların ve içindeki korunmuş granit parçalarının yakından görünümü. e-f) Konglomeratik gnayslar arasındaki foliasyonlu kuvarsit düzeyleri.

Özellikle Sarıçay Deresi vadisini doğudan verev olarak kesen vadi içlerinde kuvarsit düzeyleri ile meta-konglomeraların ritmik ardalanmasına sıklıkla (neredeyse birer metre sıklıkla) rastlanmaktadır (Şekil 4.37 a). Bununla birlikte, kalın kuvarsit düzeyleri ya da meta-psammitik gnayslar içinde izole granit çakılları sıklıkla gözlenmektedir (Şekil 4.37 b-c). Az çok deforme olmuş izole granit çakıllarının uzun ekseni bazen ana foliasyona koşut, bazen de ana foliasyona aykırı yönelim göstermektedir.

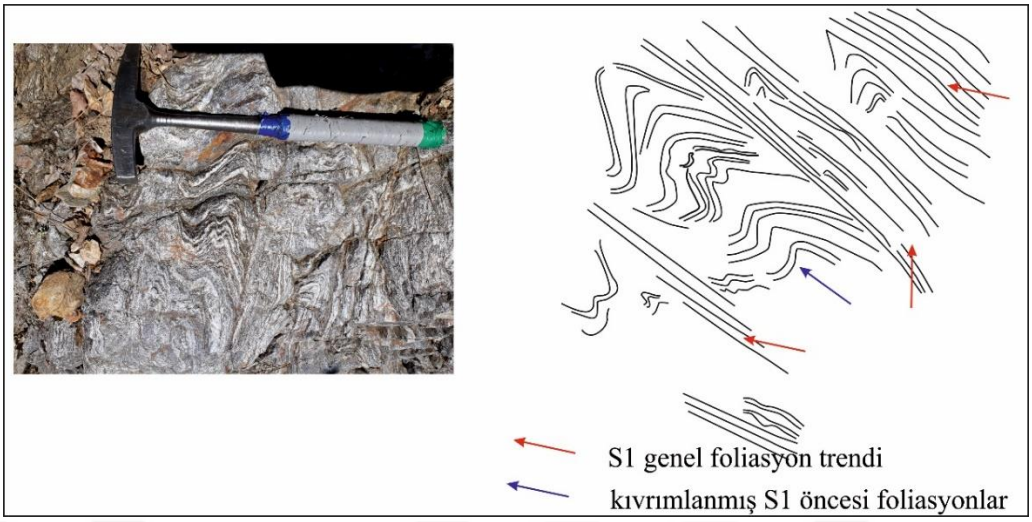



**Şekil 4.37: a)** Kuvarsitler ile ardalanan meta-konglomeratik düzeyler**. b)** Kalın kuvarsit düzeyi içinde izole olarak bulunan granit çakılı. **c)** Foliasyonlu kuvarsitler içinde konglomera boyutlu granit parçaları.

Örneğin Şekil 4.37 b'de üstteki deforme granit çakılının uzun ekseni foliasyona koşut giderken, sağ alttaki çakılların uzun eksenleri ana foliasyona aykırı yönelim göstermektedir. Ana foliasyona aykırı duran çakılların çevresinde foliasyon düzlemlerini oluşturan kuvarslar sigma yapılı 'basınç gölgeleri' oluşturmaktadır. Özellikle vadi tabanlarındaki kalın kuvarsit istifleri içinde boyutları 7 cm'ye ulaşan granit çakıllarının kamalanmış mercekler/cepler oluşturduğu gözlenmektedir. Bu merceklerdeki çakıl parçalarının, istifin üst dokanağına yakın kesimlerinde sıklıkla sigmoidal yapı kazandığı ve lepidoblastik biyotit düzlemleri ile çevrelendiği görülür. Deformasyondan korunmuş kesimlerde ise merceklerdeki bu çakıllar kötü boylanmış parçalar şeklinde gelişigüzel dağılmıştır. Meta-konglomeralardan daha küçük tane boyuna sahip olan meta-psammitik gnayslar, biyotitlerin (± muskovit) baskın olduğu mafik bantlar ile feldispat ve kuvarslardan oluşan felsik bantların ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.38 a-b-c-d). Meta-psammitik gnays istifine ait ana foliasyon düzlemlerinin yer yer, kıvrımlanmış daha eski foliasyon düzlemlerini kestiği gözlenmiştir (Şekil 4.38d). Meta-psammitik kayalar biyotitlerin azalmasıyla muskovitli kuvars şistlere ya da kuvarsitlere geçiş gösterirler (Şekil 4.39 a-b-c-d). Meta-psammitik gnaysların taze yüzeylerinde boz gri renk hakimdir.

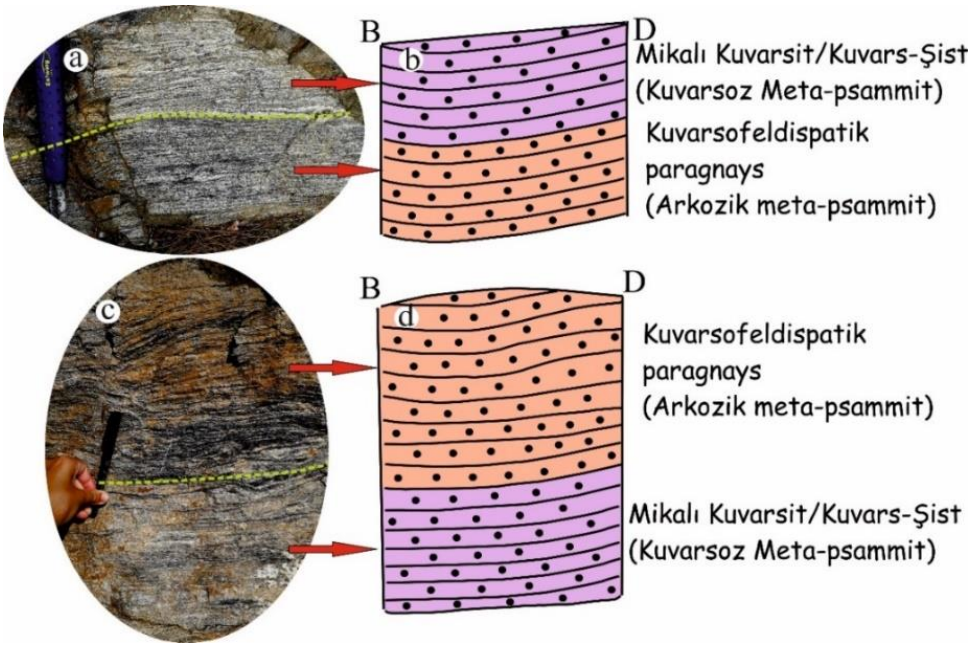



**Şekil 4.38: a)** İyi gelişmiş gnaysik bantlaşmaya sahip, meta-psammitik kuvarso-feldispatik gnaysların genel görünümü. **b-c-d)** Gnaysik bantlaşmaya sahip kuvarsofeldispatik gnaysların yakın görünümleri. Beyaz felsik bantlar plajiyoklas ve kuvarstan, koyu-gri boz renkli katmanlar ise biyotit ve daha az miktarda muskovitten oluşmaktadır.



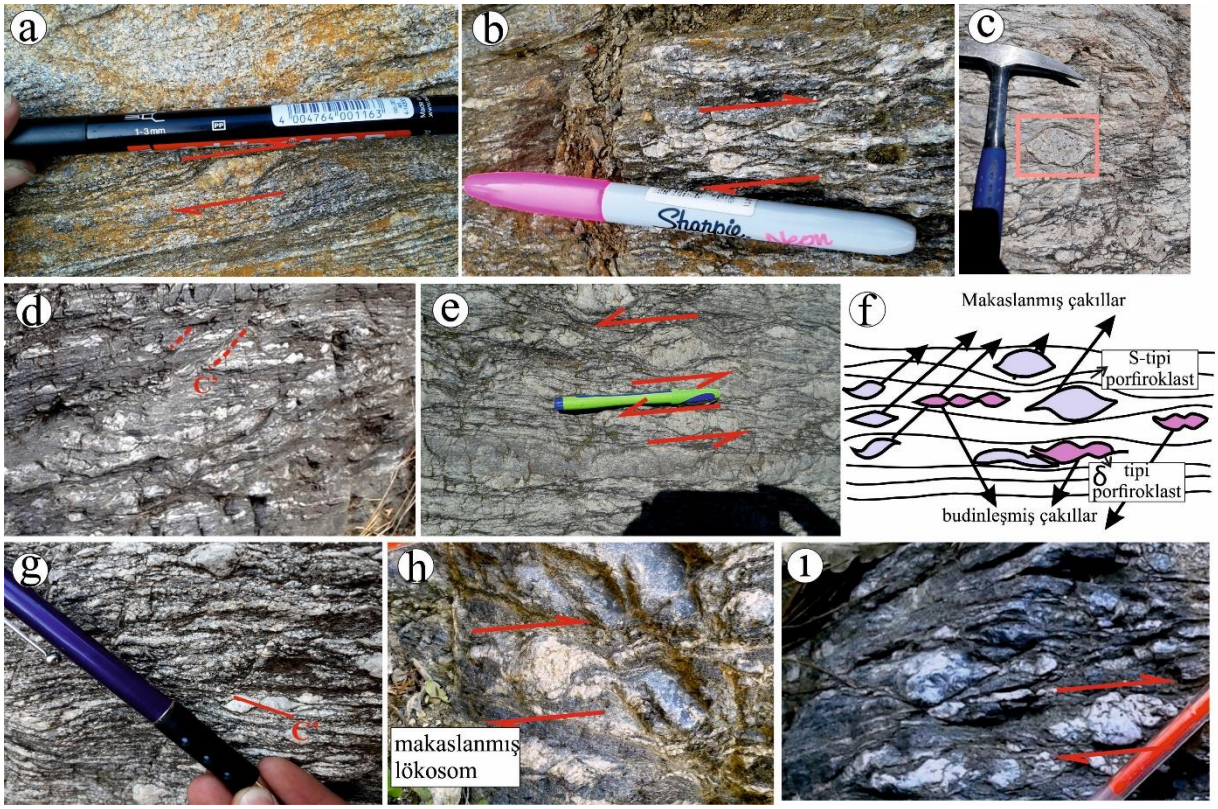

**Şekil 4.38 d'nin** şematik çizimi.

İstifin özellikle üst dokanağa yakın kesimlerinde milonitleşmeye bağlı yapılar gözlenmektedir. Bunlar makaslanmış ve budinleşmiş konglomeralar, feldispatlar ve ana foliasyon düzlemlerini kesen C' yapılarıdır (Şekil 4.40). Bununla birlikte bu zonlarda foliasyon düzlemleri konglomeraların çevresinde sigmoidal basınç gölgeleri oluşturmaktadır. Paragnays istifinin foliasyon düzlemleri arasında yer yer *'köksüz, foliasyon arası kıvrımlar'* bulunmaktadır.

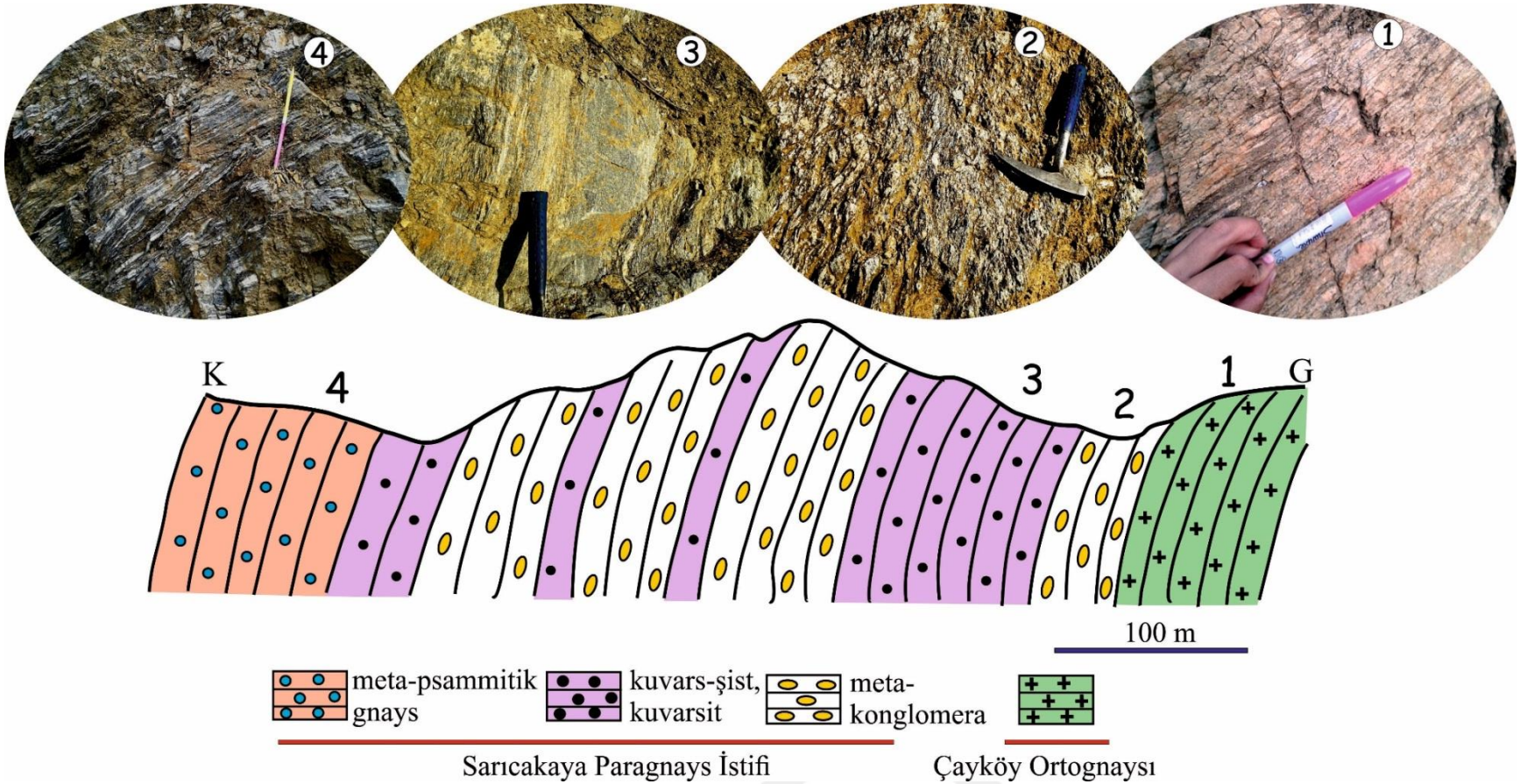



**Şekil 4.39: a)** Altta biyotitli kuvarso-feldispatik paragnays düzeyinden, üste doğru biyotitlerin azalıp kuvars miktarının artmasıyla kuvars-şistlere geçiş. b) Bu geçişin şematik gösterimi. c) Altta oldukça şistoz kuvarsitlerden, kayaca mafik bantları kazandıran biyotitlerin artışıyla üste doğru kuvarso-feldispatik gnayslara geçiş. d) Bu geçişin şematik ölçeksiz kesiti.

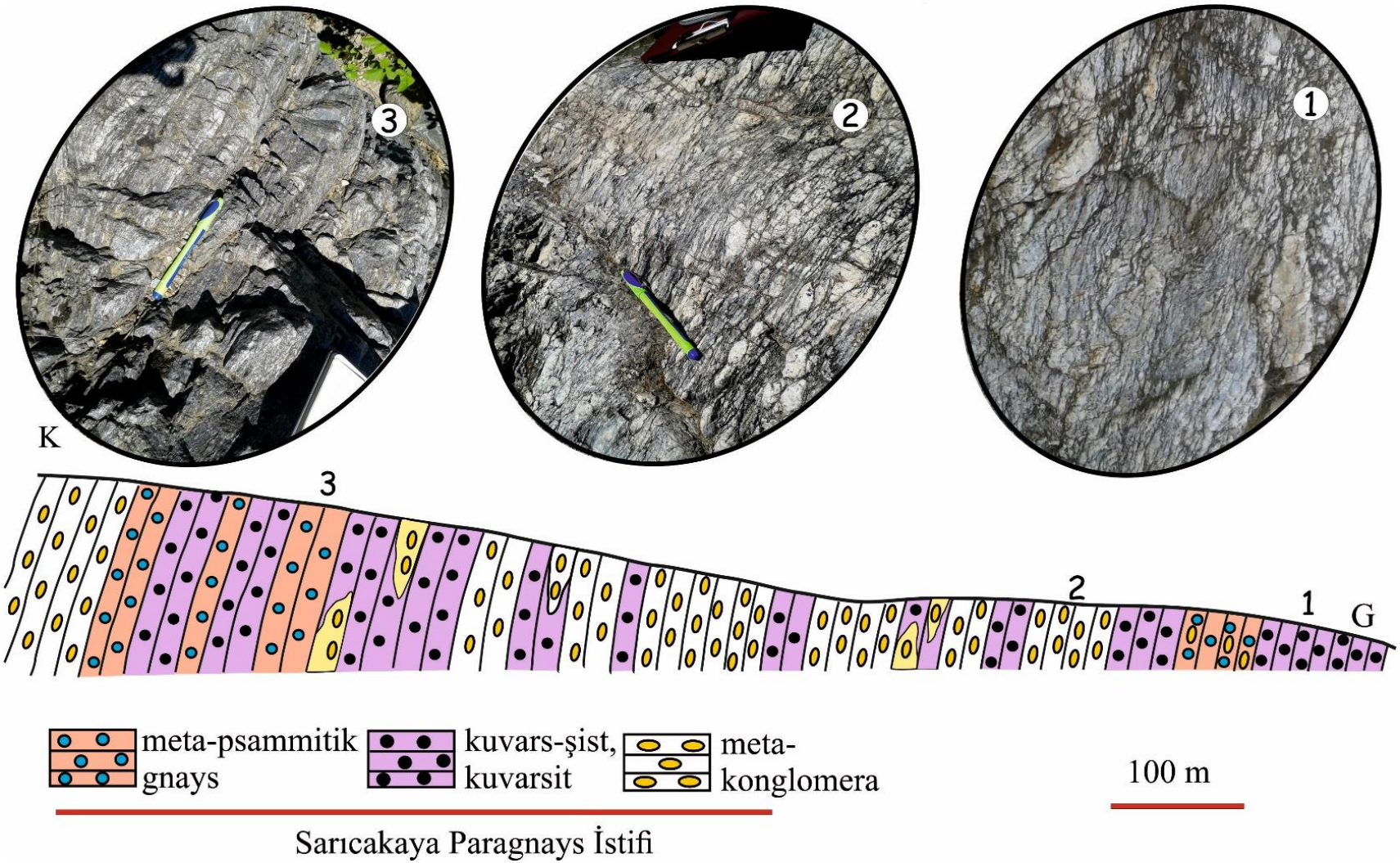
Şekil 4.41-42-43'de, sırasıyla, 1) Sarıcakaya'yı Beyyayla'ya bağlayan ana yol yarmasında, 2) Sarıçay Deresi vadisini doğuda verevine kesen uzun vadi tabanında, 3) Tozman köyü kuzeydoğusundaki Fındıkderesi yatağında gözlenen ortognaysları üzerleyen paragnays istiflerinin arazide çizilmiş enine kesitleri gösterilmektedir.



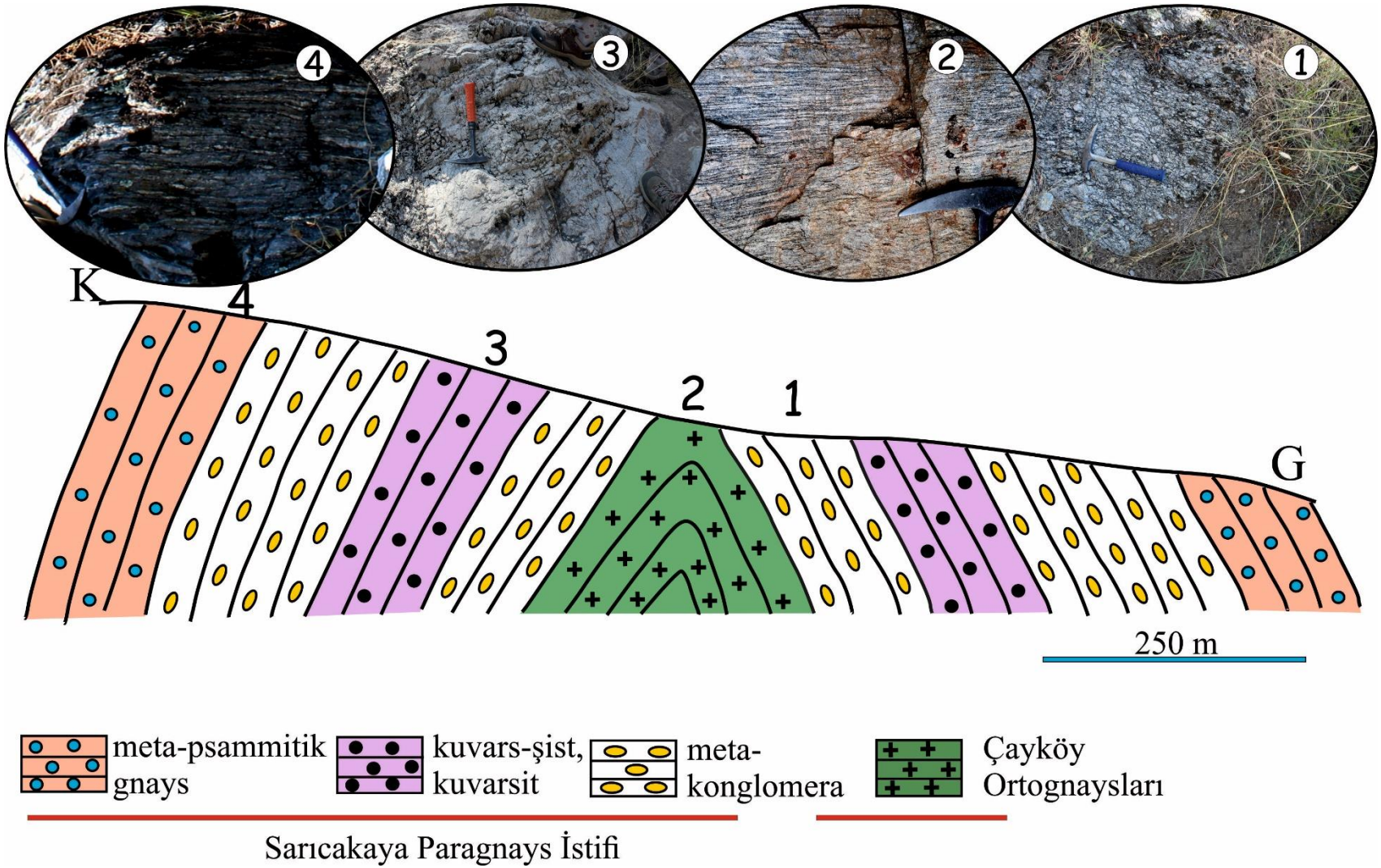

**Şekil 4.40**: Meta-psammitler içinde a) makaslanmış granit çakılı, b) makaslanmış feldispatlar, c) makaslanmış çakıl parçası. d) Foliasyon düzlemlerini kesen C' yapıları. e-f) makaslanmış ve budinleşmiş konglomera parçaları. g) makaslanmış feldispatlar ve ana foliasyonu kesen C' yapısı. h) makaslanmış lökokratik granit seviyesi. ı) psamo-pelitik matriks içinde makaslanmış çakıl parçası.




**Şekil 4.41:** Sarıcakaya'yı Beyyayla'ya bağlayan ana yol yarmasındaki, paragnays istifinin arazide çizilmiş enine kesidi.

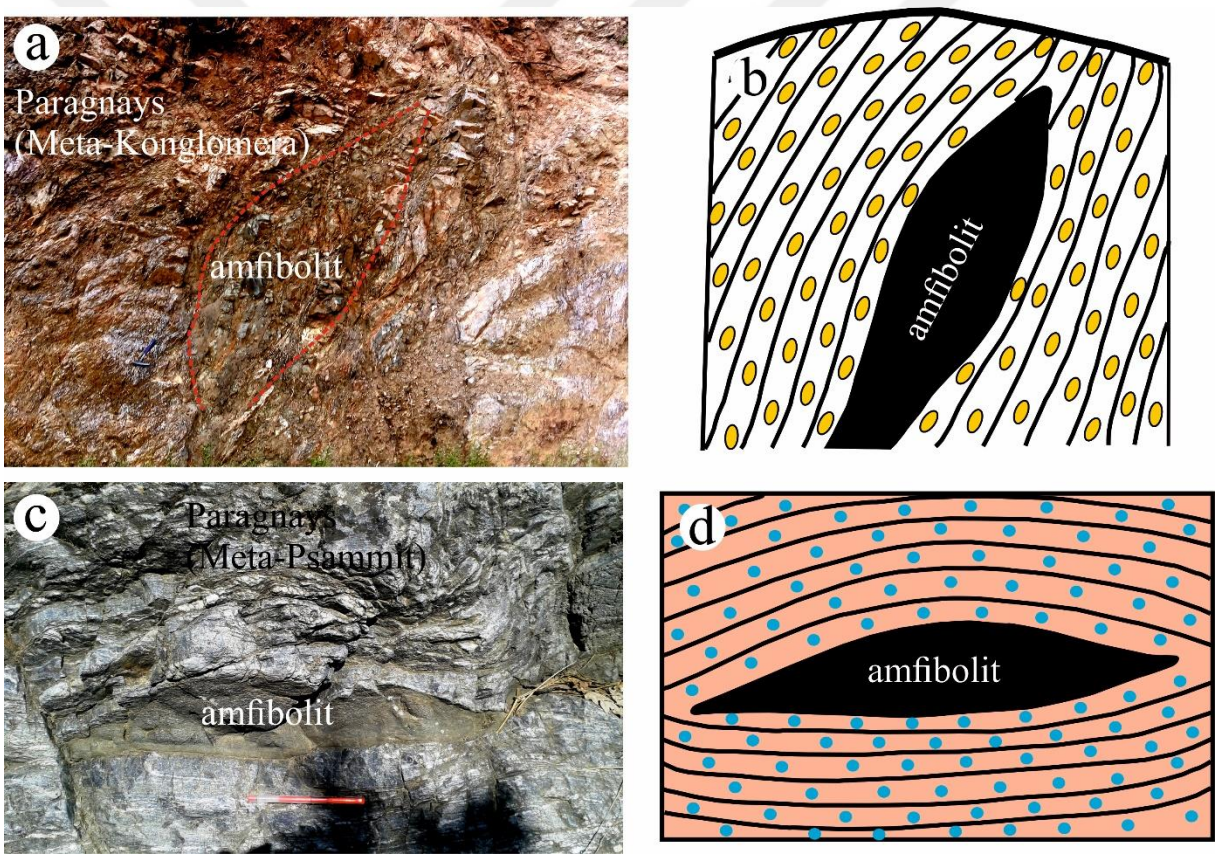



**Şekil 4.42:** Sarıçay deresi vadisine doğudan bağlanan vadi tabanındaki paragnays istifinin arazide çizilmiş enine kesidi.




**Şekil 4.43:** Tozman köyü kuzeydoğusunda bulunan Fındıkderesi vadi tabanındaki paragnays istifinin arazide çizilmiş enine kesidi.

Bölgedeki paragnays istifinin içinde yer yer amfibolit düzeyleri gözlenmektedir. Oldukça ince kristalli ve koyu yeşil-siyah renkli olan amfibolitler çok ince ve dar aralıklı foliasyon düzlemlerine sahip olup, foliasyonları genellikle kendilerini çevreleyen paragnayslarınki ile paralel konumdadır (Şekil 4.44). Bu amfibolit silleri çoğunlukla budinleşmiş olarak gözlenmektedir (Şekil 4.44). İlksel dokularını tamamen kaybetmiş olan amfibolitler metamorfizma öncesinde kırıntılı istifi kesen ya da metamorfizma öncesi kırıntılı istife tektonik olarak yerleşmiş bazik magmatik kayalar olmalıdır. İntruzyon olarak yan kayaca yerleşmenin kanıtlarından olan 'soğumuş kenar (chilled margin)' yapısı korunmuş olarak gözlenmemektedir.

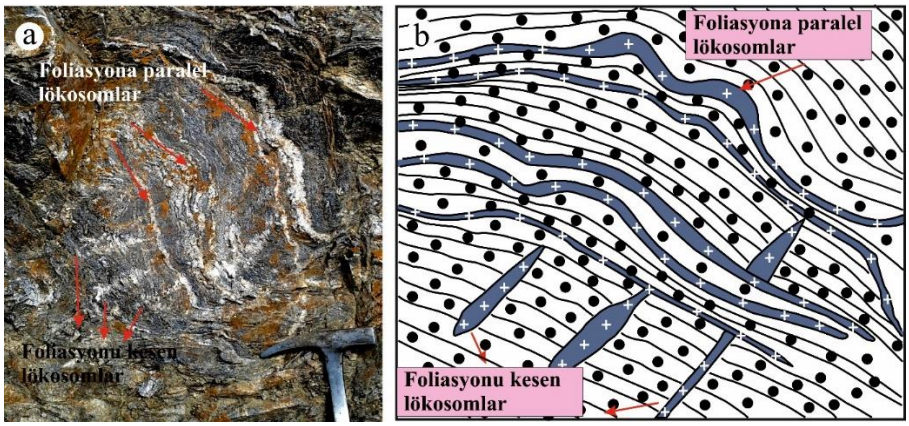



**Şekil 4.44: a-c)** Paragnayslar içindeki amfibolit budinleri. b-d) Amfibolit ve paragnays ilişkisinin şematik görünümü.

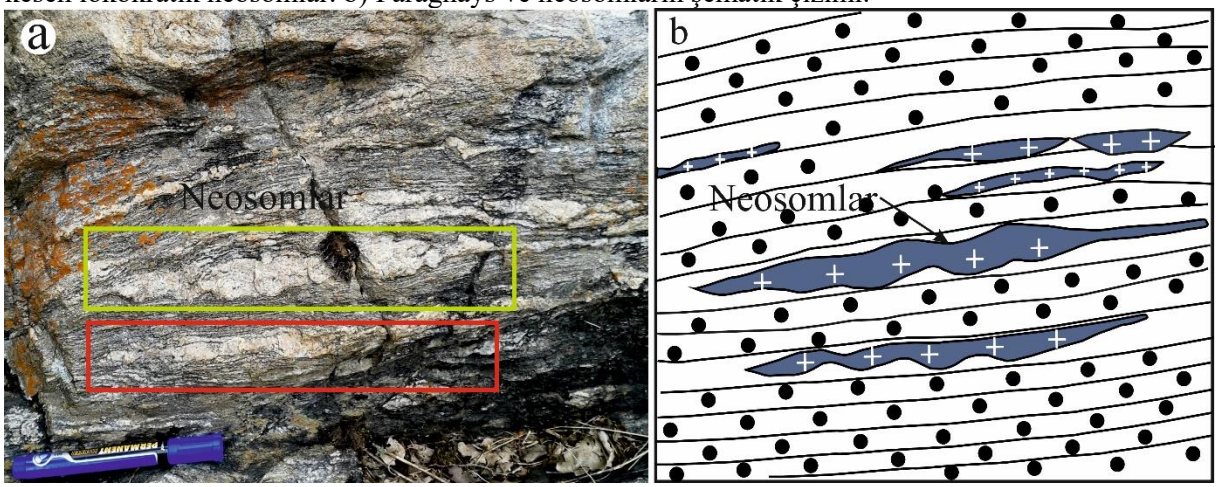
Sarıcakaya Paragnays istifindeki biyotitçe zengin ve psammit kökenli kuvarsofeldispatik gnaysların sıklıkla migmatitleştiği gözlenmektedir. Migmatitleşmiş paragnayslar santimetre ya da metre ölçekli lökosomlar tarafından kesilmektedir. Bu lökosomlar paragnaysların genel foliasyon düzlemlerine çoğunlukla paralel konumda olup (Şekil 4.45 ve Şekil 4.46), daha seyrek olarak da bu düzlemleri kesmektedir (Şekil 4.45). Her iki durumda da lökokratik

neosomlar oldukça deforme ve kıvrımlı yapıdadır. Kıvrımlar genellikle ptigmatik ve disharmonik yapıdadır. Gnaysik foliasyona koşut konumdaki lökosomlar migmatitik paragnayslara *'stromatitik yapı'* kazandırmaktadır (Şekil 4.45-46). Kayacın foliasyon düzlemlerine koşut olarak yerleşmiş bu konkordan neosomlar budin yapısına benzer şekilde orta kesimlerde daha kalın olup kenarlara doğru incelmektedir (Şekil 4.46). Kuvarsitler ve bunlar içindeki meta-konglomera mercekleri migmatitleşmeden en az etkilenen kesimler olmuştur. Birimin ana foliasyon düzlemleri tarafından kesilen kıvrımlı foliasyonlar, kıvrım eksen düzlemlerine yaklaşık koşut yönde sokulmuş lökosom damarları tarafından kesilmektedir (Şekil 4.47). Bu tip zonlarda istifteki bölgesel foliasyon düzlemlerinin de sıklıkla migmatitleştiği gözlenmektedir. Bununla birlikte, dik kıvrım eksen düzlemlerine sahip migmatitik kıvrımların kayma düzlemleri tarafından kesildiği gözlenmiştir (Şekil 4.48). İstifin ana foliasyonu ile genellikle koşut yönde olan bu kayma düzlemlerinin buruşma ya da eksen düzlem klivajı olarak oluşmaya başladığını gösteren yüzleklere Sarıcakaya ilçesi kuzeyinde sıklıkla rastlanılmaktadır (Şekil 4.49).

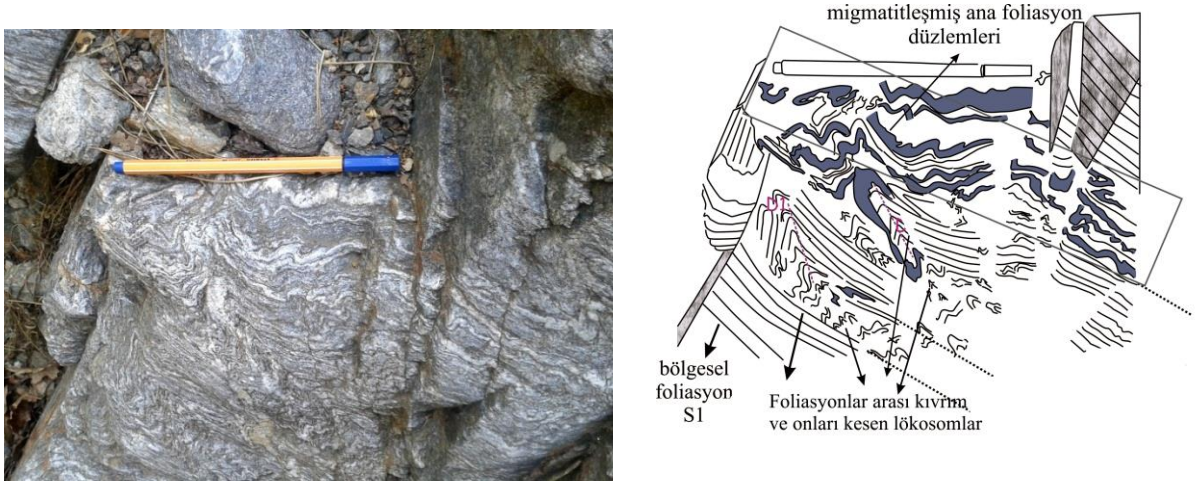
Sarıcakaya Paragnaysları, özellikle migmatitik zonlara yakın kesimlerde, yer yer deforme olmuş lökokratik granitlerden oluşan metre ölçekli sil ve dayklar ile kesilmektedir. Bu lökokratik sil ve daykların büyük çoğunluğu 1- Budinleşmiş olarak gözlenir (Şekil 4.50), 2- Foliasyon ve lineasyon gibi yapıları içerir (Şekil 4.51 a-b), 3- Özellikle paragnaysları kestiği sınır boyunca oldukça deforme oldukları belirgindir (Şekil 4.51 c-d), 4- Birçoğu özellikle deforme ve makaslanmış cm ölçekli lökosomlar ile konumsal olarak ilişkilidir (Şekil 4.52). Muhtemelen kısmi ergime sonucu oluşmuş bu sin-anatektik granitler belirli kanallar boyunca paragnayslara sil ve dayklar şeklinde yerleşmişlerdir. Dolayısıyla, paragnayslar ile intrusif ilişkili olarak bulunan lökokratik granitlerden bazıları 'lökokratik diatexit' olarak adlandırılabilir. Lökokratik anateksi intruzyonları mineralojik olarak çoğunlukla plajiyoklas-kuvars-muskovit-granat ya da plajiyoklas-K. Feldispat-kuvars-muskovitten oluşmaktadır.



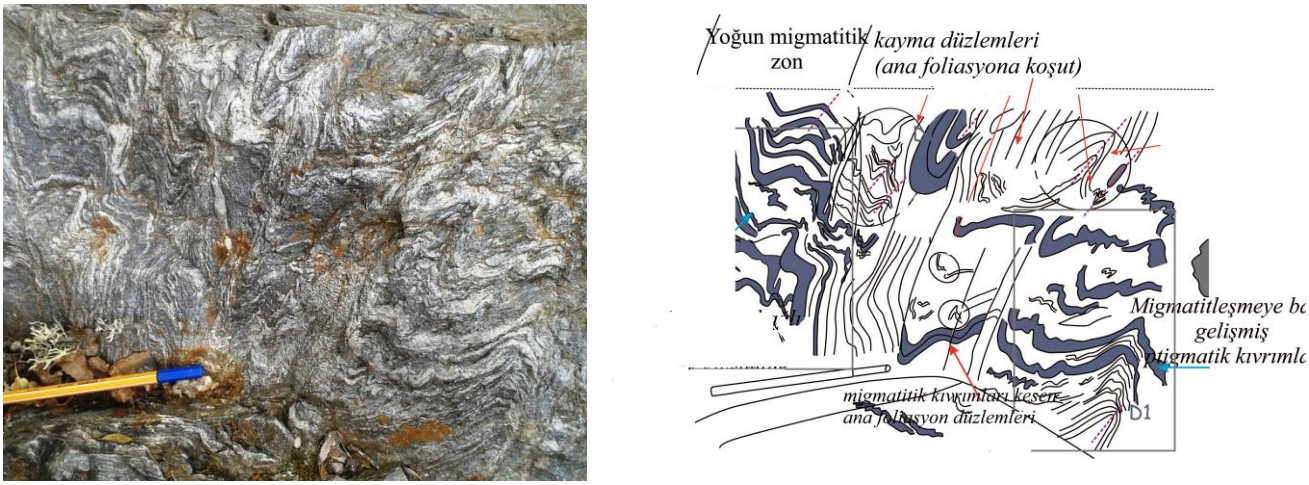

**Şekil 4.45:** a) Sağ üst köşede paragnaysların foliasyonuna koşut olarak, sol alt köşede- ise foliasyonu kesen lökokratik neosomlar. b) Paragnays ve neosomların şematik çizimi.



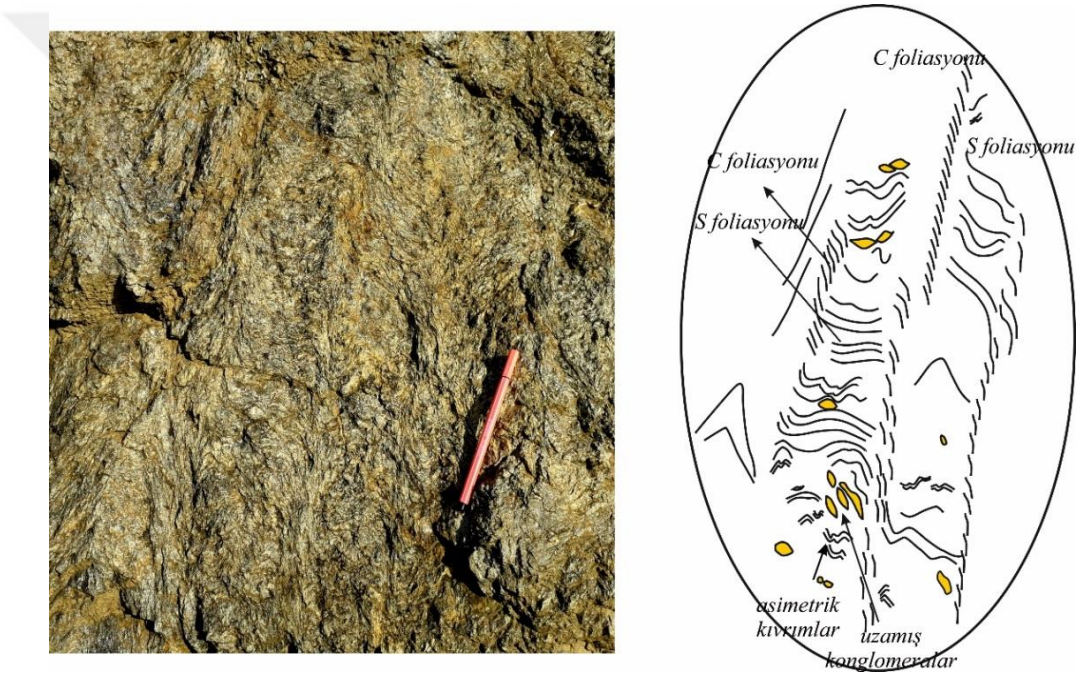

**Şekil 4.46**: a) Paragnayslara 'stromatitik' yapı kazandıran neosomlar, budin yapısına benzer şekilde orta kesimde şişkin olup, kenarlara doğru incelmektedir.



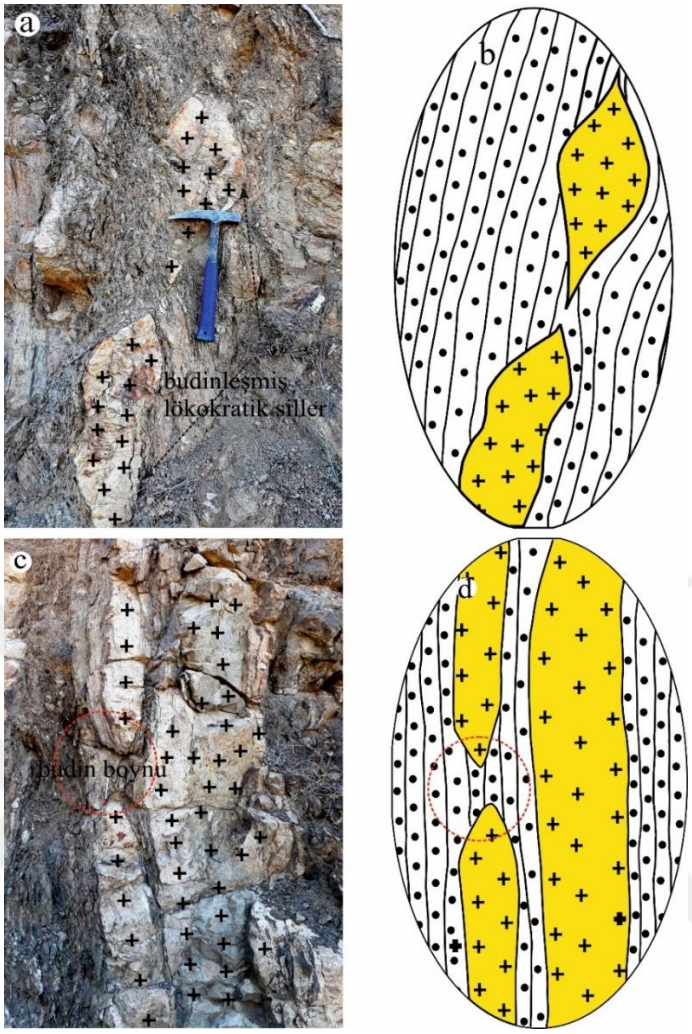

**Şekil 4.47:** Paragnayslarda migmatitleşme ve deformasyon ilişkisi.



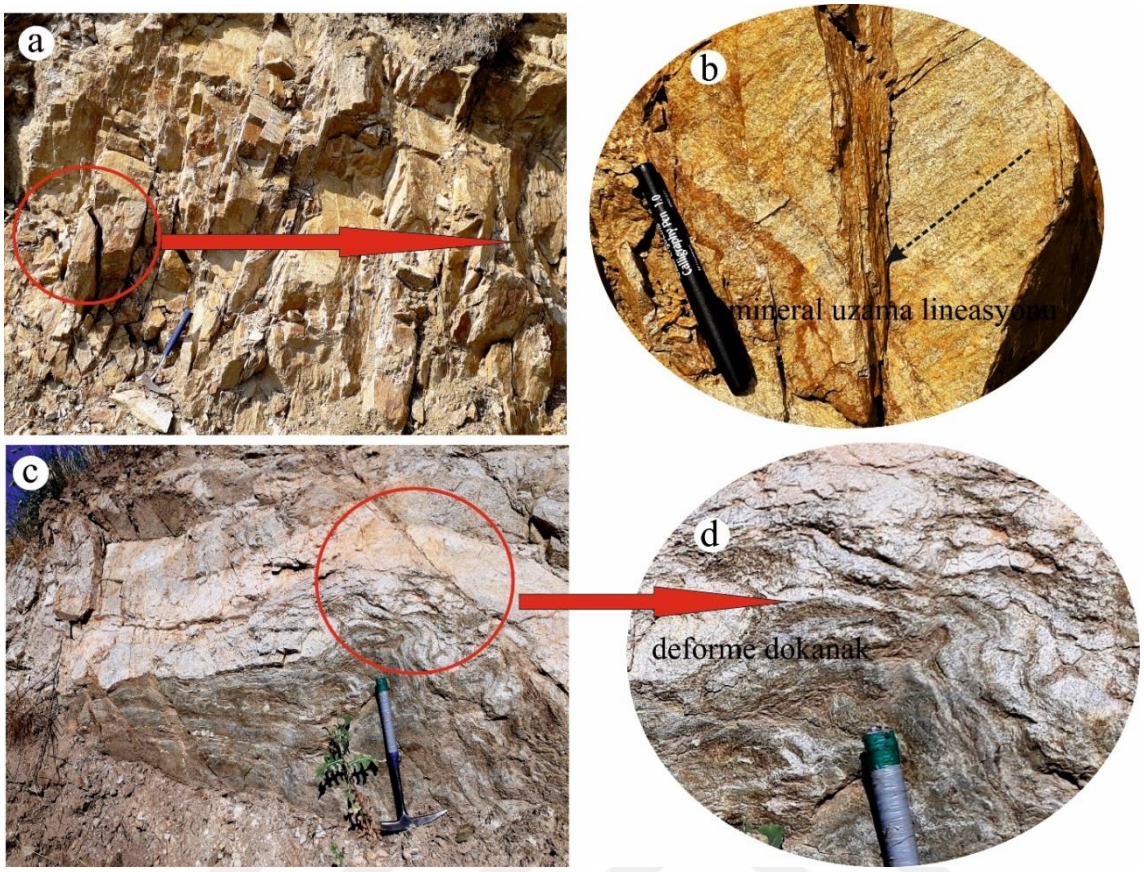

**Şekil 4.48:** Paragnayslarda migmatitleşme ve deformasyon ilişkisi.



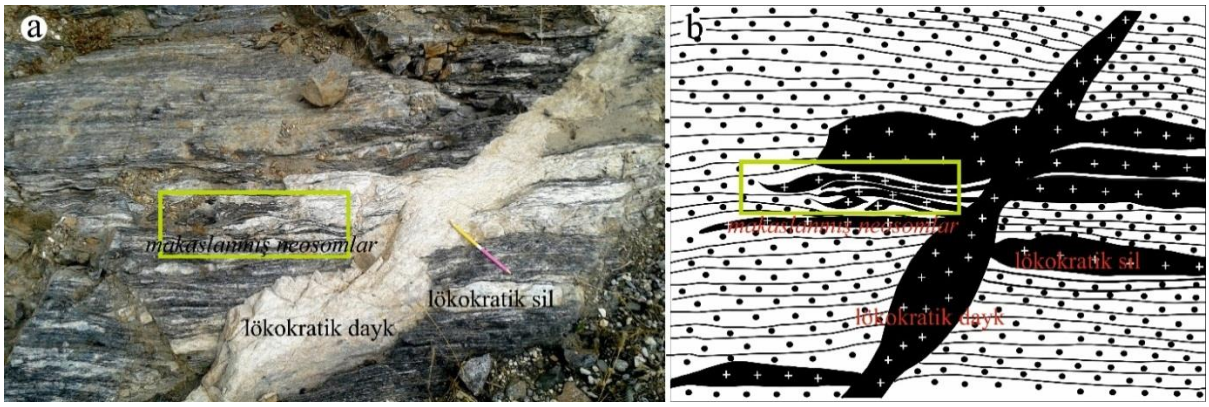

**Şekil 4.49**: Buruşma klivajı şeklinde oluşmuş kayma düzlemleri




**Şekil 4.50: a-c)** Paragnaysları kesen bir kısmı budinleşmiş lökokratik granit silleri. b-d) Budinlerin şematik gösterimi.




**Şekil 4.51: a-b)** Mineral uzama lineasyonları içeren lökokratik granitler. c-d) Paragnaysları kesen lökokratik granit silleri, Dokanağa yakın kesimlerde granit sili kıvrımlı ve deforme bir yapı kazanmıştır.




**Şekil 4.52: a)** Paragnaysları kesen lökokratik granit daykı, makaslanmış lökokratik siller ile aynı jeneze ait olup, konumsal olarak ilişkili oldukları açıktır.

## Yaş

Bu tez çalışması kapsamında yapılan jeokronolojik çalışmalar paragnays istifinin 444 My ila 401 My aralığında çökelmiş olabileceğine işaret etmektedir. Paragnaysların üst dokanak zonu boyunca sokulan deforme lökogranitlerden yapılan zirkon U-Pb analizleri ise bu kayaların Kretase dönemindeki (91±25 My) bir tektonik fazdan etkilendiğini göstermiştir.

### 4.1.2.3 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Tektonik Dilimi

**Tanım ve Ad**

Çalışma alanındaki metamorfik istifin en üstünde bulunan, yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş fillat-mika şist topluluğu ile bunların kontak metamorfik eşdeğerleri bu çalışmada '*Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Tektonik Dilimi*' olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada, söz konusu tektonik dilim içindeki metamorfik kayalar litolojik özelliklerine göre farklı birimlere ayrılarak incelenmiştir. Bu dilim içindeki yeşilşist fasiyesi meta-sedimanlarının en açık izlenebildiği kesimler Geyikoynağı Tepe ve yamaçları olduğundan düşük dereceli bu kaya topluğu Geyikoynağı Metamorfitleri olarak adlandırılmış ve haritalanmıştır.

Düşük dereceli meta-sedimenter protolitler ile kontak şistlerin geçişi en net olarak Akkum köyü dolaylarında gözlenebildiği için, kontak metamorfik kaya istifi *Akkum Şistleri* olarak adlandırılmıştır. Göncüoğlu ve diğ. (1996, 2000), çalışma alanı içindeki tüm şistleri Söğüt Metamorfikleri olarak adlandırdığı kaya grubu içine dahil etmiştir. Ayaroğlu (1979), bu düşük dereceli meta-kırıntılı istifin Bozöyük ilçesindeki yüzleklerini 'Bozöyük Metamorfitleri' olarak adlandırmıştır.

**Kalınlık ve Yayılım**

Yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş fillat ve mika-şistler çalışma alanının en batısında Çınçın Dere'den başlayarak, doğuda Boyancık Sırtını çevreleyen alanlarda son bulmaktadır. Fillat ve mika-şistlerin kontak metamorfizmasıyla oluşan kayaç grubu çalışma alanındaki en fazla yayılım gösteren litolojidir. Kontak metamorfizma ürünü bu kayaç grubundaki benekli şist/benekli fillat serisi Yıldızlar Tepe-Daz Tepe-Kepez Tepe dolaylarında en açık mostralarını sunar. Daha doğu kesimlerde Malca Tepe güneyi ve Karakuz Tepe güneyine doğru devam ederek Kara Tepe'nin yaklaşık 2 km doğusunda son bulur. Benekli şist serisindeki porfiroblastların deforme olarak yeni bir şistozite oluşturduğu şistler Kuzualan Sırtı güneyinden başlar, Işıklar Tepe doğusuna doğru devam ederek Köpekli Sırtı doğusunda son bulur.

**Dokanak**

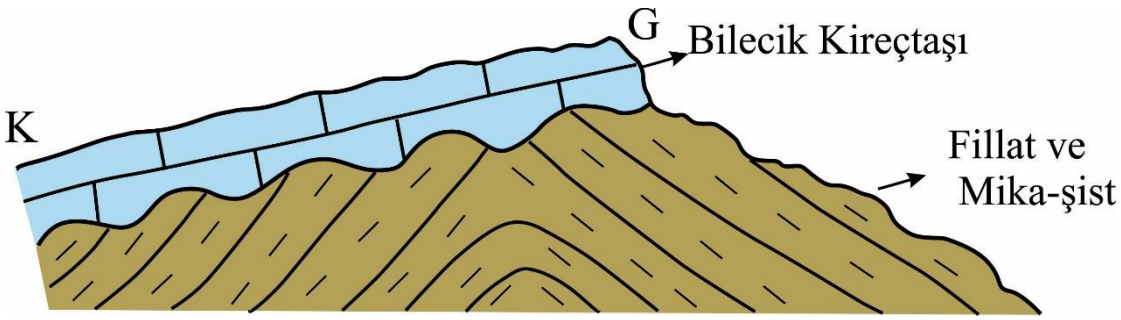
**Alt Dokanak:** Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'ne ait yüksek dereceli şistoz birimler Sarıcakaya Paragnaysları üzerine tektonik olarak gelmektedir (Şekil 4.28-29). Benekli şistler

içindeki mika porfiroblastlarının alt dokanağa yaklaştıkça sigmoidal yapı kazanmaya başladığı sıklıkla görülmektedir. Dolayısıyla, Akkum Şistleri alt dokanak zonu içinde sıklıkla milonitik şist yapısı kazanmıştır.

**Üst Dokanak:** Çalışma alanının KB'sında yeşilşist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş meta-kırıntılı kayaların üzerine uyumsuz olarak Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı gelmektedir (Şekil 4.53-54). Çalışma alanının doğusuna doğru baskın hale gelen kontak şistlerin üzerine ince bir seviye halinde Orta Jura yaşlı Bayırköy Kumtaşı gelmektedir. Özellikle Bayırköy Kumtaşları'nın alt seviyeleri oldukça yoğun granit ve şist parçaları içermektedir.




**Şekil 4.53:** Fillatları uyumsuz olarak üzerleyen Bilecik Kireçtaşı (GPS: 78500, 42400).




**Şekil 4.54:** Fillatlar ve üzerine gelen Bilecik Kireçtaşının şematik enine kesidi.

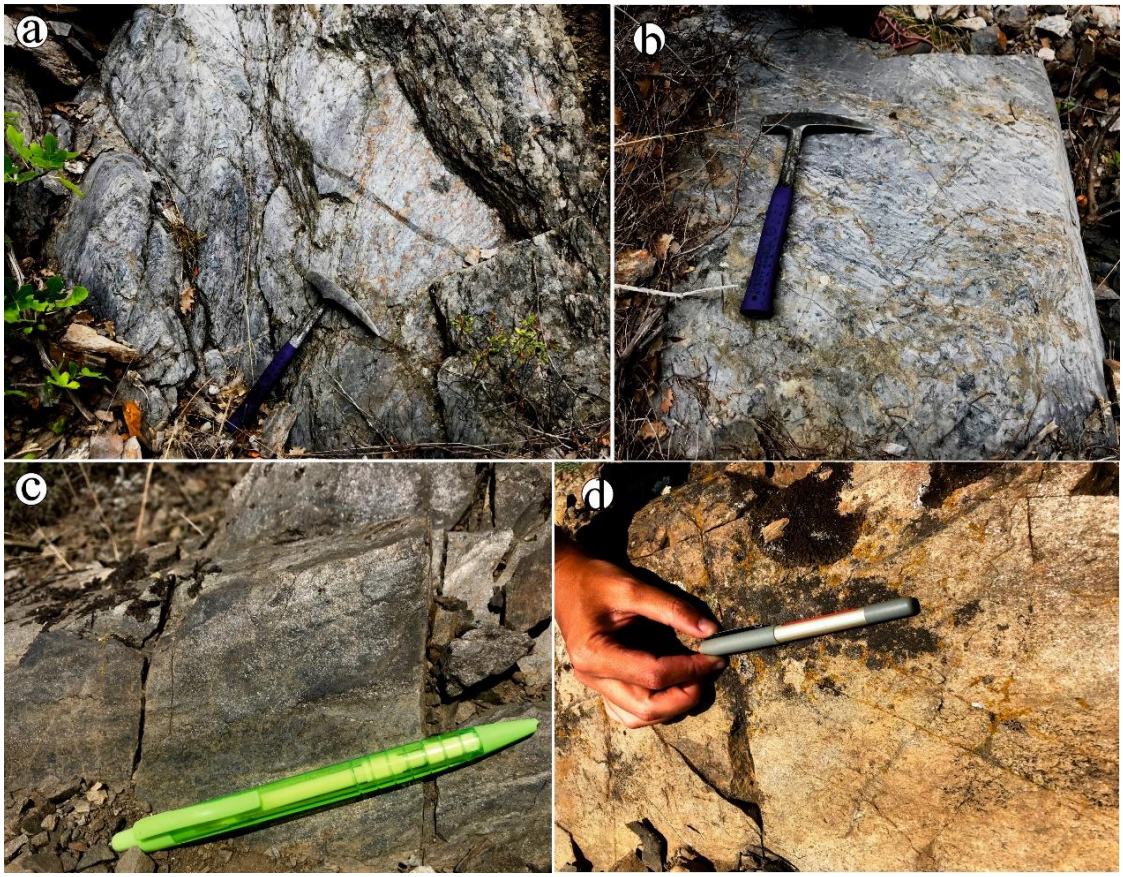
**Tip kesit-Yer**

Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist dilimi içindeki Geyikoynağı Metamorfitleri'nin tip yer ve kesitleri Geyikoynağı Tepe'nin yamaçlarıdır. Geyikoynağı Metamorfitleri'nden Akkum Şistleri'ne geçişin en tipik gözlendiği kesitler ise Yıldızlar Tepe-Kavşak Tepe-Daz Tepe hattı ve bunların güneyindeki yamaçlardır.

**Kaya Türü Özellikleri**

Geyikoynağı Metamorfikleri fillat ve mika-şist ardalanmasından oluşmaktadır. Fillatlar gümüş/açık gri renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.55 a-b). Sedefsi bir parlaklığa sahip olan

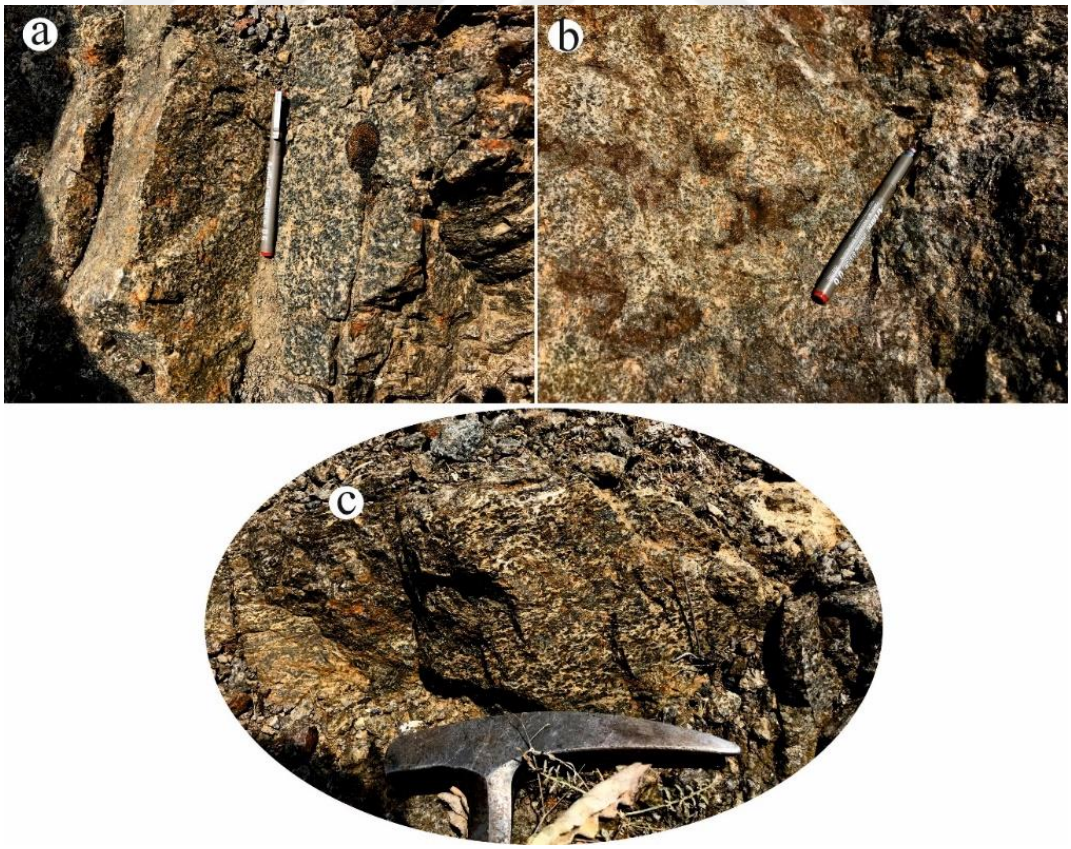
fillatlardaki mineraller çıplak gözle net olarak ayırt edilememektedir. Fillatlar sıklıkla daha şistoz meta-kırıntılı kayalar ile ardalanmakta olup bu kayalar mineral parajenezine göre muskovit-kuvars şist ve muskovit-biyotit-kuvars şistlerden oluşmaktadır. Fillatlara kıyasla daha heterojen yüzey rengine sahip olan mika-şistler bej, açık gri ve koyu gri renkli olarak gözlenmektedir (Şekil 4.55 c-d). Mika şistlerin kristal boyutları çalışma sahasının diğer kesimlerindeki metamorfik kayalara kıyasla çok daha küçük olsa da özellikle mika pulları çıplak gözle ayırt edilebilmektedir. Bazı kesimlerde biyotit ve muskovitler uzayarak şistozite düzlemleri üzerinde mineral uzama lineasyonları oluşturmaktadır.




**Şekil 4.55: a.b)** Geyikoynağı Metamorfitlerine ait gri fillat birimleri (GPS: 76839, 41288). c-d) Daha şistoz birimler.

Akkum Şistleri olarak adlandırılan kontak metamorfik şist ve hornfelsik kaya topluluğu, bölgesel metamorfizmasını yeşilşist fasiyesinde geçirmiş Geyikoynağı Metamorfikleri'nin kontak metamorfizmaya uğramasıyla oluşmuştur. Bu kontak metamorfik kaya topluluğu 'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin alt dokanağına ve Sarıcakaya Plutonu'na ait ana kütleye (kuvars-diorit) olan uzaklıklarına bağlı olarak farklı dokusal ve mineralojik özellikler sunarlar.

Geyikoynağı Metamorfiklerine daha yakın olan kesimlerdeki kontak metamorfik kaya topluluğu hornfelsik kayalar ve benekli şistlerden oluşmaktadır. Bu kayaçların baskın olduğu zonlarda kontak metamorfizma etkisiyle gelişmiş post-tektonik porfiroblastlar (bölgesel ölçekli yeşilşist meta-kırıntılılarına göre post-tektonik) azalan bolluk sırasına göre ***biyotit-muskovit-andalusit*** minerallerinden oluşmaktadır. Oldukça kaba kristalli olan hornfelsik kayalar, Geyikoynağı Tepe ile Dikenlik Sırtı'nın yamaçlarında yoğun olarak gözlenmektedir. Hornfelsik kayalar ile benekli şistler dokusal özellik bakımından birtakım farklılıklar göstermekle birlikte, bunlar andalusit-biyotit zonu içinde birbiri ile geçişlidirler. *Hornfels* olarak nitelendirilen kayalarda ilksel protolite ait dokusal ve yapısal özelliklerin bir kısmı silinmiştir. Ayrıca hornfelslerde kalık dokuyu çıplak gözle ayırt etmek güçtür. Hornfelsler fiziksel olarak oldukça sert kayalar olmakla birlikte genellikle nispeten ince kristalli, açık renk ve kuvars+ beyaz mikaca zengin bir matriks üzerine (protolit) büyümüş iri kristalli biyotit, muskovit ve andalusit porfiroblastlarından oluşmaktadırlar. Bu iri porfiroblastlar; 1- Yönelimsiz ve gelişigüzel dağılmış olarak (Şekil 4.56 a-b), 2- Kayaca foliasyon düzlemleri kazandıracak şekilde belirli bir yönelim içinde bulunmaktadır (Şekil 4.56 c).

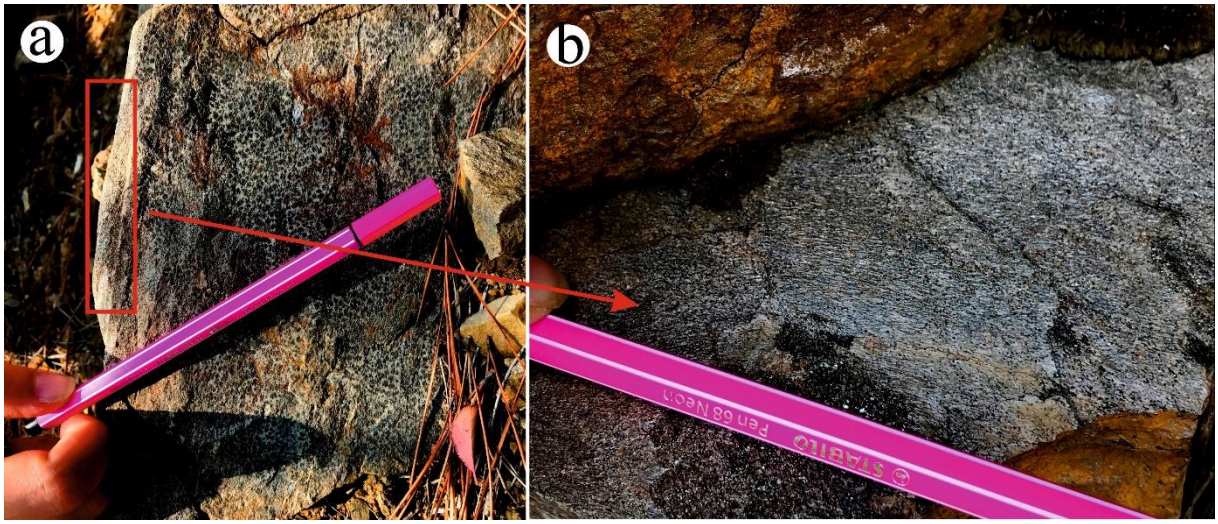



**Şekil 4.56:** a-b) Yönelimsiz biyotit porfiroblastlarına sahip belirli bir foliasyon göstermeyen hornfelsik kayalar. c) Biyotit porfiroblastlarının belirli düzlemler boyunca yönelim göstermesiyle zayıf gelişmiş foliasyon kazanmış hornfels (GPS: 76779, 40789).

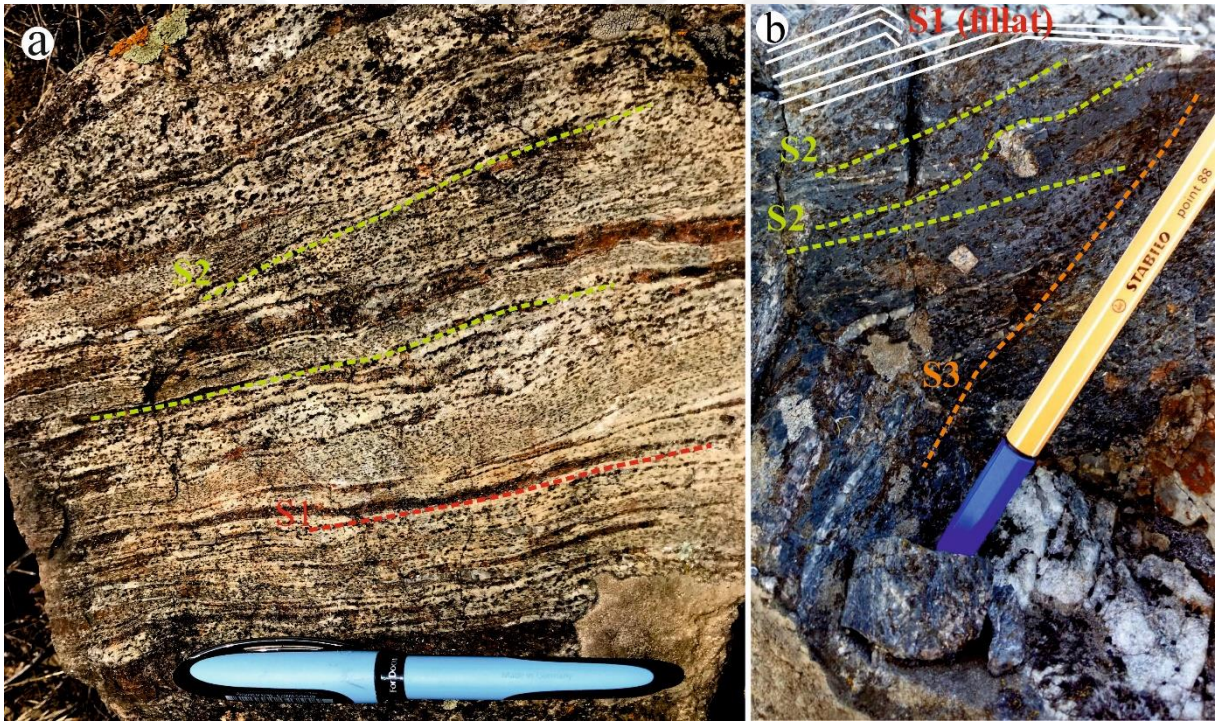
Benekli şistler ile hornfelsik kayalar arasındaki en belirgin farklarından biri, benekli şistlerin protolit kayaçtaki foliasyon ve lineasyon gibi yapısal özellikleri büyük ölçüde bünyesinde barındırıyor olmasıdır (Şekil 4.57 ve 4.58). Benekli şist olarak adlandırılan kaya grubunda kontak metamorfizma etkisiyle büyüyen biyotit-andalusit-muskovit parajenezinin çoğunlukla, buruşma klivajları ve buruşma lineasyonu gibi yapılar içeren fillatların üzerine geliştiği gözlenmektedir (Şekil 4.57 ve Şekil 4.58). Zon içindeki bazı kesimlerde pişme nedeniyle relikt (kalıntı) klivajları ayırt etmek zor olsa da foliasyon düzlemleri üzerinde çoğunlukla kontak metamorfizma öncesi gelişmiş bölgesel lineasyonlar oldukça iyi korunmuştur (Şekil 4.58 a-b). Bununla birlikte, benekli şist zonunda özellikle biyotit porfiroblastlarının kayaca kazandırdığı dokusal özellikler farklılık gösterebilmektedir. Bu dokusal özellikler dar zonlarda sıklıkla değişebilmektedir. Biyotit porfiroblastlarının kayaca kazandırdığı yönlenme bazen zayıf olarak gözlenirken bazen de mükemmel bantlar oluşturacak kadar iyi gelişmiştir. Biyotitlerin kontak zonda oluşturduğu bu ikincil foliasyonlar, protolit kayadaki ilksel klivaj düzlemlerine koşut (Şekil 4.59 a) ya da oblik yönde gelişmiştir (Şekil 4.59 b). Benekli şist zonundaki biyotit porfiroblastları koyu kahverengi, yarı özşekilli-özşekilsiz olup kristal boyutları en fazla 5 mm'ye kadar ulaşabilmektedir. Pembe renkli andalusit porfiroblastlarının genellikle dikdörtgen formlu olduğu ve boyutlarının 7 cm'ye kadar ulaştığı gözlenmiştir (Şekil 4.60).




**Şekil 4.57:** Benekli şist zonunda, buruşma klivajı ve buruşma lineasyonu içeren fillatların üzerine büyümüş biyotit porfiroblastları (GPS: 79878, 40291).




**Şekil 4.58: a)** Benekli şist zonunda, foliasyon düzleminin ara kesidine bakıldığında yoğun porfiroblastlardan dolayı kalık fillat dokusu ayırt edilemezken, **b)** aynı foliasyon düzleminin üzeri incelendiğinde krenulasyon lineasyonlarının oldukça belirgin olduğu görülmektedir. (GPS: 79638, 40269).




**Şekil 4.59: a)** Yüksek sıcaklık metamorfizması etkisiyle gelişen biyotit porfiroblastları, protolit kayadaki relikt foliasyona koşut olarak yönelim göstermektedir. b) Yüksek sıcaklık metamorfizması etkisiyle büyümüş biyotit porfiroblastlarının bir kısmının relikt foliasyona koşutken, diğer bir kısmının foliasyonu kestiği görülmektedir.

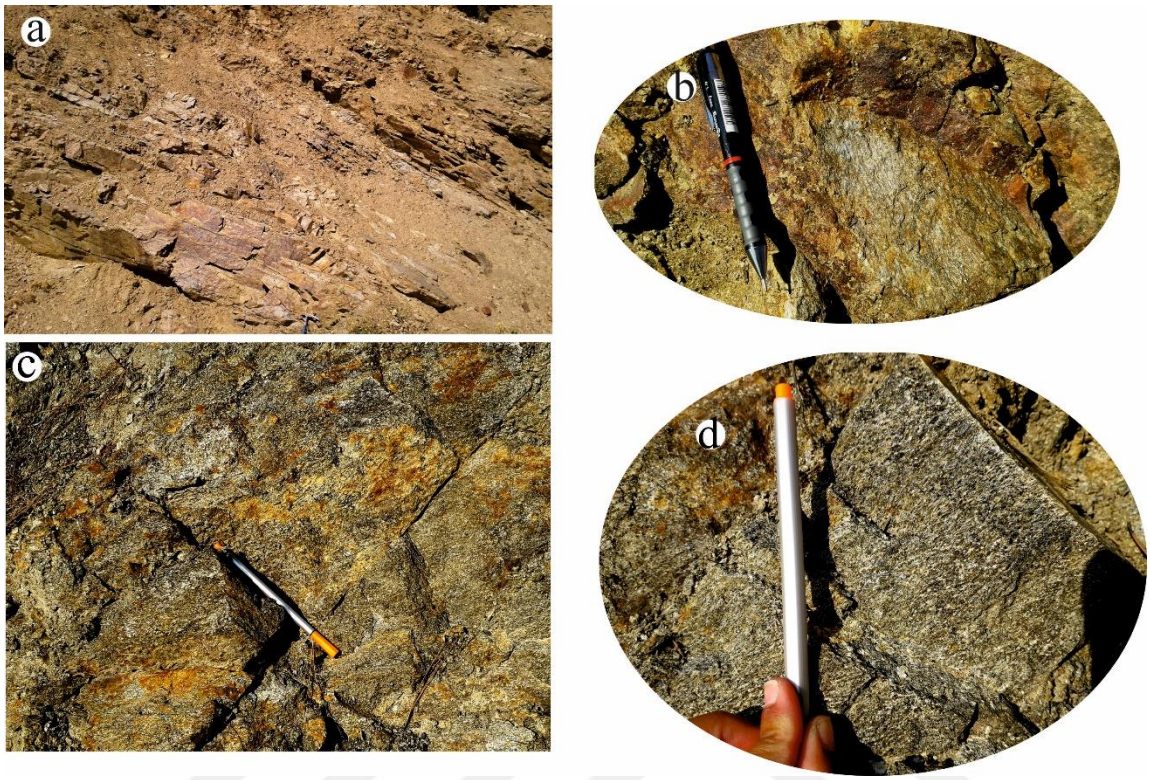



**Şekil 4.60:** Boyutu yaklaşık 7 cm'yi bulan pembe çubuksu andalusit porfiroblastları.

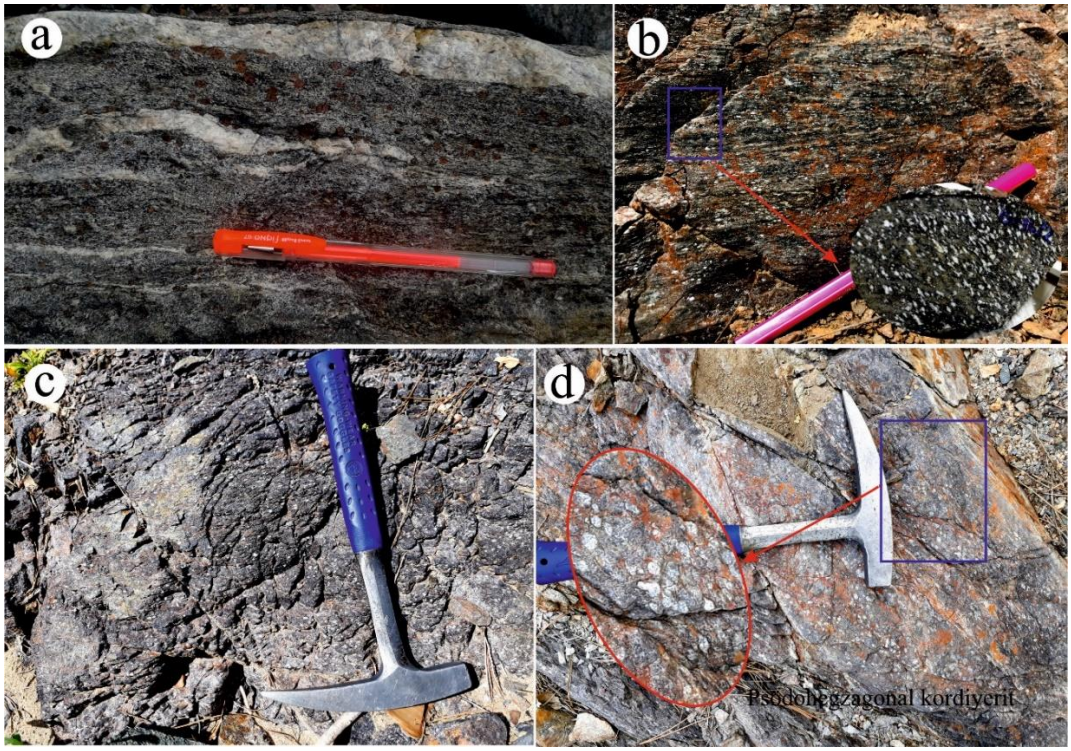
Ana plutona en yakın kesimlerin mineralojisi biyotit-muskovit-sillimanit-granat-kordiyerit±andalusit ile temsil edilmektedir. Bu zonda, protolit kaya olan fillat/şistlere ait kalıntılar neredeyse tamamen silinmiştir. Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin Sarıcakaya Paragnaysları ile olan alt dokanağına yakın olan kesimlerde, biyotit ve muskovit porfiroblastları oldukça deforme olup kontak metamorfik kayalara oldukça iyi gelişmiş bir şistozite (Şekil 4.61 a) ve mineral uzama lineasyonu (Şekil 4.61 b) kazandırmaktadır. Benekli şist ve hornfels zonundaki biyotit ve muskovit porfiroblastları alt dokanağa yaklaştıkça sigmoidal yapı kazanmaya başlarlar. Yapılan detaylı saha gözlemleri alt dokanağa yaklaştıkça sigmoidal yapılı porfiroblastlar içeren benekli şist ve hornfelslerin yerini milonitik ve lepidoblastik şistlerin aldığını göstermektedir.

Ancak diğer yandan bu lepidoblastik ve milonitik dokulu kontak şist zonu içinde nadiren de olsa 1 ya da 2 m'lik benekli şist (Şekil 4.61c-d) ya da hornfelsik budinler bulunmaktadır. Milonitik/lepidoblastik kontak şist zonundaki yönlenme gösteren bu hornfelsik budinler ise granat ve sillimanit içermeleri ile 'benekli şist' zonundaki hornfelsik kayalardan ayrılırlar. Kızıl-kahverengi kontak metamorfik granatlar sub-idioblastik /ksenoblastik kristaller şeklinde gözlenir (Şekil 4.62a). Sillimanitler, ince iğnemsi kristaller ya da daha büyük beyaz uzunlamasına porfiroblastlar şeklinde bulunmaktadır (Şekil 4.62b). Beyaz renkli ve boyutları yaklaşık 1 cm'ye kadar ulaşan kordiyeritler kayaca porfiroblastik doku kazandırmaktadır

(Şekil 4.62c-d). Bu porfiroblastlarda seyrek de olsa 6 kenarlı psödohegzagonal form gözlenmekle birlikte (Şekil 4.62d), çoğunlukla bu kenarların deforme olduğu gözlenmiştir.




**Şekil 4.61: a)** Granite yakın kesimlerdeki kontak şistlerde gelişmiş a) mükemmel şistozite, b) mineral uzama lineasyonları, c-d)Milonitik/lepidoblastik şistler içindeki benekli şistler.




**Şekil 4.62:** Proksimal zonda şistlerdeki index minerallerden, a) Granat mineralleri b) beyaz uzunlamasına kristaller şeklinde bulunan sillimanitler c-d) Beyaz kordiyeritler.

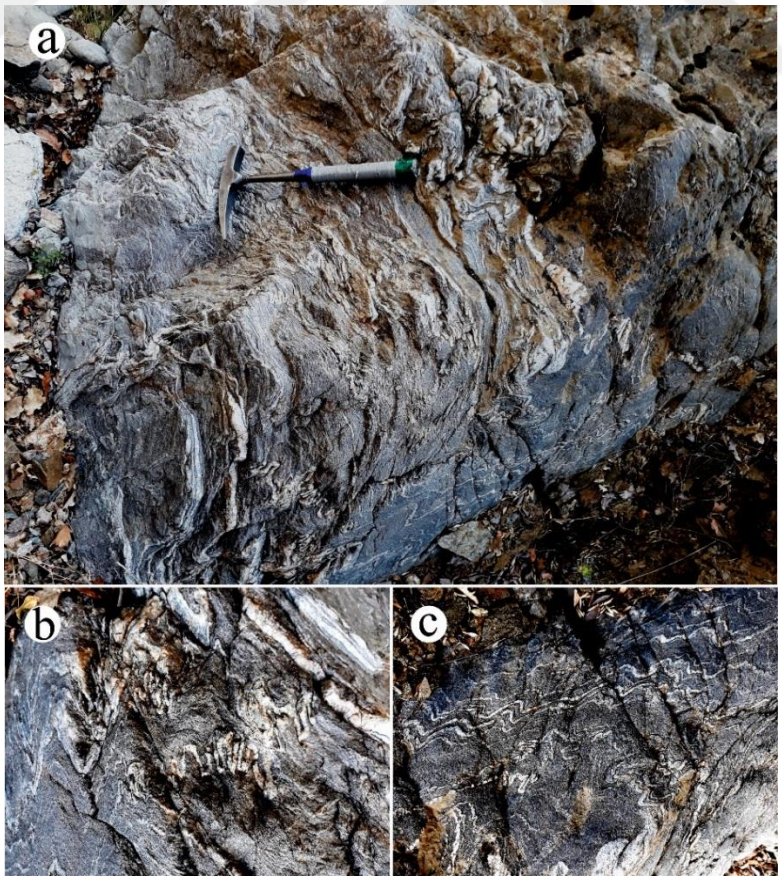
Lepidoblastik kontak şistlerde yer yer migmatitleşmeler gözlenmektedir. Migmatitleşen kısımlar, *diateksit migmatit* ve *meta-teksit migmatit* olmak üzere iki grup altında toplanabilir. Diateksitler, migmatitleşme öncesi yapıların silindiği ve ergiyik fraksiyonun baskın olduğu kayalardır (Şekil 4.63). Paleosom ve meta-texitlerden diateksitlere geçildikçe dokunun oldukça homojenleştiği ve tane boyunun irileştiği gözlenmektedir (Şekil 4.63). Diateksitler, meta-teksit migmatitler ile intrusif ilişkilidir (Şekil 4.63). Meta-teksit terimi ile foliasyon gibi kısmi ergime öncesi yapıların korunduğu ve ergiyik fraksiyonun nispeten daha az olduğu migmatitler kastedilmektedir (Şekil 4.63). Bu ergiyik fraksiyon, paleosomları kesen kuvarsofeldispatik lökosomlar olarak gözlenmektedir. Meta-teksitler, cm ölçekli lökokratik neosomlar ile biyotitçe zengin melanosom ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.64). Migmatitleri kesen bu lökokratik neosomlar oldukça kıvrımlı ve deforme olarak gözlenmektedir (Şekil 4.65).




**Şekil 4.63:** Akkum şistlerinin korunduğu ve cm ölçekli neosomlarla kesilmiş meta-teksitlerin, tamamen ergiyik fazdan oluşan diateksitler ile intrusif ilişkisi.

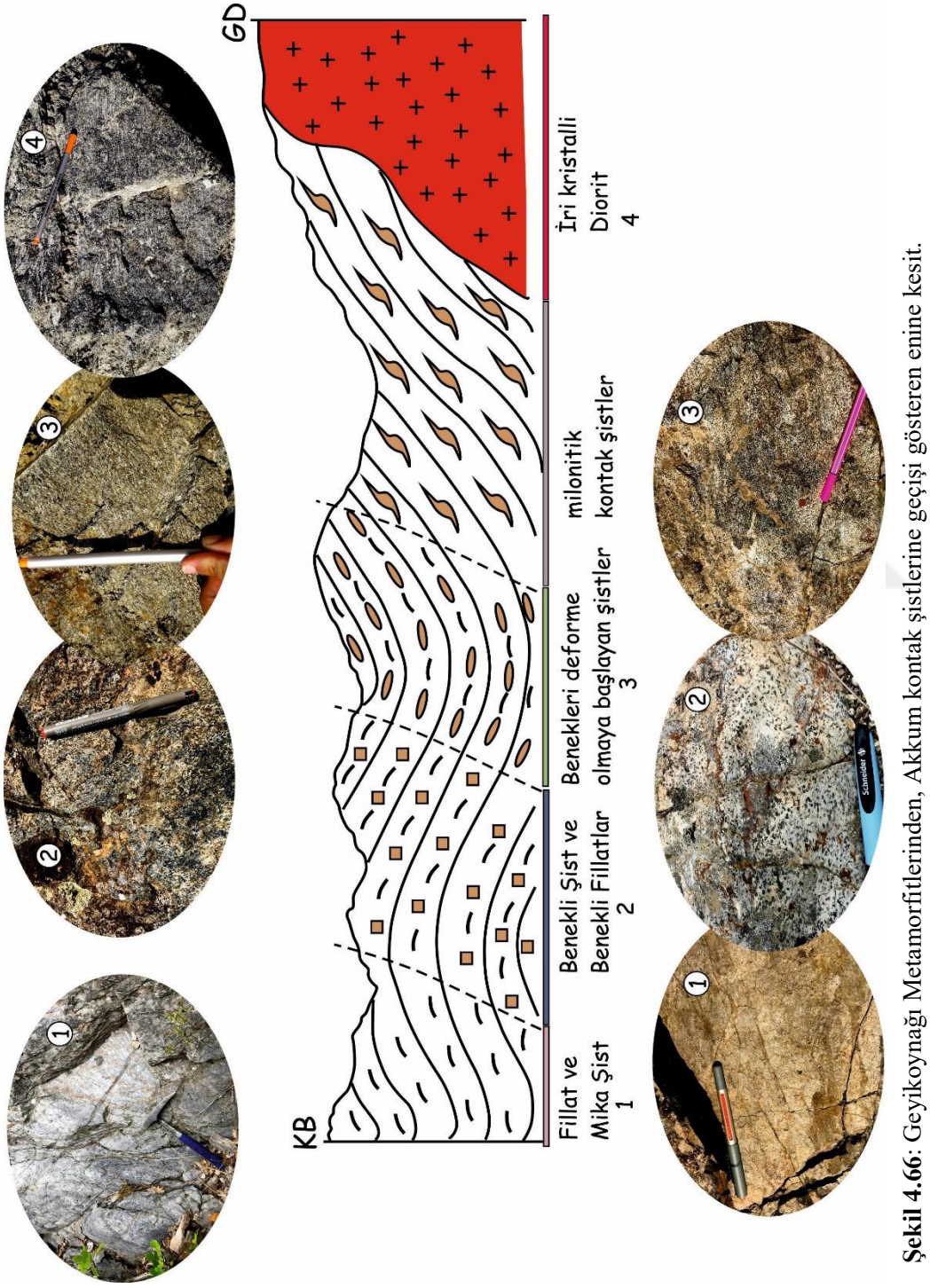



**Şekil 4.64:** Gri renkli mesozomları kesen oldukça kıvrımlı lökokratik neosomlar.




**Şekil 4.65: a-b-c)** Koyu renkli melanokratik şistleri kesen, ptigmatik ve disharmonik yapıda kıvrımlanmış neosomlar (GPS: 88425, 40250).

Şekil 4.66'da yeşilşist fasiyesinde bölgesel metamorfizma geçirmiş fillat ve mika-şistlerin, Sarıcakaya Plutonu'nun sağladığı ısı ile kontak metamorfik Akkum Şistlerine geçişini gösteren enine kesit verilmiştir.




**Şekil 4.66**: Geyikoynağı Metamorfitlerinden, Akkum kontak şistlerine geçişi gösteren enine kesit.

#### 4.1.2.4 Sarıcakaya Plutonu

**Tanım ve Ad**

Orta Sakarya Bölgesi boyunca metamorfik istifleri kesen Karbonifer plutonları Göncüoğlu ve diğ. (1996, 2000) ve Duru ve diğ. (2002) tarafından Sarıcakaya Granitoidi, Kadıoğlu ve diğ. (1994) tarafından Söğüt Magmatikleri, Demirkol (1977) tarafından Akçasu Magmatikleri, Yılmaz (1977) tarafından Küplü, Borçak, Çaltı Plutonu olarak isimlendirilmiştir.

**Kalınlık ve Yayılım**

Sarıcakaya Plutonu'na ait kütleler çalışma alanındaki farklı lokalitelerde birbirinden izole olarak gözlenmektedir. Plutonun çalışma alanındaki en büyük yüzleği batıda İnhisar ilçesinden başlayarak Sarıcakaya ilçesine kadar uzun bir şerit şeklinde devam eder. Daha kuzey kesimlerde ise ayrı bir kütle olarak Karakuzbağları mevkiinden Sarıkaya dipleri mevkisine kadar devam etmektedir. Çalışma alanının en batısında ise, Kağnıtepe dolaylarından Sarıkaya sırtı üst kotlarına kadar devam eden yaklaşık KB-GD uzanımlı bir kütle olarak gözlenmektedir.

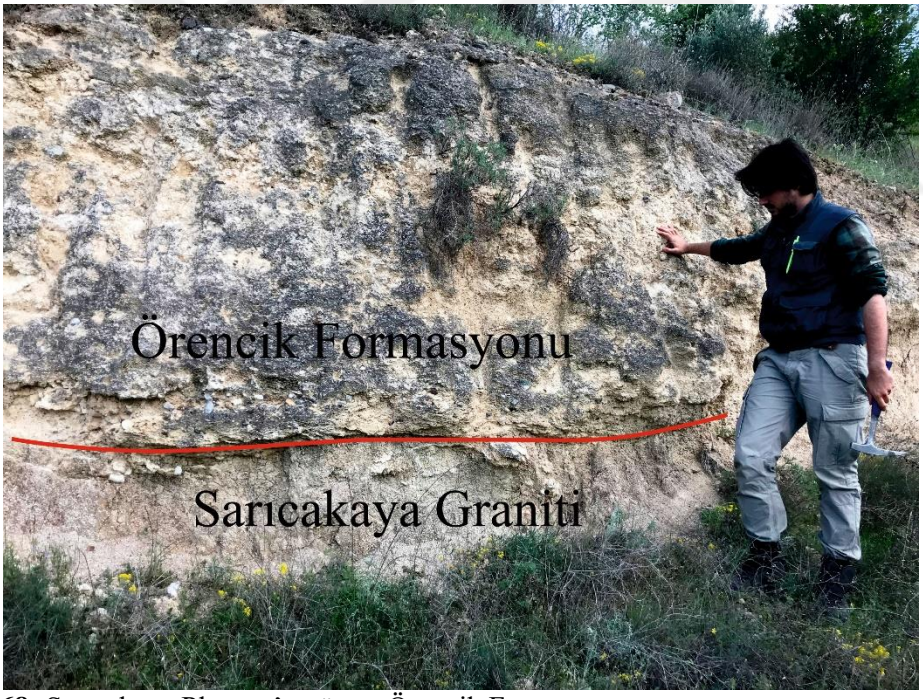
**Dokanak**

**Alt Dokanak:** Çalışma alanı içinde, Sarıcakaya Plutonu'nun altında tektonik olarak Tarpak Dilimi bulunmaktadır. Sarıcakaya Plutonu Orta Sakarya Gnays Dilimi ve Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi içindeki birimleri kesmektedir.

**Üst Dokanak:** Ortaçal mevkii ile Kayadibi yaylası arasında kalan bölgede Sarıcakaya Plutonu üzerine Bilecik Kireçtaşları uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.67). Sarıcakaya Plutonu çalışma alanının en batı kesiminde (Boz Tepe mevkiinde) Miyosen yaşlı gölsel çökeller ile uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 4.68).




**Şekil 4.67:** Sarıcakaya Plutonu'nu uyumsuz olarak üzerleyen Bilecik Kireçtaşı.




**Şekil 4.68:** Sarıcakaya Plutonu'nu örten Örencik Formasyonu.

### Tip Kesit-Yer

Sarıcakaya Plutonu'nun birden fazla tip kesit yeri vardır. Bunlardan ilki Sarıcakaya'yı ilçesini Beyyayla'ya bağlayan ana yol yarması (Kasnak Tepe dolayları) ve İnhisar ilçesini Akkum köyüne bağlayan yol yarması üzerindedir.

**Kaya Türü Özellikleri:**

Holokristalen dokulu Sarıcakaya Plutonu kuvars-diorit ve alkali feldispat granit olmak üzere bileşimsel olarak iki farklı fazda gözlenmektedir. Kuvars-dioritlerin altere olmuş kesimleri kirli yeşil renklidir. Alterasyondan korunmuş kesimleri ise krem rengi-beyaz ve siyah karışımı alacalı renklerde gözlenmektedir. Kuvars-dioritlerin çıplak gözle ayırt edilebilen mineralleri plajiyoklas, biyotit, amfibol ve az miktarda kuvarstır (Şekil 4.69a). Plajiyoklaslar mat beyaz renklidir. Biyotit ve amfiboller oldukça siyah renklidir. Lup yardımıyla incelendiğinde biyotitlerde tek yönlü amfibollerde ise iki yönlü dilinim kolaylıkla ayırt edilebilmektedir. Dioritik plutonların bazı kesimlerinde plajiyoklastan oluşan felsik düzeyler ile biyotit-amfibol den oluşan mafik düzeyler magmatik bantlar oluşturmaktadır. Bununla birlikte, dioritler içinde sıklıkla K-Feldispat'ca baskın felsik dayklar gözlenmektedir (Şekil 4.70). Bu daykların kalınlıkları 1-2 cm'den 1m'ye kadar ulaşabilmektedir.

Alkali feldispat granitlerde bolca içerdikleri K-Feldispatlardan dolayı pembe renk hakimdir (Şekil 4.69b). Altere olmuş yüzeyleri ise pas rengini almıştır. Alkali Feldispat granitler lup yardımıyla incelendiğinde K-Feldispat, plajiyoklas ve kuvarstan oluştuğu gözlenmiştir. Dioritlerden ayrılan en önemli mineralojik özellikleri hiç mafik mineral içermemeleri ve bolca K-Feldispat kristallerine sahip olmalarıdır.




**Şekil 4.69:** Sarıcakaya Plutonu'na ait. a) Kuvars diorit. b) Alkali feldispat granit litolojileri.



**Şekil 4.70:** Kuvars dioritleri kesen felsik magmatik dayk.

**Yaş**

Çoğulu ve diğ. (1965) plutona ait zirkonlardan U-Pb evaporasyon metodu ile 290 My, Çoğulu ve Krumennascher (1967) biyotitlerden K/Ar metodu ile 290±5 My yaş verisi elde etmiştir. Ustaömer ve diğ. (2012) ise plutonun farklı yüzleklerindeki zirkonlardan ion prob yaşlandırma tekniği ile 319.5±1.1 My – 327.2±1.9 My kristalleşme yaşı elde etmiştir. Bu çalışmada ise plutona ait kuvars dioritlerden 318±4 My kristalleşme yaşı elde edilmiştir.

### 4.1.2.5 Tozman Ofyoliti

**Tanım ve Ad**

Orta Sakarya Kristalen Kompleksi içindeki gabro ve piroksenitler Göncüoğlu ve diğ. (1997, 2000) tarafından Tozman Ofyoliti olarak adlandırılmaktadır.

**Kalınlık ve Yayılım**

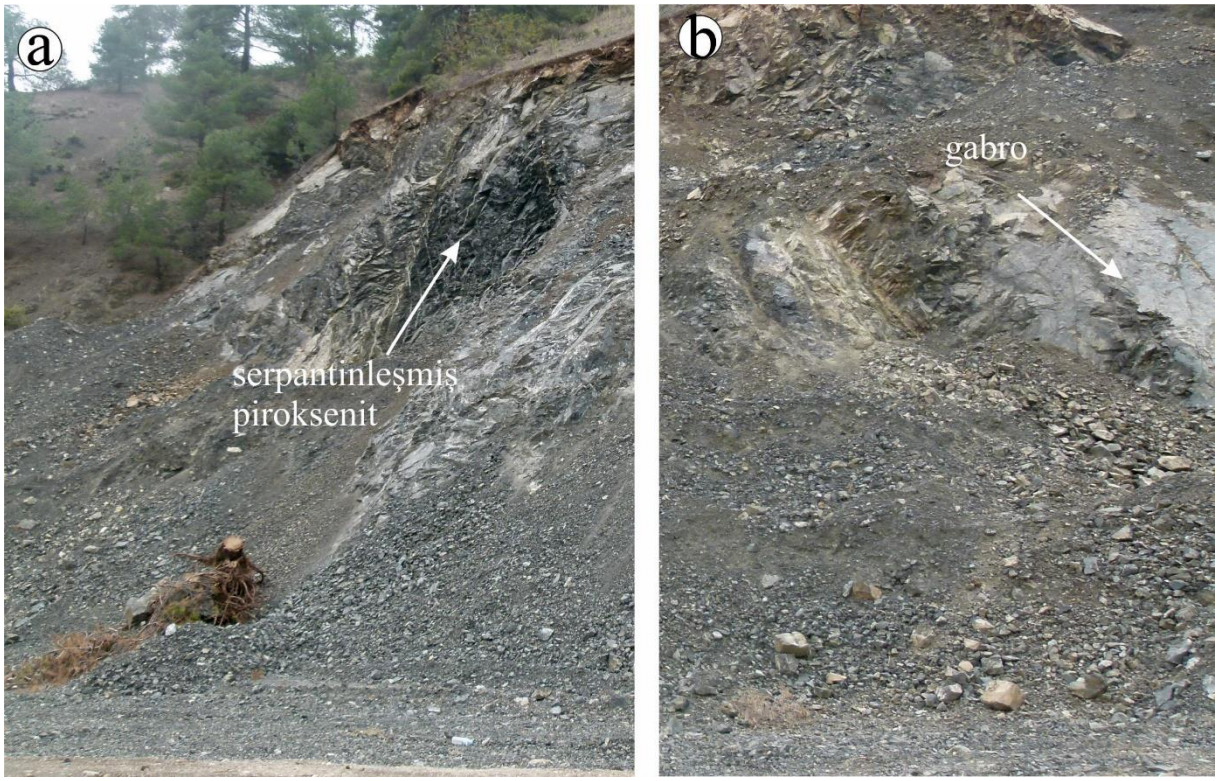
Çalışma alanında Tozman Ofyolitine ait sınırlı yüzlekler Ürmük Dere vadi tabanında ve Kömürcü Sırtı güneyinde gözlenmektedir.

**Dokanak**

Tozman Ofyoliti, Orta Sakarya Gnays Dilimi üzerine tektonik olarak gelmektedir.

**Kaya Türü Özellikleri**

Tozman Ofyoliti litolojik olarak gabro, piroksenit ve serpantinitten oluşmaktadır. Gabrolar ince kristalli, koyu yeşil ya da grimsi boz renkte gözlenmekte olup genellikle ayrışmış şekilde gözlenir (Şekil 4.71). Masif yapıdaki piroksenitler ise siyah renklidir (Şekil 4.71).




**Şekil 4.71:** Tozman ofyolitinin saha görünümü.

**Yaş**

Tozman Ofyolitine ait yaş verisi bulunmamaktadır. Bu tez kapsamında Tozman Ofyoliti'nden alınan gabro örnekleri zirkon ayırma proseslerinden geçirilmiştir. Ancak örneklerde zirkon mineraline rastlanılmamıştır.

### 4.1.3 Örtü Birimleri

#### 4.1.3.1 Bayırköy Formasyonu

**Tanım ve Ad**

Baskın olarak kumtaşı ve daha az miktarda çakıltaşı, şeyl ve kumlu kireçtaşından oluşan birim ilk defa Granit ve Tintant (1960) tarafından Bayırköy Kumtaşı olarak adlandırılmıştır. Bu birim Altınlı (1975) tarafından Bayırköy Formasyonu olarak adlandırılmıştır. Orta Sakarya

Bölgesi'nde, Kampaniyen yaşlı kumtaşı-çakıltaşı-şeyl ardalanması Uğuz (2013) tarafından Kapıkaya Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

**Kalınlık ve Yayılım**

Bayırköy Formasyonu'nun çakıltaşları ve kumtaşları Kara Tepe ve Kayadibi Yaylası arasındaki alanlarda yaklaşık D-B doğrultulu olarak uzanmaktadır. Bununla birlikte, oldukça küçük yüzlekler şeklinde Değirmentaşı Sırtı ve Tabaklar Tepe mevkiilerinde de mostralarına rastlanmaktadır.

**Dokanak**

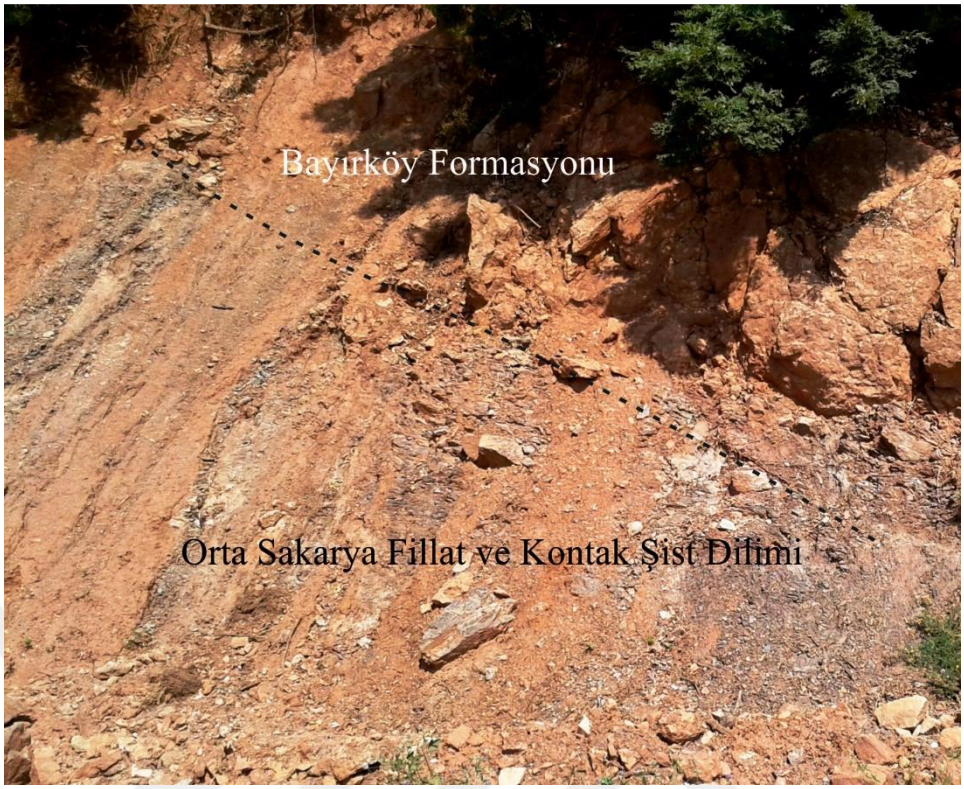
**Alt Dokanak:** Çalışma alanında Bayırköy Formasyonu'na ait kumtaşları ve çakıltaşları, Akkum Kontak şistleri üzerine uyumsuz olarak gelmektedir (Şekil 4.72). Formasyonun çakıllı litolojileri granit ve şist parçaları içermektedir. Değirmantaşı Sırtı ve Tabaklar Tepe mevkiilerinde ise kumtaşları Akkum kontak şistleri üzerine ezik zonlar boyunca tektonik olarak gelmektedir.

**Üst Dokanak:** Bayırköy Formasyonu'nun üzerine Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Bilecik Kireçtaşı uyumlu olarak gelmektedir.

**Kaya Türü Özellikleri**:

Bayırköy Formasyonu çalışma alanında kumtaşı ve çakıllı kumtaşı litolojilerinden oluşmaktadır. Tabanda çakıllı seviyeler ile başlayan kumtaşları bej, pembe, pembemsi-bej renktedirler. Özellikle çakıl boyu tanelerde bol miktarda K-Feldispat, granit ve kuvars parçaları gözlenmektedir. Mika parçaları ise tali miktarda gözlenmektedir. Taneler birbirine çoğunlukla karbonat çimento ile tutturulmuştur. Nitekim, kumtaşları HCl asit ile tepkime vermektedir.

Bayırköy kumtaşları orta-kalın tabakalara sahip olup tabaka kalınlıkları 50 cm'ye kadar ulaşabilmektedir (Şekil 4.73). Özellikle Sarıcakaya kuzeyinde dış yüzeyi kırmızı renkli ve karbonat miktarı göreli olarak fazla olan amonitiko rosso fasiyesi net olarak gözlenmektedir.




**Şekil 4.72:** Akkum Şistleri üzerine gelen Bayırköy Kumtaşları.



**Şekil 4.73:** Bayırköy Formasyonuna ait kumtaşlarının mostra görüntüsü.

## Yaş

Bayırköy Formasyonu, içeriğindeki *İnvolutina liassica*, Agerina martana, foraminiferler, ammonitler, belemnitler, brakiyopodlar, pelasopotlar, gastropodlar ve krinoid türlerine dayanarak Liyas olarak yaşlandırılmıştır (Altınlı, 1973a; Altıner ve diğ., 1991; Akyürek ve diğ., 1996). Göncüoğlu ve diğ. (1997) benzer şekilde Involitina sp., Vidalina martana FARINACCI, Involitina liassica foraminiferlerine dayanarak birime Liyas yaşını vermiştir.

### 4.1.3.2 Bilecik Kireçtaşı

**Tanım ve Ad**

Orta Sakarya Bölgesindeki şelf tipi kireçtaşları ilk kez Granit ve Tintant (1960) tarafından tanımlanmış ve Bilecik Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Saner (1977), Şentürk ve Karaköse (1979), Yılmaz ve diğ. (1980), Göncüoğlu ve diğ. (1996) da benzer şekilde Bilecik Kireçtaşı adlandırmasını kullanmıştır.

**Kalınlık ve Yayılım**

Bilecik Kireçtaşı çalışma alanının en kuzeybatı kesimlerinde, Kaledoruk Tepe ve Kiriz Tepe dolaylarından Gecenigi Tepe dolaylarına kadar devam etmektedir. Kuzeydoğudaki yüzlekleri ise uzun mesafeler devam etmekte olup Avdan Tepe kuzeyinden daha batıya doğru devam ederek Harmankaya Tepe dolaylarında son bulur.

**Dokanak**

**Alt Dokanak:** Sarıcakaya ilçesinin yaklaşık 5 km kuzeyinde Kayadibi Yaylası dolaylarında Bilecik Kireçtaşı'nın altına Bayırköy Formasyonu gelmektedir. Bayırköy Formasyonu oldukça ince ve devamlılık arz etmeyen mostralar şeklinde bulunduğundan, çalışma alanının kuzeydoğusunda Bilecik Kireçtaşı'nın altında sıklıkla alkali feldispat granit ve kontak metamorfik şistler gelmektedir. Kuzeybatı kesimlerde ise Bilecik Kireçtaşı altına fillat ve mika şistler gelmektedir.

**Üst Dokanak:** Akköy dolaylarında Bilecik Kireçtaşı'nın üzerine Örencik Formasyonu'nun kalın katmanlı gölsel kireçtaşları gelmektedir.

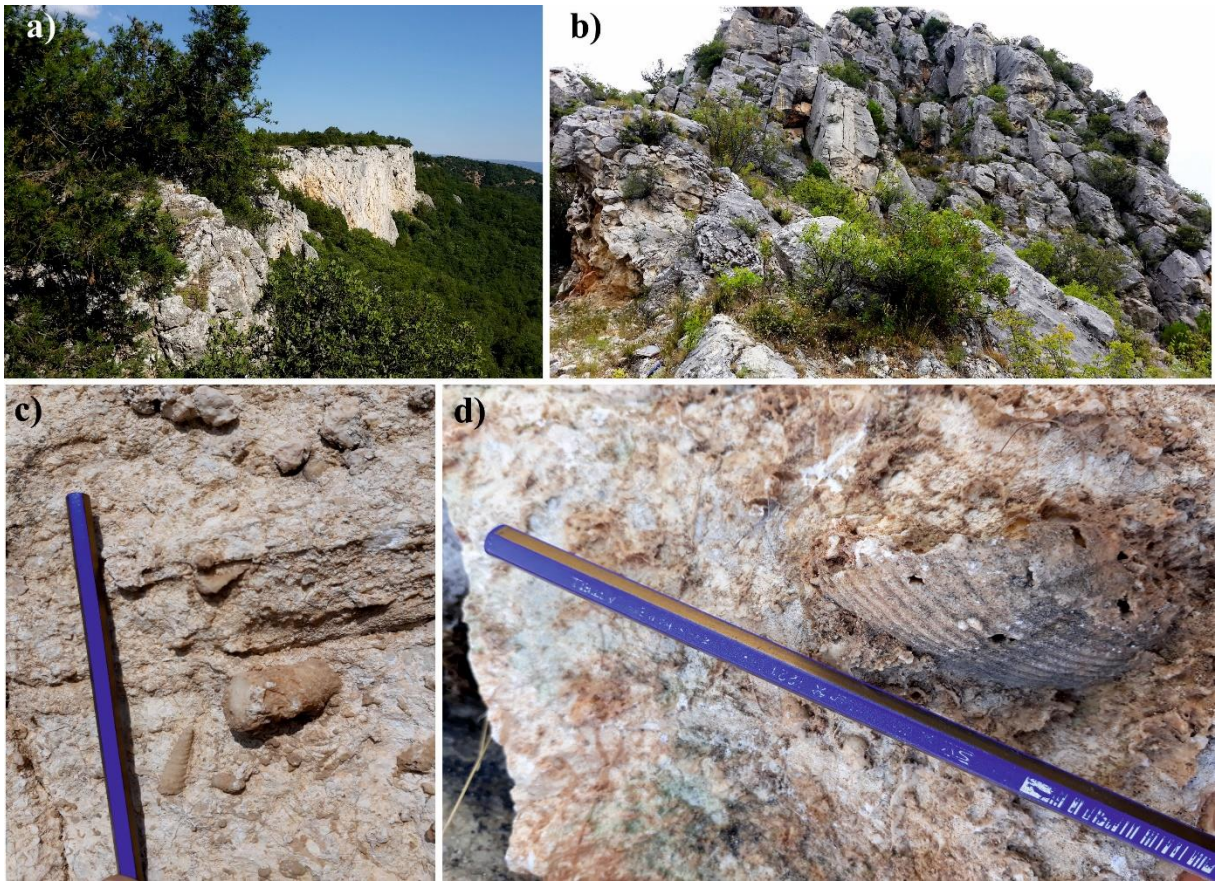
**Tip Kesit-Yer**

Bilecik Kireçtaşları'nın tip kesitleri kuzeybatı kesimlerde Kaledoruk Tepe ve Kiriz Tepe arasındadır. Çalışma alanının kuzeydoğusunda ise, Avdan Tepe, Kayapınarbaşı Tepe ve Uzunmezar Tepe mevkiileri tip kesit-yer olarak söylenebilir.

**Kaya Türü Özellikleri**

Bilecik Kireçtaşı orta- kalın kamanlı ya da yer yer katmansız olarak gözlenmektedir (Şekil 4.74 a-b). Altere dış yüzey rengi gri olan kireçtaşlarının taze yüzeyleri krem rengi-bej renkli

olarak gözlenmektedir (Şekil 4.74). Dayanımları oldukça yüksek olup, yer yer konkoidal kırılma yüzeylerine sahiptirler. Bilecik Kireçtaşı oldukça yoğun bir şekilde fosil içeriğine sahiptir (Şekil 4.74 c-d).




**Şekil 4.74:** a-b) Bilecik Kireçtaşlarının sahadaki genel görünümü. c-d) Bilecik Kireçtaşı'nın fosil içerikli kesimleri.

**Yaş**

Bilecik Kireçtaşı'nın yaşı *Globigerina, Trocholina alpina, Actinoporella padolica, Meandrospira favrei, Haplophragmoides joukovski* gibi fosil içeriklerine dayanarak Kalloviyen-Hoteriviyen olarak saptanmıştır (Altınlı ve diğ., 1991). Göncüoğlu ve diğ. (1997) ise *Mesoendothyra croatica Cusic, Pseudocyclamina sp., Trocolina sp., Miliolidae, Dascladacea* ve alg fosillerine dayanarak birimin yaşını Üst Jura-Alt Kretase olarak belirlemişlerdir.

### 4.1.3.3 Örencik Formasyonu

**Tanım ve Ad**

Bölgedeki en genç çökeller olan ve karasal ortamı karakterize eden çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması Örencik Formasyonu olarak ilk defa Aydın ve diğ. (1987) tarafından isimlendirilmiştir. Formasyon içindeki gölsel kireçtaşları Yörük üyesi olarak ayırtlanmıştır.

**Kalınlık ve Yaylılım**

Örencik Formasyonu'na ait gevşek tutturulmuş konglomera ve çakıltaşları Akkum köyü güneyindeki Boz Tepe ve Adaca Sırtı arasında devam eden yüzleklere sahiptir. Formasyon içindeki kireçtaşları ise Akköy'ü çevreleyen alanlarda Sıkçam Tepe, Aşağıalan Sırtı, Muratçabaşı Sırtı dolaylarında yayılım göstermektedir.

**Dokanak**

**Alt Dokanak**: Çalışma alanının kuzeybatı kesimlerinde Örencik Formasyonu'nun altına Bilecik Kireçtaşları gelmektedir. Akkum köyü güneyinde ise Örencik Formasyonu altında Sarıcakaya Plutonu bulunmaktadır (Şekil 4.68).

**Üst Dokanak**: Çalışma alanında Örencik Formasyonu'nun üst dokanağı gözlenmemektedir.

**Tip Kesit-Yer**

Çalışma alanında Örencik Formasyonu'nun tip kesitleri, 1) Akkum köyü güneyindeki Boz Tepe yamaçları, 2) Akköy kuzeydoğusundaki Taşpınar Sırtını kesen ana yol yarmasıdır.

**Kaya Türü Özellikleri**

Örencik Formasyonu'na ait konglomera-çakıltaşı-çamurtaşı litolojilerinin altere yüzey rengi grimsi bej renklidir. Taze yüzey renkleri ise sarımsı bejdir. Formasyon içindeki kırıntılı kayaçlar oldukça gevşek tutturulmuş olup, yer yer karbonatlı malzeme ile çimentolandıkları gözlenebilir. Konglomera ve çakıltaşları oldukça kalın tabakalıdır. Yörük üyesine ait gölsel kireçtaşları oldukça dağılgan özellikte olup, kalın tabakalara sahiptirler. Özellikle düzlük alanlarda, tabakalanma düzlemleri ayırt edilememektedir.

**Yaş**

Örencik Formasyonu içinde fosil bulunmadığından stratigrafik seviyesi baz alınarak Pliyosen olarak yaşlandırılmıştır (Duru ve diğ., 2002).

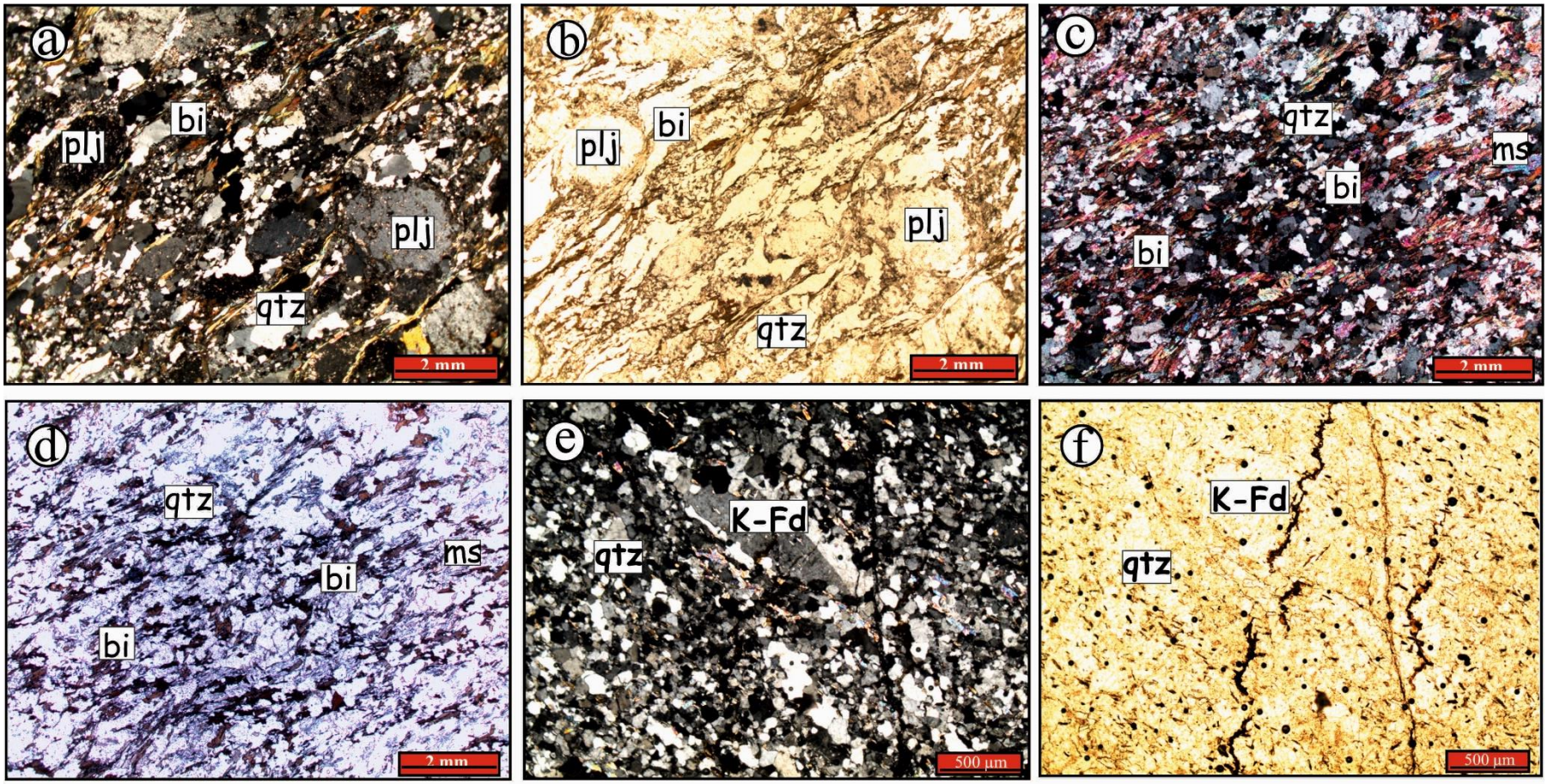
## 4.2 PETROGRAFİ

### 4.2.1 Tarpak Dilimi

Tarpak Dilimi'ne ait meta-sedimenter kayalar litolojik olarak meta-kırıntılı şist, fillat, klivajlı kuvarsit ve mermerden oluşmaktadır.

#### 4.2.1.1 Meta-Kırıntılı Şistler

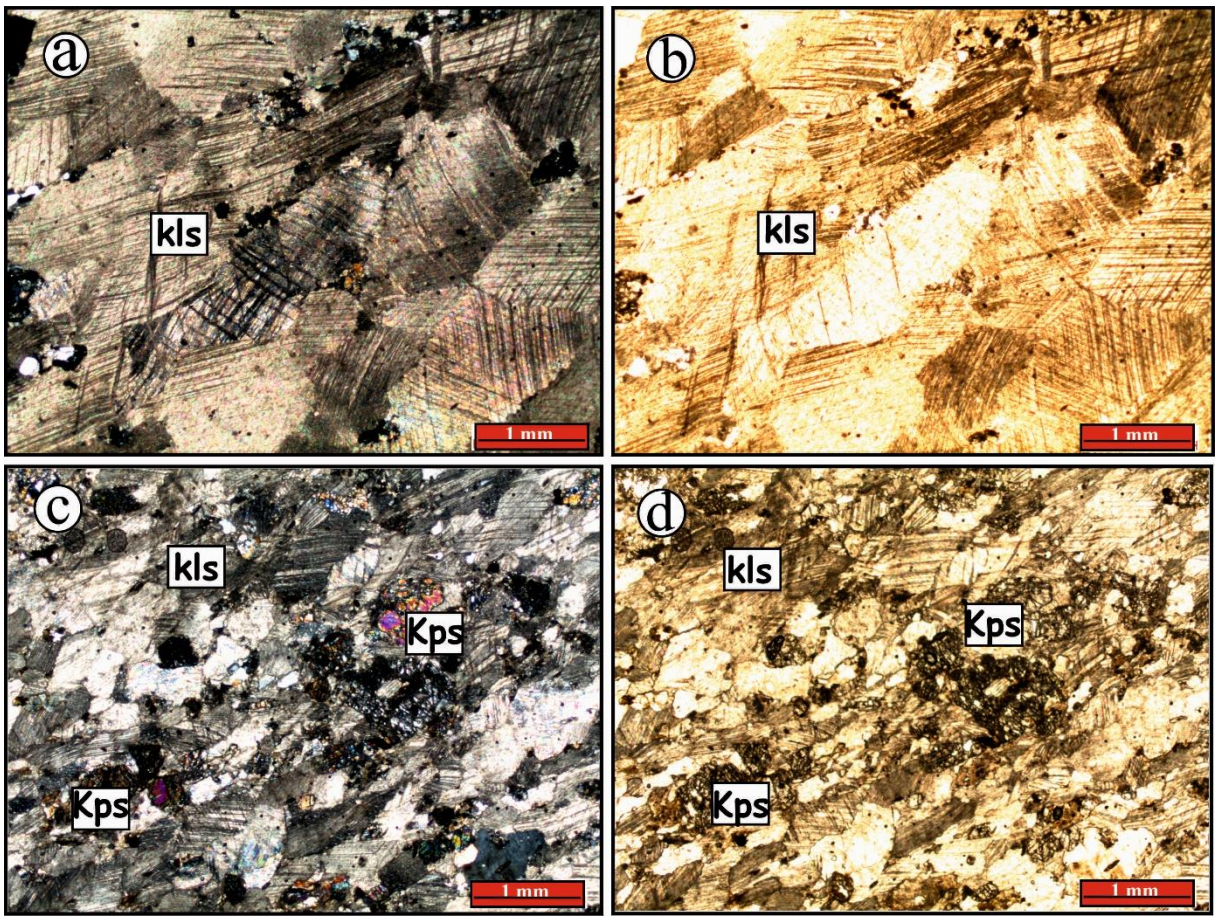
Yapılan petrografik incelemeler meta-kırıntılı şistlerin mineralojik olarak kuvarso-feldispatik şist, biyotit-kuvars-feldispat şist, biyotit-muskovit-kuvars şist ve kuvars şistlerden oluştuğunu göstermektedir. *Kuvarso-feldispatik şistleri* diğer litolojilerden ayıran en önemli petrografik özellikleri çakıl boyutlu iri kristalli detrital feldispat kristallerini oldukça yoğun olarak içermeleridir (Şekil 4.75 a-b). Feldispatlar hem plajiyoklas hem de ortoklas türünde gözlenmektedir. Plajiyoklas ve ortoklasların birçoğu sırasıyla albit ikizlenmesi ve karlspat ikizlenmesi gösterir. Daha az sayıdaki feldispat klastının ise magmatik ikizlenmeye sahip olmadığı belirlenmiştir. İri kristalli feldispatların çevresini biyotitlerin oluşturduğu şistozite düzlemleri çevrelemektedir. Şist içindeki çakılların büyüklüklerine göre, şistozite düzlemleri yer yer ondüleli bir formda gözlenir. *Biyotit-kuvars-feldispat şistlerde* şistozite düzlemlerinin arasını çoğunlukla eş boyutlu feldispat ve kuvarslar doldurmaktadır. *İki mikalı şistlerde,* biyotit ve muskovitler kayaçtaki şistozite düzlemlerini oluşturmakta ve kayaca mükemmel lepidoblastik doku kazandırmaktadır (Şekil 4.75 c-d). Şistozite düzlemleri arasını dolduran rekristalize kuvars kristrallerinin sınırları tane sınır göçünden dolayı süturlu/girintili-çıkıntılı yapıdadır. *Kuvars-muskovit şistlerde*, muskovit miktarının arttığı kesimlerde şistozite daha belirgin bir hal almaktadır. Muskovitlerin azalması ile ise foliasyon düzlemleri oldukça kabalaşır ve kayaç foliasyonlu kuvarsit ya da kuvars şist formunu kazanır. *Feldispatlı kuvars şistlerde* yer yer gözlenen detrital ortoklasların 001 yüzeyi ana şistzoite düzlemine paralel yöndedir (Şekil 4.75 e-f). Metamorfik süreçler bu feldispat minerallerindeki karlspat ikizi ya da polisentetik ikizlenme gibi zonlanma desenlerini silememiştir.




**Şekil 4.75**: **a-b)** İri feldispat çakılları içeren kuvarso-feldispatik şistler (GU 1). **c-d)** Biyotit-muskovit-kuvars şistlerin mükemmel lepidoblastik dokusu (GU 4). **e-f**) Feldispatlı-kuvars şistlerde Karlspat ikizi gösteren detrital ortoklas (GU 8). (a, c, e: Ç.N; b, d, f: T.N)

- ***Mermer***

Meta-kırıntılı birimler arasındaki mermer seviyeleri deforme kalsit minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.76 a-b). Kalsit minerallerindeki ikizlenme düzlemleri deformasyondan dolayı bükülmüş ya da kama şeklini almıştır (Şekil 4.76 a-b). Kalsit mineralleri arasındaki sınırlar bazen süturlu/girinti-çıkıntılı bazen ise daha düzdür. Mermer birimi içinde tali miktarda rekristalize kuvars kristallerine rastlamak mümkündür. Felsik meta-magmatik sil ya da dayklara yakın kesimlerdeki mermer düzeylerinde klinopiroksenlerden oluşan küçük skarn mineralleri gözlenmektedir (Şekil 4.76 c-d).

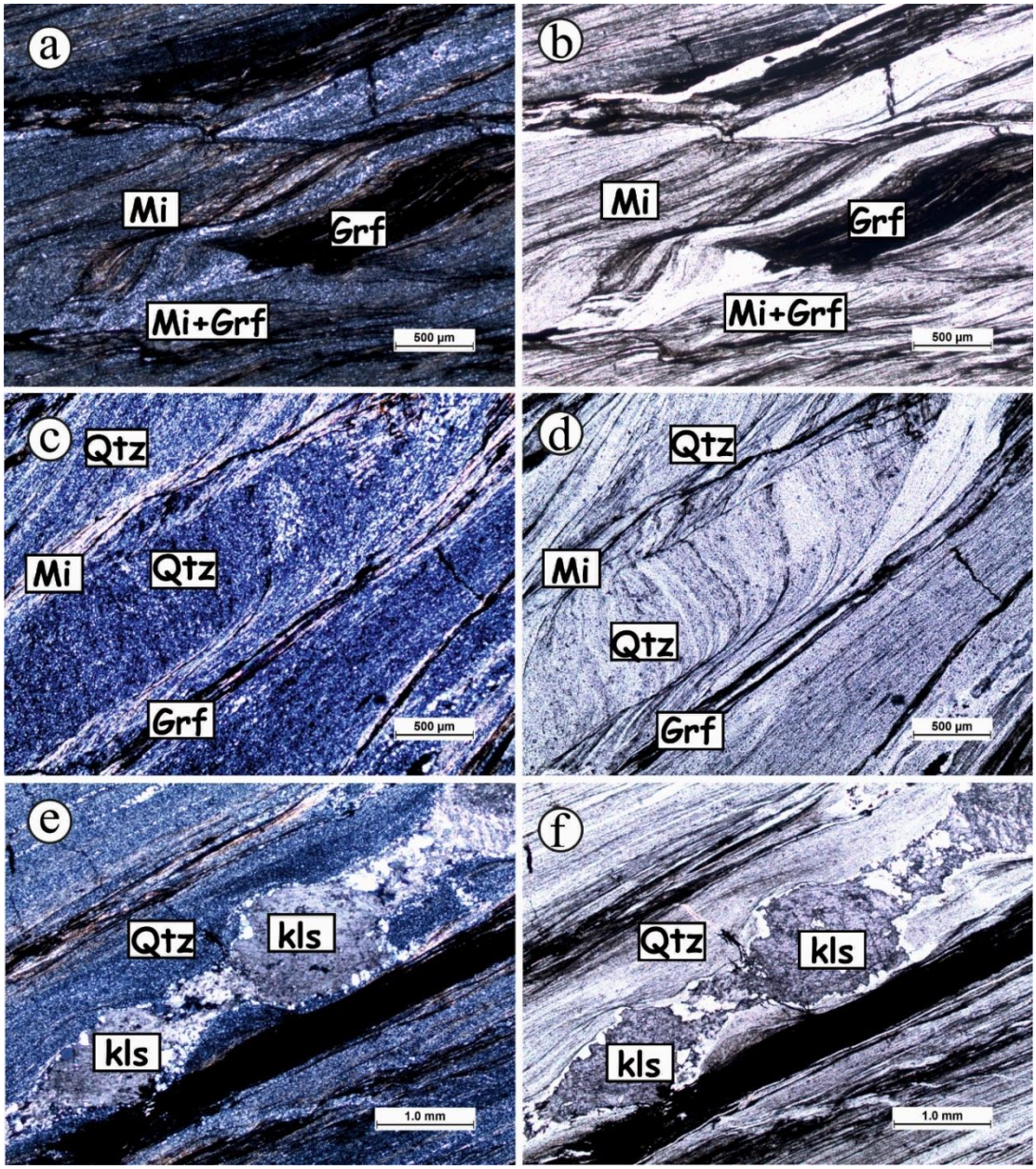



**Şekil 4.76:** Mermer ara düzeylerini oluşturan kalsitlerin a) Çift Nikol. b) Tek nikol görüntüsü. Mermer düzeyi içindeki klinopiroksenlerin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.

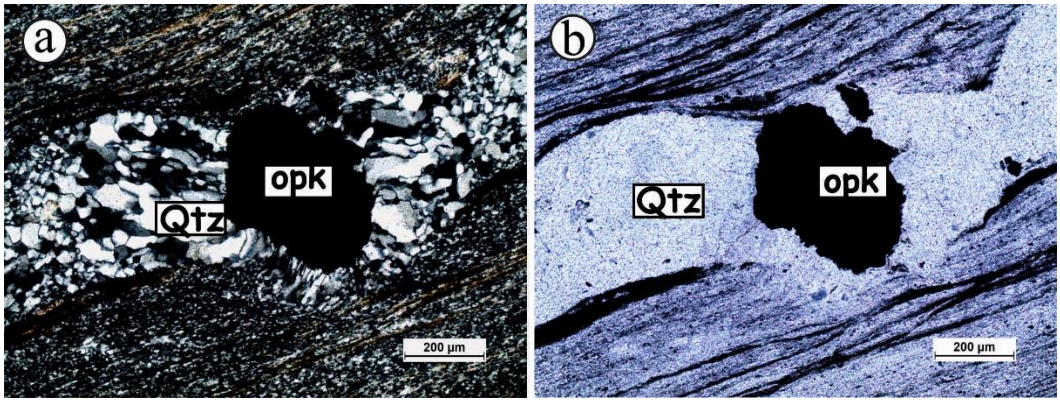
- ***Fillatlar ve Klivajlı Kuvarsit***

Birbiri ile sık sık geçiş gösteren fillat ve klivajlı kuvarsit birimleri farklı oranlarda beyaz mika, kuvars ve grafit içermektedir. Beyaz mika ve grafitlerin baskın olduğu klivajlı birim fillat (Şekil 4.77 a-b), çok ince kristalli rekristalize kuvarsların baskın olduğu birim ise klivajlı kuvarsit olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.77 c-d). Her iki birimdeki beyaz mika ve grafitler hem

$S_1$ bölgesel klivaj düzlemlerini, hem de $S_2$ krenulasyon klivajlarını oluştururlar. Mermer düzeylerine yaklaştıkça her iki birimde de rekristalize karbonat bantları gözlenmektedir (Şekil 4.77 e-f). Bu karbonat bantlarını oluşturan kalsitlerin yer yer budinleştiği gözlenmektedir (Şekil 4.77 e-f). Klivajlı kuvarsit biriminden alınan petrografik örneklerde, opak minerallerin çevresinde rekristalize kuvarsların oluşturduğu 'deformasyon saçakları-*strain fringe'* gözlenmiştir (Şekil 4.78 a-b).



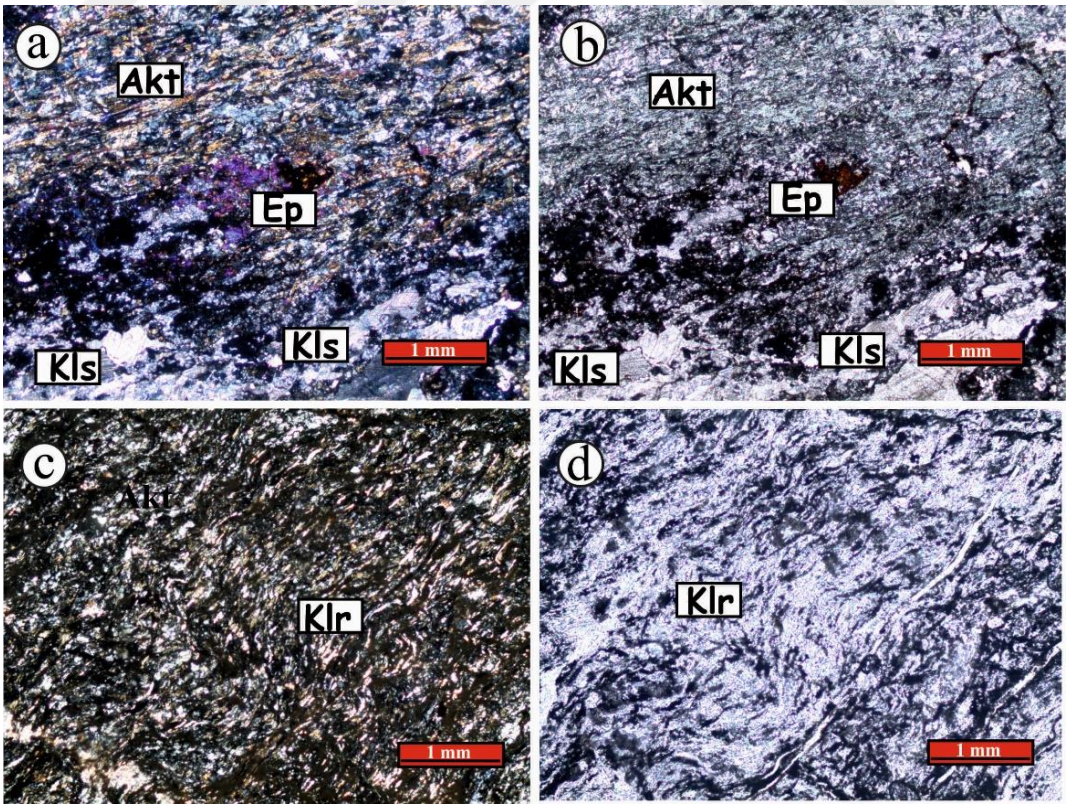

**Şekil 4.77:** Tarpak Dilimindeki fillat biriminin (GU 36) a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. c)İnce kristalli rekristalize kuvarsların daha baskın olduğu klivajlı kuvarsitlerin (GU 24) çift nikol görüntüsü, d) Tek nikol görüntüsü. Klivajlı kuvarsit içinde budinleşmiş kalsitlerin (GU 41) e) Çift Nikol f) Tek Nikol görüntüsü.




**Şekil 4.78**: Opak mineral çevresinde kuvarslardan oluşan deformasyon saçaklarının a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü.

- **Meta-volkanoklastikler**

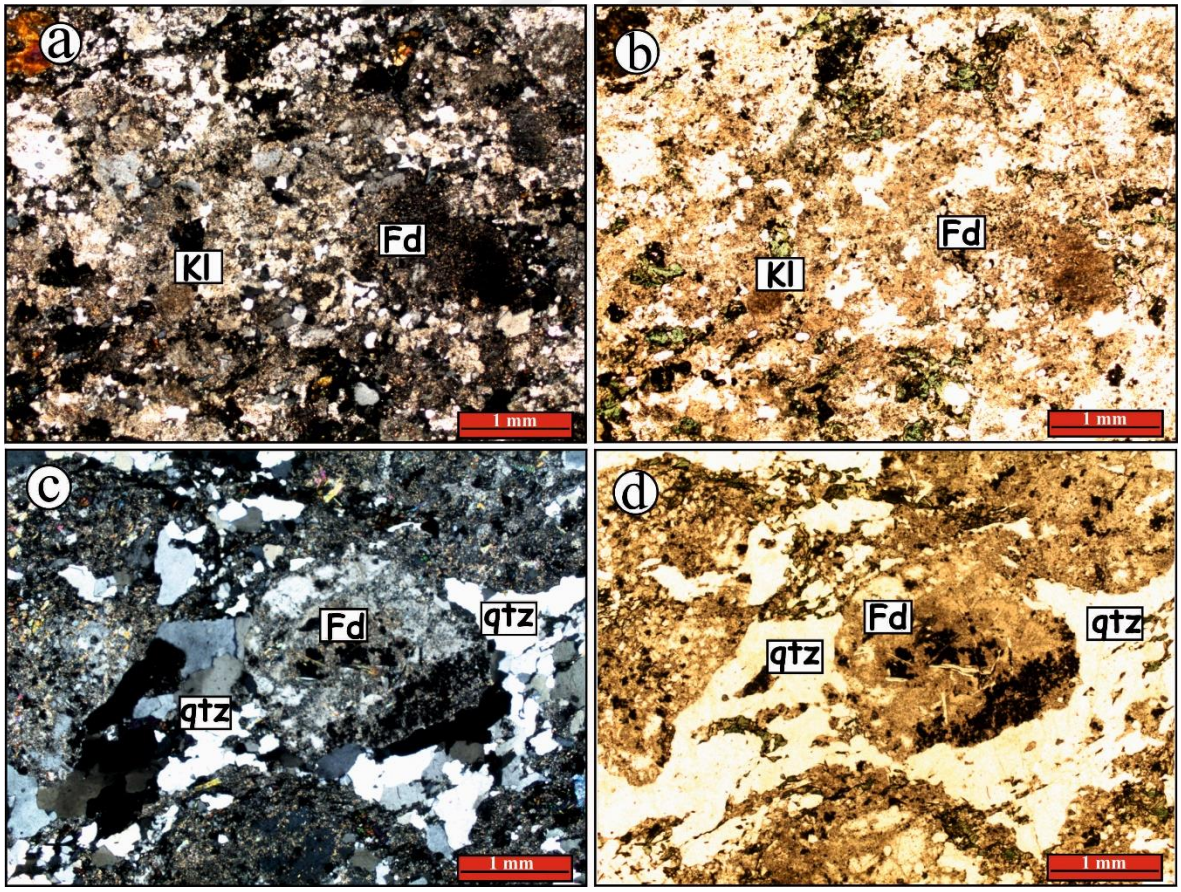
Mafik meta-volkanoklastik kayalar, *aktinolit şist*, *aktinolit-epidot-kalsit şist* (Şekil 4.79 a-b), *klorit-grafit-kalsit şist* (Şekil 4.79 c-d) litolojilerinden oluşmaktadır. Aktinolit ve kloritler kayaca mükemmel foliasyon düzlemleri kazandırmaktadır. Aktinolit şistler oldukça küçük boyutlardaki iğnemsi amfibollerden oluşmaktadır. Aktinolit ve kloritler tek nikollerde soluk yeşil renklidir. Aktinolitler olduka düşük açı ile eğik sönmektedir. Oldukça özşekilsiz formda gözlenen epidot ve kalsitler foliasyon düzlemleri arasında saçınmış şekilde gözlenir.



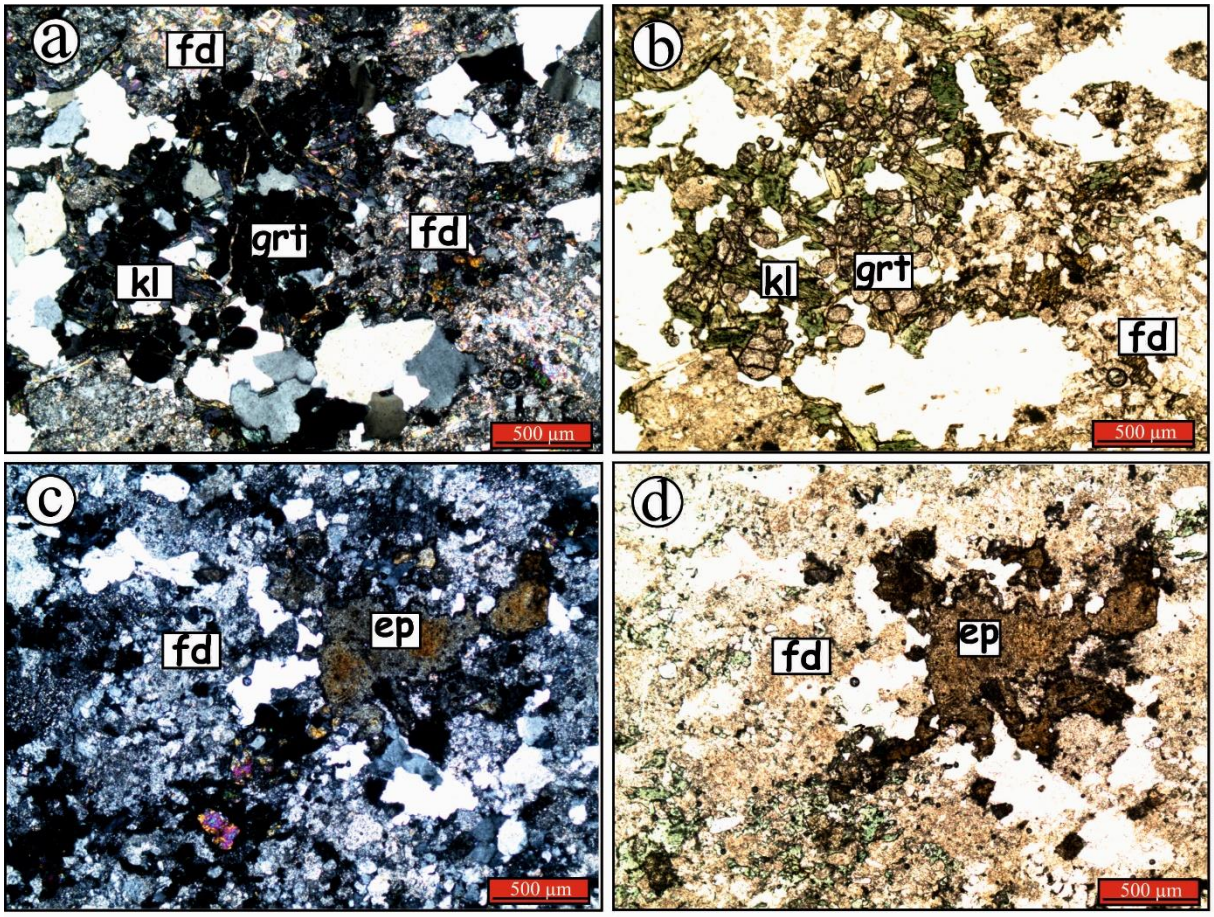

**Şekil 4.79** : a-b) Epidot-aktinolit-kalsit şistlerin (GU 15) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Klorit şistlerin (GU 28) c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.

- ***Felsik siller***

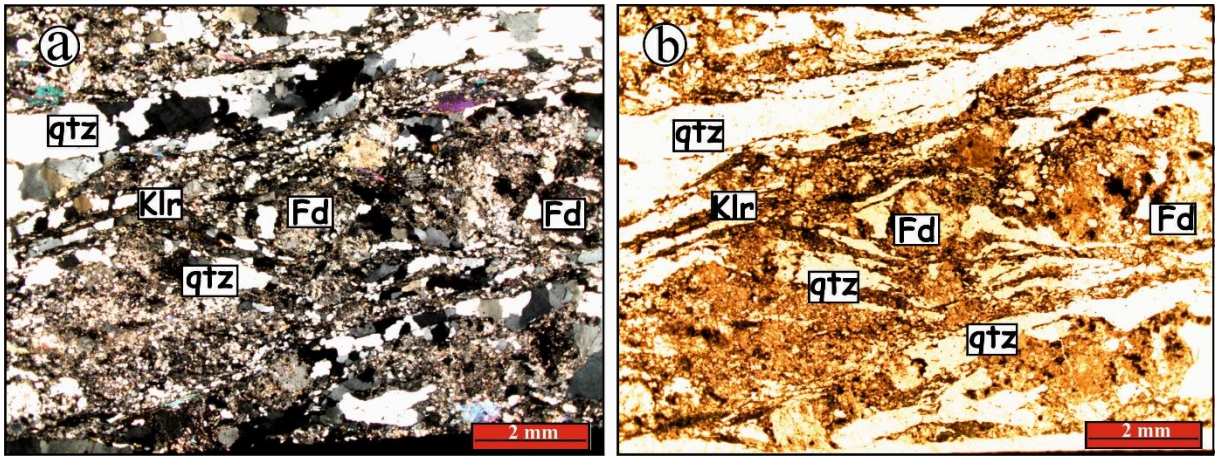
Felsik sillerin baskın mineralojisi feldispat ve kuvarslardan oluşmaktadır (Şekil 4.80 a-b). Kuvarslar oldukça deforme olup dinamik rekristalizasyon etkisiyle sınırları süturlu yapı kazanmıştır (Şekil 4.80 c-d). Feldispatların büyük bir çoğunluğu altere olduğundan hepsinin tür tayini yapılamamıştır. Tür tayini yapılabilenler polisentetik ikizlenme gösteren plajiyoklaslardır. Felsik inrusif sillerde çok küçük ölçekli *'endoskarn'* oluşumları gözlenmiştir. Bu endoskarnlar, klorit, epidot ve granatlardan oluşmaktadır (Şekil 4.81). Kloritler plajiyoklasların arasını doldurmakta ya da granatlar ile dokanak halinde gözlenmektedir. Epidotlar, anhedral kristaller şeklinde gözlenmekte olup, tek nikollerde yoğun sarı açık kahve pleokroizmaya sahiptirler. Bazı epidot kristallerinde ise zonlanmaya rastlanılmıştır. Sillerin bazı kesimlerinde milonitik doku gözlenmektedir (Şekil 4.82). Bu kesimlerde feldispatların sigmoidal doku kazandığı görülür. Kuvarslı seviyeler ise yer yer budinleşmiş ya da feldispatların çevresinde basınç gölgesi oluşturmuşlardır. Milonitleşmiş kesimlerde feldispat gözlerinin çevresinde kloritler foliasyon düzlemleri oluşturmaktadır.




**Şekil 4.80: a-b)** Baskın mineralojisi altere feldispatlardan oluşan felsik sillerin mikroskop altındaki genel görünümü (İn16-4). c-d) Altere feldispat kristalinin çevresinde, dinamik rekristalizasyon etkisiyle rekristalize olmuş kuvarslar.




**Şekil 4.81:** Felsik sillerin skarnlaşmış kesimlerindeki (İn 16-4); **a-b)** Granat ve klorit mineralleri. **c-d)** epidot mineralleri.



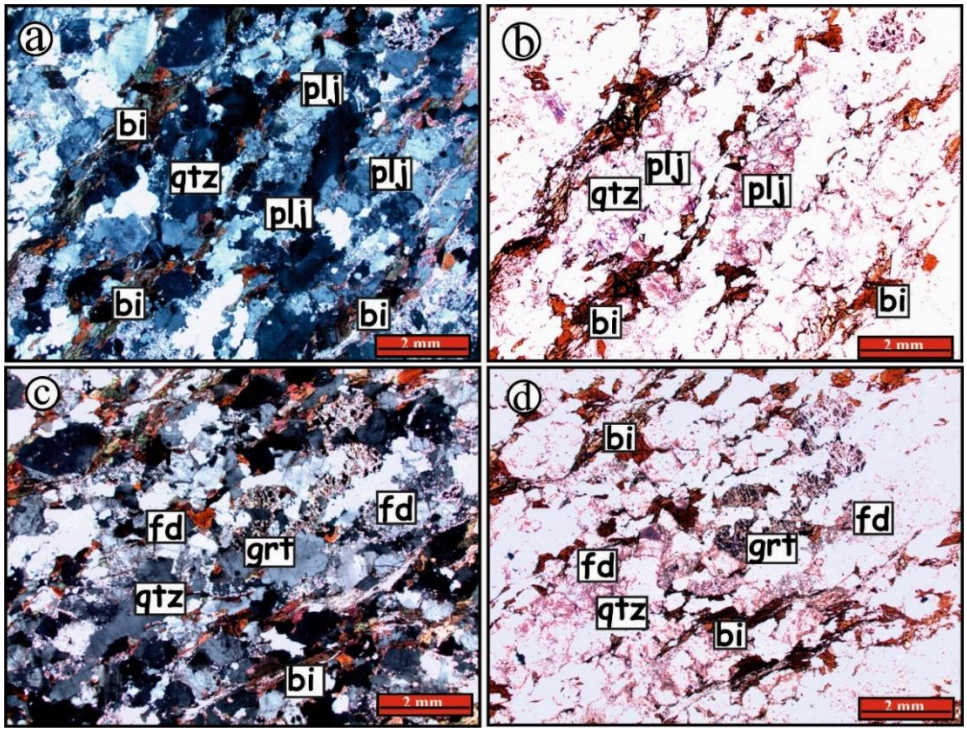

**Şekil 4.82:** Felsik sillerin milonitleşmiş kesimlerinin a) Çift nikol b) Tek nikol görüntüsü.

### 4.2.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi

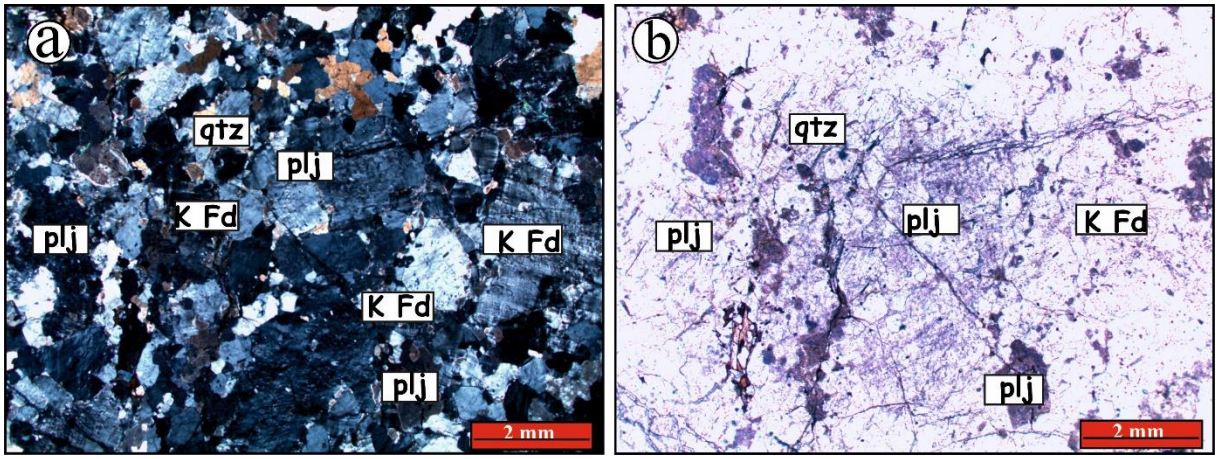
#### 4.2.2.1 Çayköy Ortognaysları

- **Felsik Ortognayslar**

Felsik ortognayslar mineralojik özelliklerine göre granitik ve siyenitik gnays olmak üzere ikiye ayrılmaktadır. Granitik ortognaysların mineral parajenezi, kuvars, plajiyoklas, K-Feldispat ve biyotiterden oluşmakta olup tali oranda granat içerirler (Şekil 4.83). Gnaysik foliasyon baskın olarak açık renkli minerallerin (kuvars, plajiyoklas, K-Feldispat) oluşturduğu kalın felsik bantlar ile çok daha ince seviyeler oluşturan mafik biyotit düzlemlerinin ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.83). Şekil 4.83 c-d'de felsik düzey içinde çatlaklarından itibaren beyaz mikalara dönüşmüş granatlar bulunmaktadır. Granatlar çoğunlukla felsik bantlar içinde boyutları 6-7 mm'ye kadar ulaşan anhedral ya da subhedral kristaller şeklinde gözlenmektedir. Deformasyondan etkilenme derecesine göre gnaysik bantların devamlılığı, kalınlığı ve dokusu değişkenlik gösterir. Deformasyonun daha az etkilediği kesimlerde kalıntı granitik doku sıklıkla gözlenmektedir. Örneğin Şekil 4.84 gnaysik kayalar içinde deformasyonun daha az etkilediği kesimleri temsil etmekte olup, mikroklin, kuvars ve plajiyoklas mineralleri granitoid tipi kayaların sahip olduğu holokristalen dokuyu yansıtmaktadır. Siyenitik ortognaysların mineralojisinde ise ortoklas ve mikroklin oldukça baskın olup daha az oranda biyotit, plajiyoklas ve kuvars içerirler.

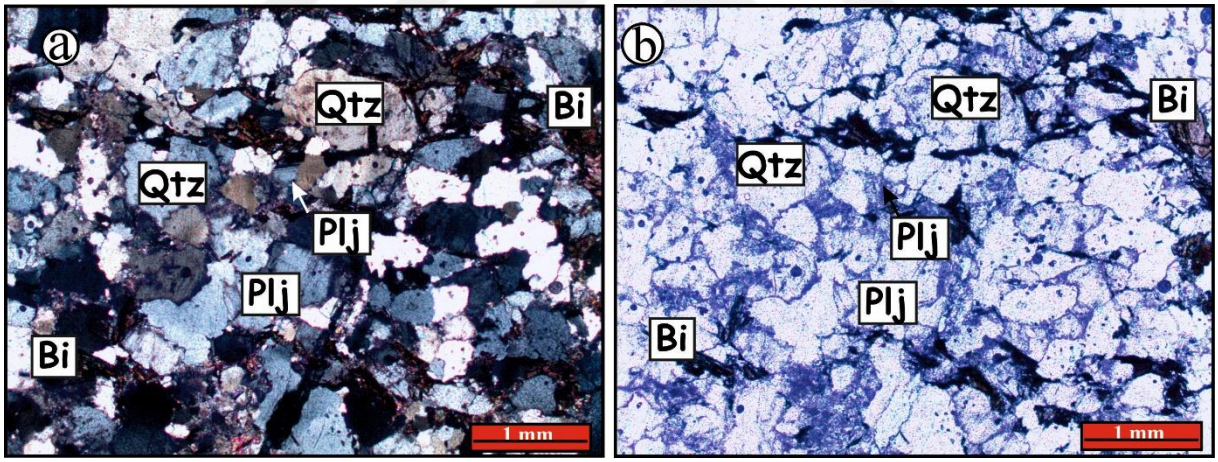



**Şekil 4.83: a-b-c-d)** Felsik ortognaysların gnaysik foliasyon düzlemlerini gösteren mikroskop fotoğrafları (a-b: GCaMi 3 numaralı, c-d: GCaMi 9 numaralı örnek).




**Şekil 4.84:** Felsik ortognaysların korunmuş granitoid dokusu.

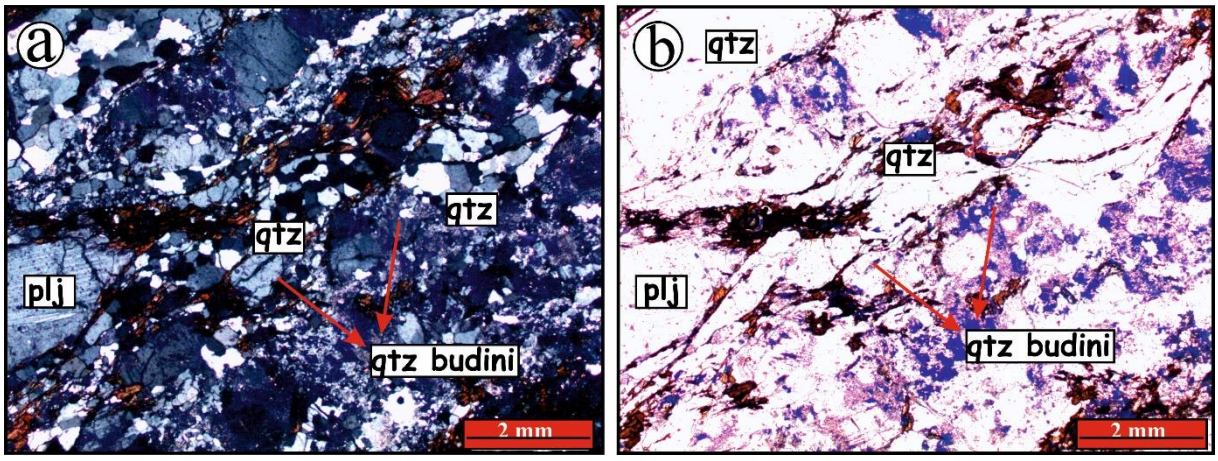
Bununla birlikte, felsik ortognayslarda sıklıkla kataklastik ve milonitik doku gözlenmekte olup, her iki dokunun da gelişim dereceleri farklı zonlarda değişkenlik göstermektedir. Örneğin, Şekil 4.85'te kataklazmadan etkilenmiş bir granitik ortognaystaki köşeli kristallere sahip kuvarslar gözlenmektedir.



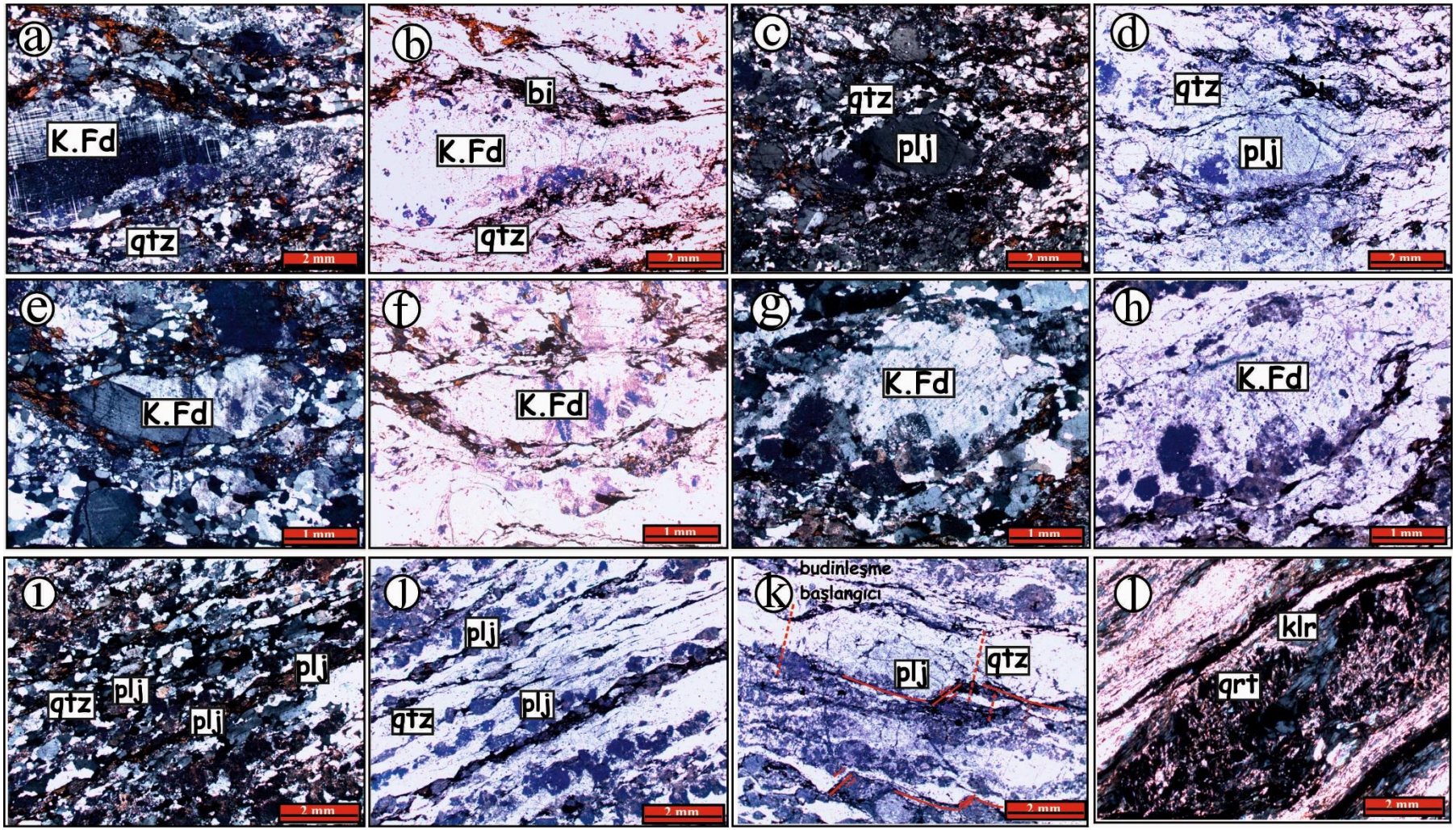

**Şekil 4.85: a-b)** Felsik ortognaysların kataklazmadan etkilenmiş kesimleri. Kayaçtaki minerallerin kataklazma etkisiyle kazandığı köşeli yapı tek nikollerde daha net ayırt edilebilmektedir.

Özellikle milonitleşmeden etkilenen siyenitik gnayslardaki iri kristalli sigmoidal mikroklin ve ortoklaslar kayaca gözlü doku kazandırmaktadır (Şekil 4.87 a-b-c-d-e-f). Gözlü gnayslardaki rekristalize kuvars bantlarının sıklıkla budinleştiği gözlenmektedir (Şekil 4.86). Siyeniyik gnayslarda K-feldispat porfiroklastları kendinden çok daha küçük kristalli rekristalize kuvarslar tarafından mantolanmıştır (Şekil 4.87 a-b-c-d). Minerallerin reolojik özellikleri büyük oranda ilksel tane boyutuna da bağlı olduğundan, feldispatların bir kısmı (özellikle küçük boyutlu olanlar) milonitik foliasyon içinde de bulunmaktadır. Milonitik zon içerisinde feldispat gözlerinin kenarlarından itibaren yer yer mirmekitik yapıların geliştiği

gözlenmektedir. Bu yapılar, milonitleşmenin amfibolit fasiyesine ulaştığını göstermektedir. Feldispat gözleri sigmoidal şekilli olabileceği gibi, köşeli yapıda olanlarına da rastlanılmaktadır. Bununla birlikte, daha iri kristalli kuvarsların dinamik rekristalizasyonu ile daha küçük tane boylarına indirgenmiş kuvars agregalarının oluşturduğu lensler de yer yer kayaca gözlü doku kazandırmaktadır. K-Feldispat gözlerindeki rekristalizasyon kuvarslardakine kıyasla oldukça sınırlı ve seyrek gözlenir. Kuvars kristalleri ise, dinamik rekristalizasyona feldispattan daha duyarlı olduğu için matriksin pek çok kesiminde tane sınır göçlerinden dolayı süturlu yapı kazanmıştır. Ortognays biriminde granoblastik doku gösteren kuvars ve plajiyoklas mineralleri de bulunmaktadır. Granoblastik dokunun gözlendiği kesimler, milonitleşmenin yer yer yüksek sıcaklık altında geliştiğini göstermektedir. Granitik ortognays kütleleri içindeki bazı şiddetli milonitik deformasyon zonlarında kristal boyutları oldukça küçülmektedir (Şekil 4.87 ı-j). Bu zonlarda da 'budinleşme' ve 'mikro gerilme' yapılarının varlığı gözlenmektedir (Şekil 4.87 k). Bu bağlamda Şekil 4.87 k'da kırmızı ile çizilen bölgelerde budin boynunun oluşmaya başladığına ve budinleşmeye mikro ölçekli normal faylanmanın eşlik ettiğine dikkat ediniz. Milonitleşmenin şiddetli geliştiği kesimlerde, bölgesel metamorfizma ürünü muskovitlerin oldukça ince taneli serizitlere dönüştüğü, ilksel granat porfiroblastlarının da göz yapısı kazanıp yer yer mikalara ayrıştığı gözlenmektedir (Şekil 4.87 l).



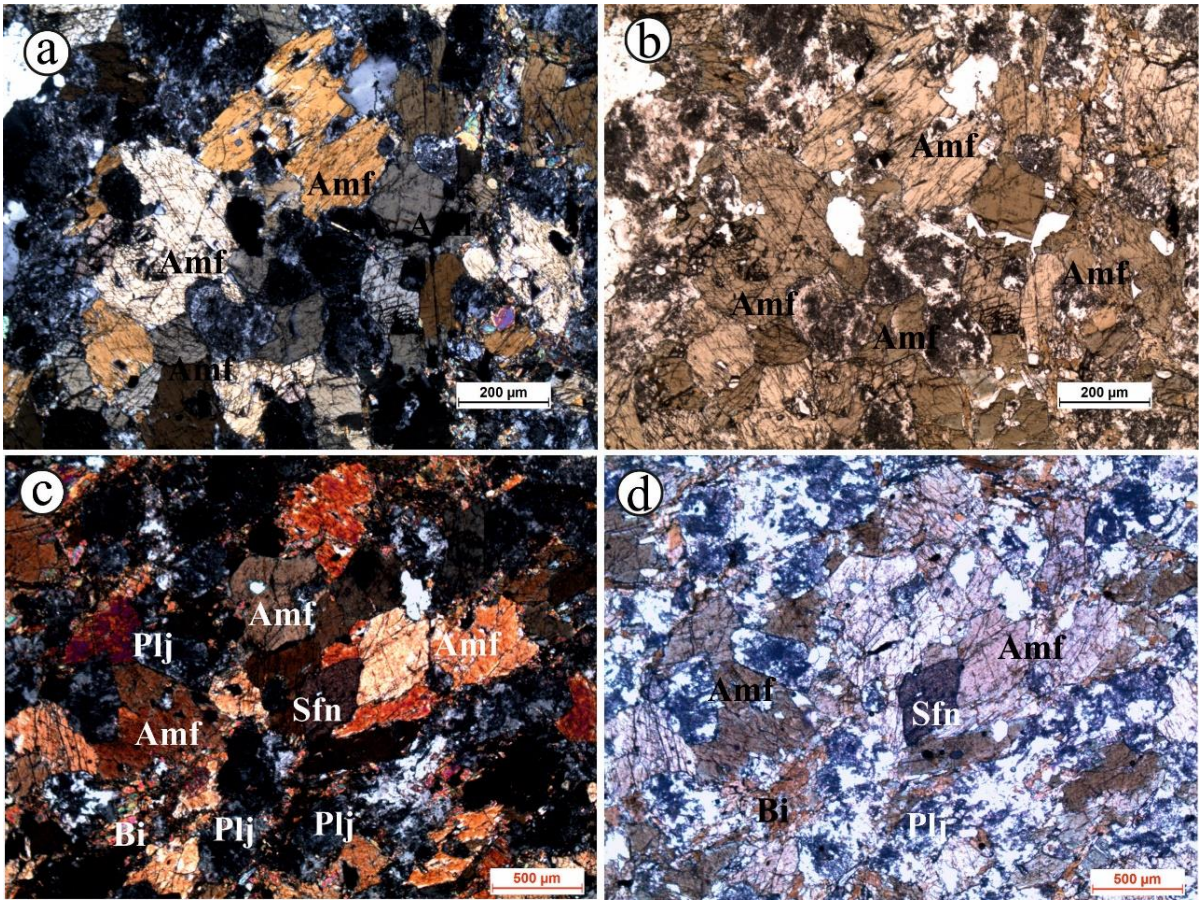

**Şekil 4.86:** Milonitleşmiş kesimlerdeki kuvars budinlerinin; **a)** Çift nikol **b)** Tek nikol görüntüsü.




**Şekil 4.87**: **a-b-c-d-e-f)** Siyenitik gözlü gnayslarda rekristalize kuvarslar ile mantolanmış K-Feldispat porfiroklastları. **g-h)** Deformasyon sonucu mirmekitik yapı kazanmış K-Feldispat porfiroklastı. **ı-j)** Milonitleşmenin ilerlediği kesimlerde kristal boyutları küçülmüş ortognayslar. **k)** Milonitik zon içinde 'budinleşme' ve 'mikro-gerilme' yapıları. **l)** Budinleşmiş ve yer yere kloritlere dönüşen granat kristali.

- **Bantlı Amfibolitler**

Bantlı amfibolit sillerindeki mafik düzeyler amfibol ve biyotitlerden felsik düzeyler ise plajiyoklastan (± kuvars) oluşmaktadır. Sfen kayaçta aksesuar mineral olarak bulunmaktadır. Amfiboller yarı özşekilli ya da özşekilsiz formda bulunmakta olup girişim renkleri maksimum II. sıra turuncu rengine kadar çıkmaktadır (Şekil 4.88 a). Tek nikollerde ise kahverengimsi yeşil ya da kahve renktedirler (Şekil 4.88 b-d). Amfiboller ile dokanak halinde olan küçük kristalli biyotitler tek nikollerde kızılımsı kahve renktedir (Şekil 4.88 b-d). Bununla birlikte birçok plajiyoklas mineralinin ileri derecede killeştiği görülmektedir. Sfen mineralinin birçoğu özşekilli formda gözlenmiştir (Şekil 4.88 c-d).



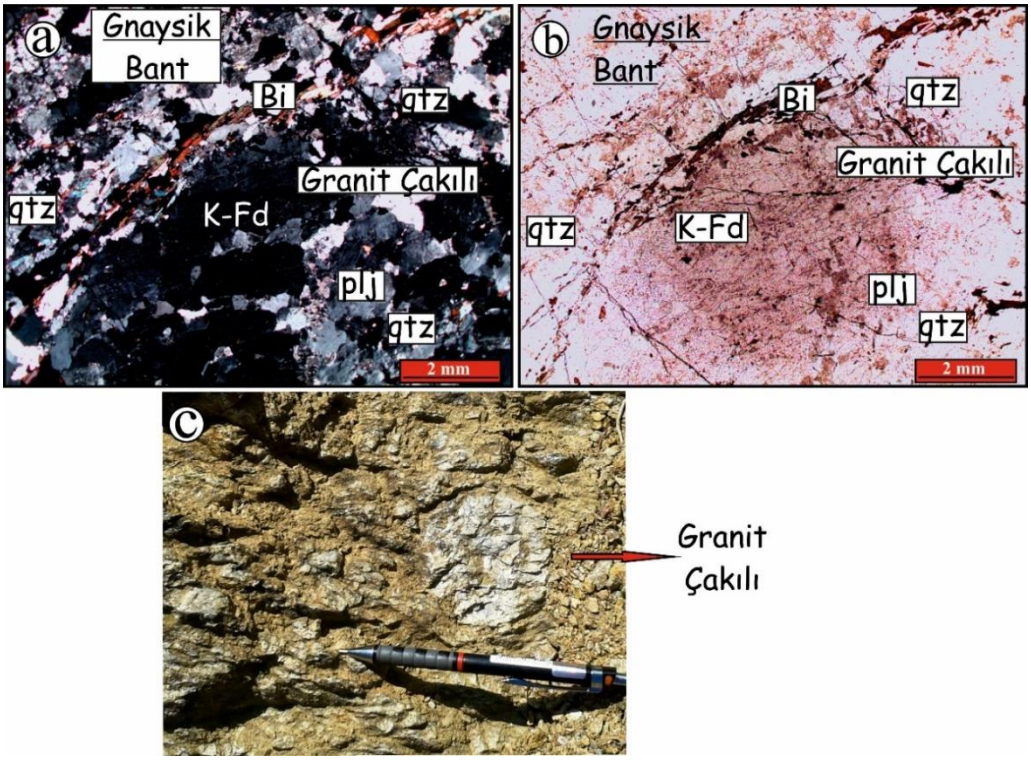

**Şekil 4.88:** Bantlı amfibolit birimindeki amfibol kristallerinin a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Amfibol, biyotit, plajiyoklas ve sfen parajenezinin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.

### 4.2.2.2 Sarıcakaya Paragnaysları

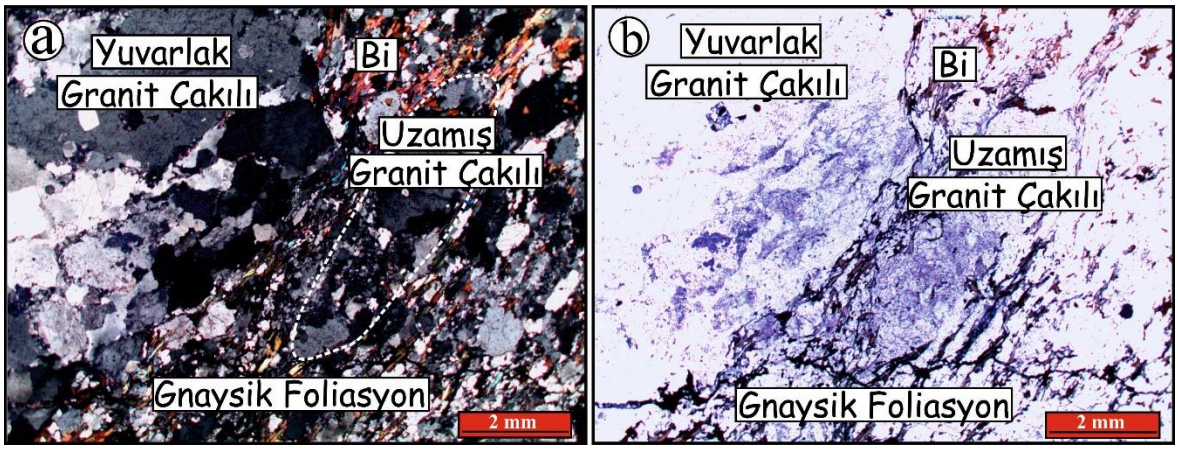
- ***Meta-konglomera***

Sarıcakaya Paragnaysları içindeki en önemli kılavuz düzeylerden biri olan meta-konglomera birimi sıklıkla gnaysik foliasyon kazanmış olarak gözlenir. Bununla birlikte, gnayslar içinde

foliasyon bantlarına katılacak kadar uzayıp deforme olmamış pre-metamorfik çakıllara rastlanmaktadır. Bu korunmuş parçaların litolojisi granit (Şekil 4.89) ve kuvarsitten oluşmaktadır. Çakıl parçaları **1-** yuvarlak şekilli (Şekil 4.89-90), **2-** uzun ekseni folisyon düzlemine koşut olan uzamış-elipsoidal şekilli (Şekil 4.90) **3-** budinleşmiş, **4-** makaslanmış kesimlerde sigmoidal şekilli olarak bulunur. Bu çakılların çevresi Şekil 4.89-90'da görüldüğü gibi gnaysik foliasyona ait kalın felsik bantlar ya da ince mafik düzlemler tarafından çevrelenmektedir.

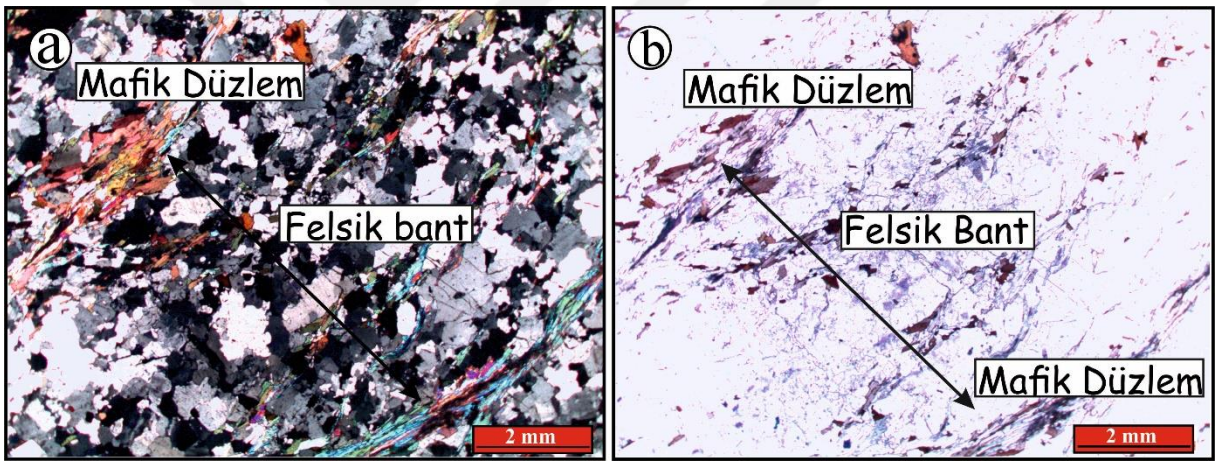



**Şekil 4.89: a-b)** Meta-konglomera birimine ait granit çakılı ve onu çevreleyen gnaysik foliasyonun rekristalize kuvarsça zengin felsik düzeyi (BeTi16-8).

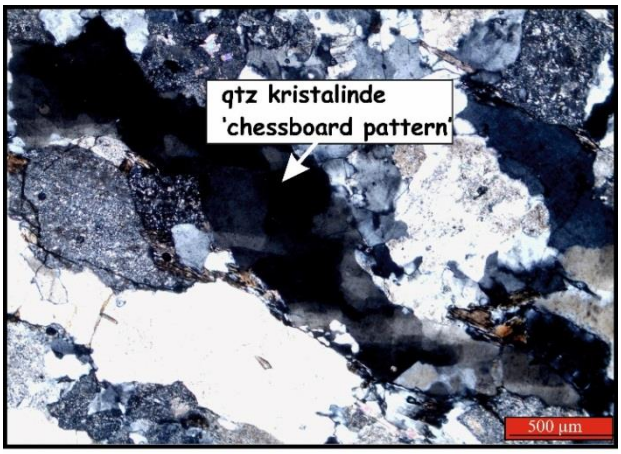



**Şekil 4.90:** Meta-konglomera birimi içindeki a) Yuvarlak ve uzamış granit çakıllarının çift nikol görüntüsü b) Tek nikol görüntüsü (BeTi16-9).

Gnaysik foliasyonun felsik bantları, **1-** İri çakıllara kıyasla daha küçük rekristalize kuvars (Şekil 4.91) ve/ve ya *kuvars+feldispat* minerallerinden **2-** Uzayarak gnaysik foliasyona katılmış ve mikro ölçekte ayırt edilebilen *rekristalize granit* ve *kuvarsit* çakıllarından oluşmaktadır Felsik bantlar rekristalize kuvars minerallerince domine edilmektedir. Kuvars minerallerinde dinamik rekristalizasyon etkisiyle tane sınır göçü gözlenmektedir. Bununla birlikte, özellikle iri kristalli kuvars minerallerinde sıklıkla *'chessboard pattern'* olarak bilinen ve amfibolit fasiyesinde metamorfizma geçirmiş kayaçlara özel olan doku türü gözlenmektedir (Şekil 4.92). Makro ve mikro ölçekte yapılan incelemeler çakıl içeren paragnayslardaki felsik bantların kalınlığının 5 mm'den başlayıp 2.5 cm'ye kadar ulaşabildiğini göstermektedir. Bu bantlardaki feldispatlar plajiyoklas (albit uç üyesi baskın) ve K-Feldispat türündedir. Bu minerallerin uç üye hesaplamaları ve kimyaları mineral kimyası bölümünde detaylı olarak anlatılacaktır. Plajiyoklasların bir kısmı albit ikizlenmesine sahipken, bir kısmının ise ikizlenme göstermediği gözlenir.

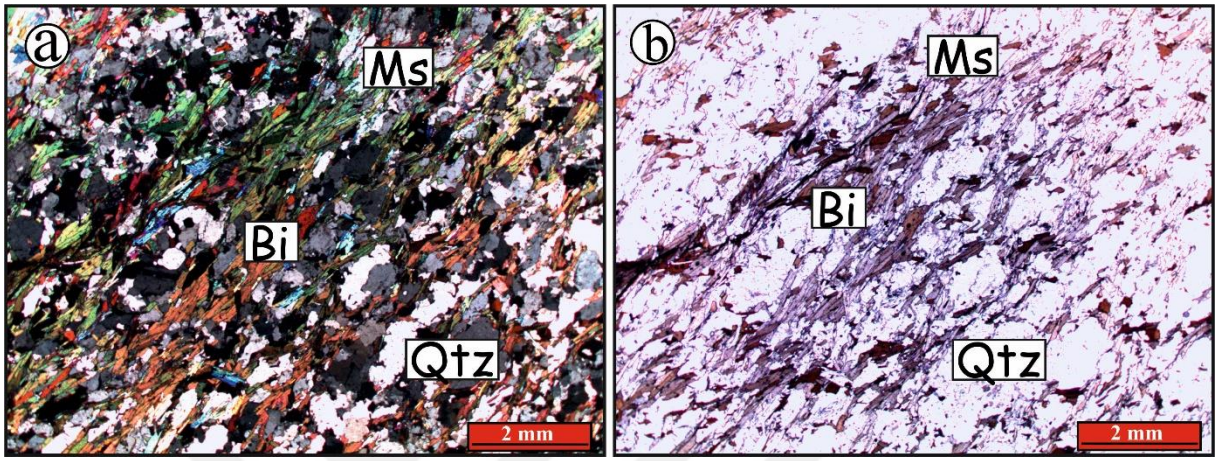



**Şekil 4.91**: Meta-kongloromera birimine ait ince taneli seviyelerde, kuvarsça baskın kalın kalın felsik bantlar ve biyotitlerin oluşturduğu ince mafik düzlemler (BeTi16-20).




**Şekil 4.92:** Kuvars mineralinde 'chessboard pattern' yapısı.

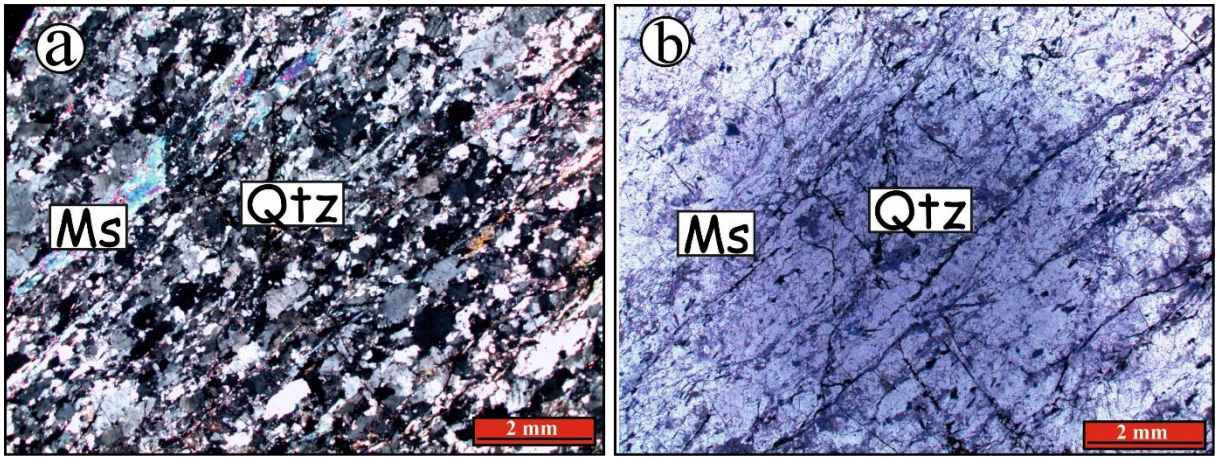
Paragnayslardaki mafik seviyeler büyük oranda biyotitlerden ve daha az miktardaki felsik muskovitlerden oluşmaktadır (Şekil 4.93). Bu mafik seviyeler oldukça ince düzlemler şeklinde gözlenmektedir. Biyotit ve muskovitlerin bu düzlemlerdeki tercihli yönelimi kayaca *'lepidoblastik'* doku kazandırmaktadır.




**Şekil 4.93:** Konglomeratik gnaysların mafik bantlarında çoğunluğu biyotit ve daha az miktarda muskovitin oluşturduğu lepidoblastik doku (BeTi16-24). **a) Çift Nikol b) Tek nikol görüntüsü.**

- ***Kuvars-Muskovit Şist***

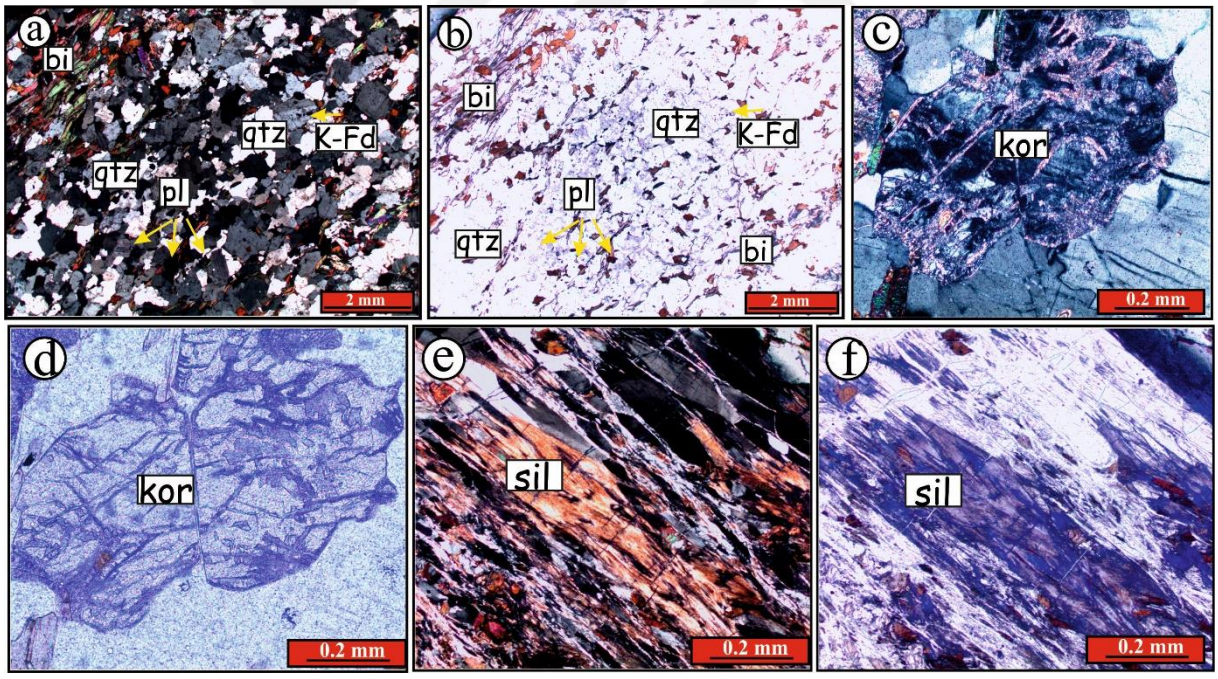
İstif içindeki tüm litolojiler ile sık sık ardalanan kuvars-muskovit şistler büyük oranda dinamik rekristalizasyondan etkilenmiş kuvarslardan oluşmaktadır (Şekil 4.94). Daha az miktarda bulunan muskovitler ise belirli düzlemlerde şistozite oluşturmakta ve kayaca lepidoblastik doku kazandırmaktadır (Şekil 4.94).




**Şekil 4.94:** Kuvars-muskovit şistlerin (BeTi16-45) **a)** Çift Nikol **b)** Tek Nikol Görüntüsü.

- **İki Mikalı Psamitik Paragnays**

İki mikalı meta-psammitik paragnaysların meta-konglomeratik gnayslardan en belirgin farkları **1-** birçok kesimde kristal boyutlarının nispeten daha küçük ve gnaysik foliasyon düzlemi aralıklarının daha dar aralıklı olması; **2-** Özellikle felsik seviyeler içinde korunmuş granitik klastların oldukça küçük boyutlarda olmasıdır. Psamitik paragnayslar azalan bolluk sırasına göre kuvars, plajiyoklas ve K-Feldispatlardan oluşan nispeten kalın felsik bantlar ile baskın olarak biyotit ± muskovitten oluşan lepidoblastik dokulu mafik düzlemlerin ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 4.95). Plajiyoklaslar ve K-Feldispat minerallerinin sırasıyla albit ve karlspat/mikroklin ikizlenmeleri korunmuştur (Şekil 4.95 a-b). Kuvarsça baskın felsik düzeyler içindeki feldispatların tane boyları kuvarslarınki ile yaklaşık olarak benzerdir. Bununla birlikte yukarıda sayılan ana minerallerden daha seyrek olarak, kordiyerit (Şekil 4.95 c-d) ve sillimanit minerallerine de (Şekil 4.95 e-f) rastlanılmaktadır. Ancak kordiyerit minerallerinin büyük çoğunluğu büyük oranda beyaz mika ve serpantinlere ayrışmıştır.

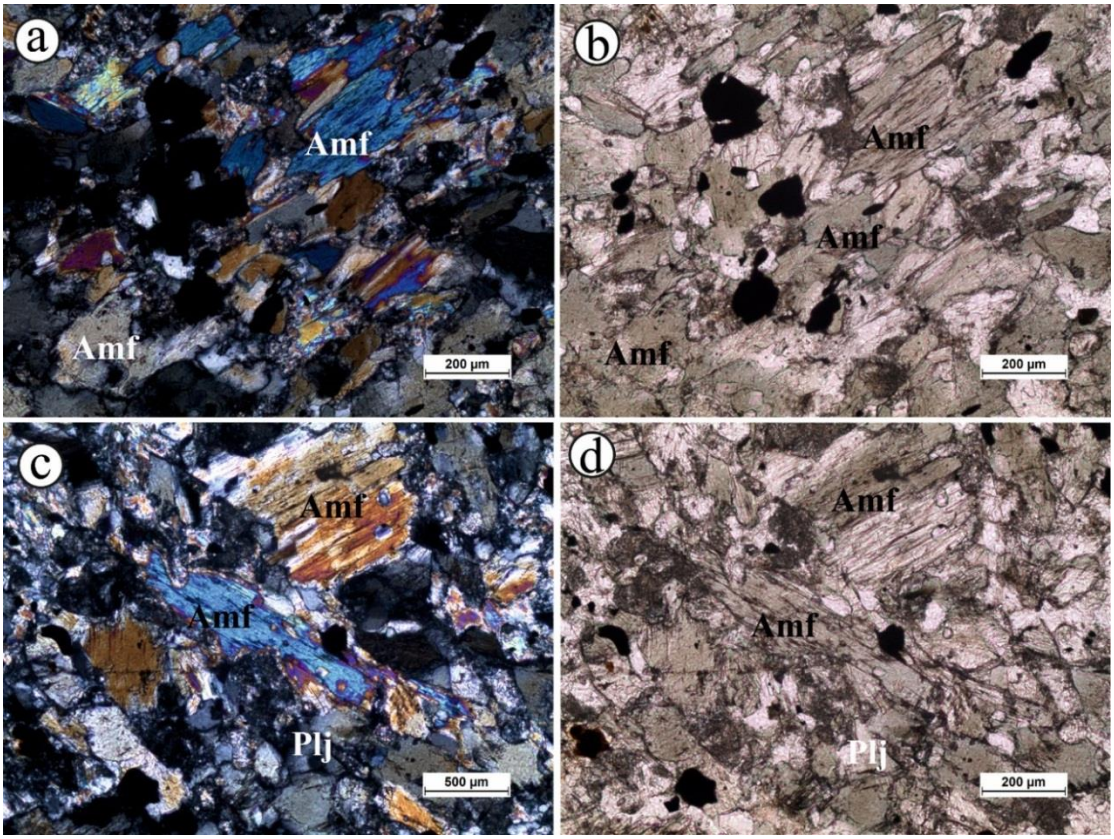



**Şekil 4.95: a-b)** Psammitik paragnayslardaki kuvarsça baskın felsik bantlar ve biyotit±muskovitten oluşan mafik lepidoblastik düzlemler. **c-d)** Büyük oranda beyaz mikaya dönüşmüş kordiyeritler (BeTi16-40). **e-f)** Uzun çubuksu sillimanit mineralleri (BeTi16-48). (a-c-e: Çift Nikol; b-d--f: Tek Nikol).

- **Amfibolit Budinleri**

Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin mineralojisi büyük oranda amfibol minerallerinden oluşmaktadır (Şekil 4.96). Plajiyoklas mineralleri ise oldukça tali oranda

gözlenmektedir. Amfibollerin büyük bir kısmı çubuksu formda bulunmakta olup, tek nikollerde soluk yeşil renkte gözlenirler (Şekil 4.96 a-b). Plajiyoklas minerallerinin büyük bir kısmı ileri derecede ayrışmış olarak gözlenmektedir. Ayrışmanın kuvvetli olduğu kesimlerde plajiyoklasların muskovitleştiği (ya da serizitleştiği) görülmektedir. Bununla birlikte plajiyoklasların çoğunda zonlanma ya da ikizlenme gibi desenler gözlenmemektedir (Şekil 4.96 c-d).




**Şekil 4.96:** Amfibolit budinlerindeki çubuksu amfibollerin a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. Amfibol ve plajiyoklasların c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.

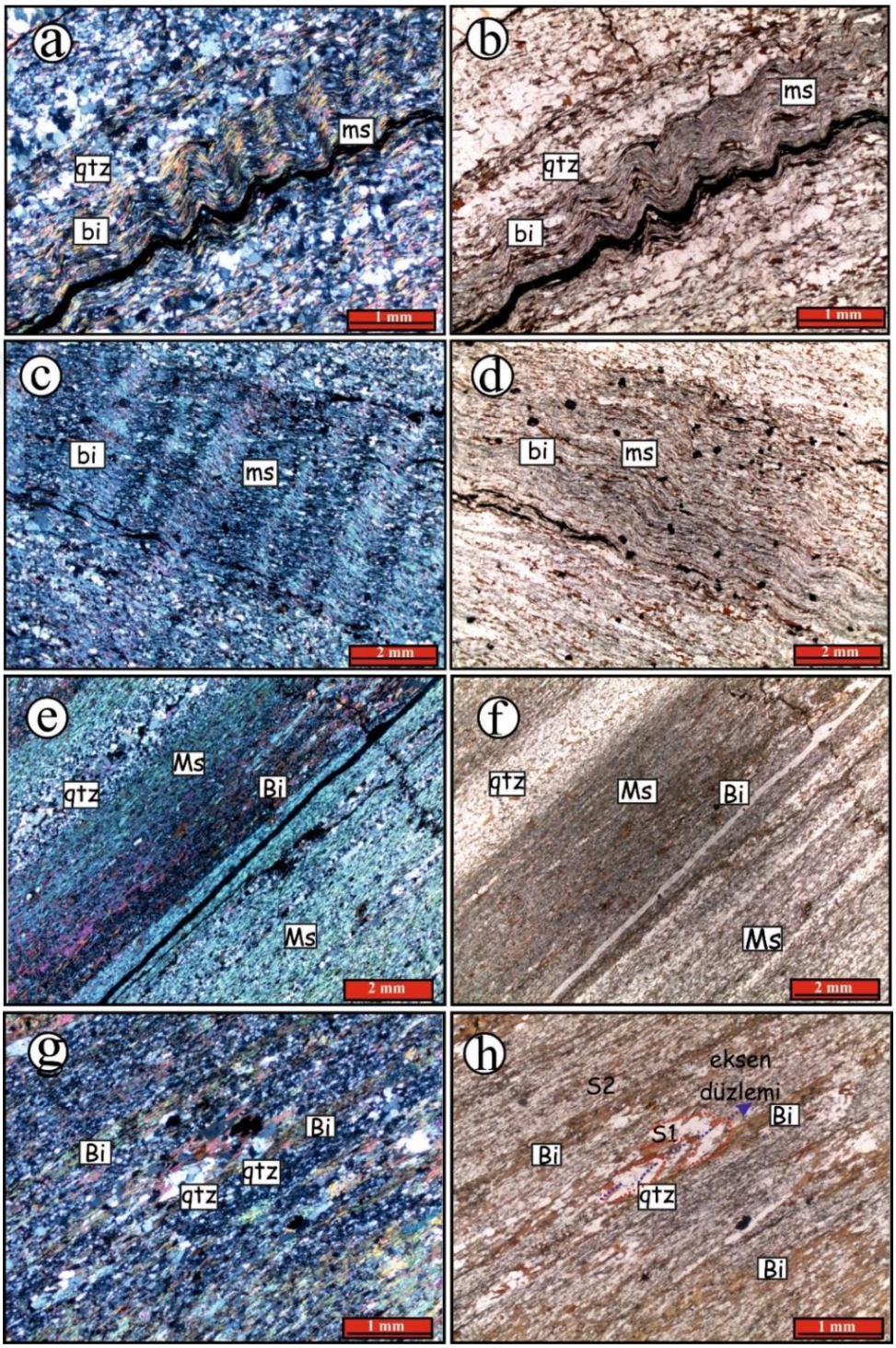
### 4.2.3 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi

#### 4.2.3.1 Geyikoynağı Metamorfitleri

Geyikoynağı Metamorfikleri litolojik olarak fillat ve mika-şistlerden oluşmaktadır. Fillatların mineralojisi büyük oranda muskovit, kuvars ve daha az miktarda biyotitten oluşmaktadır (Şekil 4.97 a-b-c-d). Fillatlardaki klivaj düzlemlerini muskovit ve biyotitler oluşturmaktadır. Ancak bu düzlemler kıvrımlanarak yer yer krenulasyon klivajı yapısı kazanmaktadır (Şekil 4.97 a-b-c-d).

Mika-şistlerin mineralojisi, biyotit, muskovit ve kuvarstan oluşmaktadır (Şekil 4.97 e-f-g-h). Mika şistlerdeki muskovit ve biyotit minerallerinin kristal boyutları fillatlara kıyasla daha

büyüktür ve oldukça iyi gelişmiş şistozite düzlemleri oluştururlar (Şekil 4.97 e-f-g-h). Şistlerin biyotit içeriği fillatlardan daha fazladır. Mika şistlerin şistozite düzlemleri arasında oldukça küçük ölçekli (~1-2 mm) ve kıvrım düzlemleri ana şistoziteye paralel giden, deforme rekristalize kuvarslar gözlenmektedir (Şekil 4.97 g-h).




**Şekil 4.97**: **a-b-c-d)** Fillat biriminde, muskovit ve biyotit türü mikaların baskın olduğu kesimlerde gelişen krenulasyon klivajları. **e-f)** Biyotit-muskovit-kuvarslardan oluşan şistlerin oldukça iyi gelişmiş şistozite düzlemleri. **g-h)** Mika-şistlerin şistozite düzlemleri arasında, eksen düzlemleri ana şistozite düzlemlerine ($S_2$) koşut olan rekristalize kuvars kıvrımları ($S_1$).

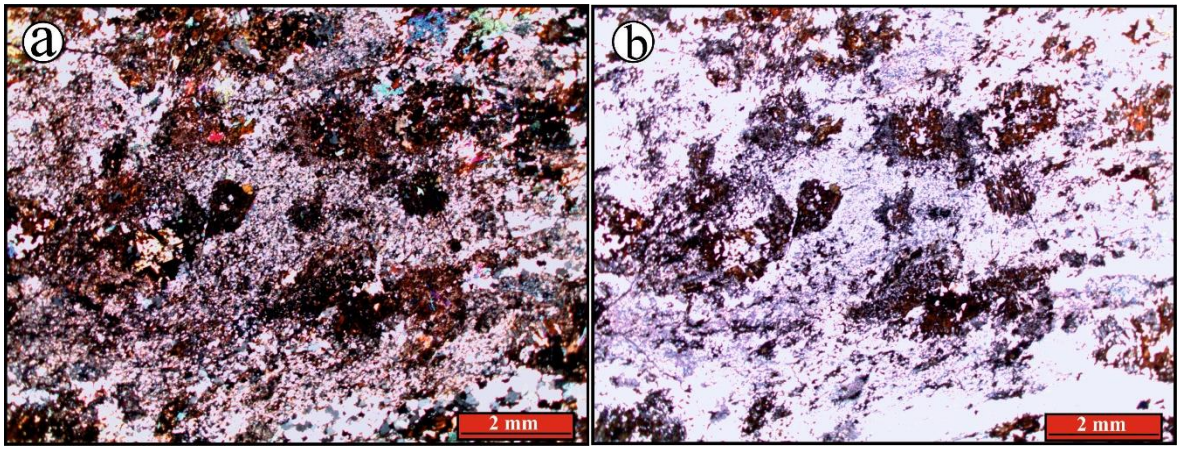
#### 4.2.3.2 Akkum Kontak Şistleri

- **Ana Plutona Uzak Hornfelsler ve Benekli Şistler**

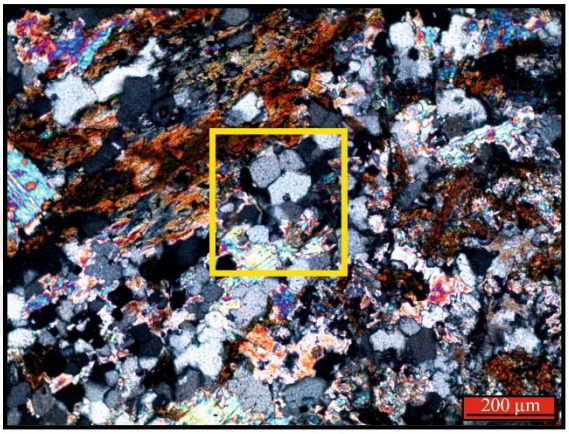
Hornfelsik kayalar ince rekristalize bir matriks/zemin üzerine büyümüş biyotit ve andalusit porfiroblastlarından oluşmaktadır (Şekil 4.98). Kristal boyutu oldukça küçük olan matriks mineralleri rekristalize kuvars ve beyaz mikalardan oluşmaktadır. Kayacın matriks kısmındaki rekristalize kuvarslar termal rekristalizasyonun etkisiyle yaygın olarak granoblastik doku gösterirler (Şekil 4.99).

Hornfelsleşmiş pişme/kontak zonunda biyotit ve andalusit porfiroblastları çoğunlukla gelişigüzel dağılmış olarak bulunmakla birlikte, zon içinde yer yer biyotit porfiroblastlarının belirli düzlemlerde yoğunlaştığı gözlenmektedir. Bu lepidoblastik dokulu kesimler, porfiri dokulu hornfelsler ile çoğu zaman geçişli olarak bulunmaktadır. Bu zondaki biyotit porfiroblastlarının hepsi özellikle granoblastik kuvars matriksi içine inkluzyon olarak almıştır (Şekil 4.98). Oldukça iri kristaller şeklinde gözlenen andalusit porfiroblastları çoğunlukla matriksteki kuvarsı inkluzyon olarak içermektedir (Şekil 4.100). Ancak mika baskın kısımlar içinde kristalleşmiş andalusitlerde inkluzyonlar andalusitin sadece kenar zonlarında gözlenmektedir. Dolayısıyla, bu zondaki andalusitlerin muhtemelen iki farklı jenezde kristalleştiği düşünülebilir.

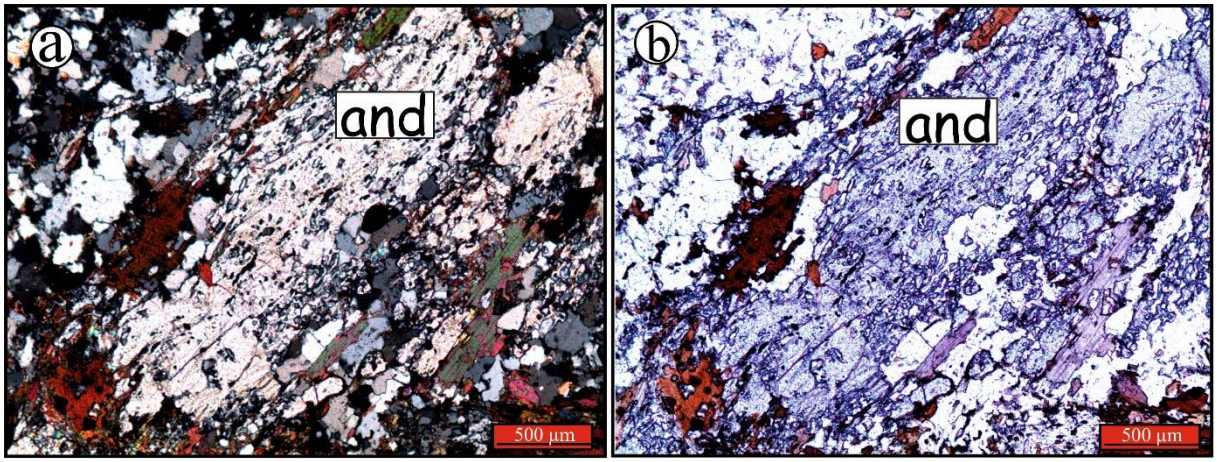
Bununla birlikte, hornfelsik kayaların yer yer milonitik doku kazandığı görülmektedir. Bu milonitleşme hornfelsik kayaçlara 1) Mikro ölçekte S-C foliasyonu kazandırmıştır (Şekil 4.101-102), 2) Granoblastik doku gösteren matriks minerallerinde dinamik rekristalizasyona neden olmuştur (Şekil 4.101-102), 3) Biyotitler sigmoidal yapı kazanmıştır (Şekil 4.101-102). Bununla birlikte, sigmoidal biyotitler içindeki granoblastik kuvars kapanımlarının da dinamik rekristalizasyondan etkilendiği gözlenmiştir. Dinamik rekristalizasyon granoblastik kuvars kristalleri arasındaki sınırları süturlu hale getirmiştir.



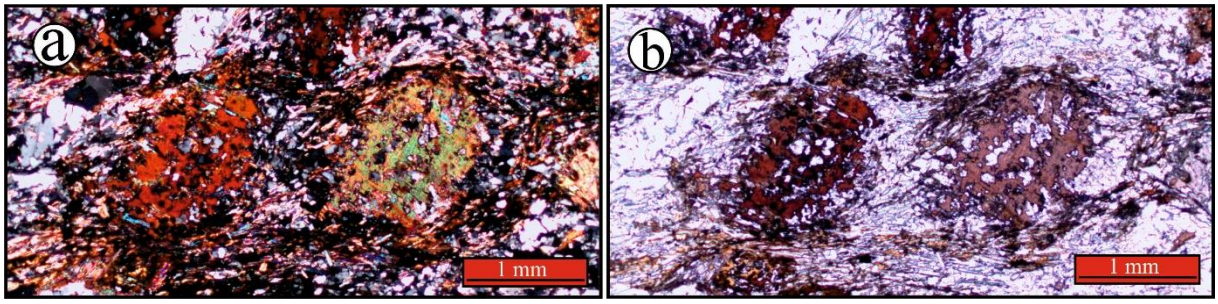

**Şekil 4.98:** Hornfels biriminde ince kristalli matriks üzerine gelişmiş biyotit porfiroblastları (G95)**.**



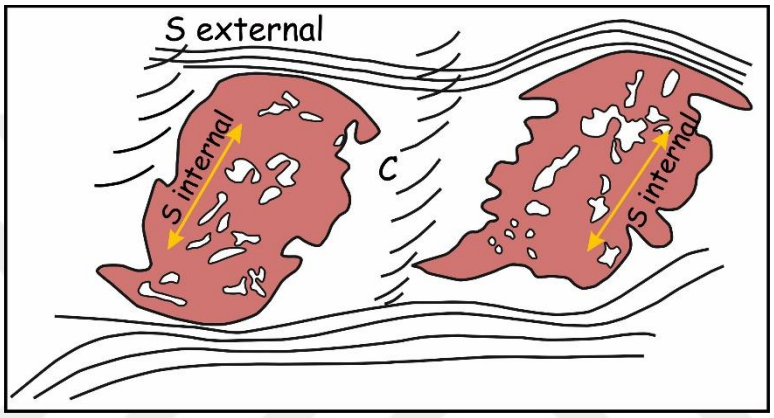

**Şekil 4.99:** Hornfels kayacı içindeki granoblastik kuvars mineralleri.




**Şekil 4. 100:** Kuvars inkluzyonları içeren poikiloblastik andalusit minerallerinin; a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü (G99).

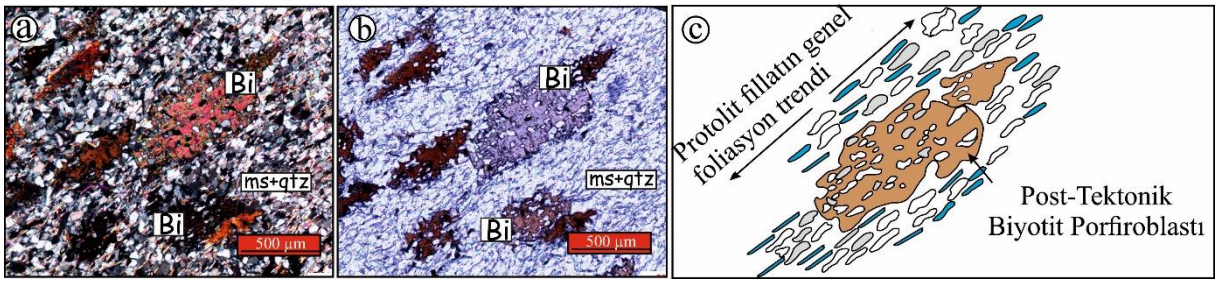



**Şekil 4.101:** Milonitleşmiş hornfelslerdeki S-C foliasyonu ve sigmoidal yapı kazanmış biyotit porfiroblastları. a) Çift Nikol; b) Tek Nikol görüntüsü.

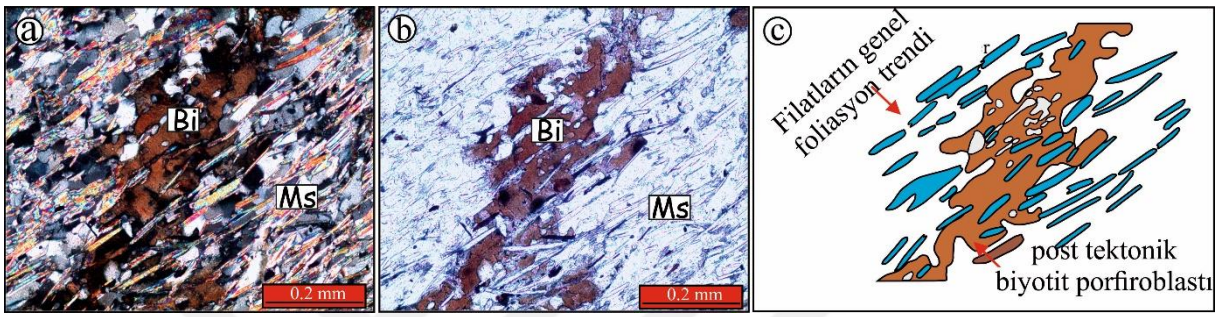



**Şekil 4.102:** Şekil 4.106'daki milonitik hornfelslerin şematik çizimi.

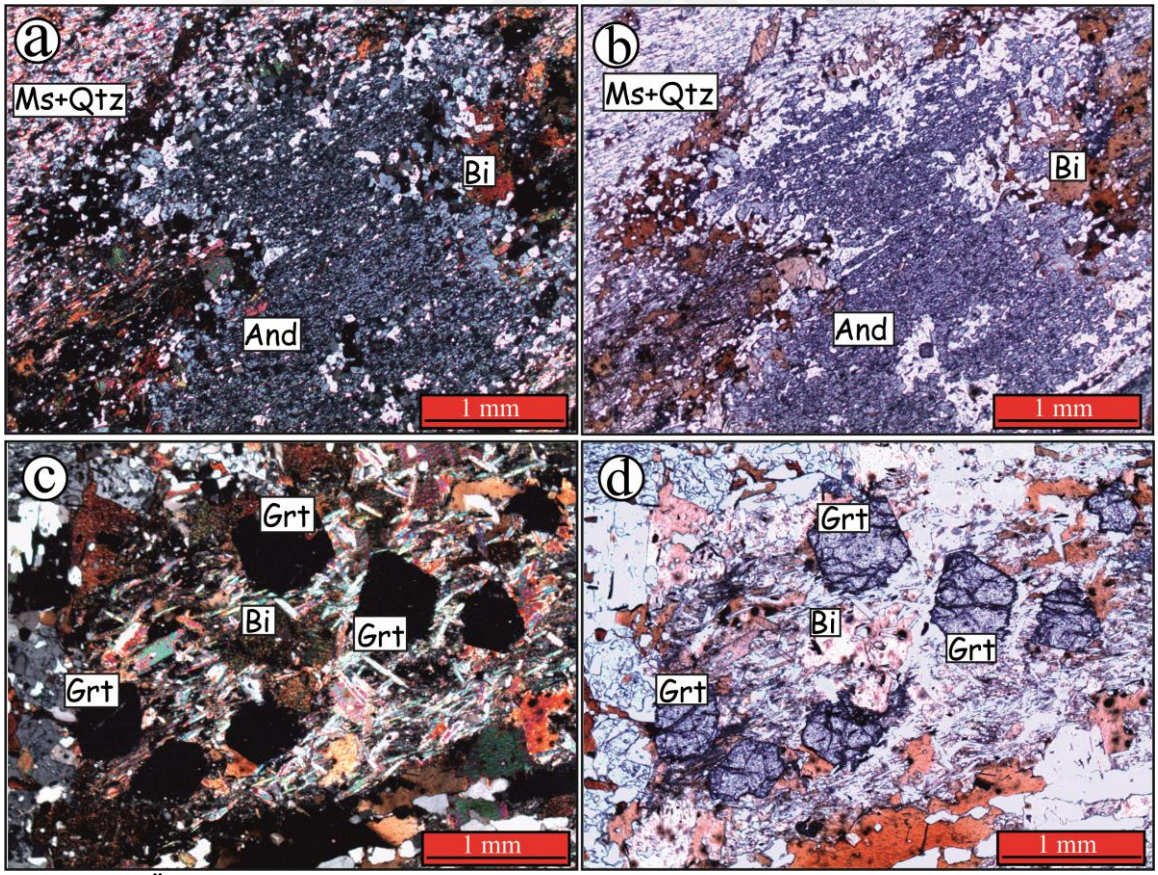
Benekli şistler, fillat ve mika şistlerin üzerine kristalleşmiş biyotit, andalusit ve muskovitlerden oluşmaktadır. Bu zonda granatlar tali miktarda bulunmaktadır. Benekli şist yüzleklerinin pek çok kesiminde fillat ve mika şistlere ait klivaj ve şistozite düzlemleri korunmuştur. Yapılan petrografik incelemeler post-tektonik biyotit ve andalusit kristallerinin, üzerine büyüdükleri meta-kırıntılı kayaların foliasyon düzlemlerini içlerine alarak kristalleştiklerini göstermektedir (Şekil 4.103-104-105a-b). Fillat ve mika-şistlerin üzerine gelişmiş post tektonik muskovitler çoğu kez ince-yapraksı kristaller şeklinde gözlenmektedir. Biyotit ve muskovitlerden oluşan post-tektonik mineral benekleri/porfiroblastları, üzerine büyüdükleri kayacın klivaj ya da şistozite düzlemlerini verev ya da oblik olarak kesecek şekilde yönelim göstererek yeni foliasyon düzlemleri oluştururlar (Şekil 4.106-107-108-109-110-111). Bununla birlikte, fillatların bazı kıvrımlı kesimlerinde, post-tektonik biyotit ve muskovitler kıvrım düzlemlerine koşut yönde sıralanarak kayaca 'eksen düzlem klivajı' yapısı kazandırmaktadır.



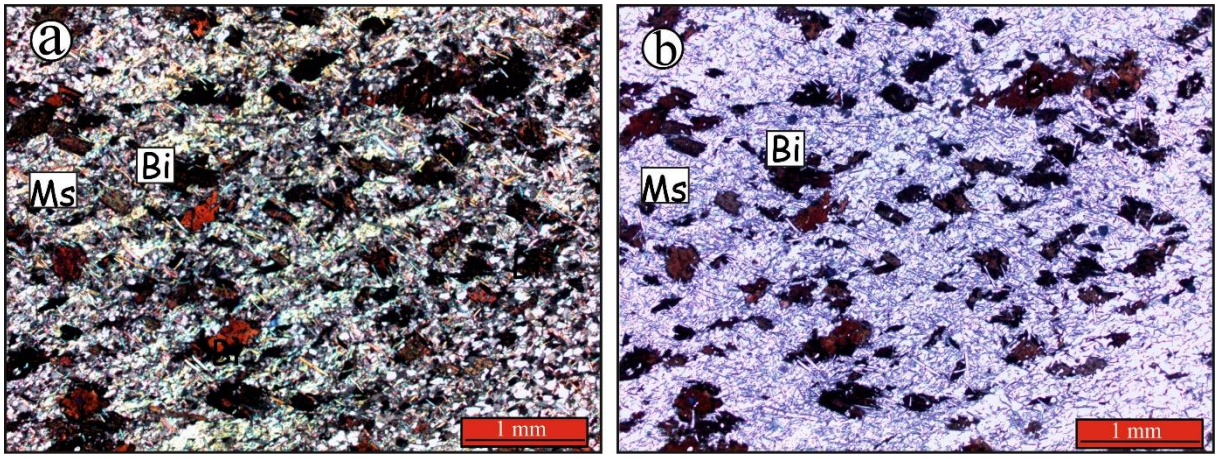

**Şekil 4.103**: Fillatların klivaj düzlemleri arasındaki kuvarsları inkluzyon olarak içine almış olan, post tektonik biyotit porfiroblastlarının (G108) a) Çift Nikol b) Tel Nikol görüntüsü. c) Şematik Çizim.



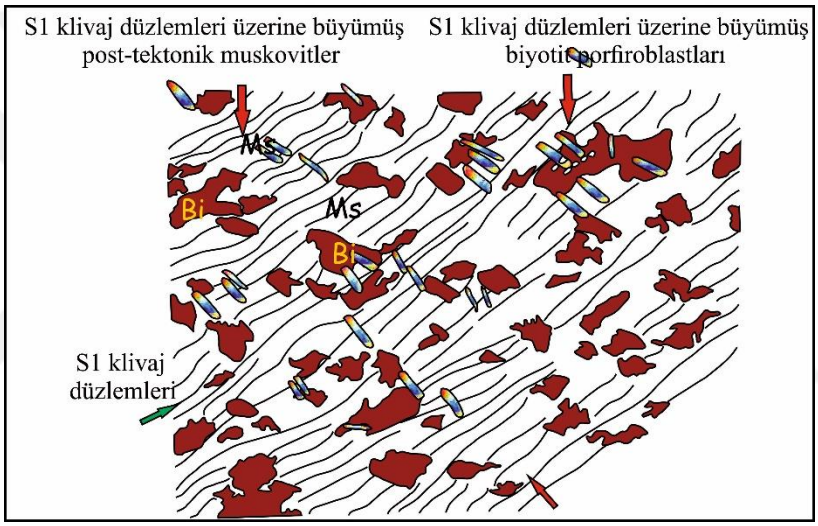

**Şekil 4.104:** Fillatların klivaj düzlemlerini oluşturan muskovitleri inkluzyon olarak içine almış olan post tektonik biyotit porfiroblastının a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü, c) Şematik Çizim.



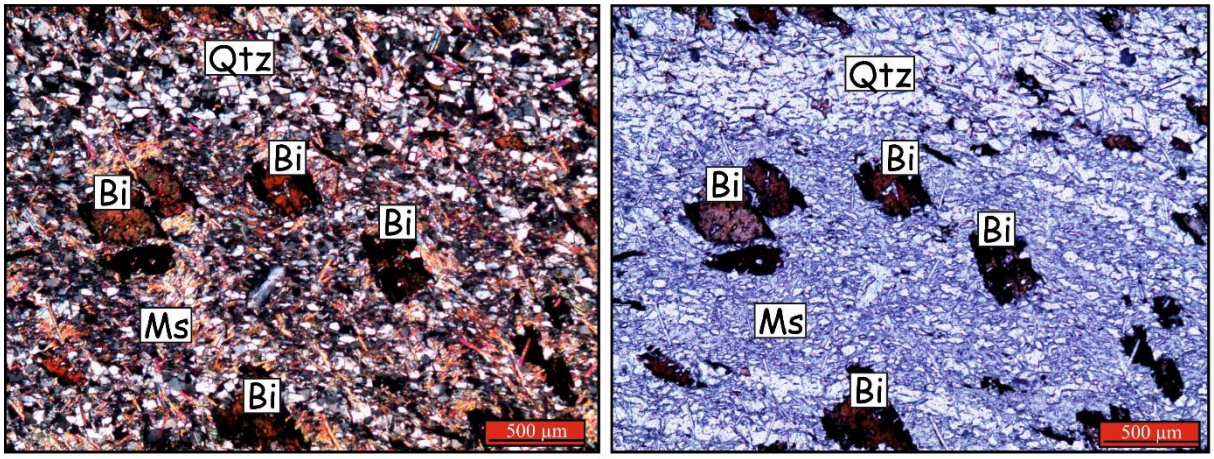

**Şekil 4.105:** Üzerine büyüdüğü kayacın rekristalize kuvars düzeylerini içine alarak kristalleşen andalusit kristallerinin (G111) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü. (Anadalusit kristali içindeki kuvars inkluzyonlarının yönelimi, protolit kayacın klivaj düzlemlerine koşuttur). Benekli şist zonunda nadiren gözlenen granat minerallerinin; c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.



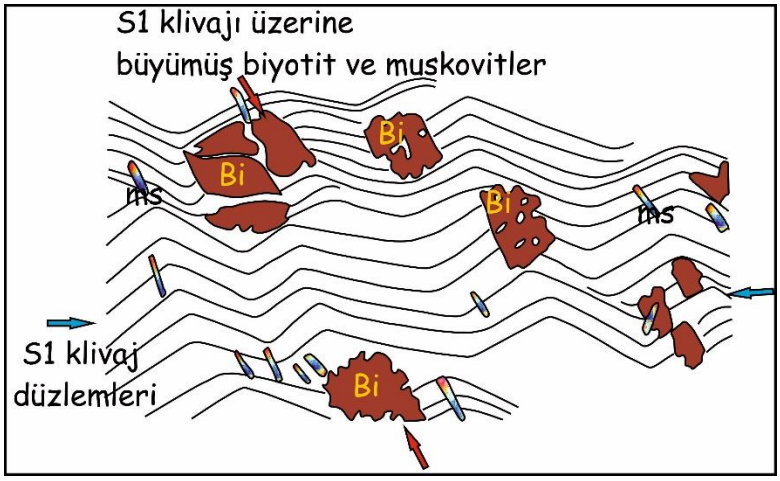

**Şekil 4.106:** Oldukça ince kristalli fillatlar üzerine gelişmiş, post-tektonik muskovit ve biyotit beneklerinin (G121) a) Çift Nikol b) Tek Nikol görüntüsü.



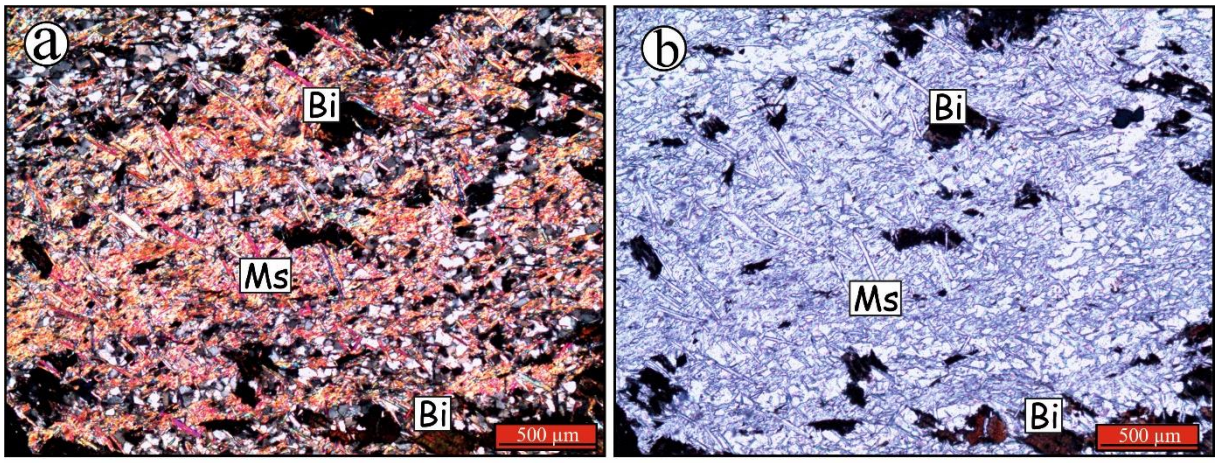

**Şekil 4.107**: Şekil 4.106'nın şematik çizimi.



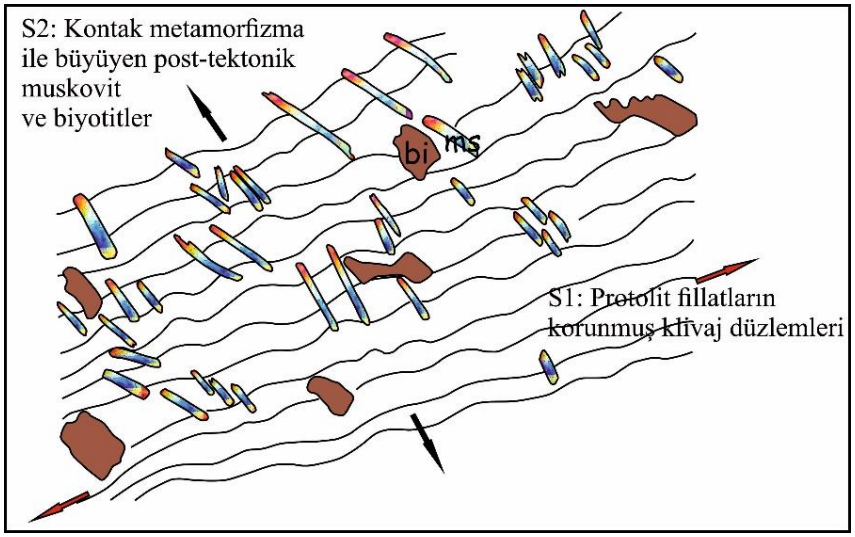

**Şekil 4.108:** Benekli şistlerdeki biyotit porfiroblastlarının (G142); a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. Porfiroblastlar, fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiştir.




**Şekil 4.109**: Şekil 4.108'in şematik çizimi.




**Şekil 4.110:** Fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiş, post tektonik ince muskovit ve anhedral biyotit pulları (G130).

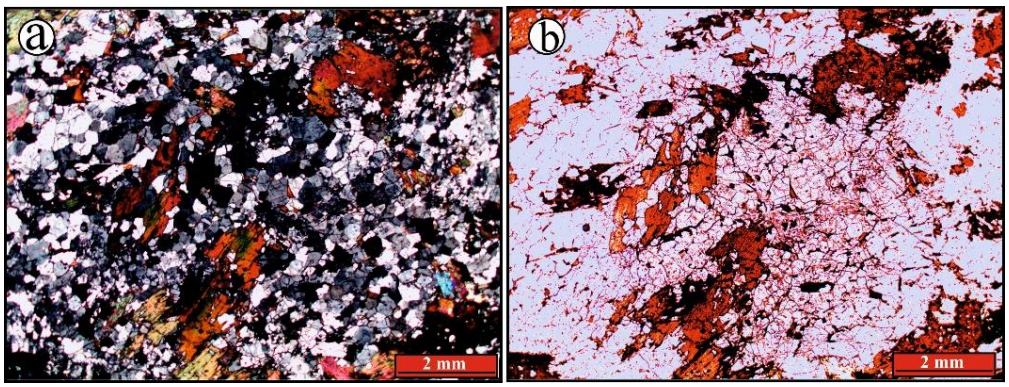



**Şekil 4.111:** Şekil 4.110'in şematik gösterimi.

- **Ana Plutona Yakın Hornfelsler ve Lepidoblastik/Milonitik Şist Zonu**

Ana plutona daha yakın olan proksimal hornfelsler granoblastik dokulu matriks üzerine gelişmiş oldukça iri kristalli minerallerden oluşmaktadır (Şekil 4.112). Granoblastik matriks mineralleri rekristalize kuvars ve plajiyoklastan oluşmaktadır (Şekil 4.113). Oldukça ince kristalli matriks üzerine büyümüş olan indeks mineraller *biyotit, kordiyerit, granat* ve *sillimanitten* oluşmaktadır. Hornfelsik kayaçlardaki en iri kristalli mineral olan biyotitler kayaca porfiroblastik doku kazandırmaktadır (Şekil 4.112). Biyotit porfiroblastları granoblastik matriks minerallerini içine alarak kristalleşmiştir (Şekil 4.114 a-b). Dolayısıyla, biyotit porfiroblastları içinde sıklıkla kuvars kapanımına rastlanmaktadır. Çoğunlukla fibrolitler şeklinde kristalleşmiş olan sillimanit minerallerinin biyotitlerin kenarından ya da iç kısımlarından itibaren kristalleştiği görülmektedir (Şekil 4.114 c-d). Özellikle bazı dokular sillimanit fibrolitlerinin biyotitleri ornatarak kristalleştiğini göstermektedir (Şekil 4.114 c-d). Euhedral-subhedral granat kristalleri de aynı şekilde biyotit mineralleri sınırında ya da içinde gözlenmektedir (Şekil 4.115). Biyotitlerle dokanak halinde olan granatların bir kısmında kristal sınırları duraylı olsa da (Şekil 4.115 a-b), bazı granat kristallerinin biyotitler tarafından replase edilmeleri sonucu sınırlarının duraylılığını yitirdiği gözlenir (Şekil 4.115 g-h-ı).

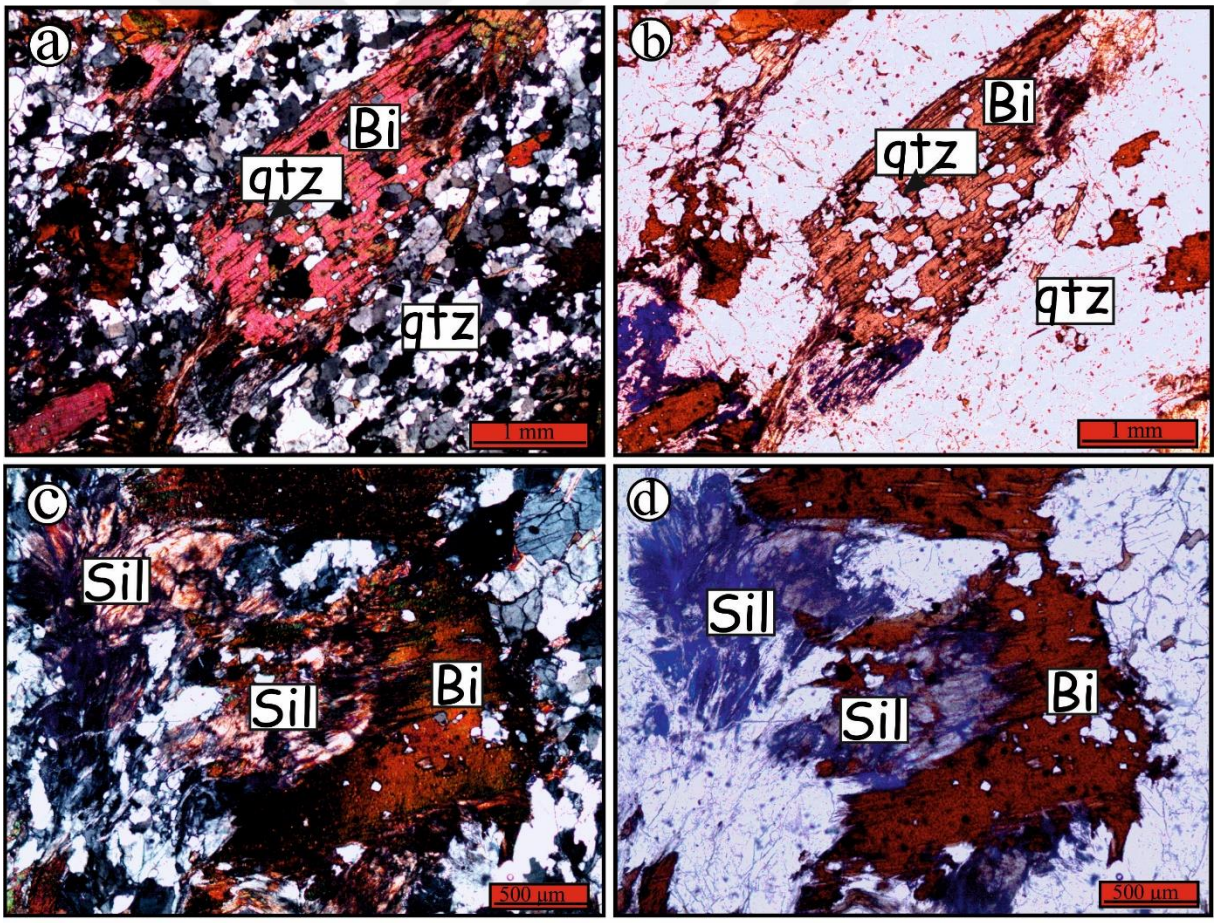
Bazı mostralarda sillimanit ve granatlı hornfelslerin hem makro hem de mikro ölçekte bantlı yapı kazandıkları gözlenmektedir (Şekil 4.116). Koyu renkli bantlar biyotit ve sillimanit içerirken, açık renkli bantlar granoblastik dokulu kuvars ve plajiyoklas kristallerinden oluşmaktadır. (Biyotitler içindeki sillimanitler açık renkli mineraller olsa da bu mikalı bantlarda koyu renk hakimdir). Oldukça küçük kristallere sahip özşekilli-yarı özşekilli granatlar (50-200 mikron) mafik bantlar içinde daha yaygın olarak bulunurlar. Biyotit ve granat arasında belirgin bir reaksiyon dokusu (ya da replasman dokusu) gözlenmemiş olsa da, bazı kesimlerde sınırların duraysız hale geldiği gözlemlenmiştir.



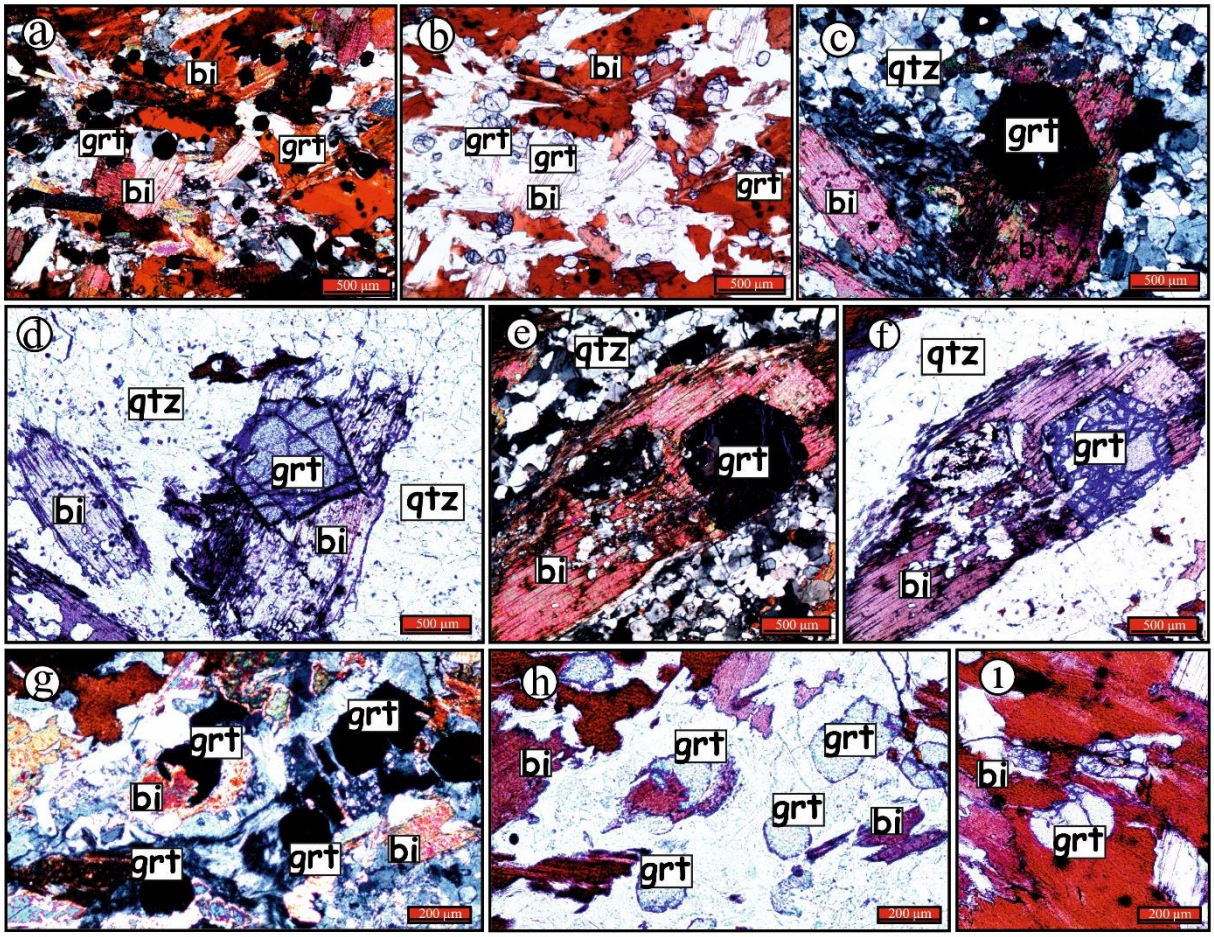

**Şekil 4.112:** Ana plutona yakın kesimlerdeki hornfelsik kayaların mikro düzeydeki genel görünümü. a) Çift Nikol b) Tek Nikol.



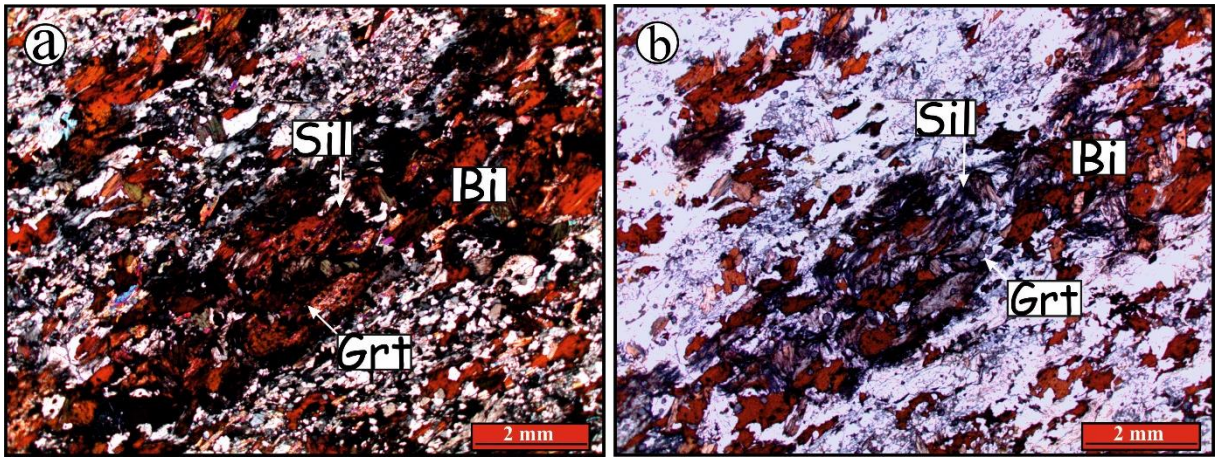

**Şekil 4.113:** Kuvars ve feldispattan oluşan granoblastik dokulu matriks mineralleri.




**Şekil 4.114: a-b)** Matriks minerallerini içine almış biyotit porfiroblastları. **c-d)** Biyotit porfiroblastları ile dokanak halinde olan sillimanit mineralleri (G150; sillimanitin biyotiti replase ederek kristalleştiğine dikkat ediniz).



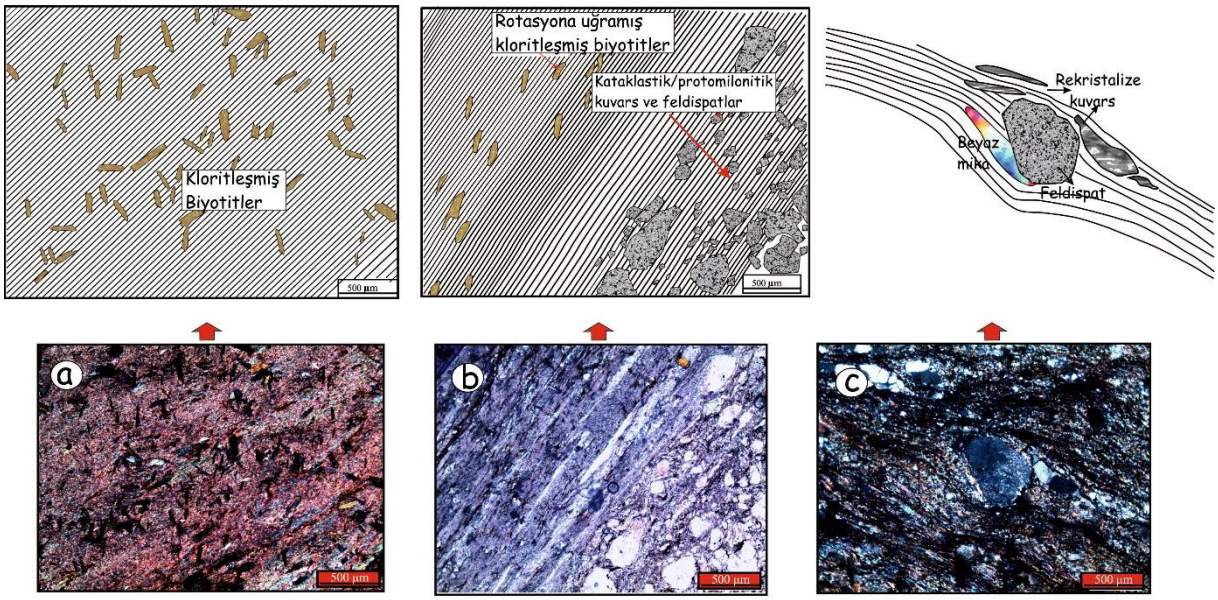

**Şekil 4.115: a-b-c-d-e-f)** Hornfels kayacında dokanak halinde olan biyotit ve granatların duraylı sınırları. **g-h-ı)** Biyotit ve granatların duraysız sınırları. (a-c-e-g: Çift Nikol; b-d-f-h-ı: Tek Nikol görüntüsü),




**Şekil 4.116:** Bantlı hornfelslerde biyotit, granat ve sillimanitlerden oluşan mafik düzeyler ile kuvarsların oluşturduğu felsik düzeylerin ardalanımı (G150).

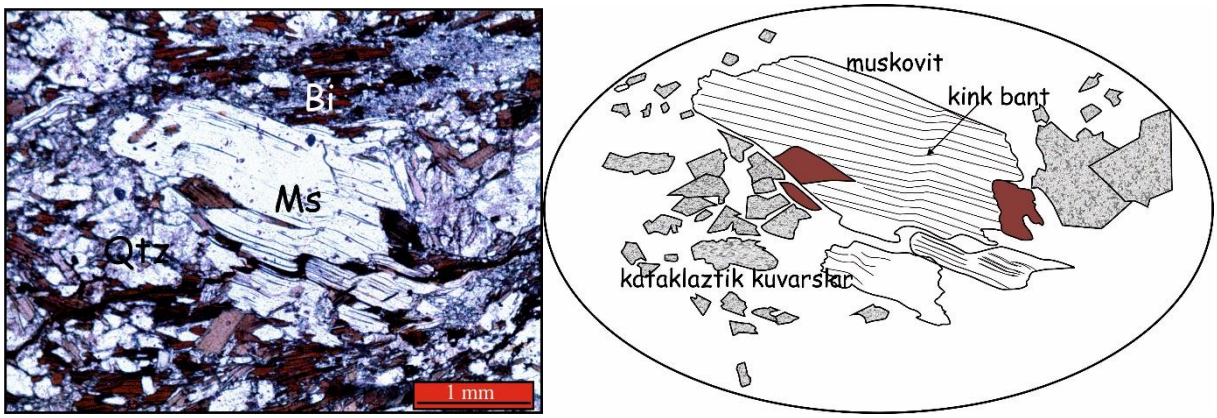
Paragnays dokanağına yaklaştıkça benekli şistlerin önce kataklazmaya (Şekil 4.117-118), sonra rotasyona uğradığı (Şekil 4.117) ve en nihayetinde milonitik bir yapı kazandığı gözlenmektedir (Şekil 4.119-120-121). Bu milonitik zon kontak şist diliminin Sarıcakaya

Plutonuna en yakın kesimi olduğundan *'proksimal kontak şist zonu'* olarak da adlandırılabilir. Milonitleşmiş proksimal kontak şist zonunda, benekli şist zonundaki porfiroblastların birçoğu sigmoidal yapı kazanmıştır (Şekil 4.121 c-d). Bu zonda, sigmoidal yapı kazanmış olsun ya da olmasın neredeyse tüm mika mineralleri kayaca yeni şistozite düzlemleri kazandırdığından lepidoblastik/milonitik şist zonu adlaması kullanılmıştır. Oldukça iri kristaller şeklinde gözlenen lepidoblastik/milonitik dokulu mikalar protolite ait şistozite ve klivaj düzlemlerini silmiştir. Şekil 4.119 ve Şekil 4.120'de deformasyon zonuna girmiş bir hornfelsik kayacın dokusal değişimi gösterilmektedir. Her iki şekil de aynı ince kesitten fotoğraflanmıştır.

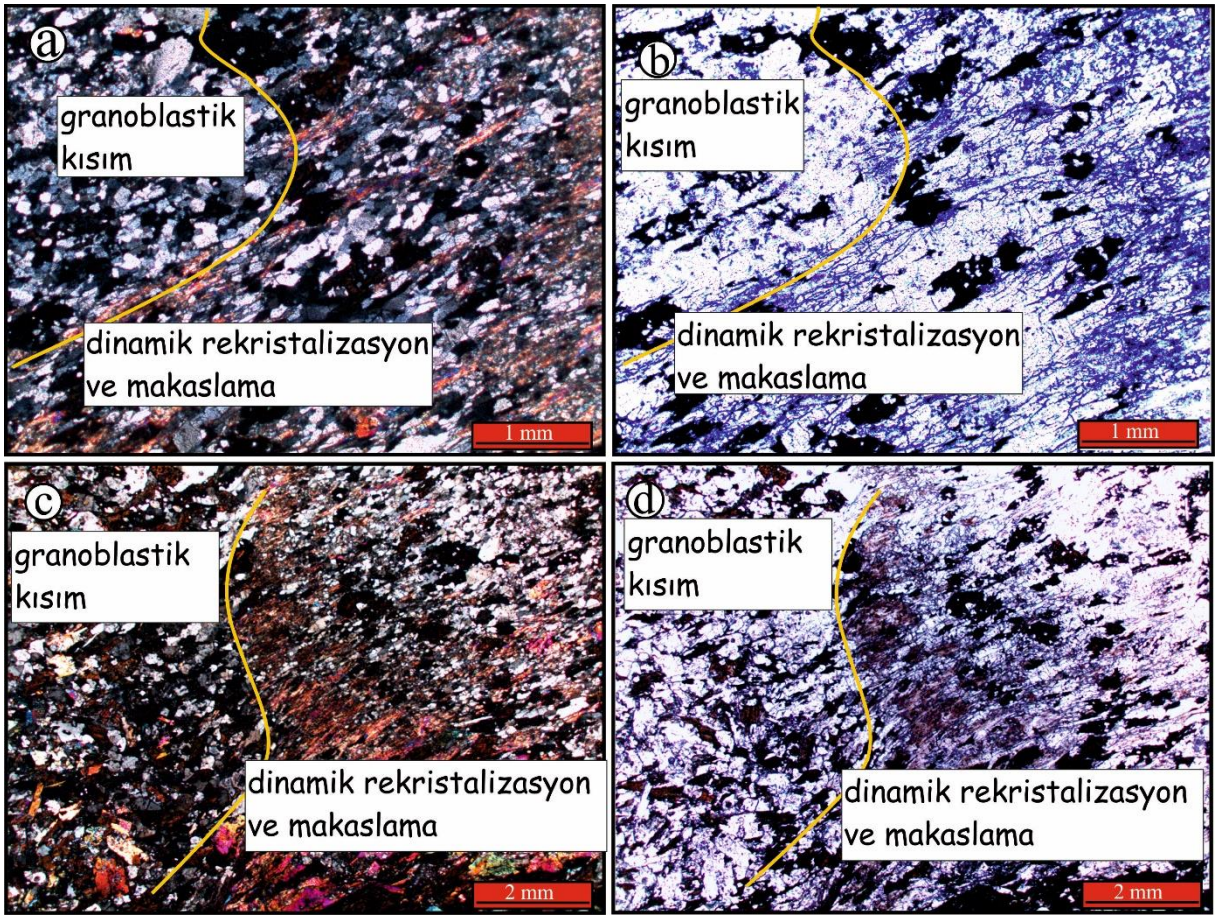



**Şekil 4.117**: **a)** Fillatların klivaj düzlemleri üzerine gelişmiş kloritleşmiş biyotitler (çift nikol) ve şematik çizimi. **b)** Kataklazitik/protomilonitik zona geçişle birlikte rotasyona uğramaya başlayan kloritleşmiş biyotitler (tek nikol) ve şematik çizimi. Bu zonda delta tipi porfiroklastlara benzeyen feldispat mineralinin çift nikol görüntüsü ve şematik çizimi

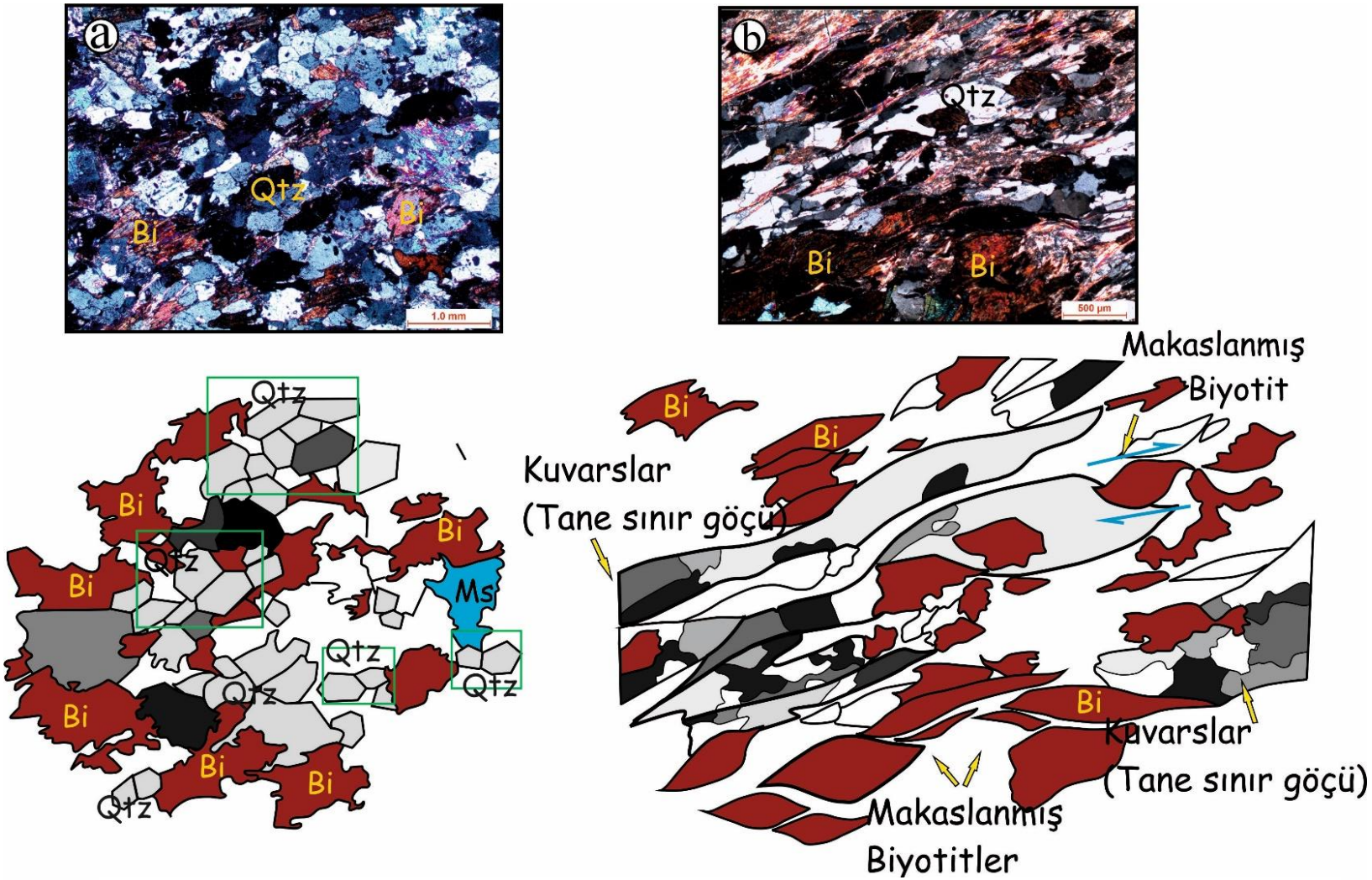
Milonitik/lepidoblastik şistler mineral parajenezlerine göre; a) kordiyerit-biyotit-kuvars şist, b) biyotit-kuvars-granat şist, c) biyotit-kuvars-plajiyoklas-granat şist, d) turmalinli biyotit-muskovit-kuvars-plajiyoklas-sillimanit±granat±andaluzit şist, e) biyotit-kuvars-kordiyerit-granat-sillimanit-plajiyoklas şist olarak sınıflandırılabilir.



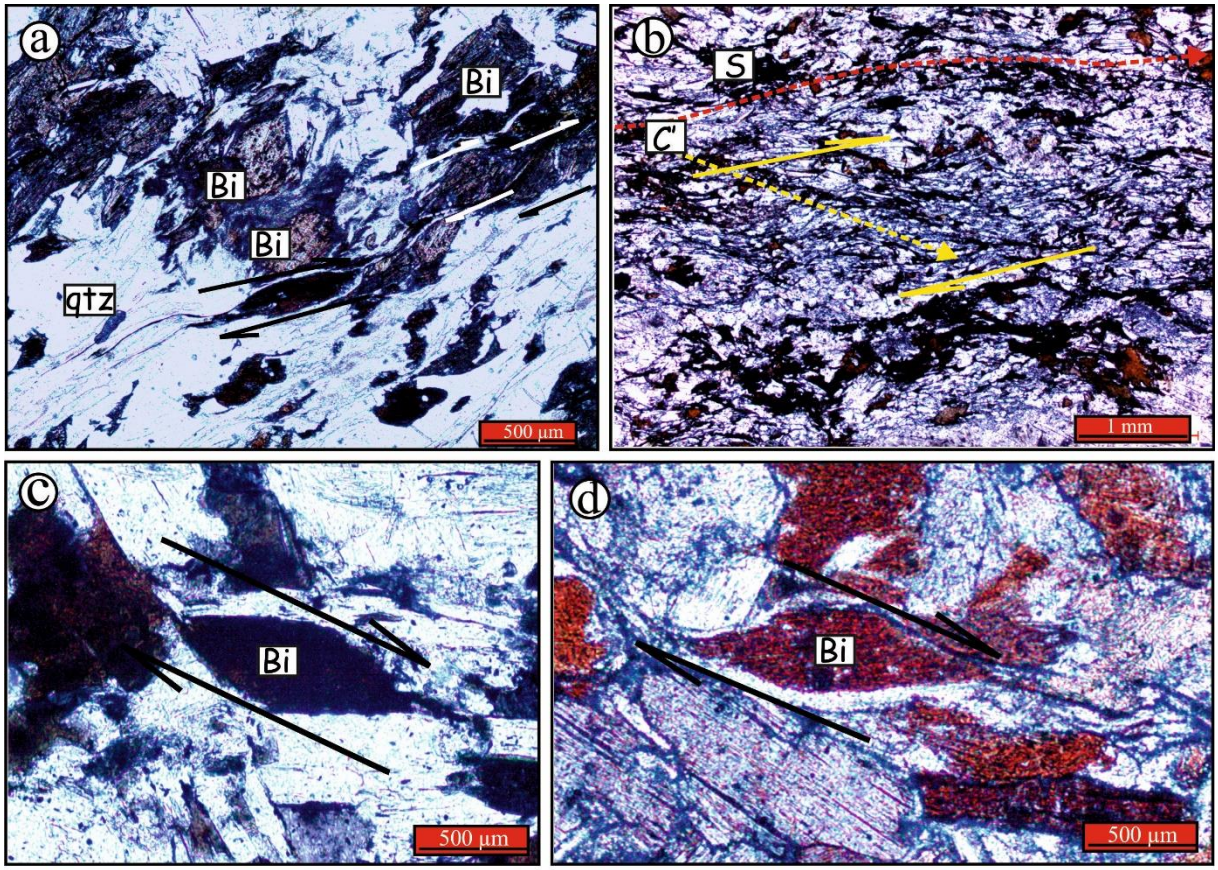

**Şekil 4.118:** Benekli şist- milonitik zon geçişindeki, muskovit porfiroklastı ve kataklazitik kuvarslar. (Tek nikol görüntüsü ve şematik çizimi).




**Şekil 4.119:** Granoblastik dokulu hornfelslerin deformasyon zonuna (*alt dokanak zonundaki sünek deformasyon zonu*) girmeleri ile kazandıkları lepidoblastik doku**. a-c)** Çift Nikol**; b-d)** Tek Nikol. (Granoblastik kuvarsların dinamik rekristalizasyon sonucu süturlu sınırlara sahip olduklarına dikkat ediniz).




**Şekil 4.120:** Granoblastik dokulu hornfels kayalarının deformasyon zonuna girmesiyle birlikte kazandığı milonitik doku. **a)** Biyotitli hornfels kayacının çift nikol görüntüsü ve şematik kesidi. **b)** Milonitleşmiş hornfelsin kazandığı şistoz/lepidoblastik doku.

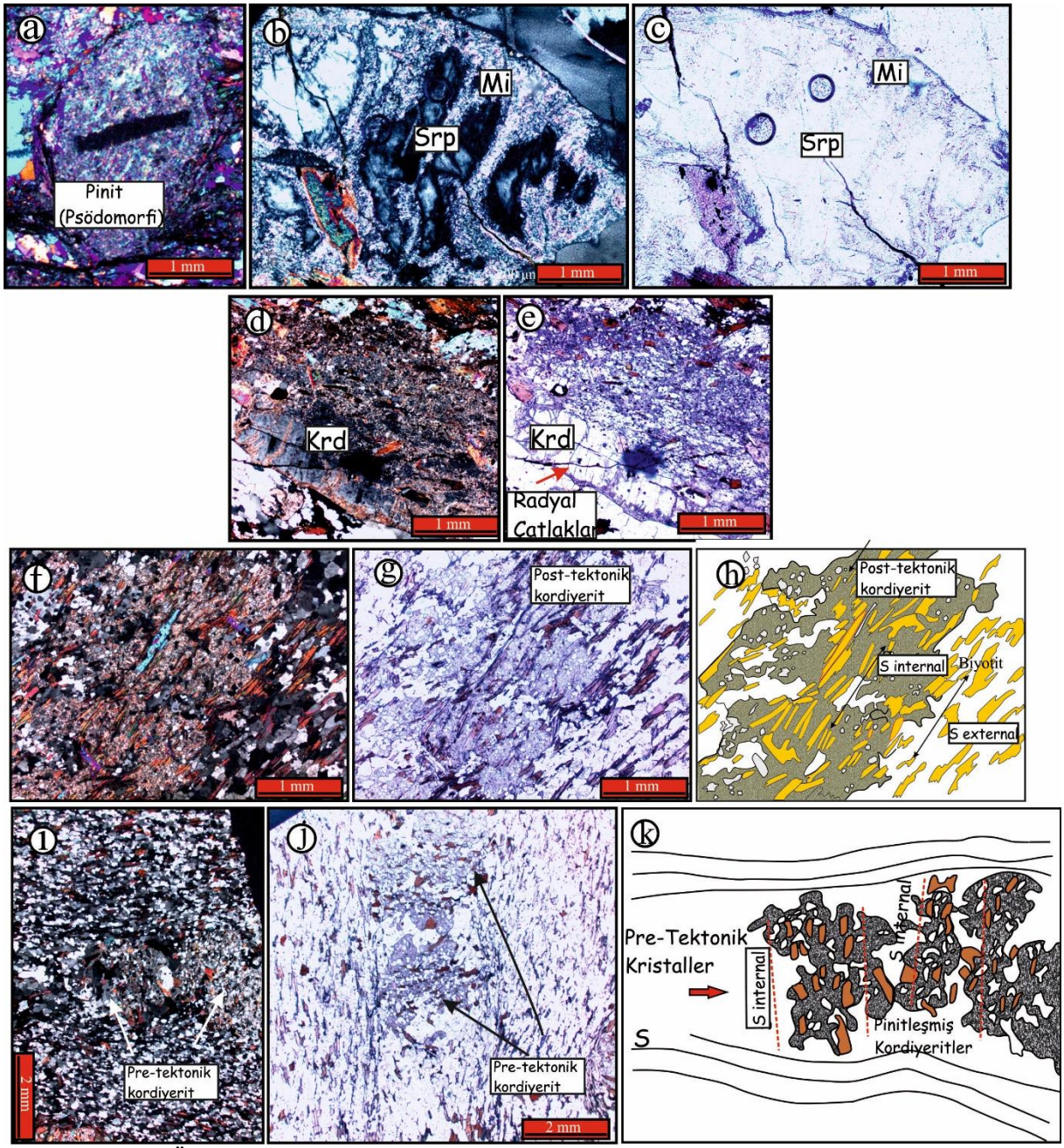



**Şekil 4.121**: **a)** Milonitik yapı kazanmış kontak şistler. **b)** Milonitik şistlerdeki C' tipi makaslama bantları . **c-d)** Milonitik şist zonunda, makaslama sonucu mika balığı şeklini almış biyotitler.

### a) Kordiyerit-Biyotit-Kuvars-Şist

Bu zondaki kayaçlar yer yer milonitleşmeden korunmuş olarak gözlenir. Ancak biyotitler kayaca mükemmel lepidoblastik doku kazandırmıştır. Kuvars sınırları ise dinamik rekristalizasyon etkisiyle süturlu hale gelmiştir. Kordiyeritlerin neredeyse tamamı kısmen ya da tamamen altere olarak beyaz mika ve serpantine dönüşmüşlerdir (Şekil 4.122 a-b-c-d-e). Altere olan bazı kordiyeritlerin özşeklini kısmen koruduğu görülse de birçoğunun anhedral olduğu söylenebilir. Kordiyeritlerin alterasyondan korunmuş kesimlerinde, kristal kenarlarında radyal çatlaklar gözlenir (Şekil 4.122 d-e). Kristal kenarına dik yönde gelişmiş radyal çatlaklar kordiyerit kristallerinin karakteristik özelliğidir. Pinitleşmiş kordiyeritler yer yer sigma benzeri yapılar kazanmışlardır (Şekil 4.122 a). Bununla birlikte, ileri derecede pinitleşmiş kordiyeritlerin bir kısmı biyotitlerin oluşturduğu foliasyonu içine alarak kristalleştiğinden post-tektonik olarak düşünülmektedir (Şekil 4.122 f-g-h). Öte yandan pinitleşmiş kordiyeritlerin bir kısmı kayaçtaki ana foliasyona aykırı yönde yönelim gösteren biyotit inkluzyonları içerdiğinden pre-tektonik kordiyeritler olarak düşünülmektedir (Şekil

4.122 ı-j-k). Pre-tektonik kordiyeritler içinde bulunduğu kayacın foliasyon düzlemlerini oluşturan tektonizmadan daha önce kristalleşmiş olmalıdır.

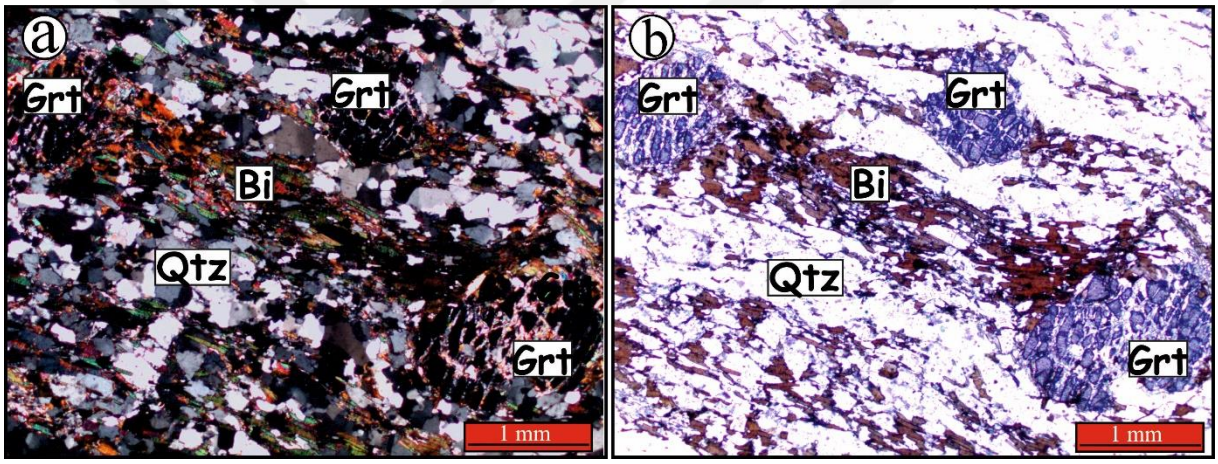



**Şekil 4.122**: **a)** Özşeklini kısmen koruyarak tamamen pinitleşmiş olan kordiyerit minerali (G24; Çift Nikol-Kuvars kaması sürülmüş). **b-c)** Tamamen serpantin ve beyaz mikaya ayrışmış olan eski kordiyeritler (G71). **d-e)** Kısmen mikalara ayrışmış ve korunan kesimlerinde radyal çatlaklara sahip kordiyerit kristali (G71). **f-g-h)** Tamamen pinitleşmiş ve içinde bulunduğu kayacın foliasyon düzlemlerini içine almış olan post-tektonik kordiyerit (G84). **ı-j-k)** İçinde bulunduğu kayacın foliasyon düzlemlerine aykırı yönde yönelim gösteren biyotit inkluzyonları içeren, pre tektonik pinitleşmiş kordiyerit (G24). a) Çift Nikol, b) Tek Nikol, c) Şematik çizim.

**b) Granat ±plajiyoklas-biyotit-kuvars şist**

Bu parajenezdeki granatlar genellikle anhedral formlu olup kristal boyutları 500 µm ila 2 mm arasında değişmektedir (Şekil 4.123). Biyotitler kayaca $S_1$ şistozitesini ve mükemmel gelişmiş lepidoblastik doku kazandırmaktadır (Şekil 4.123). Granat kristalleri çoğunlukla biyotitli düzeyler arasında bulunmaktadır ve biyotit ile olan sınırları düzdür. Dolayısıyla bir reaksiyon dokusu göstermezler. Kuvarslarda ise dinamik rekristalizasyon iyi gelişmiştir. Plajiyoklaslarda zonlanma ya da ikizlenme gözlenmemekle birlikte bunlar sıklıkla belirli düzlemlerde yoğunlaşmış olarak bulunurlar.

Bununla birlikte, kayaçların milonitik kesimlerinde biyotit tipi mikaların oluşturduğu S-C' düzlemlerine rastlanırken, rekristalize kuvars düzeyleri sigmoidal ya da ribon formu kazanmışlardır. Bu yapılar detaylı olarak Yapısal Jeoloji kısmında anlatılacaktır.




**Şekil 4.123:** Kuvars-biyotit-granat şistlerin (G15), a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü.

***c) Turmalinli (±)Andalusit-Granat-Sillimanit-Plajiyoklas-Biyotit-Muskovit-Kuvars şist***

Muskovit ve biyotitlerin belirli düzlemler boyunca yönlenmesi kayaca lepidoblastik doku vermektedir. Lepidoblastik mika mineralleri kayaca sıklıkla S-C yapısı kazandırmaktadır. Bununla birlikte, biyotit ve muskovit tipi mikalar milonitleşmenin etkisiyle sigmoidal mika balığı formunu almıştır.

***Granatlar:***

Bu parajenezdeki granat kristallerinin boyutları oldukça küçüktür (20-250µm). Bu granat kristalleri, kayaç içerisindeki hem S hem de C foliasyon düzlemlerini oluşturan mikalara paralel şekilde yönelim gösterebilmektedir (Şekil 4.124 a-b). Granatların tamamı oldukça küçük kapanımlar içermektedir.

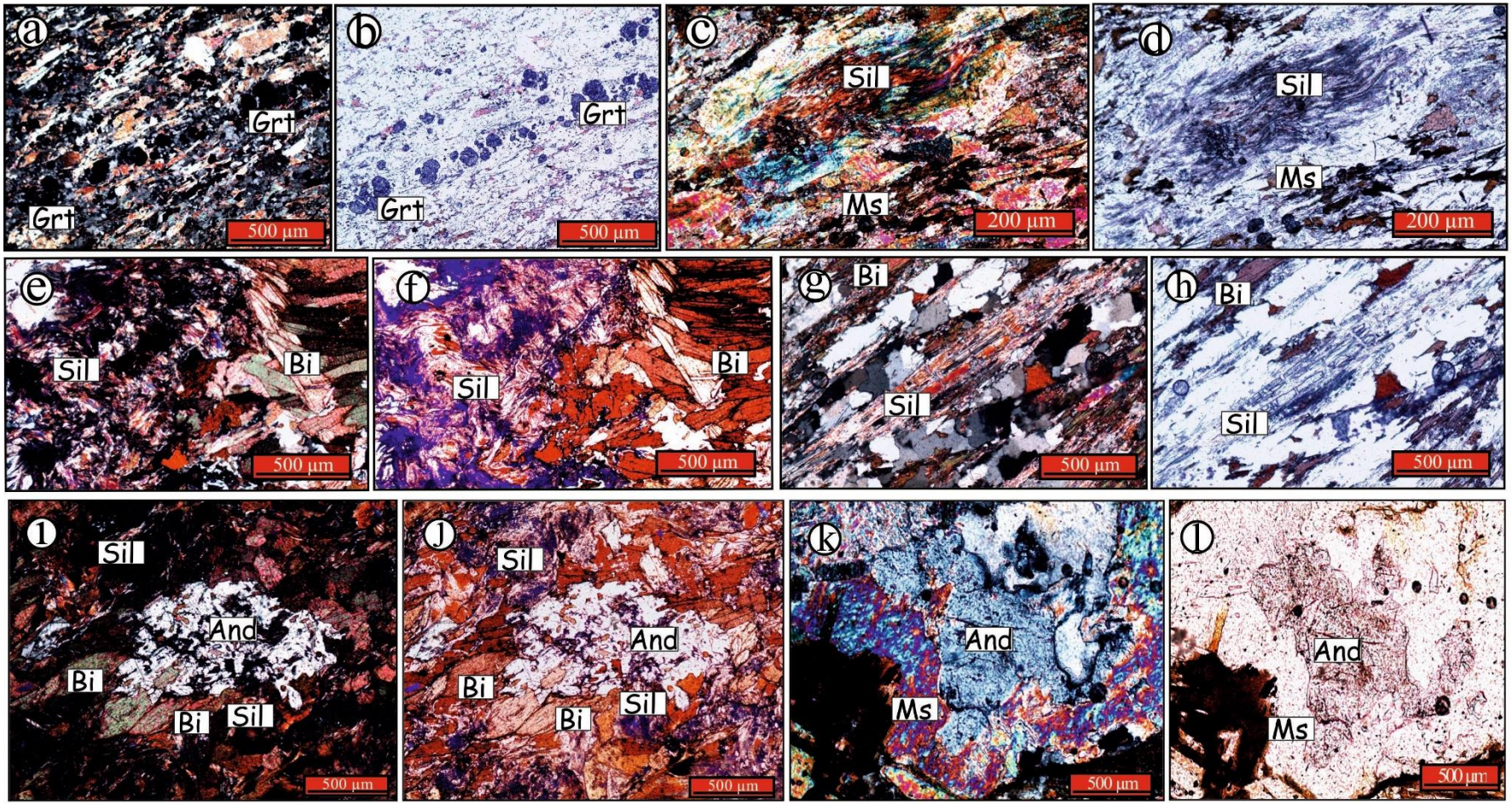
***Sillimanitler:***

1- İğnemsi fibrolit formunda gözlenir.
   - ❖ Fibrolitlerin bir kısmı iri kristalli muskovitler içinde bulunurken (Şekil 4.124 c-d)
   - ❖ Demetler/öbekler şeklinde gözlenen fibrolit kümeleri, daha çok biyotitlerin sınırında gözlenir (Şekil 4.124 e-f).
2- Rekristalize kuvars ya da lepidoblastik biyotit düzlemleri içinde çubuksu formlu olarak bulunmaktadır (Şekil 4.124 g-h). Çubuksu formlu sillimanitlerde uzun eksene dik yönde gelişmiş enine çatlaklar tipik olarak sıkça gözlenmektedir. Uzun çubuksu formlu sillimanitler yaygın olarak ana şistozite düzlemine paralel yönelimli olarak bulunur ve kayaca nematoblastik doku kazandırırlar (Şekil 4.124 g-h).
3- Çubuksu formlu sillimanit mineralleri, seyrek olarak andalusitler ile kontak halindedir.

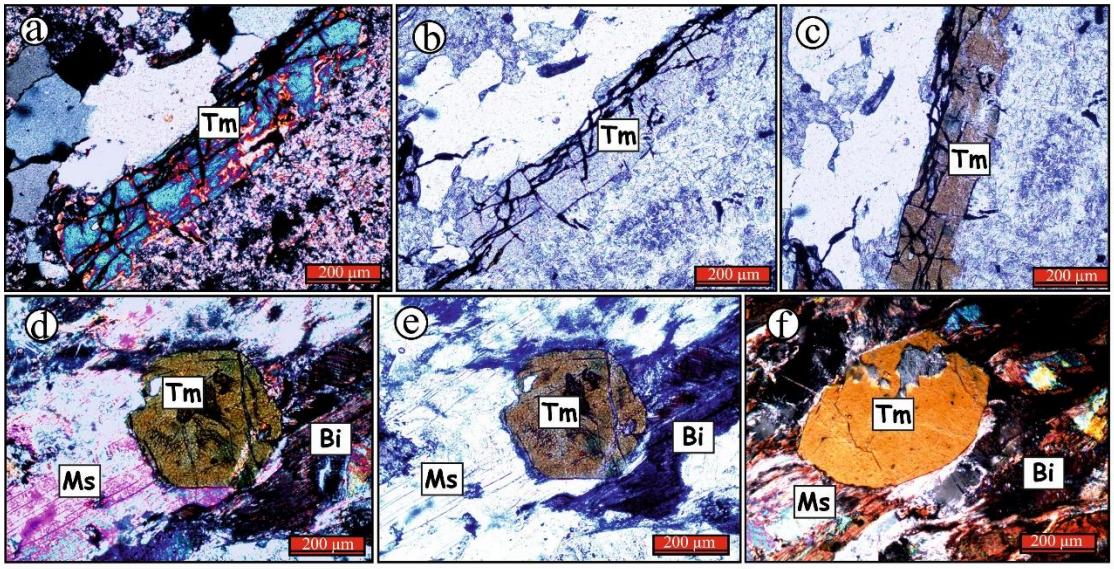
***Andalusitler:***

Zon içerisinde tali miktarda bulunan andalusitler anhedreal kristaller şeklinde gözlenmektedir. Andalusitlerden bir kısmı sillimanit ve biyotit minerallerinin sınırında bulunmaktadır (Şekil 4.124 ı-j). Diğerleri ise, kristal sınırlarından itibaren iri kristalli muskovitler tarafından tüketilmektedir (Şekil 4.124 k-l).

Bu zondaki kuvarslar arasındaki sınırlar dinamik rekristalizasyonun etkisiyle, süturlu bir yapı kazanmıştır. Dolayısıyla, hornfelsik budinlerdeki granoblastik kuvarslar yeniden deforme olarak bu zonda tane sınır göçlerine sahip olmaya başlamışlardır. Milonitleşmenin yoğun olduğu kesimlerde, kuvarslı düzeyler ribbonlar oluşturarak sigmoidal yapı kazanmışlardır. Aksesuar mineral olan turmalinler *çubuksu* (Şekil 4.125 a-b-c) ya da *altıgen* formlu (Şekil 4.125 d-e), nadiren de özşeklini kaybetmiş olarak bulunmaktadır. Tek nikollerde renksizden kahverengiye giden kuvvetli bir renk değişimi gösterirler (Şekil 4.125 b-c). Bununla birlikte tek nikol görüntüsünde aynı kristal içerisinde farklı renk zonlarına rastlanabilmektedir (Şekil 4.137 c-e). Şekil 4.125 f'de görüldüğü üzere kristalin normalde II. sıra olan girişim rengi tek nikol rengi tarafından maskelenmiştir.



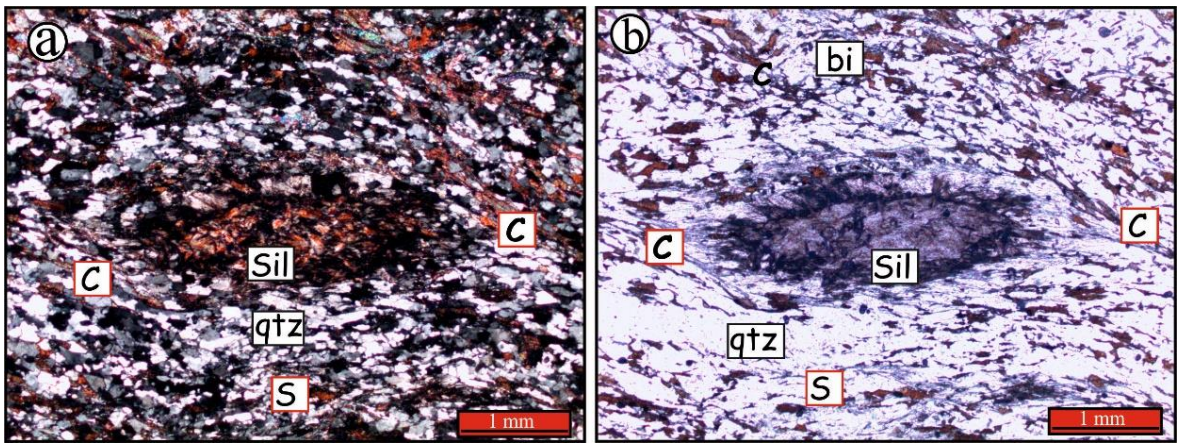

**Şekil 4.124: a-b)** Şistozite düzlemleri boyunca yönelim gösteren granatlar (G9). **c-d)** İri muskovitlerin içindeki çok ince/iğnemsi fibrolit kristallerini (G9). **e-f)** Biyotitler ile dokanak halinde olan fibrolit kümeleri (G40). **g-h)** Kayaca nematoblastik doku kazandıran çubuksu sillimanitler (G81). **ı-j**) Biyotitlerin yerini kristal sınırlarından itibaren almaya başlayan anhedral andalusitler. **k-l**) İri muskovit kristalleri tarafından, kristal sınırlarından itibaren tüketilmeye başlayan anhedral andalusitler.
(a-c-e-g-ı-k: Çift Nikol; b-d-f-h-j-l: Tek Nikol).



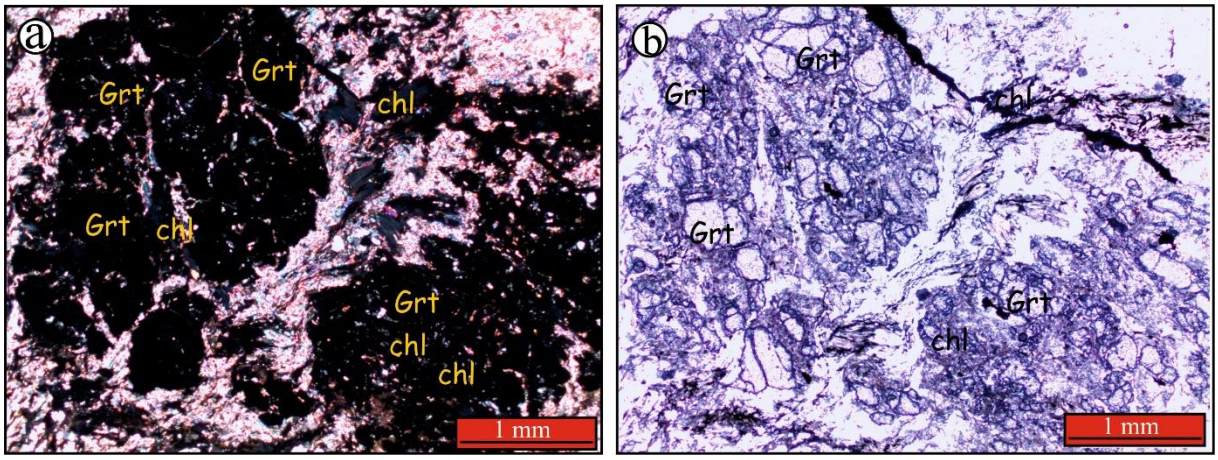

**Şekil 4.125: a)** Çubuksu turmalin mineralinin çift nikol görüntüsü. **b-c)** Çubuksu turmalin mineralinin tek nikollerdeki farklı açılardaki pleokroizması. Muskovit ve biyotit türü mikalı düzeyler içindeki altıgen ve pleokroik turmalin kristalinin **d)** Çift Nikol, **e)** Tek Nikol görüntüsü. Tek nikoldeki kahve-turuncu rengi, çift nikoldeki girişim renklerini maskelemiş olan turmalinin **f)** Çift Nikol görüntüsü

### *d) Kordiyerit-Granat-Sillimanit-Plajiyoklas-Biyotit-Kuvars Şist*

Bu şistlerin milonitik kesimlerinde yaygın olarak biyotitler tarafından sınırlandırılan S-C' foliasyonları gözlenmektedir. Milonitik kesimlerdeki kordiyeritler sıklıkla sigmoidal yapı kazanmıştır (bknz: Yapısal Jeoloj). Sillimanitler, **1-** Kuvarslı düzeyler içinde iğnemsi öbekler/agregatlar şeklinde gözlenmektedir. Bunlar sıklıkla S-C foliasyonları ile çevrelenmekte ya da kıvrımlanmaktadır (Şekil 4.126 a-b). İğnemsi kümelerin bir kısmı makaslamadan ötürü C' foliasyonlarına doğru yönelmiştir. **2-** $S_1$ foliasyonuna paralel yönelim gösteren çubuksu kristaller şeklinde bulunur. Anhedral ve iri kristalli olan granatlar sıklıkla klorit ve beyaz mikalara dönüşmüş olarak gözlenir (Şekil 4.127).



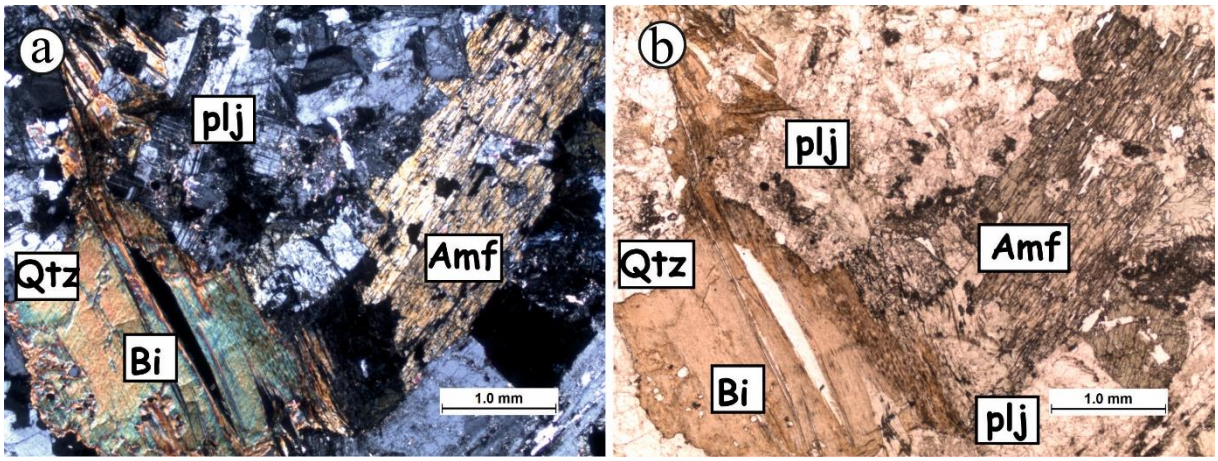

**Şekil 4.126:** S-C foliasyonları ile çevrelenmiş sillimanit öbeğinin a) Çift Nikol, b) Tek nikol görüntüsü.




**Şekil 4.127:** Büyük bir kısmı klorit ve beyaz mikalara ayrışmış olan granatların a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü.

### 4.2.4 Sarıcakaya Granitoidi

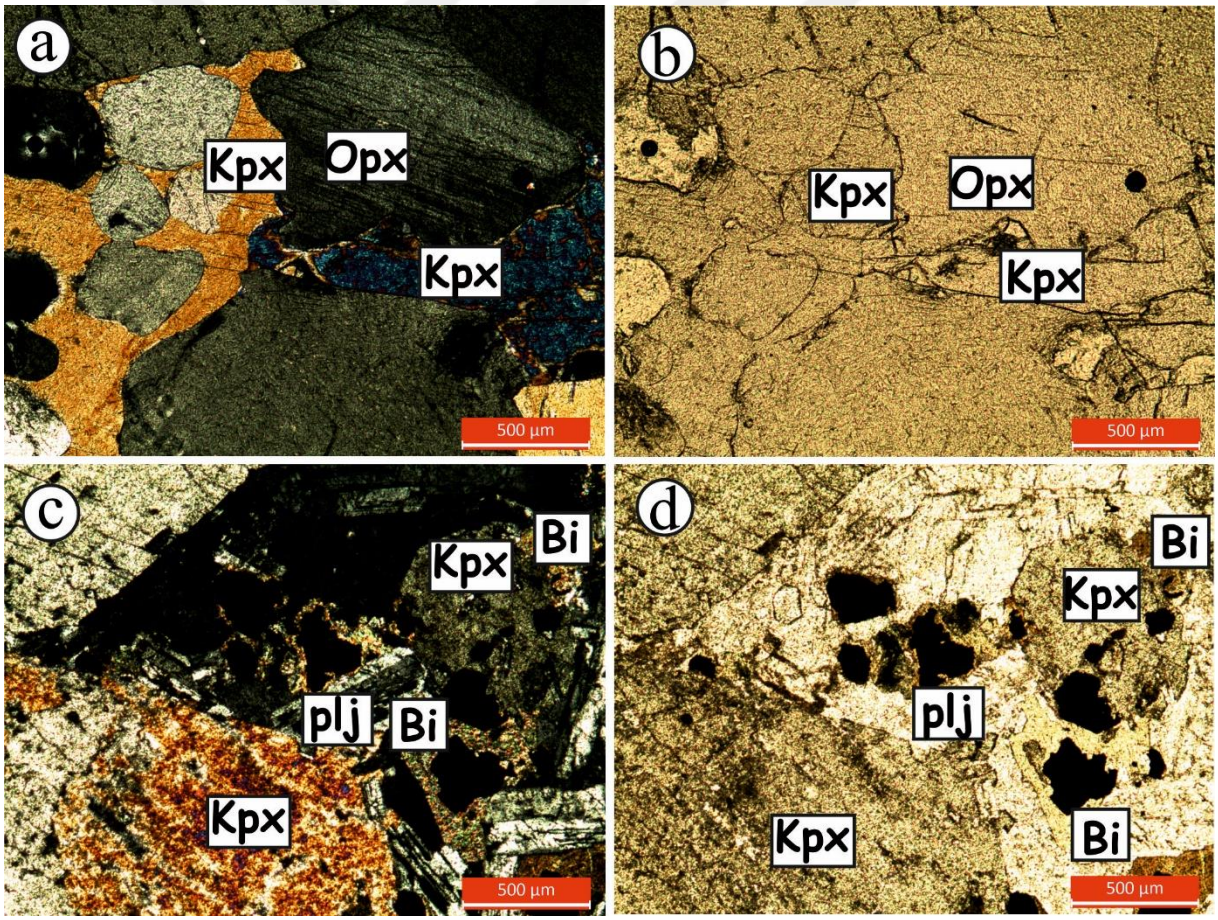
Sarıcakaya Granitoidi'nin çalışma alanındaki en büyük yüzleği azalan bolluk sırasına göre plajiyoklas, amfibol, biyotit ve kuvarstan oluşmaktadır (Şekil 4.128). Plajiyoklas minerallerinin hepsi polisentetik ikizlenme gösterir. Amfibol mineralleri özşekilli ya da yarı özşekilli formda bulunmaktadırlar. Bunların tek nikol renkleri soluk yeşilden koyu yeşile kadar değişmektedir. Oldukça iri kristaller şeklinde gözlenen biyotit mineralleri sıklıkla kink-band yapısı içerdiği gözlenmektedir. Kayaçta az miktarda gözlenen kuvarslar sıklıkla rekristalize olmuşlardır. Dolayısıyla minerallerin bolluk oranlarına dayanarak, granitoidin kuvars diorit bileşiminde olduğu görülmektedir. Bununla birlikte çalışma alanının daha kuzey kesimlerinde ortoklas ve plajiyoklasların baskın olduğu alkali feldispat granitler bulunmaktadır. Alkali feldispat granitlerde mafik mineraller oldukça azdır.




**Şekil 4.128:** Sarıcakaya Granitoidindeki plajiyoklas, amfibol, biyotit ve kuvarsın a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü.

### 4.2.5 Tozman ofyoliti

Çalışma alanında Tozman Ofyolitine ait piroksenit ve gabro yüzlekleri bulunmaktadır. Piroksenitler ortopiroksen ve klinopiroksenitlerden oluşmaktadır (Şekil 4.129 a-b). Ortopiroksenlerin çift kırınımları oldukça düşük olup, tek yönlü dilinim izleri çoğu kristalde belirgindir. Klinopiroksenlerin çift kırınımları ise II. sıranın turuncu ve mavi rengindedir. Klinopiroksenlerin sönme açıları yaklaşık 30º'dir. Klinopiroksenlerin içinde ortopiroksen kapanımları sıklıkla gözlenmektedir. Gabrolar ise plajiyoklas ve klinopiroksenlerden oluşmaktadır (Şekil 4.129 c-d). Gabrodaki klinopiroksenler çubuksu ya da özşekilli sekizgen kristaller şeklinde gözlenmektedir. Plajiyoklasların hepsinde polisentetik ikizlenme görülür. Pleokroik özellik göstermeyen klinopiroksenler tek nikolde hafif soluk yeşil renklidir. Oldukça küçük kristal boyutlarına sahip olan biyotitler tek nikolde koyu kahve renklidir.




**Şekil 4.129:** Piroksenitlerdeki klinopiroksen ve ortopiroksenlerin a) Çift Nikol, b) Tek Nikol görüntüsü. Gabrolardaki klinopiroksen, plajiyoklas ve biyotitlerin c) Çift Nikol d) Tek Nikol görüntüsü.

## 4.3 MİNERAL KİMYASI

Bu bölümde, 'Orta Sakarya Gnays Dilimi' ve 'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimindeki' metamorfik birimler ile bunları kesen Sarıcakaya Plutonuna ait amfibol, granat, biyotit, muskovit ve feldispat gibi minerallerin kimyası ele alınacaktır. Excel formül hesaplamaları yardımıyla bu minerallerin belirli oksijen sayısına normalize edilmiş katyon sayıları bulunup mineralin hangi uç üyeleri hangi oranlarda içerdikleri hesaplanmıştır.

### 4.3.1 Amfibol

Tüm amfibol analizleri 23 Oksijene ve 13 katyona dayanarak hesaplanmıştır (8 tanesi tetrahedral ve 5 tanesi de oktahedral alanlarda olmak üzere). Amfibollerin sınıflandırılması $AB^{VI}{}_2C_5{}^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$ formülüne dayanarak yapılmaktadır (Leake ve diğ., 1997). Bu formülün bileşenleri A, B, C, T ve OH olarak tanımlanır ve bu bileşenler şu kristalografik alanlara karşılık gelmektedir:

- **A**: Birim formülde 1 kristalografik alanda yer alır.
- **B**: Birim formülde 2 adet M4 kristalografik alanına karşılık gelir.
- **C:** Birim formülde 2 adet M1, 2 adet M2 ve 1 adet M3 olmak üzere 5 kristalografik alanına karşılık gelir.
- **T**: 8 kristalografik alanda yer alır.

A, B ve C bileşenlerini domine eden katyonlar değişkenlik gösterse de, T tipi katyonlar 'Si' tarafından domine edilmektedir ($^{T}Al<4.0$). Dolayısıyla T bileşenindeki katyonlar amfibol sınıflandırmasında ana parametre olarak kullanılmazlar. C katyonları ise M1, M2 ve M3 olmak üzere 3 farklı kristalografik konumda bulundukları için oldukça çeşitli katyon türlerini barındırırlar.

Amfibol bileşenlerinin içerdikleri katyonlar şu şekildedir:

**A**: Na, K

**B**: Na, Ca, Mg, $Fe^{2+}$

**C:** Mg, $Fe^{2+}$, Al, $Fe^{3+}$

**T:** Si, Al

Amfiboller, B kristalografik alanında yer alan katyonlar baz alınarak Leake ve diğ. (2001) tarafından şu şekilde sınıflandırılmaktadır.

- $(Ca+Na)_B<1$ ve (Mg,Fe,Mn,Li)>1 ise magnezyum-demir-manganez-lityum amfibol.

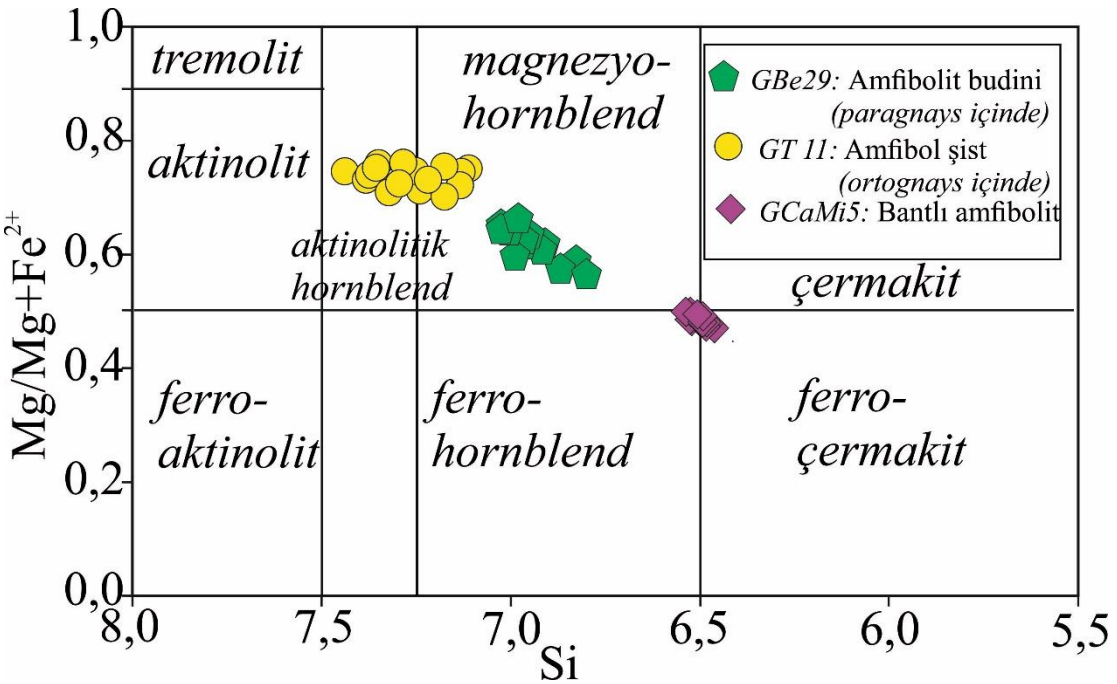
- $(Ca+Na)_B$> 1 ve $Na_B$ <0.50 ise kalsik amfibol grubu (Her zaman olmamakla birlikte çoğu zaman: $Ca_B$>1.50
- $(Ca+Na)_B$> 1 ve $Na_B$:0.5 ile 1.5 ise, sodik-kalsik amfibol grubu.
- $Na_B$ >1.5 ise sodik amfibol grubu.

#### 4.3.1.1 Metamorfik Amfiboller

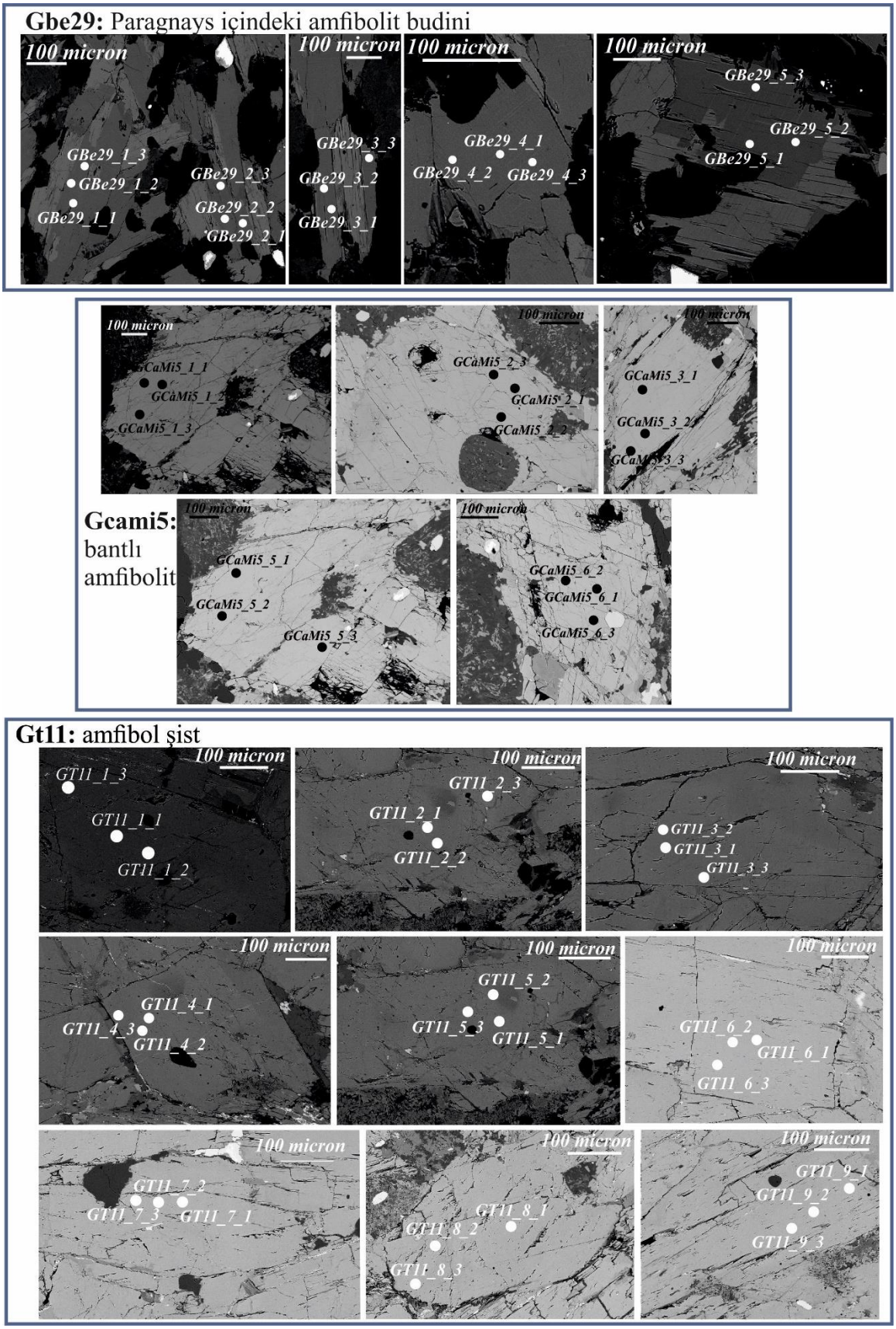
Metamorfik amfibollere yönelik mineral kimyası analizleri Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budini (GBe29), Çayköy Orognaysları içinde siller şeklinde bulunan bantlı amfibolit (GCaMi5) ile amfibol şist (GT11) örneklerinden yapılmıştır. GBe29 ve GCaMi5 numaralı örneklerde beş adet amfibol üzerinden toplam 15 nokta, GT11 numaralı örnekte ise dokuz amfibol üzerinden toplam 27 nokta analiz edilmiştir. Analiz edilen amfibollerin *'back-scatter (geri saçınım)'* görüntüleri Şekil 4.131'te gösterilmektedir. Katyon sayıları 23 oksijen tabanına göre hesaplanmıştır. EK 2-3-4'de analiz edilen amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve hesaplanmış katyon sayıları gösterilmektedir.

GBe29, GCaMi5 ve GT11 numaralı örneklerden analiz edilen amfibollerin hesaplanmış toplam katyon sayıları sırasıyla 14.956-15.110, 15.440-15.540, 15.059-15.172 arasında değişmekte olup bu değerler amfibol grubu minerallerin toplam katyon sayıları (15-16) ile uyumludur. Metamorfik amfibollerin M4 (B) kristalografik alanındaki Na katyonlarının sayısı (NaM4-p.f.u), GBe29 örneği için 0.187-0.237, GCaMi5 örneği için 0.105-0.157, GT11 örneği için 0.095-0.19 arasında değişirken, Ca katyon değerleri (CaM4 p.f.u) 1.705-1.786 (GBe29), 1.843-1.895 (GCaMi5), 1.810-1.905 (GT11) aralığındadır. Analiz edilen tüm metamorfik amfibollerin $(Ca+Na)_{M4}$ değerleri 1.9-2.0 aralığında değişmekte olup, bu değerler kalsik amfibol grubu minerallerin toplam $(Ca+Na)_{M4}$ değerleri (2) ile uyumludur. Analiz edilen amfibollerin toplam 8 katyondan oluşan tetraederlerindeki Si (p.f.u) katyon sayıları GBe29, GCaMi5 ve GT 11 numaralı örnekler için sırasıyla 6.805-7.03; 6.46-6.54 ve 7.11-7.44 arasında değişmektedir. Tetrahedral kristalografik alanın geri kalanı Al(IV) katyonlarından oluşmaktadır. Birim formülde C sembolü ile gösterilen (Leake ve diğ., 1997) oktahedral koordineli katyonlar baskın olarak $Fe^{2+}$, $Fe^{3+}$ ve Mg'dan oluşmakla birlikte daha tali miktarda AlVI katyonu içerirler. GBe29 ve GT11 örneklerine ait amfibollerde Mg katyon sayısı (p.f.u), Fe (p.f.u) sayısından daha fazla iken, GCaMi5 örneğindeki amfibollerin Fe katyonları Mg'a kıyasla daha baskınıdr. GCaMi5 örneğindeki amfibollerin iki tanesinde (GCaMi5_2 ve GCaMi5_3) aynı kristal tanesi içinde $Fe^{3+}$ ve $Fe^{2+}$ değerleri değişkenlik göstermektedir.

GCaMi5_2 numaralı amfibol tanesinde $Fe^{3+}$ değerinin en yüksek olduğu nokta (GCaMi5_2_2; $Fe^{3+}$: 0.332) amfibolün merkez zonuna daha yakınken, en düşük olduğu nokta ise (GCaMi5_2_3; $Fe^{3+}$: 0.262) kristalin kenar zonuna daha yakındır. Bununla birlikte, merkezden kenara doğru kristalin Mg/Mg+$Fe^{2+}$ oranında kayda değer bir farklılık yoktur. GCaMi5_3 numaralı amfibolde ise $Fe^{3+}$ ün hem en yüksek hem de en düşük olduğu noktalar amfibol kristalinin kenar kısmına daha yakındır. GBe29_1 numaralı kristalde ise $Fe^{3+}$ ve $Fe^{2+}$ arasındaki en dikkat çeken farklılık GBe29_1_1 ve GBe29_1_3 noktalarının analizi arasında gözlenir. GBe29_1_1 numaralı analiz (kenar zonuna daha yakın) en az $Fe^{3+}$ (0.634) ve en fazla $Fe^{2+}$ (1.614) içeriğine; GBe29_1_3 numaralı analiz (merkez zonuna daha yakın) ise en fazla $Fe^{3+}$ (0.922) en az $Fe^{2+}$ (1.263) içeriğine sahiptir. Amfibollerdeki en yüksek Mg/(Mg+$Fe^{2+}$) oranı GT11 numaralı örneğe (0.701-0.758), en düşük Mg/(Mg+Fe2+) oranı ise GCaMi5 numaralı örneğe (0.470-0.499) aittir. GBe29 örneğindeki amfibollerin Mg/(Mg+$Fe^{2+}$) oranı ise 0.567-0.658 arasında değişmektedir. Analizler Si'ye karşı Mg/(Mg+$Fe^{2+}$) diagramında değerlendirildiğinde (Şekil 4.130), GBe29 örneğindeki amfibollerin *magnezyo-hornblend* türünde olduğu görülmektedir. Aynı diagramda GCaMi5 numaralı örneğin amfibolleri *ferroçermakit/magnezyo-ferrohornblend* arasında bir dizilim sergilemektedir. GT11 örneğine ait amfiboller ise *'aktinolitik hornblend'* ve '*magnezyo-hornblend'* alanlarına düşmektedir.



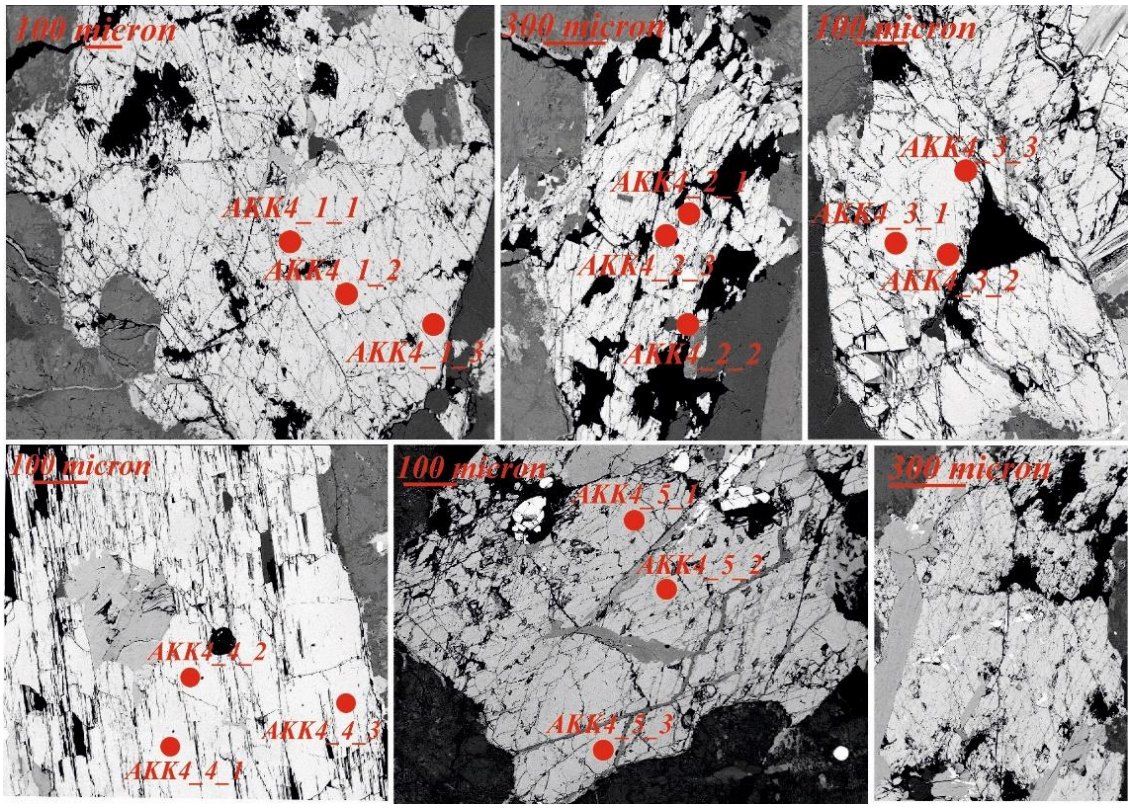

**Şekil 4.130:** GT 11, GBe29 ve GCaMi5 örneklerindeki amfibollerin (Mg/Mg+Fe2+)-Si diagramındaki dağılımları (Leake ve diğ., 1997).



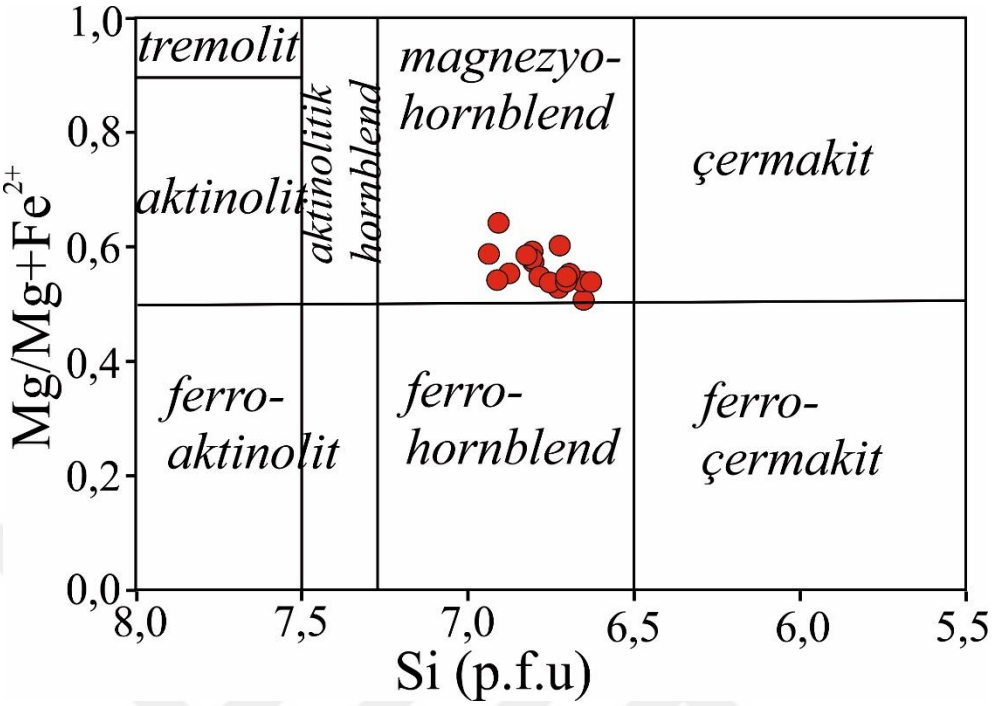

**Şekil 4.131:** Metamorfik amfibollerin *'back-scatter'* görüntüleri ve analiz noktaları.

### 4.3.1.2 Magmatik Amfiboller

Metamorfizmadan etkilenmemiş magmatik amfibollere yönelik mineral kimyası analizi Sarıcakaya Plutonu'nun kuvars diorit biriminden (AKK4) yapılmıştır. Bu örnekteki iri kristalli (1500-2500 mμ) 6 amfibol üzerinde 18 noktanın mineral kimyası analizi yapılmıştır (EK 5). Analiz edilen amfibollerin 'back-scatter' görüntüleri Şekil 4.132'de verilmiştir. 23 oksijene normalize edilmiş hesaplamalarda toplam katyon sayısının 15.085-15.347 aralığında değiştiği saptanmıştır. Hesaplanan bu rakamlar amfibol grubunun ideal değerleri aralığındadır. Toplam iki katyondan oluşan M4 alanının yaklaşık %85 ila %95'ini Ca katyonları, geri kalan kısmını ise Na katyonları işgal etmektedir. Ca ve Na katyon sayıları sırası ile 1.690-1.899 ve 0.101-0.310 arasında değişmektedir. (Ca+Na) toplamı ve Ca > 1.5, Na<0.5 değerleri bu amfibollerin kalsik amfibol grubuna dahil olduğunu göstermektedir. Analiz edilen magmatik amfibollerdeki toplam aluminyum katyonu sayısı 1.377-1.755 aralığında değişmektedir. Aluminyum katyonlarının büyük bir kısmı tetrahedral alanda bulunurken (1.064-1.372), oktahedral alandaki Al sayısı (0.284-0.436) arasındadır. Tetrahedral alanı domine eden Si (p.f.u) sayısı 6.374 ila 6.936 aralığında değişmektedir. $Mg/Mg+Fe^{2+}$ oranı ise 0.507-0.642 aralığındadır. Amfiboller Si-($Mg/Mg+Fe^{2+}$) diagramında *magnezyo-hornblend* alanında izlenmektedir (Şekil 4.133).




**Şekil 4. 132**: Kuvars diorit örneğindeki analiz edilen amfibollerin 'back-scatter' görüntüleri.




**Şekil 4.133**: AKK 4 numaralı örnekteki amfibol analizlerinin Si-(Mg/Mg+$Fe^{2+}$) sınıflama diagramındaki (Leake ve diğ., 1997) dağılımı.

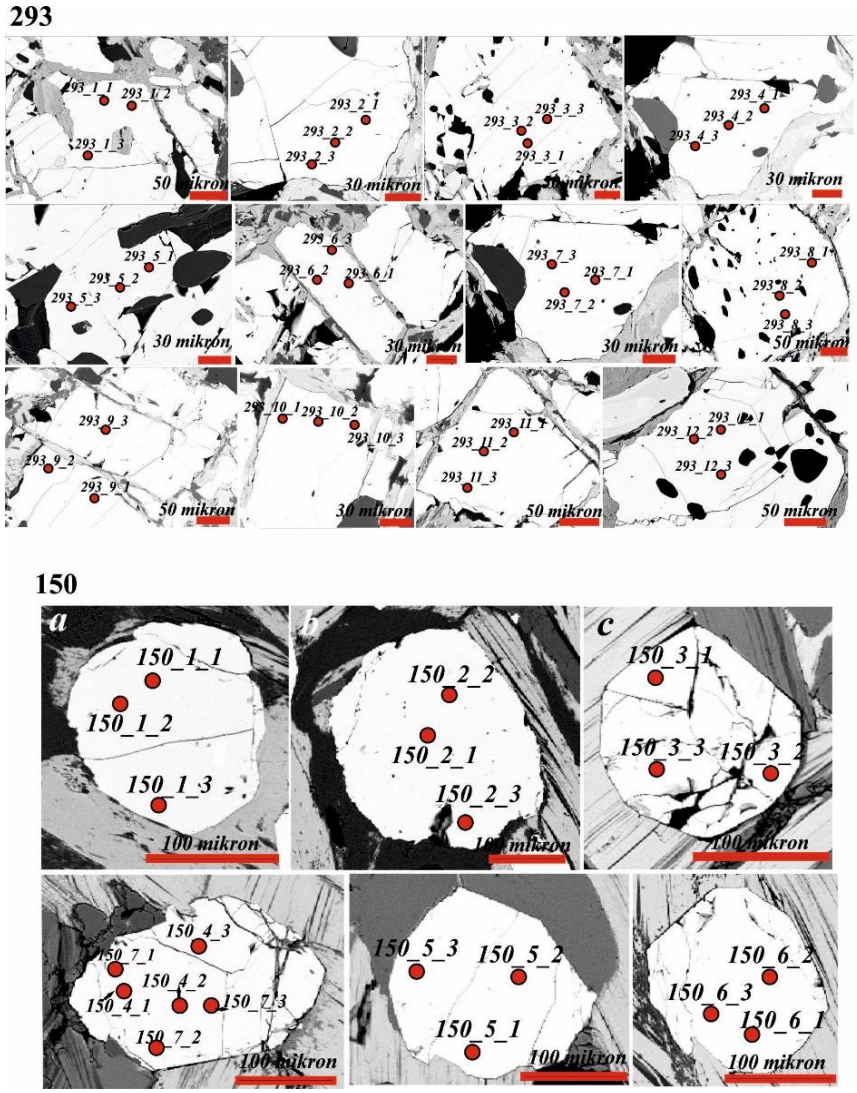
### 4.3.2 Granatlar

Granatların birim formülü $X_3Y_2Z_3O_{12}$ şeklinde ifade edilir. Yapıdaki X bileşenleri, Mg, Mn, Ca, $Fe^{2+}$ katyonlarından, Y bileşenleri Al(VI), Cr, Ti,$Fe^{3+}$ katyonlarından, Z bileşenleri ise Si, Al(IV) katyonlarından oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992). Granatların yapısı $ZO_4$ tetraederleri ile $YO_6$ oktaederlerinin ardalanmasından ve ortak kristalografik köşeleri paylaşmasından oluşmaktadır (Deer ve diğ., 1992).

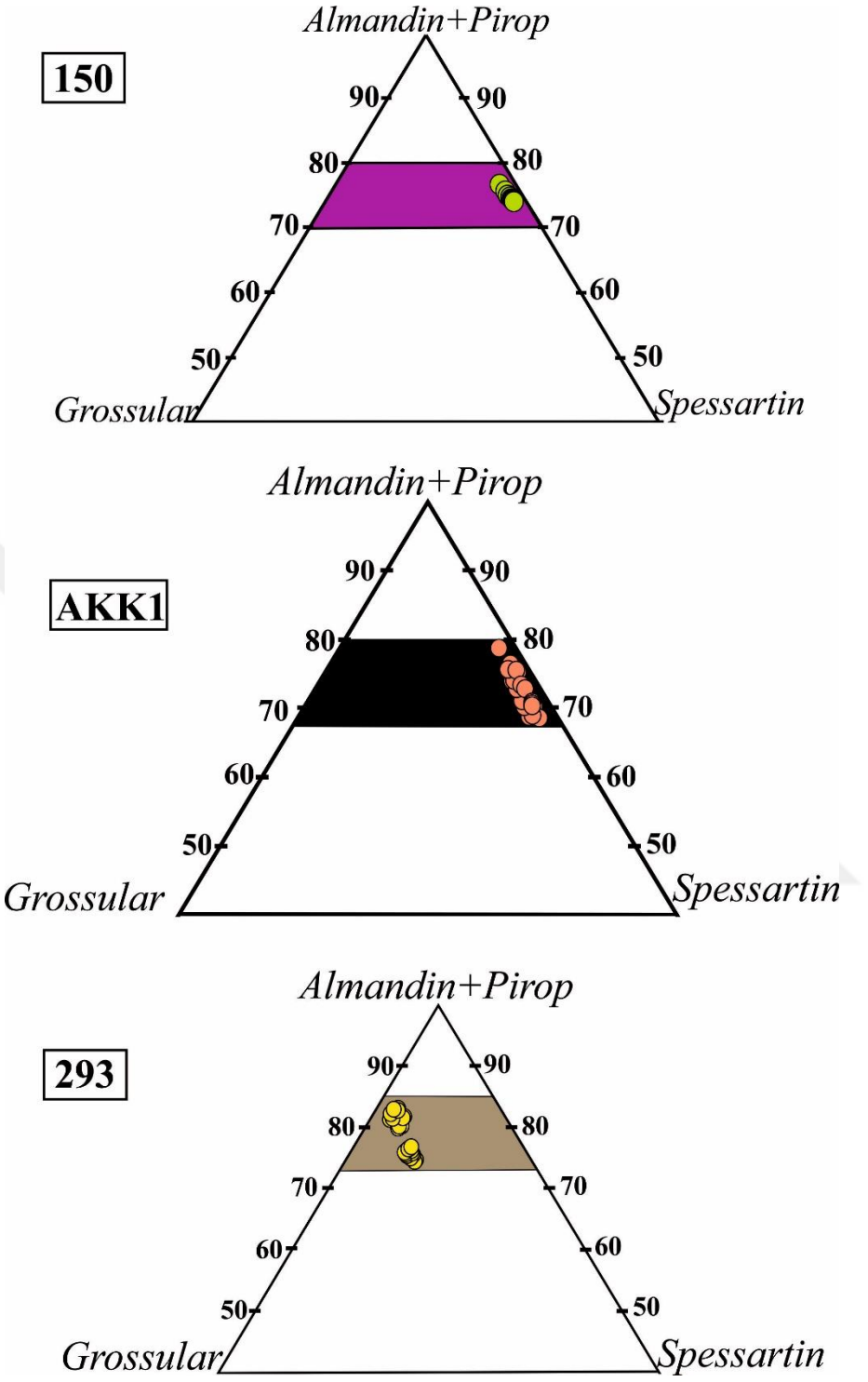
Granatlara yönelik mineral kimyası analizleri *Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi*'nden alınan bantlı hornfels (150), milonitik kontak şist (AKK1) örnekleri ile *Orta Sakarya Gnays Dilimi* istifinden alınan granitik ortognays (293) örneğinden yapılmıştır. Analiz edilen granatların '*back-scatter-geri saçınım'* görüntüleri ve analiz noktaları Şekil 4.134'de gösterilmektedir. Birim formül için katyon sayıları ve granat uç üyeleri 24 oksijene dayalı olarak hesaplanmıştır (EK 6-7-8).

150, AKK1 ve 293 numaralı örneklerin granatları için hesaplanmış toplam katyon sayıları sırasıyla 15.993-16.025; 15.999-16.108; 15.997-16.067 arasında değişmekte olup, bu değerler

granat grubunun ideal toplam katyon sayısı (16) ile oldukça uyumludur. Her üç örnekte de toplam Al'nin büyük bir kısmı oktahedral kristalografik alanda (AlVI) bulunmaktadır. AKK1 ve 293 numaralı örneklerdeki granatlar oldukça tali miktarda tetrahedral koordineli Al (AlIV) katyonu içermektedir. 150 numaralı örneğe ait granatların tetrahedral kristalografik alanlarında Al katyonu yer almamaktadır. AlVI (p.f.u) katyon sayıları 150, AKK1 ve 293 numaralı örnekler için sırasıyla 3.914-3.989; 3.953-4.019 ve 3.884-3.975 arasında değişkenlik göstermektedir. Analiz edilen tüm granatlarda toplam Fe'nin büyük bir kısmı $Fe^{2+}$ olarak bulunur. Benzer kontak metamorfik zonlardan alınan 150 (bantlı hornfels) ve AKK1 (milonitik kontak şist) örneklerindeki granatların toplam $Fe^{2+}$ katyon sayıları sırasıyla 3.998-4.089 ve 3.582-4.161 arasında değişmektedir. Yapılan uç üye hesaplamaları bantlı hornfels birimindeki granatların %66.6-69 almandin, %21-24 spessartin, %7.1-7.7 pirop ve %1.5-1.9 grossulardan oluştuğunu göstermektedir. Milonitik kontak şist örneğindeki granatlar %59.7-69.4 almandin, %19.5-29.1 spessartin, %8.6-10.1 pirop, %1.7-2.8 oranında grossular uç üyesi içermektedir. Granitik ortognays birimindeki granatlar %66.3-73.9 almandin, %8-9.8 pirop, %2.8-9.8 spessartin, %14-15.9 grossular ve %0.1-0.7 andradit uç üyesi içermektedir. Uç üye oranlarını gösteren üçgen diagramlar Şekil 4.135'de verilmiştir.




**Şekil 4.134:** Analiz edilen granatların ‘back-scatter’ görüntüleri.



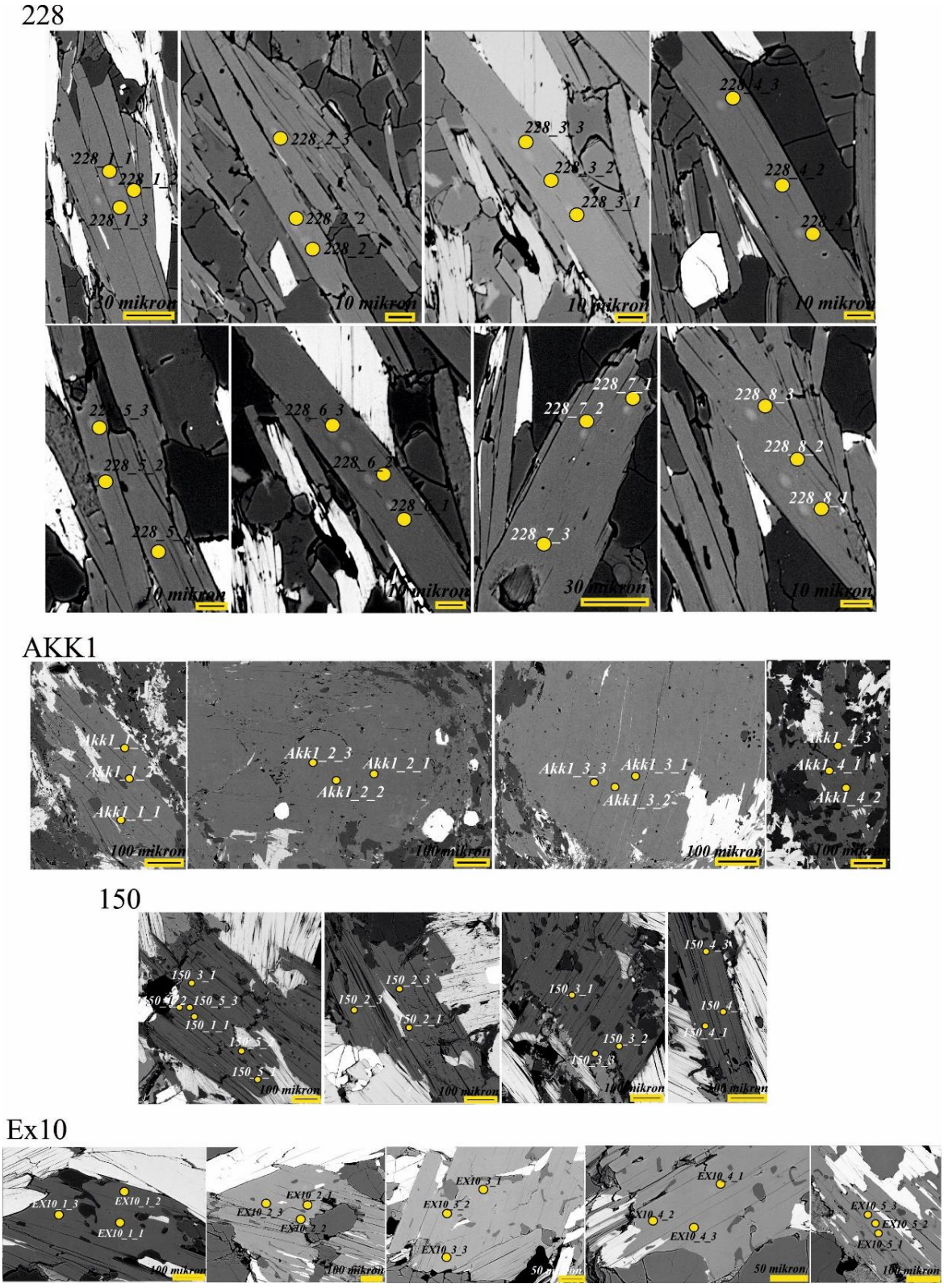

**Şekil 4.135:** Granat uç üyelerinin üçgen diagramlardaki gösterimi.

### 4.3.3 Beyaz Mikalar

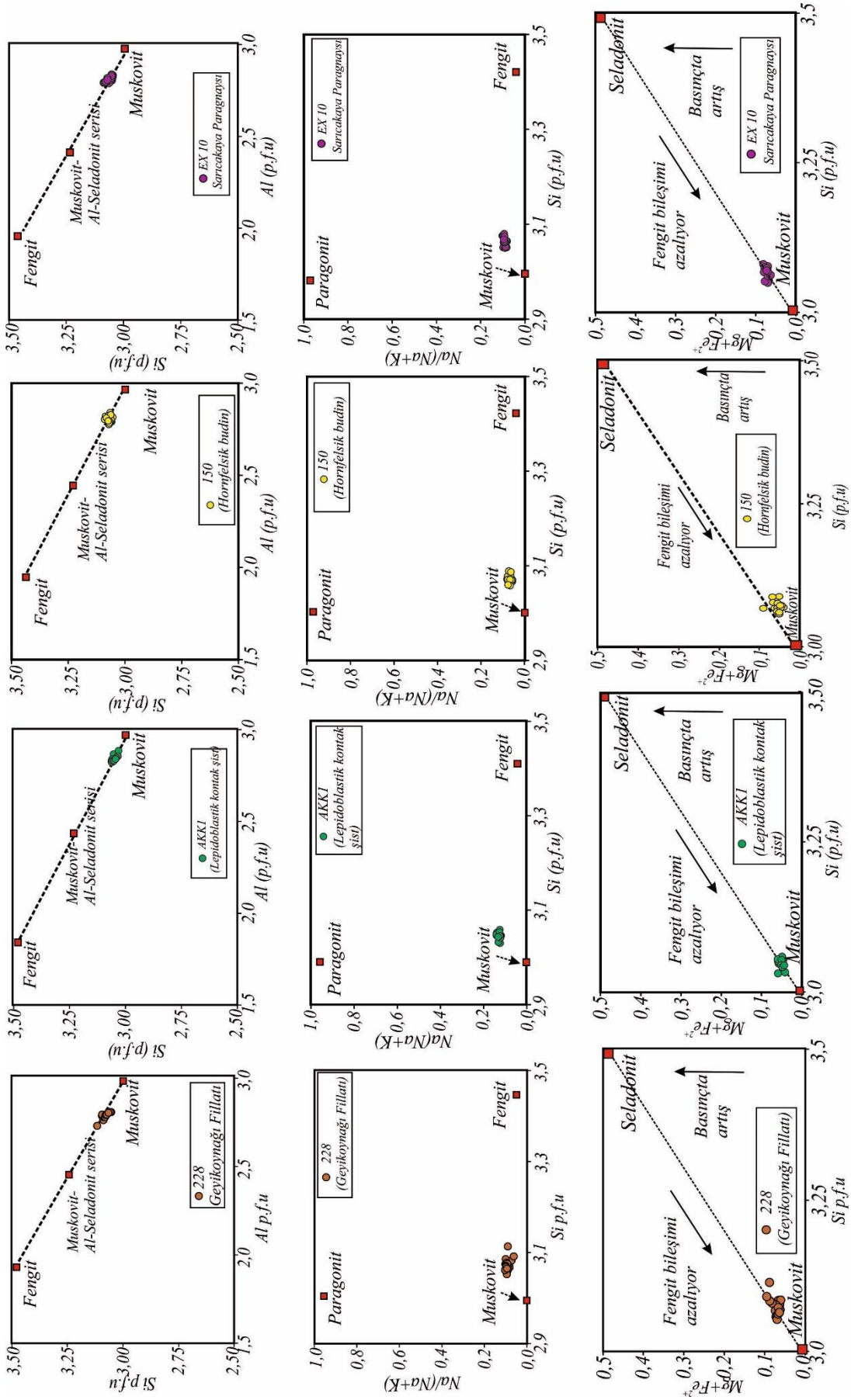
Beyaz mikalara yönelik mineral kimyası analizleri *Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi*'nden alınan fillat (228), hornfels (150), kontak şist (AKK1) örnekleri ile *Orta Sakarya Gnays Dilimi*'ne ait paragnays (EX10) örneğinden yapılmıştır. Fillat örneğindeki (228) toplam 8 adet beyaz mikadan 24 nokta, hornfels (150), kontak şist (AKK1) ve paragnays (EX10) örneklerinin herbirindeki 5'er adet beyaz mikadan 15 nokta analiz edilmiştir. Şekil 4.136'daki 'back-scatter' görüntülerinde analiz noktaları gösterilmektedir. Katyon hesaplamaları 22 oksijen tabanına göre yapılmıştır (EK 9-10-11-12).

Si-Al diagramında da görüldüğü üzere analiz edilen tüm beyaz mikaların Si (p.f.u) ve Al (p.f.u) sayıları muskovit türü beyaz mikalarınki ile uyumludur (Şekil 4.137). Birim formül başına düşen Si katyon sayıları 228 numaralı örnek için 3.053-3.114, AKK1 numaralı örnek için 3.031-3.059, 150 numaralı örnek için 3.059-3.078, EX10 numaralı örnek için 3.050-3.081 arasında değişmektedir. 228, AKK1 ve EX10 numaralı örneklerdeki beyaz mikalarda birim formül başına düşen oktahedral koordineli katyon sayısı 2'dir. 150 numaralı örnekte ise bu sayı 2.0-2.439 arasında değişmektedir. Tüm örneklerdeki oktahedral kristalografik alan büyük oranda Al katyonundan oluşmaktadır. Beyaz mikaların birim formülünde oktahedral koordineli Al katyon sayısı 228 numaralı örnek için 1.846-1.884, AKK1 numaralı örnek için 1.878-1.919, 150 numaralı örnek için 2.439-1.867, EX10 numaralı örnek için 1.868-1.888 arasında değişmektedir. Tetraeder koordinasyon yapısında bulunan Al (p.f.u) katyon sayısı ise 228 numaralı örnek için 0.886-0.947, AKK1 numaralı örnek için 0.941-0.969, 150 numaralı örnek için 0.642-0.940, EX10 numaralı örnek için 0.919-0.950 aralığındadır.

Analiz edilen tüm beyaz mikalarda K katyon sayısı Na'ya kıyasla çok daha fazla sayıdadır. Bununla birlikte tüm mikaların Na/Na+K oranları oldukça dar bir aralıkta değişmekte olup (0.078-0.14), bu oranlar muskovit türü mikalarınki ile oldukça uyumludur (Şekil 4.137). Şekil 4.137'deki diagramda görüldüğü üzere mikaların $Mg+Fe^{2+}$ (p.f.u) sayıları seladonit ve fengit türü mikalarınkinden oldukça düşük olmakla birlikte, muskovitler ile uyumludur.




**Şekil 4.136:** Analiz edilen beyaz mikaların ‘back-scatter’ görüntüleri ve analiz noktaları.




**Şekil 4.137:** Beyaz mikalardan yapılan analizlerin Si (p.f.u)-Al (p.f.u), Si (p.f.u)-Na/(Na+K), Si (p.f.u)-Mg+$Fe^{2+}$ diagramındaki dağılımı.

### 4.3.4 Biyotit

Metamorfik biyotitlere yönelik mineral kimyası analizleri *Orta Sakarya Gnays Dilimi* istifine ait granitik ortognays (293-EK 17), bantlı amfibolit (GCaMi5-EK 18), paragnays (EX10-EK 16) örnekleri ile *Orta Sakarya Kontak Şist Dilimi*'ne ait fillat (228-EK 13), hornfels (150-EK 14), milonitik kontak şist (AKK1-EK 15) örneklerinden yapılmıştır. Magmatik biyotitlerin kimya analizi ise Sarıcakaya Plutonu'ndan alınan AKK4 örneğinden (EK 19) yapılmıştır. Tüm analiz noktaları Şekil 4.138'deki 'back scatter' görüntülerinde gösterilmektedir.

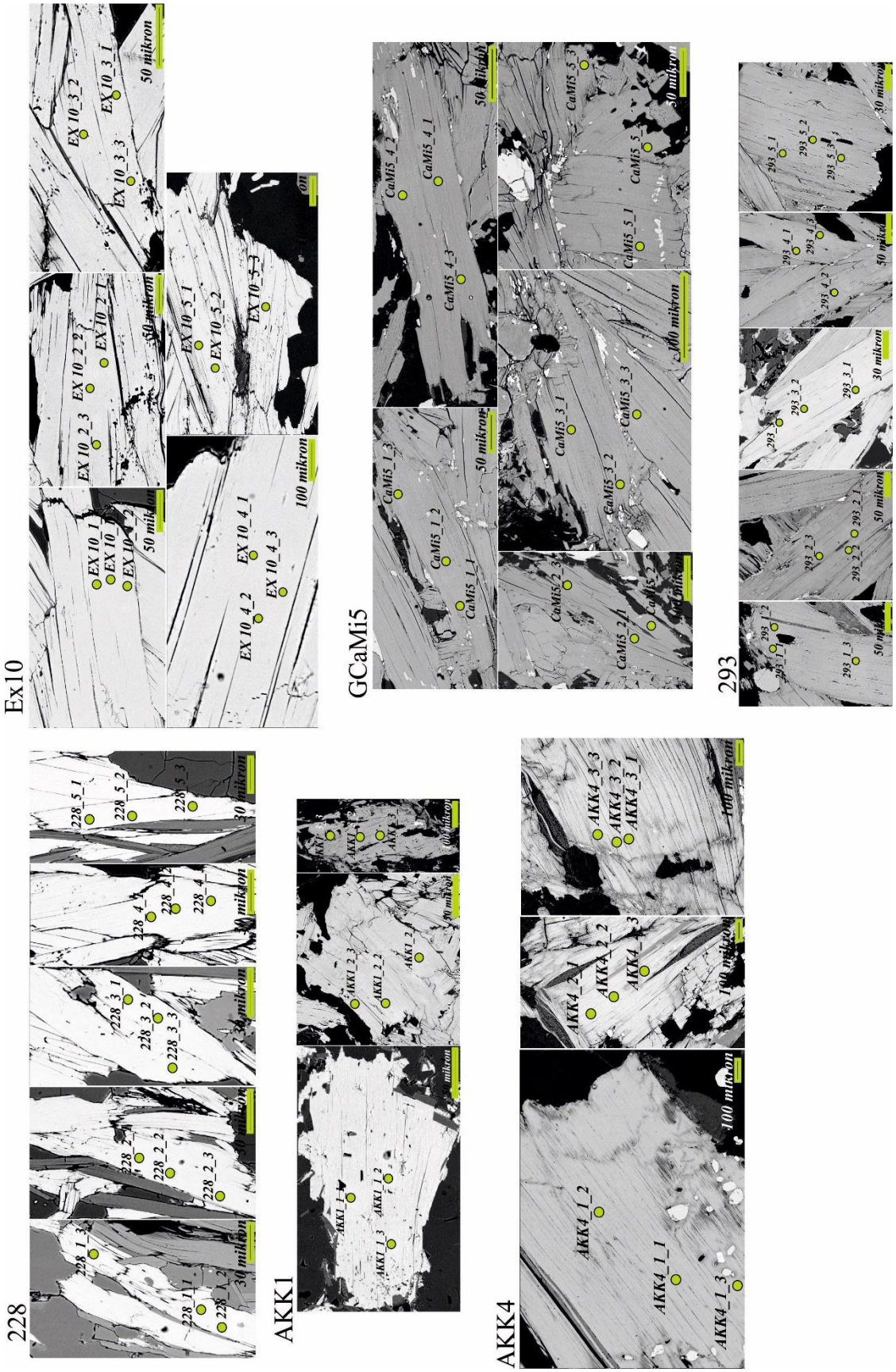
Katyon hesaplamaları 22 oksijen tabanına göre yapılmıştır. Tüm örneklerdeki biyotitlerin birim formül başına düşen Si (p.f.u) katyon sayısı (~2.7) biyotit grubu minerallerin ideal Si (p.f.u) sayısı ile (3) yaklaşık olarak uyumludur. Bununla birlikte, birim formül başına düşen Al katyon sayıları biyotit tipi mikaların ideal Al sayısından daha fazladır. Biyotitlerin ideal formülünde Al katyon sayısı 1 olup tetraeder tabakaları içinde koordine olmuşlardır (Deer and Zussman, 1997). Analiz edilen tüm örneklerdeki biyotitlerin toplam Al (p.f.u) katyon sayısının yaklaşık %75'i tetrahedral kristalografik alanda bulunurken, geri kalanı oktahedral koordineli tabakalarda bulunmaktadır (bknz. EK). Toplam Al (p.f.u) sayısı 228 numaralı örnek için 1.676-1.773, 150 numaralı örnek için 1.742-1.799, AKK1 numaralı örnek için 1.749-1.806, EX10 numaralı örnek için 1.702-1.770, 293 numaralı örnek için 1.584-1.636, GCaMi5 numaralı örnek için 1.488-1.537 aralığında değişmektedir. Sarıcakaya Plutonu'ndaki biyotitler için ise Al (p.f.u) sayısı 1.415-1.462 arasında değişmektedir.

Biyotit türü mikaların ideal bileşiminde oktaeder tabakalar Fe ve Mg katyonlarından oluşurken, çalışma alanı için analiz edilen tüm biyotitlerin oktaederlerinde bir miktar Al katyonu bulunmaktadır (ΣAl'nin yaklaşık %25'i). Bu *'yerini alma-replasman'*, tetrahedral alanda da Si'nin yerine Al geçmesi ile dengelenmektedir. Katyonlar arasındaki bu 'yerini alma' 'Tschermak Substitusyonu' olarak bilinmektedir. Dolayısıyla analiz edilen tüm biyotitlerdeki Al (p.f.u) sayısının ideal biyotit formülünden daha fazla olmasının nedeni muhtemelen 'Tschermak Substitusyonu'dur.

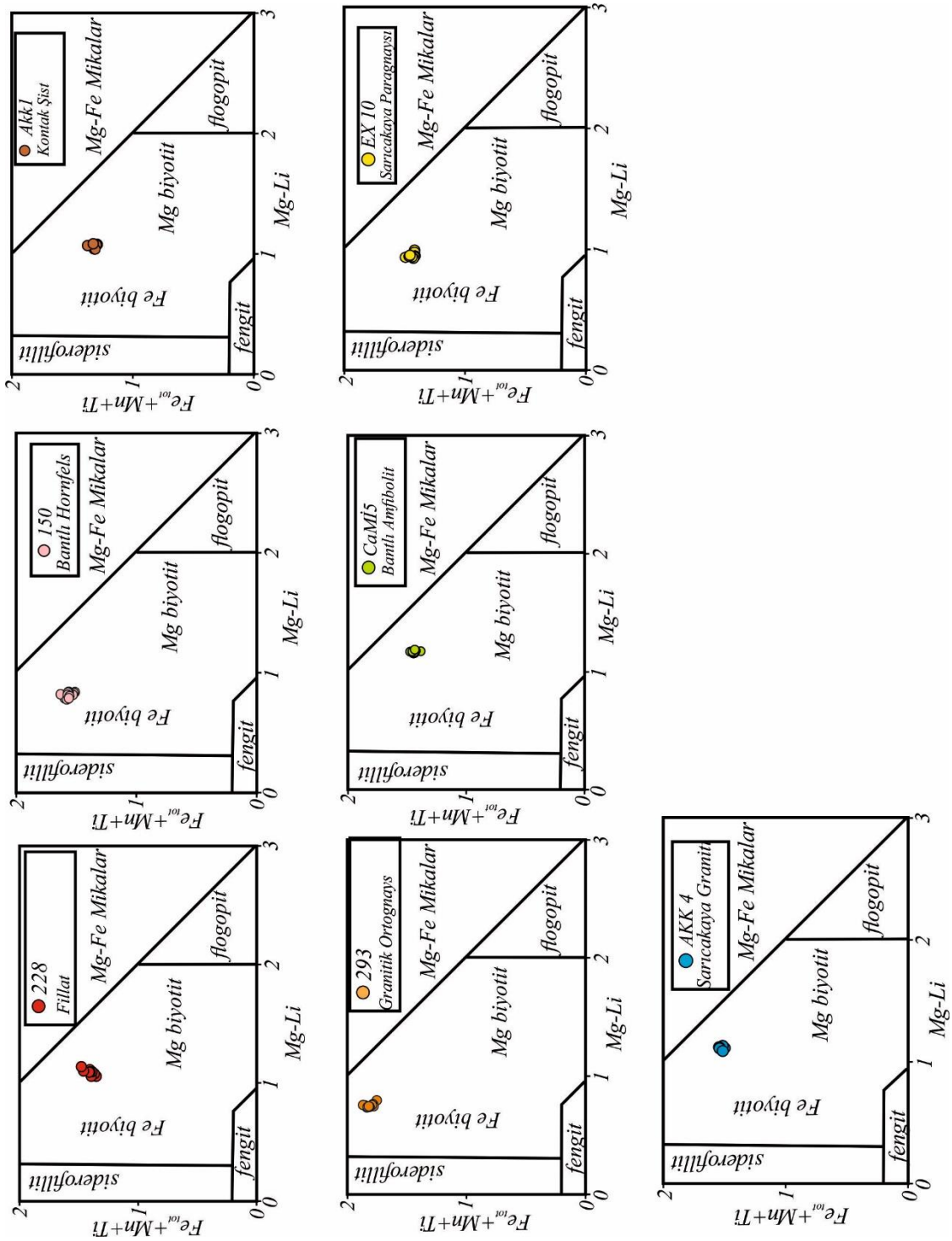
Analiz edilen tüm biyotitler için hesaplanan Fe (p.f.u) katyon sayısı, Mg (p.f.u) sayısından daha fazladır. Buna göre, 228 numaralı örnek için hesaplanan Fe (p.f.u) sayısı 1.213-1.315, Mg (p.f.u) sayısı 1.052-1.139; 150 numaralı örnek için Fe (p.f.u) sayısı 1.313-1.417, Mg

(p.f.u) sayısı 0.771-0.843; AKK1 numaralı örnek için Fe (p.f.u) 1.144-1.219, Mg (p.f.u) 1.038-1.089; EX10 numaralı örnek için Fe (p.f.u) 1.198-1.243, Mg (p.f.u) 0.927-0.998; 293 numaralı örnek için Fe (p.f.u) 1.621-1.710, Mg (p.f.u) 0.734-0.798; GCaMi5 numaralı örnek için Fe (p.f.u) 1.284-1.354, Mg (p.f.u) 1.145-1.187 arasında değişmektedir.

Tüm analiz noktaları $Fe_{TOT}$+Mn+Ti'ye karşı Mg-Li diagramında Fe-Biyotit bileşimi yakınında dağılım gösterirler (Şekil 4.139). *'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'* istifine ait bantlı hornfels (139) örneğindeki biyotitlerin (%61-63 annit, %37-39 flogopit) annit uç üyesi, aynı istifteki fillat ve kontak şist örneklerindeki biyotitlerden (~%52-54 annit, ~%46-48 flogopit) daha fazladır. *'Orta Sakarya Gnays Dilimi'* istifine ait granitik ortognays örneğinde (293) biyotitlerin annit uç üyesi (%67-69 annit; %31-33 flogopit), bantlı amfibolit (GCaMi5) ve paragnayslardaki (EX10) biyotitlerdekinden daha fazladır. Bantlı amfibolitteki biyotitler %52-54 annit %46-48 flogopit, paragnayslardaki biyotitler ise %55-57 annit %43-45 flogopit uç üyesi içermektedir.




**Şekil 4.138:** Analiz edilen biyotitlerin back-scatter görüntüleri.



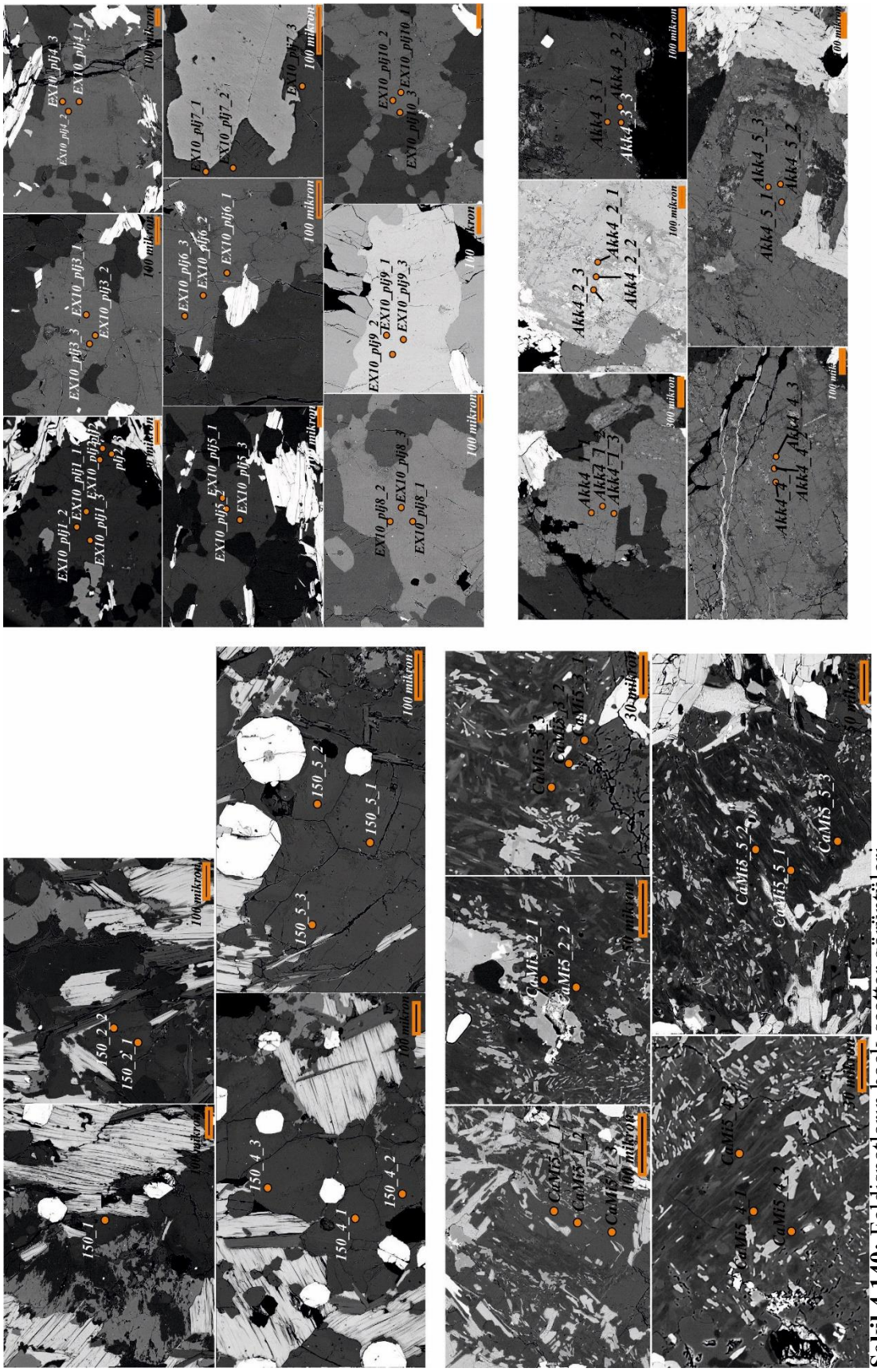

**Şekil 4.139:** Analiz noktalarının $Fe_{Tot}$+Mn+Ti'ye karşı Mg-Li diagramındaki dağılımı.

### 4.3.5 Feldispatlar

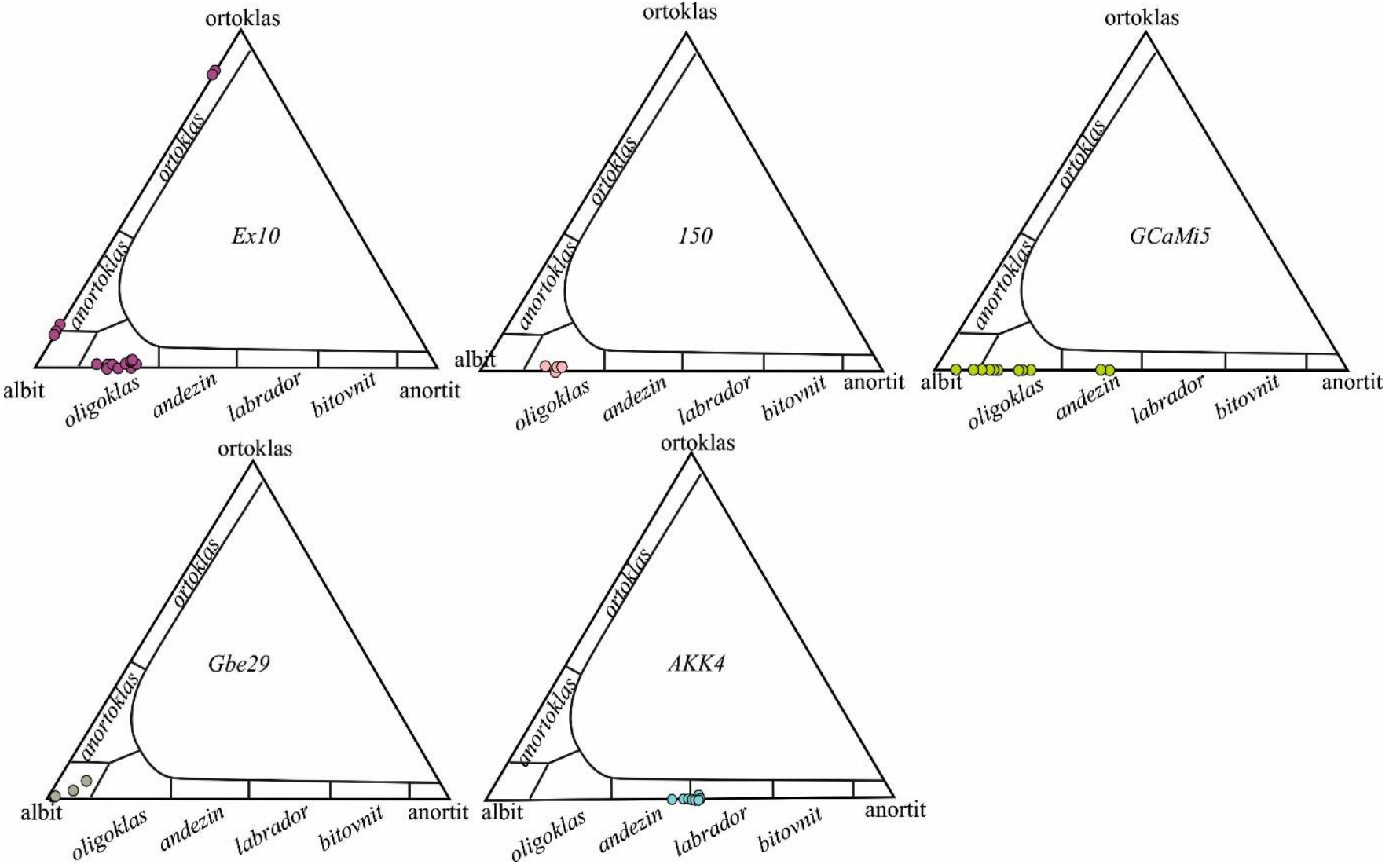
Feldispatlara yönelik mineral kimyası analizleri bantlı hornfels (150-EK 20), bantlı amfibolit sili (GCaMi5-EK 21), paragnays (EX10-EK 22), paragnayslar içindeki amfibolit budini (GBe29-EK 23) ve Sarıcakaya Plutonu'ndan (AKK4-EK 24) yapılmıştır. GBe29 numaralı örnekte feldispatlar oldukça az sayıda olduğundan iki feldispat tanesi, diğer örneklerden ise beş ya da daha fazla feldispat tanesi analiz edilmiştir (Şekil 4.140).

Birim formül başına düşen katyon sayıları 8 oksijen tabanına göre hesaplanmıştır. Buna göre, analiz edilen tüm feldispatlarda toplam katyon sayısı 5'tir. 150 numaralı örnekte Si (p.f.u) ve Al (p.f.u) katyon sayıları sırasıyla 2.81-2.85 ve 1.15-1.19 aralığında değişmektedir. EX10 ve GBe29 numaralı örneklerde Si (p.f.u) ve Al (p.f.u) katyon sayıları oldukça benzerdir. EX10 numaralı örnekte Si (p.f.u) sayısı 2.8-3.0, Al (p.f.u) sayısı 1.0-1.2 arasında iken, GBe29 numaralı örnekte benzer şekilde Si (p.f.u) 2.8, Al (p.f.u) sayısı ise 1'dir. GCaMi5 örneğindeki bazı feldispatların Si (p.f.u) sayısı diğer metamorfik örneklerdeki feldispatlardan daha az, Al sayıları ise daha fazladır ($Si_{GCaMi5}$:2.6-2.9; $Al_{GCaMi5}$: 1.1-1.4).

Yapılan uç üye hesaplamaları 150 ve GBe29 numaralı örneklerdeki feldispatların albit uç üyesi bakımından zengin olduğunu göstermekte olup, bu örnekler sırasıyla %81-89 albit %11-20 anortit ve %87-99 albit %1-7 anortit uç üyesi içerirler. EX10 numaralı örnekte iki farklı bileşime sahip feldispat serisi ayırt edilmiştir. İlk seri %75-79 oranında albit, %21-24 oranında anortit uç üyesi içerirken, ikinci seri %87-91 oranında ortoklas, %10-15 oranında albit uç üyesi içermektedir. GCaMi5 örneğindeki feldispatların anortit içeriği (%6-42 anortit, %58-95 anortit) ise diğer metamorfik örneklere kıyasla daha fazladır. Sarıcakaya Plutonu'na ait AKK4 örneğindeki feldispatlar ise %48-55 albit %45-52 anortit uç üyesi içermektedir. Şekil 4.141'de mineral bileşimlerinin feldispat üçgenindeki dağılımları gösterilmektedir.




**Şekil 4.140:** Feldispatların back-scatter görüntüleri.




**Şekil 4.141:** Feldispat analizlerinin üçgen diagramlardaki dağılımı.

## 4.4 JEOTERMOBAROMETRE

### 4.4.1 Jeotermometre

#### 4.4.1.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi

Orta Sakarya Gnays Diliminin temeli olan Çayköy Ortognaysları içindeki bantlı amfibolit silleri ile Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin dengeye ulaştıkları pik metamorfizma sıcaklıkları jeotermometre hesaplamaları kullanılarak saptanmıştır. Bu mafik litolojilerin dengeye ulaştıkları sıcaklık Holland ve Blundy (1994)'ün termometre formülasyonu kullanılarak hesaplanmıştır.

Holland ve Blundy (1994) Termometre A ve Termometre B olmak üzere iki formülasyon önermiştir. Termometre B silise doygun olmayan kayalara uygulanabildiğinden çalışma alanındaki amfibolitler için bu formulasyon kullanılacaktır. Termometre B'nin dayandığı reaksiyon:

$Na_2Ca_2Mg_5(Al_3)Si_4O_{22}(OH)_2 + NaAl_2Si_3O_8 \rightarrow Na(CaNa)Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + CaAl_2Si_2O_8$

**edenit albit rihterit anortit**

Bu reaksiyona kalibre edilmiş termometrik formülasyon, silisçe doygun olmayan, silika aktivitesi düşük kayalara uygulanabilmektedir: Bu termometrenin kullanımı için, *Xan: 0.1-0.9; $X_{Na}$ M4 >0.03; Al<1.8 p.f.u, Si: 6-7.7 p.f.u* olmak üzere bileşimsel kısıtlamalar vardır. Mineral kimyası bölümünde gösterildiği üzere, gerek Çayköy bantlı amfibolitleri gerekse Sarıcakaya paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin kimyası Termometre B'nin kullanılması için uygundur.

Termometre B'nin formülasyonu şu şekildedir:

$$[T2]_{BH_{94}}(\mathrm{K}) = \frac{78.44 + Y_{\mathrm{Ab\text{-}An}} - 33.6 * X_{\mathrm{Na}}^{\mathrm{M4}} - (66.8 - 2.92 * P(\mathrm{kbar})) * X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{M2}} + 78.5 * X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{T1}} + 9.4 * X_{\mathrm{Na}}^{\mathrm{A}}}{0.0721 - R * \ln\left(\frac{27 * X_{\mathrm{Na}}^{\mathrm{M4}} * X_{\mathrm{Si}}^{\mathrm{T1}} * X_{\mathrm{An}}^{\mathrm{Plag}}}{64 * X_{\mathrm{Ca}}^{\mathrm{M4}} * X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{T1}} * X_{\mathrm{Ab}}^{\mathrm{Plag}}}\right)}$$

Çayköy Ortognaysları içindeki bantlı amfibolit silinde (GCaMi5), amfibol-plajiyoklas çiftlerinin sıcaklığı Holland ve Blundy (1994)'ün termometresine göre 634 ila 750 °C arasında değişmektedir (Tablo 4.1). Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin mineralojisini oluşturan amfibol-plajiyokla çiftlerinin oluştuğu sıcaklık, Holland ve Blundy (1994)'ün bu mineral çiftleri için önerdiği eşitliğe göre 560 °C olarak hesaplanmıştır (Tablo

4.2). Albit içeriği %90'dan fazla olan feldispat fazlarının denge halinde olmadığı görülmüştür. Dolayısıyla bu fazlar hesaplamalara dahil edilmemiştir.

**Tablo 4.1:** Bantlı amfibolit örneğindeki amfibol-plajiyoklas çiftinden elde edilmiş jeotermometre sonuçları.

| **GCaMi5** | **Holland ve Blundy, 1994)** |
|---|---|
| | **(ºC)** |
| 1. | 750 |
| 2. | 644 |
| 3. | 669 |
| 4. | 634 |

**Tablo 4.2:** Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budininde amfibol-plajiyoklas çiftinden elde edilmiş jeotermometre sonuçları.

| GBe29 | Holland ve Blundy, 1994 |
|---|---|
| | ºC |
| 1. m.ç | 560 |

#### 4.4.1.2 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi

Köken olarak fillat kayacının kontak metamorfik eşdeğeri olan bantlı hornfels ve lepidoblastik/milonitik kontak şistlerin pik metamorfizmaya ulaştığı sıcaklıklar hesaplanmıştır. Bantlı hornfels kayacı (150) biyotit-muskovit--sillimanit-granat-kuvars-plajiyoklastan, daha deforme özellikte olan milonitik kontak şist örneği (AKK 1) ise biyotit-muskovit-sillimanit-granat-kuvarstan oluşmaktadır.

Sıcaklık ve basınçtaki değişimlere karşı oldukça duyarlı olduğu bilinen meta-pelitlere, bu özelliklerinden dolayı tektonometamorfik bir istifin P-T araştırmalarında ideal bir çalışma hedefi gözü ile bakılmaktadır. 150 numaralı bantlı hornfels örneği için kullanılan **granat-biyotit jeotermometresinde**, Ferry ve Spear (1978), Perchuk ve Lavent'eva (1983) ve Thompson (1976)'nın kalibrasyonları kullanılmıştır.

Granat-biyotit mineral çifti jeotermometresinin dayandığı reaksiyon bir değişim reaksiyonudur *(exchange-reaction)*. Bu değişim reaksiyonu aşağıda belirtilmektedir:

$Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 = Fe_3Al_2Si_3O_{12} + KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$

*Almandin* *Flogopit* *Pirop* *Annit*

Değişim (exchange) reaksiyonları, iki benzer atomun iki mineral fazının uç üyeleri arasındaki değişimine dayanmaktadır. Bu atomlar benzer iyonik çaplara ya da eşit yüklere sahip olabileceği gibi aynı elementin izotopları da olabilmektedir. Granat-biyotit jeotermometresi, Fe ve Mg elementlerinin bu iki mineral fazındaki almandin-pirop ve flogopit-annit uç üyeleri arasında olan değişimine dayanmaktadır. Bu tip bir denge reaksiyonunda ΔV değeri (hacimsel değişim) oldukça düşüktür. Çünkü reaksiyona giren ve çıkan fazlar aynı mineral grubuna aittir. Bu reaksiyonlar basınçtaki değişimden etkilenmemekle birlikte sıcaklığa karşı oldukça duyarlıdır. Bu nedenle *'değişim reaksiyonları'* termometre olarak kullanılmak için oldukça elverişlidir.

Ferry ve Spear (1978), 550-800°C ve 2.070 kbar basınç altında Fe-Mg'nin granat-biyotit çifti arasındaki dağılımını izlemek ve hesaplamak amacıyla bir dizi deney gerçekleştirmiştir. *Ferry ve Spear (1978),* yaptıkları deneysel kalibrasyonda sentetik granat ve biyotit kullanmışlardır. Deneyde, granat ile biyotitin molar oranı 98/2 olarak kullanılmıştır. Bu oranı deneyde avantaj sağladığı için kullanmışlardır. Nitekim bu oranlar kullanıldığında kimyasal tepkime sırasında oldukça yavaş olan granatın dengeye ulaşmak için önemli bir değişimde bulunmasına gerek kalmamaktadır. Bu deneyde kullanılan granatlar Ca bileşeni içermemektedir. 799°C'de başlayan deneyde 7 farklı basamak kullanmışlardır. Deneyin basamakları baştan sona doğru 799, 749, 698, 651, 599, 550°C ile başlamaktadır. Her bir deney basamağında kullanılan granatların bileşimi $Alm_{90}Prp_{10}$ olup, her basamakta granatın bileşimi aynı bırakılmıştır. Bununla birlikte deneyde iki farklı biyotit bileşimi kullanılmıştır. Bu deneyden elde edilen logKD değerleri, 1/T (K) değerlerine karşı grafik üzerine düşürülür. Datalar grafik üzerine işlendiğinde düz lineer bir doğruya karşılık gelmektedir. Grafikteki bu doğrunun eksenleri arasında $y=-2108x + 0.7811$ ilişkisi vardır. Bununla birlikte, Ferry ve Spear (1978) deneysel datalar arasındaki matematiksel ilişkinin, $(In_{KD}=-2109.\ 1/T(K) + 0.782)$ doğrusunun eksenleri arasındaki ilişki ile aynı olduğu sonucuna ulaşmışlardır. Bu eşitlikte sıcaklık ve ölçülebilen denge sabitinin sayısal olarak ilişkilendirilebilmesi eşitliği sayısal bir jeotermometre haline getirmektedir. Bu jeotermometre P=0.207 GPa basınç altında gerçekleştirilmiş olsa da, Spear (1993) bu termometrenin basınç değişimine karşı duyarsız olduğunu ve orta kabuk koşullarında da kullanılabileceğini açıklamaktadır.

Ferry ve Spear (1978)'in kullandığı kalibrasyon özelinde değinilecek olursa deneyin sonuçlarından $\Delta S$ , $\Delta H$, gibi termodinamik dataların çıkarımı yapılabilir.

$\Delta G_{P,T}=\Delta H_{0.1,298}-T\Delta S_{0.1,298}+P\Delta V$ +3RTInKd=0 formülü tekrar düzenlenirse

InKd= (- ΔH-PΔV/3R)*(1/T)+ΔS/3R

InKd'nin bu eşitliği deney sonuçlarından elde edilen InKd= -2109*1/T(K)+0.782 denklemi ile kıyaslandığında,

**(-ΔH-PΔV)/3R=-2109**

**$\Delta H$= 2109*3*8.3144-207*2.494=52.09 kj/mol**

**$\Delta S$/3R=0.782 $\Delta S$=19.506 J/K mol**

Bu termodinamik datalar $\Delta G_{P,T}=\Delta H_{0.1,298}-T\Delta S_{0.1,298}+P\Delta V$ +3RTInKd=0 formülünde yerine koyulduğunda, ***Ferry ve Spear (1978) granat-biyotit termometresi için;***

***T°C= (52.090+2.494 P (MPa)) /(19.506-24.943 InKd)- 273*** eşitliği elde edilmiştir**.**

Perchuk ve Lavent'eva (1983)'ün yaptığı deneylerde başlangıç materyalindeki Fe/(Fe+Mg) oranı 0.3-0.7 arasında değişmektedir. Gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra, elde edilen sonucu,

***T (°C)= (3890+9.56 P(kbar))/(2.868-InKd)-273*** denklemi ile ifade etmişlerdir.

**Tablo 4.3:** Farklı kalibrasyonlar kullanılarak hesaplanan granat–biyotit çiftinin (150 numaralı örnekte) termometre sonuçları (m.ç: mineral çifti ).

| **Örnek No: 150** | **1. m.ç** | **2. m.ç** | **3. mç** | **4. m.ç** | **5. m.ç** | **6.mç** | **7.mç** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ferry and Spear, 1978 | 561 ºC | 617 ºC | 598 ºC | 589 ºC | 574 ºC | 572 ºC | 570 ºC |
| Perchuk & Lavrent'eva, 83-1 | 591 ºC | 621 ºC | 611 ºC | 600 ºC | 598 ºC | 597 ºC | 596 ºC |
| Thompson, 1976 | 578 ºC | 621 ºC | 606 ºC | 599 ºC | 588 ºC | 586 ºC | 585 ºC |

**Tablo 4.4:** Farklı kalibrasyonlar kullanılarak hesaplanan granat–biyotit çiftinin (AKK 1 numaralı örnekte) termometre sonuçları.

| Örnek No: AKK 1 | 1. m.ç | 2. m.ç | 3. m.ç | 4. m.ç |
|---|---|---|---|---|
| Ferry and Spear, 1978 | 549 ºC | 572 ºC | 552 ºC | 558 ºC |
| Perchuk & Lavrent'eva, 83-1 | 584 ºC | 596 ºC | 586 ºC | 589 ºC |
| Thompson, 1976 | 568 ºC | 586 ºC | 571 ºC | 576 ºC |

### 4.4.1.3 Sarıcakaya Plutonu

- ***Amfibol-Plajiyoklas Termobarometresi***

Sarıcakaya Plutonu'nun diorit birimi için hesaplanan amfibol-plajiyoklas jeotermometresi sonuçları (Holland ve Blundy, 1994'e göre). Herbir kolonda farklı jeobarometrik kalibrasyona göre hesaplanmış basınç değerleri kullanılmıştır. Basınç değerleri jeobarometre bölümünde detaylı olarak anlatılacaktır. Jeotermometre sonuçları dioritik plutonun ortalama 672-736ºC sıcaklık aralığında kristalleştiğini göstermektedir.

**Tablo 4.5: :** Sarıcakaya Plutonu'nun jeotermometre değerleri.

| T1HB94_PJR89(oC)a-p | T1HB94_PS92(oC)a-p | T1HB94_PA97_PJR89(oC)a-p | T1HB94_PA97_PS92(oC)a-p] |
|---|---|---|---|
| 717 | 711 | 713 | 713 |
| 725 | 718 | 721 | 721 |
| 709 | 705 | 706 | 706 |
| 687 | 682 | 683 | 683 |
| 736 | 731 | 733 | 733 |
| 715 | 709 | 710 | 710 |
| 713 | 708 | 709 | 709 |
| 673 | 668 | 669 | 669 |
| 730 | 724 | 726 | 726 |
| 693 | 688 | 690 | 690 |
| 672 | 666 | 667 | 666 |
| 689 | 685 | 686 | 686 |
| 730 | 723 | 726 | 725 |
| 716 | 711 | 713 | 713 |
| 701 | 698 | 699 | 699 |

### 4.4.2 Jeobarometre

#### 4.4.2.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi

Deneysel ve ampirik kalibrasyonlara dayalı jeobarometre eşitlikleri ile metamorfik dengeye ulaştıkları basınç değerleri hesaplanan meta-bazit birimler, Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinleri (GBe29) ile ortognayslar içindeki bantlı amfibolit silleridir (GCaMi5). Baskın mineral parajenezi sadece hornblend ve plajiyoklastan oluşan meta-bazit kayalar için önerilen jeobarometre kalibrasyonları oldukça sınırlıdır. Çalışma alanındaki amfibolitlerin metamorfik basınç değerleri Molina ve diğ. (2015)'in formülasyonuna dayanarak hesaplanmıştır. Molina ve diğ. (2015)'in jeobarometre kalibrasyonunu bu iki litoloji için uygulanabilir yapan en önemli tarafı, literatürde meta-bazit kayalar için önerilen çoğu kalibrasyonun aksine *(örn; granat-amfibol-plajiyoklas-kuvars barometresi: Dale ve diğ. 2000; Kohn ve Spear, 1989; amfibol-plajiyoklas-epidot barometresi: Plyusnina, 1982; amfibol-plajiyoklas-kuvars barometresi: Bhadra ve Bhattacharya, 2007)* granat, epidot ya da kuvars içermeyen kayalar için de kullanılabilir/uygulanabilir olmasıdır.

Molina ve diğ. (2015)'in önerdiği jeobarometre formülasyonu plajiyoklas ve amfibol arasındaki Al-Si dağılımlarının, basınç, sıcaklık ve faz bileşimine bağlı olarak değişimi üzerine kurulmuştur. Plajiyoklas ile birlikte bulunan ve 650°C'nin üzerinde deneysel olarak sentezlenmiş amfibollerin (Ti>0,02 a.p.f.u ve AlVI>0,05) NaA+K'ya karşı AlIV diagramındaki eğimi 0.5'e yakın bileşimsel bir trend izlemiş olup, bu trend amfibolün Al+Fe-Çermakit + Ti-Çermakit katı ergiyik içeriğini yansıtmaktadır. Amfibol-plajiyoklas çiftleri için önerilen barometreler genellikle amfiboldeki Al-çermakit içeriğini tamponlayan/koruyan reaksiyonlara dayandırılmıştır. Amfiboldeki toplam Al miktarı ve basınç arasındaki ilişkiyi gösteren en basit ampirik eşitlikler granitoid tipi kayalar için kalibre edilmişlerdir. Referans ve ayrıntılar granitoidlerin jeotermobarometre kısmında anlatılacaktır. Fershtater (1990), plajiyoklastaki Al/Si dağılım katsayısının amfiboldeki Al/Si dağılım katsayısına oranına dayanan bir jeobarometrik eşitlik önermiş olup, bu oranın basınca bağlı bir değişken olduğunu belirtmektedir. Molina ve diğ. (2015) ise kalsik amfibol ve plajiyoklas arasında Al-Si ayrımlaşmasının basınç ve faz bileşimine göre nasıl değiştiğini araştırmış ve içinde sıcaklık bileşeninin de bulunduğu bir jeobarometre önermiştir. Bu barometre literatürdeki deneysel çalışmalardan derlenmiş olup 650-1050°C sıcaklık arasında oluşmuş amfibol-plajiyoklas çiftlerine dair bileşimsel veritabanlarına dayanmaktadır (Molina ve diğ., 2015). Plajiyoklasın

Al/Si oranı stokiyometrik olarak belirlenmiş anortit oranı ile ilişkili iken, amfiboldeki Al/Si oranı edenit+Al-çermakit, Fe-çermakit, Ti-çermakit ve Al-glokofan içeriğine bağlıdır. Bununla birlikte plajiyoklastaki Al/Si oranı sıcaklık ile birlikte pozitif korelasyon gösterirken, amfiboldeki Al/Si oranı basınç ile artış göstermektedir. R.T.In $D_{Al/Si}^{plj/amf}$ basınç ile birlikte negatif korelasyon göstermektedir. **R.T.In $D_{Al/Si}^{plj/amf}$** parametresi/formülasyonu, amfiboldeki $X^{T1}_{Al}$ ve plajiyoklastaki $X_{ab}$ bileşenleri ile birlikte P ve T'yi lineer bir ilişkide tutmaktadır. Böylelikle Molina ve diğ. (2015) plajiyoklas-amfibol çiftinin dengeye ulaştığı maksimum basınç için aşağıdaki jeobarometre eşitliğini önermiştir:

**$P(kbar) = (RTInD^{plg/amp}_{Al/Si} - 8.7T + 23377X^{T1}_{Al} + 7579X_{Ab} - 11302)/(-274)$**

Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin temelindeki granitik gnayslar ile ilişkili olan bantlı amfibolit sili örneğine (GCaMi5) ait amfibol-plajiyoklas çifti için hesaplanan jeobarometre değerleri 5-6.5 kbar aralığında değişmektedir. Bu diliminin üst seviyelerindeki örtü gnayslarını temsil eden Sarıcakaya paragnaysları içindeki amfibolit budininden (GBe29) ise 4.1 kbar basınç değeri elde edilmiştir. Tablo 4.6'da analiz noktalarından elde edilen değerler listelenmiştir.

**Tablo 4.6:** Amfibolit sili ve amfibolit budinlerinden elde edilen jeobarometre sonuçları.

| **GCaMi5** | **Molina ve diğ. 2015** |
|---|---|
| | **kbar** |
| 1. | 5 |
| 2. | 5.9 |
| 3. | 6.5 |
| 4. | **6.2** |

| **GBe29** | **Molina ve diğ. 2015** |
|---|---|
| | **kbar** |
| 1. | 4.1 |

### 4.4.2.2 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi

Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi olarak adlandırılan tektonik seviyedeki iki adet meta-pelitik birimden jeobarometre hesaplamaları yapılmıştır. Basınç ve sıcaklık hesabı yapılan birimler fillatların kontak metamorfizması ile oluşmuş hornfels ve milonitik kontak şisttir. Jeotermobarometre hesabı yapılan 150 numaralı bantlı hornfels örneği *biyotit-granat-*

*sillimanit-plajiyoklas-kuvars* mineral parajenezinden oluşmaktadır. AKK1 numaralı lepidoblastik/milonitik kontak şist örneği ise *biyotit-muskovit-sillimanit-granat* parajenezinden oluşmaktadır. Parajenezde plajiyoklasın bulunup bulunmamasına göre farklı kalibrasyon yöntemleri kullanılmıştır. Bantlı hornfels birimini temsil eden 150 numaralı örneğin basınç hesaplamasında GASP jeobarometresi kullanılmıştır. Kullanılan GASP *(granat-aluminosilikat-plajiyoklas)* jeobarometreleri, 1- Koziol ve Newton (1988)'in 2- Koziol (1989)'un deneysel kalibrasyonu kullanılarak hesaplanmıştır. Plajiyoklas içermeyen milonitik kontak şist birimini temsil eden AKK1 numaralı örnek için ise Wu ve Zhao (2007) tarafından önerilen GBMAQ *(granat-biyotit-muskovit-aluminosilikat-kuvars)* jeobarometresi kullanılmıştır.

GASP jeobarometresi aşağıdaki reaksiyona dayanmaktadır:

$$3CaAl_2Si_2O_8=Ca_3Al_2Si_3O_{12}+2Al_2SiO_5+SiO_2$$

*Anortit grossular kyanit kuvars*

3 anortit= grossular+2 kyanit+kuvars reaksiyonu düşük ΔS ve yüksek ΔV değerine sahiptir. Yüksek ΔV değeri bu reaksiyonu basınca karşı duyarlı hale getirmektedir. Dolayısıyla bu tersinir reaksiyon oldukça yaygın olarak kullanılan potansiyel bir jeobarometredir. Çünkü etkili bir jeobarometrede ΔV>ΔS koşulu öngörülmektedir. ΔV'nin büyük olması reaksiyona giren ve çıkan fazların farklı mineral gruplarına dahil olmasından kaynaklanır. Granat, aluminosilikat, plajiyoklas ve kuvarsdan oluşan mineral topluluğu orta ve yüksek dereceli meta-pelitik kayalarda, geniş bir aralıkta değişen P-T koşullarında yaygın olarak gözlenmektedir. Jeobarometre hesapları önemli ölçüde sıcaklığa bağlı kalibrasyonlar olduğundan doğru bir basınç hesabı yapabilmek için sıcaklığın bilinmesi gerekir.

Çünkü Koziol ve Newton (1988), termodinamik parametreleri ve aktiviteleri deneysel olarak hesaplamıştır.

$$3\ CaAl_2Si_2O_8=Ca_3Al2Si_3O_{12}+2Al_2SiO_5+SiO_2$$

*Anortit grossular kyanit kuvars*

Bu reaksiyon aynı zamanda, anortitin yüksek basınçtaki duraylılık alanını temsil etmektedir.

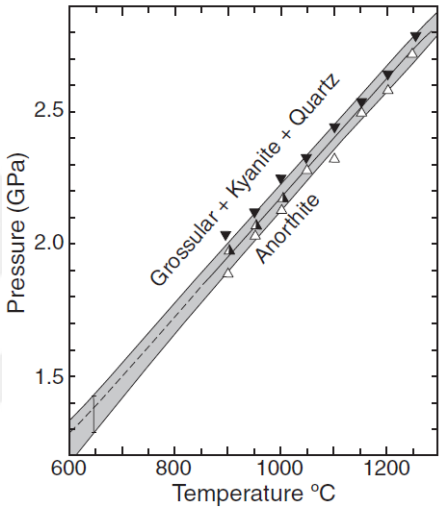
ΔG° ile K denge sabiti arasındaki ilişki;

$\Delta G°=-R.T.InK$

$$\Delta G° = - R.T\ In\ (\frac{aSiO2(aAl2SiO5).aGrs}{aGrs})$$

Kuvars ve kyanit katı ergiyik serisi şeklinde bulunmayan saf fazlar olduğu için aktiviteleri 1 olarak alınmaktadır. Koziol ve Newton (1988)'in yaptığı 8 tersinir reaksiyon (900-1250°C

sıcaklık aralığı ve 19-28 kbar basınçta yapılan) daha önceki araştırmacılar tarafından yapılan deneylerden daha geniş bir P-T aralığını kapsamaktadır. Bu deneysel noktalar Şekil 4.153'te gösterilmektedir. Ayrıca bu diagramda 650°C'de hesaplanmış denge eğrisi de gösterilmektedir. Şekil 4.153'te gösterilen çalışmada deneyin başlangıcı her 4 fazı da içermekte olup her bir faz ince bir şekilde öğütülüp karıştırılmıştır. Şekildeki beyaz üçgenler anortit miktarının giderek arttırıldığı deney basamaklarını temsil etmektedir. Siyah üçgenler grossular, aluminosilikat ve kuvarsın giderek arttırıldığı deney basamaklarını, siyah-beyaz üçgenler ise fazlarda hiçbir değişimin olmadığı basamakları temsil etmektedir. Bununla birlikte deneydeki her bir aşama tersinir ve geriye çevrilebilir niteliktedir.




**Şekil 4.142**: Deneysel datanın grafikteki gösterimi (Koziol ve Newton, 1988).

Koziol ve Newton (1988)'in deneysel datasına *'en iyi uyum doğrusu'* (best line fit), **P (MPa)= 2.28 T (°C)-109.3** eşitliği ile temsil edilmektedir. Bu eşitlik aluminosilikatların disten polimorfu içindir. Araştırmacılar reaksiyon eğrilerine dayanarak sillimanit polimorfu için $P=-0.0001872*T^2+23.41*T-25$ eşitliğini belirlemişlerdir.

Bununla birlikte, deneyin aşamalarında kullanılan hesaplamalar ve formüllerde ilk adım:

$P=-\Delta V_E * P_{EM(Sil)}+ R.T.In\ Keq)/-\Delta V_{M1}$

$Keq= (a_{Grs}/a_{An})^3$ ve R=8.3144 J(mol*K)

Saf uç üyelerin aktiviteleri;

$a_{Grs}=X_{Grs} * \gamma_{Grs}$ ; $X_{Grs}= Ca/(Ca+Mg+Fe+Mn)$

$\gamma_{Grs}= \exp((W_{Ca}.Grs*(XPrp^2+X_{Prp}*X_{Alm}))/(1.987*T))$.

$W_{Ca\ Grs}= 3300-1.5*T$

$a_{An}=((XAn*(1+XAn)^2/4)*\gamma_{An}$

$\Delta V_E$= Uç üyelerin hacim değişimi

$\Delta V_E= (V°_{Grs} + 2*V°_{AS} + V°_{Qtz})-3*V°_{An}$

V°Grs=12.583

V°Sil=4.983; V°Ky=4.415  V°: J (mol*bar)

$\Delta V_{M1}$= 1 bar basınç ve 289 K sıcaklık altındaki referans koşulları altında, karıştırılan kristallerin hacim değişimi.

$\Delta V_{M1}=(V°_{Grs} + 2*V°_{AS} + V°_{Qtz})-3*V°_{An}$

ΔS, ΔH ve ΔV 'nin sabit olduğu kabulü ile, ; $\Delta G_{P,T}=\Delta H_{0.1,298}-T\Delta S_{0.1,298}+P\Delta V$ +3RTInKd bağıntısı ile P (MPa)= 2.28 T (°C)-109.3 eşitliği birleştirilerek ΔS ve ΔH değerlerinin çıkarımı yapılmış ve bu barometre için şu eşitliğe ulaşılmıştır:

**ΔG=0=-48.357+150.66 T (K)-66.08 P (MPa)+R.T InK**

$$K = \frac{a_{Grs}^{Grt}}{(a_{An}^{Plag})^3} = \frac{(X_{Grs}^{Grt})^3}{(X_{An}^{Plag})^3}$$

Wu ve Zhao (2007)'nin geliştirdiği GBMAQ *(granat-biyotit-muskovit-aluminosilikat-kuvars)* jeobarometresi, protolit kayacı CaO bakımından nispeten fakir olan ve plajiyoklas içermeyen meta-pelitler için uygulanmaktadır. Wu ve Zhao (2007) bu jeobarometreyi 530-690ºC ve 0.8-9.2 kbar aralığında metamorfizma geçirmiş meta-pelitler kullanarak ampirik olarak kalibre etmiştir. GBMAQ jeobarometresi, sonucunda büyük hacim değişiminin gözlendiği bir *ağ transfer reaksiyonu* olan şu denkleme dayanmaktadır:

$$KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 + Fe_3Al_2Si_3O_{12} = KFe_3(AlSi_3)O_{10}(OH)_2 + 2Al_2SiO_5 + SiO_2$$

muskovit  almandin  annit  Alumino-silikat  kuvars

Wu ve Zhao (2007), yaptıkları kalibrasyonlar sonucu GBMAQ Jeobarometresi için aşağıdaki formülasyonu önermektedir:

$$
\begin{aligned}
P_{(\mathrm{Sil})} = \{ & -7547.7 + 12.7049T + 60043.3X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} \\
& \times \left(X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} + X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} - 1\right) + 338610.9X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}} \left(X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} + X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} - 1\right) \\
& + 552294.1X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}} + 0.2071 \\
& \times [-\mathrm{RT} \ln \left( \frac{(X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}})^3}{(X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{grt}})^3 (X_{\mathrm{AlVI}}^{\mathrm{mus}})^2} \right) + T(\mathrm{Fea} + 3.68X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} \\
& + 238.585X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} + 370.39X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}} - 3.68X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} \\
& - 238.585X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} - 370.39X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}}) + \mathrm{Fec} - 5333.0X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} \\
& - 209850.0X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} - 310990.0X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}} + 5333.0X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Mg}}^{\mathrm{bio}} \\
& + 209850.0X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Al}}^{\mathrm{bio}} + 310990.0X_{\mathrm{Fe}}^{\mathrm{bio}} X_{\mathrm{Ti}}^{\mathrm{bio}}]\} \\
& \div (1 - 0.2071\mathrm{Feb}) \qquad (6b)
\end{aligned}
$$

150 numaralı hornfels örneği için, Koziol ve Newton (1988)'in GASP jeobarometre kalibrasyonuna göre 2.3-3.6 kbar, Koziol (1989)'un kalibrasyonuna göre ise benzer şekilde 2.4-3.8 kbar basınç değerleri elde edilmiştir.

Milonitik kontak şist örneği (AKK1) için, GBMAQ jeobarometresi (Wu ve Zhao, 2007) kullanılarak elde edilen sonuçlar 3.5-3.9 kbar aralığında değişmektedir.

**Tablo 4.7:** 150 numaralı örnekten elde edilen jeobarometre sonuçlar (m.p: mineral parajenezi).

| **Örnek No: 150** | **1. m.p** | **2. m.p** | **3. m.p** | **4. m.p** | **5. m.p** | **6.m.p** | **7.m.p** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Koziol ve Newton (1988) | 2,3 kbar | 2,8 kbar | 2,4 kbar | 2,9 kbar | 3,6 kbar | 3,6kbar | 3,2kbar |
| *Koziol (1989)* | 2,4 kbar | 3 kbar | 2,6 kbar | 3 kbar | 3,8 kbar | 3,8kbar | 3,4kbar |

**Tablo 4.8:** AKK 1 numaralı örnekten elde edilen jeobarometre değerleri (m.p: mineral parajenezi)

| AKK 1 | P (Wu ve Zhao, 2007) |
|---|---|
| | **kbar** |
| 1. mp | 3,7 |
| 2. mp | 3,5 |
| 3. mp | 3,9 |
| 4. mp | 3,8 |

### 4.4.2.3 Sarıcakaya Plutonu

- **Al –Hornblend Jeobarometresi**

Hammerstrom ve Zen (1986) Al-hornblend barometresi için ilk ampirik kalibrasyonlardan birini önerdiğinden bu yana kalk-alkalen plutonların solidus basınçları hornblend bileşimi kullanılarak hesaplanmaya başlanmıştır. Hammerstrom ve Zen (1986) tarafından önerilen jeobarometrik hesaplamada basınç ile hornblendin $Al^{tot}$ arasında doğrusal bir ilişki vardır. Hollister ve diğ. (1987) ise bu data setini genişleterek benzer bir korelasyon elde etmiştir.

P (± 3 kbar)= -3.92 + 5.03 $Al^{tot}$ $r^2$=0.80 *(Hammerstrom ve Zen, 1986)*

P (± 1 kbar)= -4.76 +5.64 $Al^{tot}$ $r^2$=0.97 *(Hollister ve diğ., 1987)*

Her iki kalibrasyon da kontak metamorfik zonlardan elde edilmiştir. *Hollister ve diğ. (1987)* 2-15 kbar basınç altında, $H_2O$'ya doygun tonalitlerin soliduslarının sıcaklıktan bağımsız olduğunu vurgulamaktadır. Hornblend barometresinin kabullerinden bir tanesi hornblendin dengeye ulaştığı sıcaklığın kayacın solidusuna oldukça yakın olduğudur. Çünkü hornblendin ortamda ergiyik faz olduğu sürece dengeye ulaşmaya çalışması beklenmektedir. Dolayısıyla, sokulumun katılaştığı derinlik ya da magma odasının püskürmeden önce dengeye ulaştığı basınç koşulları hornblenddeki alüminyumun içeriği ile yakından ilişkilidir.

*Schimidt (1992)* Al-hornblend barometresini deneysel olarak 2.5-13 kbar basınç ve 700-655°C sıcaklık aralığında kalibre etmiştir. Yapılan bu deneyde, hornblend+biyotit+plajiyoklas+ortoklas+kuvars+sfen+manyetit+ergiyik+su içeren tonalit ve granodioritler kullanılmıştır. Granodioritte, ortoklas deneyin her aşamasında bulunurken tonalitte her aşamada bulunmamaktadır. Bu deneyler sonucunda Schimidt (1992) in yaptığı deneysel kalibrasyon:$P\ (\pm\ 0.6\ kbar) = -\ 3.01 + 4.76\ Al^{tot}$ eşitliğini üretmiştir. Görüldüğü üzere bu eşitlikte basıncın sıcaklıkla bir ilişkisi görülmemektedir.

*Johnson ve Rutherford (1989)* ise Al-hornblend barometresini $CO_2$-$H_2O$-akışkan fazlarını karıştırarak kalibre etmiştir. Bu deney 780-740°C'de ve 2-8 kbar aralıkta gerçekleştirilmiştir. Bu deney sonucu barometrik eşitlik: P (±0.5 kbar)= -3.46+4.23 $Al^{tot}$ olarak belirlenmiştir. Bu deneysel barometrenin geçerliliği hornblendin kuvars ile dengede olmasına bağlıdır. Aksi takdirde, bu eşitlikten elde edilen sonuç, gerçek basınç değerinden daha yüksek bir basınç değerini yansıtacaktır.

Al-hornblend barometresine dair yapılan bu çalışmalar granitik plutonların kristalleştiği basıncın hesaplanmasına dair önemli temeller sağlamış olsa da, daha sonraki çalışmalarda barometrenin oksijen fugasitesi ve sıcaklıktaki değişime oldukça duyarlı olduğunu gösteren çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Anderson ve Smith (1995) sıcaklık değişkeni (kontrolü)

olmaksızın yapılan bir barometre kalibrasyonunun pluton derinliği ve kalınlığına dair abartılı sonuçlar verebileceğine işaret etmektedir. Anderson ve Smith (1995) mevcut bilgi birikimindeki basınç hesaplamalarına dair yapılan deneysel kalibrasyonların, basınç hesaplamalarına sıcaklığın da dahil edilmesine olanak tanıdığını önermiştir. Anderson ve Smith (1995); Smith (1992) ve Johnson ve Rutherford (1989)'un deneysel data setlerini sırasıyla 675ºC ve 760ºC'de kalibre edip, basıncın, sıcaklık ve Al miktarına bağlı bir eşitliğini üretmiştir: $P= 4.76 * Al_{Tot} - 3.01 – [(T(ºC)-675)/85] * [0.53*Al_{Tot}+0.005294*(T(ºC)-675)]$.

Tablo 4.9'da kuvars diorit örneğinden elde edilen basınç değerleri verilmektedir. Tabloda; PHZ86: Hammerstrom ve Zen (1986); PH87: (Hollister ve diğ., 1987); JR89: Johnson ve Rutherford (1989); S92: Schimidt (1992); AS95: Anderson ve Smith (1995) formülasyonlarının kullanıldığını göstermektedir.

**Tablo 4.9:** Kuvars diorit örneğinden elde edilen jeobarometre sonuçları.

| [PHZ86(kbar) | [PH87(kbar)a] | [PJR89(kbar) | [PS92(kbar) | PAS95F06(kbar) |
|---|---|---|---|---|
| 4,44 | 4,61 | 3,57 | 4,90 | 4,35 |
| 4,65 | 4,84 | 3,74 | 5,10 | 4,40 |
| 4,67 | 4,87 | 3,76 | 5,12 | 4,66 |
| 3,64 | 3,72 | 2,90 | 4,14 | 4,02 |
| 4,92 | 5,16 | 3,98 | 5,36 | 4,43 |
| 3,70 | 3,78 | 2,95 | 4,20 | 3,70 |
| 4,33 | 4,49 | 3,48 | 4,79 | 4,30 |
| 3,18 | 3,20 | 2,51 | 3,71 | 3,70 |
| 4,47 | 4,64 | 3,59 | 4,93 | 4,13 |
| 4,39 | 4,56 | 3,53 | 4,85 | 4,61 |
| 3,12 | 3,14 | 2,46 | 3,66 | 3,65 |
| 4,16 | 4,30 | 3,34 | 4,64 | 4,45 |
| 4,32 | 4,48 | 3,47 | 4,79 | 4,02 |
| 5,01 | 5,25 | 4,05 | 5,44 | 4,86 |
| 4,47 | 4,65 | 3,60 | 4,93 | 4,58 |

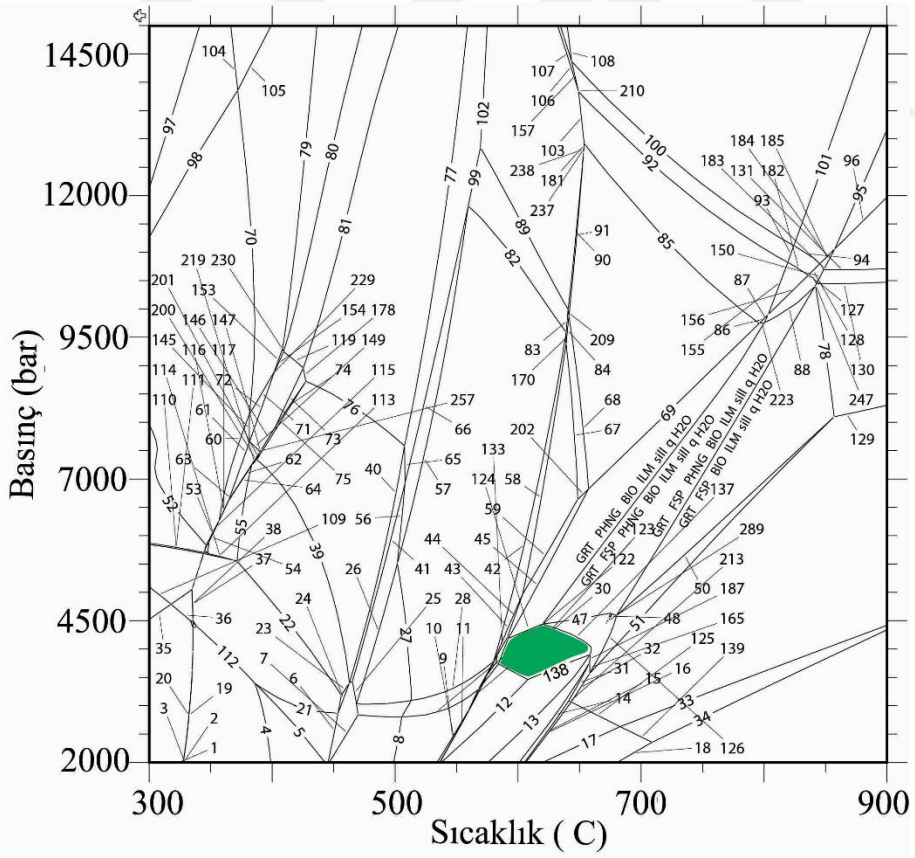
### 4.4.3 Jeotermobarometre- Pseudosection Eğrileri

Önceki bölümlerde P-T hesaplamaları için belirli deneysel kalibrasyonlara göre formüle edilmiş jeotermometre ve jeobarometre hesaplamaları kullanılmıştı. Bu bölümde *Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nden* alınan milonitik kontak şist (AKK1) ve bantlı hornfels (150) örneklerinin metamorfik P-T koşulları Theriak-domino yazılımı kullanılarak oluşturulan 'pseudosection' eğrileri ile sınırlandırılmaya çalışılmıştır. Yazılım, AKK1 ve 150 numaralı örneklerin tüm kaya bileşimi için, dengedeki mineral parajenezlerini hesaplamaktadır.

Milonitik kontak şist örneğinin metamorfik mineral parajenezi granat-biyotit-muskovit sillimanit-kuvars±kordiyerittir. Buna göre diagramdaki denge reaksiyonlarını gösteren eğriler vasıtasıyla elde edilen metamorfik basınç aralığı 3.5-4.5 kbar, metamorfik sıcaklık aralığı ise 575-675ºC'dir.

138): GRT PHNG BIO CORD ILM q H2O = GRT PHNG BIO CORD ILM sill q H2O

123): GRT PHNG BIO CORD ILM sill q H2O = GRT PHNG BIO CORD ILM and q H2O



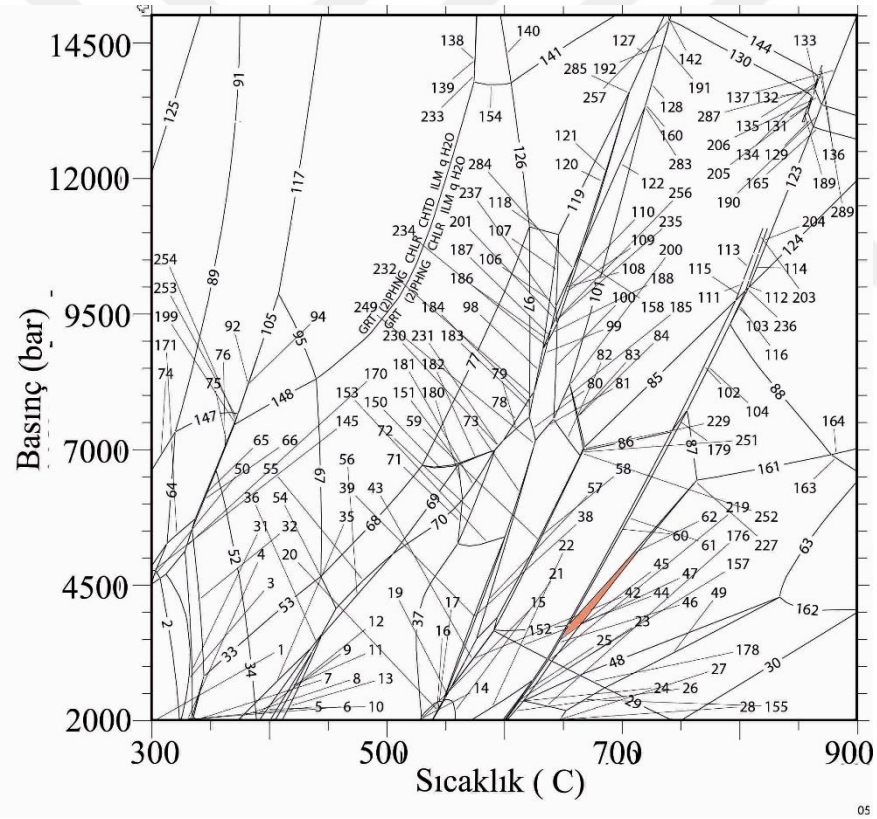

**Şekil 4.143:** Milonitik kontak şist örneğinin (AKK1) Theriak-Domino programında hesaplanan sıcaklık-basınç diagramı.

150 numaralı hornfels örneği için çizdirilen grafik mineral parajenezi için, basınç aralığı 3.5-4.75 kbar sıcaklık aralığı 650-725ºC olan bir denge alanına işaret etmektedir.

44): GRT FSP PHNG BIO CORD ILM sill q H2O = GRT FSP PHNG BIO CORD ILM and q H2O

45): GRT FSP PHNG BIO CORD ILM sill q H2O = GRT (2)FSP PHNG BIO CORD ILM sill q H2

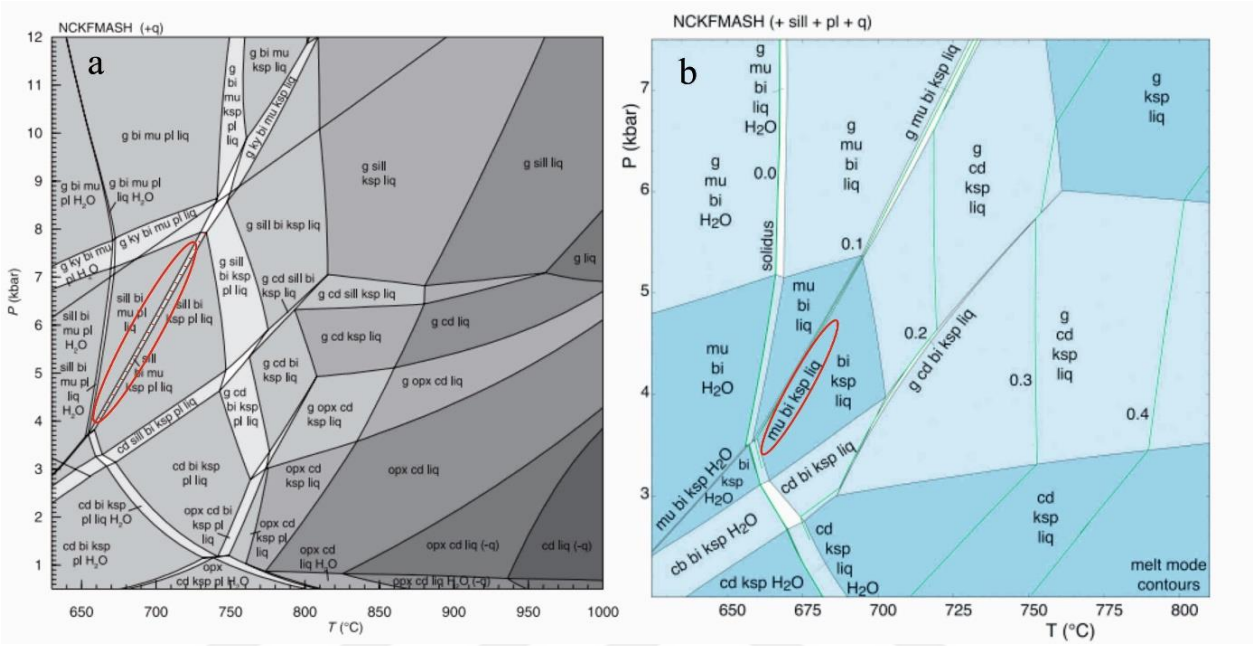
46): GRT (2)FSP PHNG BIO CORD ILM sill q H2O = GRT (2)FSP BIO CORD ILM sill q H2O




**Şekil 4.144:** Bantlı hornfels örneğinin Theriak-Domino programında hesaplanan sıcaklık-basınç diagramı.

Sarıcakaya Paragnayslarının migmatitik kesimlerindeki mineral parajenezi *biyotit+muskovit+sillimanit+plajiyoklas+K-Feldispat+ergiyik*'ten oluşmaktadır. Bu parajenezde plajiyoklasın albit uç üyesi yüksek olduğundan NCKFMASH sistemi kullanılacaktır. Migmatitik zonlarda bu mineral parajenezinin duraylı olduğu sıcaklık-basınç

değerleri White ve diğ. (2001)'in 'NCKFMASH' pseudosection sisteminde 650-725ºC /4-7 kbar aralığında, Powell ve diğ. (2005)'in P-T sisteminde ise 675-700ºC/3.5-5 kbar aralığında değişmektedir.




**Şekil 4.145:** 'NCKFMASH' sistemindeki kayaçların P-T duraylılık alanları ve mineralojik parajenezleri. a) White ve diğ. (2001)'e göre, b) Powell ve diğ. (2005)'e göre.

## 4.5 JEOKİMYA

Bu bölümde tektonik dilimler içindeki meta-magmatik birimlerden ve paragnayslar içindeki granitoid çakıllarından tüm kaya jeokimya analizleri yapılmıştır.

### 4.5.1 Çayköy Ortognaysları İçindeki Felsik Gnayslar

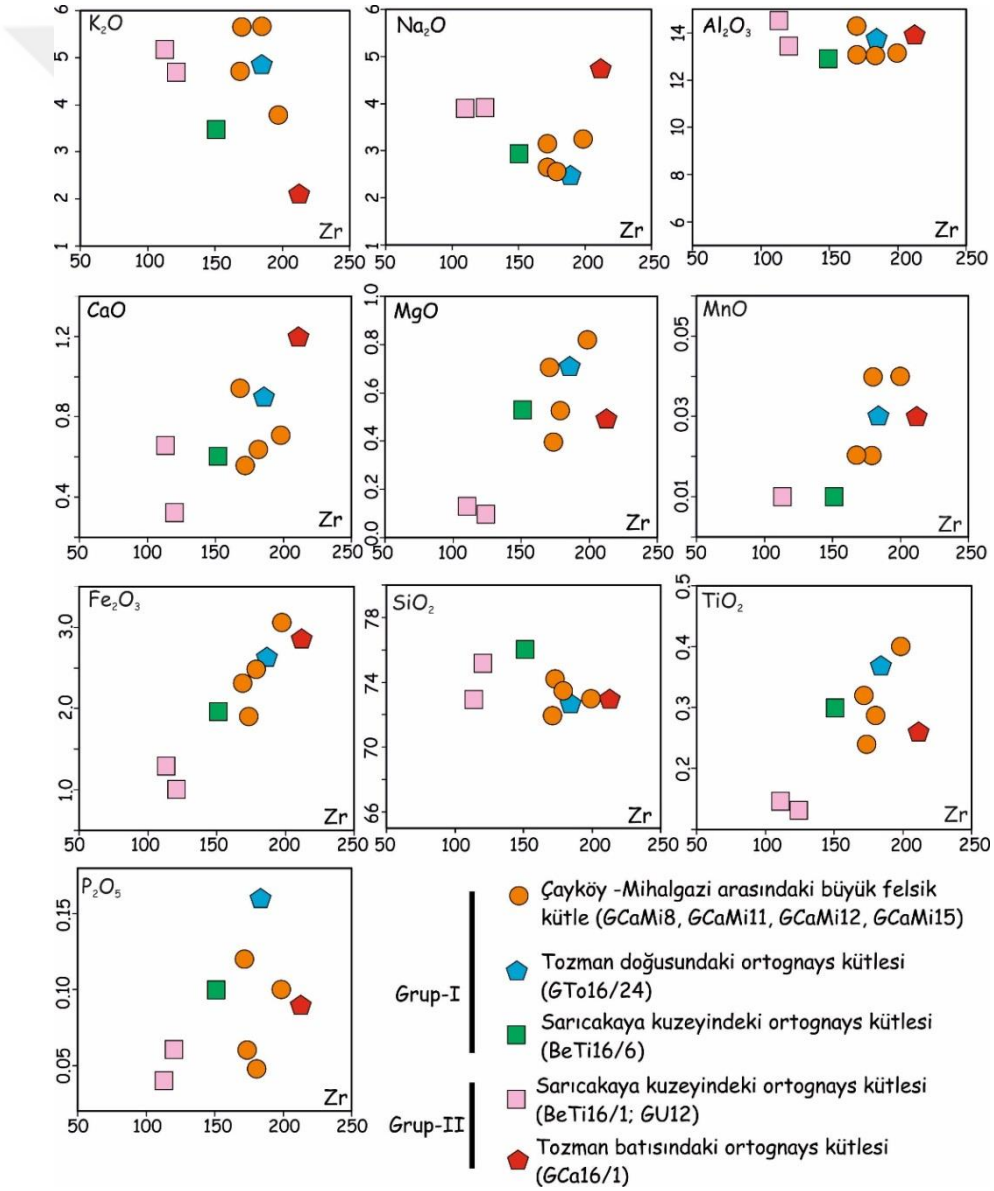
Jeokimya bölümü kapsamında Çayköy doğusundan Mihalgazi dolaylarına kadar devam eden büyük ortognays kütlesinden dört adet örneğin (GCaMi 8, GCaMi 11, GCaMi 12, GCaMi 15), Tozman batısındaki gözlü ortognays kütlesinden 1 adet örneğin (GCa 16/1), Tozman köyü kuzeydoğusundaki ortognays budininden 1 adet örneğin (GTo 16/24) ve Sarıcakaya kuzeyindeki farklı yaşlar veren ortognays budinlerinden ise 3 adet örneğin (BeTi16/1, BeTi16/6, GU12) tüm kaya jeokimyası yapılmıştır (EK 25). Jeokimya diagramlarında aynı izole yüzeylemeden (benzer lokalitedeki) alınan örnekler için aynı semboller kullanılmıştır. Ancak, jeokimyasal sınıflama bölümünde anlatılacağı üzere felsik ortognayslar jeokimyasal olarak iki farklı gruba ayrılarak incelenmiştir. Sarıcakaya kuzeyindeki küçük ortognays kütlesinden alınan örnekler farklı jeokimyasal gruplara dahil olduğundan yalnızca bu yüzeyleme için iki farklı sembol kullanılacaktır.

#### 4.5.1.1 Alterasyon ve Element Mobilitesi

Ortognayslar bölgesel metamorfizma ve deformasyondan oldukça etkilenmiş kayalar olduğundan jeokimyasal özelliklerini incelemeye geçmeden önce bu süreçlerin kayacın ilksel kimyasını ne ölçüde etkilemiş olabileceğini değerlendirmek oldukça önemlidir. Bu anlamda, major oksit ve iz elementler, metamorfizma esnasında duraylılığını koruduğu bilinen Zr'a karşı iz düşürülmüştür.

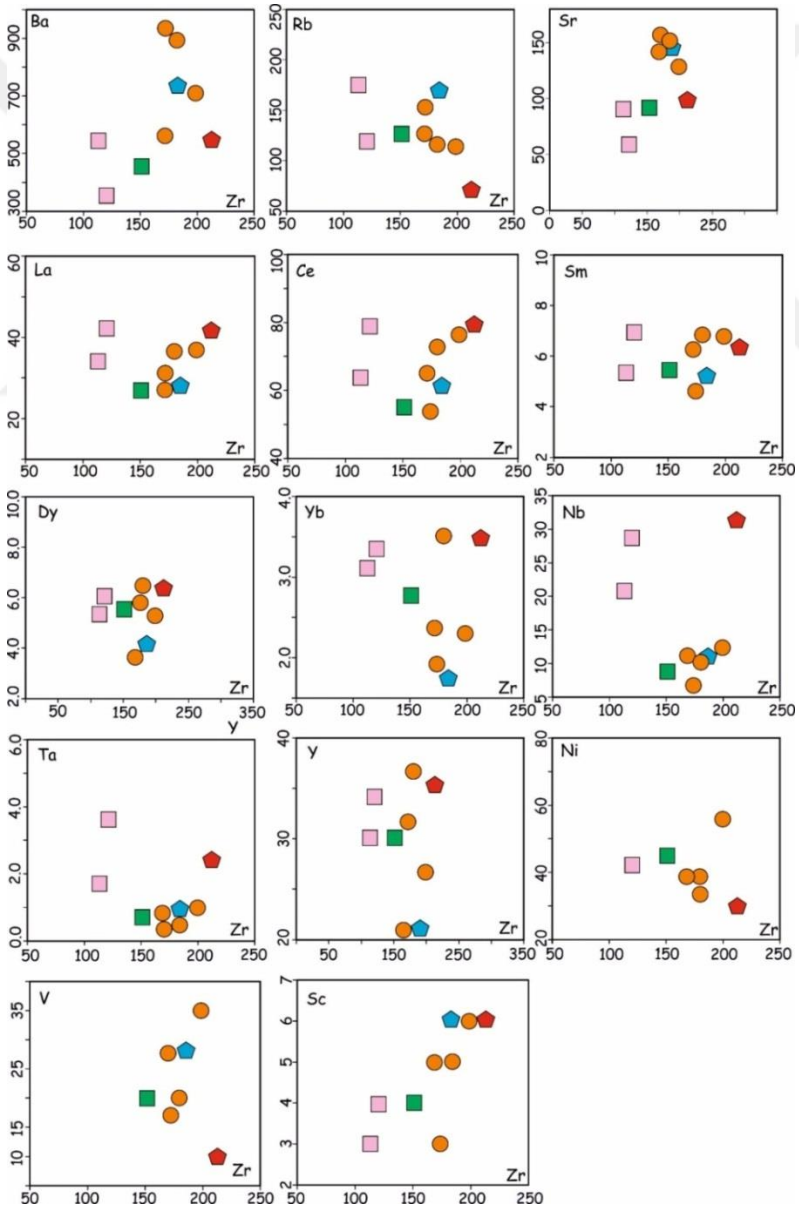
Bununla birlikte, ilerleyen bölümlerde detaylı olarak anlatılacağı üzere, ortognays örnekleri farklı gruplara ayrılarak ele alınacaktır. Dolayısıyla, felsik ortognays örneklerinin Harker diagramlarındaki dağılımları her ne kadar bütünsel olarak tüm gruplar bazında ele alınsa da, farklı grupların kendi içindeki dağılımına da dikkat etmek gerekir. Grupların hangi kıstaslar baz alınarak oluşturulduğu *'Jeokimyasal Sınıflama'* bölümünde anlatılmıştır (bknz. 4.5.1.2). Bu bölümde sadece örneklerin oluşturduğu dağılım incelenecektir.

Felsik ortognays örneklerinin Zr-major oksit Harker diagramları Şekil 4.146'te, Zr-iz element diagramları ise Şekil 4.147'te gösterilmektedir. Zr-CaO, Zr-MgO, Zr-MnO, Zr-$Fe_2O_3$, Zr-$TiO_2$, Zr-$Na_2O_5$, Zr-$K_2O_5$ diagramlarında Grup-I'e ait örnekler *yaklaşık çizgisel* bir trend göstermektedir. Zr-$K_2O_5$ diagramında artan Zr'a karşı $K_2O_5$'in azalması K-Felidspat fraksiyonlaşmasına işaret edebilir. MgO, $Fe_2O_3$, MnO'nun Zr ile pozitif korelasyon göstermesi önemli bir mafik mineral kristalizasyonu olmadığına işaret eder. $SiO_2$'nin Zr a karşı negatif korelasyon göstermesi ise kuvars kristalleşmesini göstermektedir. Grup-II'ye ait örneklerin sayısı az olduğundan kendi içinde bir trend oluşturmamaktadır. Zr-$Al_2O_3$ diagramında ise artan Zr konsantrasyonuna karşı $Al_2O_3$ yüzdesinde önemli bir değişiklik gözlenmez.




**Şekil 4.146:** Felsik ortognays örneklerine ait major oksit-Zr değerlerinin Harker diagramlardaki dağılımı.

Zr-Ba, Zr-Rb, Zr-Y, Zr-Sc, Zr-V diagramlarında örnek noktalarının çoğu çizgisele yakın bir dağılım göstermektedir. Zr-Sr diagramında Grup-I'e ait örneklerin çoğu düzgün bir trend sunmaz. Zr-Ni diagramında örnekler saçınım göstermektedir. La-Zr, Ce-Zr, Sm-Zr, Ta-Zr, Nb-Zr, Dy-Zr, Yb-Zr, Y-Zr diagramlarında Grup II'ye ait iki örneğin konumu diğer tüm örneklerin çizgisel dağılımına uymamakta olup, bu dağılımın element mobilitesinden ziyade örneklerin farklı jeokimyasal gruplara dahil olmasından kaynaklandığı düşünülmektedir. Dy, Yb'nin Zr'a karşı bir fraksiyonlaşma göstermemesi kaynak alan magmatizmasında granatın, Y'nin Zr'a karşı fraksiyonlaşma göstermemesi ise amfibolün kristalleşmediğine işaret edebilir.



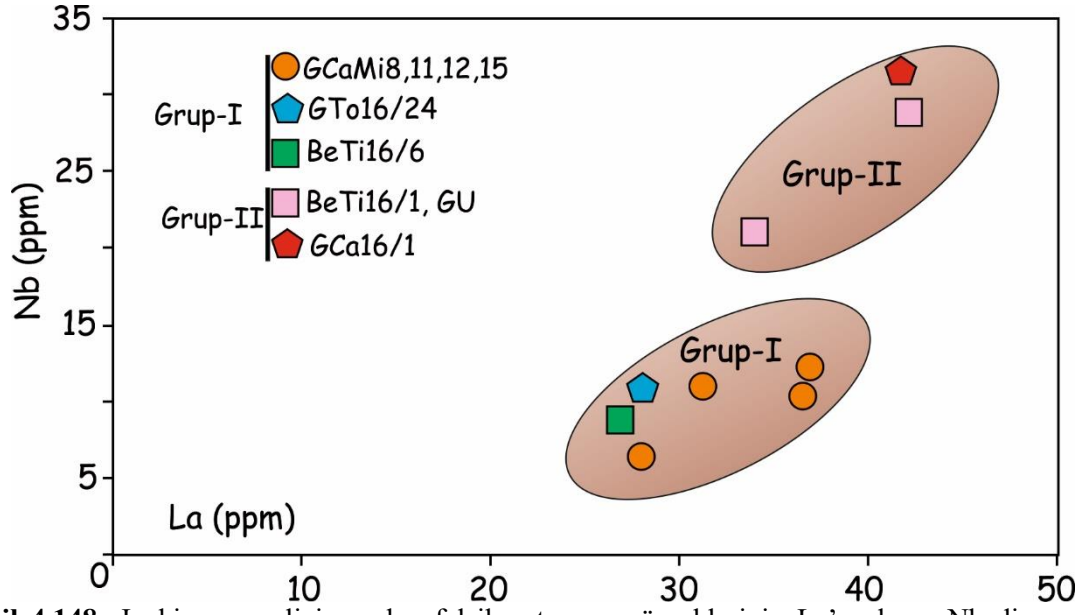

**Şekil 4.147:** Felsik ortognays örneklerine ait iz element (ppm) –Zr (ppm) değerlerinin Harker diagramlardaki dağılımı.

### 4.5.1.2 Jeokimyasal Sınıflama

Bu bölümdeki jeokimyasal sınıflama diagramlarında kullanılan Nb, La, Ti, Nb, Y, $Al_2O_3$, $FeO_T$, $SiO_2$ bileşenlerinin Zr'a iz düşürülen Harker diagramları önemli bir saçınma göstermemektedir.

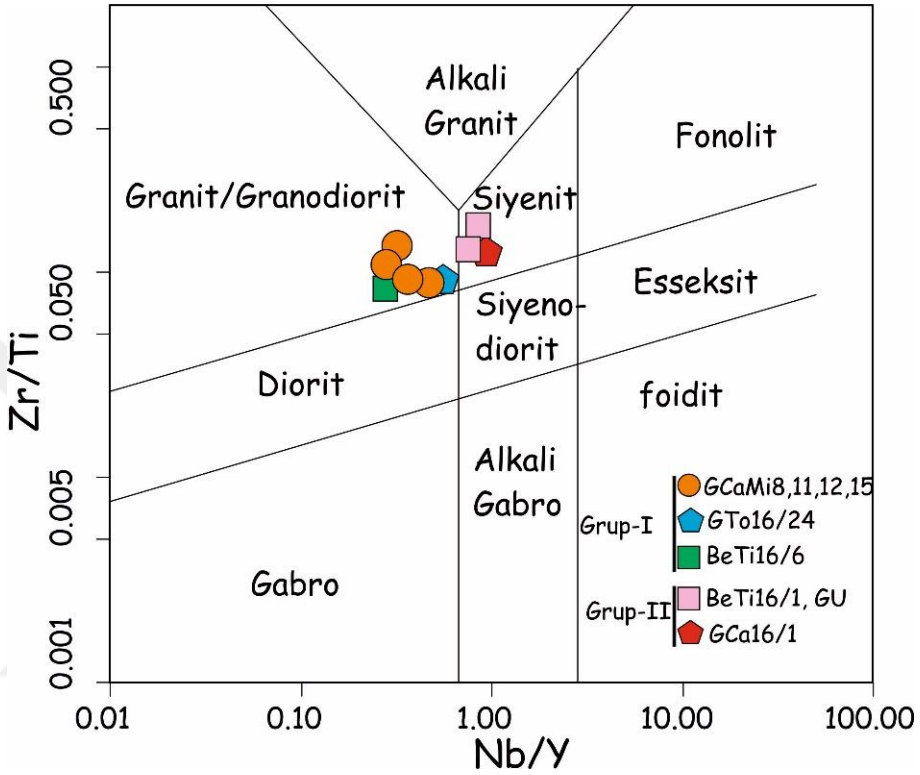
Tüm felsik ortognays kütlelerinden alınan örnekler belirgin jeokimyasal farklılıkları baz alınarak Grup I ve Grup II olmak üzere iki ayrı grup altında incelenmiştir. Grup I daha düşük Nb ve Ta içeriği ($Nb_{Grup\ I}$: 8.8-12.2 ppm; $Ta_{GrupI}$: 0.5-1 ppm), Grup II ise daha yüksek Nb ve Ta konsantrasyonu ile karakteristiktir ($Nb_{GrupII}$: 21-31 ppm; $Ta_{GrupII}$: 1.7-3.6 ppm). Bununla birlikte Grup I yüksek La/Nb oranına (2.6-4.5) sahipken, Grup II'ye ait örneklerin La/Nb oranları (1.3-1.6) daha düşüktür.

Şekil 4.148'de her iki gruba ait örneklerin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları gösterilmektedir. Şeklin lejandında görüldüğü üzere, Çayköy-Mihalgazi arasında uzanan büyük kütleden alınan tüm örnekler (GCaMi8, GCaMi11, GCaMi12, GCaMi15), Tozman doğusundaki küçük ortognays budininden alınan bir adet örnek (GTo16/24) ve Beyyayla kuzeyindeki örneklerden bir tanesi (BeTi16/6) Grup I'e dahildir. Tozman kuzeybatısındaki felsik ortognays kütlesini temsil eden GCa16/1 numaralı örnek ile Sarıcakaya kuzeyindeki küçük kütleden alınan örneklerden iki tanesi (BeTi16/1, GU) Grup II'ye dahil edilmiştir.



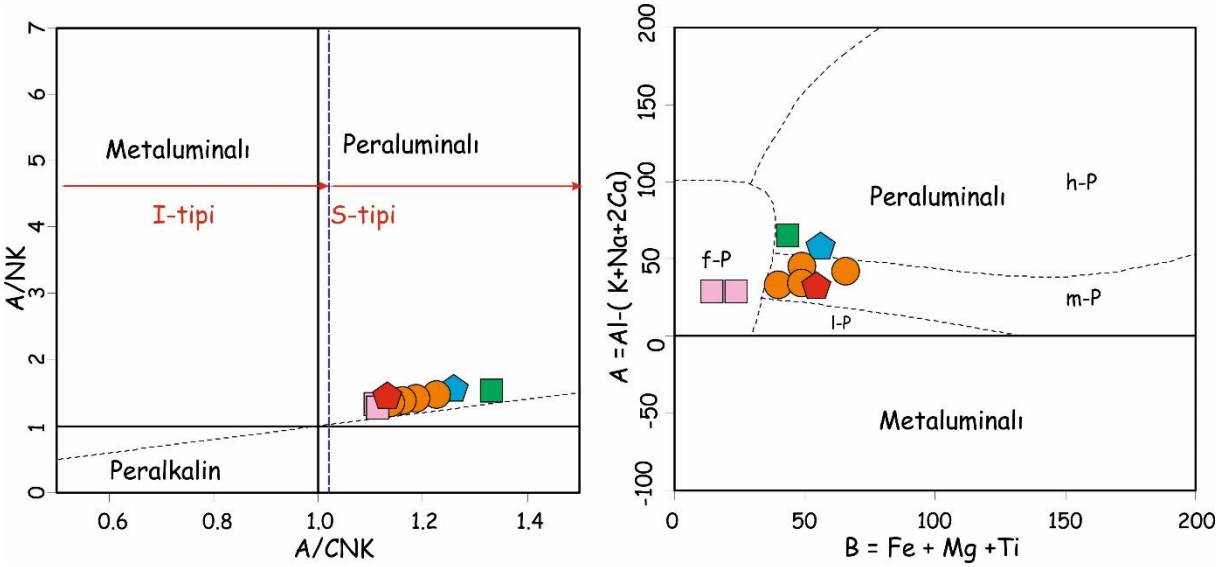

**Şekil 4.148:** Jeokimya analizi yapılan felsik ortognays örneklerinin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları.

Kayaçların alkalinlik derecesine işaret eden Nb/Y oranı Grup II serisi örneklerde Grup I'e kıyasla daha yüksektir (Grup I Nb/Y: 0.3-0.5; GrupII Nb/Y: 0.7-0.9). Nb/Y'ye karşı Zr/Ti diagramında (Şekil 4.149; Winchester ve Floyd, 1977), Grup I'e ait örnekler *'granit/granodiorit'* alanında izlenirken, Grup II serisi *'siyenit'* alanına düşmektedir.



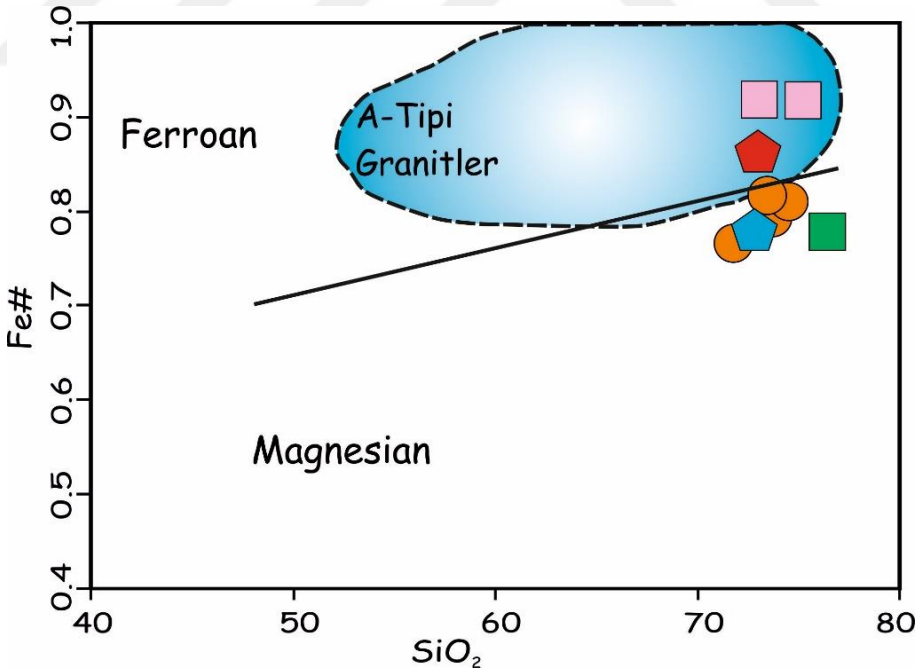

**Şekil 4.149:** Nb/Y-Zr/Ti diagramı (Winchester ve Floyd, 1977).

Felsik ortognays örnekleri, I tipi (kabuğun derin kesimlerindeki magmatik kayaların kismi ergimesiyle oluşan) ve S tipi (meta-sedimenter kayaların kısmi ergimesiyle oluşan) magmatizmanın ayırt edilmesini sağlayan A/NK-A/CNK (Şekil 4.150; Shand, 1943) ve B(Fe+Mg+Ti)-A(Al-[K+Na+2Ca) (Şekil 4.150; Debon ve Le Fort, 1983) ikili diagramlarında değerlendirildiğinde, Grup I ve Grup II'ye ait tüm örnekler peralumin, S-tipi magma alanında izlenmektedir.




**Şekil 4.150:** Grup I ve II'ye ait örneklerin **a)** A/CNK-A/NK diagramı (Shand, 1943). **b)** B (Fe+Mg+Ti)-A (Al-(K+Na+2Ca) diagramındaki (Debon ve Le Fort, 1983) dağılımı.

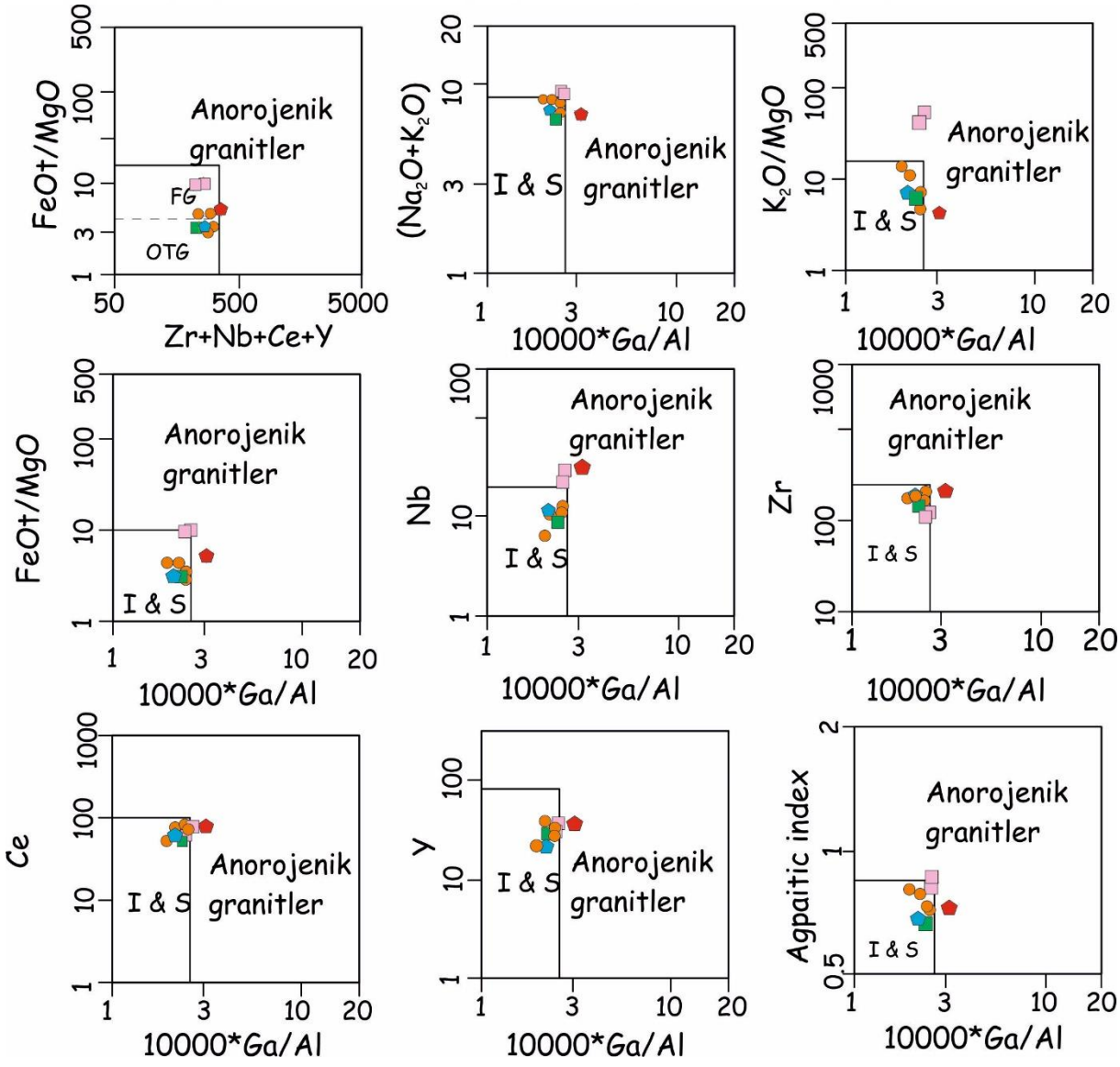
$SiO_2$'ye karşı Fe# diagramında (Şekil 4.151; Frost ve diğ., 2001), Grup I'e ait örnekler *'magnesian granitoid'* alanına, Grup II'ye ait örnekler '*ferroan A-tipi granitoid'* alanına düşmektedir. (Fe#: $Fe_2O_3t/(Fe_2O_3t+MgO)$.




**Şekil 4.151:** $SiO_2$'ye karşı Fe# diagramı (Frost ve diğ., 2001).

Şekil 4.152'de Whalen ve diğ. (1987)'nin, anorojenik granitoidleri I-S tipi granitoidlerden ayırmak için geliştirdiği bir dizi diagram görülmektedir. Zr+Nb+Ce+Y'ye karşı FeOt/MgO diagramında Grup-I'e ait örneklerin çoğunluğu '*fraksiyonlaşmamış granitoid*' alanında

gözlenirken *(OTG alanı)*, bu gruba ait iki örnek *'fraksiyonlaşmış granit'* alanına *(FG alanı)* düşmektedir. Aynı diagramda Grup-II'ye ait tüm örnekler *'fraksiyonlaşmış granit*' alanında izlenir. 10000*Ga/Al'ye karşı $Na_2O+K_2O$, 10000*Ga/Al'ye karşı Nb ve 10000*Ga/Al'ye karşı $K_2O$/MgO diagramlarında, Grup I'e ait örnekler *'I ve S tipi granitoid'* alanına, Grup II'ye ait örnekler de *'anorojenik granit'* alanına düşmektedir. 10000*Ga/Al'ye karşı FeOt/MgO, 10000*Ga/Al'ye karşı Zr, 10000*Ga/Al'ye karşı Ce, 10000*Ga/Al'ye karşı Y ve 10000*Ga/Al'ye karşı agpaitik indeks diagramlarında, Grup I'e ait tüm örnekler *'I ve S tipi granitoid'* alanında izlenmektedir. Aynı diagramlarda Grup-II'ye ait örneklerden bir tanesi (GCa16/1) '*anorojenik granit'* alanına, iki tanesi ise '*anorojenik granit'* ve *'I ve S tipi granitoid'* alanlarının sınırına düşmektedir.




**Şekil 4.152:** Felsik ortognays örneklerinin, 'I&S tipi granitler' ile 'anorojenik granit' leri ayıran bir dizi ikili diagramdaki dağılımları (Whalen ve diğ., 1987).

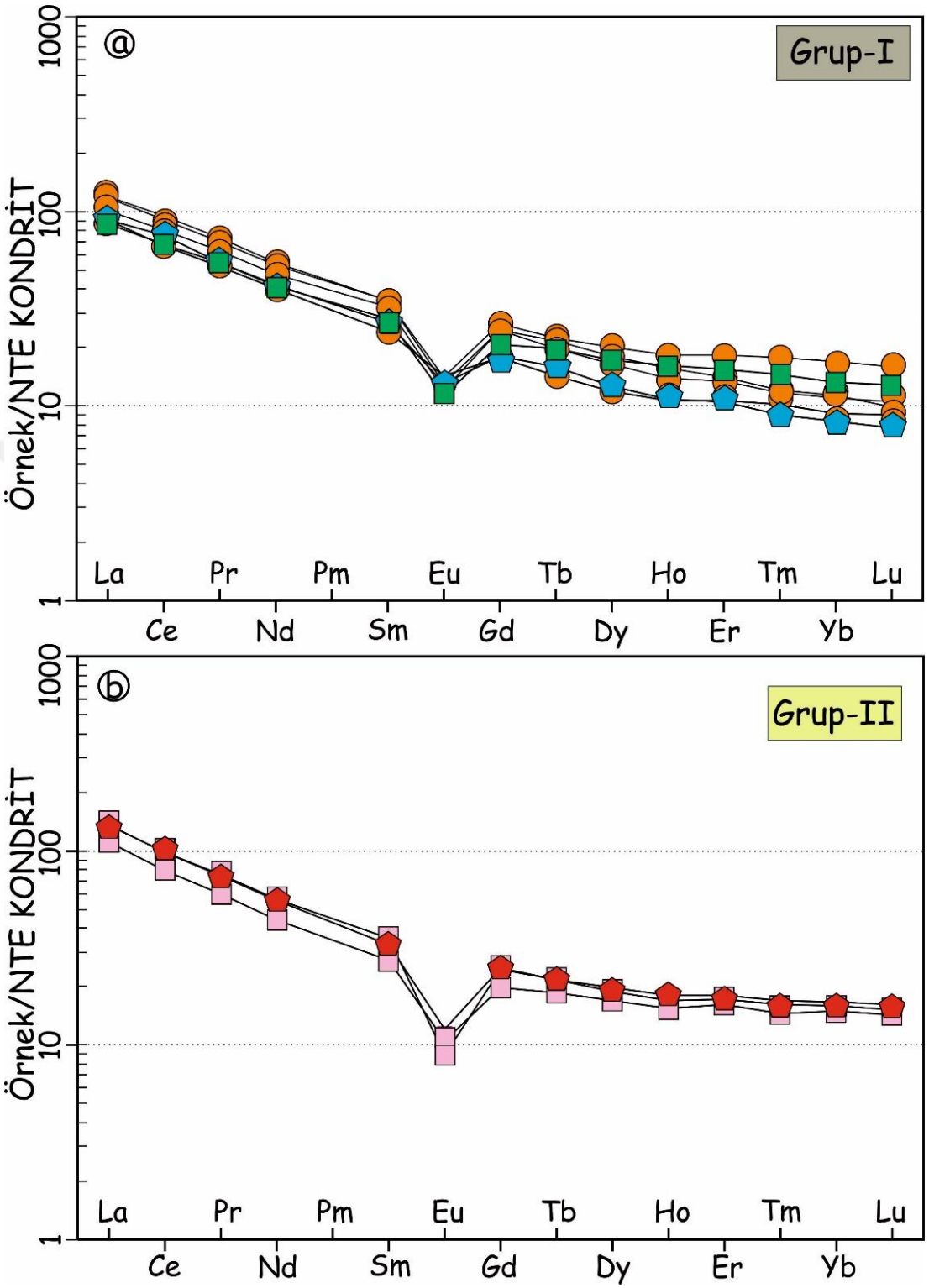
### 4.5.1.3 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri

Jeokimyasal sınıflama kısmında da belirtildiği gibi Grup I ve Grup II arasındaki en önemli farklardan biri Nb ve Ta konsantrasyonları arasındaki farktır (Şekil 4.148). Grup I'in Nb ve Ta konsantrasyonu (Nb: 6-12 ppm; Ta: 0.4-1 ppm), Grup II'deki örneklerin Nb ve Ta konsantrasyonundan (Nb: 21-31 ppm; Ta: 1.7-3.6) daha düşüktür. Bununla birlikte, Grup I'in La/Nb oranı (2.6-4.5), Grup II'nin La/Nb oranından (1.3-1.6) daha yüksektir. Grup I'deki örneklerin Yb konsantrasyonu (Yb: 1.9-2.8 ppm aralığında, bir tane örnek 3.5), Grup II'deki örneklerin Yb konsantrasyonundan (3.1-3.5 ppm) daha azdır. Castro ve diğ. (2010), Yb (ppm) konsantrasyonları farklı olan felsik magmaların kojenetik olmayabileceğini önermektedir

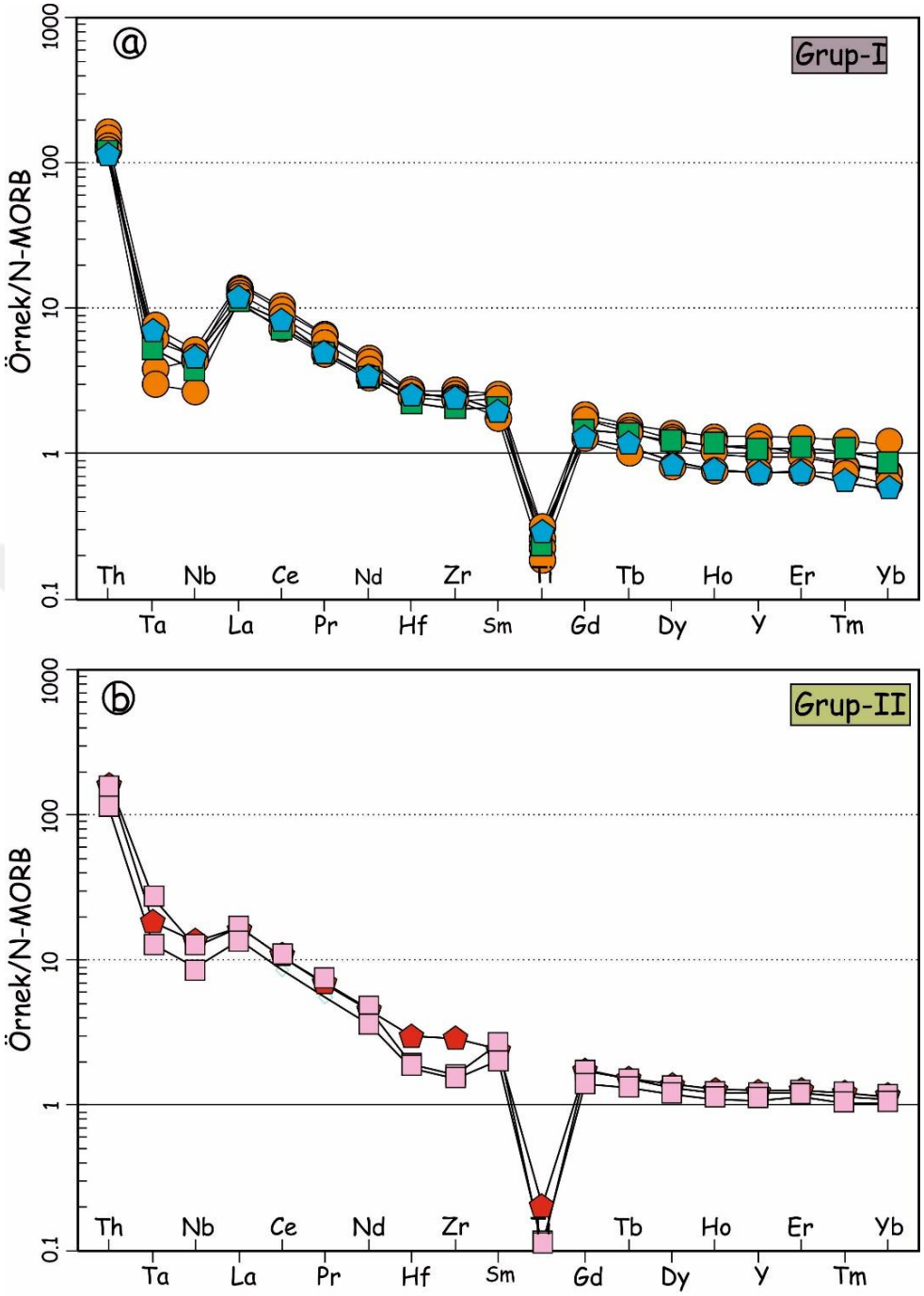
Grup I'e ait örneklerin $Na_2O$ yüzdesi, Grup II'deki örneklerden daha fazladır (Grup I: $Na_2O$: 2.5-3.3 %; Grup II: $Na_2O$: 3.9-4.8). Bununla birlikte Grup I serisinin MgO yüzdesi, Grup II'den daha fazladır (Grup I MgO: 0.4-0.8 %; Grup II MgO: 0.1-0.5 %). Co ve V gibi uyumlu elementlerin konsantrasyonu Grup I örneklerinde daha yüksektir. Ancak yine uyumlu bir element olan Nikel iki grup arasında belirgin bir ilişki göstermese de, en fazla Ni konsantrasyonuna sahip örnek (56 ppm) Grup I'e aittir.

Kondrit normalize nadir toprak elementi (NTE) örümcek diagramlarına bakıldığında her iki grupta da hafif nadir toprak elementlerinin (HNTE), ağır nadir toprak elementleri (ANTE) üzerinde zenginleştiği gözlenmektedir (Şekil 4.153 a-b). Grup I'de $(La/Yb)_{CN}$ değerleri 7 ila 12 arasında değişirken, Grup II'nin $(La/Yb)_{CN}$ değerleri 8 ila 9 aralığındadır. Grup I'e ait örneklerin HNTE içerikleri kondrite kıyasla 14 ila 156 kez, Grup II'ye ait örneklerin HNTE'si ise kondrite kıyasla 11 ila 178 kez zenginleşmiştir. Grup I'in ANTE değerleri kondrite kıyasla 10-28 kez, Grup II'nin ANTE değerleri ise kondrite kıyasla 18-28 kez zenginleşmiştir. Grup I serisinin $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları 1.2-1.6 aralığında, Grup II serisinin $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları ise 1.1-1.2 arasında değişmektedir.

N-MORB normalize iz element diagramlarına bakıldığında ise her iki gruba ait örneklerde de negatif Ti anomalisi dikkat çekicidir (Grup 4.154 a-b). Grup I'e ait örneklerin N-MORB'a normalize edilmiş Nb değerlerinin, normalize La değerlerine kıyasla tükendiği gözlenmektedir (Şekil 4.154 a-b). N-MORB normalize örümcek diagramlarda negatif Nb anomalisi oldukça dikkat çekicidir. Grup II serisinin N-MORB normalize Nb değerleri Grup I'deki örneklerden daha yüksek olduğundan bu serideki negatif Nb anomalisi daha hafiftir.



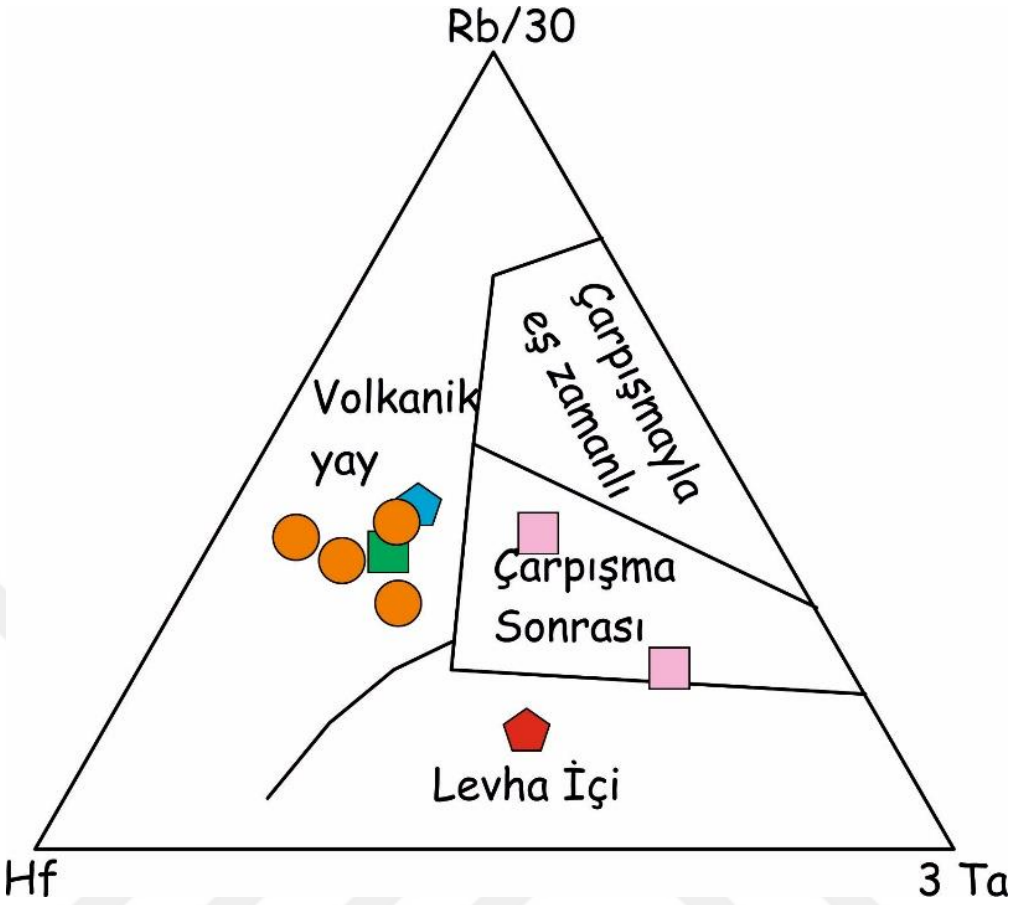

**Şekil 4.153**: Grup I ve Grup II'ye ait örneklerin kondrit normalize NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984).




**Şekil 4.154**: Grup I ve II'ye ait örneklerin N-MORB normalize iz element diagamları (Sun ve Mc Donough, 1984).

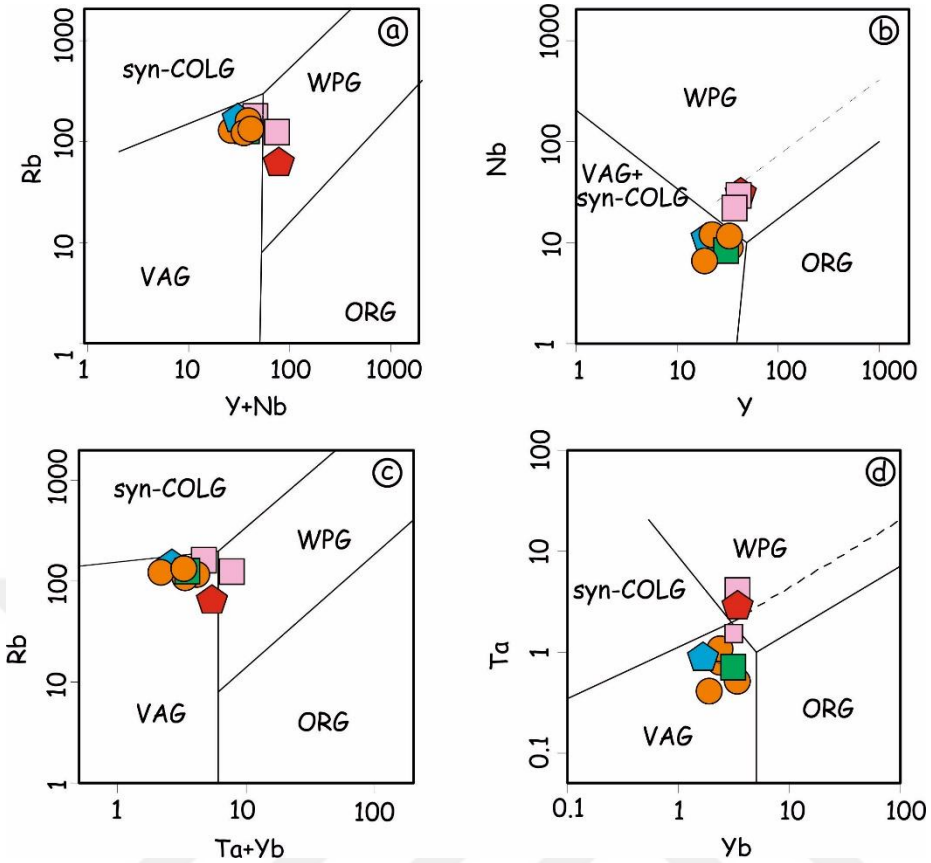
### 4.5.1.4 Tektonik Ortam

Tüm örnekler Rb/30-3Ta-Hf üçgen diagramına (Harris, 1983) düşürüldüğünde, Grup I *'volkanik yay'* alanında, Grup II'ye ait örneklerden iki tanesi (BeTi16/1, GU) *'çarpışma sonrası'* bir tanesi de (GCa16/1) *'levha içi'* alanında izlenmektedir (Şekil 4.155).



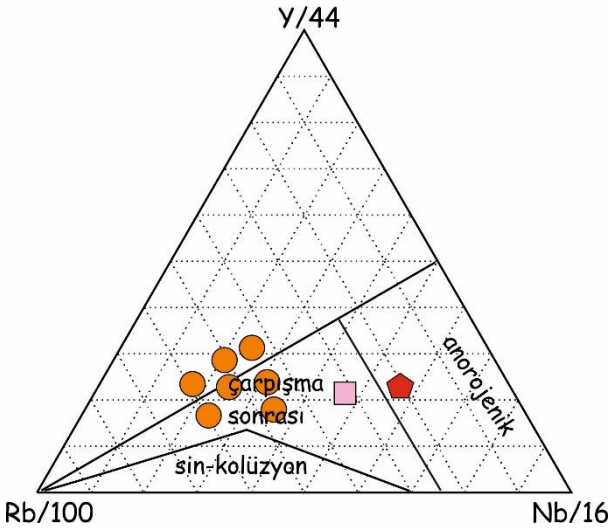

**Şekil 4.155:** Grup I ve II'ye ait örneklerin Rb/30-3Ta-Hf üçgen diagramındaki dağılımları (Harris, 1983).

Örnekler aynı zamanda Pearce (1986)'nın Rb-Y-Nb-Ta-Yb elementlerini kullanarak oluşturduğu bir dizi tektonik diagrama iz düşürülmüştür. Rb'ye karşı (Y+Nb) diagramında Grup I'e ait örnekler 'volkanik yay' alanında, Grup II'ye ait örneklerden iki tanesi 'levha içi granitoid' alanında bir tanesi ise 'volkanik yay-levha içi granitoid' sınırında izlenmektedir (Şekil 4.156 a). Nb'ye karşı Y diagramında Grup I 'volkanik yay', Grup II ise 'levha içi granitoid' alanına düşmektedir (Şekil 4.156 b). Rb-(Ta+Yb) diagramında Grup I'e ait örnekler 'volkanik yay' alanında izlenirken (bir tanesi *çarpışma ile eş zaman* alanı sınırına yakın), Grup II'ye ait örnekler volkanik yay, levha içi granitoid ve *çarpışma ile eş zaman* alanlarında saçınmış olarak gözlenmektedir (Şekil 4.156 c). Ta-Yb diagramında Grup I 'volkanik yay' alanına, Grup II'ye ait örneklerden iki tanesi 'levha içi granit' bir tanesi ise 'volkanik yay' alanına düşmektedir (Şekil 4.156 d).




**Şekil 4.156:** Grup I ve II'ye ait örneklerin, a) Rb-(Y+Nb) b) Nb-Y c) Rb-(Ta+Yb) d) Ta-Yb diagramındaki dağılımları (Pearce, 1986; syn-COLG: çarpışma ile eş zaman; VAG: volkanik yay granitoidleri; WPG: Levha içi granitoidler; ORG: okyanusal granitoidler).

Y/44-Rb/100-Nb/16 üçgen diagramında (Şekil 4.157; Thieblemont ve Cabanis, 1990), Grup I'e ait örneklerin dört tanesi 'çarpışma sonrası' alanında gözlenirken, Grup II'ye ait örnekler 'çarpışma sonrası' ve 'anorojenik' alanlarda saçınmıştır. Grup I serisindeki örneklerden üç tanesi tanımlı alanların dışında çıkmaktadır.



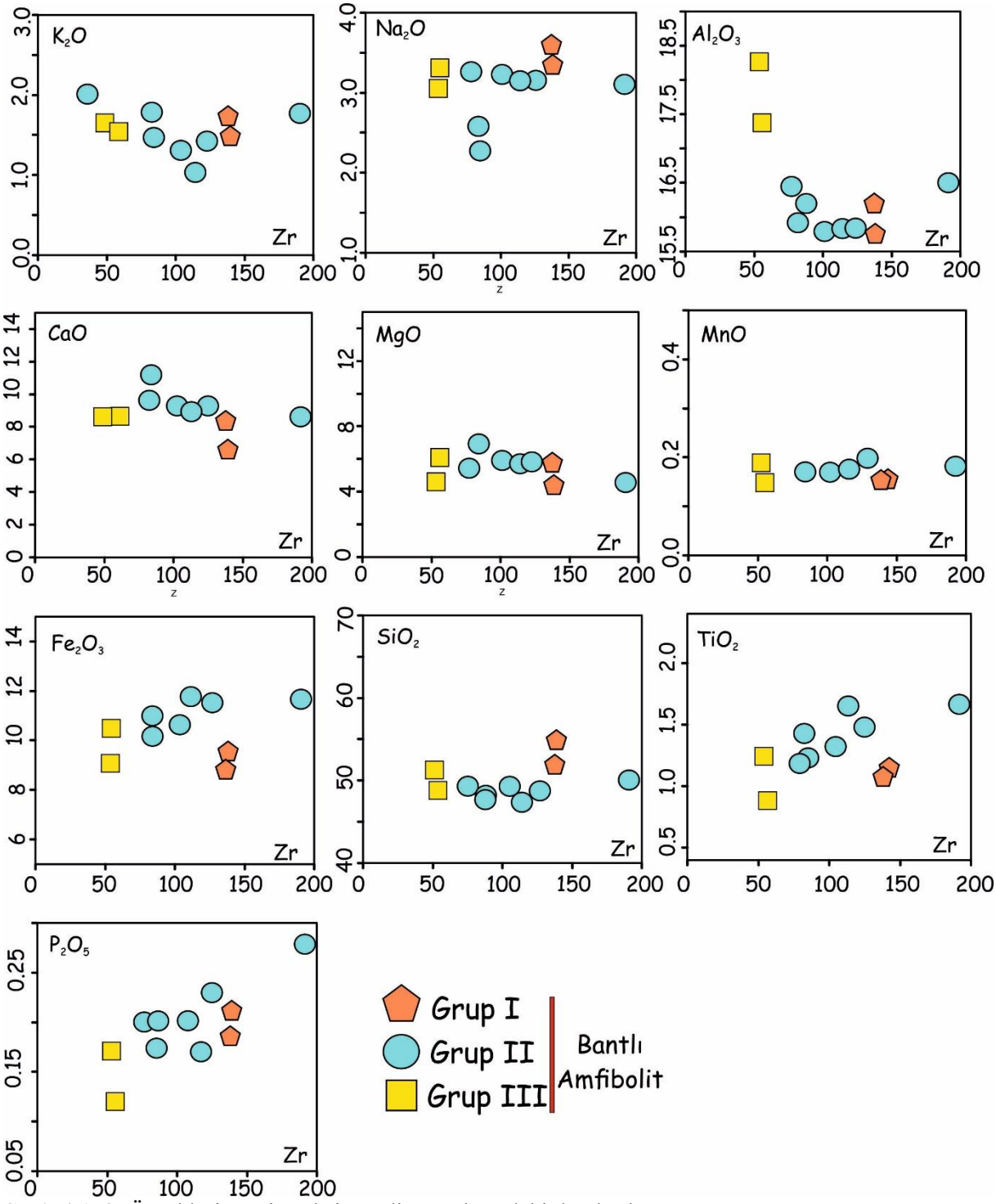

**Şekil 4.157**: Grup I ve II'ye ait örneklerin Y/44-Rb/100-Nb/16 üçgen diagramındaki dağılımları (Thieblemont ve Cabanis, 1990).

### 4.5.2 Çayköy Ortognaysları İçindeki Bantlı Amfibolit ve Amfibol Şist Silleri

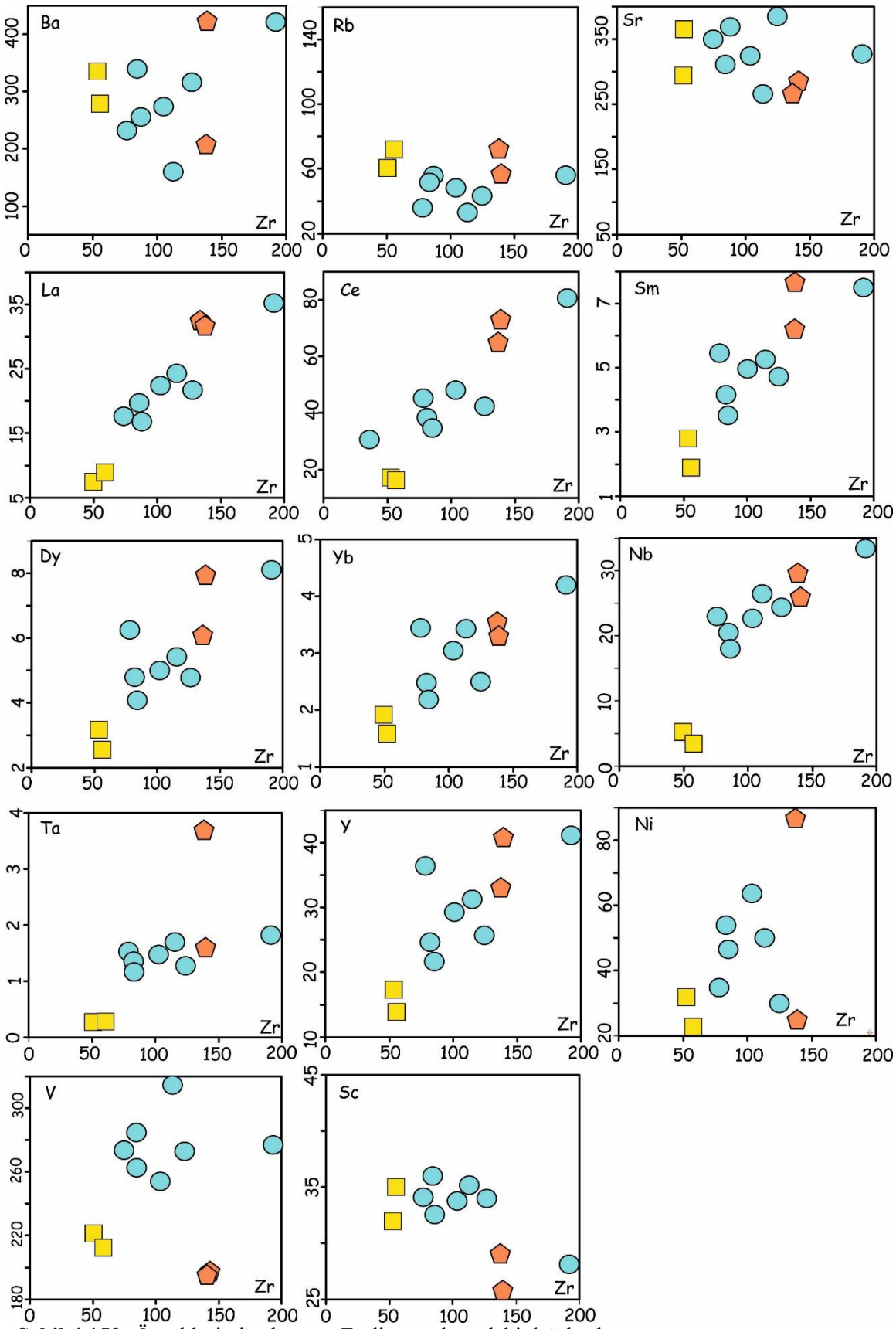
#### 4.5.2.1 Alterasyon ve Element Mobilitesi

İlerleyen kısımlarda anlatılacağı üzere bantlı amfibolitlerin major oksit ve iz element jeokimyasında (EK 26) yer yer farklılık gözlendiği için kendi içlerinde üç farklı gruba ayrılarak anlatılacaktır. Bu grupların hangi kıstaslara göre ayırtlandığı jeokimyasal sınıflama kısmında detaylandırılacaktır. Dolayısıyla, major oksit ve iz elementlere karşı Zr diagramlarında her grup için farklı simgeler kullanılmıştır. Bu bölümde, sadece aynı grup içinde gözlenen saçınımlar alterasyon ya da mobilite göstergesi olarak kabul edilecektir.

Şekil 4.158'de örneklerin Zr-major oksit diagramlarındaki dağılımları verilmiştir. Zr-$K_2O$ diagramında, $K_2O$ yüzdesi, Zr miktarı 100 ppm'e ulaşıncaya kadar azalmaktadır. Ancak Zr konsantrasyonunun daha fazla artış göstermesi ile $K_2O$ yüzdesinin de arttığı görülmektedir. Bu diagramda örneklerde bir saçınma söz konusu değildir. Zr-$Na_2O$ diagramında sadece iki örnek çizgisel trendi bozmaktadır. Zr-$Al_2O_3$ diagramında örnekler saçınma göstermemekle birlikte, Zr elementi 100 ppm'e ulaşıncaya kadar $Al_2O_3$ miktarı azalmakta, bu noktadan sonra ise $Al_2O_3$ artan Zr'ye karşı artış göstermektedir. Zr-MgO ve Zr-MnO diagramlarında örnekler doğrusal bir trend göstermekte olup, artan Zr konsantrasyonuna karşı kayda değer bir fraksiyonlaşma göstermezler. Zr-$Fe_2O_3$, Zr-$SiO_2$ ve Zr-$TiO_2$ diagramlarında, Grup 1'e ait iki adet örnek diğer örneklerin oluşturduğu genel çizgisel trendin dışında çıkmaktadır. Örnekler Zr-Ba diagramında saçınım göstermektedir (Şekil 4.159). Dolayısıyla Ba elementinin metamorfik süreçlerden etkilendiği ve ilksel konsantrasyonunun korunmadığı düşünülebilir. Zr-Rb diagramında örneklerde bir saçınma gözlenmemektedir (Şekil 4.159). La, Ce, ve Sm gibi hafif nadir toprak elementlerin Zr'a karşı iz düşürüldüğü diagramlarda örnekler yaklaşık çizgisel bir trend göstermektedir (Şekil 4.159). Zr-Dy, Zr-Yb, Zr-Nb, Zr-Y, Zr-Ni Harker diagramlarında örnekler yaklaşık çizgisel bir trend sergilemektedir (Şekil 4.162). Bu diagramlarda iz element konsantrasyonları artan Zr'a karşı doğrusal olarak artış göstermektedir. Zr-Ta diagramında sadece bir örnek genel çizgisel trendin dışında çıkmaktadır.



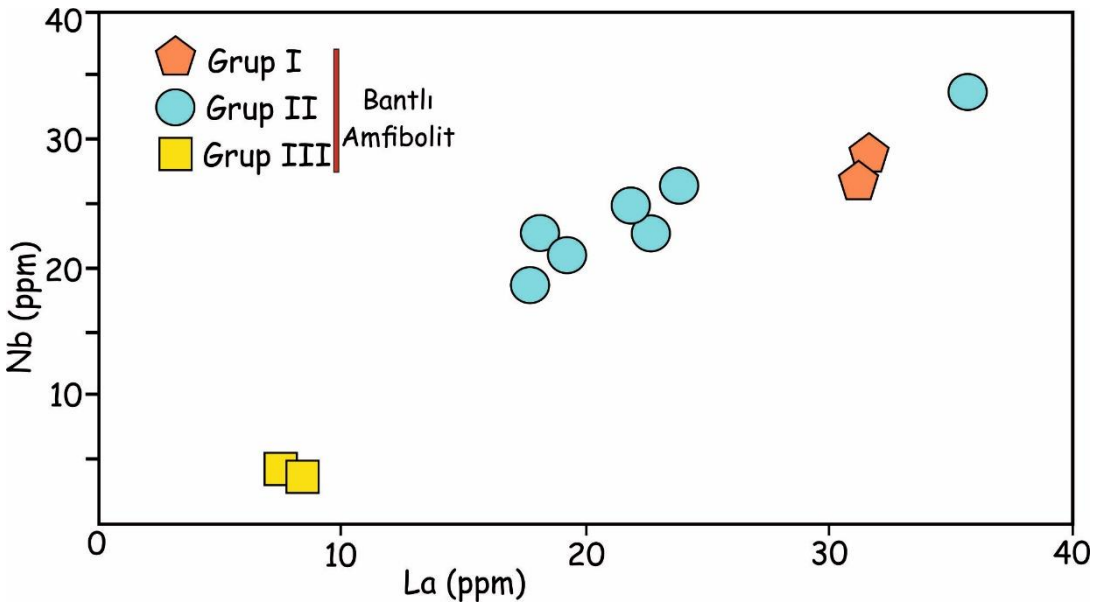

**Şekil 4.158:** Örneklerin major oksit-Zr diagramlarındaki dağılımları.




**Şekil 4.159:** Örneklerin iz element-Zr diagramlarındaki dağılımları.

### 4.5.2.2 Jeokimyasal Sınıflama

Bantlı amfibolit örnekleri, jeokimyasal farklılıkları göz önüne alınarak üç farklı grup altında değerlendirilmiştir. Bu farklılıkların en başında NTE ve iz element konsantrasyonları gelmektedir. **Grup I**'deki örneklerin *(GCaMi6 ve GCaMi16/16)* iz element ve NTE konsantrasyonu diğer gruplardan daha fazladır (**Σ**HNTE: 144-156 ppm; **Σ**ANTE: 23-27 ppm). Bununla birlikte bu gruptaki örnekler nispeten yüksek Th/Yb, La/Ta, Zr/Nb ve düşük Ti/Y, Ti/Yb oranlarına sahip olmaları ile diğer örneklerden ayrılmaktadır (*bknz.* 4.5.2.3 iz element karakteristikleri). **Grup III** serisi örnekler *(GCaMi4, GCaMi16/11)* en az iz element ve NTE konsantrastonuna sahip olmakla birlikte (**Σ**HNTE: 39-42 ppm; **Σ**ANTE: 10-12 ppm), düşük Ta/Yb oranları oldukça karakteristiktir. **Grup II**'deki örnekler *(GCaMi5, GCaMi7, GCaMi14, GCaMi16/4, GCaMi16/14, GU13, GU14)* iz element içeriği bakımından diğer iki grubun arasında kalmaktadır (Grup II'deki GCaMi 5 numaralı örnek hariç; örn; **Σ**HNTE: 174 ppm; **Σ**ANTE: 28 ppm). La/Nb oranının en yüksek olduğu örnekler Grup-III'e, en düşük olduğu örnekler ise Grup II'ye aittir. Şekil 4.160'da tüm gruplara ait örneklerin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları gösterilmektedir. Diagramda Grup-II'ye ait bir adet örneğin grubun geri kalanından ayrı bir bölgeye düştüğü gözlenmektedir. Ancak bu örneğin Th/Yb ve Nb/Th gibi bazı önemli iz element oranları Grup II ile benzerlik gösterdiğinden bu gruba dahil edilmiştir. İz element karakteristikleri ilerleyen bölümlerde detaylı olarak ele alınacaktır.

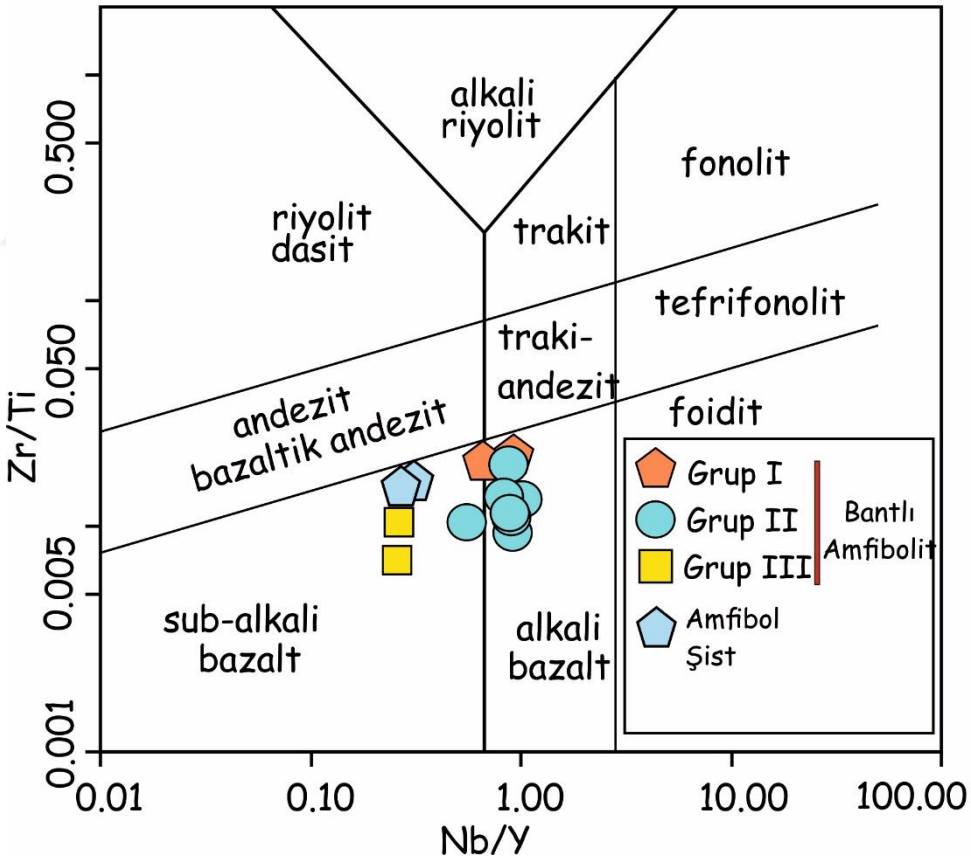



**Şekil 4.160:** Jeokimya analizi yapılan bantlı amfibolitlerin La'ya karşı Nb diagramındaki dağılımları.

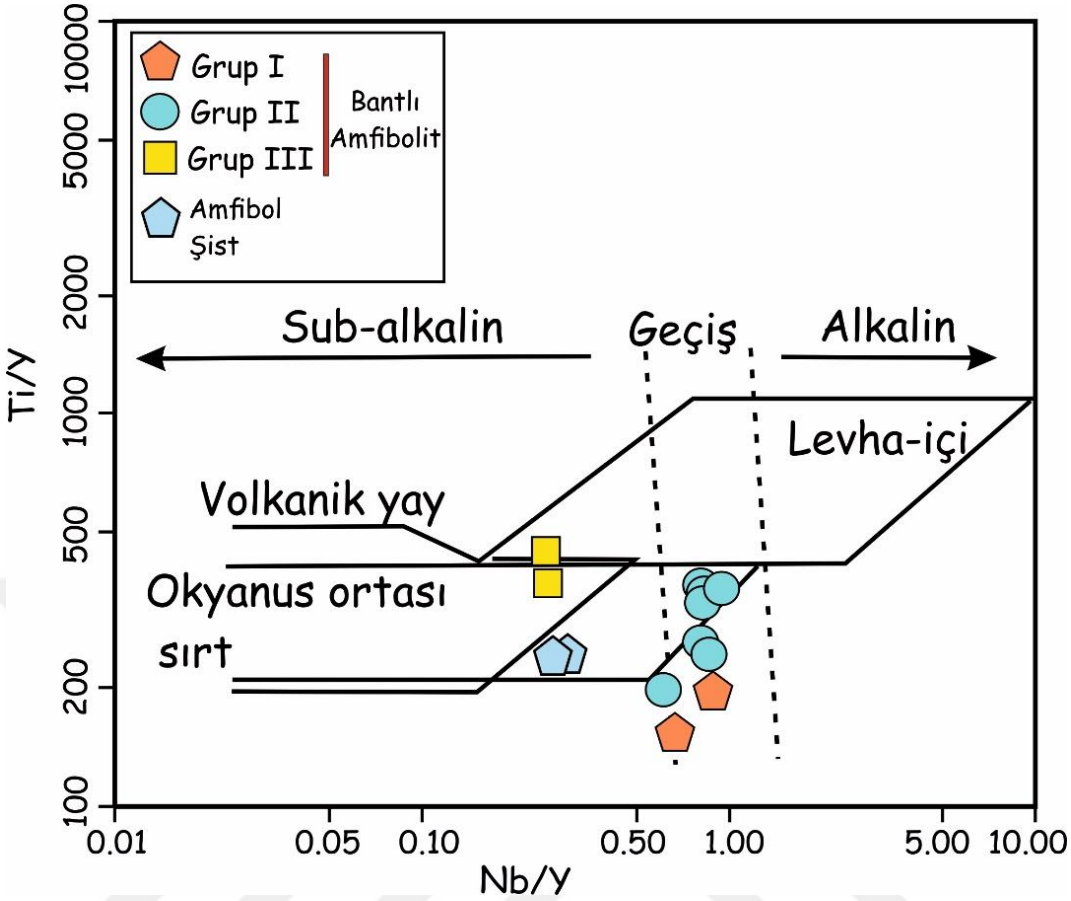
Bantlı amfibolitlerde kayaçların alkalinlik derecesine işaret eden Nb/Y oranları 0.26-0.96 arasında, ayrımlaşma derecesinin göstergesi olan Zr/Ti oranları ise 0.01-0.02 arasında

değişmektedir. Örnekler Nb/Y'ye karşı Zr/Ti diagramına düşürüldüğünde (Winchester ve Floyd, 1977; Şekil 4.161), Grup 1'e ait örneklerden bir tanesi alkali bazalt diğeri ise alkali-sub-alkali bazalt sınırında çıkmaktadır. Grup II serisi örneklerinin altı tanesi alkali bazalt, bir tanesi ise sub-alkali bazalt alanına (alkali sınırına yakın) düşmektedir. Grup III ise sub-alkali bazalt alanında izlenir. Amfibol şistlere ait iki adet örnek sub-alkali bazalt alanına düşmektedir. Amfibol şistlerin Zr/Ti oranı 0.02'dir. Nb/Y oranları ise 0.26-0.28 aralığındadır.

Bantlı amfibolitler Nb/Y'ye karşı Ti/Y diagramına düşürüldüğünde (Şekil 4.162) Grup I'e ait örneklerden bir tanesi *geçiş* alanında diğeri ise *geçiş* ve *sub-alkali bazaltlar* sınırında gözlenmektedir. Grup II'deki örneklerden altı tanesi *geçiş*, bir tanesi ise *sub-alkali bazalt* alanında izlenmektedir. Grup III'e ait örnekler ise sub-alkali bazalt alanında gözlenir. Amfibol şistler sub-alkali bazalt alanına düşmektedir.




**Şekil 4.161**: Bantlı amfibolit ve amfibol şist örmeklerinin Nb/Y-Zr/Ti diagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977).




**Şekil 4.162**: Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Nb/Y-Ti/Y diagramındaki dağılımları (Pearce, 1982).

### 4.5.2.3 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri

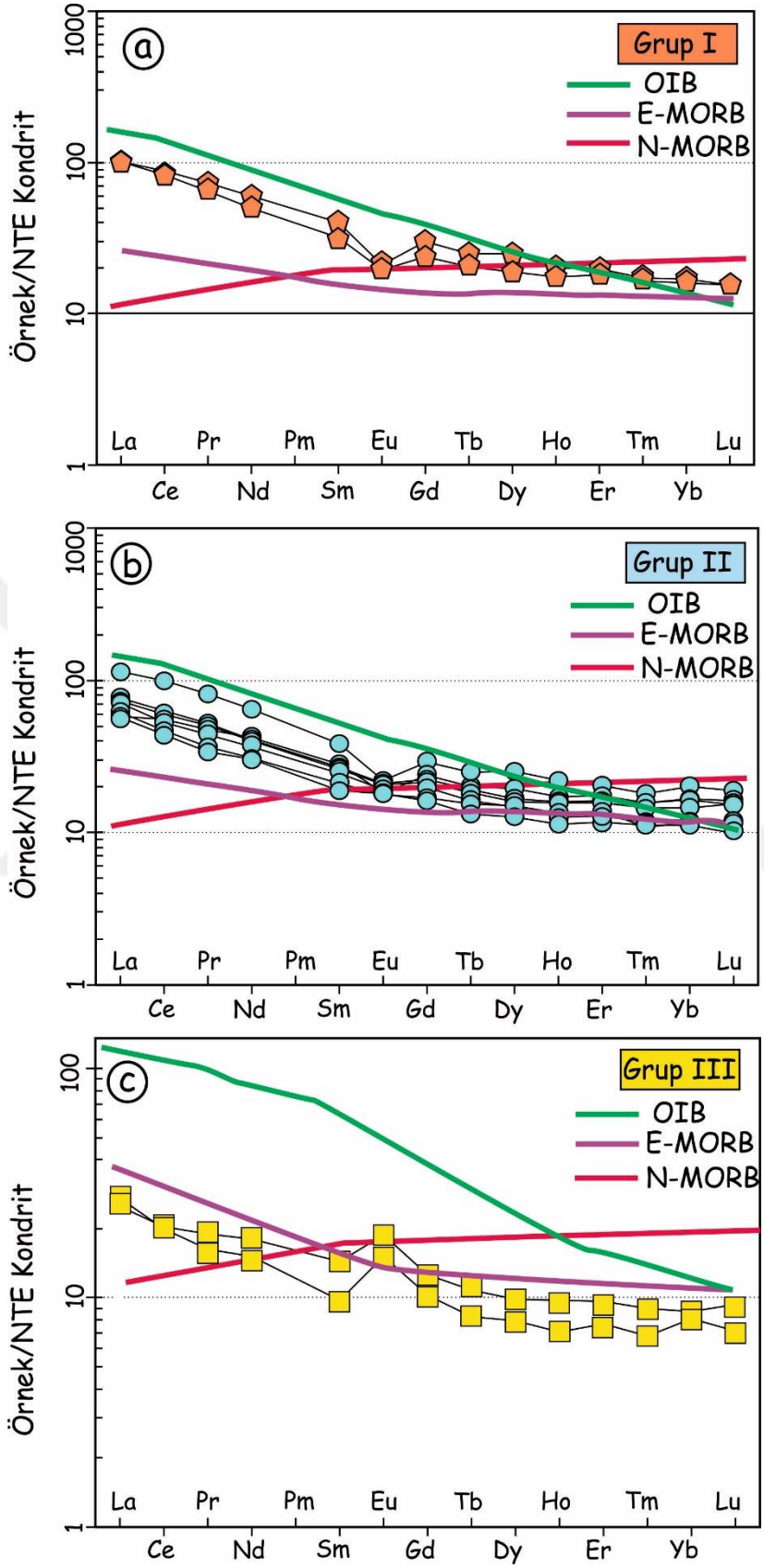
- **Bantlı Amfibolitler**

Bantlı amfibolit sillerinin majör oksit yüzdeleri şu aralıkta değişmektedir: $SiO_2$ (47.71-54.85 %), $Al_2O_3$ (15.77-18.85%), $Fe_2O_3$ (8.75-11.78%), MgO (4.60-6.87 %), CaO (6.64-11.28%), $Na_2O$ (1.31-3.59 %), $K_2O$ (1.03-2.01 %), $TiO_2$ (0.88-1.67 %), $P_2O_5$ (0.12-0.28 %), MnO (0.15-0.18 %), $Cr_2O_3$ (0.004-0.022 %). Bazik magmaların $SiO_2$ içeriği %45-52 arasında değişmesine rağmen bantlı amfibolit sillerine ait bir adet örneğin (GCaMi6) $SiO_2$ değeri % 54.85'e ulaşmaktadır. Ancak bu örnek jeokimyasal sınıflama diagramlarında diğer bantlı amfibolitler gibi bazalt alanına düşmektedir.

Bantlı amfibolit sillerinin Ni (21-89 ppm), Co (28-42 ppm), Cr (27.36-150.5 ppm) ve MgO (% 4.60-6.73) değerleri primitif ve modifiye olmamış bazik magmalardan oldukça düşüktür (Primitif magma: Ni > 400-500 ppm; Cr>1000 ppm; MgO % 10-15; Frey ve diğ., 1978; Hess, 1992). Bantlı amfibolit örneklerinin kondrit normalize NTE örümcek diagramları incelendiğinde (Şekil 4.163), her üç grupta da HNTE'lerin (hafif nadir toprak elementi)

ANTE'ler (ağır nadir toprak elementi) üzerinde zenginleştiği gözlenmektedir. Grup I'deki örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranları 6.4 (GCaMi 6) ve 6.7 (GCaMi16/16) olarak hesaplanmıştır. Grup II'ye ait örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranları 3.7 ila 6.3 aralığında değişmektedir. Grup III'teki örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranları ise 3.6 (GCaMi 4) ve 3.1 (GCaMi16/11) olarak hesaplanmıştır. Dolayısıyla en fazla $(La/Yb)_{CN}$ fraksiyonlaşması Grup I'e ait örneklerde gözlenirken en az fraksiyonlaşma Grup III'te dir. Bununla birlikte her üç grupta da ANTE'lerin kendi içinde önemli ölçüde fraksiyonlaşmadıkları örümcek diagramlarda da belirgindir. Her üç gruba ait örneklerin $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları 1 ila 1.5 aralığında değişmektedir. En fazla ANTE fraksiyonlaşması Grup I'e dahil olan GCaMi6 numaralı örnekte gözlenir ($Dy/Yb_{GCaMi6}$: 1.5). Her üç grupta da $(La/Yb)_{CN}$ değerleri E-MORB'ların $(La/Yb)_{CN}$ değerlerinden fazla OIB türü magmaların $(La/Yb)_{CN}$ değerinden daha azdır (E-MORB:$(La/Yb)_{CN}$ = 1.9; OIB: $(La/Yb)_{CN}$ =12.2). E-MORB'un $(La/Yb)_{CN}$ değerine en çok yakınsayanlar Grup III'teki örneklerdir.

Grup I dahilindeki iki adet örneğin HNTE konsantrasyonları kondrite göre 6 ila 71 kez zenginleşmiştir. Grup II serisinin HNTE içerikleri kondrite kıyasla 3.7 ila 49 kez (GCaMi5 hariç-GCaMi5:8-81Xkondrit), Grup III serisinin ise 2 ila 17 kez zenginleşmiştir. Örneklerde kondrite kıyasla ANTE zenginleşmesi incelendiğinde Grup I'e ait örnekler 0.50 ila 8 kez, Grup II'ye ait örnekler 0.3 ila 6.3 kez (GCaMi 5 numaralı örnek 0.6 ila 8 kez), Grup III'e ait örnekler ise 0.23 ila 3.2 kez zenginleşmiştir. Dolayısıyla kondrite kıyasla en fazla NTE zenginleşmesi Grup I'e ait örneklerde ve Grup II'nin GCaMi 5 numaralı örneğinde gözlenmektedir. En az zenginleşme ise Grup III serisi örneklerdedir.



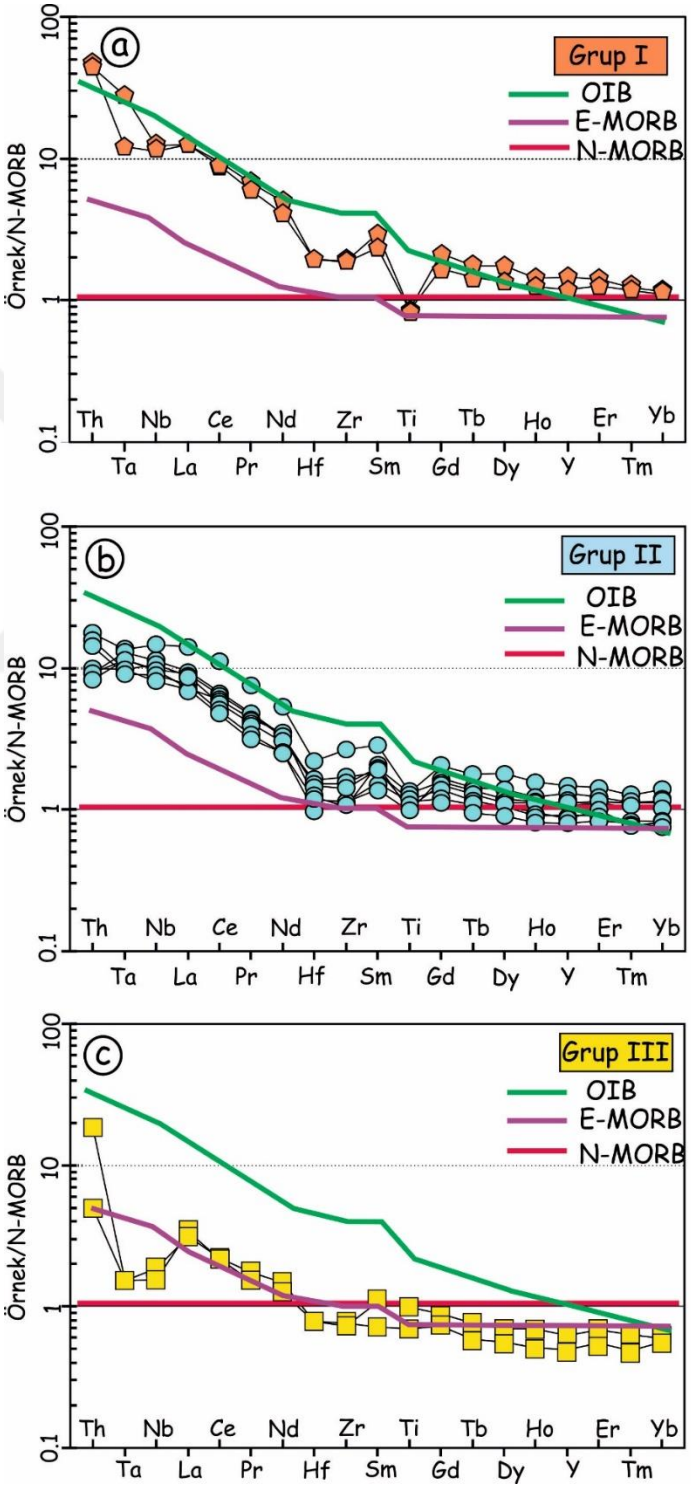

**Şekil 4.163:** a) Grup I, b) Grup II, c) Grup III' e ait örneklerin kondrit normalize NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984).

**Grup-I** dahilindeki örneklerin N-MORB normalize iz element diagramına bakıldığında, diagramın sol kısmındaki Th, Nb, HNTE gibi çok uyumsuz elementler bakımından daha fazla, HFSE (high field strength-örn Hf, Zr, Ti gibi) ve ANTE'ler gibi nispeten daha uyumlu elementler bakımından ise daha az zenginleştikleri görülmektedir (Şekil 4.164a). Şekil 4.167a'da görüldüğü gibi örneklerin N-MORB'a normalize edilmiş hafif nadir toprak elementi (La, Ce,Pr, Nd) değerleri OIB tipi magmalarla oldukça benzerlik göstermektedir. Normalize Th değerlerinin ise OIB tipi magmalardan daha fazla olduğu görülmektedir. Diagramda Ti elementindeki negatif anomali dikkat çekici olup N-MORB çizgisinin altında kalmaktadır (Şekil 4.164a). Bununla birlikte, diagramda La ve Nb elementleri arasında bir fraksiyonlaşma gözlenmemektedir [$(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$: 1-1.1]. Sm elementinin N-MORB normalize değeri örümcek diagramdaki komşu elementlerinkinden (Zr ve Ti) daha yüksek olup, onlara kıyasla hafif pozitif anomali göstermektedir (Şekil 4.164a).

**Grup II** serisi örneklerin N-MORB normalize iz element örümcek diagramına bakıldığında örneklerin altı tanesinde Nb, La elementine oranla zenginleşmiştir (Şekil 4.164b). Bu örneklerin $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranı 0.75-0.92 aralığında değişmektedir. Dolayısıyla bu altı örnekte hafif pozitif Nb anomalisi gözlenmektedir (Şekil 4.164b). Gruptaki bir örneğin ise, N-MORB'a normalize edilmiş Nb ve La değerleri arasında bir fraksiyonlaşma ya da anomali gözlenmez [$(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$: 0.98]. Nb ve La arasında fraksiyonlaşma göstermeyen örneğin La, Ce, Pr, Nd değerleri OIB türü magmalarınki ile yaklaşık olarak aynıdır. Diğer altı adet örneğin N-MORB normalize HNTE değerleri, E-MORB ve OIB türü magmaların normalize değerleri arasındadır. Ancak bu örnekler E-MORB ve OIB'den farklı olarak, Zr ve Nd'ye kıyasla negatif Hf anomalisi vermektedir. Grup II serisi örneklerin ağır nadir toprak elementi deseninde önemli bir eğimlenme ya da kendi aralarında bir fraksiyonlaşma gözlenmemektedir (Şekil 4.164b). Örneklerin $(Dy/Yb)_{NMORB}$ değerleri 1.2 ve 1.3 arasındadır. Y elementinden daha *uyumlu* olan Er, Tm ve Yb gibi ANTE'lerin N-MORB'a kıyasla zenginleşme miktarı OIB türü magmalardaki normalize değerlerden daha fazladır. Ancak örneklerden iki tanesi bu trendin dışında kalmaktadır. Yine örneklerin birçoğunda Y elementinden daha *uyumsuz* olan Tb, Dy ve Ho gibi ANTE'lerin normalize değerleri OIB tipi magmalarınkinden daha düşüktür.

**Grup-III'e** ait örneklerin N-MORB normalize iz element örümcek diagramında (Şekil 4.164c), Nb'un La'ya kıyasla tükendiği ve negatif anomali verdiği gözlenmektedir. Ti

elementinde ise bir anomali ya da fraksiyonlaşma gözlenmemesi magmatizmada titanit gibi fazların kristalleşmediğini gösterebilir. Diagramdan görüdüğü üzere N-MORB normalize HNTE değerleri E-MORB çizgisine oldukça yakınsamaktadır (Şekil 4.164c). ANTE'lerin normalize değerleri ise E-MORB çizgisinin az da olsa altında kalmaktadır. Örnekler diagramda düz bir ANTE deseni sergilemektedir [$(Dy/Yb)_{N\text{-}MORB}$: 1 ve 1.2].




**Şekil 4.164:** a) Grup I, b) Grup II, c) Grup III' e ait örneklerin N-MORB normalize örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989).

İz elementlerce oldukça zenginleşmiş olan Grup I'e ait örneklerin Th/Nb oranı 0.2'dir. Bu değer OIB ve E-MORB tipi magmaların Th/Nb oranından fazladır [$Th/Nb_{OIB}$: 0.08 ve $Th/Nb_{E\text{-}MORB}$: 0.07]. Bazik magmaların kıtasal kabuk ile kontaminasyonu Th konsantrasyonunun yükselmesine ve Th/Nb oranlarının artmasına yol açmaktadır (Wilson, 1993; Pin ve Paquette, 1997). Yine bu grup içindeki örneklerde, Th elementinin kendisinden daha uyumlu olan Yb elementine oranı 1.6'dır. Bu değer, OIB tipi magmaların Th/Yb oranına oldukça yakındır [$Th/Yb_{OIB}$: 1.85]. Bununla birlikte örneklerin Zr/Nb değerleri 4.8 ve 5.3 olup bu değerler OIB tipi magmaların Zr/Nb oranı ile oldukça benzemektedir [$Zr/Nb_{OIB}$: 5.8, $Zr/Nb_{E\text{-}MORB}$:8.7]. Grup-I'e ait örneklerin Ti/Y ve Ti/Yb oranları sırası ile 160-194 ve 1856-1914 olarak hesaplanmıştır. Bu değerler OIB türü magmalardan oldukça düşük olup [$Ti/Y_{OIB}$: 593 ve $Ti/Yb_{OIB}$: 7962] üst kıta kabuğunun Ti/Y ve Ti/Yb oranlarına [$Ti/Y_{ÜKK}$:183 ve $Ti/Yb_{ÜKK}$: 1918] oldukça yakındır. Leeman ve Hawkesworth (1986) düşük Ti/Yb ve Ti/Y oranına sahip olan bazik magmatizma kökenli kayaların kıta kabuğundan kirlenmiş olabileceklerini önermektedir.

Grup-II serisi örneklerin Th/Nb oranları 0.04 ila 0.08 aralığında değişmektedir. Bu oran MORB türü magmalar ile OIB türü magmaların Th/Nb oranları arasındadır [$Th/Nb_{OIB}$: 0.08, $Th/Nb_{E\text{-}MORB}$: 0.07, $Th/Nb_{N\text{-}MORB}$: 0.04]. Aynı gruptaki örneklerin Th/Yb oranları 0.3-0.8 aralığında olup, bu oran E-MORB değerlerine daha yakınsamakla birlikte, E-MORB ile OIB türü magmaların Th/Yb değerleri arasındadır [$Th/Yb_{OIB}$: 1.85, $Th/Yb_{E\text{-}MORB}$: 0.25]. Örneklerin Zr/Nb değerleri 3.5 ila 5.8 arasında değişmekte olup, bu değerler OIB türü magmaların Zr/Nb oranına yakınsamaktadır [$Zr/Nb_{OIB}$: 5.8 ve $Zr/Nb_{E\text{-}MORB}$: 8.7]. Bu gruptaki altı adet örneğin Ti/Y ve Ti/Yb oranları sırasıyla 242-355 ve 2372-3548 arasında değişmektedir. Ancak bir örneğin Ti/Y ve Ti/Yb değerleri grubun ortalamasından daha düşüktür (Ti/Y: 202 ve Ti/Yb: 2106). Örneklerin birçoğunda Ti/Y ve Ti/Yb değerleri kıta kabuğundan daha yüksektir.

Grup-III dahilindeki iki adet örneğin Th/Nb oranları 0.6 ve 0.2'dir. Bu değerler tüm MORB ve OIB tipi magmaların Th/Nb oranından daha yüksektir. Th/Yb oranları ise 0.3 ve 1.3'tür. Örneklerin Zr/Nb oranları 15.5 ve 12.4 olup, bu değerler diğer iki grubun ve OIB/E-MORB tipi magmaların Zr/Nb oranından daha yüksektir. Ti/Y ve Ti/Yb oranları sırası ile 380-433 ve 3121-4117'dir. Bu değerler MORB türü magmaların Ti/Y ve Ti/Yb ($Ti/Y_{MORB}$:273 ve $Ti/Yb_{MORB}$: 2774) oranlarından yüksek, OIB türü magmalarınkinden ise düşüktür. Bununla birlikte, Grup III'ün Ti/Y ile Ti/Yb oranları kıta kabuğununkinden oldukça yüksektir.

Condie ve O'Neil (2010) yitim zonu bileşeni katkısının Nb/Th oranı ile belirlenebileceğini önermektedir. Buna göre, Nb/Th oranının 5'den küçük olması yitim ilişkili akışkanların ortamda bolca bulunduğuna işaret ederken, 7'den büyük olması slab akışkanının yokluğuna işaret etmektedir. Grup-III'e ait iki örnekten bir tanesinin Nb/Th oranı (1.6) 5'den küçük olduğu için ortamda en azından bir miktar slab kökenli metasomatik akışkan olduğu düşünülmektedir. Diğer örneğin Nb/Th oranı ise 7.2'dir.

- **Amfibol Şist**

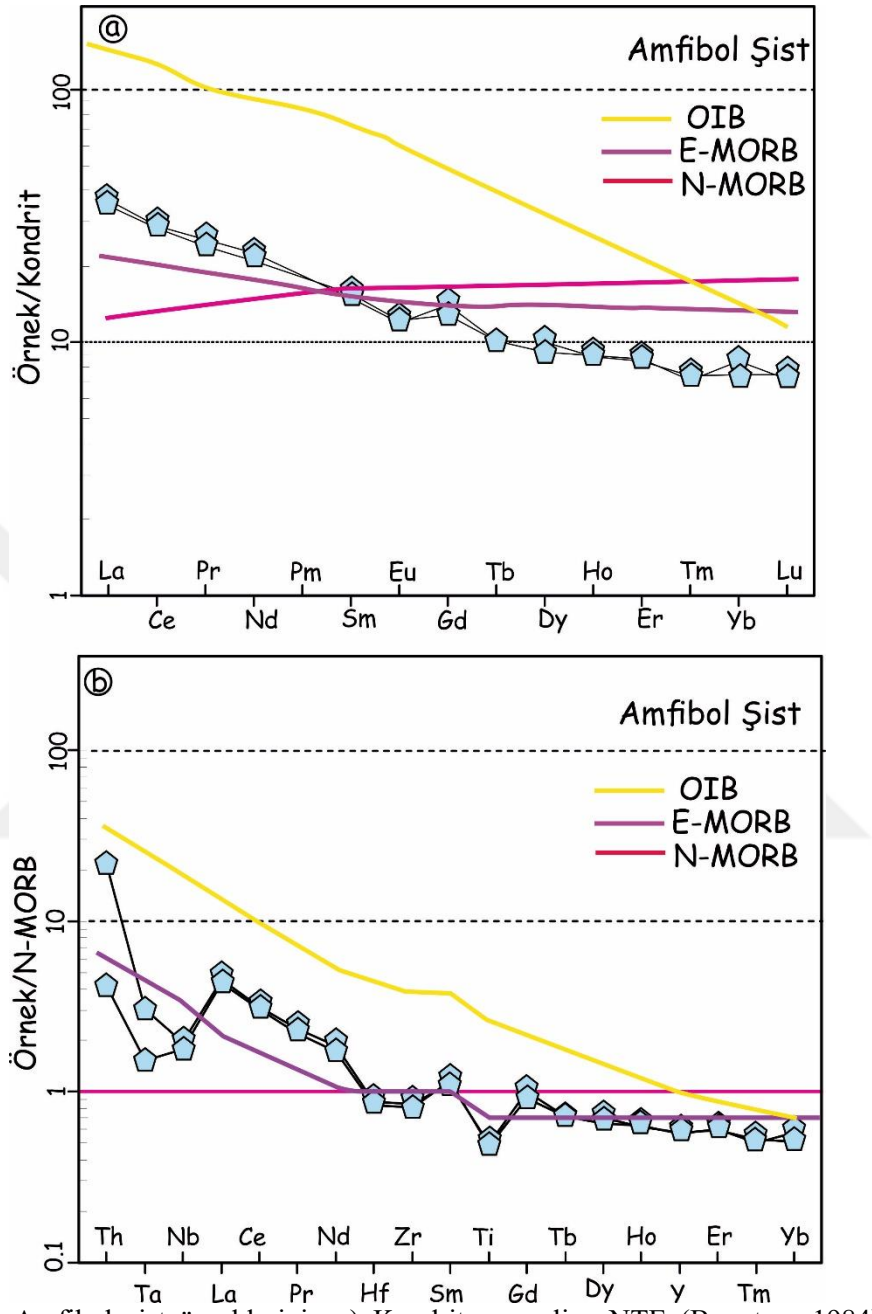
Amfibol şistlerin $SiO_2$ yüzdesi (~51%) bazik magmaların $SiO_2$ yüzdesi aralığı içinde kalmaktadır. $Al_2O_3$, $Na_2O$, $K_2O$ ve $TiO_2$ yüzdeleri bantlı amfibolitlerden daha düşüktür ($Al_2O_3$: 11-13%, $TiO_2$:0.61-0.63, $Na_2O$: 0.95-1.05, $K_2O$: 0.73-1.2). MgO, CaO, $Cr_2O_3$ içerikleri ise bantlı amfibolitlerden daha yüksektir (MgO: 9.8-10.2%, CaO: 12-12.4 %, $Cr_2O_3$ : 0.042-0.048%).

Amfibol şistlere ait iki örneğin kondrit normalize NTE element örümcek diagramında (Şekil 4.165a), HNTE'lerin ANTE'lere kıyasla daha fazla zenginleştiği gözlenmektedir. $(La/Yb)_{CN}$ değerleri 5.2'dir. Örneklerin bir tanesinde ANTE'lerin kendi arasında hafifçe fraksiyonlaştığı gözlenirken [$(Dy/Yb)_{CN}$: 1.4], diğer örnekte düz bir ANTE deseni izlenmektedir [$(Dy/Yb)_{CN}$: 1.1]. Amfibol şist örneklerinin HNTE konsantrasyonu kondrite kıyasla 15-48 kez (Eu hariç), ANTE içeriği ise 9-13 kez zenginleşmiştir.

N-MORB normalize iz element örümcek diagramlarına bakıldığında (Şekil 4.165b), Nb'un La ve Ce'ye kıyasla tükendiği gözlenmektedir ($La/Nb_{N\text{-}MORB}$: 2.4). Ti'deki negatif anomali dikkat çekicidir. Diagramdan da görüldüğü üzere, örneklerin N-MORB normalize HNTE değerleri E-MORB türü magmaların normalize değerlerinden daha fazla, OIB türü magmalarınkinden ise daha azdır. Ağır nadir toprak elementleri arasında Tb ve Dy'nin konsantrasyonu E-MORB türü magmalara oldukça benzemekle birlikte, Y, Er, Tm ve Yb elementlerinin değerleri MORB çizgilerinin altında kalmaktadır (Şekil 4.165b).

Örneklerin Th/Nb oranları 0.6 ve 0.1; Th/Yb oranları ise 1.7 ve 0.3'tür. Örneklerin Ti/Y ve Ti/Yb değerleri sırası ile 231-235 ve 2421-2077'dir. Örneklerden bir tanesinin Ti/Yb değeri kıtasal kabuğa yakındır, ancak bu örneğin Th/Nb ve Th/Yb oranlarının kıtasal kabuktan

oldukça düşük olması nedeni ile kıta kabuğu kontaminasyonuna ilişkin bir çıkarım yapmak oldukça güçtür.

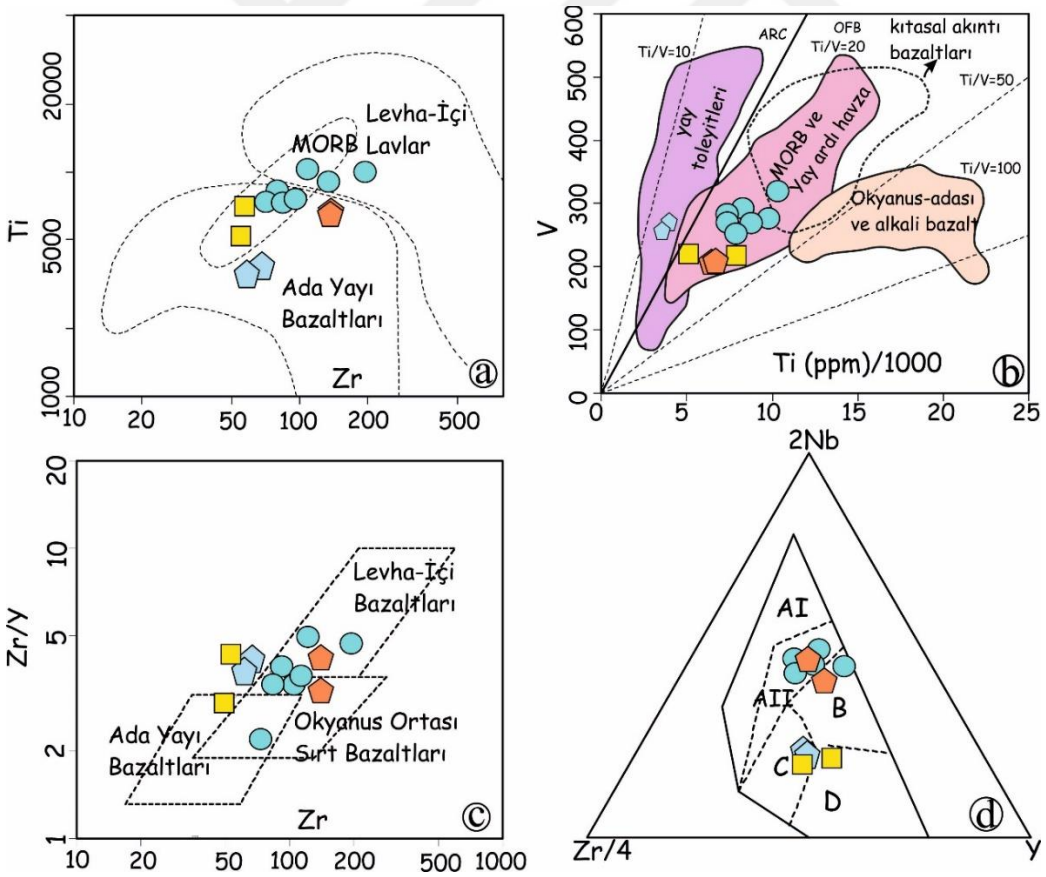



**Şekil 4.165:** Amfibol şist örneklerinin a) Kondrit normalize NTE (Boynton, 1984), b) N-MORB normalize iz element örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989).

### 4.5.2.4 Tektonik Ortam

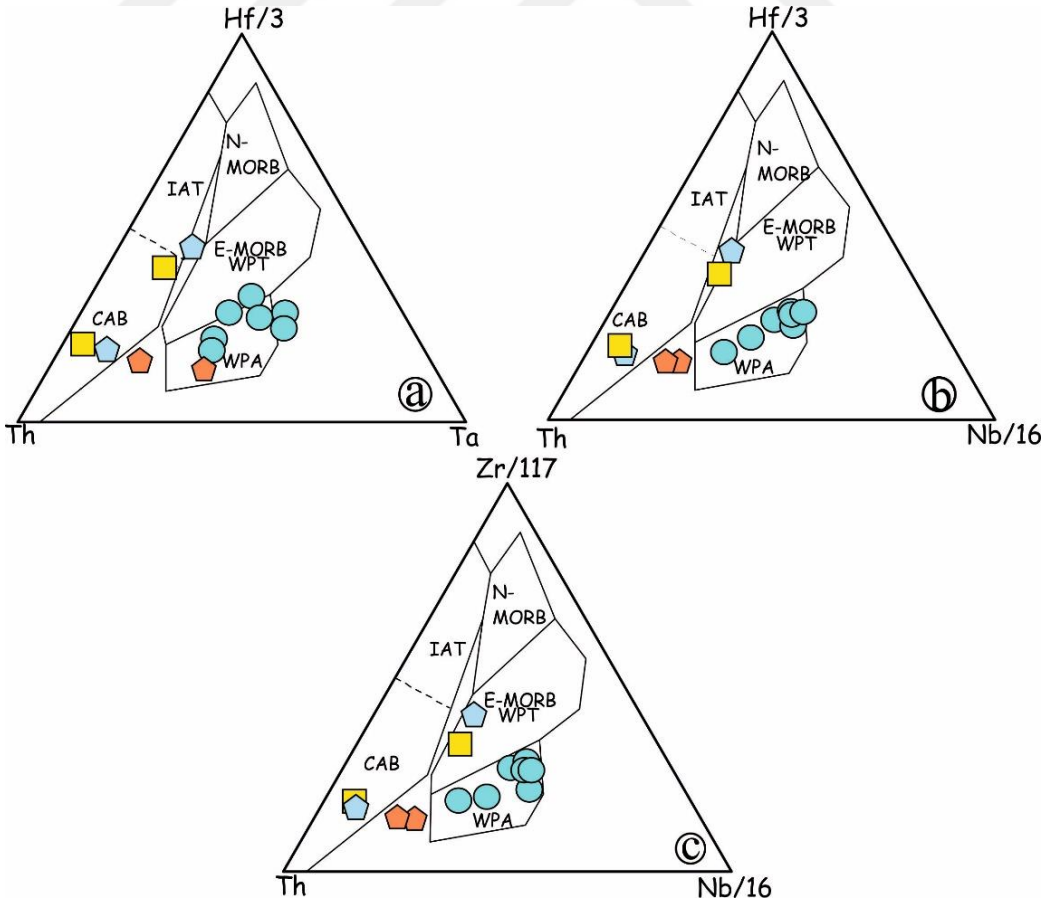
*Ti-Zr diagramında* (Şekil 4.166a; Pearce, 1982), Grup I'e ait örnekler 'ada yayı' alanında izlenmektedir. Grup II serisindeki örnekler 'MORB ve ada yayı bazalt kesişimi', 'MORB ve levha içi bazalt kesişimi' ve levha içi bazalt alanlarına saçınmıştır. Grup III serisi ise, 'MORB ve ada yayı bazalt kesişimine' düşmektedir. Amfibol şistler ada yayı bazalt alanında izlenir.

*V-Ti diagramında* (Şekil 4.166b; Shervais, 1982), Grup I, II, III'e ait tüm örnekler, MORB ve yay ardı havza alanına düşmektedir. Aynı diagramda amfibol şistler ise yay toleyitleri alanında izlenir. *Zr/Y-Zr diagramında* (Şekil 4.166c; Pearce ve Norry, 1979) Grup I'e ait örneklerden bir tanesi 'levha içi bazalt' diğeri ise 'okyanus ortası sırt bazaltı' alanına düşmektedir. Grup II'ye ait örnekler ise levha içi, okyanus ortası sırt ve 'okynaus ortası sırt/ada yayı bazalt kesişim' alanlarında izlenir. Grup III örneklerinden bir tanesi ada yayı bazalt alanına düşerken, diğeri sınırlandırılmış alanlar dışında çıkmaktadır. Amfibol şist örnekleri de tanımlı alanların dışına düşmektedir. *2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramında* (Şekil 4.166d; Meschede, 1986), Grup I'e ait örneklerden bir tanesi levha içi bazalt/levha içi toleyit alanına diğeri ise E-MORB alanına düşmektedir. Grup II'ye ait örneklerden birçoğu levha içi alkali bazalt/levha içi toleyit alanına düşerken, bir adet örnek E-MORB alanında izlenir. Grup III'e ait örneklerden bir tanesi levha içi toleyit/volkanik yay alanına, diğeri ise N-MORB/volkanik yay alanına düşmektedir.



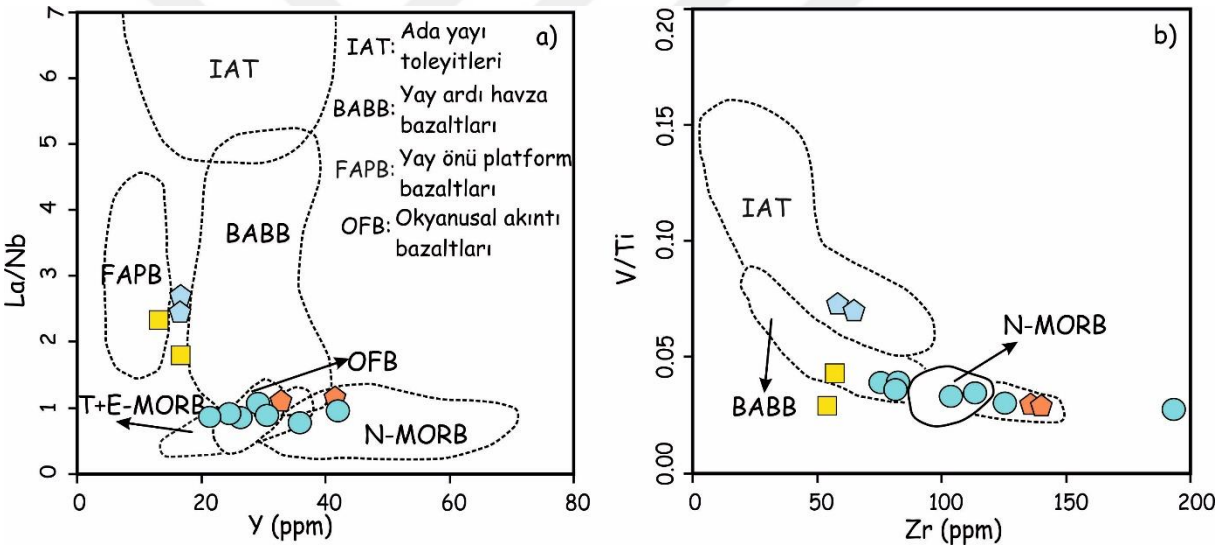

**Şekil 4.166**: Bantlı amfibolit silleri ve amfibol şist örneklerinin a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları.

Şekil 4.167'de görüldüğü üzere örnekler Wood (1980)'in Th-Hf-Ta-Zr-Nb elementlerini kullanarak oluşturduğu üçgen tektonik ayırt diagramlarında değerlendirilmiştir. *Hf/3-Th-Ta* üçgen diagramında Grup I'e ait örneklerden biri 'levha içi alkali alanına (WPA)' düşerken, diğeri sınırlandırılmış alanlar dışında çıkmaktadır (Şekil 4.167a). Grup II'deki örnekler ise, levha içi alkali magmatizma alanında ve 'levha içi alkali ile levha içi toleyit/E/MORB alanları sınırında' izlenmektedir (Şekil 4.167a). Grup III'e ait örnekler kalk-alkali bazalt alanına düşmektedir (Şekil 4.167a). Amfibol şist örneklerinden biri kalk-alkalin bazalt diğeri ise ada yayı toleyiti ile levha içi toleyit kesişimine düşmektedir (Şekil 4.167a). *Hf/3-Th-Nb/16* üçgen diagramında Grup I örnekleri sınırlandırılmış alanlar dışında izlenir. Grup II'ye ait tüm örnekler levha içi alkali bazalt alanında gözlenmektedir (Şekil 4.167b). Grup III'deki örneklerden biri kalk-alkalen bazalt alanına diğeri ise 'kalk-alkali bazalt ile levha içi toleyit sınırına' düşmektedir. Bu diagramda amfibol şist örneklerinden biri kalk-alkalen bazalt diğeri ise 'ada yayı toleyiti ve levha içi toleyit sınırında' izlenmektedir. Örneklerin *Zr/117-Th-Nb/16* üçgen diagramındaki dağılımları (Şekil 4.167c), Hf/3-Th-Nb/16 diagramı ile neredeyse aynıdır.




**Şekil 4.167**: Bantlı amfibolit silleri ve amfibol şist örneklerinin Wood (1980)'in tektonik ayırt diagramlarındaki dağılımları.

La/Nb'ye karşı Y diagramında (Şekil 4.168a), Grup I'e ait örneklerden bir tanesi 'N-MORB ile yay ardı havza kesişim' alanına diğeri ise 'T+E-MORB, ofyolitik bazalt ve yay ardı havza alanlarının üçlü kesişim' bölgesine düşmektedir. Grup II serisindeki örnekler ise, '*T+E-MORB'* alanı, *'T+E-MORB ile yay ardı kesişim'* alanı ve *'T+E-MORB ile N-MORB kesişim'* alanlarında saçınmışlardır (Şekil 4.168a). Grup III'e ait örneklerden biri '*yay önü platform bazaltları'* alanına diğeri ise *'yay ardı havza'* alanının sınırına düşmektedir. Amfibol şist örnekleri ise sınırlandırılmış alanlar dışında çıkmaktadır (yay önü platform bazaltları ve yay ardı havza bazaltları arasında). V/Ti-Zr (ppm) diagramında (Şekil 4.168b), Grup I,II ve III'e ait örnekler 'yay ardı havza' alanına düşmektedir. Ancak Grup II'ye ait örneklerden iki tanesi yay ardı havza alanının N-MORB'ları da kapsadığı bölgede izlenir. Amfibol şistlere ait örnekler ise 'ada yayı toleyitleri' alanına düşmektedir (Şekil 4.168b).




**Şekil 4.168:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin a) La/Nb-Y diagramındaki alanlara dağılımı (Floyd ve diğ., 1991), b) V/Ti-Zr diagramındaki alanlara dağılımı (Woodhead, Eggins ve Gamble, 1993).

### 4.5.2.5 Kıta Kabuğu Kontaminasyonu

Manto kökenli mafik magmaların, yükselme esnasında, kıta kabuğu kontaminasyonuna karşı oldukça duyarlı oldukları bilinmektedir (Ilnicki, 2009). Kıta kabuğu kontaminasyonu magma bileşimi üzerinde önemli bir rol oynamaktadır. Dolayısı ile '*manto kaynağı*'na dair çıkarımlarda bulunmadan önce kıta kabuğu kontaminasyonunun magma bileşimi üzerindeki etkisini değerlendirmek yerinde olacaktır.

Bir magma bileşiminde Nb ve Ta elementlerinin La'ya kıyasla tükenmesi kıtasal kabuk ile kontamine olduğunu ya da yitim zonu süreçlerinden etkilendiğini göstermektedir (Pearce, 2007). Grup I dahilindeki örnekler negatif Nb anomalisi göstermemelerine rağmen, Th/Yb-Nb/Yb diagramında iki örnek, Th/Yb-Ta/Yb diagramında ise bir adet örnek magmatik yay alanındaki üst kabuk bileşim noktasına yakınsamaktadır (*bknz.*, manto kaynağı, Şekil 4.177-178). Leeman ve Hawkesworth (1986), yüksek Ti/Y ve Ti/Yb oranına sahip olan bazik magmaların kıtasal kabuk kontaminasyonundan önemli ölçüde etkilenmediklerini önermektedir. Bu önerme doğrultusunda, Grup-I'e ait örneklerin oldukça düşük olan Ti/Y (160-194) ve Ti/Yb (1856-1914) oranları, kaynak alan magmatizmalarının kıtasal kabuk kontaminasyonundan etkilendiğini düşündürmektedir. Bununla birlikte, Ti/Y ve Ti/Yb oranları üst kıtasal kabuğunkine (ÜKK) oldukça yakındır ($Ti/Y_{ÜKK}$:183 ve $Ti/Yb_{ÜKK}$: 1918).

Grup II'deki örneklerde Nb'un La elementine kıyasla zenginleşmesi, önemli ölçüde kıta kabuğu kontaminasyonuna maruz kalmadıklarına işaret etmektedir. Bu gruptaki örneklerin yüksek Ti/Y (242-355) ve Ti/Yb (2372-3548) oranları bu önermeyi desteklemektedir. Bununla birlikte kıta kabuğu kontaminasyonunun orijinal magma bileşimindeki Th konsantrasyonunu arttırdığı bilinmektedir. Grup II'ye ait örneklerin Th içeriği (1-2.1 ppm) kıtasal kabuğunkinden (10.5 ppm) oldukça düşüktür.

Grup III serisine dahil olan örnekler Th/Yb-Nb/Yb ve Th/Yb-Ta/Yb diagramında magmatik yay alanına düşmektedir. Ancak bu alandaki üst kıtasal kabuk noktasına yakınsamazlar. Bu örneklerin yüksek Ti/Y, Ti/Yb ve düşük Th konsantrasyonuna sahip olmaları kıtasal kabuk kontaminasyonundan etkilenmediklerine işaret edebilir.

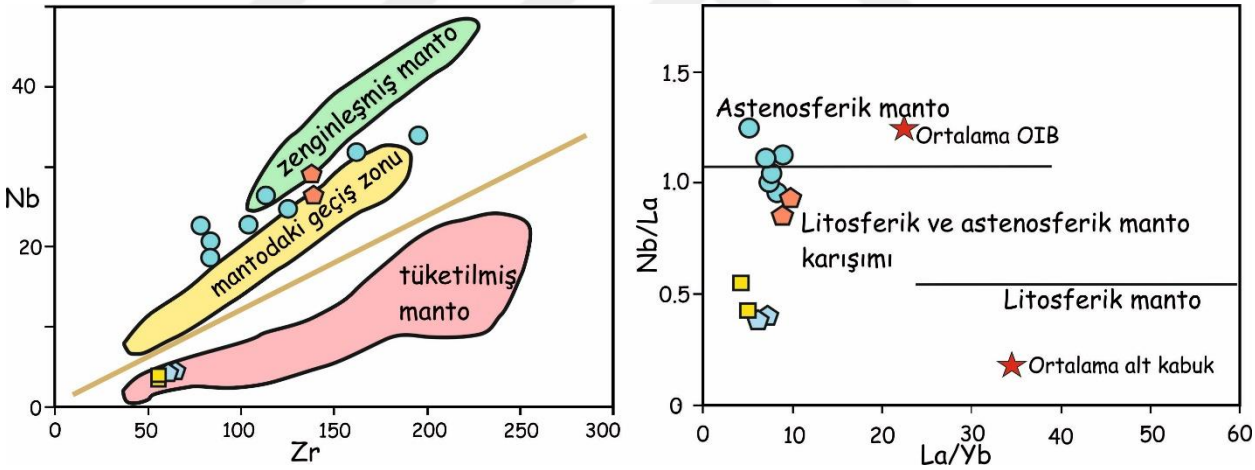
Bununla birlikte, Hoffman ve diğ. (1986) kabuktan kirlenmemiş manto kökenli magmaların nispeten yüksek Nb/U oranına sahip olduklarını belirtmektedir. Alt kıtasal kabuğun Nb/U oranı 24, üst kıtasal kabuğunki ise 4'tür (Rudnick ve Gao, 2003). Grup I, II ve III'e ait örneklerde ortalama Nb/U oranı sırasıyla 12, 36 ve 37'dir. Grup II ve III'deki örneklerin Nb/U oranı kirlenmemiş manto kökenli magmalarla oldukça uyumludur. Grup I'in Nb/U oranı ise ortalama kıta kabuğuna oldukça yakındır.

Özetle bazı iz element oranları ya da konsantrasyonları göz önüne alındığında Grup II ve III'e ait örneklerin kıta kabuğu kontaminasyonundan etkilenmediği söylenebilir. Buna göre

Grup I'deki negatif Nb anomalisi ise muhtemelen kıta kabuğu kontaminasyonunun bir sonucudur.

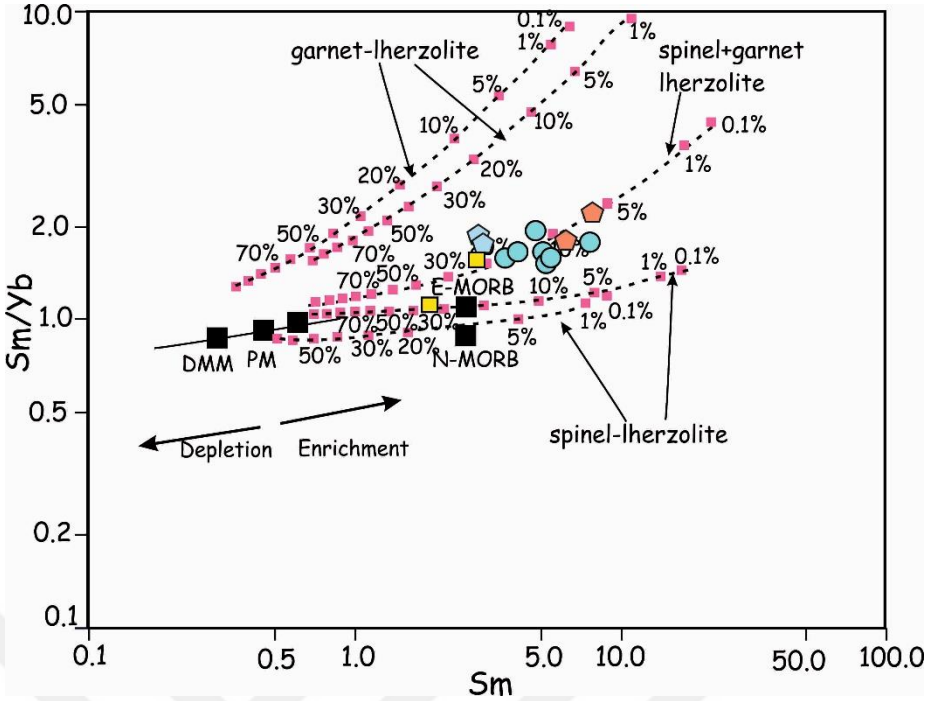
### 4.5.2.6 Manto Kaynağı

Geng ve diğ. (2011)'in Nb-Zr diagramı, Grup I ve II'ye ait örneklerin kaynak alanı için zenginleşmiş manto alanı yakınındaki *geçiş zonuna*, Grup III'e ait örnekler için ise tüketilmiş mantoya işaret etmektedir (Şekil 4.169). Tüm örneklerin La/Yb'ye karşı Nb/La diagramındaki (Abdet ve diğ., 2004) dağılımı, manto kaynak alanının giderek derinleştiğine işaret etmektedir (Şekil 4.169). Bu diagram Grup I'in kaynak alanı için litosferik ve astenosferik manto kökenli ergiyiklerin birbirine karıştığı bir manto zonuna, Grup III için ise litosferik manto zonuna işaret etmektedir. Grup II'ye ait örnekler ise litosferik ve astenosferik manto karışım bölgesinden astenosferik manto bölgesine doğru sıralananmışlardır (Şekil 4.169). Amfibol şist örnekleri, Nb-Zr ve Nb/La-La/Yb diagramlarında sırasıyla tüketilmiş manto ve litosferik manto alanlarına düşmektedir (Şekil 4.169).



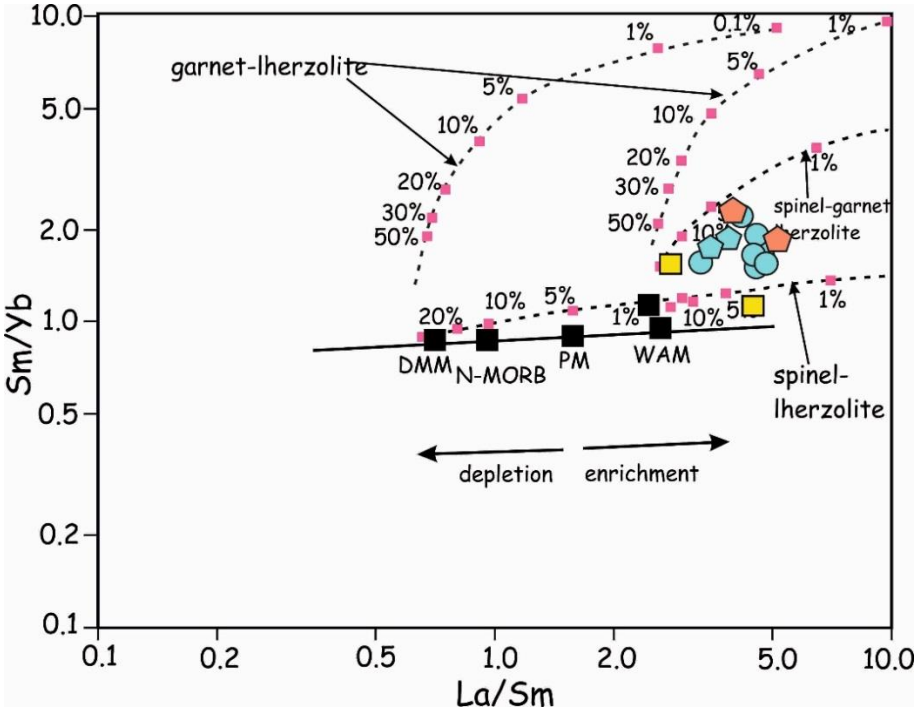

**Şekil 4.169:** Nb-Zr (Geng ve diğ., 2011) ve Nb/La-La/Yb (Abdet ve diğ., 2004) diagramlarında bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin dağılımı.

Sm/Yb-Sm diagramına göre Grup I ve II serisindeki örnekler spinel-granat lerzolit bileşimindeki mantonun, sırasıyla, %5-10 ve %10-20 oranında kısmi ergimesi sonucu oluşmuştur (Şekil 4.170). Bu diagrama göre, Grup III'e ait örnekler muhtemelen spinel lerzolit ya da spinel-granat lerzolit türü bir mantosal alanın %30 oranında kısmi ergimesi sonucu oluşmuş olmalıdır.



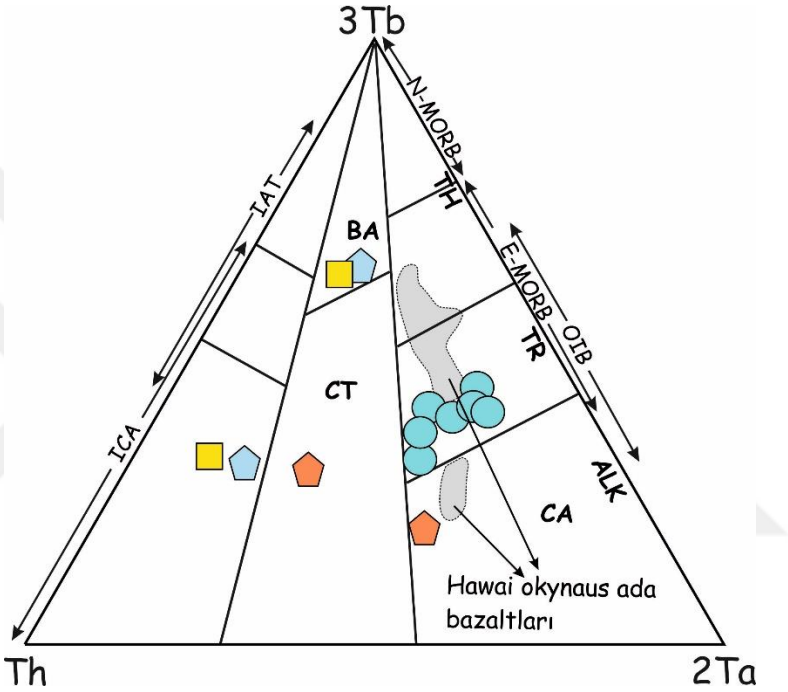

**Şekil 4.170:** Bantlı amfibolit sili örneklerinin Sm/Yb-Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır).

Sm/Yb-La/Sm diagramında (Şekil 4.171) Grup I ve II'ye ait örneklerin birçoğu, *spinel-granat lerzolit eğrisinin* %5'lik kısmi ergime noktası ile *spinel lerzolit eğrisinin* %5'lik ergime noktası arasında sıralanmıştır. Örneklerin ergime eğrileri üzerinde dizilmemeleri La ve Sm'nin kısmi ergime esnasında fraksiyonlaşmamasına bağlı olabilir.



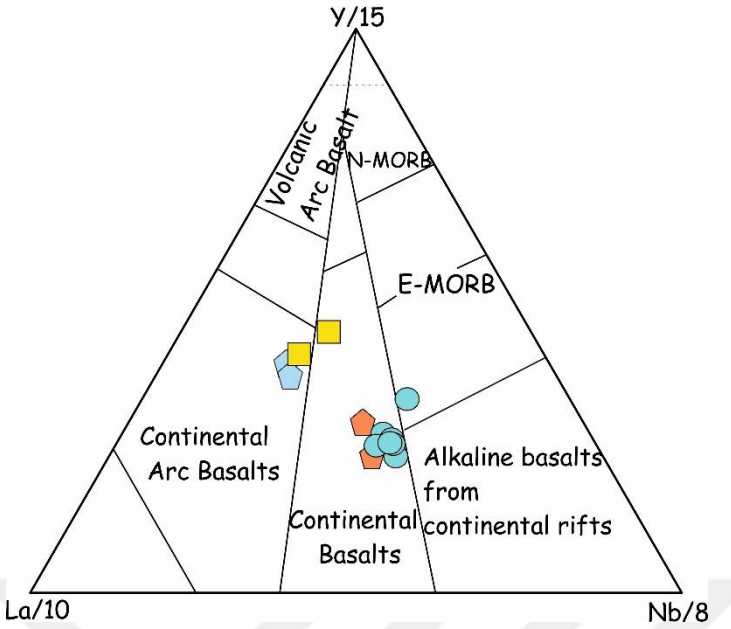

**Şekil 4.171:** Bantlı amfibolit sili örneklerinin La/Sm-Sm/Yb diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır).

Bantlı amfibolit örneklerine ait iz element değerleri Cabanis ve Thieblemont (1988)'in 3Tb-Th-Ta üçgen diagramına iz düşürüldüğünde, Grup I serisi örneklerden bir tanesi kıtasal alkali bazalt, diğeri ise kıtasal toleyit alanına düşmektedir (Şekil 4.172). Grup II'deki örnekler ise *OIB ila E-MORB geçiş serisi alanında* (transitional magma) izlenir (Şekil 4.172). Grup III'e ait iki örnekten biri ada yayı kalk-alkalen bazalt diğeri ise yay-ardı alanına düşmektedir (Şekil 4.172). Amfibol şist örneklerinin biri ada-yayı kalk alkalen bazalt, diğeri ise yay-ardı alanına düşmektedir (Şekil 4.172).



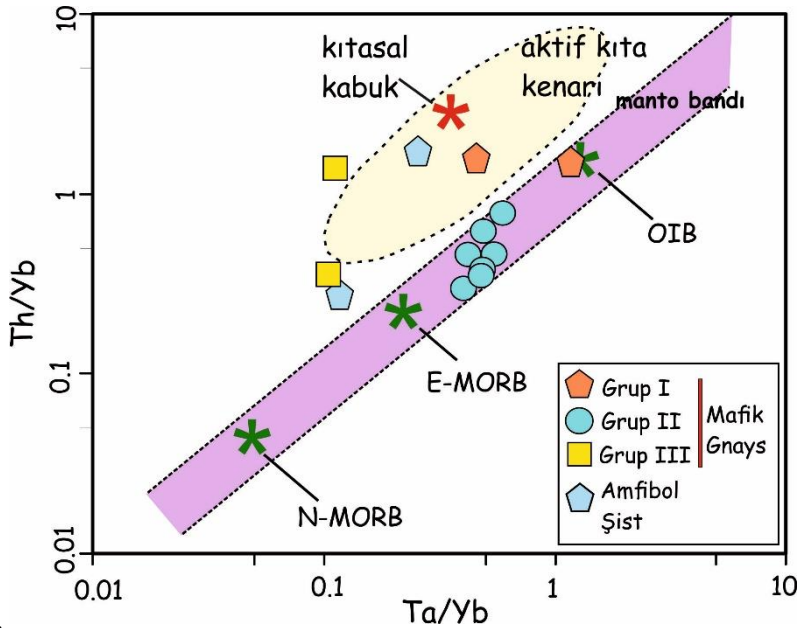

**Şekil 4.172:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Cabanis ve Thieblemont( 1988)'in 3Tb-Th-Ta üçgen diagramındaki dağılımları.

Bantlı amfibolit örneklerinin, Cabanis ve Le Colle (1989)'un Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramındaki dağılımına bakıldığında (Şekil 4.173), Grup I ve Grup II'ye ait örneklerden birçoğu *'kıtasal bazalt'* alanına düşmektedir. Ancak Grup II'ye ait bir adet örnek diagramın E-MORB alanında izlenmektedir. Grup III'deki örneklerden bir tanesi 'kıtasal bazalt' diğeri ise 'kıtasal yay bazaltı' alanına düşmektedir (Şekil 4.173). Amfibol şistlere ait iki örnek de kıtasal yay bazaltı kesimine düşmektedir (Şekil 4.173).



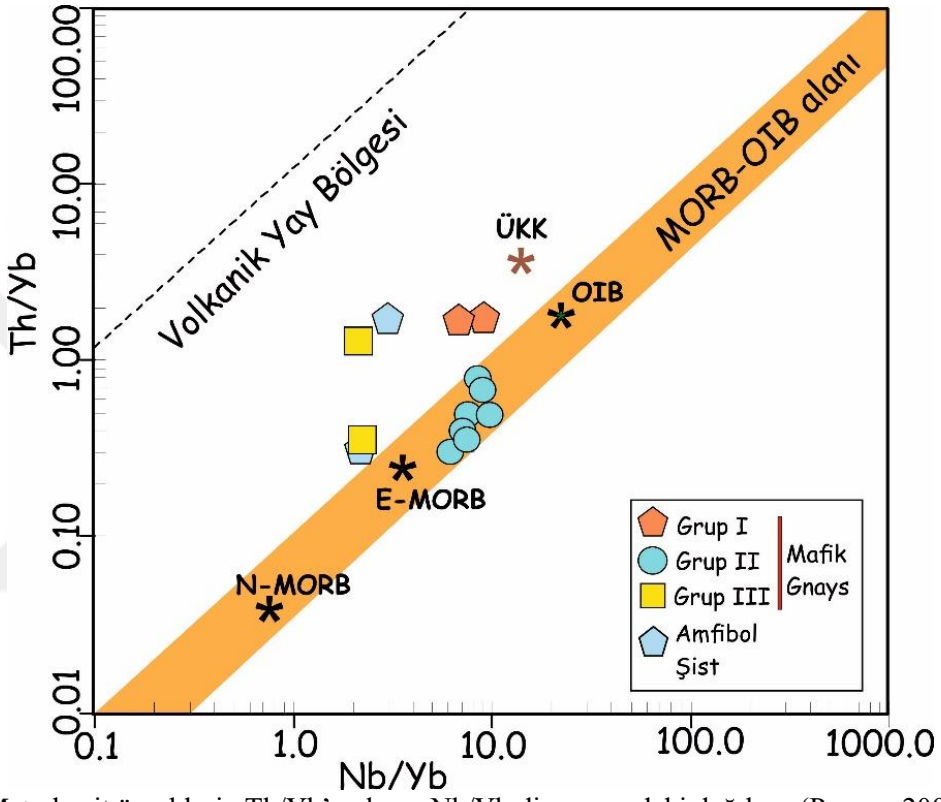

**Şekil 4.173:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin Cabanis ve Le Colle (1989)'un Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramındaki dağılımları.

Th/Yb'ye karşı Ta/Yb diagramında (Şekil 4.174), Grup I'e ait örneklerden bir tanesi OIB noktası üzerinde yer alırken, diğeri manto bandı dışında kıtasal kabuk noktasına yakınsamaktadır. Grup II örneklerinin hepsi manto bandı içindeki E-MORB ve OIB noktaları arasında sıralanmıştır (Şekil 4.174). Grup III örneklerinin her ikisi de manto bandı dışında çıkmaktadır (Şekil 4.174). Ancak Grup III'ün kıta kabuğu noktasına yakın izlendiği söylenemez. Bununla birlikte amfibol şist örnekleri manto bandı dışına düşmekte olup örneklerden bir tanesi diagramdaki kıta kabuğu noktasına yakınsamaktadır.



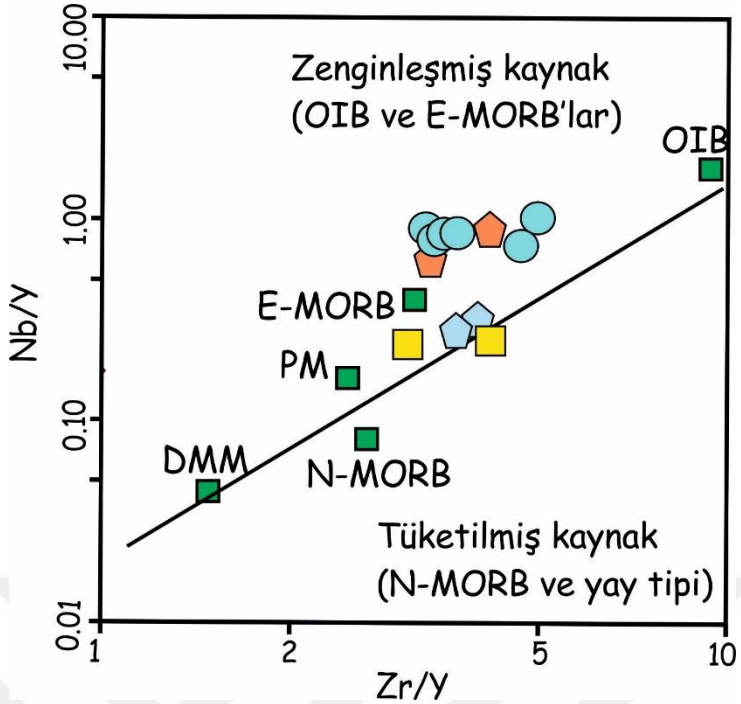

**Şekil 4.174:** Örneklerin Th/Yb'ye karşı Ta/Yb diagramındaki (Pearce, 1982) dağılımları.

Bantlı amfibolit örneklerinin Th/Yb'ye karşı Nb/Yb diagramındaki dağılımı incelendiğinde Grup I'deki örneklerin manto bandı dışında, üst kıta kabuğu (ÜKK) noktasına yakınsar konumda olduğu görülmektedir (Şekil 4.175). Grup II serisi ise manto bandı içindeki E-MORB ve OIB bileşimleri arasında izlenir (Şekil 4.175). Grup III'e ait örnekler ile amfibol şistler manto bandının dışına düşmekte olup (ancak birer tanesi manto bandının E-MORB alanına oldukça yakın) üst kıta kabuğu noktasından uzakta yer alırlar (Şekil 4.175).



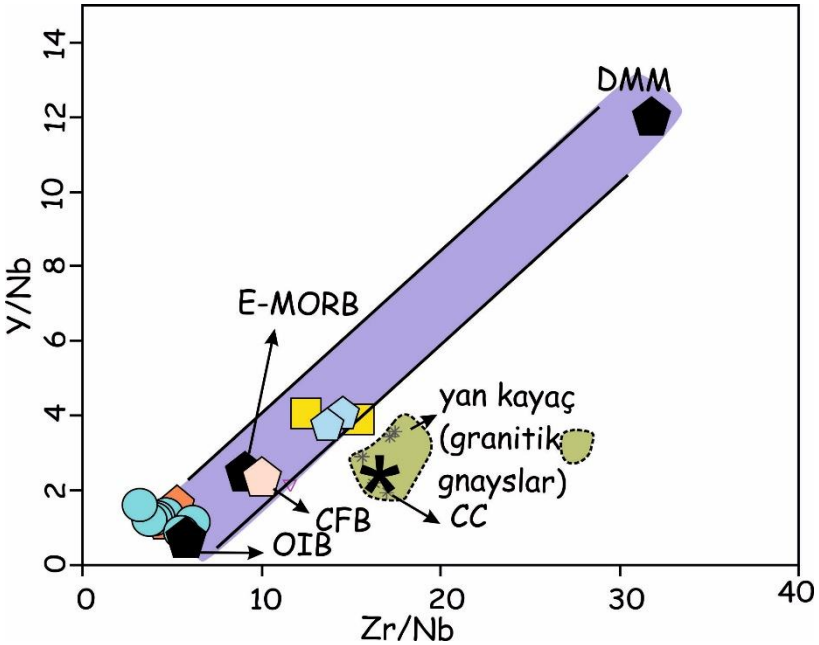

**Şekil 4.175**: Meta-bazit örneklerin Th/Yb'ye karşı Nb/Yb diagramındaki dağılımı (Pearce, 2008).

Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramında (Şekil 4.176; Fitton, 2007) Grup I ve Grup II serisindeki örnekler *'zenginleşmiş kaynak alan'* kısmında izlenmektedir. Bu örnekler E-MORB noktasından başlayarak OIB'e doğru yakınsar bir trend göstermektedir. Grup III örneklerinden bir tanesi diagramın tüketilmiş kaynak alan (N-MORB ve yay tipi) kısmında, diğeri ise zenginleşmiş kaynak alan kesimindedir (Şekil 4.176). Ancak her iki örnek de zenginleşmiş ve tüketilmiş kaynak alanları birbirinden ayıran sınır çizgisi yakınına düşmektedir. Amfibol şist örnekleri ise, Grup III'e benzer şekilde sınır çizgisi üzerinde yer alırlar.




**Şekil 4.176:** Bantlı amfibolit ve amfibol şist örneklerinin, zenginleşmiş kaynak alanlar ile tüketilmiş kaynak alanları ayıran Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramındaki (Fitton, 2007) dağılımları.

Y/Nb'ye karşı Zr/Nb diagramında (Şekil 4.177) Grup I ve II'ye ait örnekler OIB noktası yakınında izlenir. Grup III'deki örnekler ile amfibol şistler ise manto bandı üzerinde nispeten E-MORB noktası yakınında gözlenir.




**Şekil 4.177**: Y/Nb'ye karşı Zr/Nb diagramı (E-MORB, OIB, DMM, CFB noktalarının bileşimsel değerleri Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır).

**Grup I** serisi örneklerin *hafif nadir toprak elementi* içeriklerinin kondrit ve N-MORB'a kıyasla zenginleşme katsayıları OIB türü magmalar ile oldukça benzerdir (bknz. major oksit ve iz element karakteristikleri). Bununla birlikte Grup I'deki örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ ve $(Dy/Yb)_{CN}$ fraksiyonlaşma oranları OIB türü magmalarınkinden az, E-MORB tipi magmalarınkinden daha fazladır. Dolayısıyla Grup I serisinin iz element konsantrasyonu zenginleşmiş bir kaynak alanı yansıtıyor olsa da, birtakım iz element oranları (örn; $Dy/Yb_{CN}$) kaynak alanın *astenosferik manto (OIB türü magmaların oluştuğu)* kadar derin yerleşimli olmadığına işaret etmektedir. Bu tür ergiyiklere literatürde OIB-benzeri magmalar (OIB-like magmas) olarak değinilmektedir.

**Grup-II** serisindeki örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranları OIB türü magmaların $(La/Yb)_{CN}$ oranından düşük, E-MORB tipi magmalarınkinden ise yüksektir. Örneklerin $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları ise E-MORB türü magmalara daha yakın olmakla birlikte, OIB türü magmalarınkinden daha düşüktür. Gruptaki örneklerin iz element konsantrasyonları da bu verileri desteklemekte olup, örneklerden altı tanesinin NTE konsantrasyonu, E-MORB ila OIB magma aralığındadır. Ancak grup içerisindeki bir adet örneğin hafif nadir toprak element konsantrasyonları OIB ile neredeyse aynıdır. Ancak aynı örneğin ağır nadir toprak element içeriği OIB tipi magmalardan biraz daha fazladır.

Özetle, **Grup I ve II serisi** örneklerin iz element karakteristikleri bileşimi E-MORB ila OIB arasında olan *geçiş serisi magmalara* benzerlik göstermektedir. Şekil 4.169-170-171-172-173-174-175-176-177'de her iki gruba ait örneklerin E-MORB ila OIB bileşimli noktalar arasında (ya da mantodaki geçiş zonunda) sıralanması bu benzerliği desteklemektedir. Bununla birlikte, her iki grubun da $(La/Yb)_{CN}$ ve $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları granatın duraylı olduğu (spinelin duraylılığını kaybettiği) derin astenosferik mantodan ergiyen OIB türü magmalardan daha düşüktür (*bknz.*,4.5.2.3 iz element karakteristikleri). Sonuç olarak Grup I ve Grup II serisinin kaynak alanı olan ve belli bir dereceye kadar iz elementlerce zenginleşmiş olan manto alanının, astenosferin derin kesimlerinde olması olası değildir. Örneklerin Şekil 4.169a-b'deki dağılımı da göz önüne alındığında kısmi ergimenin gerçekleştiği manto kaynağının, sığ astenosferik manto ya da litosferik-astenosferik manto geçiş derinliklerinde olduğu düşünülmektedir. Dolayısıyla Şekil 4.170'de de görüldüğü üzere Grup I ve II serisinin manto kaynağı olasılıkla spinel+granat lerzolit olmalıdır. Diagramdaki dağılıma bakıldığında kaynak alanda en az kısmi ergimenin olduğu noktada Grup I serisi, kısmi ergimenin artış

gösterdiği noktalarda ise Grup II serisi oluşmaya başlamıştır. Grup I ve II serileri arasındaki jeokimyasal farklılıklar olasılıkla kısmi ergime derecelerinin farklı olmasından kaynaklanmaktadır. Bununla birlikte, Grup I'deki örneklerin bazı diagramlarda magmatik yay alanına kayması muhtemelen kıta kabuğu kontaminasyonunun bir sonucudur.

**Grup III** serisinin iz element karakteristikleri önemli ölçüde bir kıtasal kabuk kontaminasyonuna işaret etmediğinden (bknz. kıta kabuğu kontaminasyonu), bu serideki negatif Nb anomalisi muhtemelen yitim süreçleri ile metasomatize olmuş bir manto kaynak alanını yansıtmaktadır. Bununla birlikte Grup III serisinin iz element konsantrasyonu Grup I ve II'den oldukça düşük olduğundan nispeten daha tüketilmiş bir kaynak alana işaret etmektedir. Grup III serisinin, bazı iz element ayrım diagramlarında *zenginleşmiş kaynak alan* ile *tüketilmiş kaynak alan* sınırında (Şekil 4.169), ya da *litosferik manto* ile *litosfer-astenosfer karışım alanı* sınırında izlenmesi daha sığ ve tüketilmiş bir mantodan ergidiklerini desteklemektedir. Leat ve diğ. (1988), bazik magmalarda La/Ta oranının 30'dan büyük, La/Nb oranının ise 1.5'tan büyük olmasının litosferik manto kökenini yansıttığını vurgulamaktadır. Grup III serisi örneklerin La/Nb oranları 1.8 ve 2.3, La/Ta oranları ise 42 ve 39'dur. Dolayısıyla Leat ve diğ. (1988)'in önermesi baz alındığında bu grubun metasomatize olmuş litosferik manto kökeni ile uyumlu olduğu düşünülebilir. Benzer şekilde He ve diğ. (2018), $(Ta/La)_{PM}$ oranı 1'den az olan bazik magmaların '*slab'* kökenli akışkanlar tarafından metasomatizmaya uğramış bir mantodan ergimiş olabileceğini belirtmektedir. Grup III'ün $(Ta/La)_{PM}$ oranı 0.4'tür. Tüm bu veriler birlikte değerlendirildiğinde Grup III'ün önceki bir yitim süreci ile metasomatize olmuş litosferik mantodan kökenlendiği düşünülmektedir. Bunlara ilaveten Sm/Yb-Sm (Şekil 4.170) ve Sm/Yb-La/Sm diagramlarında (Şekil 4.171), Grup III serisinin, spinel+granat lerzolit eğrisindeki kısmi ergimenin nispeten artış gösterdiği noktalardan, spinel lerzolit eğrisine doğru bir dizilim göstermesi, kaynak alanlarının spinel lerzolit sınırında olabileceğini akla getirmektedir.

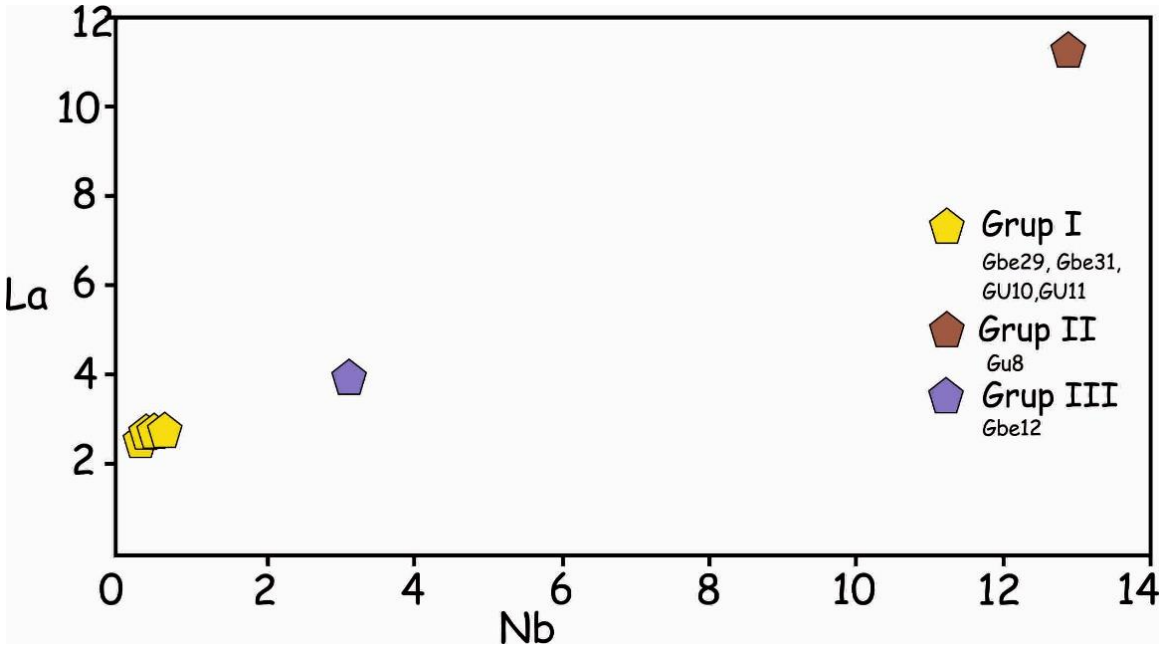
### 4.5.3 Sarıcakaya Paragnaysları İçindeki Amfibolit Budinleri

Amfibolit budini örneklerinde Zr konsantrasyonu kayda değer bir değişim göstermediğinden, bu bölümde Zr-Ana Oksit ve Zr-İz Element diagramlarına yer verilmemiştir.

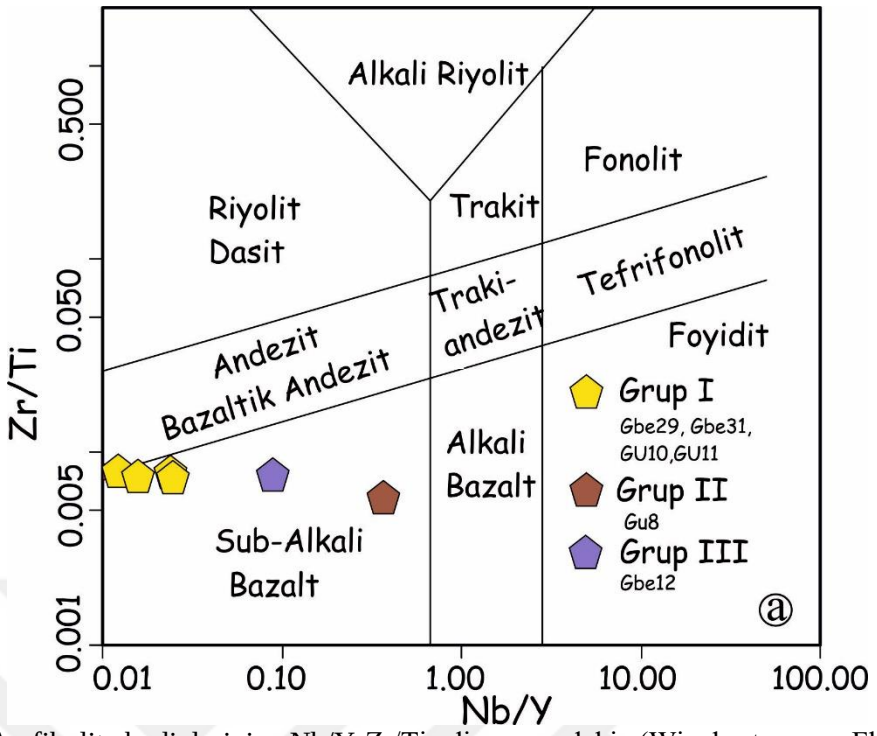
#### 4.5.3.1 Jeokimyasal Sınıflama

Amfibolit budinlerinin iz element jeokimyası birtakım farklılıklar içerdiği için (EK 27) üç farklı gruba ayrılarak incelenecektir. **Grup I'deki** dört adet örnek (GBe29, GBe31, GU10, GU11) yüksek La/Nb (3.9-8) oranı ve oldukça düşük Nb (0.3-0.7 ppm) ve Ta (<0.1-0.5 ppm) konsantrasyonları ile karakterizedir. Bununla birlikte, kayaçların alkalinlik derecesine işaret eden Nb/Y oranları (0.01-0.02) oldukça düşüktür. Tek bir örnekten oluşan **Grup II** (GU8), nispeten düşük $SiO_2$ yüzdesi, yüksek Nb konsantrasyonu (31ppm) ve düşük La/Nb oranı (0.86) ile karakterizedir. Ayrıca bu gruptaki örneğin Nb/Y oranı diğer iki gruptan daha yüksektir. **Grup III'e** ait örneğin (GBe12), iz ve nadir toprak elementi içeriği diğer iki grubun arasında kalmaktadır. Tüm örneklerin La-Nb diagramındaki dağılımları Şekil 4.178'de gösterilmektedir.

Zr/Ti'ye karşı Nb/Y diagramında (Winchester ve Floyd, 1977) Grup I<III<II sıralaması ile kayaçların alkalinlik indeksi olan Nb/Y oranının arttığı gözlenmektedir (Şekil 4.179). Fraksiyonlaşma indeksi olan Zr/Ti oranı ise gruplar arasında önemli bir farklılık göstermemektedir. Diagramda tüm örnekler sub-alkali bazalt alanında izlenmekte olup, Grup I serisindeki bir adet örnek subalkali bazalt ve bazaltik andezit sınırına yakın düşmektedir.




**Şekil 4.178:** Jeokimyasal analizi yapılan amfibolit budini örneklerinin La-Nb diagramındaki dağılımları.




**Şekil 4.179:** Amfibolit budinlerinin Nb/Y-Zr/Ti diagramındaki (Winchester ve Floyd, 1977) dağılımları.

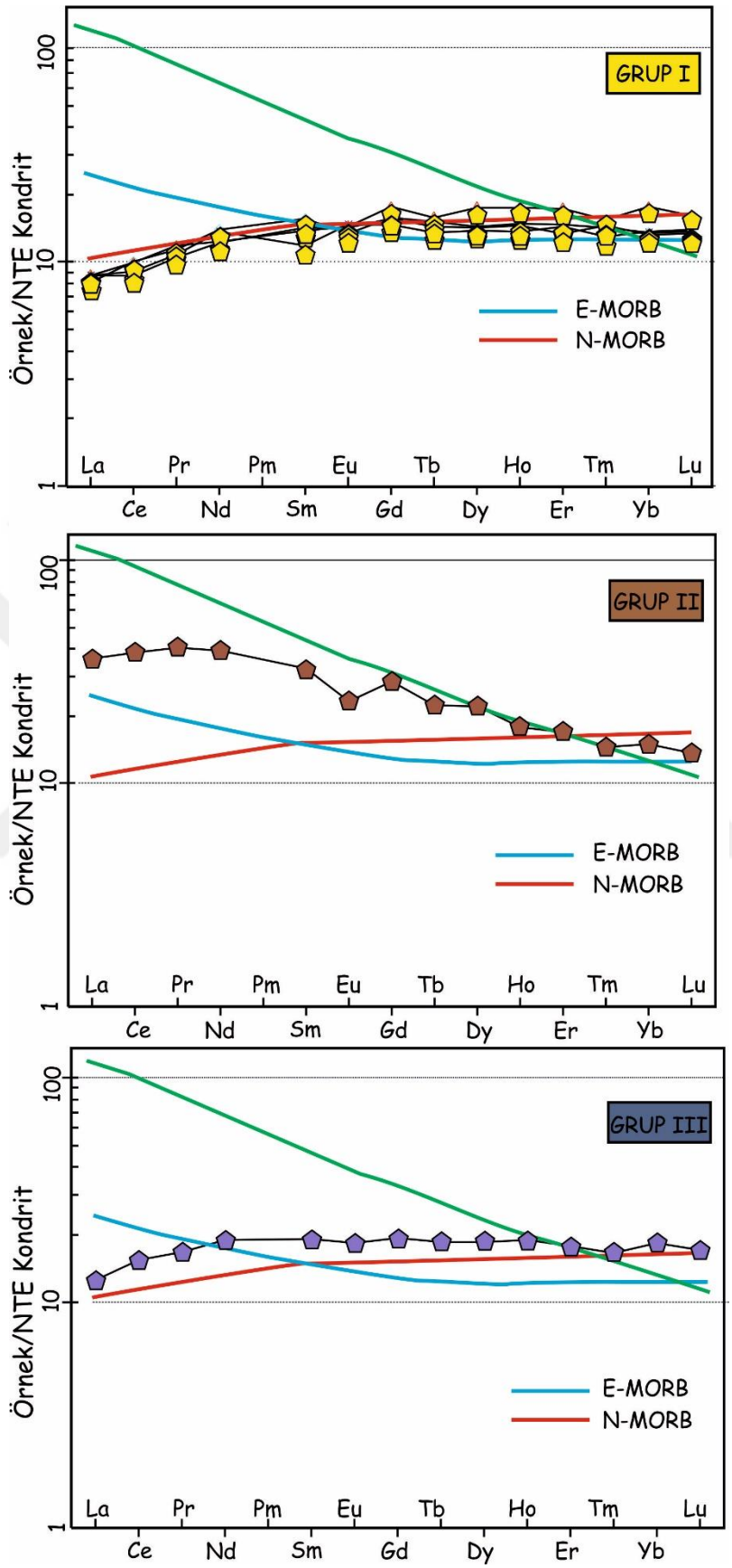
### 4.5.3.2 Major Oksit ve İz Element Karakteristikleri

Amfibolit budinlerinin major oksit içerikleri (%) incelendiğinde, $SiO_2$ değerlerinin bazik magmalarınki ile uyumlu olduğu görülmektedir. En yüksek $SiO_2$ değeri (%53-54) Grup I serisi örneklerde gözlenmekte olup, Grup II'ye ait örneğin $SiO_2$ yüzdesi (%44) diğer iki gruptan düşüktür. Bununla birlikte, Grup II'ye ait örneğin $Al_2O_3$ (20%) ve CaO (9 %) değerleri diğer iki gruptan yüksektir. Grup I ve III arasında $Al_2O_3$ değeri bakımından önemli bir fark bulunmamakla birlikte (~15-16 %), CaO yüzdeleri 5-8 % arasında değişmektedir. MgO yüzdeleri üç grup arasında önemli bir değişkenlik göstermemektedir.

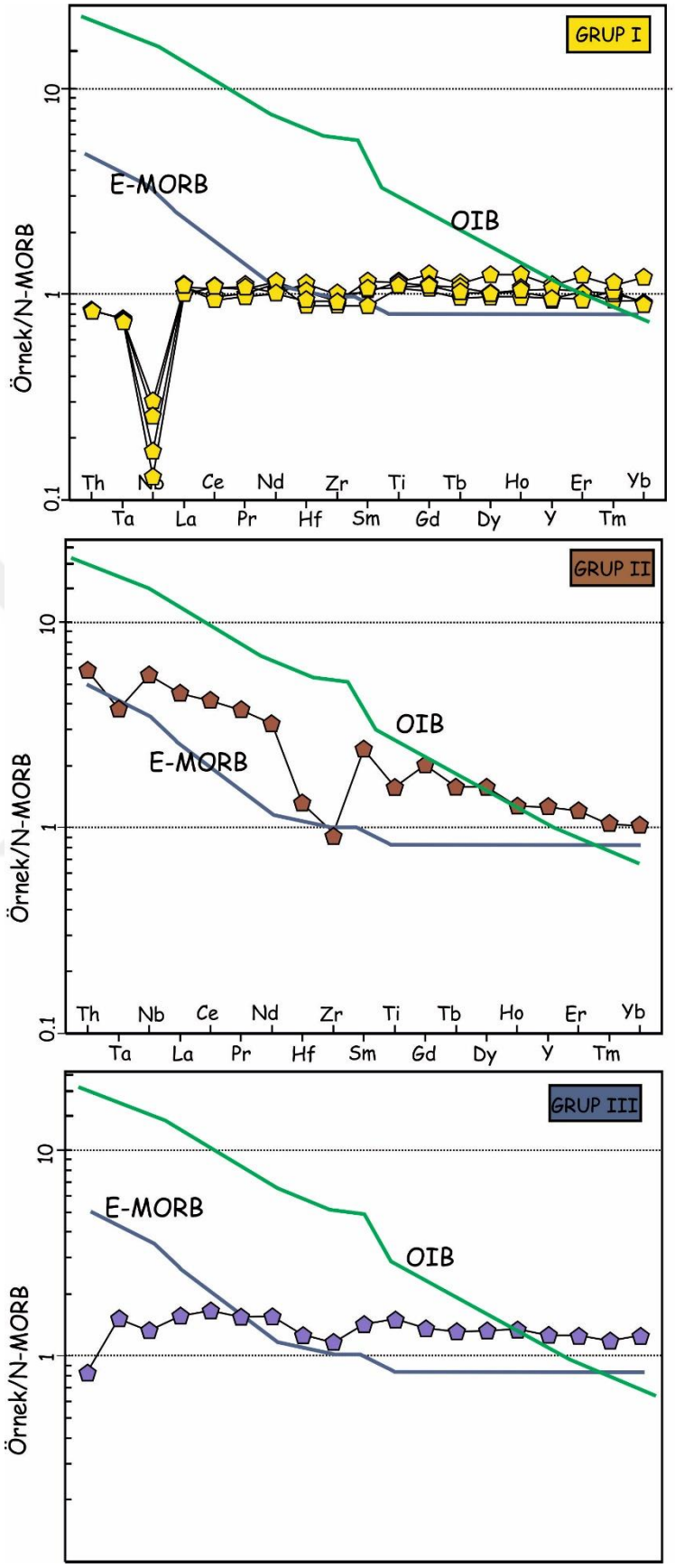
Her üç grupta da Ni, Co, Sc gibi uyumlu elementlerin konsantrasyonu oldukça düşüktür. Grup II'ye ait örneğin V (ppm) konsantrasyonu (286 ppm) diğer iki gruba göre daha düşük, Ti/V oranı (41) ise daha yüksektir (Ti/V; Grup I: 21, Grup III: 23). Grup I serisinin V (ppm) konsantrasyonu 380-408 ppm aralığında değişirken, Grup III'e ait örneğin V konsantrasyonu 490 ppm'dir. Düşük Ti/V oranı (~10-20) yitim ilişkili magmalar için karakteristiktir. Bununla birlikte Grup II'ye ait örneğin V/Sc oranı (6.3) MORB tipi magmalar ile oldukça uyumludur ($MORB_{V/Sc}$: 6.7). Grup I ve III'deki örneklerin V/Sc oranları 9-10.7 ppm aralığında değişmektedir.

Amfibolit budinlerinin kondrit normalize NTE örümcek diagramına bakıldığında (Şekil 4.180), **Grup I**'in hafif nadir toprak elementleri, ağır nadir toprak elementlerine kıyasla tükenmiştir. Bu serideki örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranları 0.5-0.7 arasında değişirken, $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları 1'dir. Bu oranlar N-MORB türü magmaların $(La/Yb)_{CN}$ (0.6) ve $(Dy/Yb)_{CN}$ (1) değerleri ile oldukça benzerdir. Grup I örneklerinin HNTE değerleri kondrite kıyasla 11 ila 20 kez, ANTE değerleri ise kondrite kıyasla 17 ila 22 kez zenginleşmiştir. **Grup II**'ye ait örneğin HNTE değerleri ANTE'ler üzerinde zenginleşmiş olup kondrit normalize $(La/Yb)_{CN}$ değeri 2.7'dir. Örümcek diagramında da görüldüğü üzere bu örneğin ağır nadir toprak elementleri arasında hafif bir fraksiyonlaşma gözlenmektedir [$(Dy/Yb)_{CN}$:1.5]. Bu örneğin HNTE'leri kondrite kıyasla 36-51 kez, ANTE'leri ise 17 ila 28 kez zenginleşmiştir. Bununla birlikte, Grup II'ye ait örneğin HNTE konsantrasyonu, E-MORB türü magmaların ~2 katı, ANTE konsantrasyonu ise ~ 1.5-2 katı kadardır. **Grup III'e** ait örnekte ise HNTE'ler ANTE'ye kıyasla fakirleşmiştir. Örneğin $(La/Yb)_{CN}$ oranı 0.7'dir.

Grup I serisinin N-MORB normalize iz element değerleri örümcek diagramda düz bir desen oluşturma eğiliminde olup (Nb hariç), normalize değerler N-MORB çizgisine oldukça yakındır (Şekil 4.181). Diagramda, gruptaki tüm örneklerin gösterdiği negatif Nb anomalisi oldukça dikkat çekici olup, $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranları 3.6-7.8 aralığında değişmektedir (Şekil 4.181). Bu örneklerin Th/Nb ve Th/Yb oranları sırasıyla, 0.1-0.3 ve 0.04-0.003 aralığında değişir. Şekil 4.181'de görüldüğü üzere, **Grup II'ye** ait örneğin N-MORB normalize iz element değerlerinin birçoğu, E-MORB tipi magmaların normalize edilmiş iz element konsantrasyonundan yüksektir. Örnekte Nb elementi, La üzerinde hafifçe zenginleşmiş olup, $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranı 0.8'dir. **Grup III'**e ait örneğin N-MORB normalize örümcek diagramında (Şekil 4.181), iz element ve NTE'lerin N-MORB'a kıyasla hafifçe zenginleştiği gözlenmektedir. Bu örnekte, Nb elementi La'ya kıyasla hafifçe tükenmiştir ve örneğin $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranı 1.2'dir. Th/Nb ve Th/Yb oranları sırasıyla 0.05 ve 0.04'tür. Zr elementi hafif negatif anomali vermektedir.



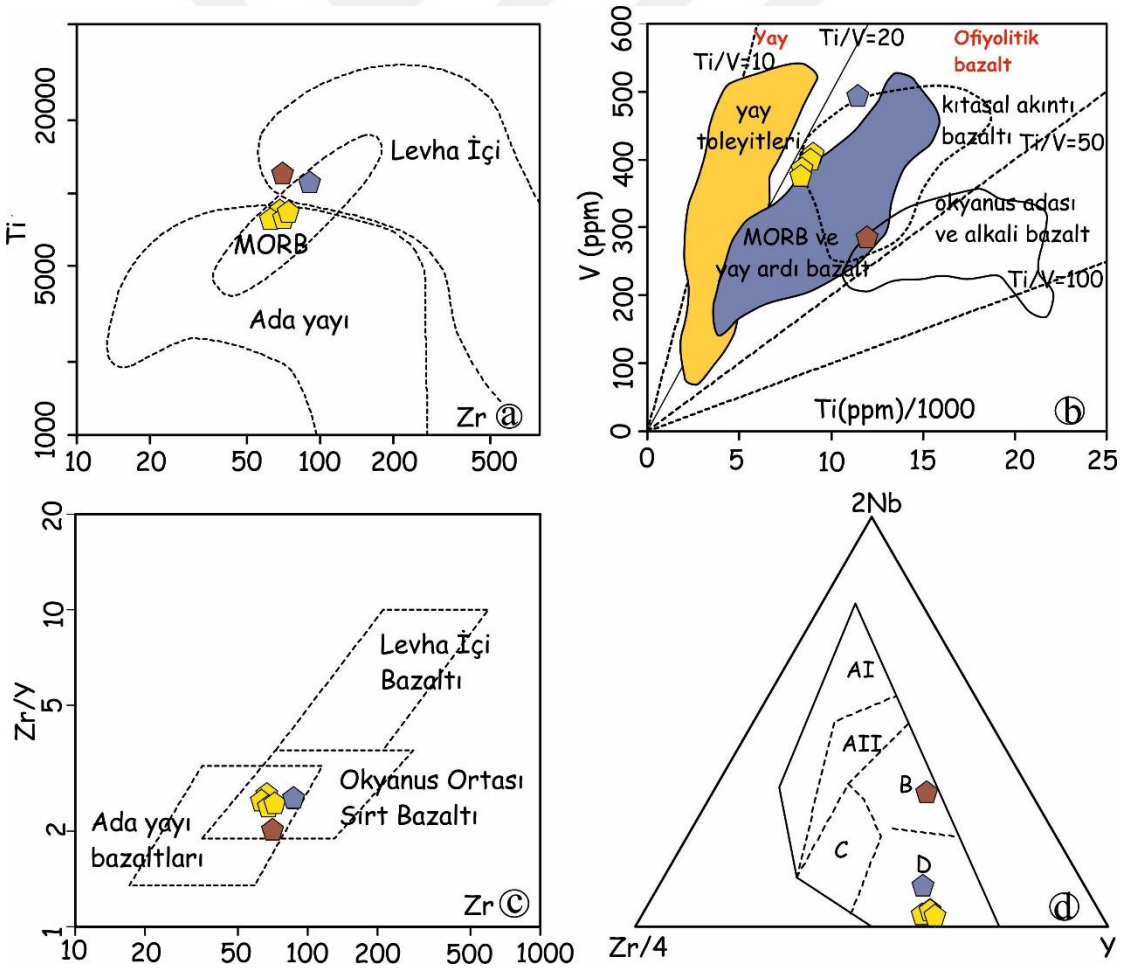

**Şekil 4.180:** Grup I, II ve III dahilindeki amfibolit budini örneklerinin kondrite normalize edilmiş NTE örümcek diagramları (Boynton, 1984).




**Şekil 4.181:** Grup I, II ve III dahilindeki amfibolit budini örneklerinin N-MORB'a normalize edilmiş iz element örümcek diagramları (Sun ve Mc Donough, 1989).

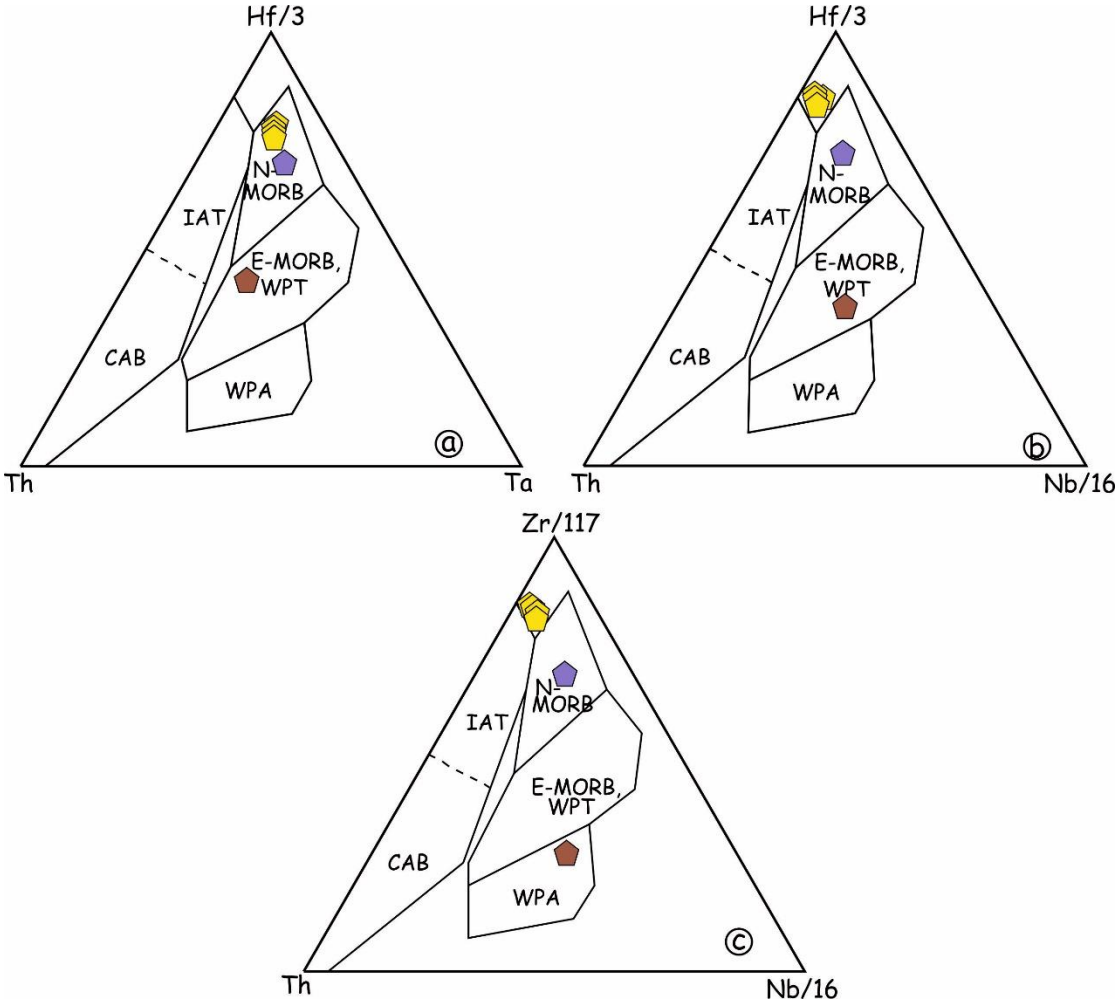
### 4.5.3.3 Tektonik Ortam

*Ti-Zr* diagramında (Şekil 4.182a; Pearce, 1982) Grup I, 'MORB ve ada yayı alanlarının' kesişim bölgesine düşmektedir. Diagramda, Grup II'ye ait örnek 'levha içi magmatizma' alanına, Grup III'e ait örnek ise 'levha içi ve MORB alanlarının' kesişim bölgesine düşmektedir (Şekil 4.182a). V-Ti/1000 diagramında (Şekil 4.182b; Shervais, 1982), Grup I serisi 'MORB ve yay ardı bazaltı' ile 'kıtasal akıntı bazaltı' alanlarının kesiştiği sınırda izlenir. Diagramda, Grup II'ye ait örnek 'MORB ve yay ardı bazalt', 'kıtasal akıntı bazaltı' ve 'okyanus adası bazaltı / alkali bazalt' alanlarının kesişim bölgesinde izlenmektedir. Grup III'e ait örnek ise 'kıtasal akıntı bazaltı' sınırına düşmektedir. Zr/Y-Zr diagramında (Şekil 4.182c; Pearce ve Norryi 1979), Grup I, II ve III'e ait tüm örnekler 'ada yayı bazaltları' ve 'okyanus ortası sırt bazaltları' alanlarının kesişim bölgesinde izlenir. Meschede (1986)'nın 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramında (Şekil 4.182d), Grup I ve III serisi örnekler 'N-MORB ve volkanik yay' alanına, Grup II'deki örnek ise 'E-MORB' alanına düşmektedir.




**Şekil 4.182:** Amfibolit budinlerinin a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları.

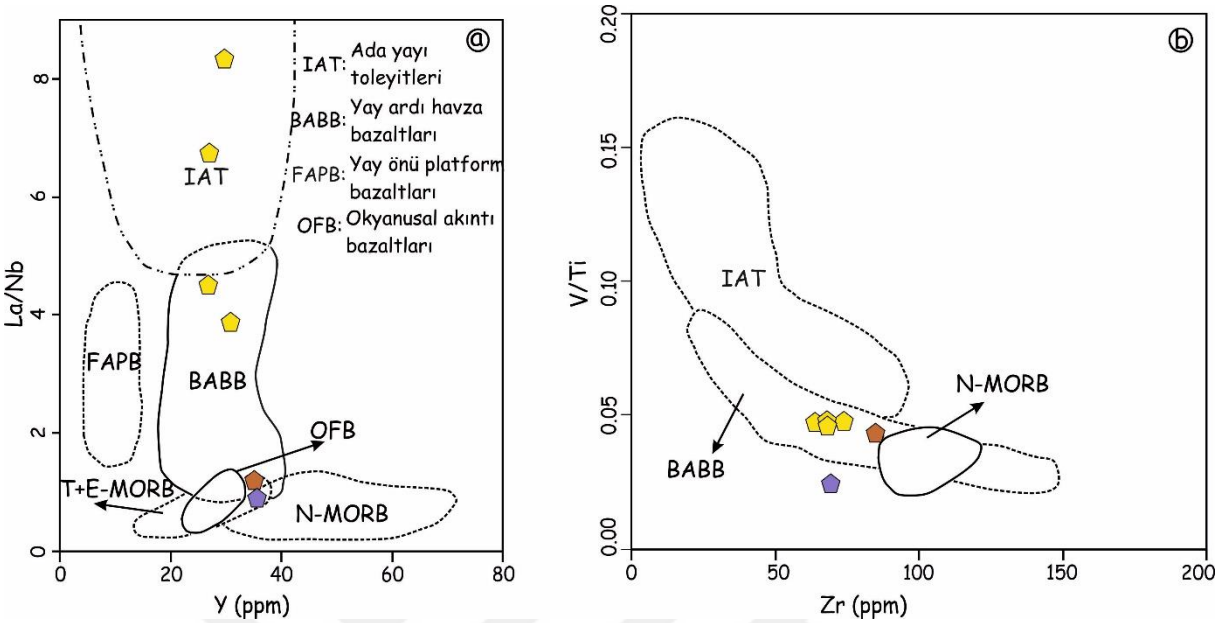
*Hf/3-Th-Ta* üçgen diagramında (Şekil 4.183a; Wood, 1980) Grup I ve III serisi örnekler N-MORB alanında, Grup II'deki örnek ise E-MORB/levha içi toleyit alanında izlenir. *Hf/3-Th-Nb/16* diagramında ise Grup I serisi örnekler sınırlandırılmış alanlar dışına düşerken, Grup II'ye ait örnek E-MORB/levha içi toleyit alanına, Grup III'e ait örnek ise N-MORB alanına düşmektedir (Şekil 4.183b). *Zr/117-Th-Nb/16* üçgen diagramında, Grup I'e ait örnekler sınırlandırılmış alanlar dışına, Grup II'ye ait örnek 'levha içi alkali alanına' Grup III'deki örnek ise N-MORB alanına düşmektedir (Şekil 4.183c).




**Şekil 4.183:** Amfibolit budinlerine ait örneklerin a) Hf/3-Th-Ta, b) Hf/3-Th-Nb/16, c) Zr/117-Th-Nb/16 üçgen diagramındaki dağılımları (Wood, 1980). .

La/Nb-Y diagramında, Grup I serisi 'ada yayı toleyiti' ve 'yay ardı havza' alanlarına saçılmıştır (Şekil 4.184a). Bu diagramda, Grup II'deki örnek 'T+E-MORB' ile 'yay ardı havza' alanlarının kesişim bölgesine, Grup III'deki örnek ise 'T+E-MORB', 'N-MORB' ve 'yay ardı havza' alanlarının kesişim bölgesine düşmektedir (Şekil 4.184a). V/Ti-Zr

diagramında, Grup I ve II'ye ait örnekler yay ardı havza bazaltı alanına düşmekte olup, Grup III'e ait örnek sınırlandırılmış alanlar dışında çıkmaktadır (Şekil 4.184b).



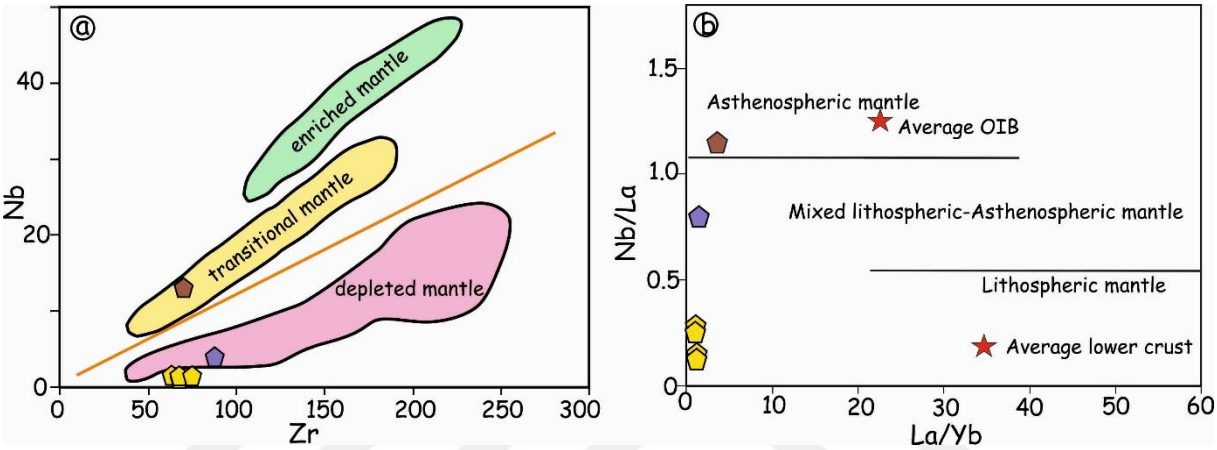

**Şekil 4.184:** Amfibolit budinlerine ait örneklerin a) La/Nb-Y diagramındaki alanlara dağılımı (Floyd ve diğ., 1991), b) V/Ti-Zr diagramındaki alanlara dağılımı (Woodhead, Eggins ve Gamble, 1993).

### 4.5.3.4 Kıtasal Kabuk Kontaminasyonu

Grup I'in Ti/Y ve Ti/Yb oranları sırası ile 282-304 ve 2362-3050 aralığında değişmektedir. Grup II'deki örneğin Ti/Y oranı 339, Ti/Yb oranı 3823; Grup III'deki örneğin Ti/Y oranı 324, Ti/Yb oranı 2990'dır. Görüldüğü gibi her üç grubun da Ti/Y ve Ti/Yb oranları üst kıta kabuğundan fazladır (ÜKK: Ti/Y: 183, Ti/Yb: 1918). Özellikle tüketilmiş kaynak alana sahip bazik magmaların kıtasal kabuk ile kontaminasyonu Th konsantrasyonunun yükselmesine ve Th/Nb ile Th/Yb oranlarının artışına yol açmaktadır (Wilson, 1993; Pin ve Paquette, 1997). Grup I serisi örneklerin Th/Nb oranı 0.15-0.33 aralığında, Th/Yb oranı ise 0.03-0.07 aralığında değişmektedir. Grup II'ye ait örneğin Th/Nb oranı 0.05, Th/Yb oranı 0.22; Grup III'e ait örneğin Th/Nb oranı 0.05, Th/Yb oranı ise 0.04'tür. Dolayısıyla tüm örneklerin Th/Nb ve Th/Yb oranları kıta kabuğunun Th/Nb ve Th/Yb oranlarından oldukça düşüktür (Kıta Kabuğu: Th/Nb: 0.88; Th/Yb: 5.25, Rudnick ve Gao, 2003). Bu iz element oranları ışığında kaynak alan magmatizmasının kıtasal kabuk kontaminasyonundan etkilenmediği söylenebilir. Manto kaynağı ayrım diagramlarında (bknz. 4.5.3.6 manto kaynağı bölümü) tüm örneklerin ortalama kıta kabuğu noktasından uzakta izlenmesi bu çıkarımı desteklemektedir.

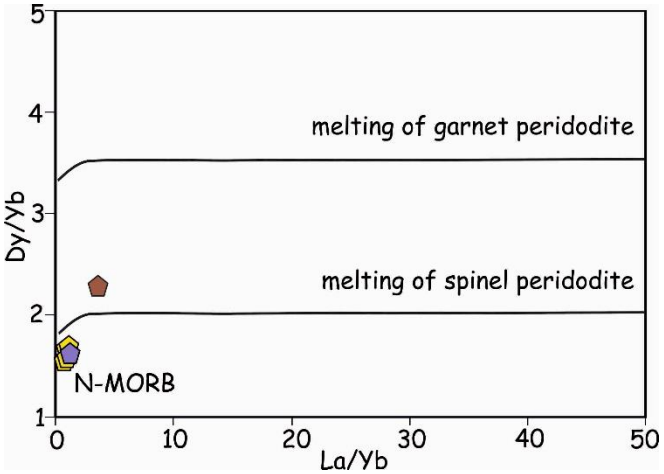
### 4.5.3.5 Manto Kaynağı

Jeokimya analizi yapılan amfibolit budini örnekleri Nb-Zr diagramında (Geng ve diğ.,2011) değerlendirildiğinde, Grup I serisine ait örneklerin *tüketilmiş manto alanının altına* düştüğü görülmektedir (Şekil 4.185a). Aynı diagramda Grup II'ye ait örnek tüketilmiş mantodan zenginleşmiş mantoya giden *geçiş* alanında, Grup III'e ait örnek ise *tüketilmiş manto* alanında izlenmektedir (Şekil 4.185a). Her üç gruba ait iz element oranları Abdet ve diğ. (2004)'ün Nb/La-La/Yb diagramına düşürüldüğünde, örneklerin litosferik manto alanından astenosferik magmaların üretilidiği manto hattına doğru sıralandığı görülmektedir (Şekil 4.185b).




**Şekil 4.185:** Amfibolit budini örneklerinin a) Nb-Zr (Geng ve diğ.,2011), b) Nb/La-La/Yb (Abdet ve diğ. (2004) diagramlarındaki dağılımı.

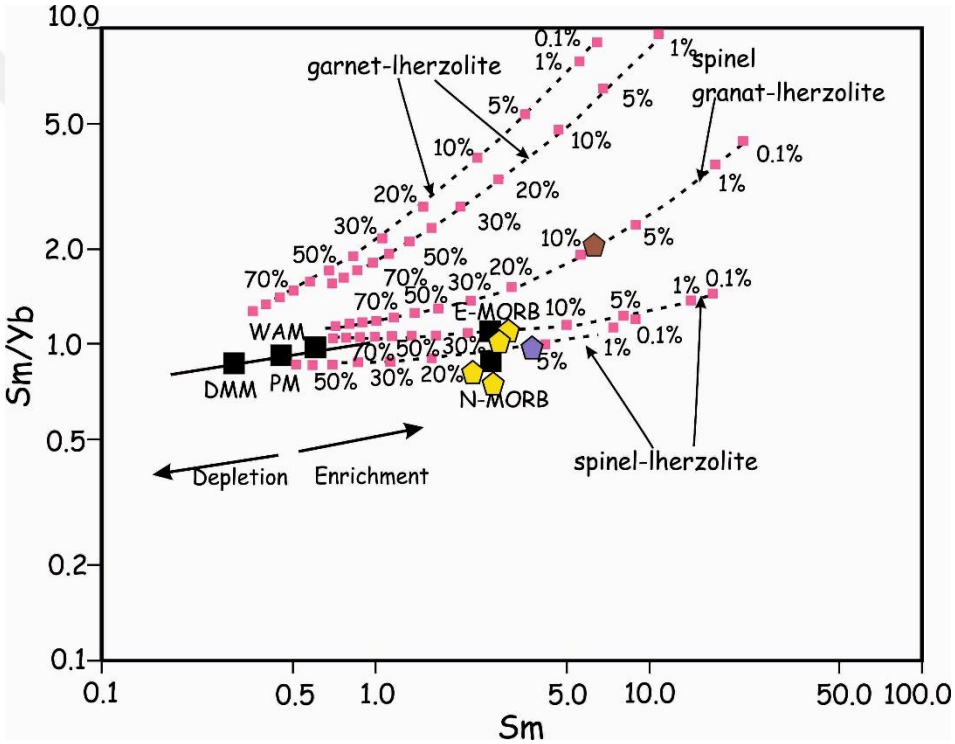
Dy/Yb-La/Yb diagramı (Jung ve diğ., 2006), Grup I ve III'ün kaynak alanlarının N-MORB tipi kayalarınki ile uyumlu olduğunu göstermektedir (Şekil 4.186). Grup II'ye ait örnek ise spinel lerzolit alanına düşmektedir (Şekil 4.186).



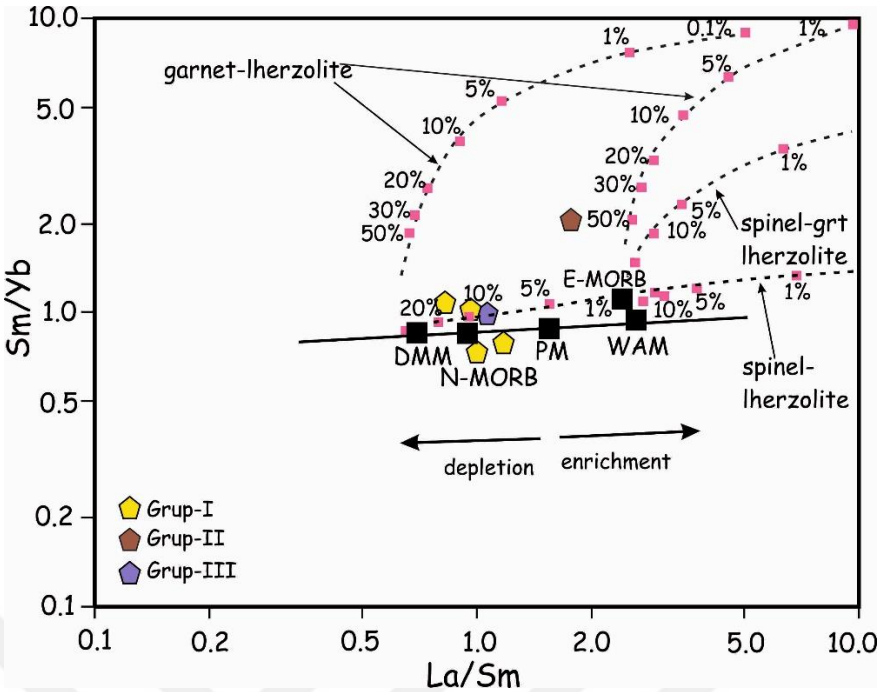

**Şekil 4.186:** Örneklerin Dy/Yb-La/Yb diagramındaki dağılımları (Jung ve diğ., 2006).

Sm/Yb-Sm (Şekil 4.187) ve Sm/Yb-La/Sm (Şekil 4.188) diagramlarında Grup I ve III serisindeki örnekler MORB bileşimi yakınında izlenmelerine rağmen spinel lerzolit ergime

eğrileri üzerinde düzenli bir trend sunmazlar. Ancak, Grup I serisi örneklerden iki tanesi (GU10 ve GU11) Sm/Yb-Sm ve Sm/Yb-La/Sm diagramlarındaki spinel lerzolit eğrisinin, sırasıyla %20 ve %10-20 kısmi ergime noktalarında izlenmektedir. Bu gruptaki diğer iki örneğin Sm/Yb oranı diagramdaki spinel lerzolit ergime eğrisininkinden daha az olduğu için bu eğrinin alt kısmına düşmüşlerdir. Grup II'ye ait örnek Sm/Yb-Sm diagramında *spinel+granat lerzolit* eğrisinin %10 kısmi ergime noktası üzerinde yer alırken, Sm/Yb-La/Sm diagramında anlamlandırılabilecek bir alana düşmemiştir. Grup III'e ait örneğin ise Şekil 4.187 ve 4.188'de spinel lerzolit eğrisinin sırasıyla %5 ve %10 kısmi ergime noktaları üzerine düştüğü görülmektedir.

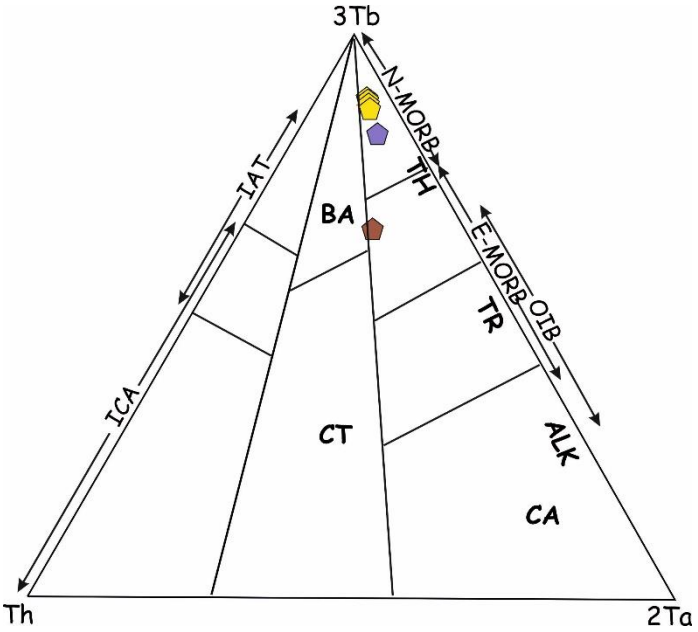



**Şekil 4.187:** Amfibolit budini örneklerinin, farklı kaynak alanların ergime eğrilerini içeren Sm/Yb-Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır).

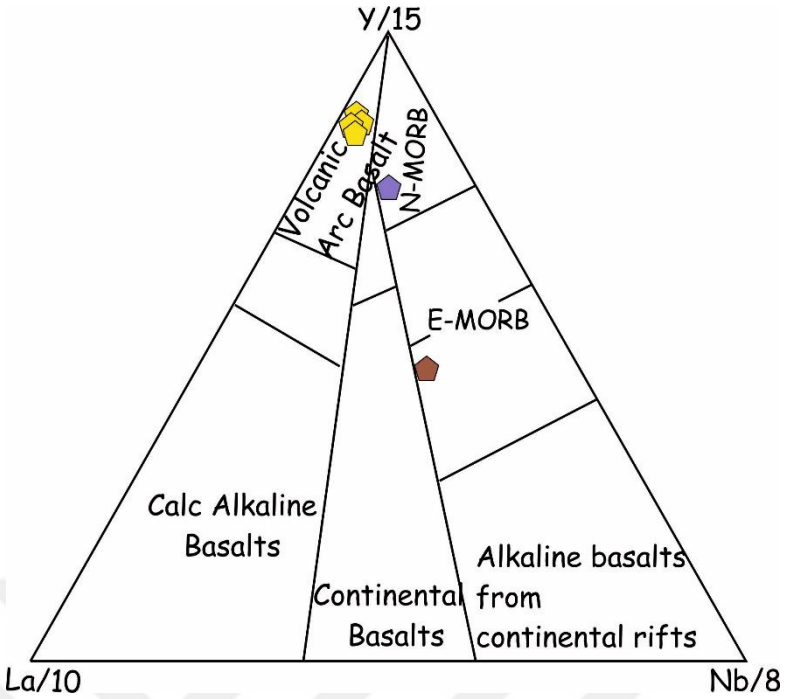



**Şekil 4.188:** Amfibolit budini örneklerinin, farklı kaynak alanların ergime eğrilerini içeren Sm/Yb-La/Sm diagramındaki dağılımları (Ergime eğrileri Aldanmaz ve diğ. (2000)'den alınmıştır).

3Tb-Th-2Ta üçgen diagramında (Cabanis ve Thieblemont, 1988), Grup I ve III örnekleri *toleyitik N-MORB alanında*, Grup II'ye ait örnek ise *toleyitik E-MORB alanında* izlenmektedir (Şekil 4.189). Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramında ise Grup I serisi örnekler volkanik yay alanında, Grup II'deki örnek E-MORB alanında ve Grup III'deki örnek de N-MORB alanında gözlenir (Şekil 4.190).

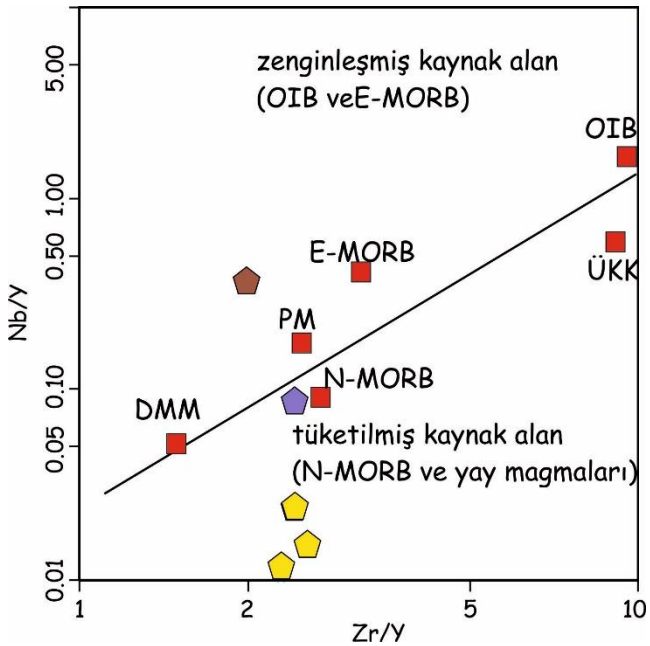



**Şekil 4.189**: Örneklerin 3Tb-Th-2Ta üçgen diagramındaki dağılımı (Cabanis ve Thieblemont, 1988).



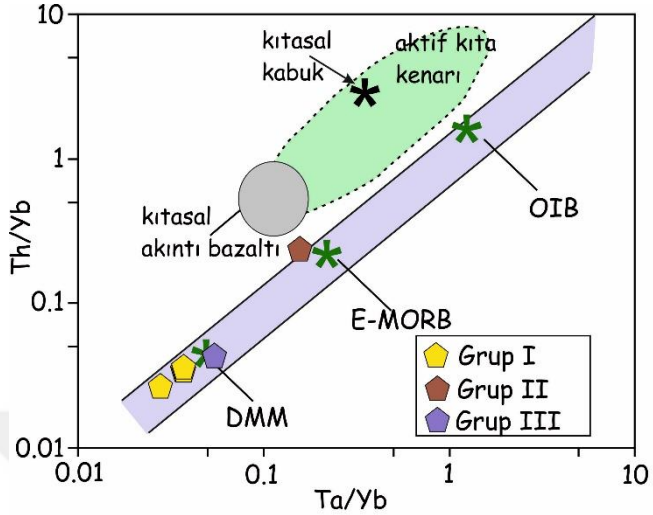

**Şekil 4.190:** Örneklerin Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramındaki dağılımı (Cabanis ve Le Colle, 1989).

Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramına bakıldığında Grup I ve III serisi tüketilmiş kaynak alan (N-MORB ve yay magmaları) kısmına düşmektedir (Şekil 4.191). Grup III'e ait örneğin Nb/Y oranı daha yüksek olduğu için N-MORB moktasına daha yakındır. Grup II'ye ait örnek diagramın 'zenginleşmiş kaynak alan' kısmına düşmekte olup, alan içindeki primitif manto ve E-MORB noktasına eşit uzaklıktadır (Şekil 4.191). Grup I,II, ve III'deki tüm örnekler üst kıta kabuğu (ÜKK) noktasından uzakta yer almaktadır.



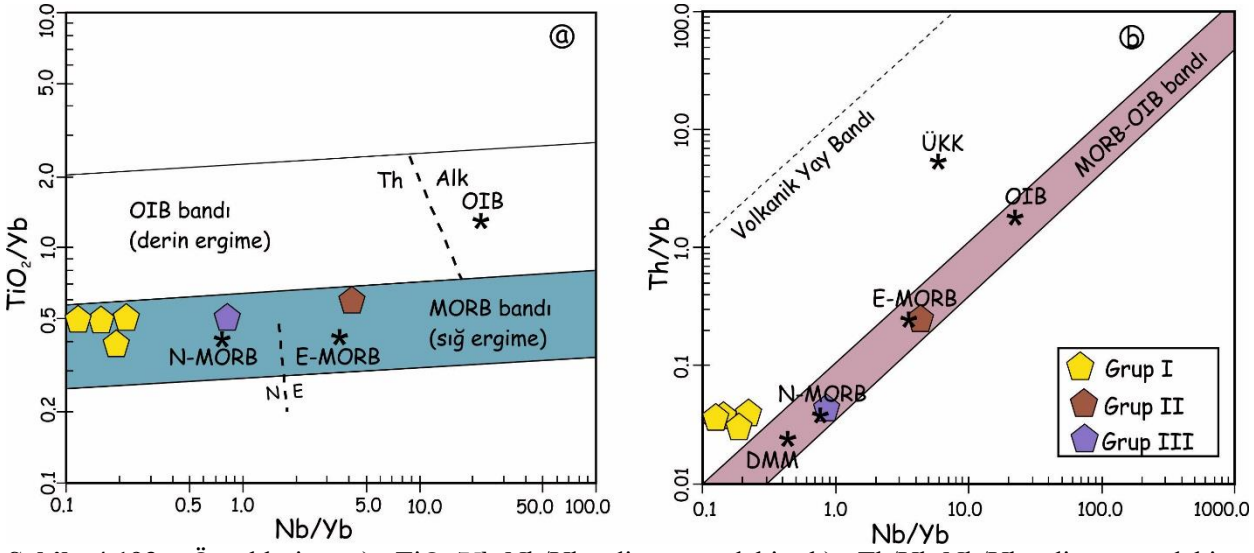

**Şekil 4.191:** Örneklerin Nb/Y'ye karşı Zr/Y diagramındaki dağılımı (Fitton, 2007).

Th/Yb-Ta/Yb diagramında (Şekil 4.192), Grup I ve III'deki tüm örnekler manto bandı üzerinde tüketilmiş MORB manto (DMM) noktası yakınına düşmektedir. Grup II'ye ait örnek ise manto bandı (E-MORB noktası) ile yay bölgesi sınırında izlenir.



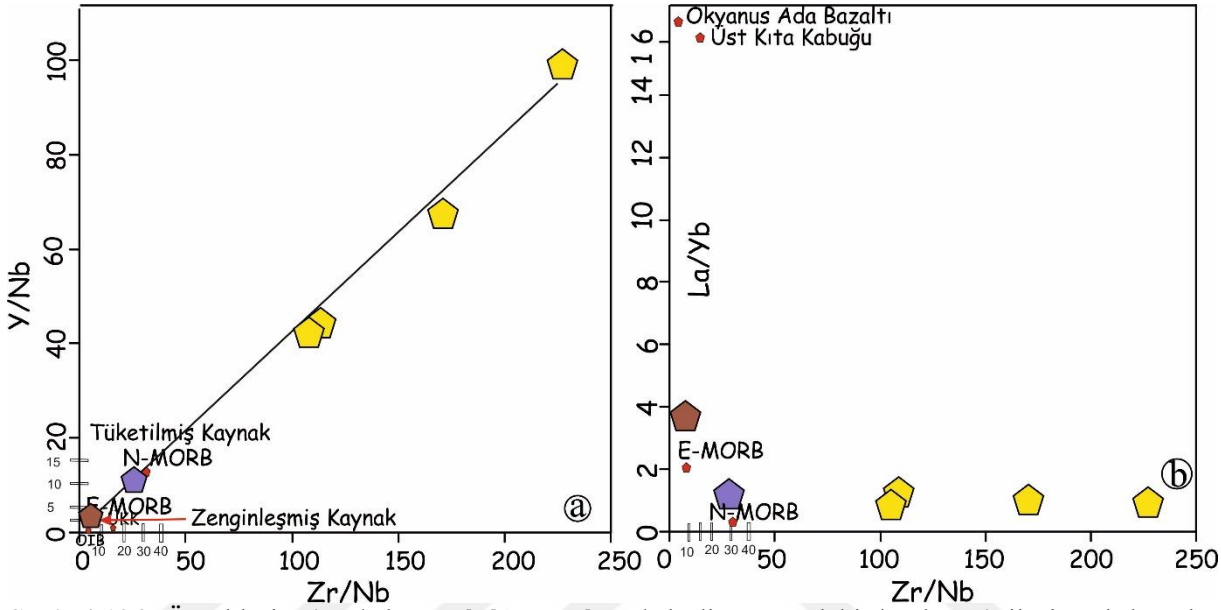

**Şekil 4.192:** Örneklerin Th/Yb-Ta/Yb diagramındaki dağılımı (Pearce, 1982).

$TiO_2$/Yb'ye karşı Nb/Yb diagramında (Şekil 4.193a; Pearce, 2008) tüm örnekler MORB bandı (sığ ergime koşulları) üzerine düşmektedir. Grup I ve III serilerindeki tüm örnekler N-MORB noktası yakınında, Grup II ise E-MORB noktası yakınında izlenmektedir (Şekil 4.193a). Th/Yb'ye karşı Nb/Yb diagramında (Şekil 4.193b; Pearce, 2008), Grup I serisi örneklerin 'volkanik yay bandı' bölgesine düştüğü gözlenmektedir. Aynı diagramda, Grup II'ye ait örnek manto bandının E-MORB noktası üzerine, Grup III'e ait örnek ise N-MORB noktası üzerine düşmektedir.




**Şekil 4.193**: Örneklerin; a) $TiO_2$/Yb-Nb/Yb diagramındaki, b) Th/Yb-Nb/Yb diagramındaki dağılımları (Pearce, 2008).

Grup I serisi örnekler N-MORB tipi tüketilmiş bir kaynak alandan çok daha az Nb konsantrasyonuna sahip olduğu için, Y/Nb'ye karşı Zr/Nb (Şekil 4.194a) ve La/Yb'ye karşı Zr/Nb (Şekil 4.194b) diagramlarında *tüketilmiş kaynak alan noktasından* doğrusal olarak uzaklaştıkları görülmektedir. Her iki diagramda da, Grup II'ye ait örnek E-MORB noktasına, Grup III'e ait örnek ise N-MORB noktasına yakın düşmektedir.




**Şekil 4.194:** Örneklerin a) Y/Nb-Zr/Nb b) La/Yb-Zr/Nb diagramındaki dağılımı (Bileşimsel değerler Sun ve Mc Donough, 1989'dan alınmıştır).

*Dolayısıyla, Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin kaynak alan magmatizmasına dair şu öngörülerde bulunulabilir;*

Amfibolit budinlerinin iz element jeokimyası kaynak alan magmatizmasının kıta kabuğu kontaminasyonundan etkilenmediğini göstermiştir. Dolayısıyla Grup I serisi örneklerde görülen Nb tükenmesi olasılıkla yitim sürecinden etkilenmiş bir kaynak alana sahip olmalarından kaynaklanmaktadır. Daha öncede değinildiği gibi Grup I serisinin iz element jeokimyası N-MORB tipi magmalar ile oldukça benzerlik göstermektedir. Bununla birlikte, Şekil 4.189-190-191-192-193-194'daki diagramlarda Grup I'e ait örnekler hem N-MORB hem de yay türü magmaların özelliklerini göstermektedir. Dolayısıyla bu serinin iz element karakteristikleri kaynak alanlarının yitim ilişkili proseslerden (ve/ve ya metasomatik etkilerden) etkilenmiş DMM benzeri tüketilmiş manto olabileceğine işaret etmektedir.

Grup II'ye ait örneğin iz element konsantrasyonu E-MORB'a kıyasla hafifçe zenginleşmiş olmakla birlikte, tüm diagramlarda (Şekil 4.189 ila 4.194) E-MORB noktası üzerinde ya da E-

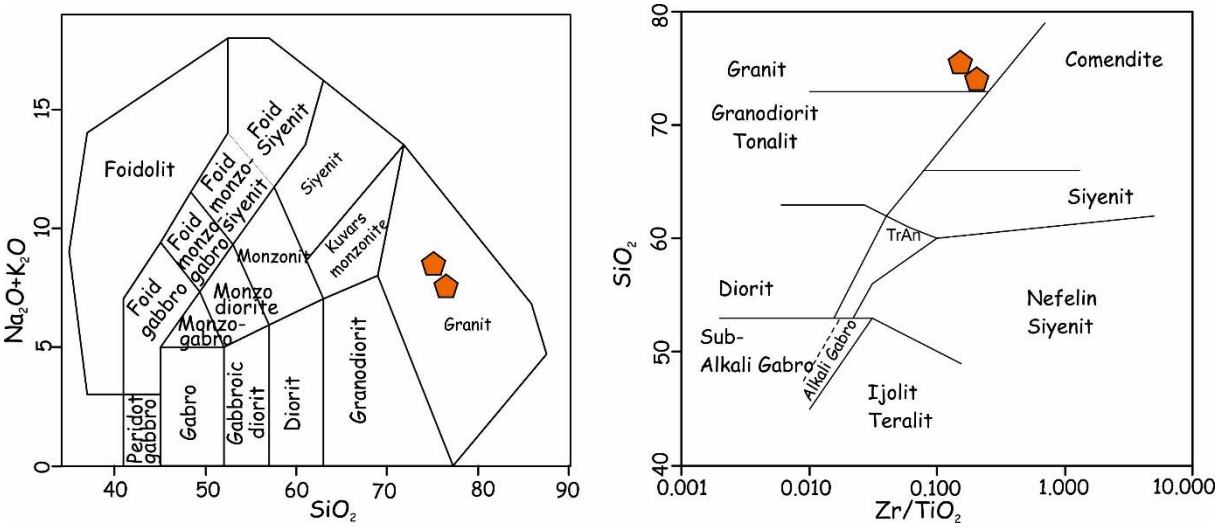
MORB alanı içinde gözlenir. Grup III'e ait örneğin iz element değerleri ise N-MORB'a kıyasla hafifçe zenginleşmiş olup, tüm diagramlarda N-MORB noktası üzerinde izlenmektedir. Grup II ve III serilerinin negatif Nb anomalisi göstermemeleri, yitim prosesinden etkilenmemiş ve sırasıyla E-MORB ve N-MORB türü magmaların kaynak alanlarına benzer bir mantosal alandan ergidiklerine işaret etmektedir.

Bununla birlikte, Şekil 4.185-186-187-188'deki ayrım diagramları, Grup-I serisinin kaynak alanının, kısmen tüketilmiş litosferik mantonun N-MORB tipi magmaların ergidiği derinlikteki kısmına karşılık geldiğini önermektedir. Ancak Sm/Yb-Sm (Şekil 4.187) ve Sm/Yb-La/Sm (Şekil 4.188) diagramlarında Grup-I'e ait örneklerden sadece iki tanesi spinel lerzolit ergime eğrisi üzerinde yer alırken, diğer iki örnek daha düşük Sm/Yb oranına sahip oldukları için eğrinin alt kısmına düşmüşlerdir. Sm/Yb ya da Dy/Yb oranının, manto kaynak alan derinliği azaldıkça küçüldüğü bilinmektedir. Grup I serisinin Şekil 4.187 ve Şekil 4.188'deki dağılımı, spinel lerzolitin sığ fasiyeslerinde ya da plajiyoklas lerzolite geçiş (?) kısmında ergimiş olabileceğini düşündürmektedir. Yine Şekil 4.185-186-187-188'deki ayrım diagramları Grup III serisinin litosferik mantonun spinel lerzolit bileşimli kesiminden ergidiğine işaret etmektedir. Aynı diagramlar Grup II'nin, daha zenginleşmiş bir mantoya geçiş gösteren ve az da olsa granat içeriğine sahip bir kaynak alandan türemiş olabileceğini düşündürmektedir. Bununla birlikte, Grup II'ye ait örneğin düşük Dy/Yb oranı tamamem granatın duraylı olduğu bir manto derinliği ile örtüşmemektedir.

### 4.5.4 Sarıcakaya Paragnayslarını Kesen Lökokratik Meta-Granitoid Sillerinin Jeokimyası

#### 4.5.4.1 Jeokimyasal Sınıflama

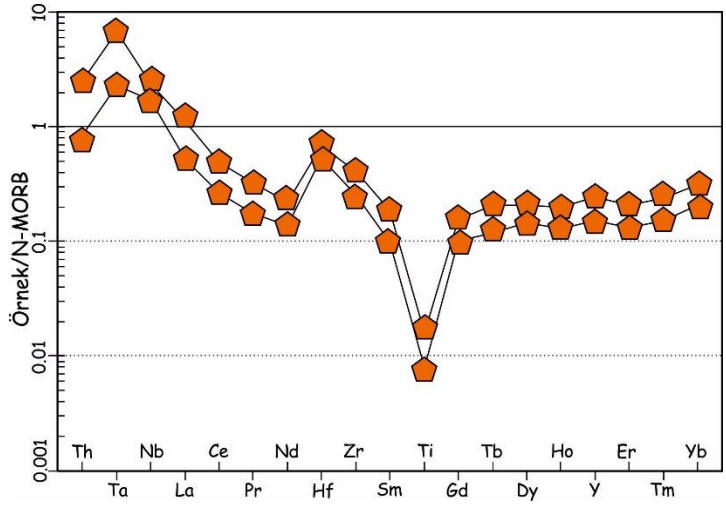
Migmatitik paragnaysların anatektik lökosomları ile ilişkili olan lökokratik (meta)granitoid silleri (EK 28), ($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$ (Middlemost, 1994) ve $SiO_2$-($Zr/TiO_2$) (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflama diagramlarında 'granit' alanına düşmektedir (Şekil 4.195).



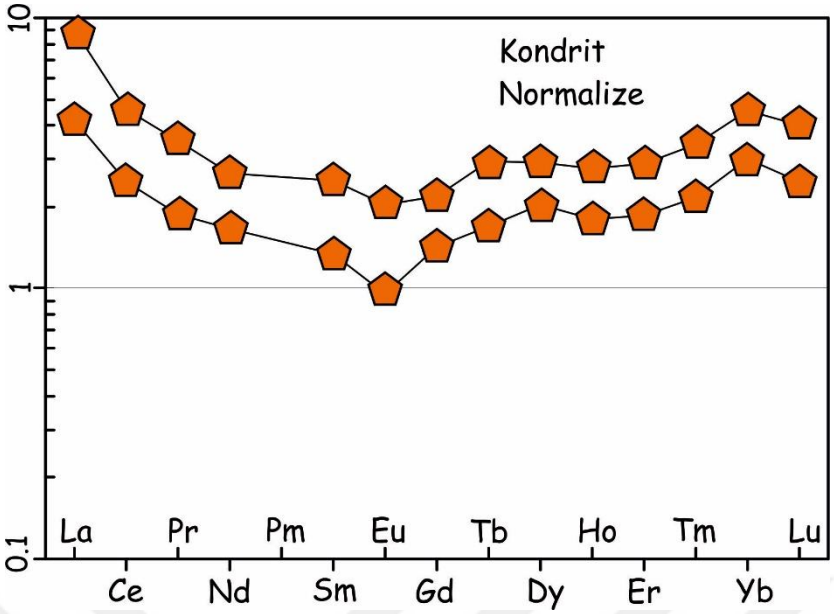

**Şekil 4.195:** Meta-lökogranitlerin ($Na_2O+K_2O$)-$SiO_2$ (Middlemost, 1994) ve $SiO_2$-($Zr/TiO_2$) (Winchester ve Floyd, 1977) sınıflama diagramlarındaki yeri.

### 4.5.4.2 İz Element Karakteristikleri

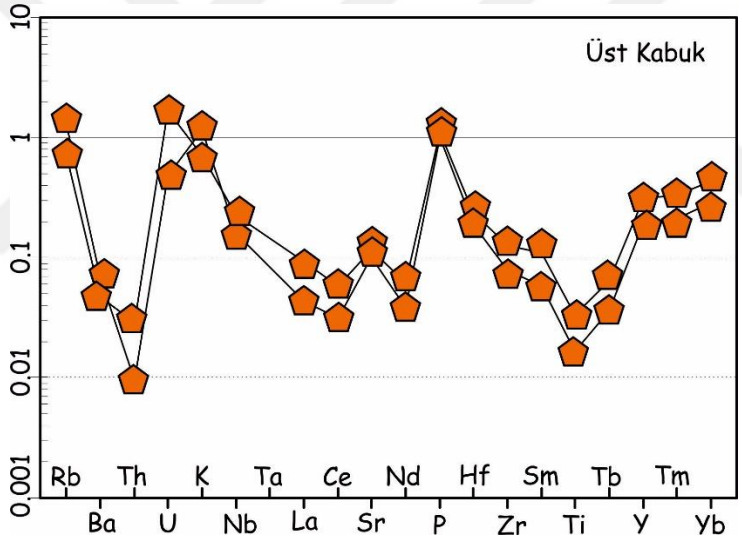
Lökokratik meta-granit sillerine ait örneklerin N-MORB normalize örümcek diagramında negatif Ti anomalisi oldukça dikkat çekicidir (Şekil 4.196). Bununla birlikte, Ta ve Hf elementleri örümcek diagramdaki komşu elementlerine göre pozitif anomali göstermektedir. Nb belirgin bir anomali göstermemesine karşın, hafif nadir toprak elementleri üzerinde zenginleştiği görülmektedir (Şekil 4.196). Kondrit normalize NTE diagramında (Şekil 4.197), HNTE'lerinin kendi arasında fraksiyonlaştığı görülmektedir ($La_N/Sm_N$: 3.2-3.7). Diagramda, ANTE'ler 'hörgüç' şekilli bir trend göstermektedir. Üst kabuk normalize diagramda (Şekil 4.198), Th'un diğer Rb, Ba, U, K gibi LIL elementlere kıyasla negatif anomali verdiği gözükmektedir. Sr ise Nd üzerinde zenginleşmiştir. Ti elementindeki negatif anomali oldukça dikkat çekicidir.




**Şekil 4.196:** Örneklerin N-MORB normalize iz element örümcek diagramı (Sun ve Mc Donough, 1989)




**Şekil 4.197:** Lökokratik meta-granitlerin kondrit normalize iz element diagramı (Boynton, 1984).



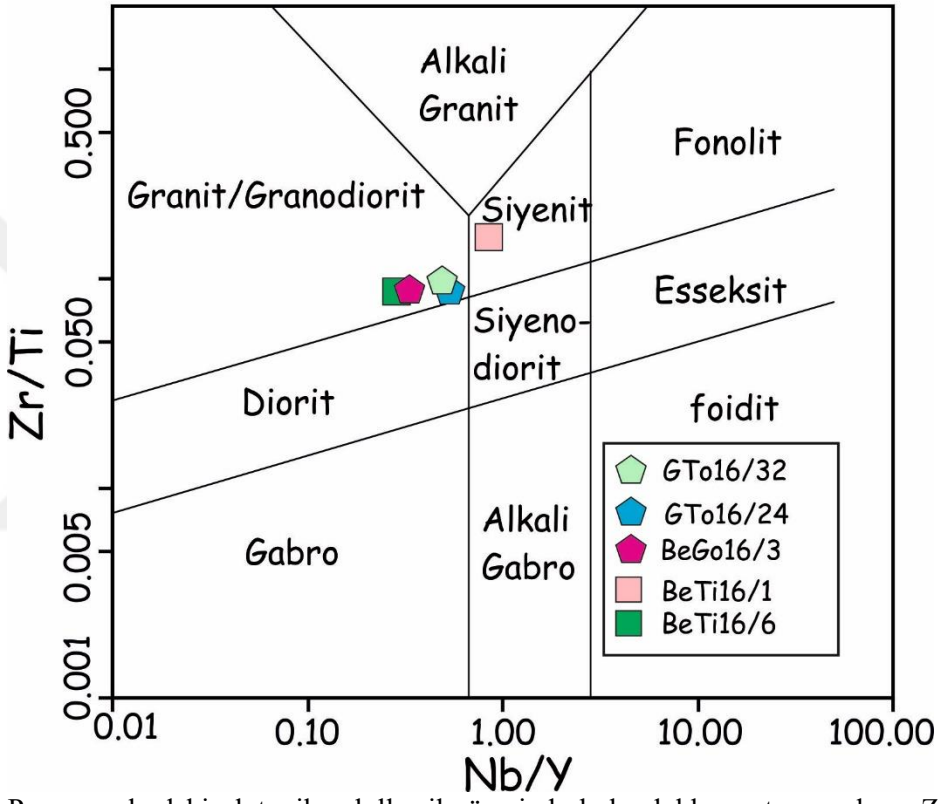

**Şekil 4.198:** Lökokratik meta-granitlerin üst kabuk normalize iz element diagramı (Taylor ve Mc Lennan, 1995).

### 4.5.5 Sarıcakaya Paragnaysları İçindeki Granitoid Çakıllarının Jeokimyası

Sarıcakaya ilçesi kuzeyinde (BeGo16/3) ve Tozman köyü kuzeydoğusundaki (GTo16/24), küçük ortognays budinlerini üzerleyen Sarıcakaya Paragnaysları'nın tabanındaki seviyelerinden çıkartılan toplam iki adet granitoid çakılının tüm kaya jeokimyası yapılmıştır (EK 28). Jeokimya diagramlarında, çakıllı düzeylerin hemen altında bulunan ortognays budinlerine ait örnekler kıyaslama amaçlı verilmiştir.

### 4.5.5.1 Jeokimyasal Sınıflama

Zr/Ti-Nb/Y diagramında, hem Sarıcakaya ilçesi kuzeyindeki hem de Tozman köyü kuzeydoğusundaki meta-konglomera biriminden çıkarılan plutonik çakıllar, 'granit/granitoid' alanına düşmektedir (Şekil 4.199). Diagramdan da görüldüğü üzere, granit çakıllarının bileşimi ortognaysları ile yakın noktalara düşmektedir. (GTo16/24, BeTi161, BeTi16/6 numaralı örnekler, çakılların alındığı meta-konglomera biriminin hemen altındaki ortognaysları temsil etmektedir).

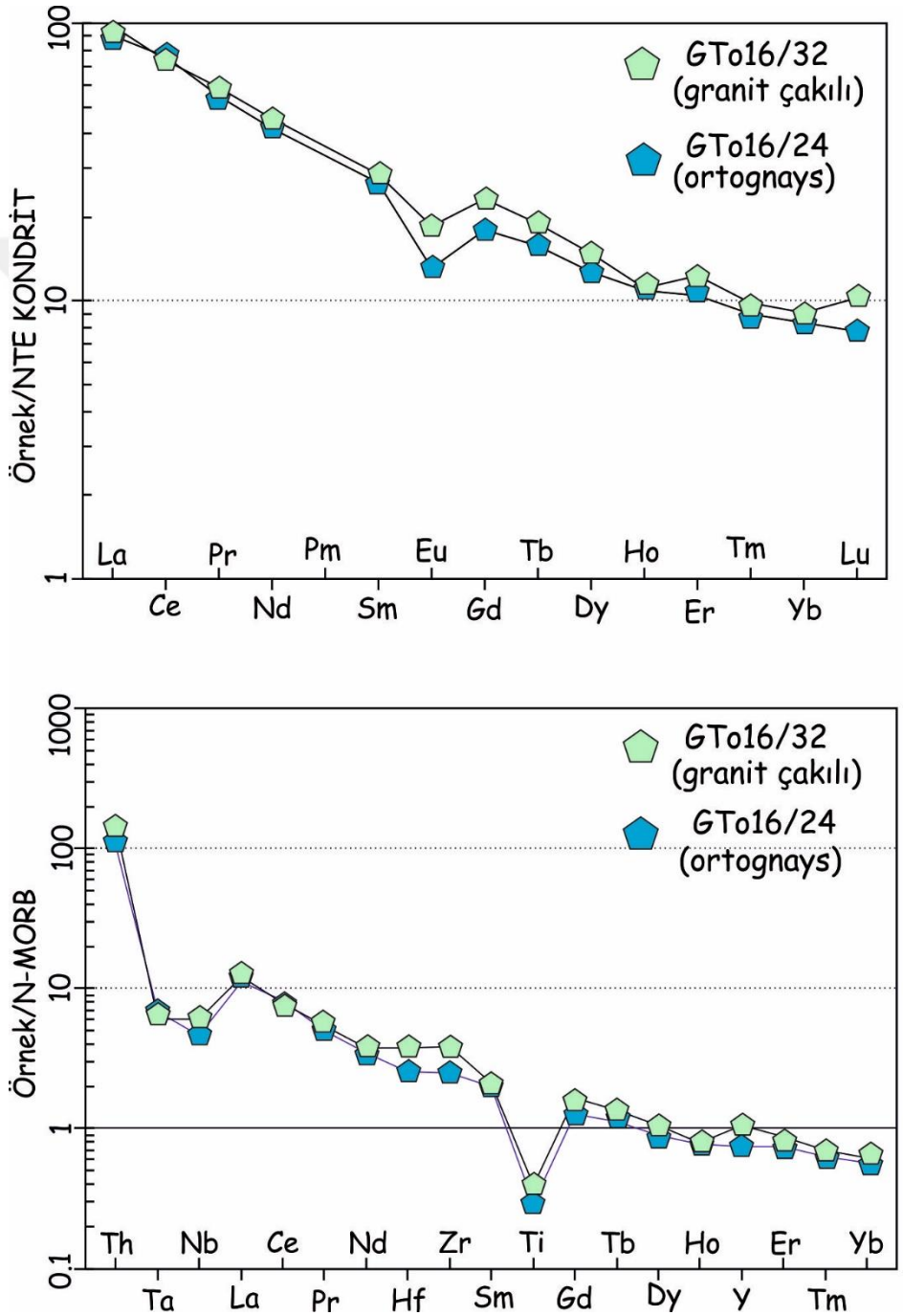



**Şekil 4.199:** Paragnayslardaki plutonik çakıllar ile üzerinde bulundukları ortognaysların Zr/Ti-Nb/Y diagramındaki dağılımları (Winchester ve Floyd, 1977).

### 4.5.5.2 İz element Karakteristikleri

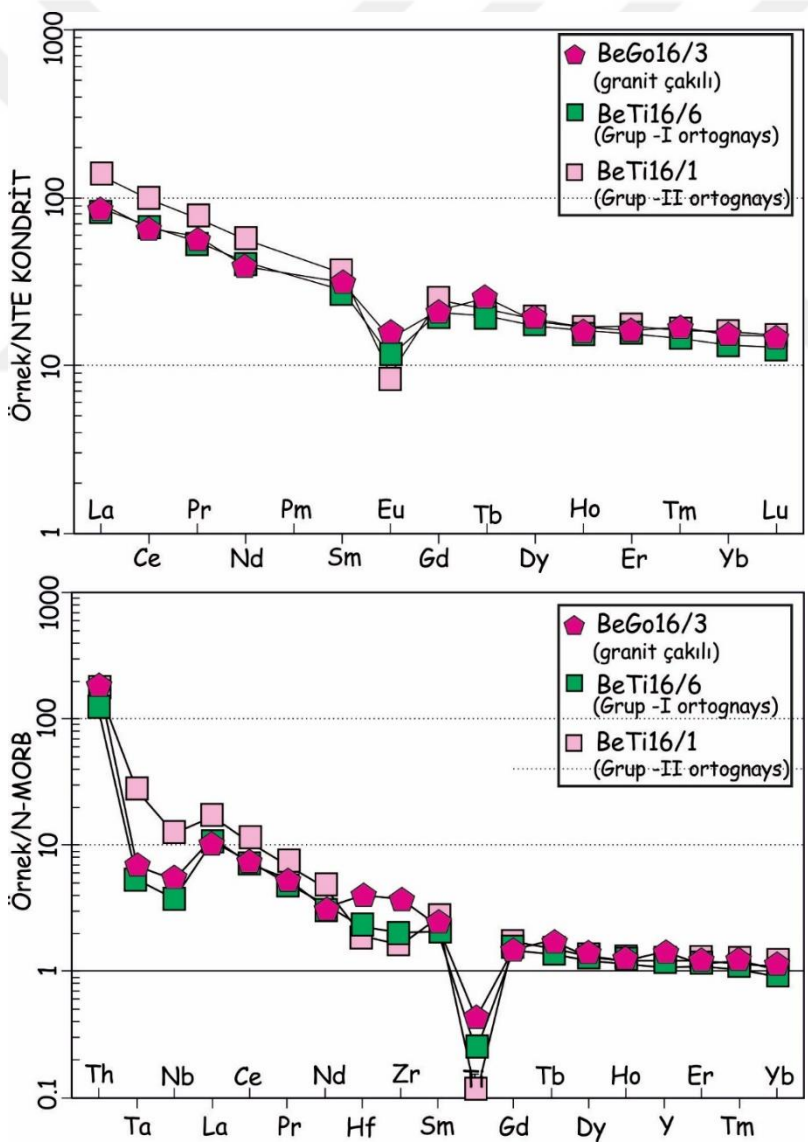
Tozman kuzeydoğusundaki vadi tabanından alınan granit çakılı örneğinin (GTo16/32) kondrit normalize NTE örümcek diagramına bakıldığında, normalize HNTE değerlerinin ANTE değerlerinden daha yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 4.200). Çakıl örneğinin $(La/Yb)_{CN}$ oranı 11.5'dir. Diagramda ANTE'lerin kendi içinde hafifçe fraksiyonlaştığı görülmektedir [$(Dy/Yb)_{CN}$: 1.7]. ANTE deseni içinde Er hafif pozitif anomali, Yb ise hafif negatif bir anomali vermektedir. Aynı örneğin N-MORB normalize iz element diagramına bakıldığında negatif Ti anomalisi oldukça dikkat çekicidir (Şekil 4.200). Diagramda, Nb'nin La'ya kıyasla hafifçe tükendiği gözlenmektedir. Örneğin $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranı 1.9'dur. Granit çakılının N-

MORB normalize Nb, Ta, Ce, Pri Nd, ANTE değerleri, meta-konglomera biriminin altındaki ortognays örneğininki ile oldukça benzerdir. Ancak granit çakılında Nd-Hf-Zr arasında düz bir desen gözlenirken, ortognays örneğinde Nd elementi Hf ve Zr üzerinde zenginleşmiştir. Bununla birlikte, granit çakılında 'Y' elementi ANTE'lere kıyasla hafif pozitif anomali vermektedir. Ancak ortognays örneğinde böyle bir fraksiyonlaşma gözlenmez.




**Şekil 4.200:** Tozman kuzeydoğusundaki vadi tabanında, Sarıcakaya Paragnayslarından çıkarılan çakıl parçasının kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları.

Sarıcakaya kuzeyindeki küçük ortognays budini üzerine gelen meta-konglomera biriminden çıkarılan granit çakılının kondrite normalize edilmiş NTE diagramında, HNTE'lerin ANTE'ler üzerinde zenginleştiği görülür (Şekil 4.201). Diagramda konglomeranın altındaki ortognays kütlesinden alınan iki örneğe de yer verilmiştir. Granitoid çakılının HNTE deseni BeTi16/6 numaralı örnek ile neredeyse aynıdır. Her üç örneğin de ANTE'leri yaklaşık düz bir desen sergilemekte olup birbirlerinden önemli bir fark göstermezler. Aynı örneğin N-MORB normalize iz element diagramı incelendiğinde Ti'nin diagramdaki tüm elementlere kıyasla tükendiği gözlenir (Şekil 4.201). Nb elementi La'ya kıyasla tükenmiş olup, $(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$ oranı 2.2'dir. Granit çakılındaki negatif Nb anomalisinin şiddeti ve Nb-La konsantrasyonu, BeTi16/6 numaralı ortognays örneğine daha yakındır.



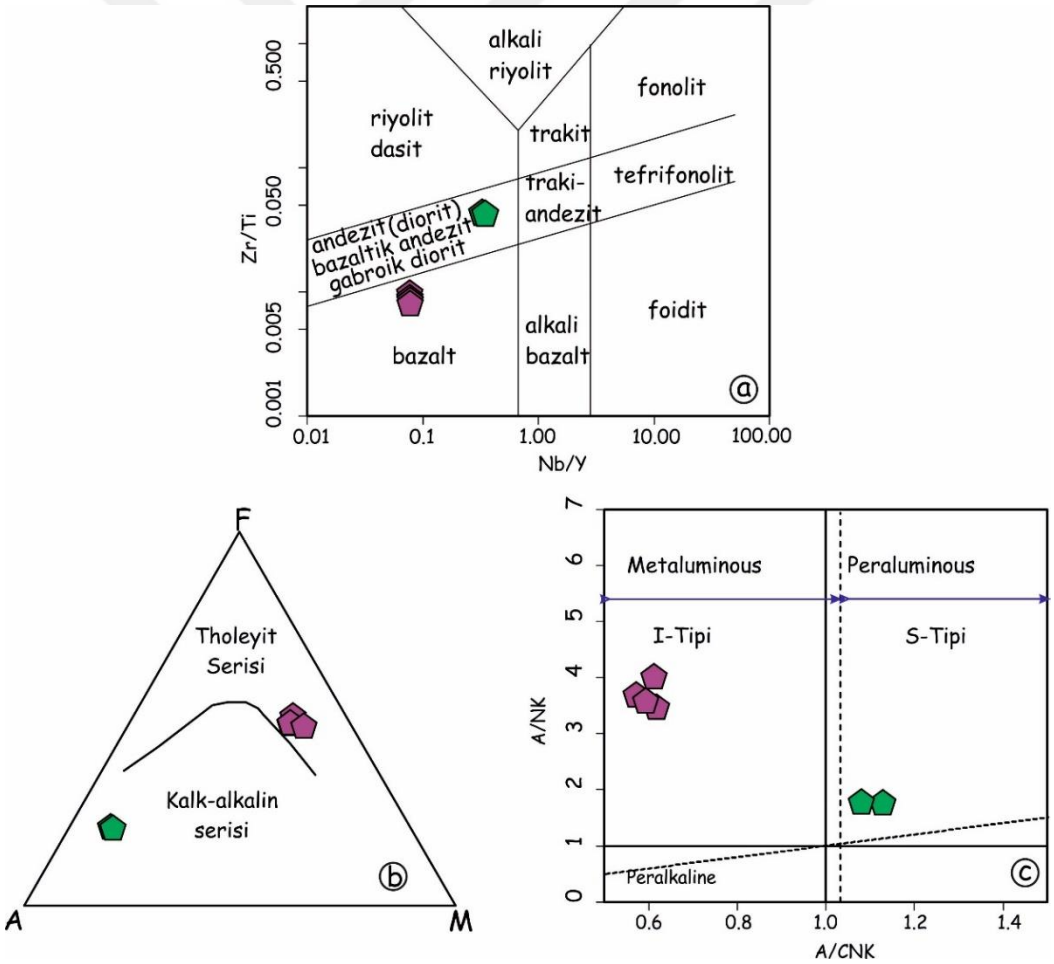

**Şekil 4.201:** Sarıcakaya ilçesi kuzeyinde, Sarıcakaya Paragnayslarından çıkarılan çakıl parçasının kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları

### 4.5.6 Tarpak Dilimi

Tarpak Dilimi'ne ait mafik meta-volkanoklastik düzeylerden dört adet ve istifin alt düzeylerinde gözlenen felsik meta-dayklardan iki adet örneğin tüm kaya jeokimyası yapılmıştır (EK 29).

#### 4.5.6.1 Jeokimyasal Sınıflama

Zr/Ti-Nb/Y diagramında mafik meta-volkanoklastik kayalar sub-alkali bazalt alanına, felsik dayklar ise diorit/gabroik diorit alanına düşmektedir (Şekil 4.202 a). AFM diagramında, mafik meta-volkanoklastik kayalar toleyitik magma alanına, felsik dayklar ise kalk-alkalin seri alanında izlenir (Şekil 4.202b). A/NK-A/CNK diagramında mafik kayalar metalumin, felsik kayalar ise peralumin magmatizma alanında dağılım göstermektedir (Şekil 4.202c).




**Şekil 4.202:** Tarpak Dilimi içindeki mafik volkanoklastik kayalar ve felsik dayklarının **a)** Zr/Ti-Nb/Y (Winchester ve Floyd, 1977), **b**) AFC diagramı (Irvine ve Baragar, 1971) **c)** A/NK-A/CNK (Shand, 1943) diagramlarındaki dağılımı.

### 4.5.6.2 İz Element Karakteristikleri

- **Meta-volkanoklastikler**

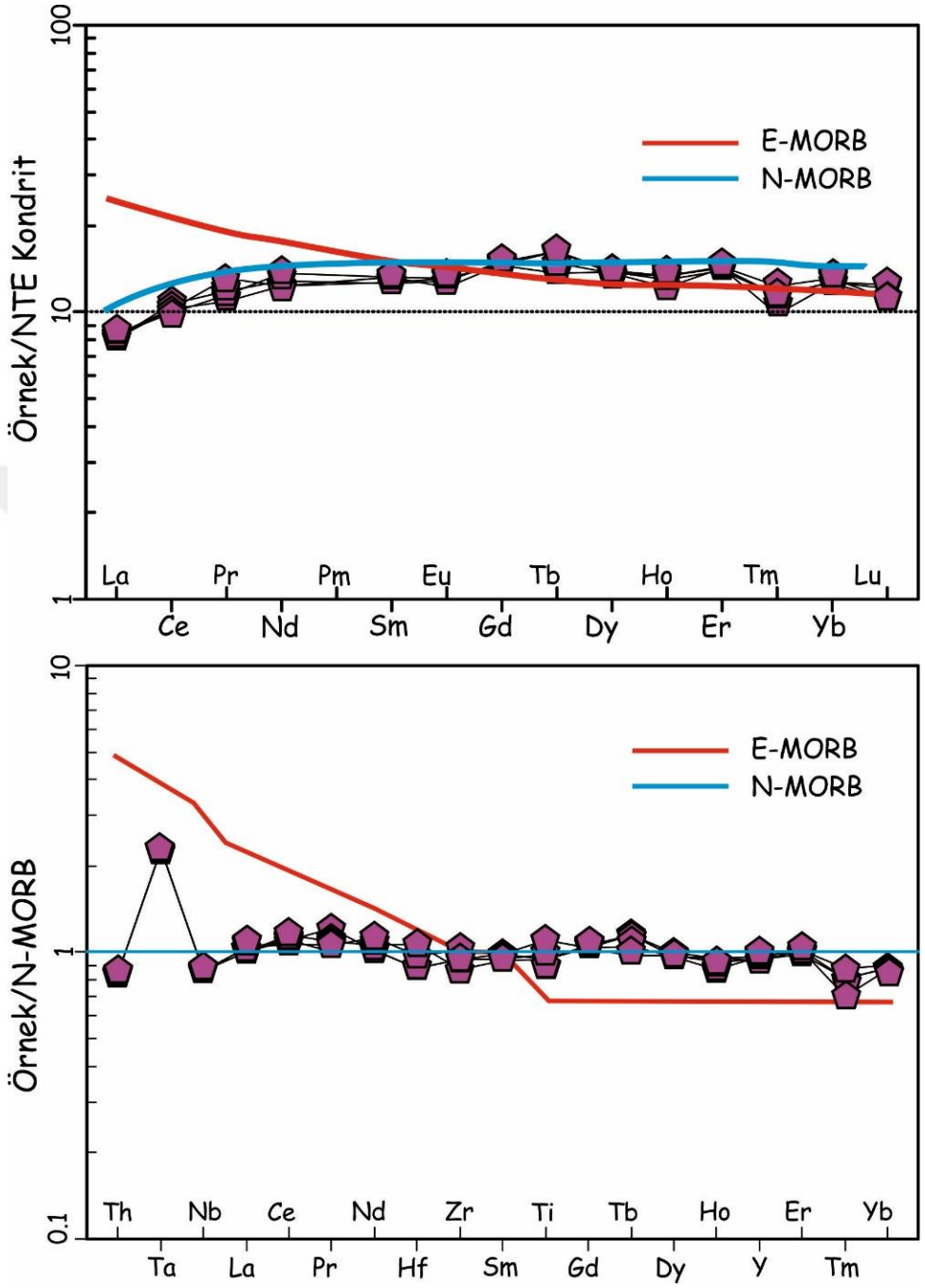
Tarpak Dilimi'ndeki bazik meta-volkanoklastik kayalarda hafif NTE'lerin kondrite kıyasla zenginleşme katsayıları (11-19) ağır NTE'lerden daha azdır (14-21). Kondrit normalize NTE örümcek diagramında hafif NTE'lerin ağır NTE'lere göre tükendiği görülmektedir (Şekil 4.203). Örneklerin $(La/Yb)_{CN}$ oranı 0.7'dir. Ağır nadir toprak elementleri kendi içlerinde düz bir desen sergilemektedir [$(Dy/Yb)_{CN}$:1-1.1].

Kayaçlarda Ni, Co, Sc gibi uyumlu elementlerin konsantrasyonu düşüktür (Ni: 38 ppm; Co: 34-40; Sc: 47-50). V/Sc oranları ise (6-6.8) MORB tipi magmalarınki ile aynıdır (MORB: V/Sc: 6.7). Örneklerin N-MORB normalize iz element diagramında pozitif Ta anomalisi dikkat çekici olup diğer elementler genel olarak düz bir desen sergilemektedir (Şekil 4.203). Nb'un, La'ya kıyasla hafifçe tükendiği gözlenmektedir [$(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$: 1.2]. Diagramdan da görüldüğü üzere NTE ve HFS elementlerinin normalize değerleri N-MORB çizgisine oldukça yakındır (Şekil 4.203). Örneklerin Th/Nb ve Th/Yb oranları sırası ile 0.05-0.06 ve 0.04-0.05'dir. Bu oran MORB tipi magmaların Th/Nb (0.05) ve Th/Yb (0.04) oranları ile aynıdır. Ti/Y ve Ti/Yb oranları sırası ile 267-311 ve 2626-3180 aralığında değişmekte olup bu değerler kıtasal kabuğun oranlarından daha büyüktür.

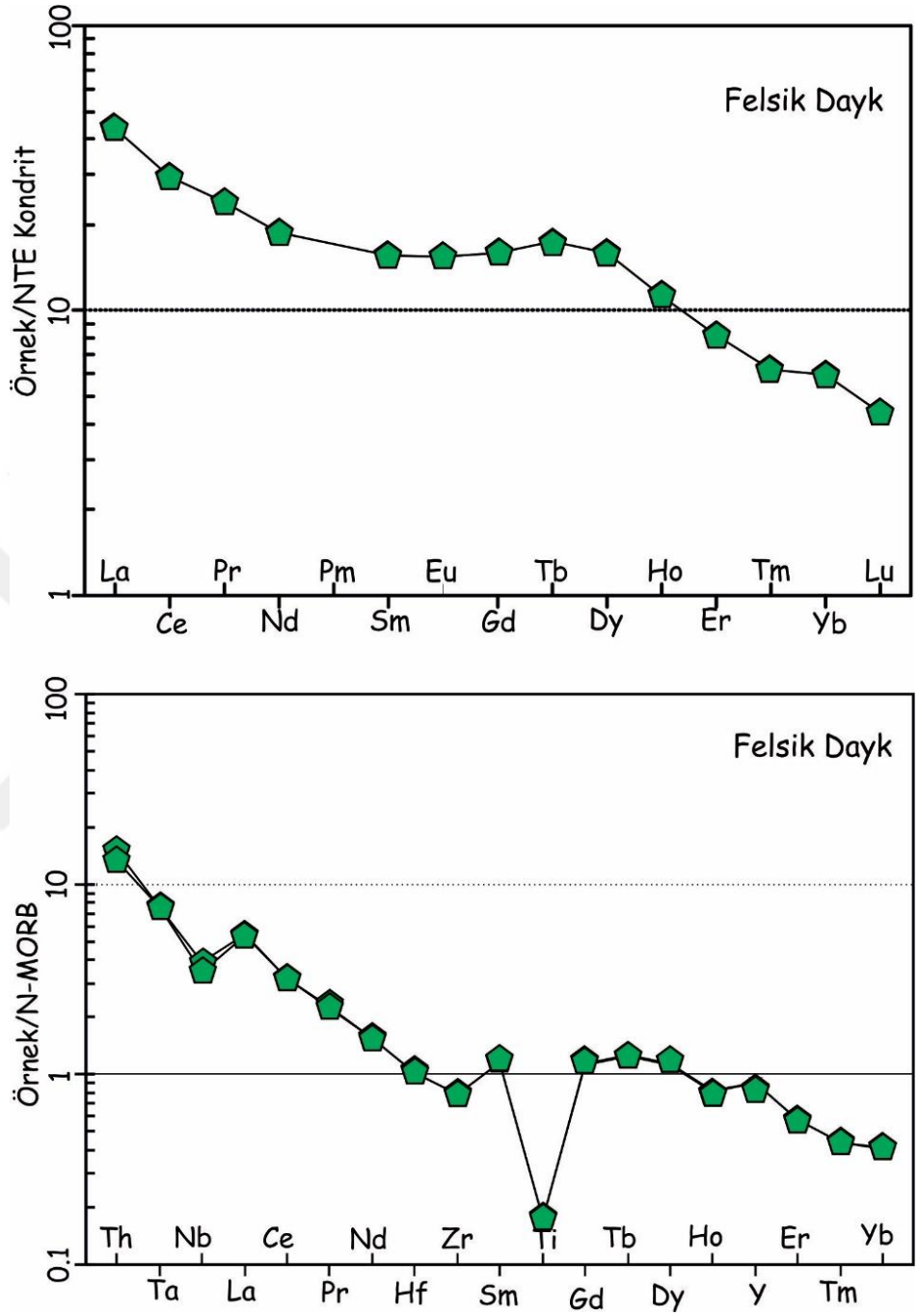
- **Felsik Dayklar**

Felsik daykların kondrit normalize NTE diagramında hafif nadir toprak elementleri, ağır nadir toprak elementleri üzerinde zenginleşmiştrir (Şekil 4.204). Diagramda, hafif nadir toprak elementleri kendi içinde 'semer' şekilli (hump-shaped) bir desen oluşturur [$(La/Sm)_{CN}$:2.9]. Ağır nadir toprak elemenleri ise kendi içinde oldukça fraksiyonlaşmıştır [$(Dy/Yb)_{CN}$: 3].

La elementi Nb üzerinde hafifçe zenginleşmiştir [$(La/Nb)_{N\text{-}MORB}$: 1.4 ve 1.6)]. Ti ise N-MORB'a göre oldukça tükenmiş ve diagramdaki diğer elementlere kıyasla negatif anomali vermektedir (Şekil 4.204). Y'den daha uyumsuz olan ağır nadir toprak elementlerinin normalize değerleri, N-MORB'a oldukça yakındır. Y'den daha uyumlu olan ANTE'ler ise N-MORB'a kıyasla tükenmiştir.




**Şekil 4.203**: Tarpak Dilimi'ndeki bazik meta-volkanik/volkanoklastik örneklerin kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları.

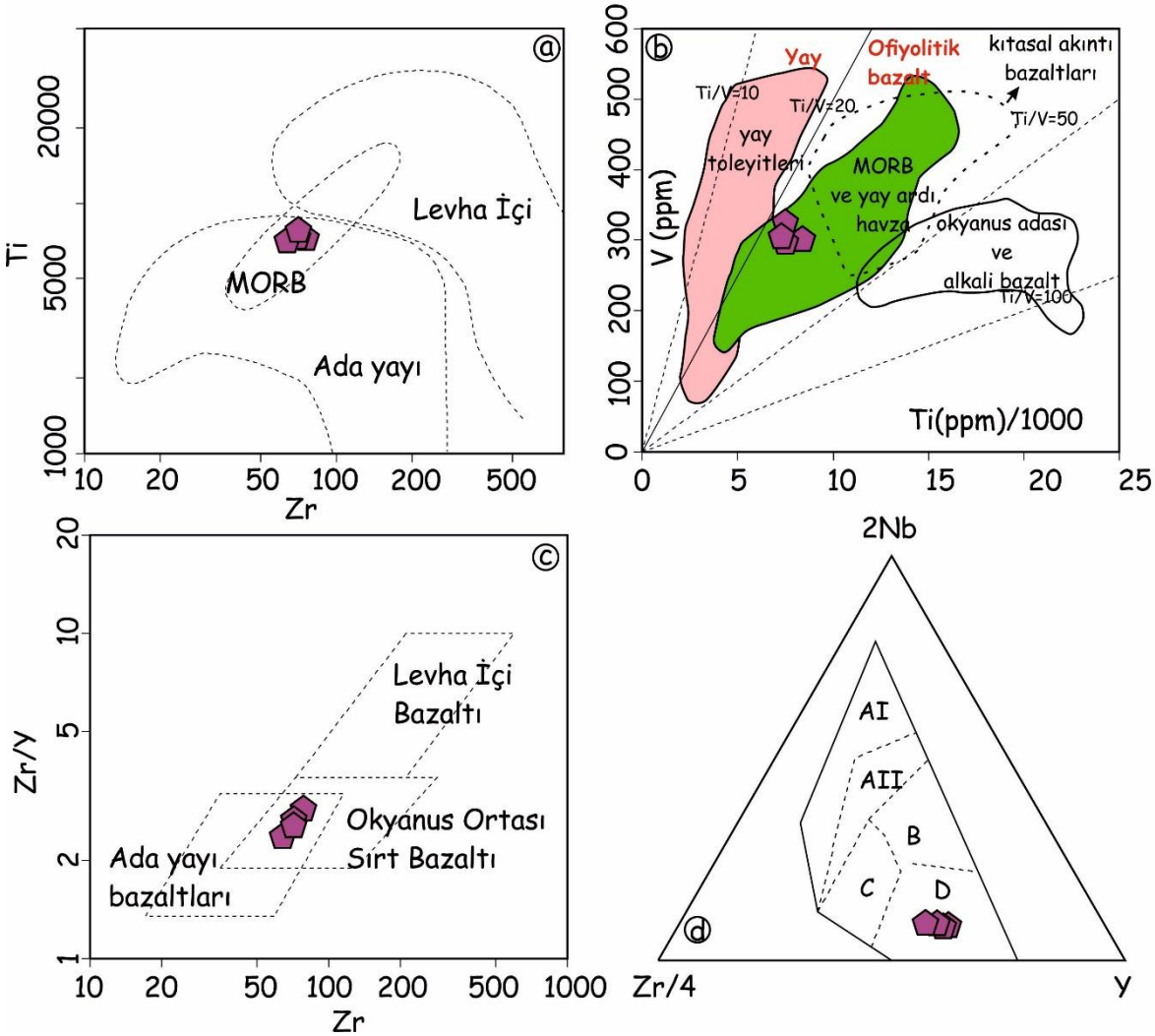



**Şekil 4.204:** Felsik dayk örneklerinin kondrit normalize NTE (Boynton, 1984) ve N-MORB normalize iz element (Sun ve Mc Donough, 1989) örümcek diagramları.

### 4.5.6.3 Tektonik Ortam

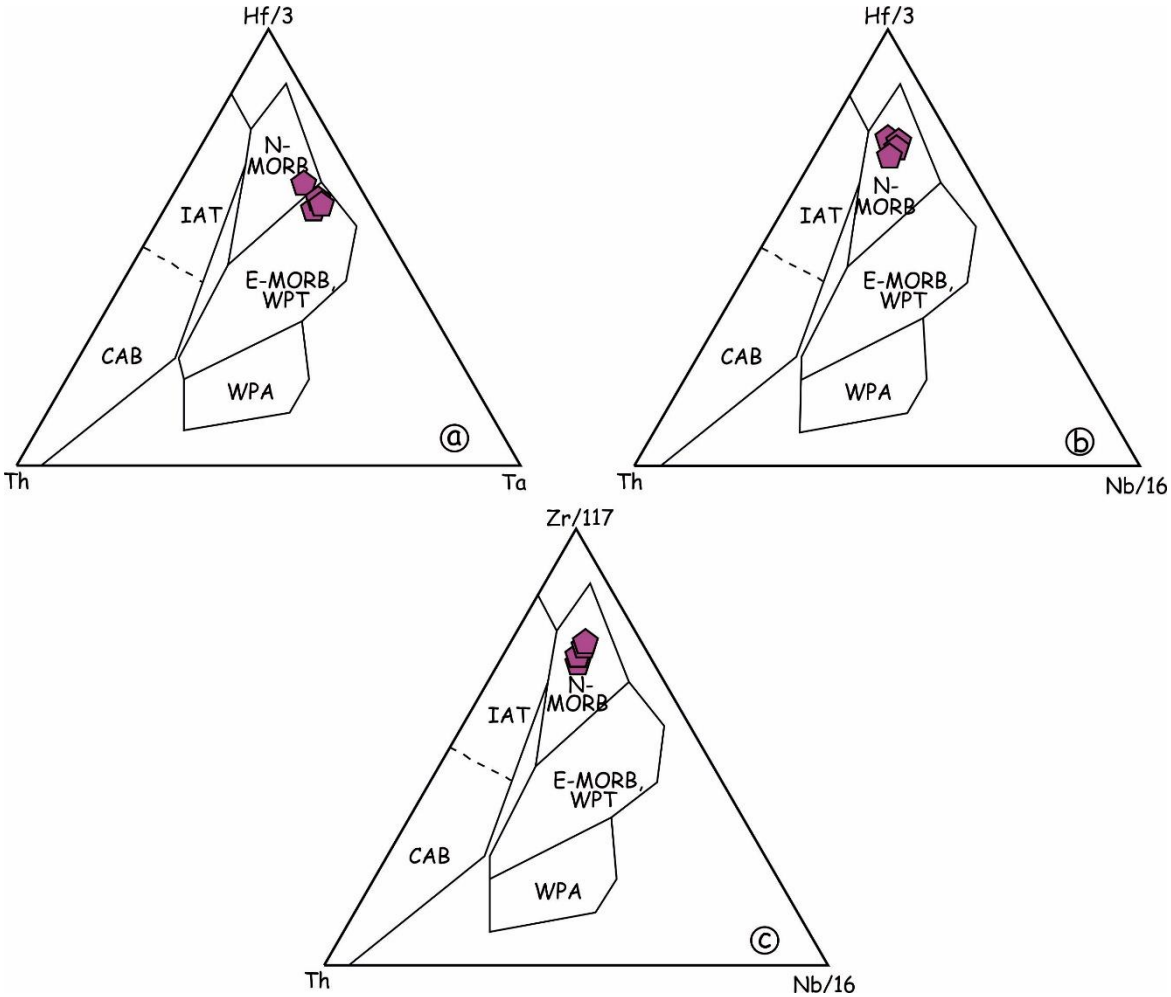
- **Mafik Meta-Volkanoklastikler**

Ti–Zr tektonik ayrım diagramında (Pearce, 1982), mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinin hepsi 'MORB' ve 'ada-yayı' kesişim alanında izlenmektedir (Şekil 4.205a). V-Ti/1000 diagramında (Şekil 4.205 b) ise tüm örnekler benzer şekilde 'MORB ve ada yayı' olarak sınırlandırılmış alanda kümelenmişlerdir. Örnekler, Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979) 'okyanus ortası sırt' ve 'ada yayı bazaltın' kesişim alanında (Şekil 4.205c), 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramında ise (Meschede, 1986) N-MORB/volkanik yay alanında izlenmektedir (Şekil 4.205d).




**Şekil 4.205:** Mafik volkanoklastik örneklerin, a) Ti-Zr diagramında (Pearce, 1982), b) V-Ti/1000 diagramında (Shervais, 1982), c) Zr/Y-Zr diagramında (Pearce ve Norry, 1979), d) 2Nb-Zr/4-Y üçgen diagramındaki (Meschede, 1986) dağılımları.

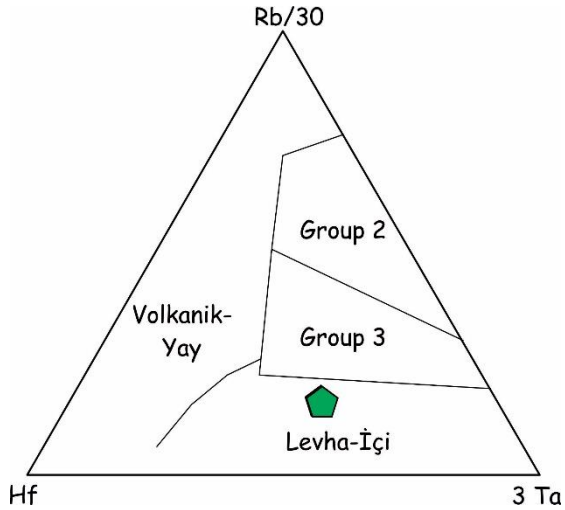
Mafik volkanoklastik şist örnekleri Hf/3-Th-Ta üçgen diagramında N-MORB ve E-MORB/Levha içi toleyit alanlarına saçınmıştır (Şekil 4.206a). Hf/3-Th-Nb/16 ile Zr/117-Th-Nb/16 üçgen diagramlarında tüm örneklerin N-MORB alanında kümelendiği görülmektedir (Şekil 4. 206 b-c).



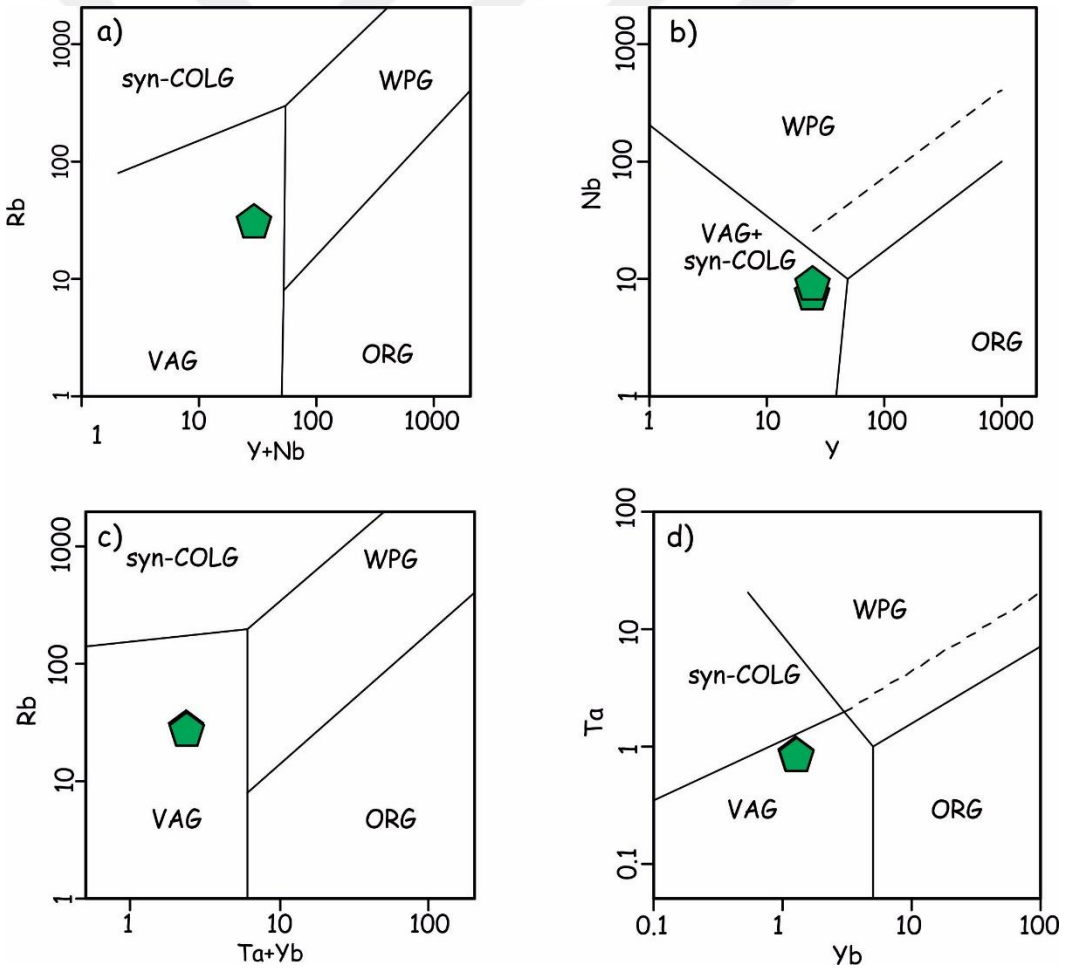

**Şekil 4.206:** Mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinin örneklerinin Wood (1980)'in tektonik ayırt diagramlarındaki dağılımları.

- **Felsik Dayklar**

Felsik dayk örnekleri Rb/30-Hf-3Ta üçgen diagramında (Harris, 1986) 'levha içi' alanında (Şekil 4.207), Pearce (1984)'ün Rb-(Y+Nb), Nb-Y, Rb-(Ta+Yb), Ta-Yb tektonik ayırt diagramlarında ise volkanik yay alanlarında izlenmektedir (Şekil 4.208).



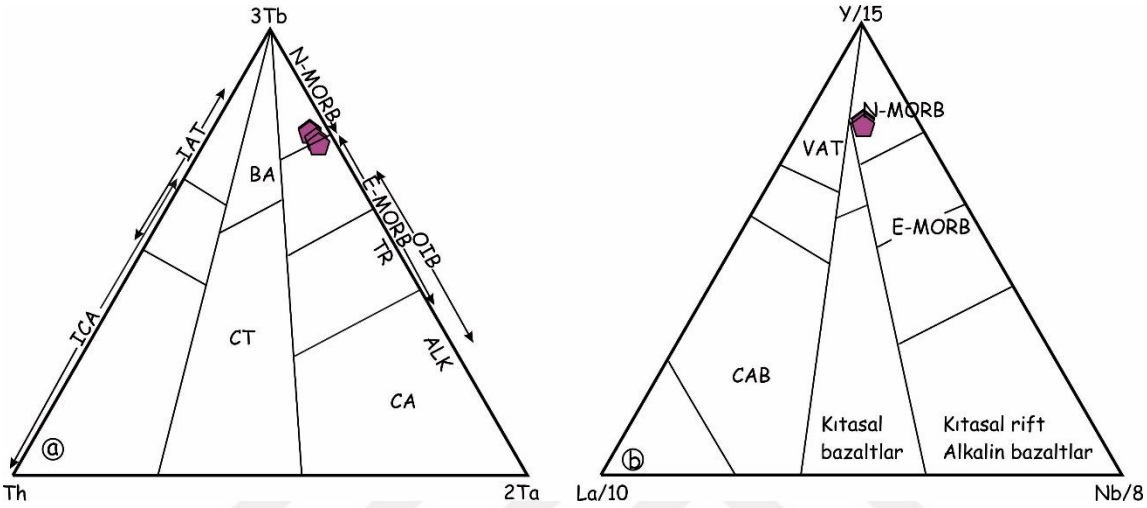

**Şekil 4.207:** Felsik dayk örneklerinin Rb/30-Hf-3Ta (Harris, 1986) tektonik ayırt diagramındaki konumu.




**Şekil 4.208:** Felsik dayk örneklerinin Pearce (1984)'ün tektonik ayrım diagramlarındaki konumları.

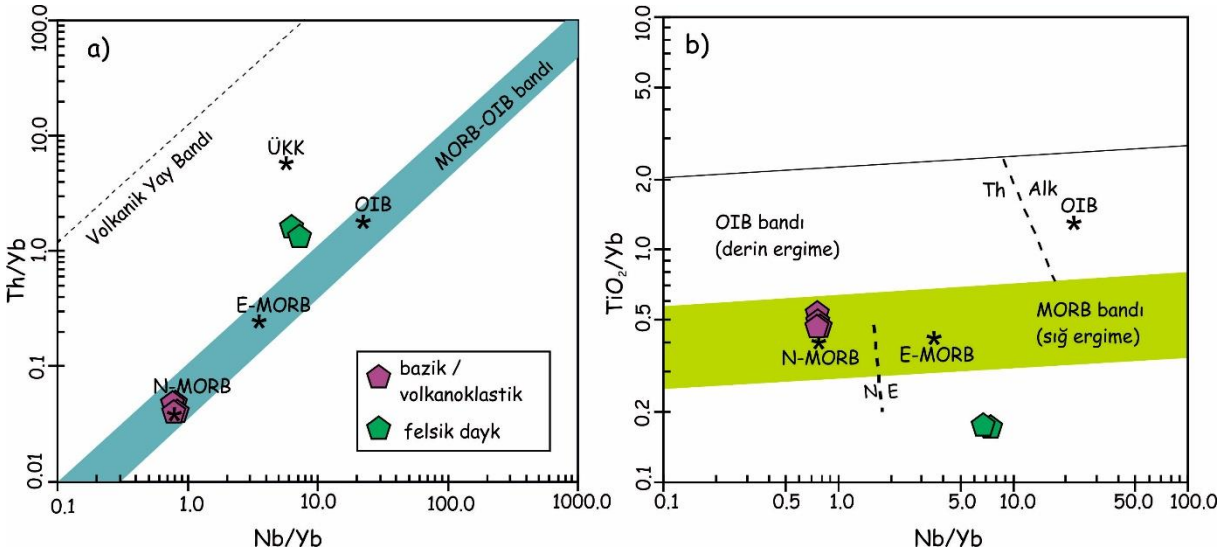
### 4.5.6.4 Meta-Volkanoklastik Birimlerin Manto Kaynağı

3Tb-Th-2Ta üçgen diagramında mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinden 3 tanesi N-MORB 1 tanesi ise E-MORB alanında çıkmaktadır (Cabanis ve Thieblemont, 1988; Şekil 4.209 a). Y/15-La/10-Nb/8 üçgen diagramında, tüm örneklerin N-MORB alanında kümelendiği görülmektedir (Cabanis ve Le Colle, 1989; Şekil 4.209 b).




**Şekil 4.209:** Mafik meta-volkanoklastik şist örneklerinin örneklerinin a) 3Tb-Th-2Ta (Cabanis ve Thieblemont, 1988), b) Y/15-La/10-Nb/8 (Cabanis ve Le Colle, 1989) üçgen diagramındaki dağılımları.

Örnekler Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008) ve $TiO_2$/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008) diagramlarında, manto bandının N-MORB noktası üzerinde çıkmaktadır (Şekil 4.210).




**Şekil 4.210: a)** Mafik meta-volkanoklastik birimlerin a) Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008), b) $TiO_2$/Yb-Nb/Yb diagramındaki dağılımları.

İz element karakteristikleri bölümünde açıklandığı gibi mafik meta-volkanoklastik birimlerin Th/Nb ve Th/Yb oranları üst kıta kabuğundan oldukça düşük (Üst kıta kabuğu; Th/Nb: 0.88; Th/Yb: 5.2), Ti/Y ve Ti/Yb oranları ise üst kıta kabuğunun oranlarından büyüktür. Dolayısıyla, iz element jeokimyalarının üst kıta kabuğuna yakınsamayışına dayanarak bu birimlerin kıta kabuğu kontaminasyonundan önemli ölçüde etkilenmediği düşünülebilir.

Yine iz element jeokimyası kısmında değinildiği üzere bu birimlerin $(La/Yb)_{CN}$ ve $(Dy/Yb)_{CN}$ oranları N-MORB tipi magmalara oldukça yakındır (N-MORB: $(La/Yb)_{CN}$:0.6; $(Dy/Yb)_{CN}$:1). Bununla birlikte Şekil 4.209 ve Şekil 4.210'daki diagramlarda, örneklerin N-MORB noktasına düşmesi, kaynak alan magmatizmasının N-MORB tipi magmaların kaynak alanlarına benzer şekilde sığ yerleşimli bir manto alanı olabileceğini düşündürmektedir.

## 4.6 JEOKRONOLOJİ

Tez çalışması kapsamında, her bir tektonik dilimde yer alan uygun kaya birimlerinden zirkon U-Pb ve mika Ar-Ar yaşlandırması yapılmıştır.

*Zirkon U-Pb yaşlandırması,*

1- Granitik ve siyenitik gnayslar ile bantlı amfibolitlerden protolit magmatizma kristalizasyon yaşı elde edebilmek,
2- Sarıcakaya Paragnays istifindeki çakıllı kuvarsit seviyesinden çökelme yaşına sınırlama getirmek ve kaynak alanı belirleyebilmek,
3- Tarpak Dilimi tabanındaki feldispatlı mika-şistlerden çökelme yaşını ve kaynak alanı belirleyebilmek,
4- Orta Sakarya Gnays Dilimi ile Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi arasındaki tektonik dokanağa sokulum yapan lökokratik deforme plutotondan kristalleşme yaşı elde edebilmek,
5- Tarpak Dilimi'nin taban seviyelerini kesen dioritik dayktan kristalleşme yaşı elde edebilmek ve
6- Sarıcakaya Plutonu'ndan kristalleşme yaşı elde edebilmek amacıyla yapılmıştır.

*Ar-Ar Yaşlandırması*

1- Sarıcakaya Paragnaysları içindeki meta-psammitik gnayslar ve Tarpak Dilimindeki feldispatlı mika-şist biriminden metamorfizma/soğuma yaşı elde edebilmek amacıyla yapılmıştır.

Aşağıda önce U-Pb zirkon yaşlandırması, ardından Ar-Ar yaşlandırma sonuçları sunulacaktır.

### 4.6.1 U-Pb Zirkon Analizleri

Bu çalışma kapsamında granitik ortognays biriminden üç, siyenitik ortognays biriminden iki ve bantlı amfibolitlerden bir adet örneğin zirkonları zenginleştirilerek U-Pb yöntemiyle yaşlandırılmıştır. Yaşlandırılan granitik gnays örnekleri Tozman kuzeydoğusu, Çayköy doğusu ve Sarıcakaya ilçesi kuzeyindeki ortognays kütlelerinden, siyenitik ortognays örnekleri ise Tozman batısı ve Sarıcakaya ilçesi kuzeyinden alınmıştır. Bantlı amfibolit örneği ise Çayköy doğusundaki granitik ortognaysların içinde bulunan amfibolit siline aittir.

#### 4.6.1.1 Orta Sakarya Gnays Dilimi-*Granitik Ortognays Örnekleri*

- **GCaMi11**

GCaMi11 numaralı örnek çalışma alanında en geniş yayılım sunan granitik ortognays kütlesinden alınmıştır**.** Bu örneğe ait 24 adet zirkondan 33 nokta analiz edilmiştir (EK 30). Yapılan bu 33 analizden 25 tanesi %92-%108 aralığında konkordandır. Analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri Şekil 4.211'de verilmiştir. Kristallerin çoğunluğu prizmatik ve öz şekillidir. Tıknaz kristallere nadir rastlanmaktadır (örn; 350-371 numaralı analiz çiftinin yapıldığı kristal). Morfolojileri ve zonlu dokuları göz önüne alındığında ölçüm yapılan zirkonların hepsinin magmatik kökenli olduğu düşünülebilir. Konkordan yaş veren analiz noktalarından elde edilen Th/U oranları 0.15-0.57 arasında değişmektedir.

Zirkon kristallerinin tamamı, genişlikleri aynı kristal içinde değişen magmatik bantların oluşturduğu *'ritmik-salınımlı zonlanma*' desenine sahiptir. Analiz edilen bazı zirkon tanelerinde 'manto-çekirdek' yapısı gözlenmektedir (*örn; 355-356, 347-359, 366, 369 numaralı analizlerin yapıldığı zirkon kristalleri*). Manto-çekirdek yapısı gösteren kristallerde çekirdek ve kenar kısmındaki magmatik zonlar aykırı yönelime sahip olup birbirini kesmektedir.

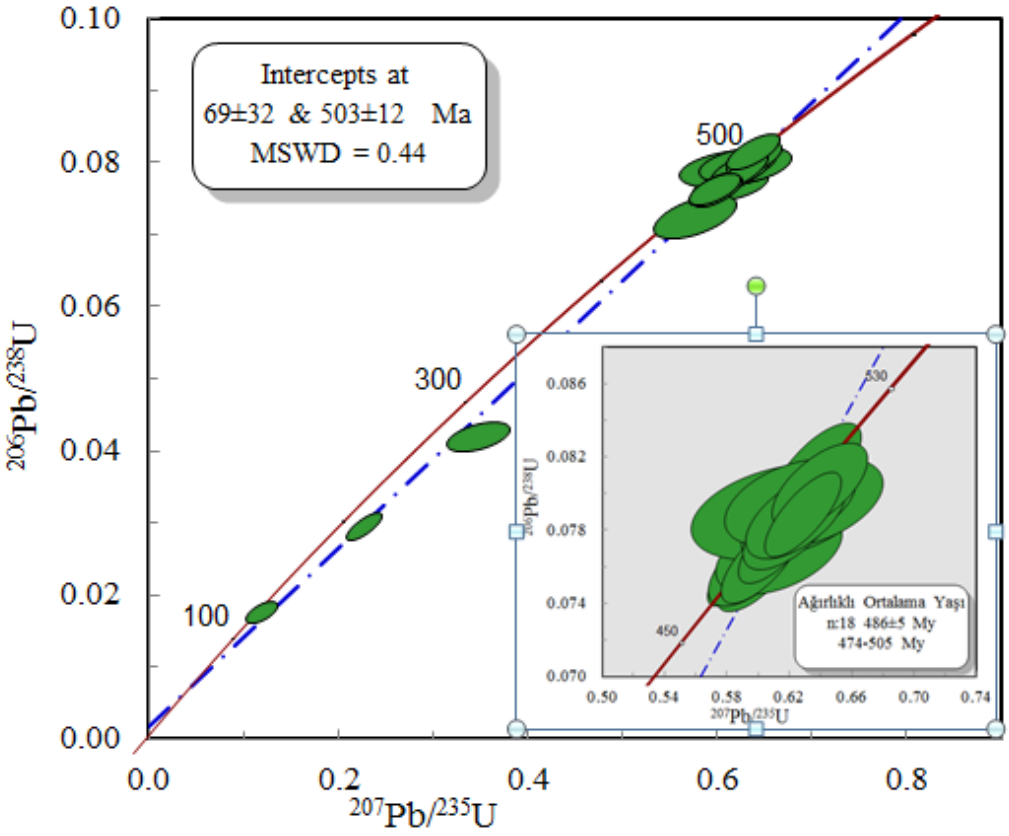
Zonlu yapıdaki bazı zirkonların özellikle çekirdek kısımlarında '*resorpsiyon*' yapısı gözlenmektedir. Bu resorbe olmuş çekirdek zonlarında magmatik zonlanma desenleri tahrip olmakta ya da zon sayısı azalmaktadır. Bazı resorbe olmuş çekirdeklerin rekristalize olduğu ve çok parlak /açık renkli CL görüntüsü verdiği gözlenmiştir (örn; 357 numaralı analizin yapıldığı zirkonun çekirdek zonu). Bu resorpsiyon ve/ve ya rekristalizasyon çoğunlukla kristaldeki bir çatlak boyunca gerçekleşmiştir (örn; 357 numaralı analizin yapıldığı zirkonda 100 yüzeyine dik geçen çatlağa dikkat ediniz). Bu tip çekirdek zonlarından yapılan bazı analizlerde Pb kaybı gözlenmiştir. Örneğin, çekirdek kısmı resorbe olmuş bir kristalin (örn; spot no 361: 487 My) çekirdeği kenar zonundan 4My daha genç yaş vermiştir (491 My; nokta 345). Söz konusu kristaldeki bu yaş ve doku ilişkisi olasılıkla sistemdeki Pb kaybının bir sonucudur.

GCaMİ11 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramından elde edilen '*upper intercept'* yaşı 503 ±12 My'dır (Orta-Geç Kambriyen, Şekil 4.212). 474 My ila 505 My arasındaki 20 adet konkordan zirkon yaşının *'ağırlıklı ortalaması'* 486±5 My (Geç Furongiyen-

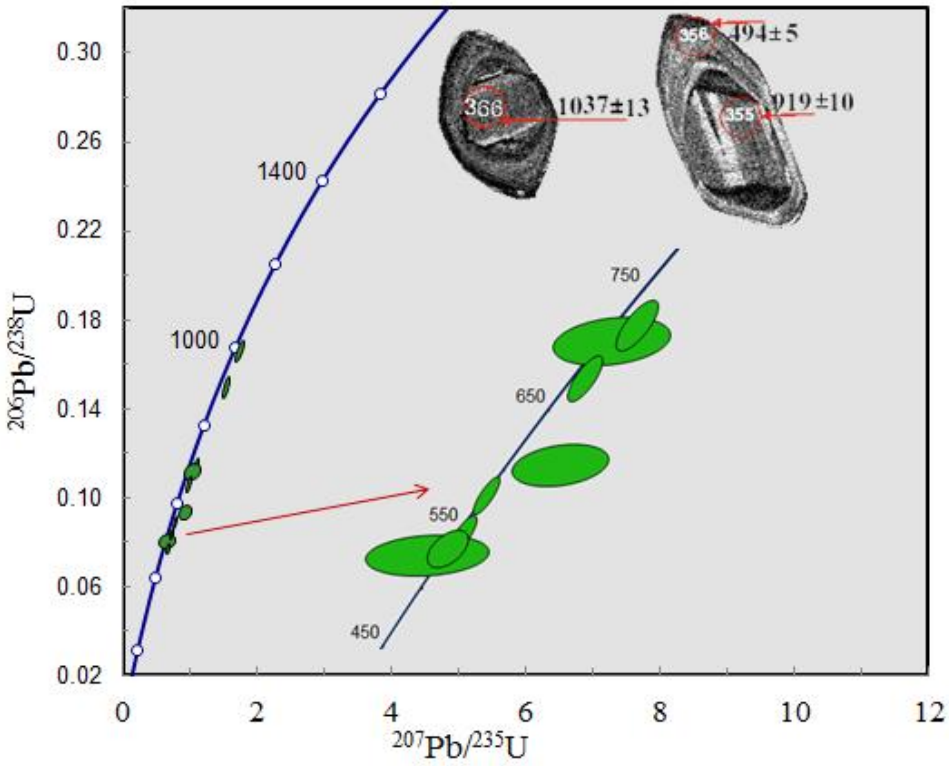
Tremadosiyen) olarak hesaplanmıştır (Şekil 4.212). *'Upper intercept yaşı'* örneğin kristalleşme yaşı olarak kabul edilmiştir. Orta-Geç Kambriyen'den (upper intercept yaşından) daha yaşlı olan zirkon fazları çoğunlukla kristallerin çekirdek kısımlarında gözlenmiş olup, bu fazlar kalıntı zirkon (inherited) olarak düşünülmektedir. Örneğin, Toniyen yaşlı bir çekirdek fazının (spot no: 355) Geç Kambriyen yaşlı bir kenar fazı ile mantolandığı (spot no:356) açıkça görülmektedir. Bununla birlikte, hem çekirdek hem de kenar kısmı restit olarak korunmuş ksenokristik zirkonlara da rastlanmıştır (örn; 359-347; 365-375 analiz çiftlerinin yapıldığı zirkonlar). Kalıntı zirkonların (Şekil 4.213) yaşları Ediakaran (578±5), Geç Neoproterozoyik-Alt Kambriyen (546±5 My), Geç Mezoproterozoyik-Toniyen (1009±9 My), Kriyojeniyen (670±7 My, 707 ±7 My) ve Geç Toniyen-Kriyojeniyen'dir (720±7 My).




**Şekil 4.211:** Örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri.




**Şekil 4.212:** Analiz edilen zirkonların upper intercept yaşlarını gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.




**Şekil 4.213**: Relikt/kalıntı zirkon yaşlarının $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

- **GTo16-24**

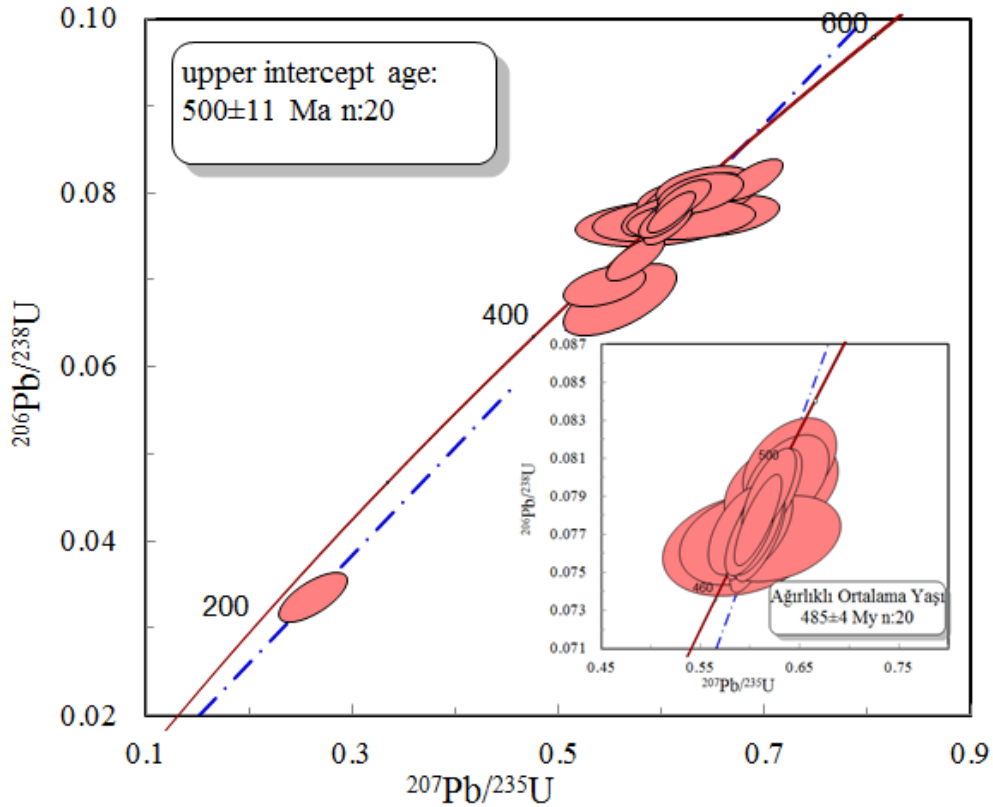
GTo16-24 numaralı örnek, Tozman köyü kuzeydoğusunda küçük bir alanda yüzeyleyen budinleşmiş ortognays biriminden alınmıştır. Bu örneğe ait 25 adet zirkon üzerinde 38 noktadan ölçüm yapılmıştır (EK 31). Bu ölçümlerden 24 tanesi %91- %107 oranında konkordan çıkmıştır. Konkordan yaş verisi sağlayan analiz noktalarından elde edilen Th/U oranı 0.2-1.15 aralığında değişmektedir.

CL görüntülerinde, analiz edilen zirkonların hepsinin ince-uzun prizma formlu kristaller olduğu ve tümünün magmatik zonlanma dokusu içerdiği görülmektedir (Şekil 4.214). Bazı kristallerin çekirdeğindeki 'ritmik-salınımlı' zonların hafifçe resorbe olduğu gözlenmektedir (*resorbe zirkonlar*; Corfu 2003). Bu resorbe olmuş kısımlara yer yer, parlak beyaz luminesans renkleri veren rekristalizasyon dokuları eşlik etmektedir (*örn; 271 numaralı zirkon kristalinde resorpsiyonun radyal çatlakların uç kısımlarından itibaren geliştiğine ve bu yapıya eşlik eden parlak CL yansımalı rekristalizasyon dokusuna dikkat ediniz*).

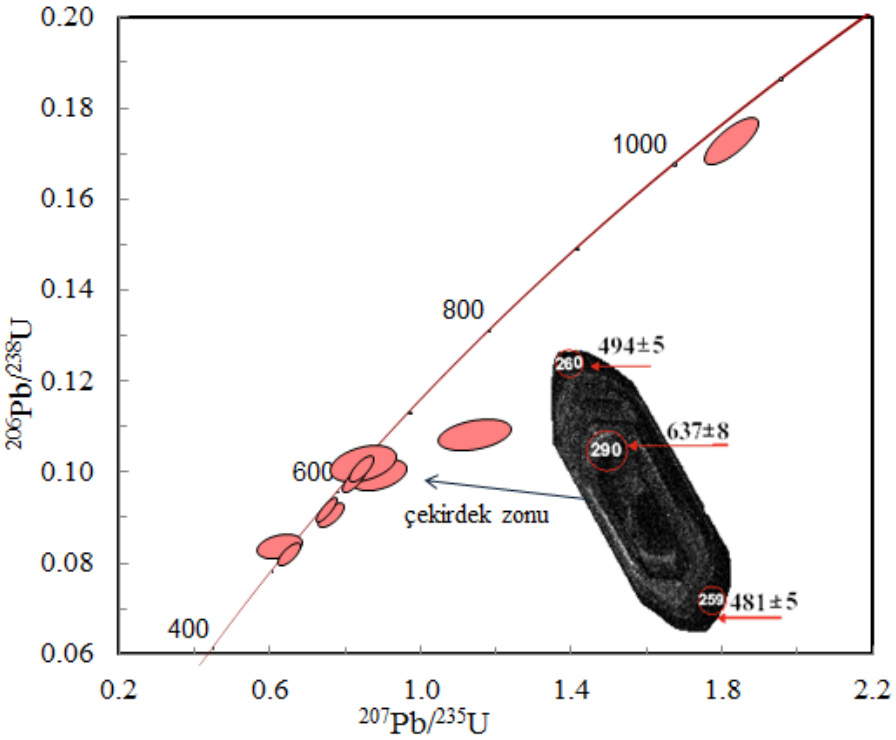
Örnekteki konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 475±5 My ila 1111±16 My aralığında değişmektedir. 501 My'dan daha büyük olan konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları zirkon kristallerinin çekirdek zonundan elde edilmiştir (örn; 290 numaralı analiz). Diagramda (Şekil 4.215) 501 ± 5 My'dan daha genç olan 20 adet $^{206}Pb/^{238}U$ - $^{207}Pb/^{235}U$ verisinin 500±11 My *'upper intercept'* yaşı verdiği görülmektedir. 475 My ile 501 My arasında konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları veren bu 20 analiz noktasından 485±4 My (Geç Furongiyen-Tremadosiyen) ağırlıklı ortalama yaşı elde edilmiştir. '*Upper Intercept'* yaşı örneğin kristalleşme yaşı olarak değerlendirilmektedir. 500±11 My'dan daha yaşlı zirkonlar protolit kayaçtan magmaya transfer olmuş relikt (kalıntı-*inherited*) zirkonlar olarak düşünülmektedir (Şekil 4.216). Kalık zirkon yaşları kristallerin çekirdek kısmından alınmıştır (637 ±8 My, 522±5 My, 617±6 My, 577 ±5 My, 629 ±6 My, 1111±16 My). Protolit magmatizma yaşı veren zirkonların (475 My-501 My) Th/U oranları 0.15-0.44 aralığındadır.




**Şekil 4.214:** GTo16-24 numaralı örneğe ait analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri.




**Şekil 4.215:** GTo16-24 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı ve upper intercept yaşı.




**Şekil 4.216:** GTo16-24 numaralı örneğin kalıntı (inherited) zirkon yaşlarının $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

- **BeTi16/6**

BeTi16-6 numaralı örnek Sarıcakaya kuzeyindeki küçük ortognays kütlesini temsil eden örneklerden biridir. Toplamda 32 zirkon tanesinden 41 nokta analiz edilmiştir (EK 32). Konkordan analiz sayısı 34'dür.

Analiz edilen tüm zirkonların şekli ve dokusal özellikleri Şekil 4.217'deki katodoluminesans (CL) fotoğraflarında görülmektedir. Görüldüğü üzere zirkonların büyük bir kısmı uzun prizmatik formda kristalleşmiştir. Daha geniş ya da kısa/tıknaz kristallere seyrek rastlanmaktadır (örn; 308, 335 ve 336 numaralı zirkonlar). Kristallerin büyük bir çoğunluğunda magmatik bantlaşma gelişmiştir. Özellikle farklı yaş konaklarına ait veri sağlayan zirkon kristallerinde manto-çekirdek yapısı gözlenmektedir (örn, 333-334; 341-342; 301-302 analiz çiftlerinin yapıldığı kristaller). Zirkonların manto ve çekirdek kısımları verdikleri farklı CL yansımaları ile net olarak ayırt edilebilmektedir.

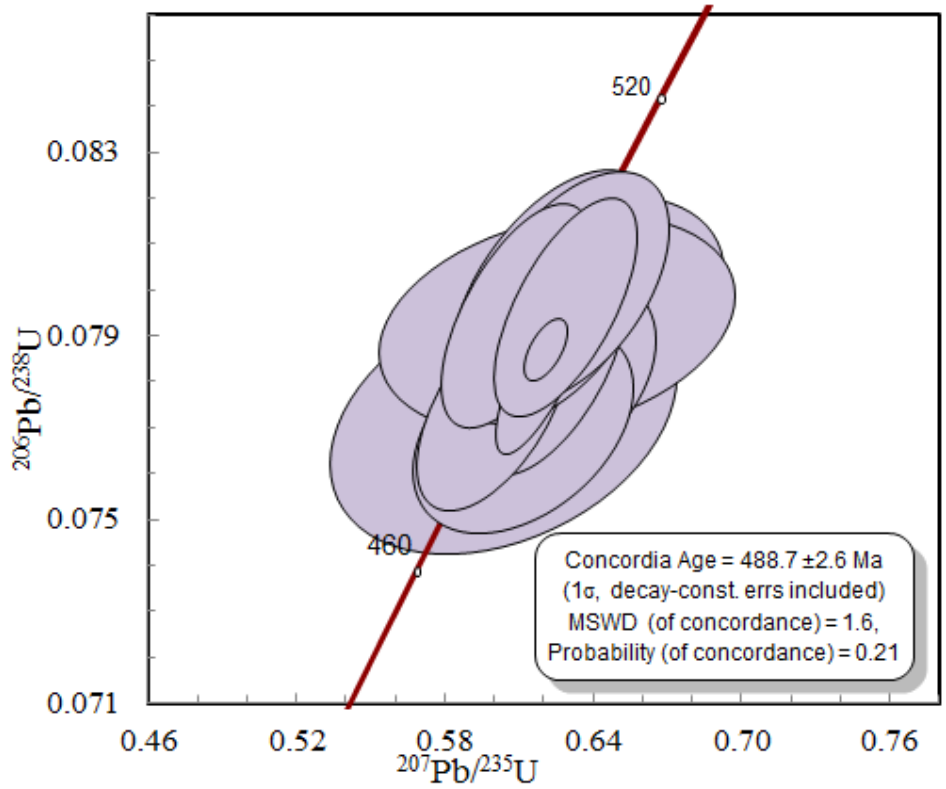
Analiz noktalarından elde edilen konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 2651 My-478 My aralığında değişmektedir. $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ konkordia diagramında da görüldüğü üzere, 478±5 My-496±5 My aralığındaki yaş kümesinden (n=13) 488±5.1 My (Geç Furongiyen-Alt

Tremadosiyen) konkordia yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.218). ~500 My ve daha genç yaş veren 14 adet analiz noktası $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramında 507±16 My '*upper intercept'* yaşı sağlamaktadır (Şekil 4.219). Konkordia yaşı bu örneğin kristalleşme yaşı olarak kabul edilmiştir.

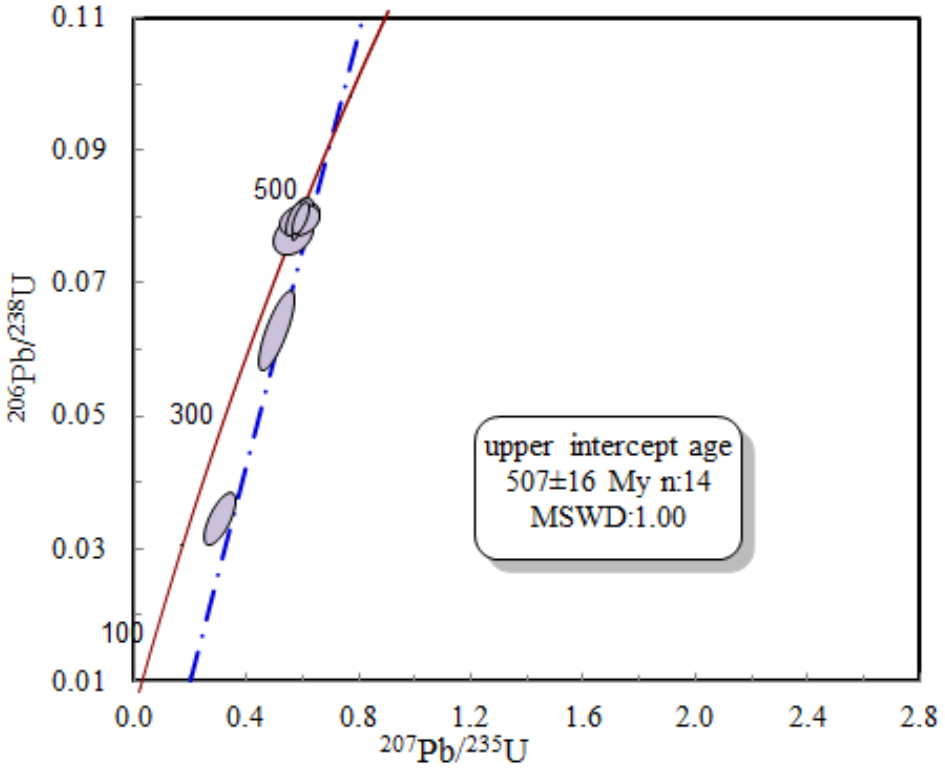
552 My ila 2651 My aralığındaki yaş kümesinin büyük çoğunluğu zirkonların çekirdek fazından elde edilmiştir. Bu çekirdekleri mantolayan kenar fazlarının bir kısmı analiz edilmiş ve Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen yaşlar elde edilmiştir. Dolayısıyla, Kambro-Ordovisyen yaşlı zirkon kristallerinin beş tanesi Ediakaran (623±6 My) ve Toniyen (825-994 My) yaşlı relikt zirkon çekirdeklerinin üzerine kristalleşmiştir. Dokusal ilişkiler de göz önüne alındığında *upper intercept'*ten daha yaşlı olan zirkon popülasyonu (552 My-2651 My) kalıntı/relikt kristaller olarak değerlendirilmektedir (Şekil 4.220). BeTi16-6 numaralı örnekteki 20 adet restitik zirkonun 2 tanesi Neo-Arkean (~2608 My, ~2651 My), 1 tanesi Paleoproterozoyik (~ 1982 My), 8 tanesi Tonian-Steniyen (~739 My-~1098 My), 4 tanesi Kriyojeniyen (~647 My-694 My) ve 3 tanesi Ediakaran (~552 My-~623 My) yaşlıdır. Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen yaşlı (478±5 My-496±5) magmatik zirkonların Th/U oranı 0.2-0.85 aralığında, restitik zirkonların Th/U oranları ise 0.0 ila 1.34 arasındadır. Th/U oranları 0.1'den küçük olan restitik zirkonların bir kısmı metamorfik zirkon dokusu gösterir (parlak beyaz zonsuz CL yansıması-örneğin 317 numaralı analiz noktası).



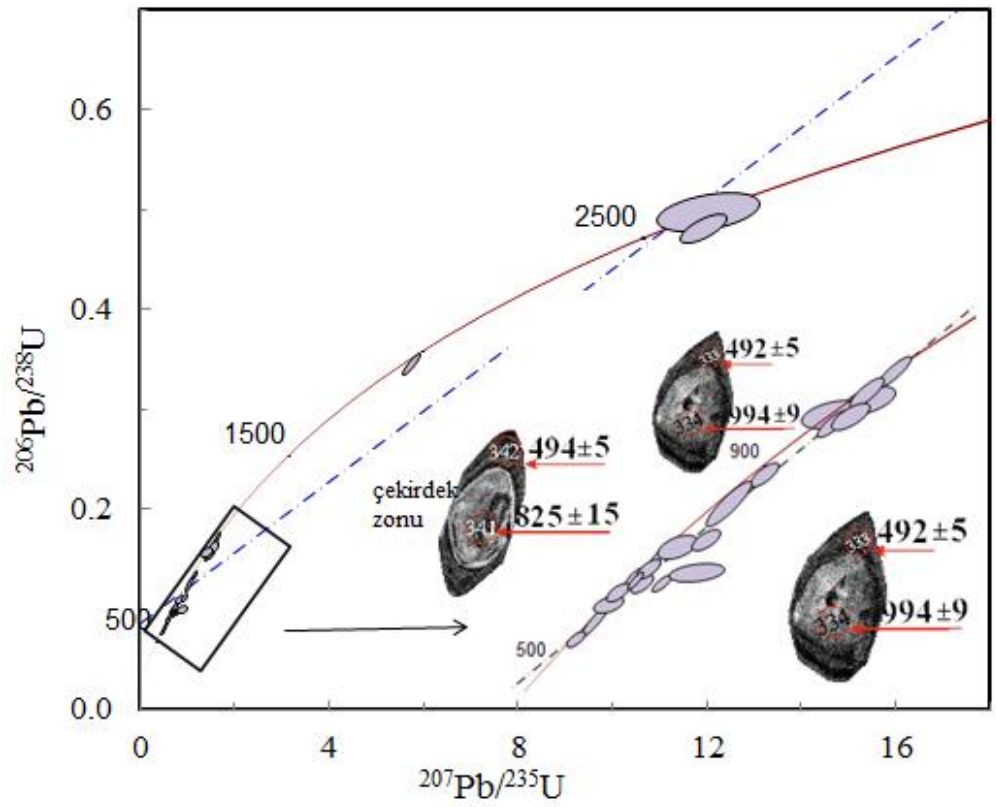

**Şekil 4.217:** BeTi16/6 numaralı örnekteki zirkonların katodoluminesans görüntüleri.




**Şekil 4.218:** BeTi16-6 numaralı örnekteki U-Pb yaşlarının konkordia diagramı.




**Şekil 4.219:** BeTi16-6 numaralı örnekteki 'upper intercept' yaşını gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.



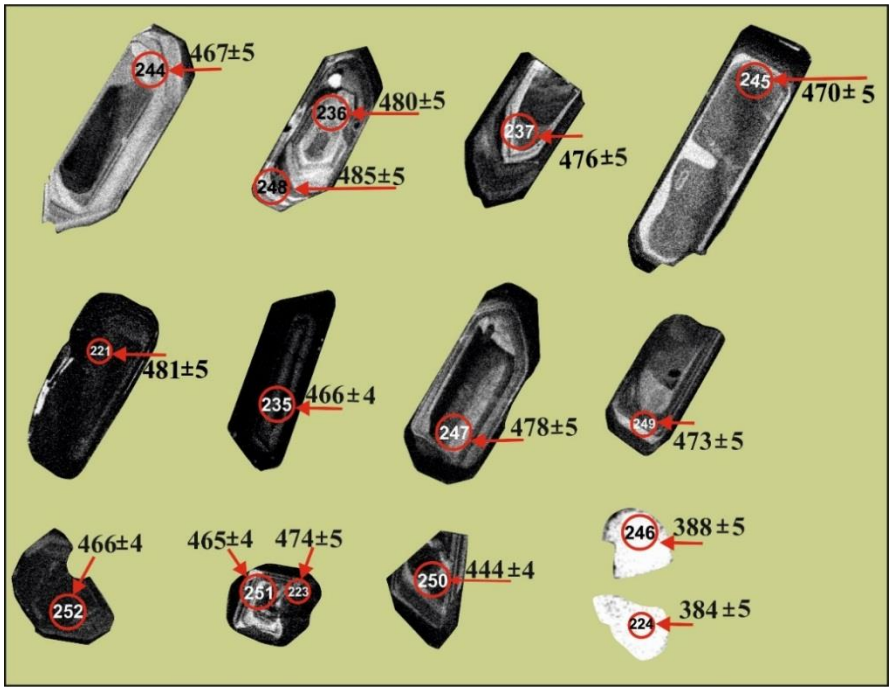

**Şekil 4.220:** BeTi16-6 numaralı örnekteki relikt (inherited) yaşları gösteren $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

### 4.6.1.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi -Siyenitik Ortognays Örnekleri

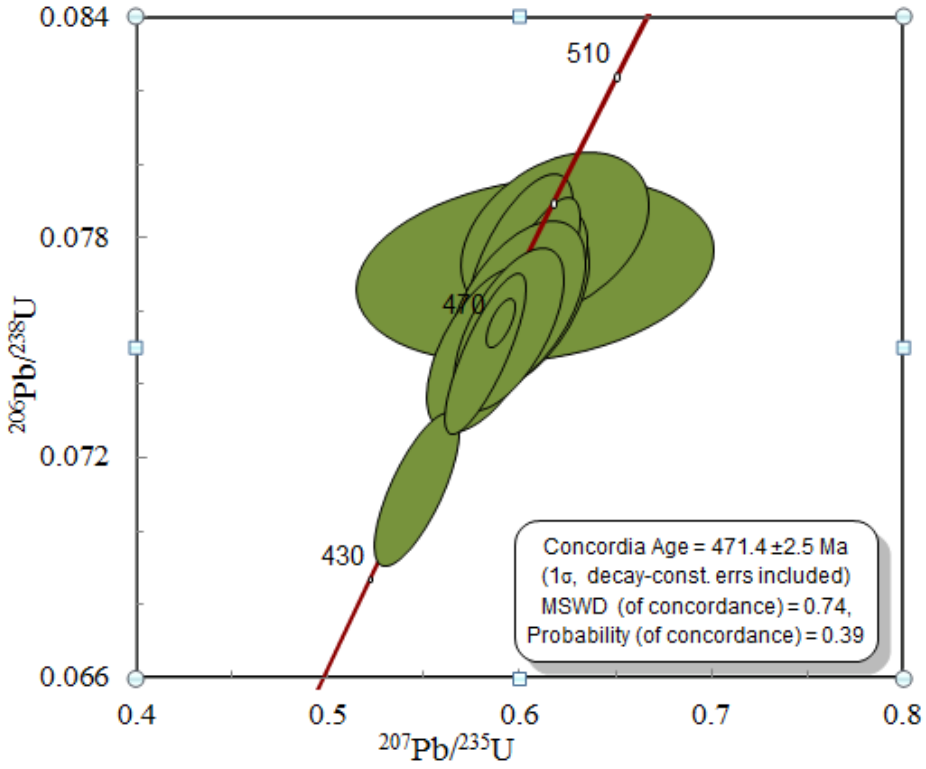
- **GCa16/1**

GCa16-1 numaralı örneğe ait 24 adet zirkon tanesinden 28 nokta analiz edilmiştir (EK 33). Analiz edilen noktalardan 15 tanesi %90-%103 aralığında konkordan yaşlar vermiştir. Analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri Şekil 4.221'de verilmiştir. Zirkon kristallerinden birçoğu düzensiz magmatik zonlanma desenlerine sahiptir. Bununla birlikte iki adet zirkon kristalinde bu magmatik bantlar gözlenmemektedir. Zonlu yapı içermeyen bu kristaller anhedral formda olup oldukça beyaz ve parlak CL yansıması vermektedir. Dokusal özellikleri ve düşük Th/U oranları (0.01-0.03) göz önüne alındığında bu iki kristalin metamorfik süreçle kristalleştiği düşünülmektedir (246 ve 224 numaralı analiz noktaları). Magmatik zonlanma desenine sahip zirkonların büyük çoğunluğu ince-uzun prizmatik şekillidir (Şekil 4.221). Magmatik zirkonların Th/U oranları 0.19 ila 0.63 aralığında değişmektedir.

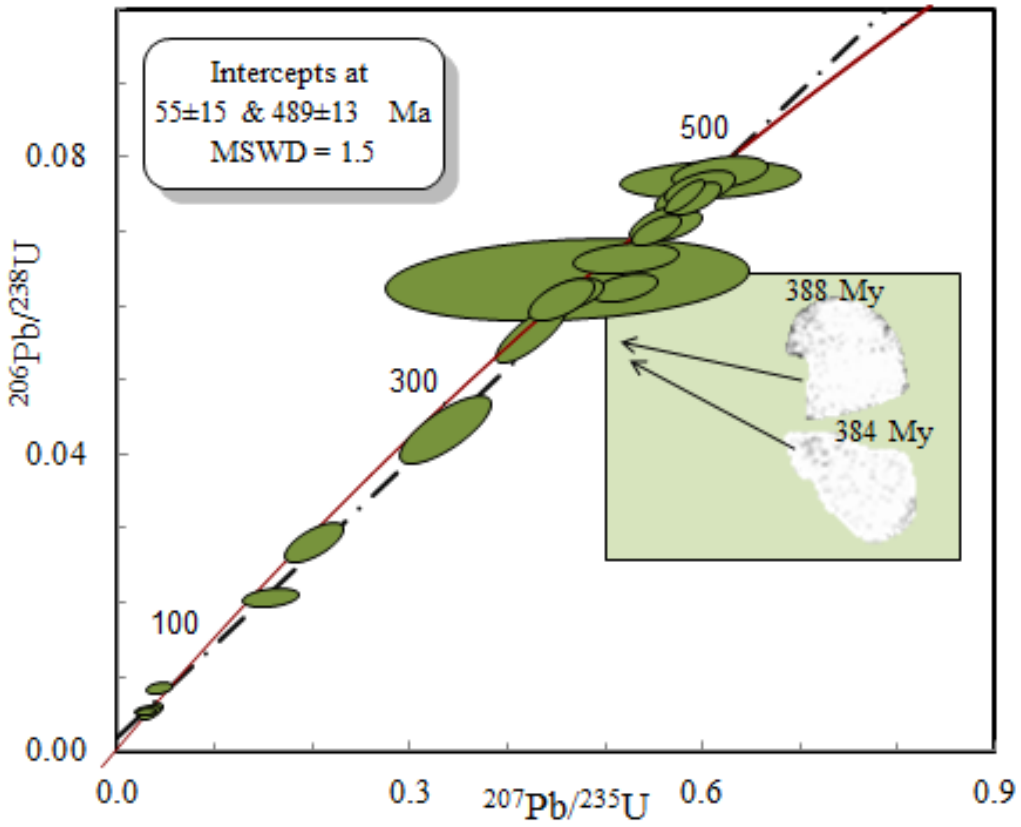
Analizlerden elde edilen konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ zirkon yaşları 384±6 My – 485 ±5 My arasında kümelenmiştir. Metamorfik zirkon kristalleri ~384 ve ~388 My $^{206}Pb/^{238}U$ yaşı vermiştir. Magmatik zirkonlardan elde edilen 444±4 My ila 485±5 My aralığındaki 11 konkordan analiz ise 471.4±2.5 My (Floian) konkordia yaşı vermiştir (Şekil 4.222). Bununla birlikte $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı, 489 ±13 My 'upper intercept', 55±15 My (Geç Paleosen-Erken Eosen) 'lower intercept' yaşı vermektedir (Şekil 4.223).




**Şekil 4.221:** GCa16-1 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri




**Şekil 4.222:** GCa16-1 numaralı örneğin konkordia diagramı.




**Şekil 4.223:** GCa16-1 numaralı örneğin 'upper intercept' diagramı.

- **BeTi16-1**

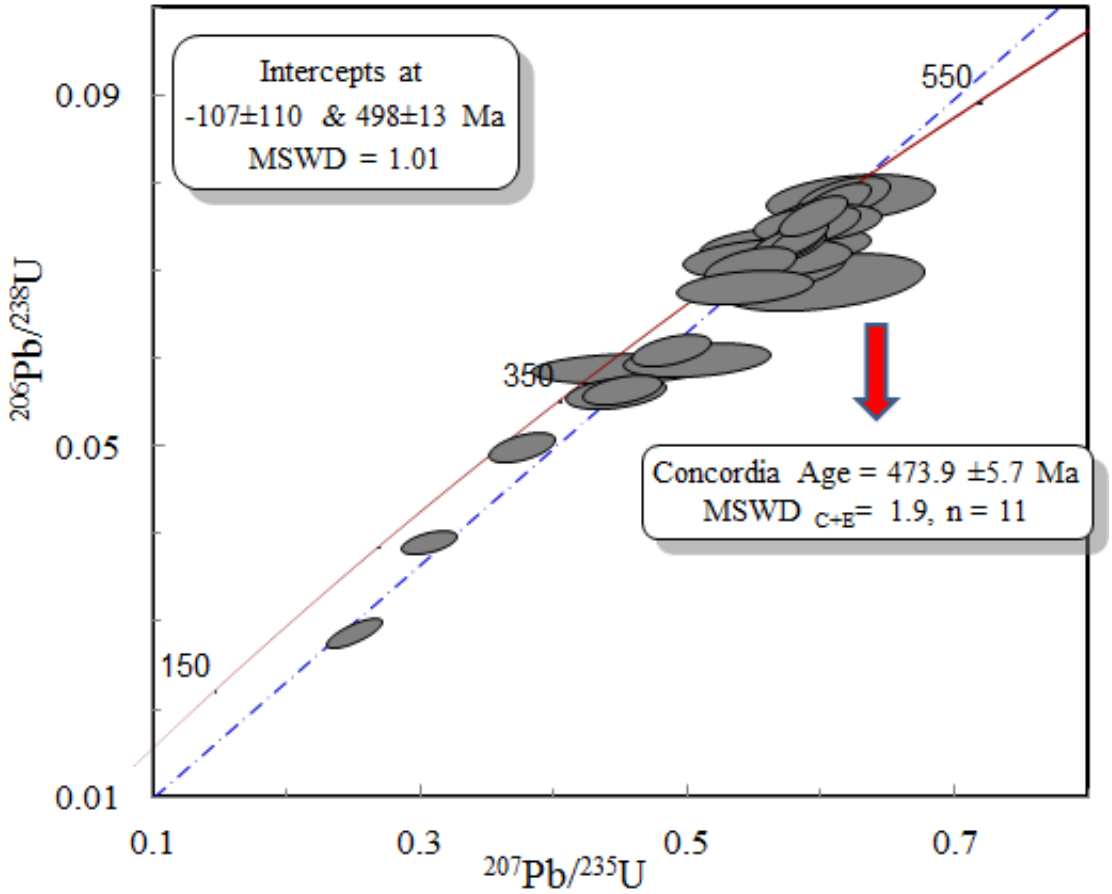
BeTi 16-1 numaralı örnek Sarıcakaya kuzeyinde bulunan ve çalışma alanı içinde en az yayılım gösteren ortognays kütlesinden alınmıştır. Be Ti 16-1 örneğinden ayıklanan 29 zirkon tanesi üzerinde, toplamda 38 noktadan analiz yapılmıştır (EK 34). Konkordan analizlerin sayısı 19'dur (Konkordia aralığı: %90-%103).

Analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri Şekil 4.224'de görülmektedir. İnce uzun prizmatik zirkon kristallerinin birçoğunda resorpsiyon yapısı magmatik zonları bulanıklaştırmıştır. Elde edilen konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 708±7-447±4 My aralığında değişmektedir. 461±5 My ila 487 ±5 My aralığında kümelenmiş konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları (n:11) 473.9±5.7 My konkordia yaşı vermektedir (Şekil 4.225). Kriyojeniyen (681 ±7 My ve 708±7 My) yaşlı iki zirkon kristali relikt zirkonlar olarak yorumlanmaktadır.

Protolit magmatizma ile eş zamanlı büyümüş zirkon kristallerinin Th/U oranları 0.38-0.69 aralığında olup felsik magmatik kayalara ait zirkonların Th/U oranı ile uyumludur.




**Şekil 4.224:** BeTi 16-1 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri.




**Şekil 4.225:** BeTi 16-1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

#### 4.6.1.3 Bantlı Amfibolit

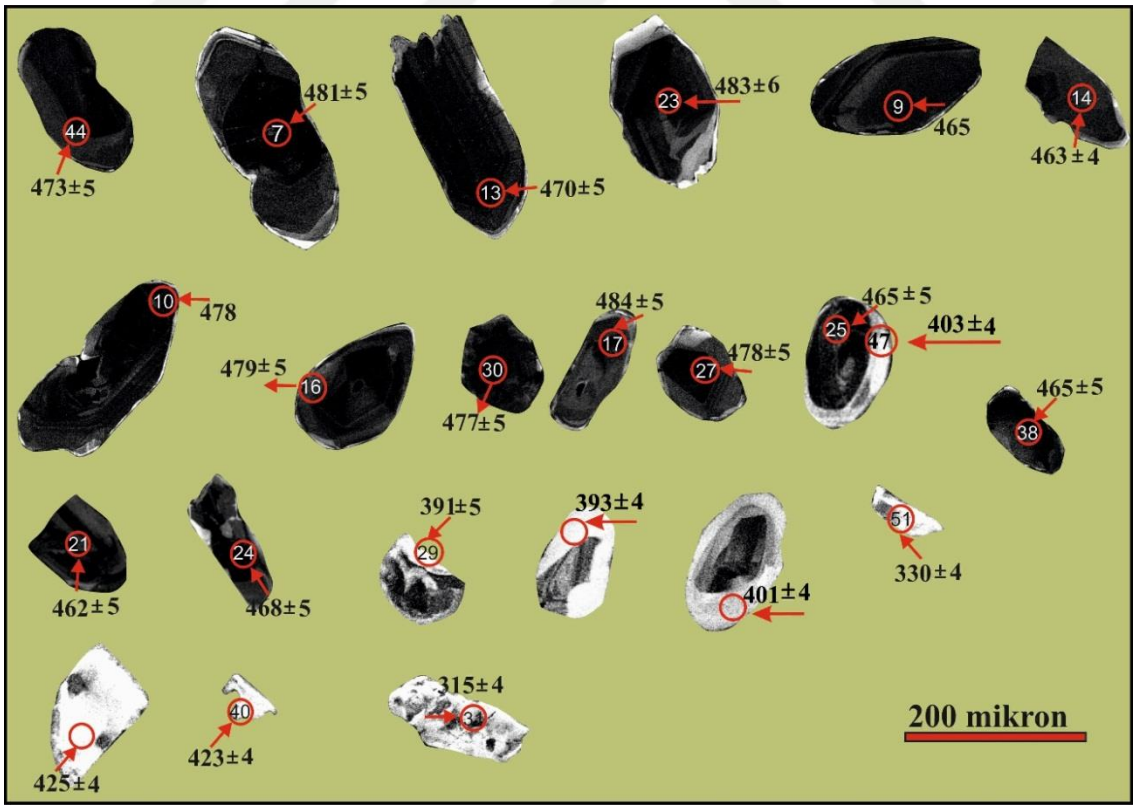
GCaMi16-2 numaralı örnek, Çayköy doğusundaki granitik ortognays kütlesi (503±12 My) içinde bulunan bantlı amfibolit sillerinin bir tanesinden alınmıştır. Bu örnekten toplam 25 zirkon kristali üzerinde 31 nokta analiz edilmiştir (EK 35). Ölçümlerden 23 tanesi %90 ila %108 aralığında konkordan sonuç vermiştir.

Örneğe ait zirkonların şekilleri oldukça değişken olup öhedral prizmatikten anhedrale kadar değişmektedir (Şekil 4.226). Prizmatik ve oval şekilli zirkon kristalleri magmatik zonlanma deseni sergilemektedir. Magmatik zonlara ait bantların genişlikleri aynı kristal içinde değişkenlik göstermekle birlikte genellikle koyu CL yansıması vermektedir. Bazı zirkon kristallerinde çekirdek zonundaki yapılar resorpsiyon sonucu bulanıklaşmış ya da silinmiştir (örn; 9-10 numaralı analiz çiftinin yapıldığı zirkon kristali). Anhedral zirkon kristalleri ise oldukça parlak CL yansıması vermekte olup magmatik bantlar içermezler. Dolayısıyla zonlanma desenine sahip prizmatik zirkon kristallerinin magmatik, zonsuz parlak kristallere sahip anhedral zirkonların ise metamorfik süreçler ile kristalleştiği kabul edilmiştir. Parlak CL

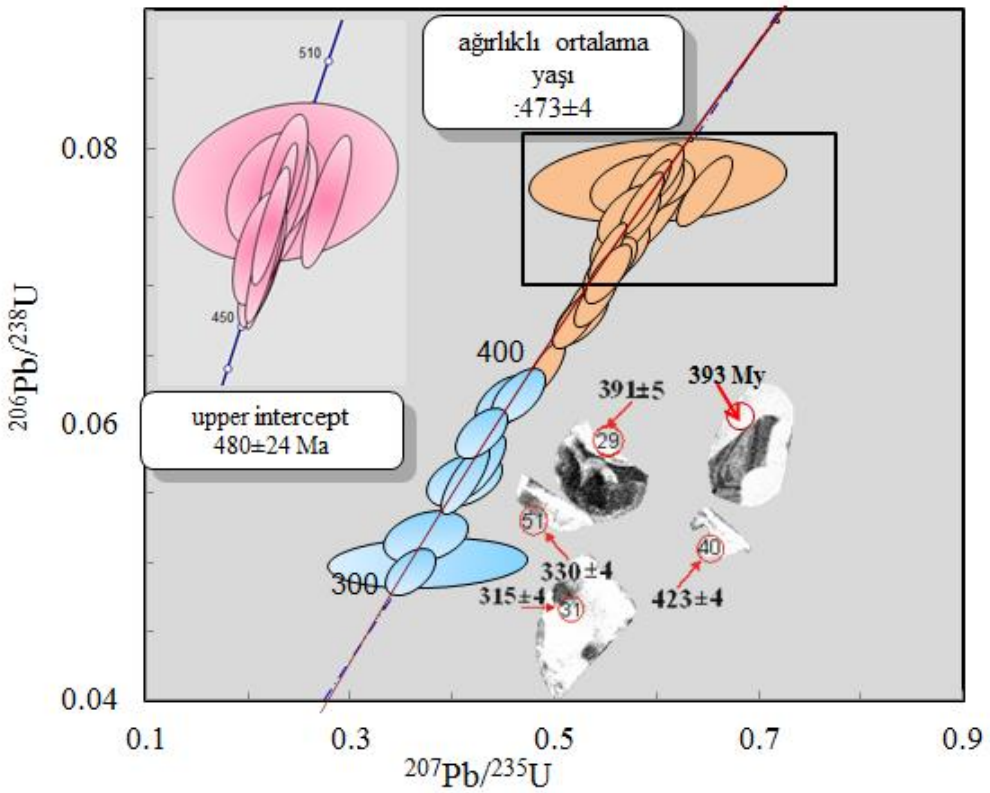
yansıması veren metamorfik zirkon fazlarından bazıları magmatik bir zirkon çekirdeğini mantolamış olarak gözlenir. Parlak Cl yansıması veren anhedral kristallerin düşük Th/U oranları (0.02-0.05) metamorfik süreçler ile kristalleştiklerini desteklemektedir.

Bantlı amfibolit örneğinden elde edilen konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları 484±5 My ila 319±4 My arasında değişmektedir. Metamorfizmaya bağlı gelişen zirkon fazlarından Geç Silüriyen (423 ±4 My, 425±4 My), Erken Devoniyen (391±5 My, 393±5 My, 401±4 My, 403±4), Erken Karbonifer (330±4 My), Geç Karbonifer (315±4 My) metamorfizma yaşları elde edilmiştir.

Magmatik zirkonlardan elde edilen 484±5 My ila 462±4 My aralığındaki 16 adet konkordan $^{206}Pb/^{238}U$ yaşının *'ağırlıklı ortalaması'* 473.25 ± 4 My (Floian) olup, bu yaş verisi bazik magmatizmanın kristalleşme yaşı olarak kabul edilmiştir (Şekil 4.227). %108 ve %91 konkordan olan iki adet yaş verisi belirgin kurşun kaybından dolayı ağırlıklı ortalama yaşlarına dahil edilmemiştir. $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ konkordia diagramından 285±86 My *'lower intercept'* ve 480±24 My '*upper intercept*' yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.227).




**Şekil 4.226:**Bantlı amfibolit örneğindeki zirkonların katodoluminesans görüntüleri.

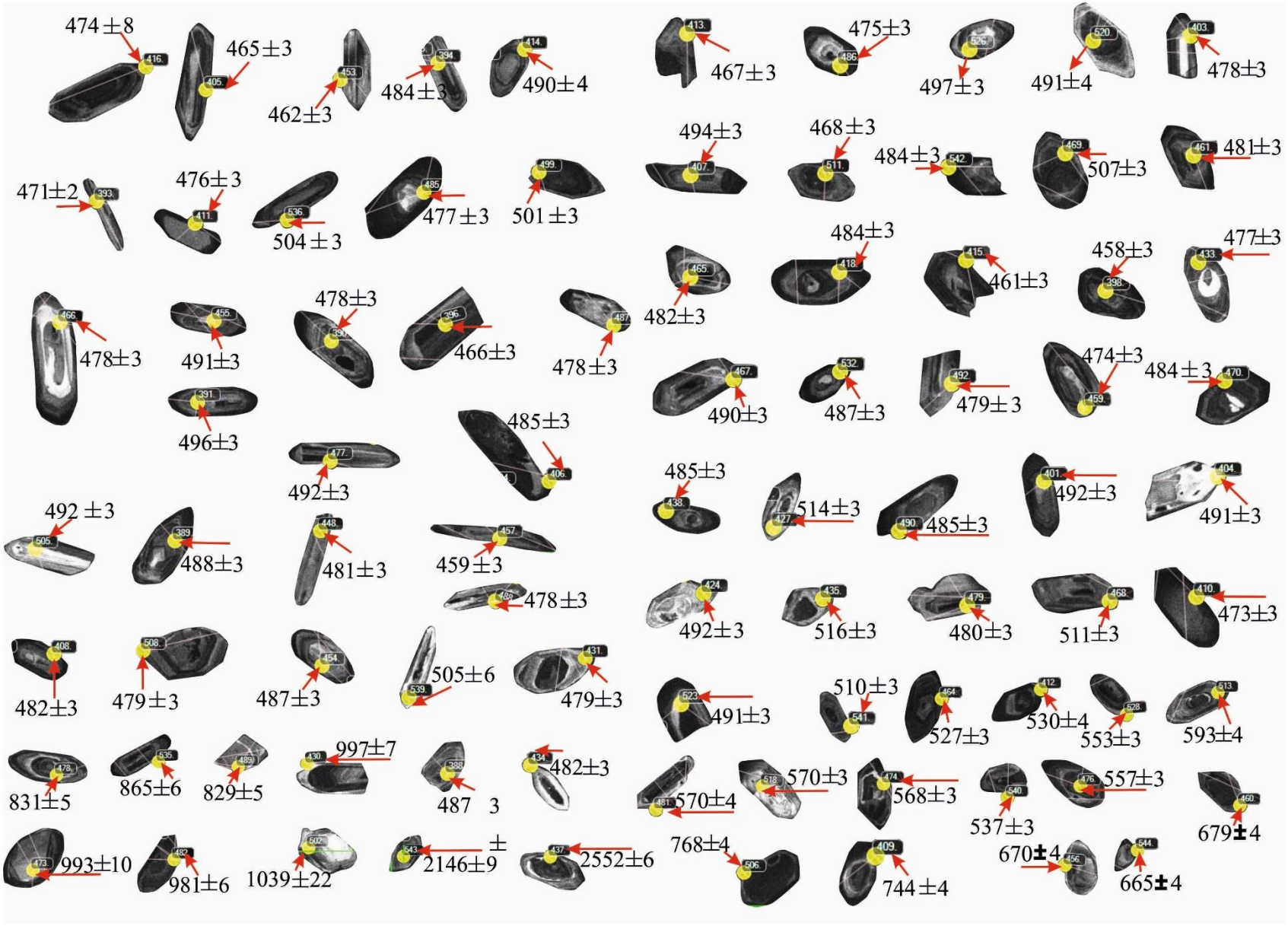



**Şekil 4.227:** GCaMi16-2 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

### 4.6.1.4 Orta Sakarya Gnays Dilimi-Sarıcakaya Paragnaysları

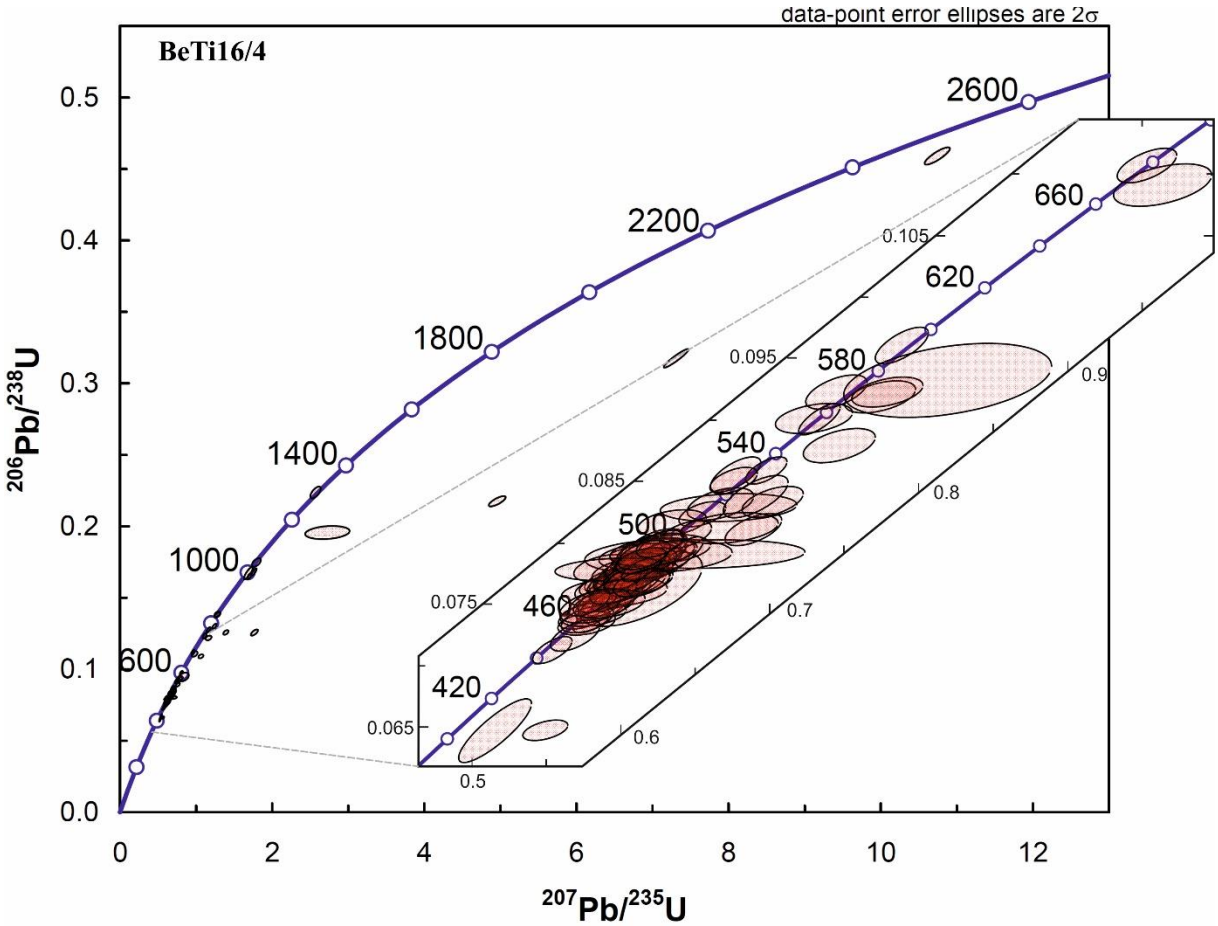
- **BeTi16/4**

Arazi çalışmaları esnasında Çayköy Ortognaysları ile Sarıcakaya Paragnaysları arasındaki dokanağın metamorfizma öncesi bir uyumsuzluğa işaret ettiği belirlenmiştir. Bu uyumsuzluğu analitik veriler ile teyit etmek ve dolayısıyla paragnaysların alttaki Kambro-Ordovisyen magmatiklerine ait zirkonları içerip içermediklerini kontrol etmek amacıyla istifin tabanındaki bir çakıllı kuvarsit örneğinden detrital zirkon U-Pb analizi yapılmıştır. Bu doğrultuda analizi yapılacak zirkonların mümkün olduğunca özşekilli olmasına dikkat edilmiştir. BeTi16/4 numaralı örnek Sarıcakaya Paragnaysları'nın en tabanındaki kuvarsça baskın bir matrikse sahip meta-konglomera birimine aittir. Bu örnekteki zirkonlardan toplam 148 nokta yaşlandırılmıştır (EK 38). Analiz edilen noktalardan 122 tanesi %90-110 aralığında konkordan yaşlar sağlamıştır. Detrital zirkon kristallerin birçoğu ince-uzun ya da daha ovalimsi prizmatik formlara sahip olmakla birlikte, birçoğunda magmatik zonlanma desenleri görülmektedir (Şekil 4.228). Magmatik zonlanma desenleri kristalin sık sık resorbe olmasından dolayı yaygın olarak kesinti ya da düzensizlik gösterir. Örneğin bazı kristallerin kenar kısımlarında görülen magmatik zonlanma, korozyon ve rekristalizasyondan dolayı çekirdek kısımlarında kaybolmaktadır.

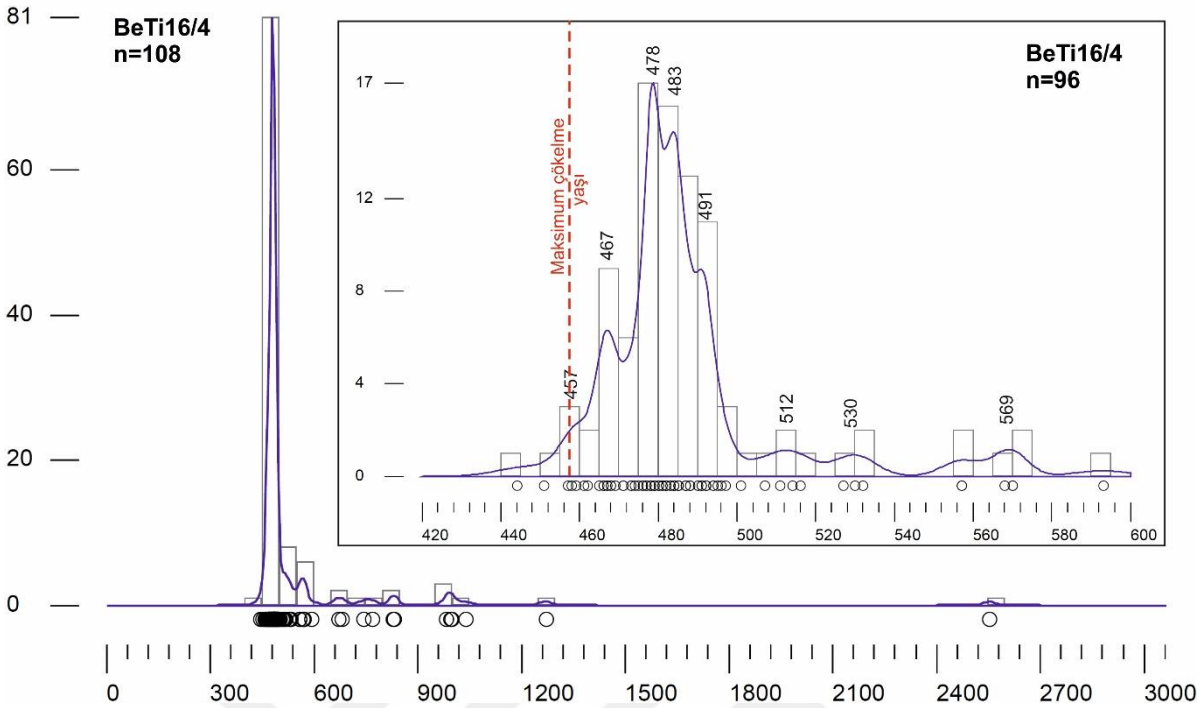



**Şekil 4.228:** Analiz edilen detrital zirkonların katodoluminesans görüntüleri.

Zirkon populasyonlarından, 4 tanesi Alt Kambriyen (527-537 My), 24 tanesi Üst Kambriyen (487-507 My), 47 tanesi Alt Ordovisyen (471-485 My), 15 tanesi Orta Ordovisyen (459-469 My), 3 tanesi Üst Ordovisyen (444-451 My), 8 tanesi Ediakaran (553-631 My), 3 tanesi Kriyojeniyen (665-679 My), 5 tanesi Toniyen (744-865 My), 4 tanesi Mezoproterozoyik (1010-1269 My), 1 tanesi Paleoproterozoyik,(2146), 1 tanesi de Neo-Arkean yaşlar vermiştir (2552). Konkordia diagramları ve olasılıklı yoğunluk diagramı Şekil 4.229-230'da gösterilmektedir.



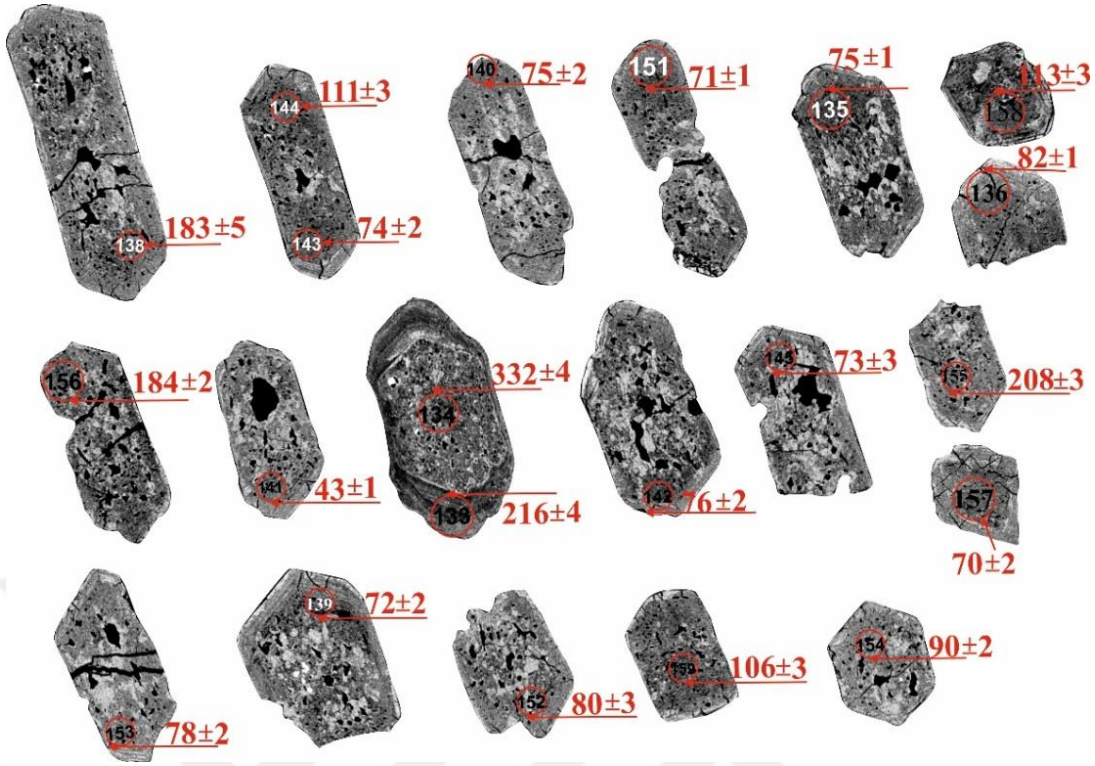

**Şekil 4.229:** Detrital zirkonların konkordia diagramı-II.



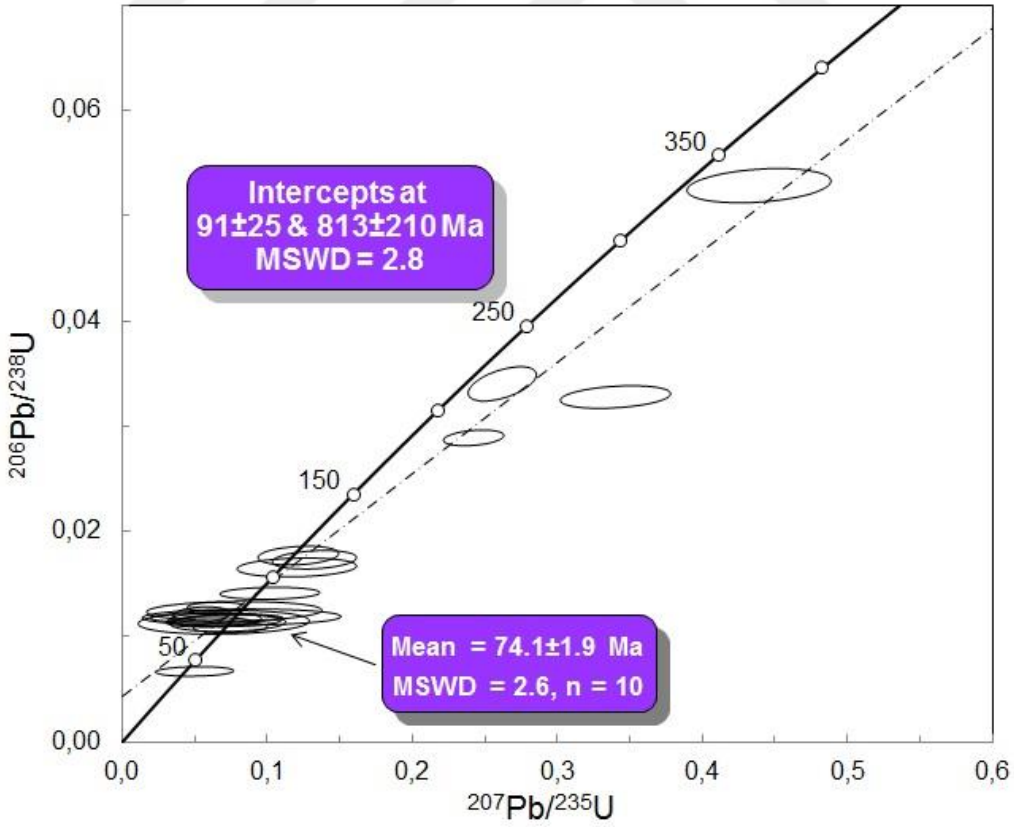

**Şekil 4.230:** Detrital zirkon yaşlarının olasılıklı yoğunluk diagramı.

- **GTo16/22**

GTo16-22 numaralı örnek, Tozman köyünün yaklaşık 1.5 km kuzeydoğusundaki milonitik kontak şistler ile milonitik paragnayslar arasındaki dokanağa sokulum yapmış deforme lökokratik granit kütlesine aittir. Bu örnekten zenginleştirilen zirkonların çoğunluğu ince-uzun kristallere sahiptir. CL görüntülerinde kristallerin birçoğunun yapısının bozulduğu gözlenmiştir (Şekil 4.231). Bu tez çalışmasında U-Pb izotop analizlerinin konkordanlık derecesini belirlemede kullanılan filtre ($^{206}Pb/^{238}U/^{206}Pb/^{207}Pb$)*100) bu örneğe uygulandığında elde edilen verinin tümünün diskordan olduğu görülmüştür. Ancak veri konkordia diyagramına yerleştirildiğinde 10 adet zirkonun konkordia eğrisi üzerinde kümelendiği görülmüştür. Bu kümeden 74±1.9 My (Kampaniyen) konkordia yaşı alınmış olup, bu yaş lökogranitin kristalizasyon yaşı olarak kabul edilmiştir. Tüm veri seti kullanılarak elde edilen alt intercept yaşı ise 91±25 My olarak saptanmıştır (Şekil 4.232). Analiz noktalarından elde edilen Th/U oranı 0.01-0.08 aralığındadır.




**Şekil 4.231:** GTo16-22 numaralı örneğe ait zirkonların katodoluminesans görüntüleri.




**Şekil 4.232:** GTo16-22 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

### 4.6.1.5 Tarpak Dilimi

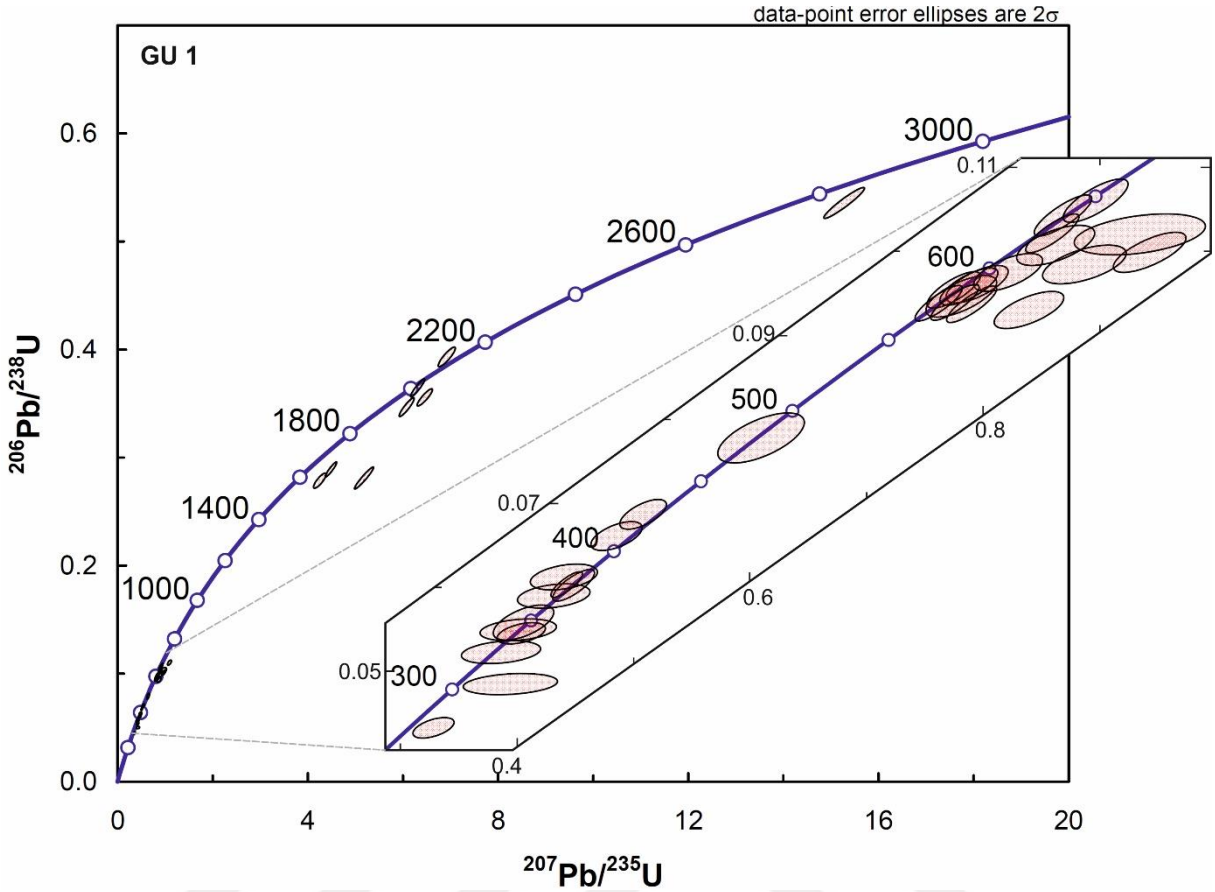
- **GU 1**

GU 1 numaralı örnek, Tarpak Metamorfikleri'nin çakıllı kuvarso-feldispatik şist düzeyinden alınmıştır. Örneğe ait 34 adet detrital zirkon kristalinden, toplamda 38 analiz yapılmıştır (EK 37). Analizlerden 22 tanesi %90-%110 arasında konkordandır. Detrital zirkon kristallerinin bazılarında yuvarlaklaşma gözlenmektedir. Zirkonların formu uzun euhedral prizmatikten daha ovalimsi tıknaz kristallere kadar değişmektedir (Şekil 4.233). Kristallerin çok büyük bir çoğunluğu magmatik zonlanma desenleri göstermektedir.

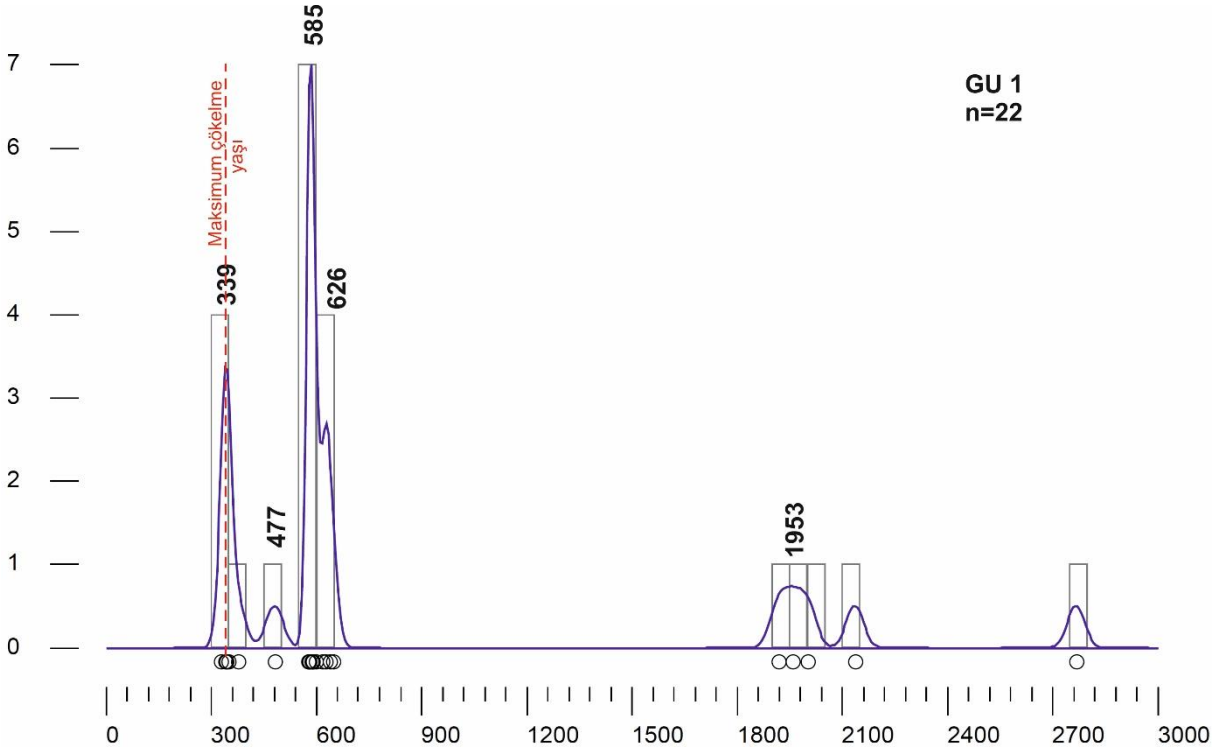
Detrital zirkonların yaş konakları; Paleoproterozoyik (n:4; 2031-2118 My), Arkeen (n:1; 2876 My), Kriyojeniyen (n:2; 637 My-647 My), Ediyakaran (n:9; 576 My-625 My), Alt Ordovisyen (n:1; 481 My), Devoniyen (n:2, 368, 376 My), Karbonifer (n:4; 328 My-349 My) aralığında kümelenmiştir (Şekil 4.234-235). Arkeen, Paleoproterozoyik, Kriyojeniyen, Ediakaran, Alt Ordovisyen ve Karbonifer yaşlı zirkonların Th/U oranları 0.1'den büyüktür (0.34-1.08). Devoniyen yaşlı zirkonların Th/U oranları ise 0-0.05 aralığında değişmektedir.




**Şekil 4.233:** GU 1 numaralı örneğe ait detrital zirkonların katodoluminesans görüntüleri.



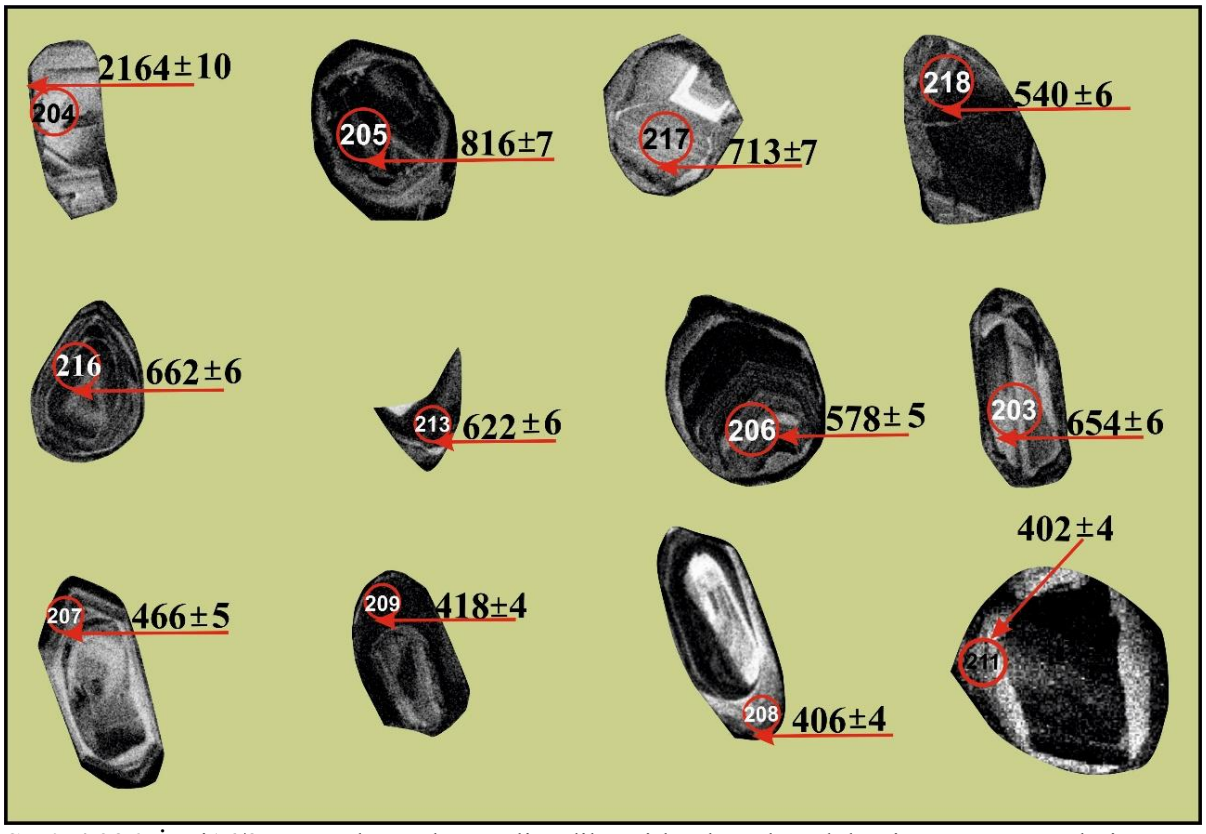

**Şekil 4.234:** GU1 numaralı örneğin $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.



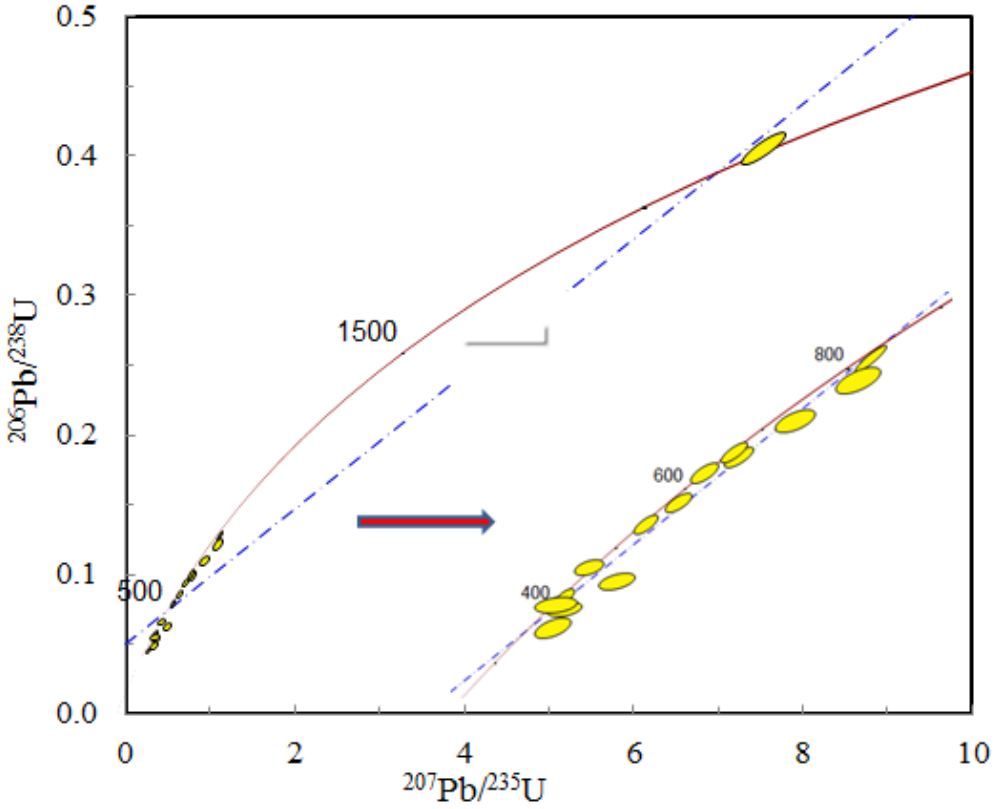

**Şekil 4.235:** GU1 numaralı örnekteki detrital zirkon yaşlarının olasılı yoğunluk diagramı.

- **İn Ti 16/2**

İnTi16/2, Tarpak Dilimi içinde kuvarsofeldispatik şistleri kesen dioritik dayktan alınmış bir örnektir. Örneğe ait analiz edilen zirkonlar oldukça saçınmış $^{206}Pb/^{238}U$ yaşları vermektedir (EK 36/ Şekil 4.236-237). Kuvarsofeldispatik şistin içindeki en genç zirkonun Karbonifer olduğu göz önüne alındığında, bu sildeki zirkonların relikt zirkon ya da ksenokrist olduğu söylenebilir. Jeokimya bölümünde anlatıldığı gibi, felsik daykların S-tipi bir magmatizmayı temsil etmesi, içinde kalık zirkon olma ihtimalini desteklemektedir. Dolayısıyla, bu örnekte magmatizma ile eş yaşlı kristalleşmiş zirkon fazları bulunmadığı düşünülmektedir.



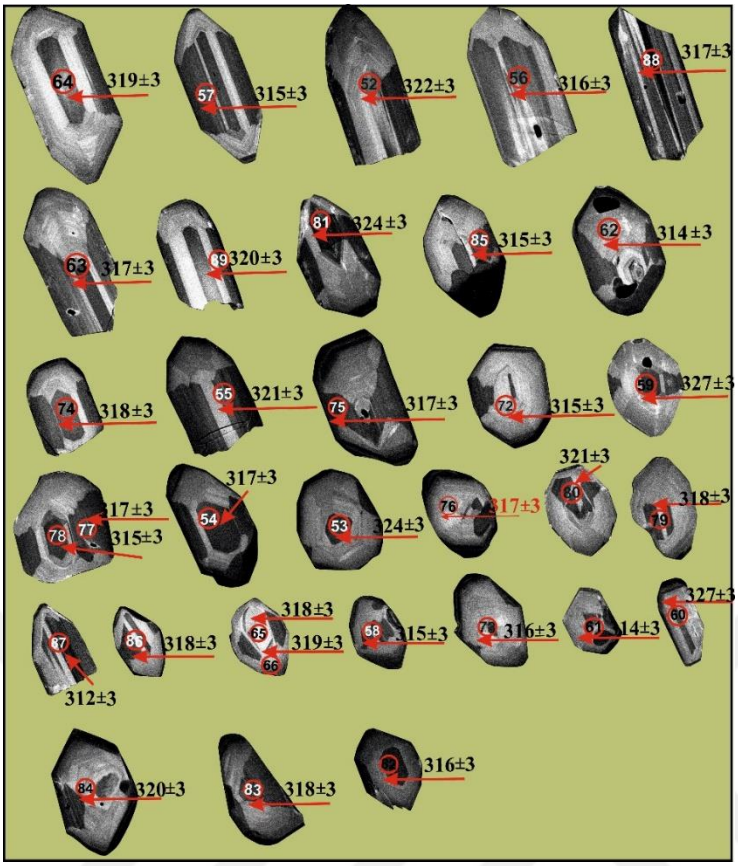

**Şekil 4.236:** İnTi16/2 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların katodoluminesans görüntüleri.



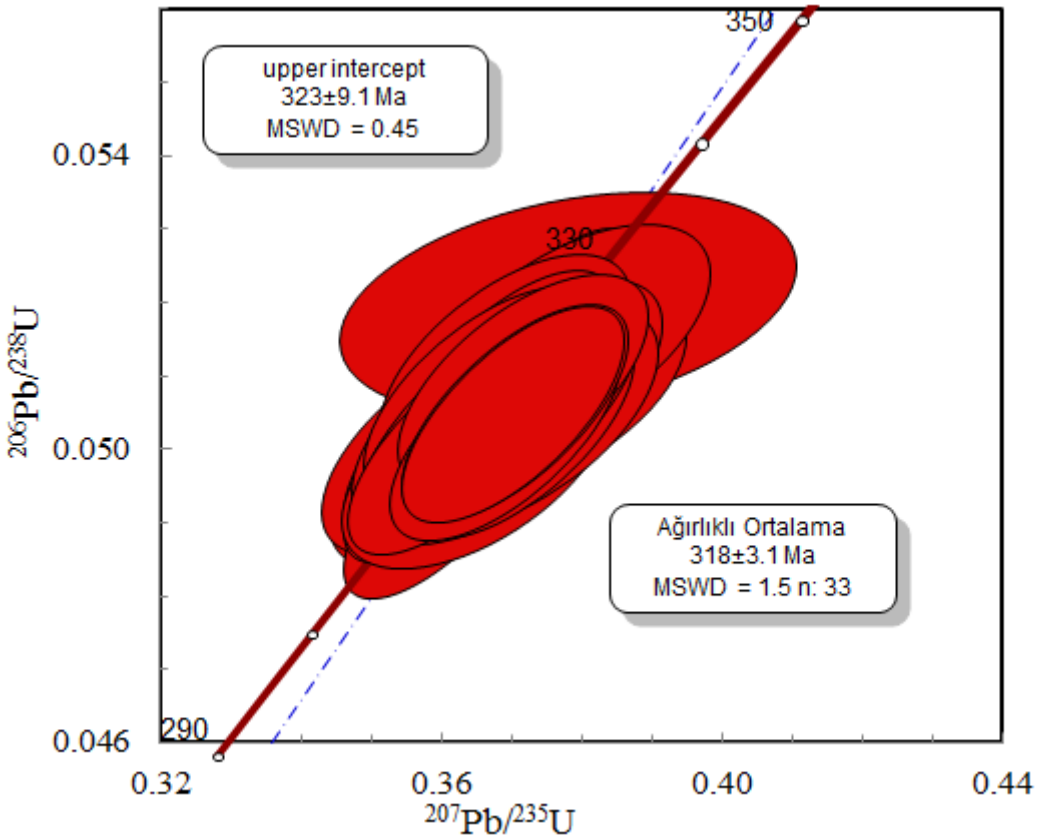

**Şekil 4.237:** İnTi16/2 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

### 4.6.1.6 Sarıcakaya Plutonu-GBe43

Sarıcakaya Granitoiti'nden ayıklanan 31 zirkon tanesinden, toplam 33 noktadan analiz yapılmıştır (EK 39). Toplam analizlerden sadece 2 tanesi diskordan yaş verisidir. Granitoide ait zirkonların birçoğu özşekilli kristallere sahiptir. Bununla birlikte, daha kısa ve tıknaz formlarına da rastlanılmaktadır (Şekil 4.238). CL görüntülerinde, prizma ve piramidal formlu bileşik şekilli kristalleri oldukça belirgindir (Şekil 4.242). Özellikle prizma yüzeyleri, koyu ve açık renk ardalanımlı bir CL yansıması vermektedir. *'Ritmik-salınımlı zonlanma'* deseni çoğu kristalde belirgindir. 33 analiz noktasından 318±3 My ağırlıklı ortalama yaşı, 323±9.4 My 'upper intercept' yaşı elde edilmiştir (Şekil 4.239). Yapılan analizlerde, granitoide ait zirkonların Pb içeriklerinin 3.41 ppm ila 10.07 ppm aralığında değiştiği görülmektedir. Th/U oranları ise 0.46 -0.76 arasında değişmekte olup, magmatikik zirkonlar için önerilmiş Th/U oranı (Th/U>0.1; Teipel ve diğ., 2004) ile uyumludur.




**Şekil 4.238:** Sarıcakaya Plutonundaki magmatik zirkonların katodoluminesans görüntüleri.



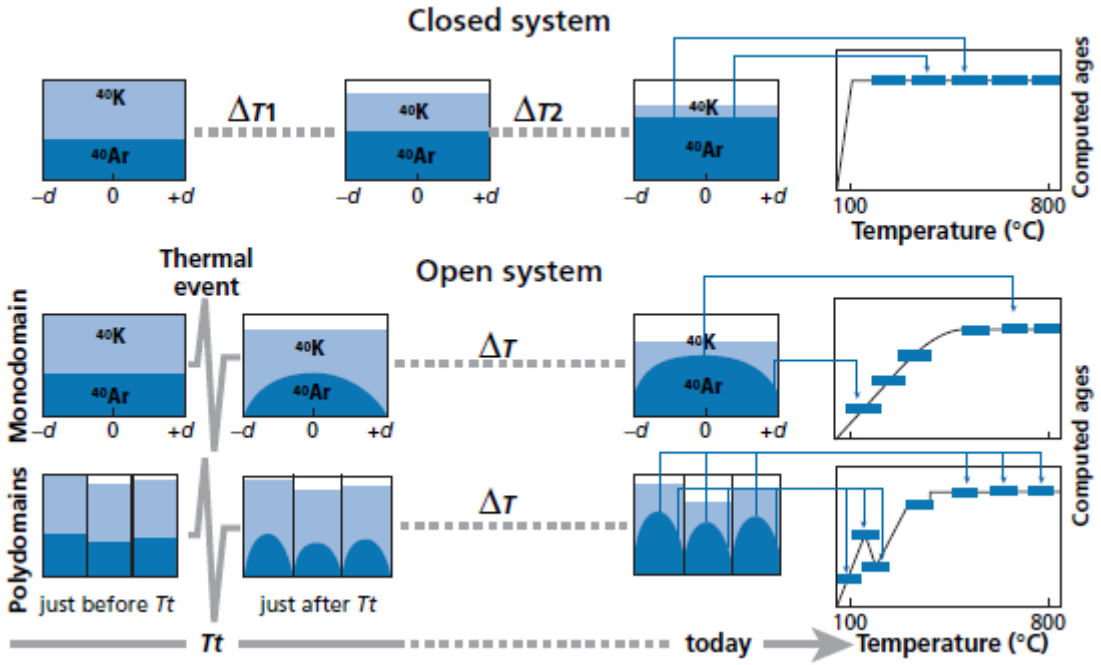

**Şekil 4.239:** GBe43 numaralı örnekte analiz edilen zirkonların $^{207}Pb/^{235}U$-$^{206}Pb/^{238}U$ diagramı.

### 4.6.2 $^{40}Ar/^{39}Ar$ Yaşlandırması

$^{40}Ar/^{39}Ar$ yöntemi ile yaşlandırılacak örnek ilk başta, nötron bombardımanı ile ışımaya tabi tutulmakta olup bir dizi nükleer reaksiyon vasıtası ile içeriğindeki $^{39}K$; $^{39}Ar$'a dönüştürülmektedir. Bu işlem tamamlandığında, örnek farklı sıcaklık kademelerine ısıtılır ve $^{40}Ar/^{39}Ar$ oranı ölçülür. Kademeli ısıtma deneyleri, argon kaybının ölçümüne olanak tanımaktadır. Kristal kafesinde zayıf bağlı argonlar düşük sıcaklıkta serbestlenirken, güçlü bağlarla yer alan argonlar yüksek sıcaklıklarda serbestlenir.

Kademeli ısıtma deneyi ile görünür yaş spektrumu (apparent age spectrum) hesaplanmaktadır. Görünür tabirinin kullanılmasının nedeni yaş spektrum grafiğindeki yaşların; radyojenik olmayan argonun (ilksel kapanlanmış argon) izotop bileşimi açısından atmosferik olduğunun varsayılmasıdır. Argon yeryüzündeki atmosferin ~%1'ini oluşturmakta olup, $^{40}Ar/^{36}Ar$=298,5 ve $^{38}Ar/^{36}Ar$=0.187 olmak üzere sabit değerler gösterir (Allegre, 2008).

Bir ikili diagramda, görünür yaşlar, serbestlenen $^{39}Ar$'un kümülatif fraksiyonuna karşı düşürüldüğünde, $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu üretilmiş olur. Bir kaya ya da mineral, oluşumundan itibaren kapalı sistem olarak davranmışsa; $^{40}Ar/^{39}Ar$ oranı kademeli ısıtma basamakları boyunca sabit kalır. Bu durum plato yaşlarının hesaplanmasına olanak tanır.




**Şekil 4.240:** Kademeli ısıtma deneyleri.

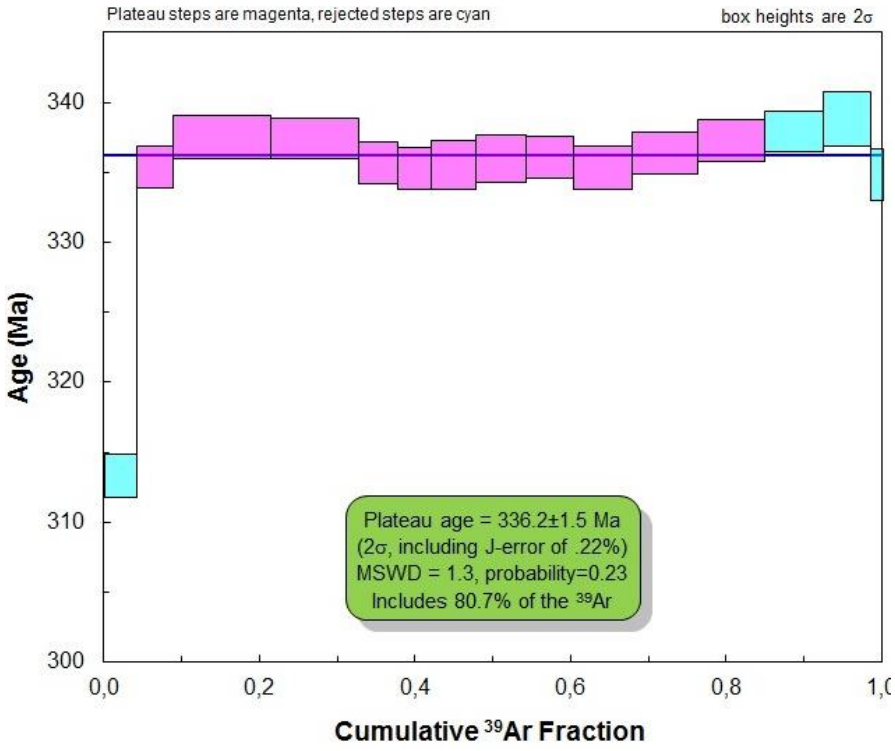
### 4.6.2.1 Sarıcakaya Paragnaysları

- **GBe35m**

GBe 35 numaralı paragnays örneğine ait muskovitlerden 780°C'den 1400°C'ye kadar toplam 15 basamakta kademeli ısıtma analizi gerçekleştirilmiştir. İlk kademeden elde edilen yaş verisinden (313 My), diğer basamaklara kıyasla biraz daha genç bir yaş elde edilmiş olsa da, diğer 14 ısıtma basamağından uyumlu yaşlar (~335-339 My) elde edilmiştir. Tüm hata payları 1 sigma ($\sigma$ ) aralığındadır.

335-339 My yaş veren bu 14 ısıtma basamağından ölçülen, radyojenik olmayan argon (36Ar) miktarı oldukça düşüktür (0.069-0.257). Radyojenik argon değerleri ise oldukça yüksektir. Bu değerler, muskovit örneğinin genelinde kayda değer bir bozunma ya da alterasyon olmadığını göstermektedir. Bununla birlikte, ilk ısıtma kademesinde haddinden fazla bir 39%Ar* serbestlenmesi olmamıştır (%4).

Muskovitlerden elde edilen total gaz yaşı 335.75±0.74 olarak belirlenmiştir. 2-12 aralığındaki kademeli ısıtma basamaklarındaki veriler 336.7±1.3 My plato yaşı vermektedir (Şekil 4.241). Paragnays örneğinden elde edilen bu yaşlar, muskovitlerin ~475°C'deki soğuma yaşlarına karşılık gelmektedir. Plato yaşı alınan bu ısıtma aralığı boyunca salınan %39Ar, toplam 80.7'dir. Muskovitlerde $^{40}Ar/^{36}Ar$ oranı 1027-62052 arasında değişmekte olup, bu değerler atmosferik $^{40}Ar/^{36}Ar$ (299.5) oranından bir hayli fazladır.



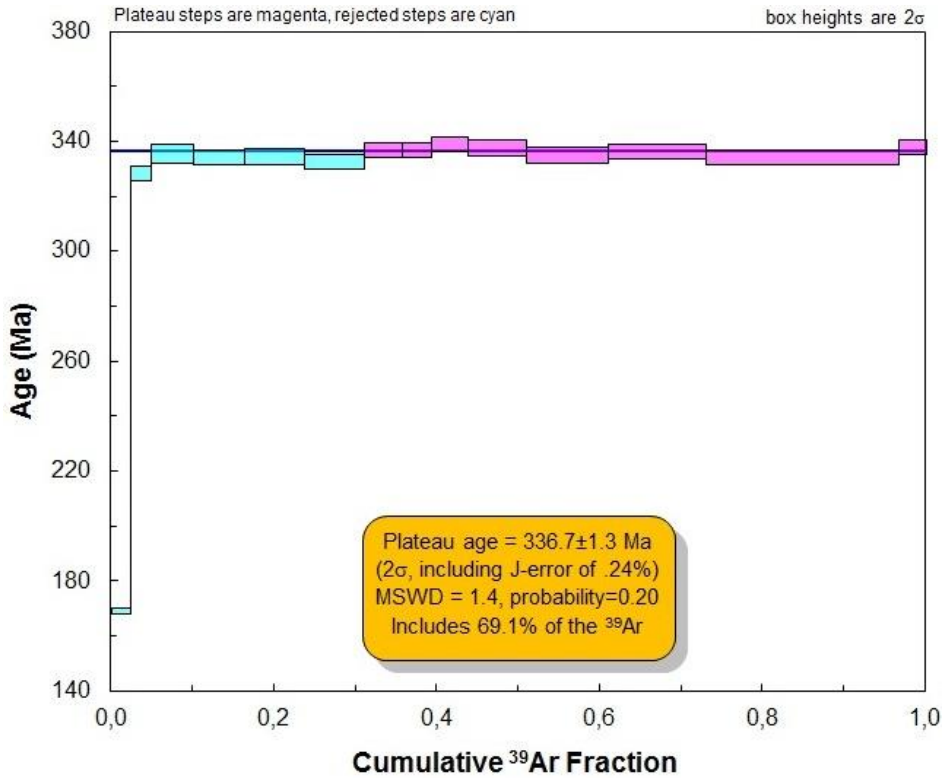

**Şekil 4.241**: Muskovitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu.

- **GBe35b**

GBe35 numaralı paragnays örneğine ait biyotitler 600-1400°C'ye, 14 basamakta kademeli olarak ısıtılmıştır. İlk basamaktan elde edilen yaş dışında (169.4 My), diğer 13 basamaktan elde edilen yaşlar birbirleri ile yaklaşık olarak uyumludur (328-337 My).

İlk kademedeki diskordan yaş verisi alterasyon belirteci olsa da; analizlerden elde edilen düşük $^{36}Ar$ (radyojenik olmayan argon izotopu) ve yüksek %40 Ar* değerleri biyotit örneğinin genelinde bir alterasyon olmadığına işaret etmektedir. Bununla birlikte ilk kademe diskordan yaş verisi vermiş olsa da; diğer basamaklara kıyasla extrem bir %39Ar* salınımı olmaması, örnekte kayda değer bir alterasyon olmayışını desteklemektedir. $^{40}Ar/^{36}Ar$ oranı 1112 ila 107 268 aralığında değişmekte olup, atmosferik değerden (299.5) oldukça yüksektir. Nitekim, $^{40}Ar/^{36}Ar$ oranı biyotit mineralinde 'argon fazlası' olduğunu göstermektedir.

7 ve 14. Basamaklar arasındaki elde edilen yaşlar, 336.7±1.3 My plato yaşı vermiştir (Şekil 4.242). Plato yaş verisini sağlayan kademeli ısıtma basamaklarında, toplam %39 Ar* gaz salınımı %69'dur. Diagramdan da görüleceği üzere en fazla %39Ar* salınımı 1180°C'de 13. basamakta gerçekleşmiştir. Biyotit örneğinden total gaz yaşı 331.6±0.81 My olarak bulunmuştur. Elde edilen bu yaşlar, biyotitin 300-350°C'deki soğuma yaşına karşılık gelmektedir.

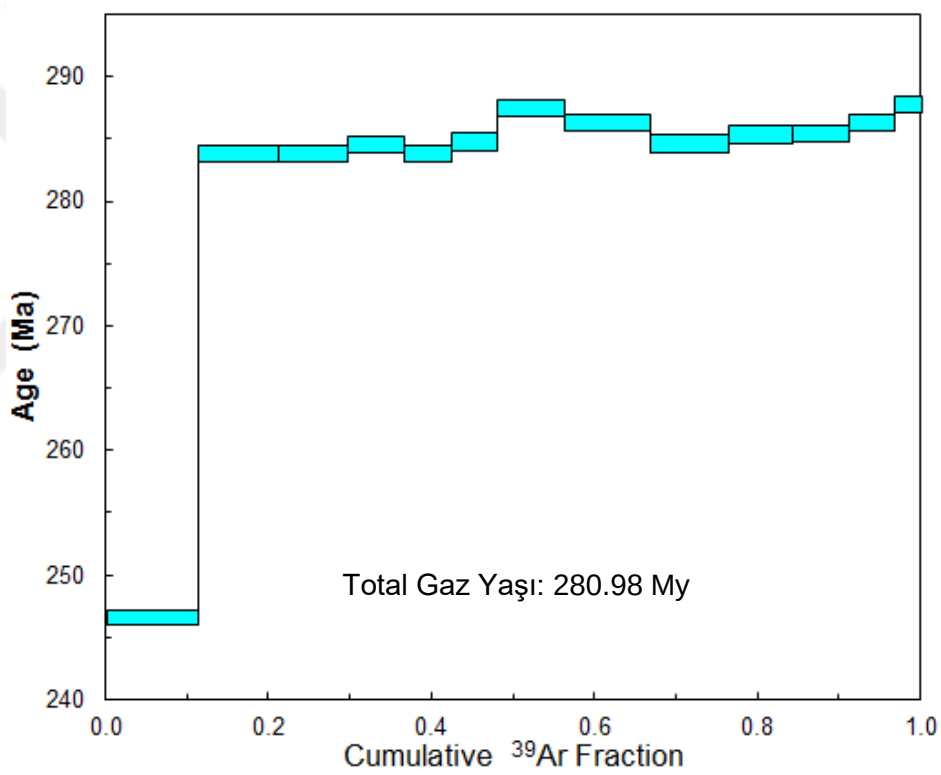



**Şekil 4.242:** Biyotitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu.

### 4.6.2.2 Tarpak Dilimi

- **GU 1**

GU1 numaralı örnek Tarpak Dilimi içindeki kuvarsofeldispatik şistleri temsil etmektedir. Bu şistler içindeki biyotitler 700°C'den 1400°C'ye toplam 13 kademede ısıtılmıştır. İlk kademeden elde edilen 246.6±0.61 My'lık yaş verisi diğer 12 kademeden elde edilen yaşlar ile uyumsuzdur (283.9-287.8 My; Şekil 4.243). Neredeyse tüm ısıtma basamaklarında radyojenik olmayan $^{36}Ar$ değeri oldukça düşüktür. Radyojenik Ar yüzdesi (%Ar*) ise oldukça yüksektir (%95-%99). $^{40}Ar/^{36}Ar$ oranı 67271-6213 aralığındadır. Örneğin totaz gaz yaşı 280.98 My'dır (Şekil 4.243).




**Şekil 4.243:** Biyotitteki $^{40}Ar/^{39}Ar$ yaş spektrumu.

## 4.7 YAPISAL JEOLOJİ

### 4.7.1 Tarpak Dilimi

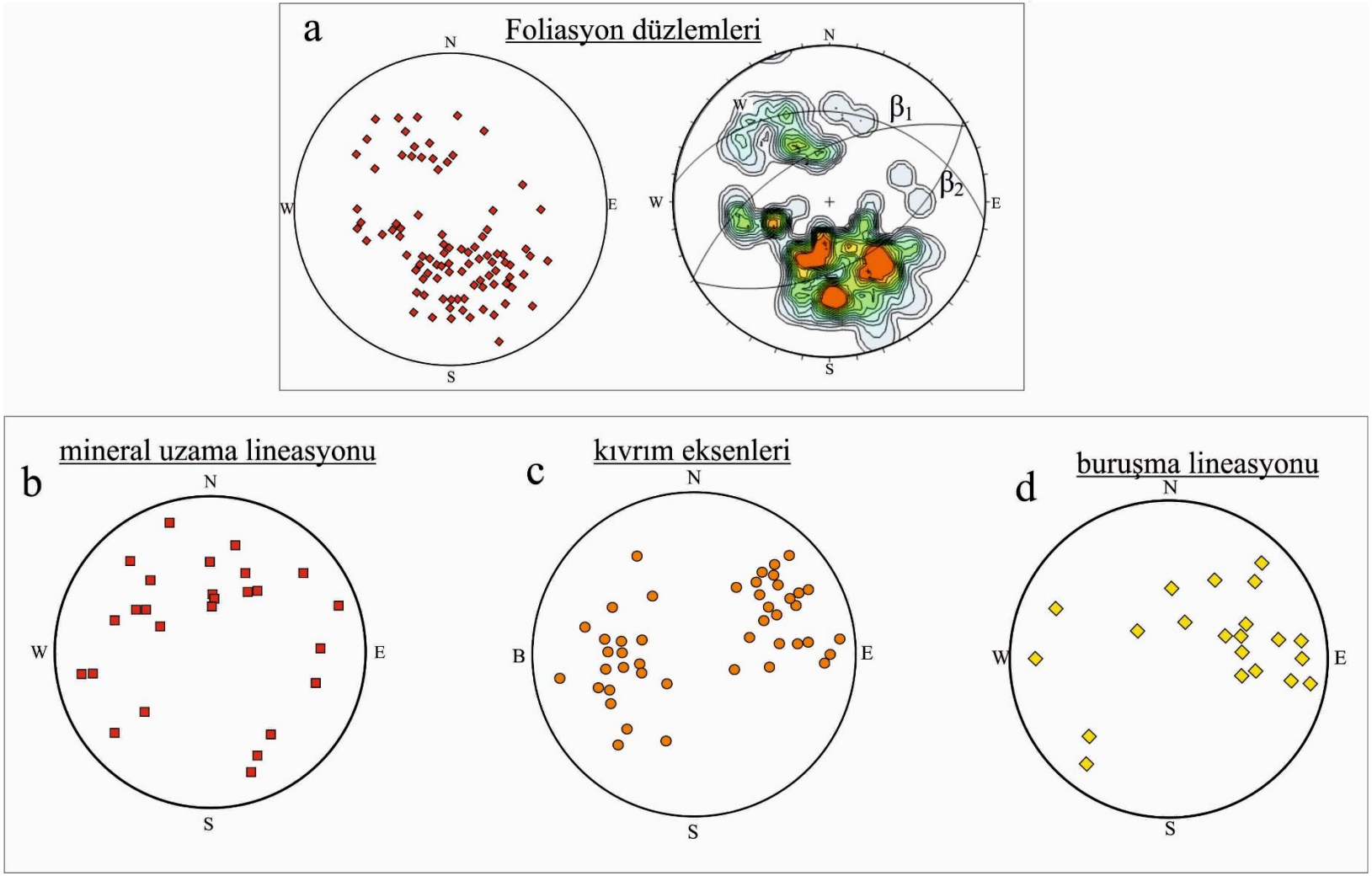
Tarpak Dilimi'nde metamorfizma sonucu gelişmiş foliasyon düzlemlerinin doğrultu/eğim ölçümleri sıklıkla kaydedilmiştir. Tarpak Dilimi'ni oluşturan istif oldukça sık değişen bir litoloji sunduğundan, farklı litolojik seviyelerde foliasyon türü değişkenlik göstermektedir. Örneğin, istifteki en ince taneli birimler olan fillatlardaki foliasyonlar klivaj düzlemleri ile temsil edilirken, diğer iri kristalli kuvarsoz ve kuvarsofeldispatik litolojilerde (kuvars-şist, kuvars-feldispatik şist, kuvars-mika şist) şistozite düzlemleri oldukça belirgindir.

Tarpak Dilimi'nden 93 tane foliasyon düzleminin doğrultu ve eğimi ölçülmüştür. Bu foliasyonların konumları Schmidt ağına yerleştirilip, kutup (Şekil 4.244a) ve kontur (Şekil 4.244b) diyagramları hazırlanmıştır. Şekilde de görüldüğü gibi foliasyonların büyük bir kısmı **1-)** (B)KB-(D)GD doğrultulu ve K(KD)'ya eğimli, **2-)** KD-GB doğrultulu ve KB'ya eğimli olup bunlar, konumları sırasıyla 287/30 ve 241/54 olan yaylar ile temsil edilmektedir (Şekil 4.244a). Daha az sayıdaki foliasyon düzlemine ait kutup noktaları ise KB kadranda yer alır (Şekil 4.244a). Böylesi foliasyon düzlemlerinin maksimum yoğunluk noktasından elde edilen ortalama konumu K59D, 45 GD'dur (Şekil 4. 244b). Foliasyon kutup noktalarının Schmidt ağının her kadranında saçılım göstermesi çok fazlı deformasyonun bir sonucu olmalıdır. Hatta diyagramda birden fazla yoğunluk noktasının varlığı da çok fazlı deformasyona bir kanıt oluşturur. Kıvrım eksenlerinin konumunu hesaplamak için yoğunluk noktalarını temsil eden ortalama foliasyonların konumları kullanılmıştır. Elde edilen kıvrım eksenlerinin konumları sırasıyla 41/25 ve 73/13 olarak saptanmıştır. Dolayısıyla, Tarpak Dilimi içindeki kıvrım kuşaklarının ekseni (D)KD-(B)GB gidişli ve D(KD) dalımlıdır.

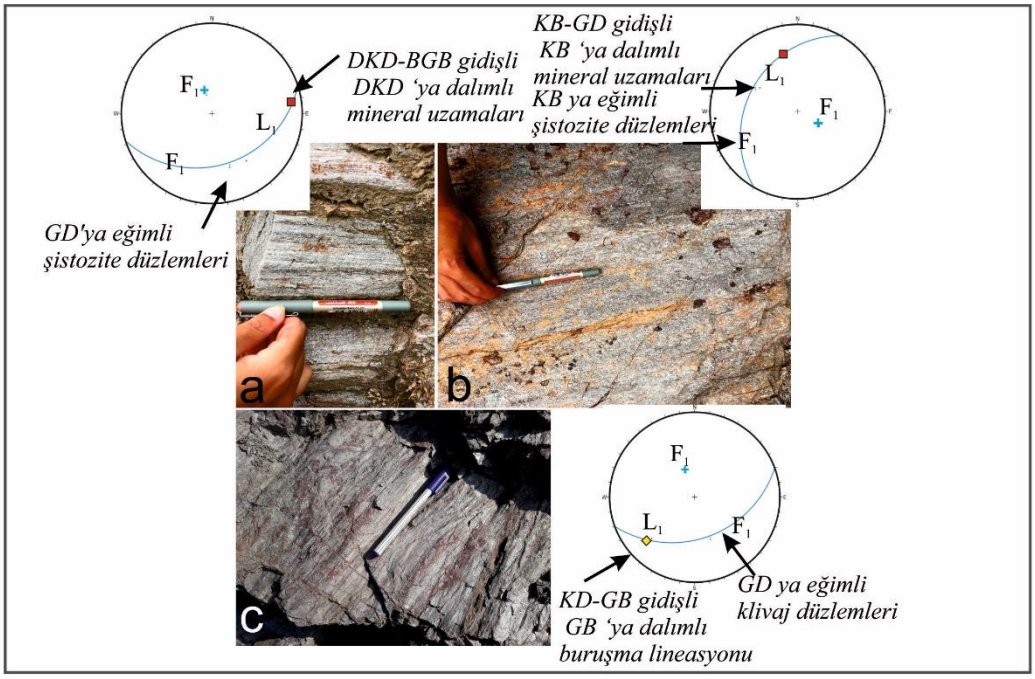
Tarpak Dilimi'nden '*mineral uzama lineasyonu*' ve '*krenulasyon (buruşma) lineasyonu*' olmak üzere iki farklı tipte çizgisel yapı ölçülmüştür (Şekil 4.244 b-d). Mineral uzama lineasyonu ölçümleri ağırlıklı olarak kuvars-şist ve kuvars-mika şist litolojilerinde kaydedilmiştir (Şekil 4.245 a-b). Nitekim şistozite düzlemlerinin üzerindeki biyotit, muskovit ve feldispatların çizgisel bir yönelim ya da uzama gösterdiği görülmektedir (Şekil 4.245 a-b). Fillatlarda ise iyi gelişmiş buruşma lineasyonlarına rastlanmaktadır (Şekil 4.245c). Tarpak Dilimi'ne ait kayalardan toplamda 26 adet mineral uzama lineasyonu ölçülmüştür. Bu ölçümler Schimidt ağına nokta diagramı olarak düşürülmüştür (Şekil 4.244b). Bu diyagrama

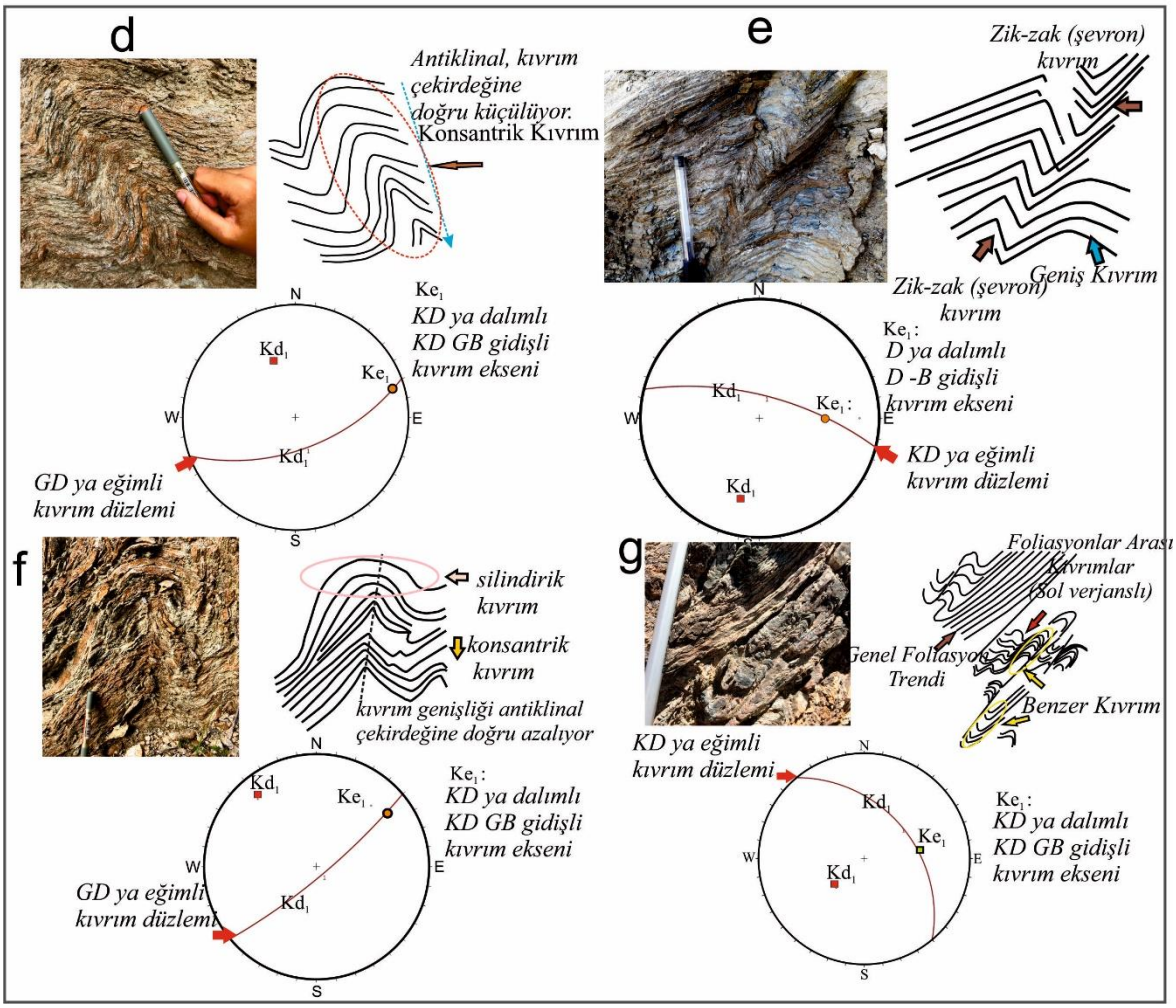
dayanarak Tarpak Dilimin'deki mineral uzama ya da yönelim lineasyonlarının konumları 32/38, 301/36 ve 259/11 olarak saptanmıştır. Mineral uzama ve yönelim linesayonlarının geniş bir yelpazede saçılım göstermesi Senozoyik sırasında gelişen faylanmalar sonucu lokal blokların tektonik rotasyonu ile ilişkili olmalıdır. Fillatlardan ise toplam 21 adet buruşma lineasyonu ölçümü yapılmıştır. Bu ölçümlerin nokta diagramları Şekil 4.248d'de gösterilmiştir. Buna göre, lineasyon yoğunluğunun en fazla olduğu nokta maksimumlarının konumları 85/11, 98/10 ve 46/13 olarak belirlenmiştir (Şekil 4.244d). Dolayısıyla, buruşma lineasyonlarının çoğunluğu 1-) yaklaşık D-B gidişli ve D'ya dalımlı, 2-) KD-GB gidişli ve KD'ya dalımlıdır (Şekil 4.244d). Daha az sayıdaki buruşma lineasyonunun ise B'ya, GB'ya ve K'e dalımlı olduğu gözlenmektedir.

Oldukça deforme yapıdaki Tarpak Dilimi'nin pek çok litolojik seviyesinde mostra ölçeğinde kıvrımlara rastlanmaktadır. Bu kıvrımlar eksen düzlemlerinin eğim açısına göre sınıflandırıldığında büyük bir çoğunluğu orta derecede eğimli ve çok eğimli kıvrım kategorisine girmektedir. Kıvrım kanatları arasındaki açıya göre sınıflama yapıldığında ise, çoğunluğu *açık kıvrım* özelliğine sahiptir (*Fleuty Sınıflandırması*- 71º-120º açık kıvrım). Tarpak Dilimi içindeki kıvrımlar şekle göre sınıflandırıldığında büyük çoğunluğunun *konsantrik kıvrım* (Şekil 4.245d) ve *şevron kıvrım* (Şekil 4.245e) özelliği taşıdığı görülmektedir. Konsantrik kıvrım özelliği taşıyan antiklinallerde, antiklinalin çekirdeğine yaklaştıkça kıvrım genişliği azalır. Bu tip antiklinallerde tepe noktasına yakın kesimler çoğunlukla silindirik kıvrım morfolojisi kazanmıştır (Şekil 4.245f). Bununla birlikte az sayıda kıvrımın 'foliasyon içi kıvrım (*intra-folial folds*)' niteliği taşıdığı gözlenmiştir (Şekil 4.245 g). Şistozite ya da klivaj düzlemleri arasına hapsolmuş bu kıvrımların morfolojik olarak *benzer kıvrım* yapısında olduğu söylenebilir (Şekil 4.245 g). Tarpak Dilimi'nde mostra ölçeğindeki kıvrımlardan toplam 49 adet kıvrım ekseni ölçülmüştür. Şekil 4.244c'de kıvrım eksenlerinin nokta diagramı gösterilmektedir. Diyagrama bakıldığında, kıvrım eksenleri yoğunluklu olarak (D)KD-(B)GB gidişli (D)KD'ya dalımlı ve BKB-DGD gidişli BKB dalımlı bir trend göstermektedir. Buna göre hesaplanan kıvrım eksenlerinin gidiş ve dalımları **1-** 51/19, **2-** 83/29 **3-** 275/37'dir.




**Şekil 4.244**: Tarpak Dilimindeki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin d) buruşma lineasyonlarının, Schimidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları.




**Şekil 4.245**:Tarpak Dilimi içindeki; **a)** kuvars-mika şist ve **b)** kuvars şist litolojilerindeki mineral uzama lineasyonları. **c)** Fillat litolojisindeki buruşma lineasyonları. **d-e-f-g)** Tarpak Dilimi içindeki farklı litolojilerde gözlenen kıvrım tipleri.

### 4.7.2 Orta Sakarya Gnays Dilimi

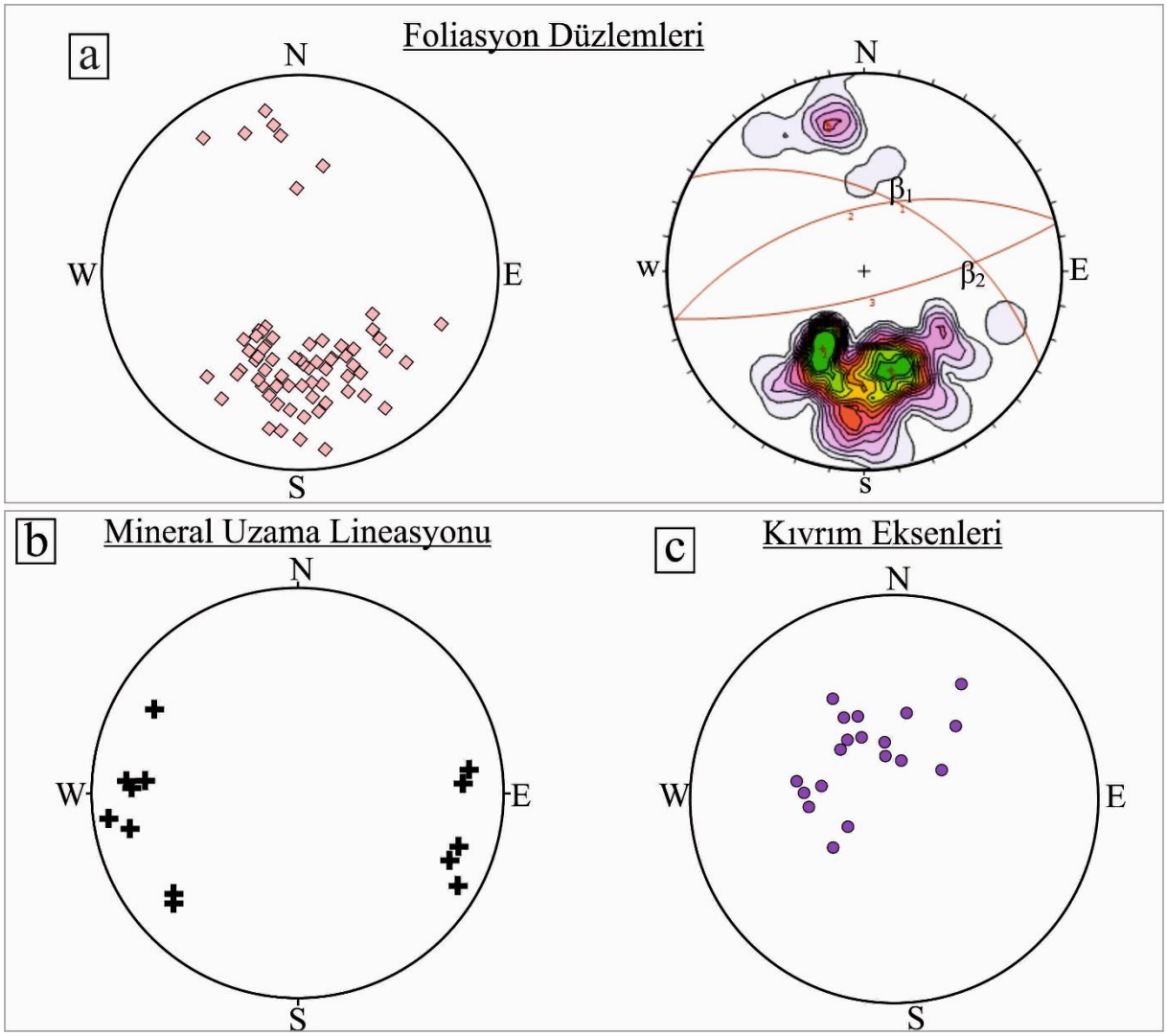
#### 4.7.2.1 Çayköy Ortognaysları

Çayköy Ortognaysları geçirdikleri metamorfik süreçler sonucunda gnaysik bantlaşma kazanmışlardır. Ortognayslardaki gnaysik bantlaşma deformasyon sonucu yassılaşan feldispat ve kuvarsların oluşturduğu felsik bantlar ile biyotitlerden oluşan ince mafik düzeylerin ardalanmasından oluşmaktadır. Gnaysların büyük bir kısmının milonitik olduğu gözlenmektedir. Felsik ortognayslar içindeki bantlı amfibolit sillerinde gözlenen düzlemsel yapılar ise, amfibol ve biyotitli mafik bantlar ile plajiyojlaslardan oluşan felsik bantların ardalanmasından oluşmaktadır. Birbirinden izole olmuş yüzeylemeler şeklinde bulunan Çayköy Ortognays kütlelerinden toplam 75 adet foliasyon düzlemi ölçülmüştür. Nokta ve kontur diagramlarından görüldüğü üzere foliasyon düzlemlerinin çoğunluğu **1-** KB-GD doğrultulu KD'ya eğimli 2- (B)GB-D(KD) doğrultulu K(KB)'ya eğimlidir. Baskın foliasyonları temsil eden yay konumları 298/48 ve 255/55'tir (Şekil 4.246a)**.** Bu ana yayların konumları, eksen gidişleri 24/48 ve 85/31 olan kıvrım kuşaklarının varlığını ortaya koymaktadır (Şekil 4.246a).

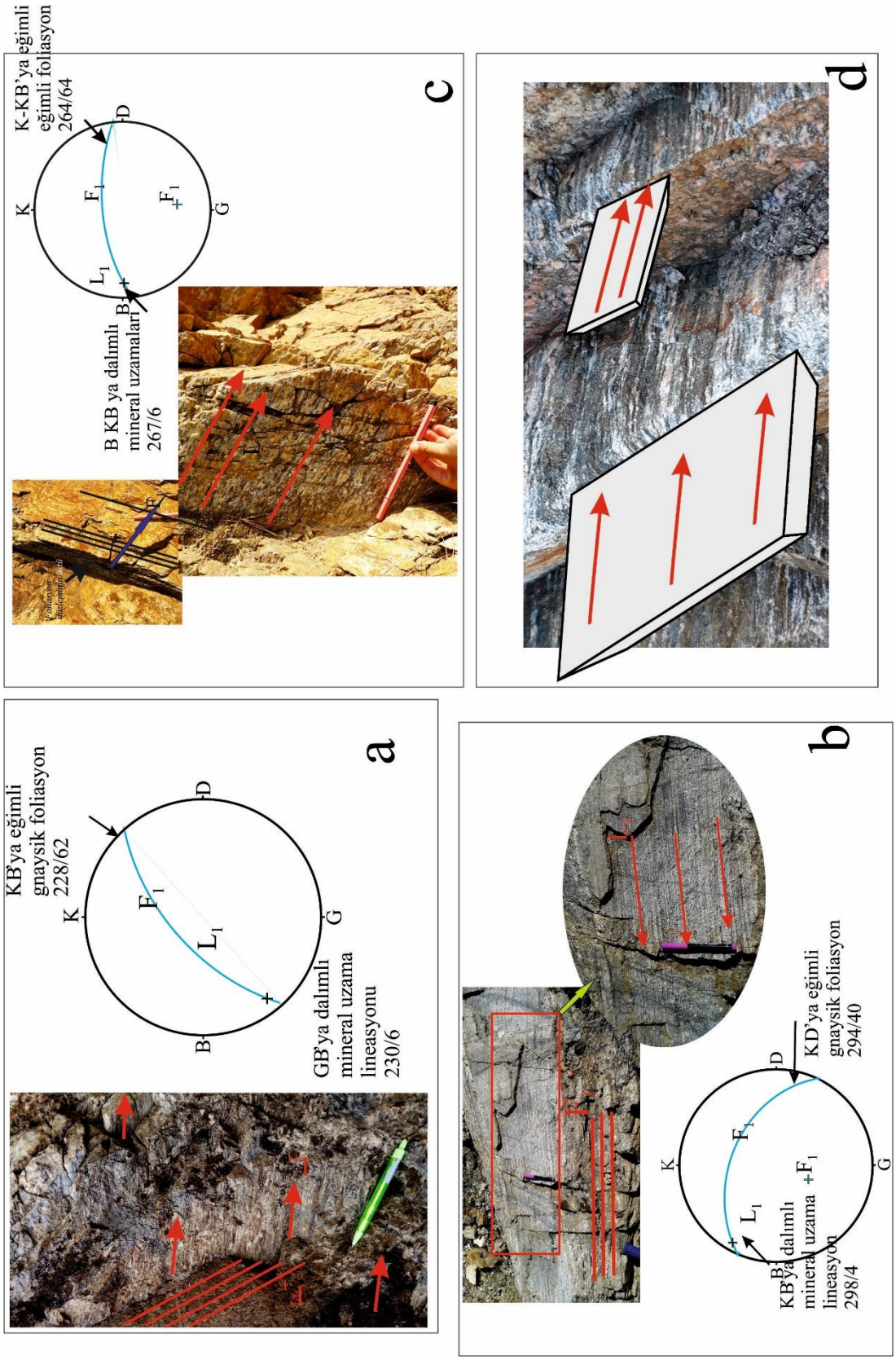
Gnaysik foliasyon düzlemleri üzerinde sıklıkla gözlenen tek penetratif çizgisel yapı mineral uzama lineasyonudur. Ortognaysların kristal boyutları deformasyon şiddetinin arttığı kesimlerde azalmakta olup, bu kesimler mineral uzamalarının en yoğun gözlendiği alanlardır. Granitik ortognaysların foliasyon düzlemleri üzerindeki lineasyonlar kayaç içindeki çoğu mineralin homojen bir şekilde deformasyonu ve uzaması sonucu oluşmuştur (Şekil 4.247). Diğer yandan, porfiri siyenit kökenli gnayslarda tam anlamıyla uzayamamış feldispat sigmoidlerinin ana uzama lineasyonuna yaklaşık paralel yönde sıralandığı gözlenir (Şekil 4.248). Çayköy Ortognayslarından toplam 12 adet mineral uzama lineasyonu ölçülmüş olup, bu yapıların nokta diyagramı Şekil 4.246b'de gösterilmektedir. Diyagramda uzama lineasyonlarının yaklaşık D-B gidişli ve D ya da B'ya dalımlı oldukları görülmektedir.

Çayköy Ortognaysları'nın küçük budinleşmiş kütlelerinde oldukça yoğun kıvrımlanmalar görülmektedir (örneğin, Sarıcakaya kuzeyindeki küçük budinleşmiş ortognays kütlesi). Bu kıvrımların büyük bir çoğunluğu eksen düzlemlerinin eğim açılarına göre orta derecede eğimli kıvrım sınıfına girmektedir. Eksen düzlemi ve kıvrım kanatlarının konumu göz önüne alındığında, Çayköy Ortognaysları'na ait bütün kıvrımlar 'asimetrik kıvrım' kategorisine girmektedir (Şekil 4.249). Şekil ve yapı olarak ise bir kısmı konsantrik kıvrım olarak

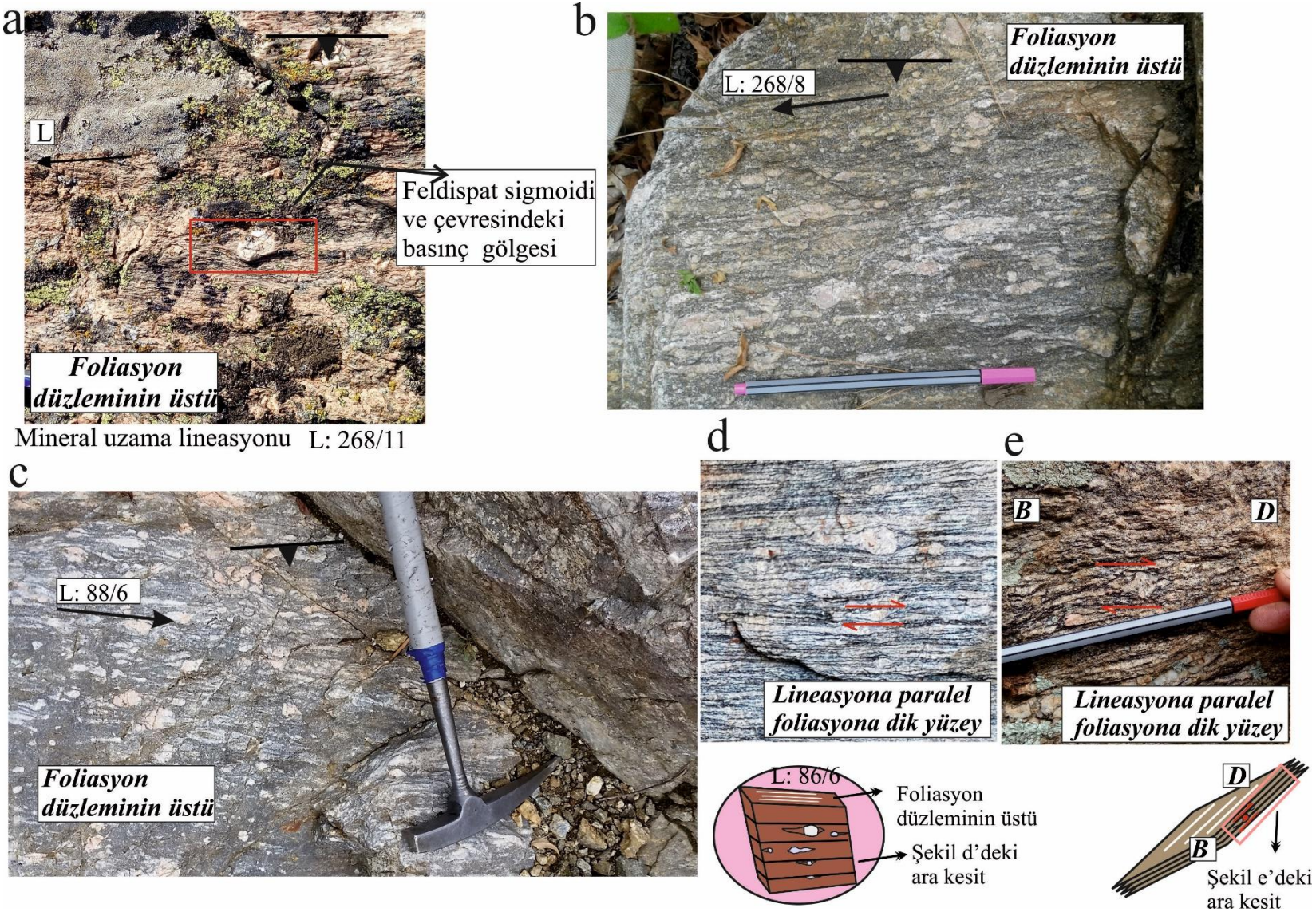
tanımlanabilir. Konsantrik kıvrım yapısı gösteren antiklinallerde kıvrım çekirdeğine doğru yaklaştıkça yakınsak izogonlu kıvrım niteliği görülür (Şekil 4.249). Çünkü, kıvrım çekirdeğine yakın kesimler daha sıkı kıvrımlanmışlardır. Çayköy Ortognayslarından toplam 19 kıvrım ekseni ölçülmüştür. Kıvrım eksenlerinin nokta diagramı Şekil 4.249c'de gösterilmektedir. Diagramda ölçümlerin yoğunlukta olduğu noktalara bakıldığında, mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin yaklaşık D-B gidişli B'ya dalımlı (274/46) ya da KB-GD gidişli KB'ya dalımlı (327/45) olduğu görülmektedir.



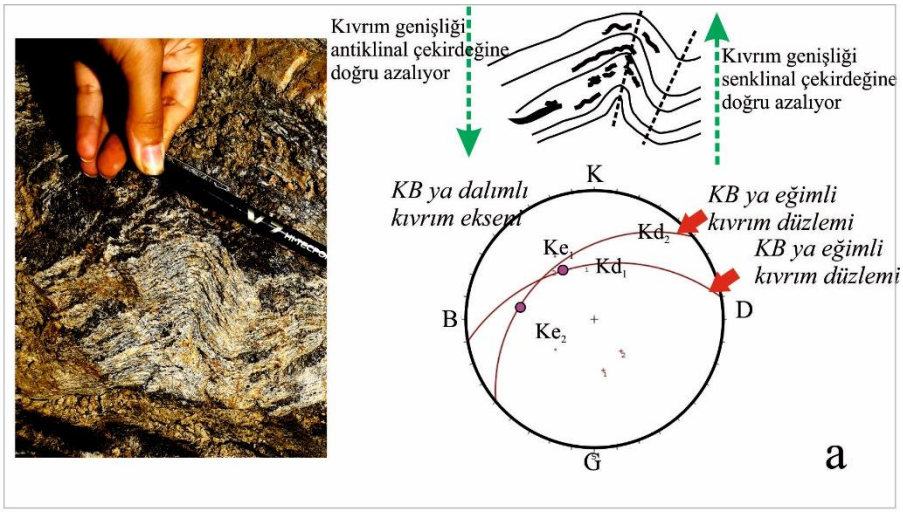

**Şekil 4.246**: Çayköy Ortognayslarındaki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin Schimidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diagramları.

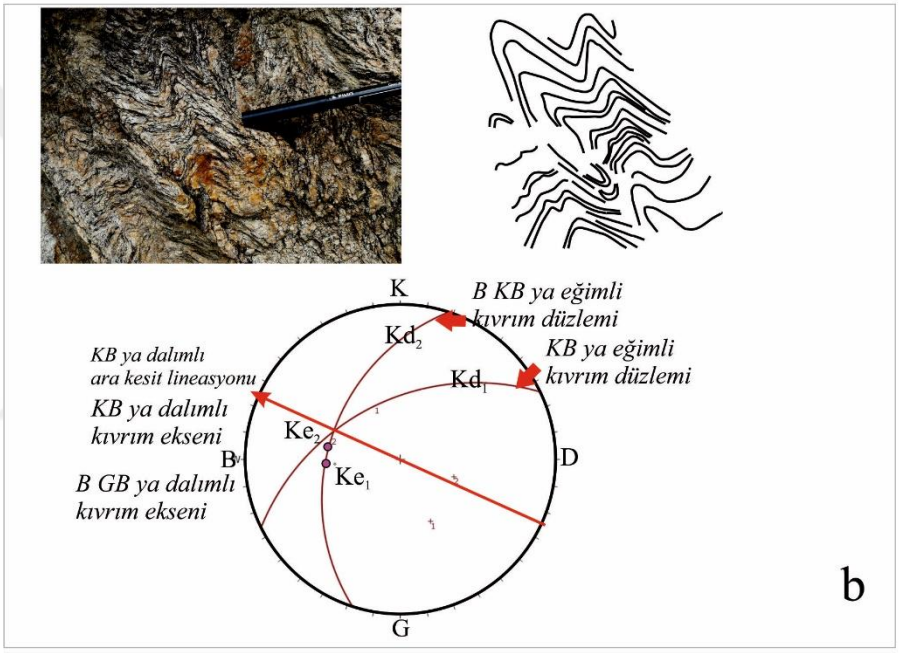


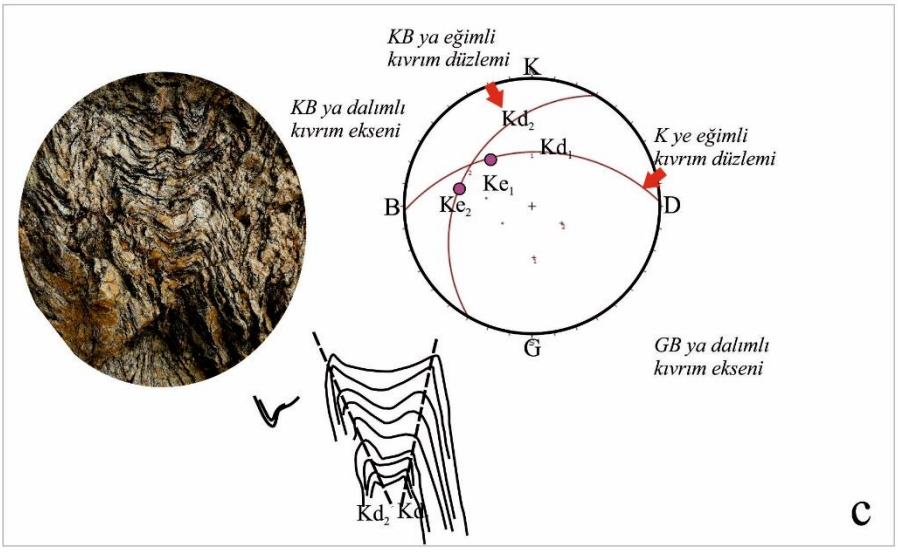

**Şekil 4.247**: Granitik ortognayslarda gelişmiş mineral uzama lineasyonları.




**Şekil 4.248**: a-b-c) Siyenitik ortognayslarda gelişmiş mineral uzama lineasyonları. d-e) Siyenitik ortognaysların foliasyon düzlemleri ara kesidinde gözlenen ve sağ yönlü makaslamaya işaret eden sigma tipi porfiroklastlar (Lineasyona paralel foliasyona dik yüzeyler).



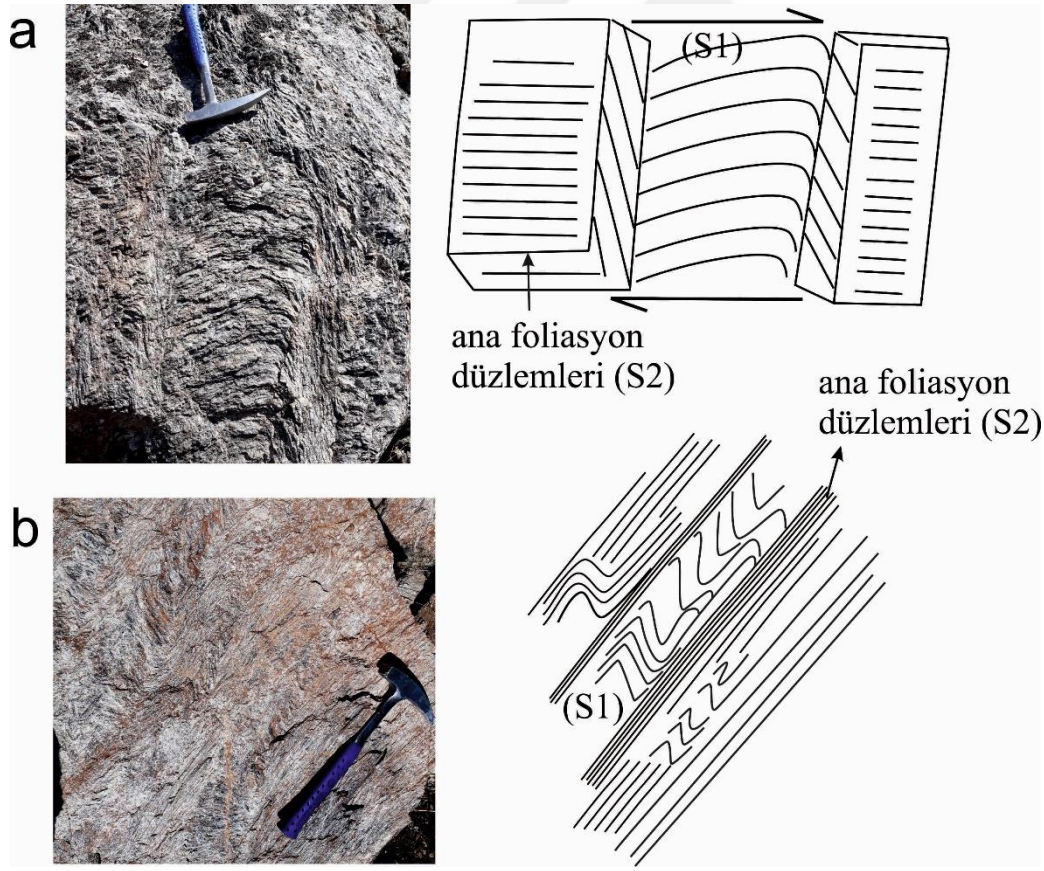




**Şekil 4.249**: a-b-c) Çayköy Ortognayslarında gelişen asimetrik kıvrımlar.

### 4.7.2.2 Sarıcakaya Paragnaysları

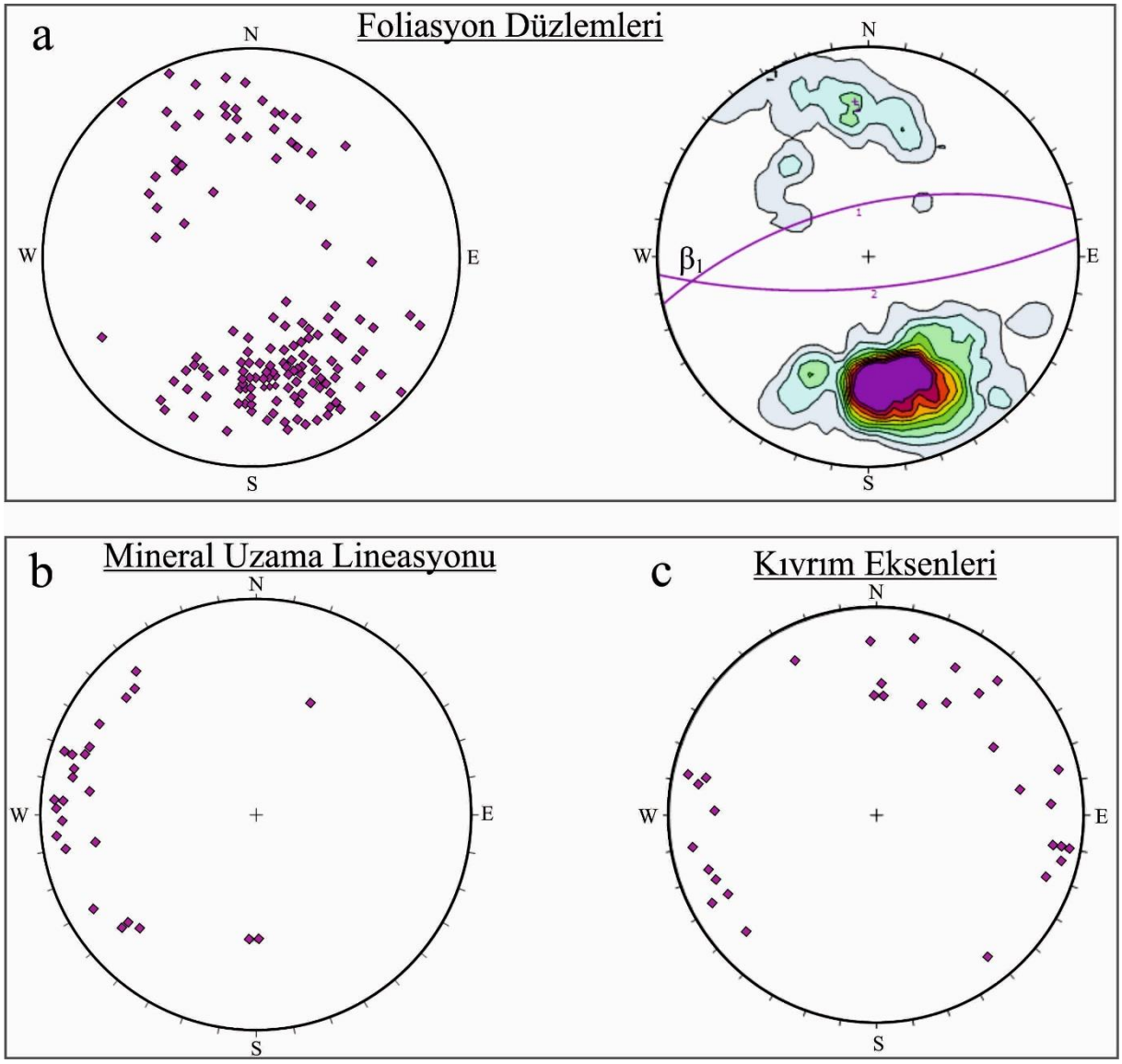
Sarıcakaya Paragnays istifi içinde gözlenen düzlemsel yapılar gnaysik bantlaşma ve şistozite düzlemleridir. Yapılan saha gözlemleri birimdeki ana foliasyon düzlemlerinin daha eski foliasyonları kesen $S_2$ düzlemleri olduğunu göstermektedir (Şekil 4.250). $S_2$ öncesi foliasyonlar sahanın belirli kesimlerinde nadiren gözlenmektedir (Şekil 4.250). Gnaysik bantlaşma düzlemleri iki mikalı meta-psammit ve meta-konglomera litolojilerinde gözlenmektedir. Bu meta-sedimenter gnayslardaki mafik bantlar biyotitlerden, felsik bantlar ise uzamış granitoid çakılı, feldispat ve kuvarstan oluşmaktadır. Gnaysik seviyeler arasındaki kuvars-şist, kuvars-muskovit şist gibi litolojilerde ise şistozite düzlemlerinin ölçümü kaydedilmiştir. Sarıcakaya Paragnayslarına ait 160 adet $S_2$ (ana) foliasyon düzlemi ölçülmüş olup bu düzlemler, nokta maksimum konumları 257/62 ve 85/73 olan yaylar ile ifade edilmektedir (Şekil 4.251a). Yay konumları, birim içinde yaklaşık D-B gidişli B'ya dalımlı kıvrım eksenine sahip olan kıvrım kuşaklarının varlığına işaret etmektedir (Şekil 4.251a).



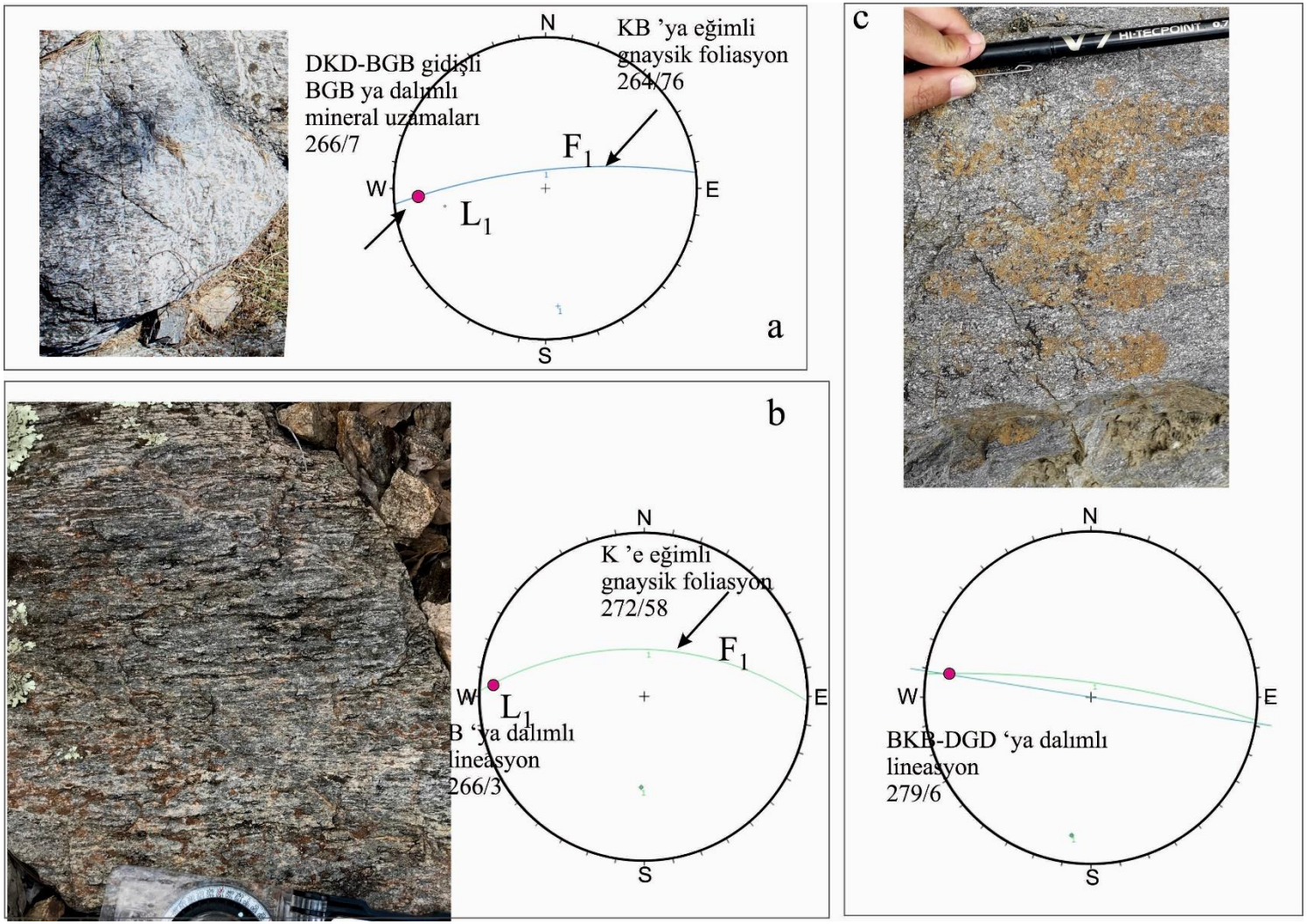

**Şekil 4.250**: Sarıcakaya Paragnaysları içinde, kıvrımlanmış daha yaşlı foliasyon düzlemlerini kesen ana foliasyon ($S_2$) düzlemleri.

Sarıcakaya Paragnays istifinin foliasyon düzlemleri üzerinde gözlenen tek penetratif çizgisel yapı mineral uzama lineasyonlarıdır. Meta-konglomera (Şekil 4.252a), mikalı kuvarsit/kuvars-şist (Şekil 4.252b) ve meta-psammit (Şekil 4.252c) düzeyleri başta olmak üzere istifin tüm litolojilerinde mineral uzama lineasyonlarına rastlanmaktadır. Meta-psammit ve mikalı kuvars-şist gibi litolojilerde biyotit ve muskovit türü mikalar ile feldispatların uzaması göze çarpmaktadır. Bunlardan çok daha iri kristalli olan meta-konglomeralarda ise mika ve feldispat minerallerinin uzamalarının yanısıra granit çakılları da yer yer uzayıp lineer yapı oluşturmaktadır (Şekil 4.252a). Bununla birlikte bu çizgisel yapıların arasında deformasyondan korunup uzayamamış yuvarlak çakıllara da rastlanmaktadır. Sarıcakaya Paragnayslarından toplam 28 adet mineral uzama lineasyonu ölçülmüştür. Lineasyonların nokta diagramı Şekil 4.251b'de verilmiştir. Lineasyonların yoğun olduğu bölgelere bakıldığında, yaklaşık D-B gidişli ve B'ya dalımlı oldukları görülür. Daha az sayıda lineasyonun konumu ise 229/13 ve 316/9'dur.

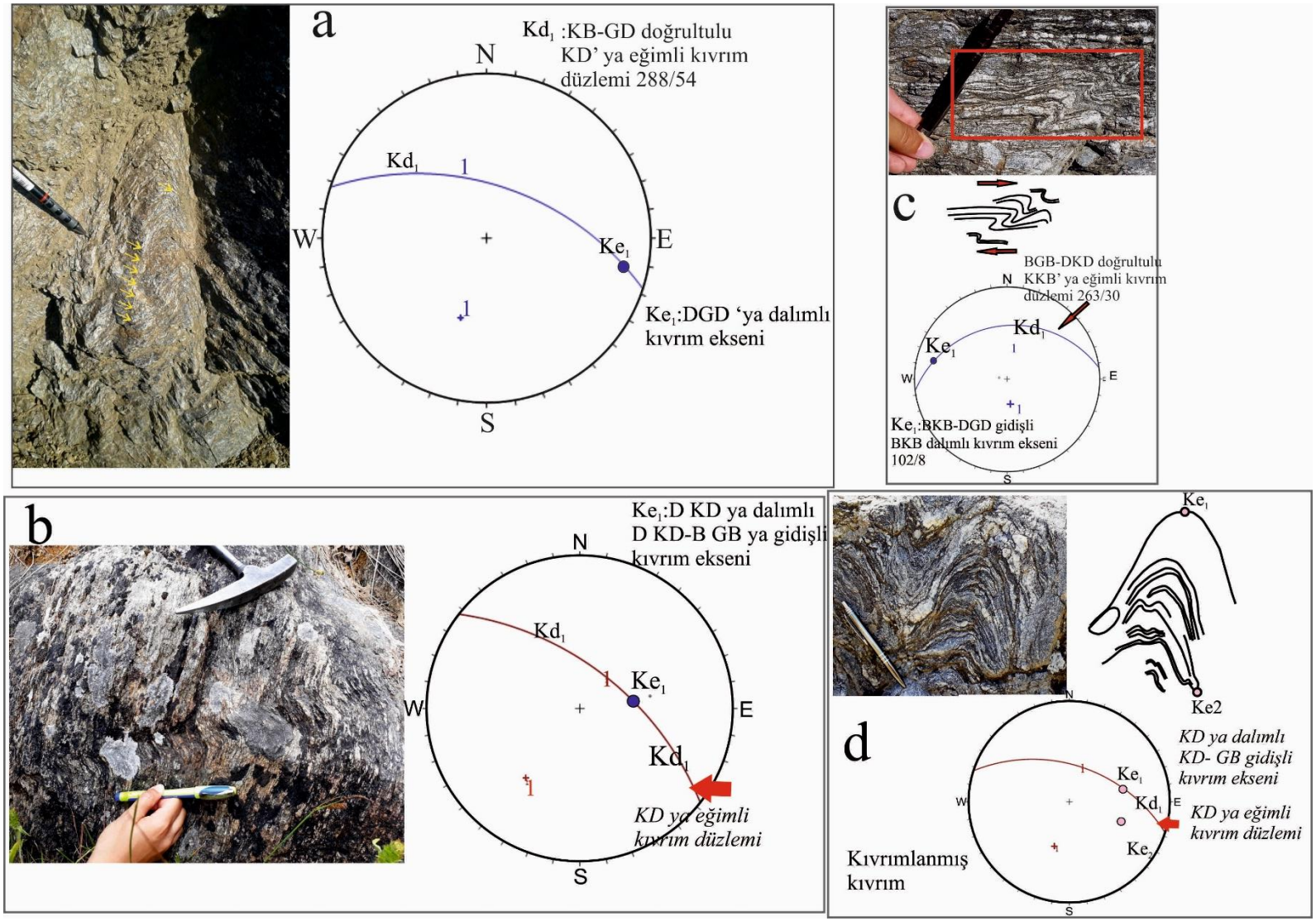
Sarıcakaya Paragnaysı içindeki tüm litolojilerin mostra ölçeğinde sıklıkla kıvrımlandığı görülmektedir. Kıvrım eksen düzlemlerinin eğim açıları 36 ila 80 derece arasında değişmekte olup, düzlem eğimlerine göre orta derecede eğimli ve çok eğimli kıvrım sınıfına girerler. Kıvrım kanatlarının genişliğine göre ise kısmen sıkı kıvrım (Şekil 4.253a) ve açık kıvrım (Şekil 4.253b) olarak nitelendirilebilirler (*Fleuty Sınıflaması*- 31-70º kısmen sıkı kıvrım, 71-120º açık kıvrım). Şekil ve yapılarına göre ise bir kısmının şevron kıvrım özelliği taşıdığı görülmektedir. Tepe noktası silindirik şekilde biten kıvrımlar genellikle kuvarsit litolojilerinde gözlenir. Kıvrım kanatları ve kıvrım düzleminin konumuna göre istifteki pek çok kıvrım asimetriktir. Bunlardan bazıları makaslama kuvvetlerine bağlı olarak gelişmiştir (Şekil 4.253c). İstifteki bazı antiklinallerde, antiklinal çekirdeğine yaklaştıkça ana kıvrımın bir kez daha kıvrımlandığı görülmektedir (Şekil 4.253d). Bu tip antiklinaller uzaklaşan (diverjan) izogonlu kıvrım sınıfında olup kıvrım kanatları arasındaki açıklık antiklinal çekirdeğine doğru artmaktadır. Sarıcakaya Paragnayslarından toplam 32 adet kıvrım ekseni ölçülmüştür. Kıvrım eksenlerinin nokta diagramındaki dağılımı, baskın eksen lineasyonlarının 1-) B(KB)-D(GD) gidişli B(KB) ya da D(GD) dalımlı, 2-) K-G gidişli K'ye dalımlı olduklarını göstermektedir (Şekil 4.251c).




**Şekil 4.251**: Sarıcakaya Paragnayslarındaki a) Foliasyon düzlemlerinin b) Mineral uzama linesasyonlarının c) mostra ölçekli kıvrım eksenlerinin Schimidt ağı alt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları.

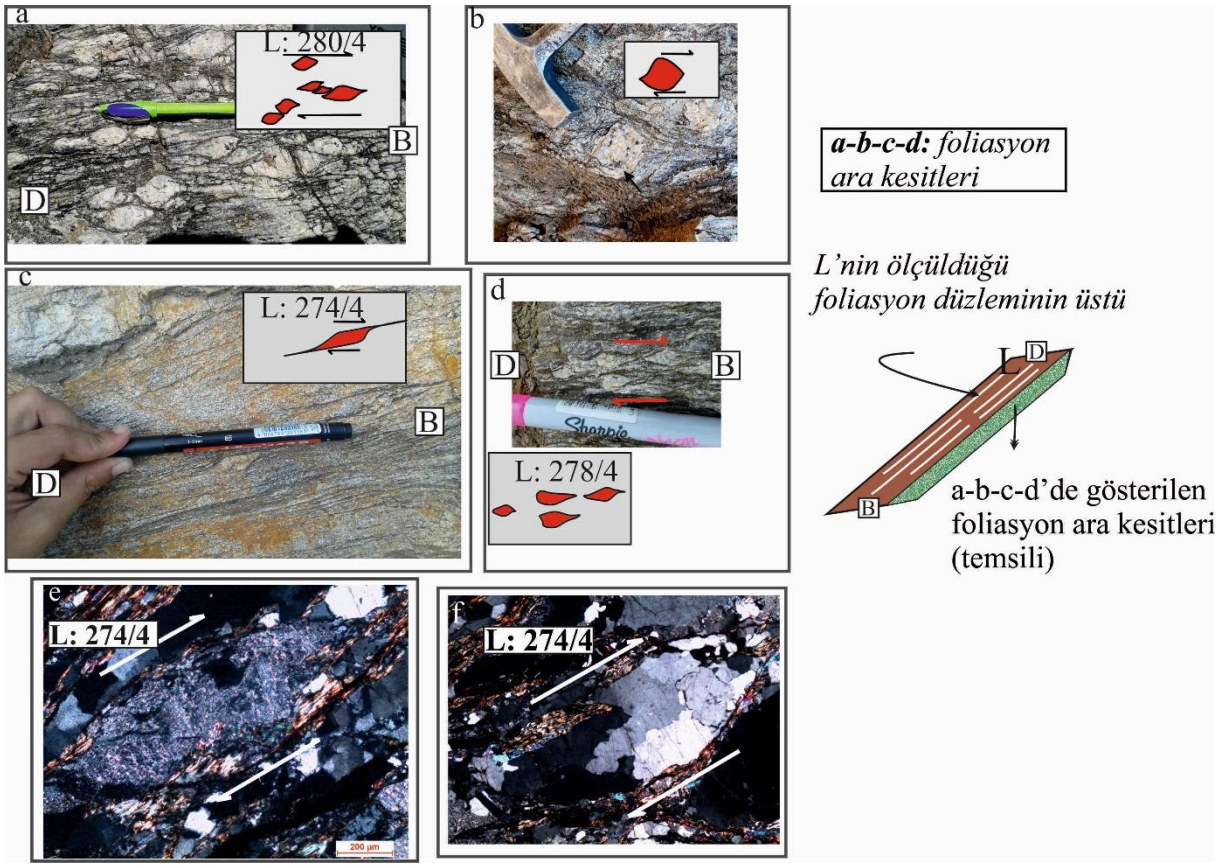



**Şekil 4.252**: Sarıcakaya Paragnays istifindeki farklı litolojilerde gelişmiş mineral uzama lineasyonları. a) Konglomeratik gnays, b) mikalı kuvars-şist, c) meta-psammit birimi.




**Şekil 4.253**: Sarıcakaya Paragnays istifi içinde gelişmiş farklı türdeki kıvrımlar. a) sıkı kıvrım, b) açık kıvrım, c) makaslama kuvvetlerine bağlı gelişmiş kıvrım, d) kıvrımlanmış kıvrım.

Paragnaysların üst dokanağına doğru yaklaştıkça kayaca milonitik doku kazandıran sigmoidal feldispat porfiroklastlarına ve granit çakıllarına rastlanmaktadır (Şekil 4.254a-b-c-d). Şekil 4.254a-b-c-d'de gösterilen foliasyon ara kesitleri lineasyon yönlerine koşuttur (lineasyon gidişi foliasyon doğrultusuna paraleldir). Üzerinde yaklaşık D-B gidişli ve B'ya dalımlı mineral uzama lineasyonlarına sahip foliasyon ara kesitlerindeki sigmoidal granit ve feldispat çakılları, B'ya doğru sağ yönlü bir harekete işaret etmektedir (Şekil 4.254a-b-c-d). Şekil 254c'de gösterilen mostradan alınan yönlü örnekte feldispat minerali ve rektristalize kuvars kümesinin B'ya dalımlı mineral uzama lineasyonu boyunca sağ yönlü hareket ettiği görülmektedir (Şekil 4.254 e-f).




**Şekil 4.254:** Alt dokanağa yakın kesimlerdeki; **a)** Meta-konglomera, **b)** granit çakılları içeren kuvars şist birimi içinde sağ yönlü makaslamaya uğramış sigmoidal çakıllar. **c-d)** Meta-psammit birimi içindeki sigmoidal feldispat çakılları. **e-f)** 274/4 ölçümlü lineasyon yönünde sağ yönlü sigmoidler.

### 4.7.3 Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi

#### 4.7.3.1 Akkum Kontak Şistleri

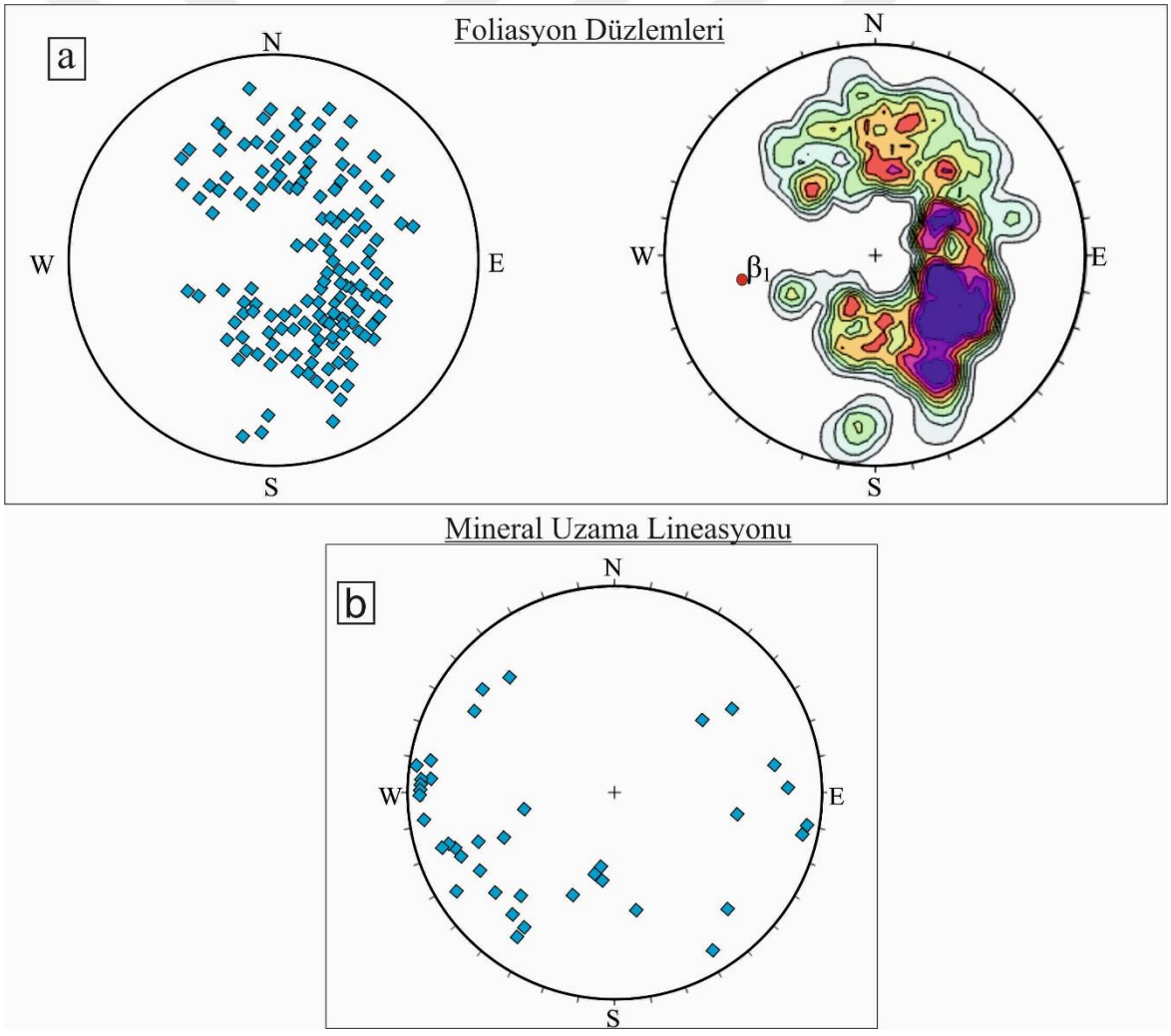
Akkum kontak şistlerinde kaydedilen ana düzlemsel yapı şistozite düzlemleridir. Şistozitenin en mükemmel gözlendiği kesim alt dokanağa yakın olan lepidoblastik/milonitik zonlardadır. Akkum şistlerinden toplam 157 adet foliasyon düzlemi ölçülmüştür. Schimidt ağı alt yarı küresi üzerine düşürülen foliasyonlar, konumları 216/45, 243/64 ve 62/51 olan nokta maksimumları ile temsil edilmektedir (Şekil 4.255a). Nokta maksimumlarına ait yaylar, ekseninin gidiş ve dalımı 264/37 olan kıvrım kuşaklarının varlığına işaret etmektedir.

Şistozite düzlemleri üzerindeki mineral uzamalarının büyük bir kısmını muskovit, biyotit ve feldispatlar oluşturmaktadır (Şekil 4.256a-b-c-d). Bununla birlikte, deformasyonun artış gösterdiği kesimlerde sillimanit, kordiyerit gibi porfiroblastların da uzayarak genel lineasyon trendi boyunca sıralandığı gözlenmektedir (Şekil 4.256b-c-d). Akkum Şistlerinden toplam 41 adet mineral uzama lineasyonu ölçülmüştür. Ölçümlerin nokta diagramı Şekil 4.255b'de gösterilmektedir. Diyagramda mineral uzama lineasyonu ölçümlerinin ağırlıklı olarak, gidiş-dalımı 271/5, 94/2 ve 249/10 olan noktalarda yoğunlaştığı görülmektedir (Şekil 4.255b). Dolayısıyla, mineral uzama lineasyonlarının büyük bir kısmı yaklaşık D-B ve KD-GB gidişlidir.

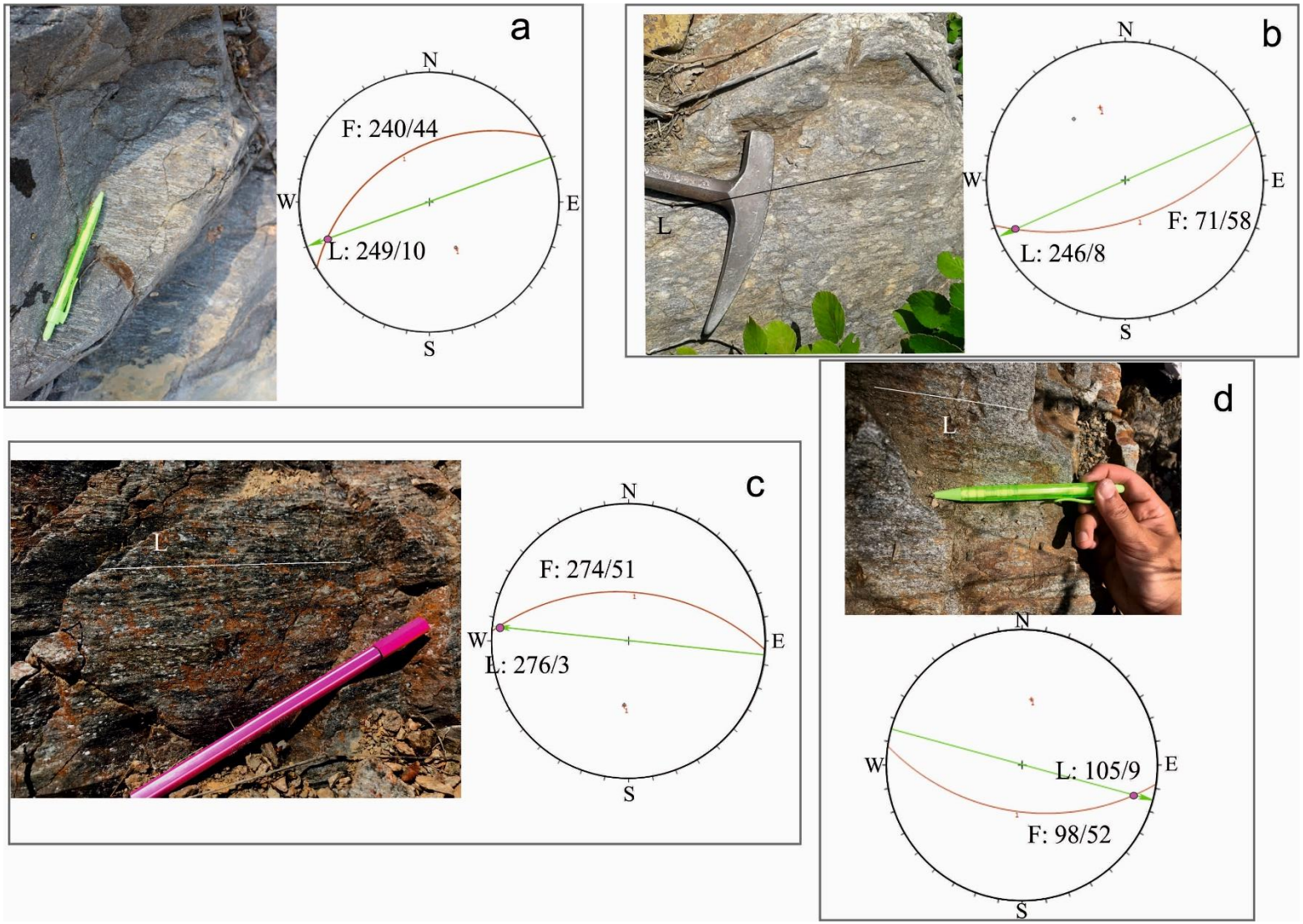
Gerek saha çalışmaları gerekse petrografik incelemeler esnasında sigmoidal yapı kazanmış mika, kordiyerit ve kuvarslara rastlanılmıştır. Kontak şist biriminin alt dokanak zonuna yakın kesimlerinden elde edilen makaslama yönleri ile birimin Geyikoynağı Metamorfitleri'ne yakın kesimlerinden elde edilen makaslama yönleri farklılık göstermektedir. Şekil 4.257 a-c-d-e'de, şistozite ara kesidindeki sigmoidal kordiyerit, biyotit ve kuvarsların sol yönlü makaslama kuvvetlerinden etkilendiği görülmektedir. Şekildeki şistozite ara kesidi, düzlem üzerindeki uzama lineasyonu ile yaklaşık paraleldir (sigmoidler, foliasyonun yaklaşık eğim yönünde dalan, 330/20 yönlü lineasyon boyunca hareket etmiştir). Sol yönlü sigmoidlere sıklıkla C' makaslama bantları eşlik etmektedir (Şekil 4.258). Yönlü yapılar ışığında alt bloğun GD yönünde yükseldiği üst bloğun ise KB yönünde aşağı hareket ettiği söylenebilir. Şekil 4.257b'de kontak şistlerin foliasyon düzlemleri arasında sol verjanslı asimetrik kıvrımlar görülmektedir. Asimetrik kıvrımlar üst bloğun KB'ya doğru aşağı yönde hareket ettiğini, alt bloğun ise GD'ya doğru yükseldiğini göstermektedir. Söz konusu asimetrik

yapıların işaret ettiği KB-GD hareket yönü birimin alt dokanağına nispeten uzak kesimlerinden elde edilmiştir.

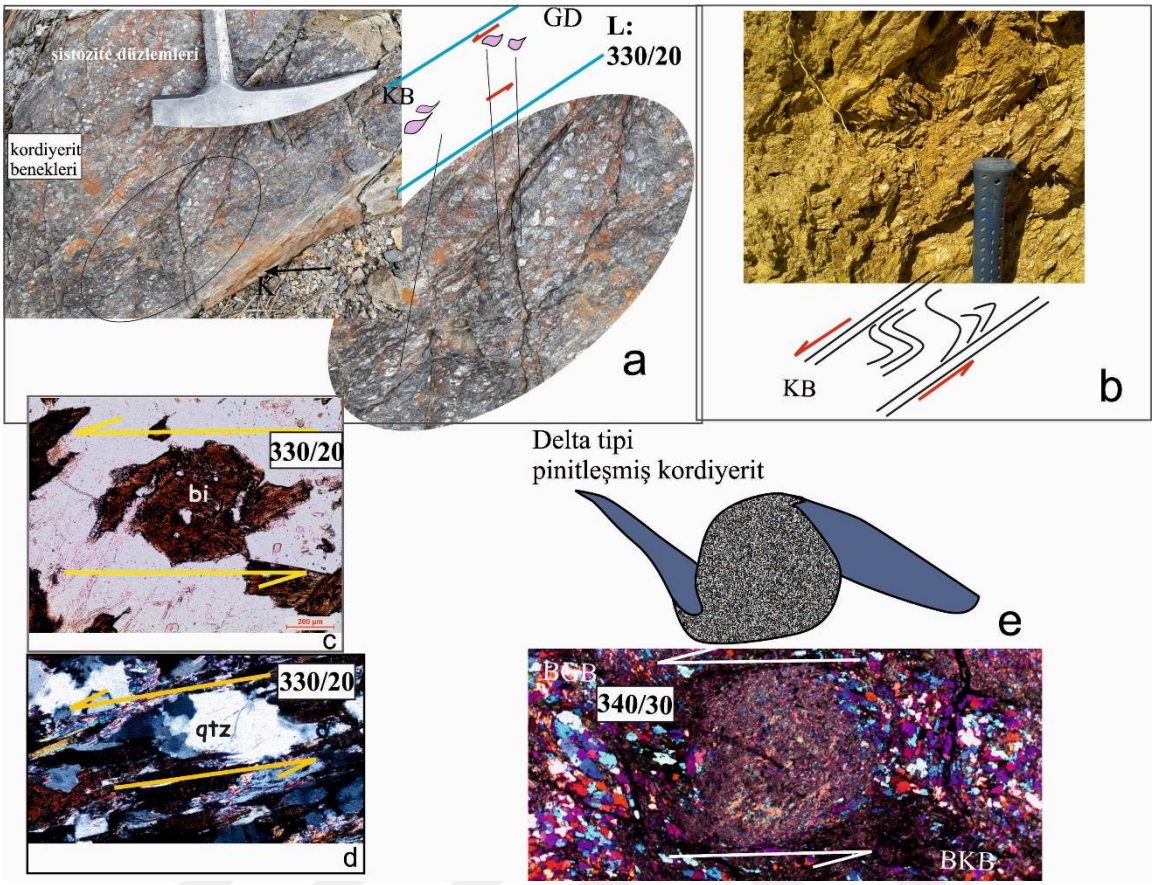
Şekil 4. 259'da ise alt dokanağa en yakın zondaki kordiyeritli şistler gösterilmektedir. Bu birimden alınmış yönlü kaya numunesinde D'ya dalımlı mineral uzama lineasyonları boyunca (96/4) sağ yönlü makaslanmış biyotit - kordiyerit porfiroblastları ve C' makaslama bantları saptanmıştır. Farklı zonlarda değişkenlik gösteren makaslama yönlerine karşın, birim içinde birbirini kesen foliasyon düzlemlerine rastlanılmamaktadır. Saha ölçeğinde bu ilişkinin saptanamamasının nedeni birimin uzun mesafeler açık olarak izlenememesinin yanısıra muhtemelen, birimin oldukça ince taneli ve monoton bir litoloji sunmasından kaynaklanmaktadır.



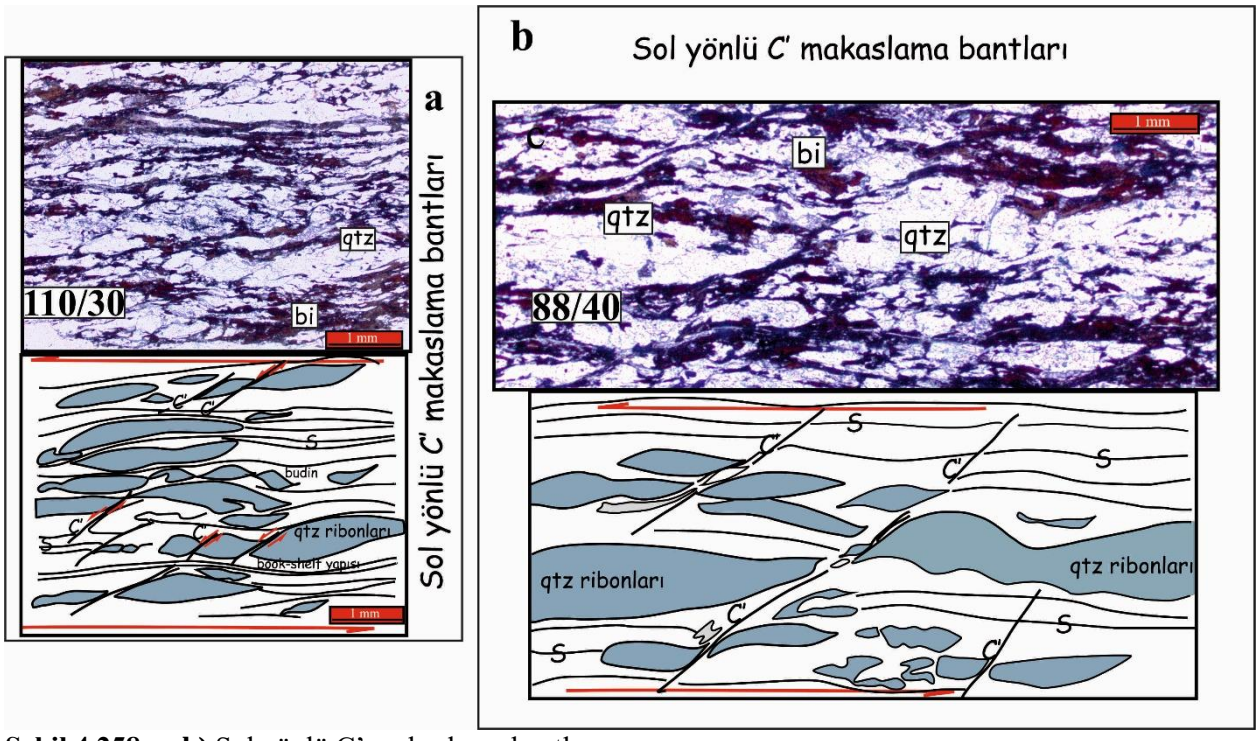

**Şekil 4.255:** Kontak metamorfik şistlerdeki a) Foliasyon düzlemleri, b) Mineral uzama lineasyonlarının Schmidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diyagramları.



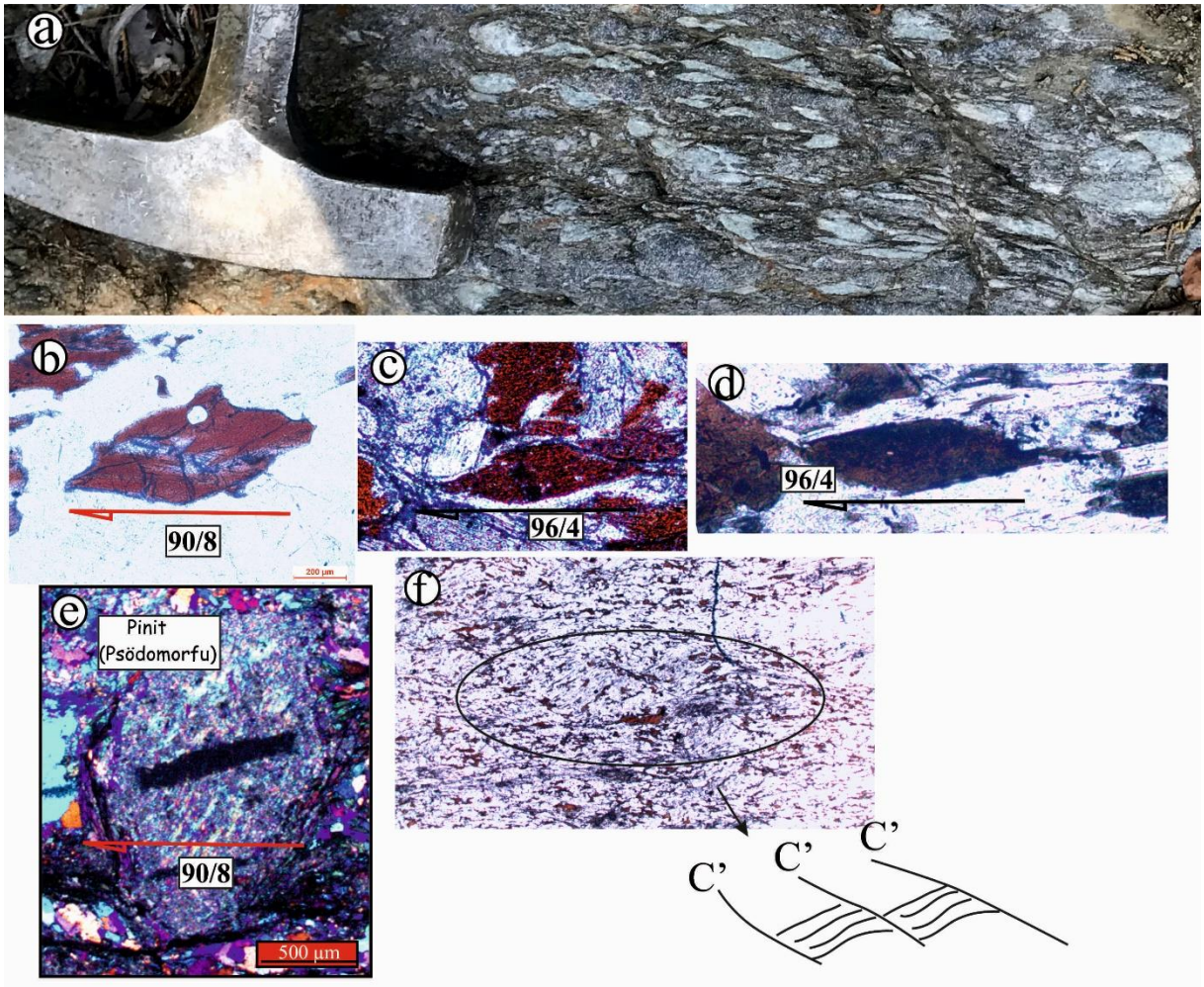

**Şekil 4.256:** Kontak şist biriminde a) mika ve feldispatların, b) mika ve kordiyeritlerin, c-d) biyotit ve sillimanitlerin oluşturduğu mineral uzama lineasyonları.




**Şekil 4.257:** Alt dokanaktan nispeten uzak kesimlerdeki şistozite düzlemleri ara kesidinde gözlenen **a)** sigmoidal kordiyeritler **b)** asimetrik sol verjanslı kıvrımlar, **c)** Alt dokanak zonunda yaklaşık D-B yönlü makaslama kuvvetleri etkisinde kalmış kordiyeritler (şistozite düzleminin ara kesidinde).




**Şekil 4.258: a-b)** Sol yönlü C' makaslama bantları



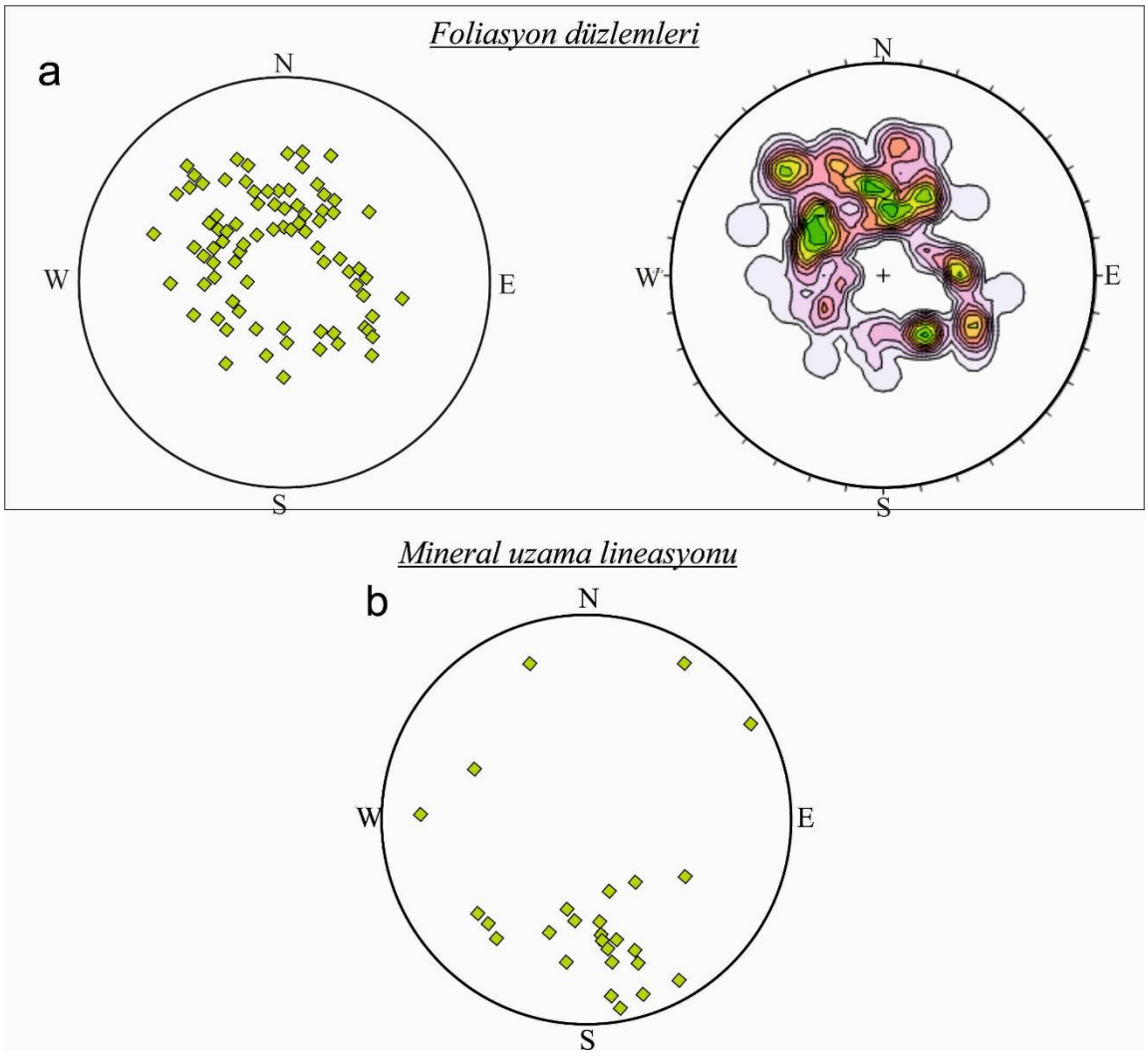

**Şekil 4.259: a)** Alt dokanağa en yakın zondaki kordiyeritli şistler. **b-c-d)** Doğuya dalımlı mineral uzama lineasyonu boyunca sağ yönlü makaslanmış biyotit porfiroklastları.

### 4.7.3.2 Geyikoynağı Metamorfitleri

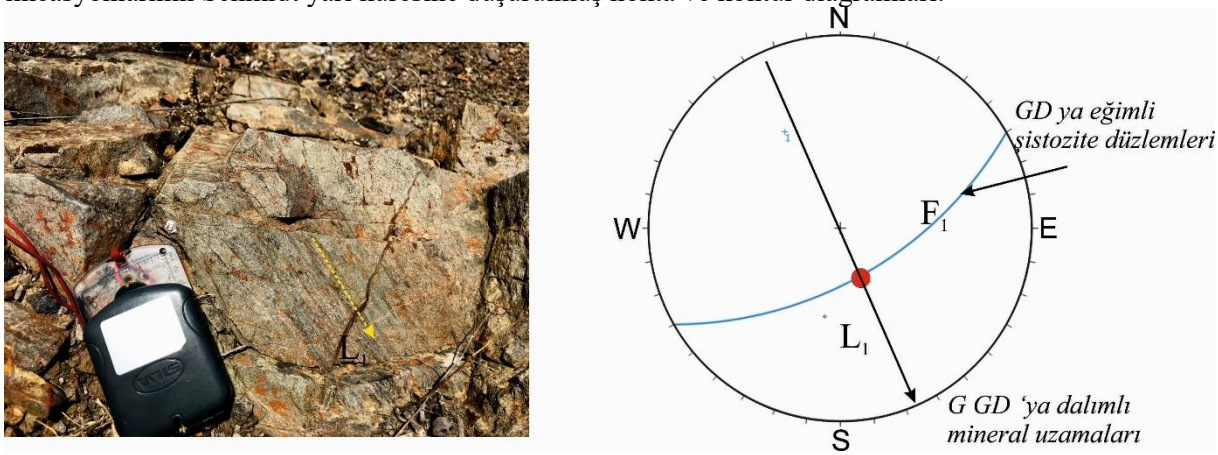
Geyikoynağı Metamorfitlerindeki ana düzlemsel yapılar şistozite ve klivaj düzlemleridir. Saha çalışmalarında toplam 87 adet foliasyon düzlemi ölçülmüştür. Ölçümler Schmidt ağı yarı küresine yerleştirildiğinde dome-basin tipi kıvrımlara özgü desen ortaya çıkmıştır (Şekil 4.260a). Bu da birimin en az iki kez kıvrımlanmaya uğradığına işaret etmektedir.

Mika-şistlerde mineral uzamalarını çoğunlukla biyotit ve muskovit mineralleri oluşturmaktadır. Şekil 4.261'de mika-şistlerin GD'ya eğimli şistozite düzlemlerinin üzerinde gelişen, biyotit-muskovit tipi mikaların oluşturduğu KKB-GGD gidişli ve GGD'ya dalımlı mineral uzama lineasyonları görülmektedir. Geyikoynağı Metamorfitlerinden toplam 27 adet mineral uzama lineasyonu ölçülmüştür. Lineasyon verileri Schimit ağında değerlendirildiğinde lineasyonların kürenin GGD'su ve GB'sında yoğunlaştığı görülmektedir

(Şekil 4.260b). Buna göre, lineasyon ölçümlerinin nokta maksimum konumları 169/25 ve 223/19'dur.

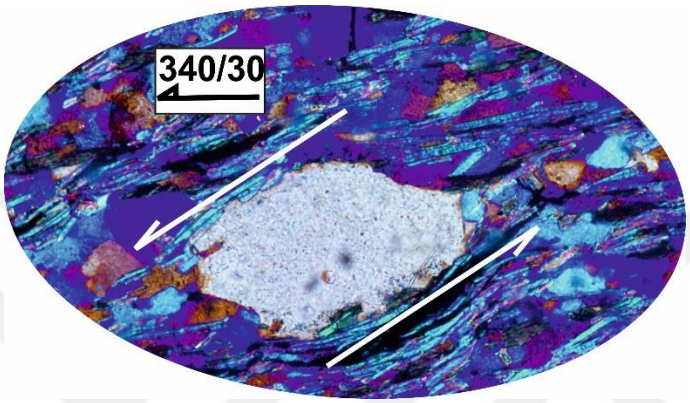



**Şekil 4.260**: Geyikoynağı Metamorfiklerinde ölçülen a) Foliasyon düzlemleri, b) mineral uzama lineasyonlarının Schmidt yarı küresine düşürülmüş nokta ve kontur diagramları.

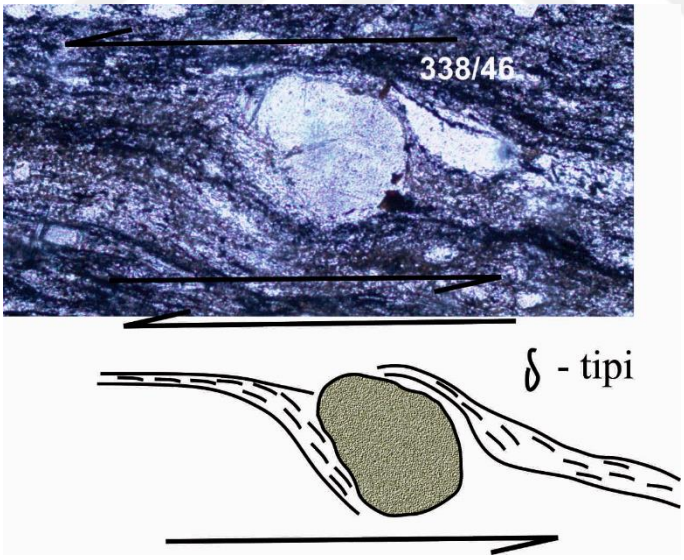



**Şekil 4.261**: Geyikoynağı Metamorfitlerinde gelişen mineral uzamaları.

Bununla birlikte, kontak metamorfizmadan etkilenmemiş mika-şist biriminden alınan yönlü örneklerde sol yönlü makaslamaya bağlı gelişmiş sigma tipi kuvars (Şekil 4.262) ve delta tipi feldispat (Şekil 4.263) porfiroklastlarına rastlanılmıştır. Makaslama yönlerine dayanarak üst bloğun KB'ya alt bloğun GD'ya doğru hareket ettiği söylenebilir. Dolayısıyla yönlü yapılar Geyikoynağı Metamorfitleri'nin KB'ya eğimli bir makaslama düzlemi üzerinde aşağı yönde hareket ettiğini göstermektedir.




**Şekil 4.262:** Mika şist biriminde sol yönlü makaslamaya bağlı olarak gelişmiş sigma tipi kuvars.

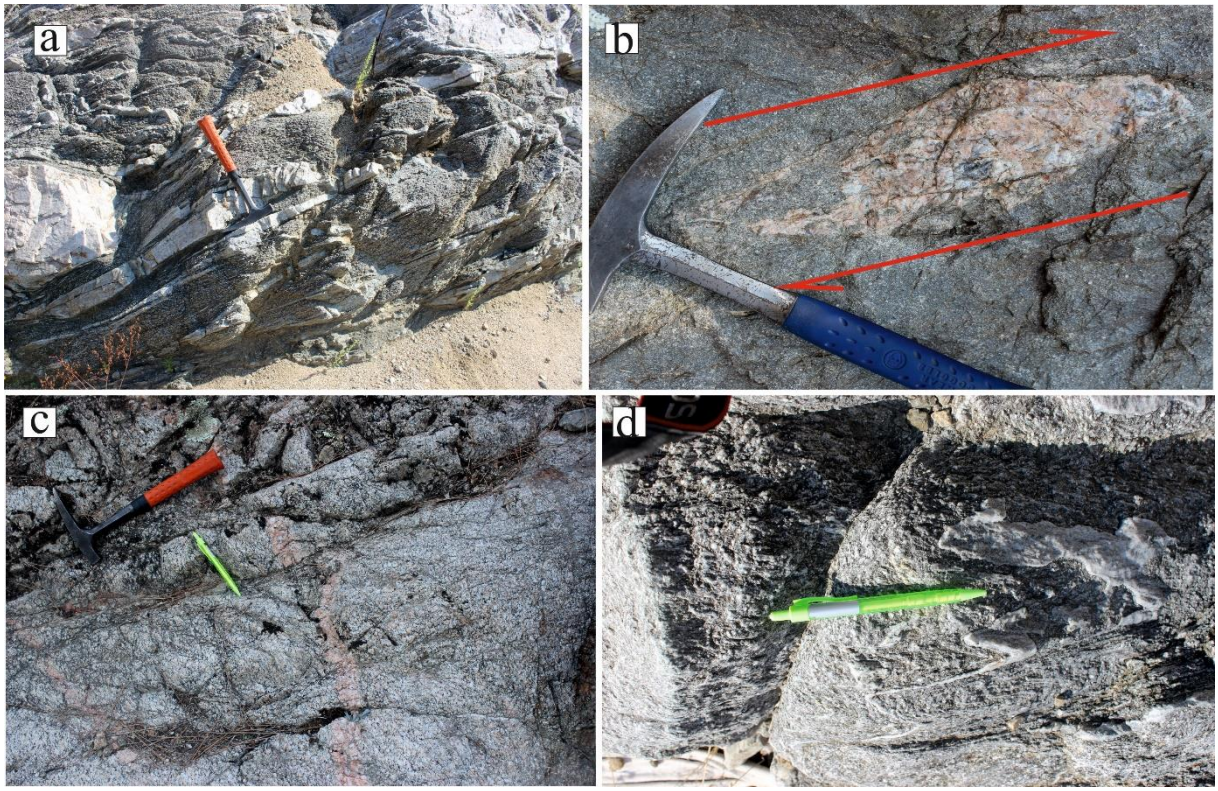



**Şekil 4.263:** Mika şist biriminde sol yönlü makaslamaya bağlı olarak gelişmiş delta tipi feldispat porfiroklastı .

### 4.7.4 Sarıcakaya Plutonu

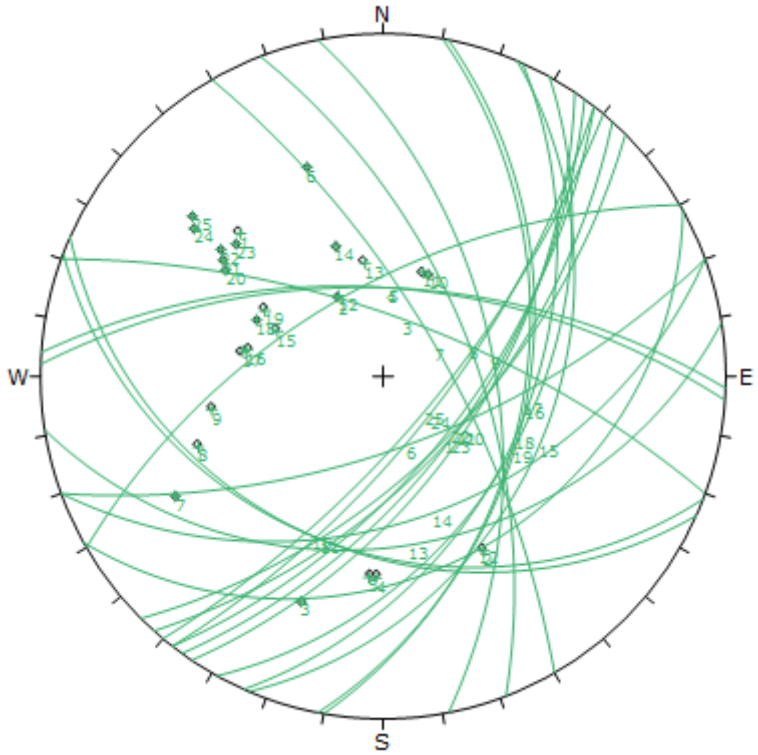
Sarıcakaya Plutonu, Sarıcakaya Paragnaysları ve Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin dokanağını Asar Tepe batısında kesmektedir. Asar Tepe batısındaki bu kesimlerde plutonun milonitleştiği gözlenmiştir. Bu kesimlerde plutonun yer yer milonitik foliasyon

kazandığı (Şekil 4.264a) ya da kataklazitleştiği (Şekil 4.264c) gözlenmiştir. Milonitik kesimlerde irili ufaklı felsik minerallerin sigmoidal yapı kazandığı görülmektedir (Şekil 4.264b). Bununla birlikte yine dokanağa yakın kesimlerde asimetrik kıvrımlanmalar görülmektedir (Şekil 4.264d). Kıvrım ekseni düzlemlerinin yataya oldukça yakın olduğu gözlenmiştir.

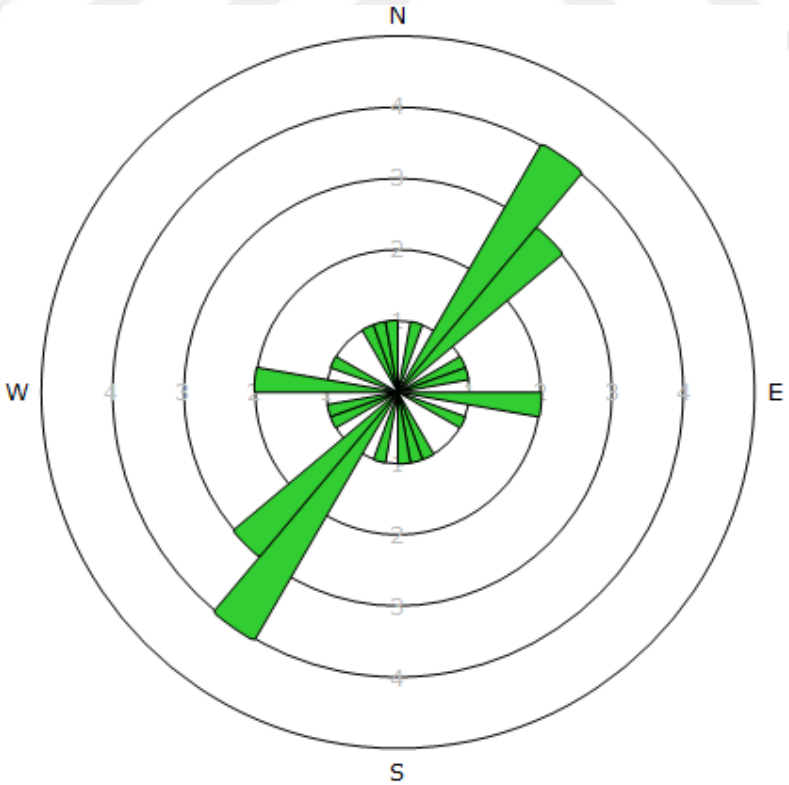



**Şekil 4.264: a)** Plutonun milonitik foliasyon kazanmış kesimleri. **b)** Pluton içinde sigmoidal K-Feldispat gözü. **c)** Kataklazitleşmiş kısımlar. **d)** Asimetrik kıvrımların gözlendiği kesimler.

Sarıcakaya Plutonu'nun içindeki felsik dayklardan 25 adet ölçüm yapılmıştır. Buna göre, felsik daykların büyük çoğunluğu KD-GB doğrultulu GD'ya eğimli ya da KKB-GGD doğrultulu DKD'ya eğimlidir (Şekil 4.265-266). Daha seyrek olarak ise ~D-B doğrultulu K'ye eğimli dayklar gözlenmiştir.




**Şekil 4.265:** Sarıcakaya Plutonu içindeki felsik daykların Schimidt ağı alt yarı küresindeki düzlemsel konumları.




**Şekil 4.266:** Sarıcakaya Plutonu içindeki felsik daykların gül diyagramı.

### 4.7.5 Faylar

Çalışma alanındaki ana tektonik hatlar tektonik dilimlerin arasındaki faylı dokanaklardır. Çayköy Ortognaysları'nın, Alt Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu üzerine itildiği zondaki faylı dokanak yaklaşık 45º-60º kuzeye eğimlidir. Bu kesimlerde Alt Eosen çökellerindeki tabakaların yer yer terslendiği ya da dikleştiği görülmektedir. Çayköy Ortognaysları'nın Tarpak Dilimi üzerine itildiği tektonik hattın büyük bir kesimi Sakarya Nehri vadisi tarafından kapatılmıştır. Bu durum, vadinin bu tektonizmaya bağlı oluşmuş olabileceğini düşündürmektedir.

*Orta Sakarya Gnays Dilimi* ile *Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi* arasındaki faylı dokanağın en açık görüldüğü kesimde fay düzleminin yaklaşık 45º kuzeye eğimli olduğu görülmektedir. Dokanak zonuna yakın kesimlerde doğrultuların fazla değişkenlik göstermemesi ve düşük dalım açısına sahip, gidiş-dalımı foliasyon doğrultularına yaklaşık paralel giden mineral uzama lineasyonlarının varlığı bu tektonik dokanağın doğrultu atım tektoniğinden etkilendiğine işaret etmektedir. Dokanağa yaklaştıkça tüm birimlerin foliasyon düzlemleri dikleşmektedir. Bu tektonik hat boyunca sünek deformasyon yapıları baskın olsa da, paragnaysların yer yer doğrultu atımlı fay düzlemleri ile kesildiği ve kataklazitik doku kazandığı görülmektedir (Şekil 4.267 a-b-c-d). Bu fay zonu içerisinde fay çiziklerine sahip ve yer yer deforme olmuş metre ölçekli damar kuvarsları gözlenmiştir (Şekil 4.268). Kuvars damarlarındaki deformasyonun penetratif olduğu söylenemez. Doğrultu atımlı fay düzlemleri, özellikle intruzif dokanağı boyunca Sarıcakaya Plutonunu da kesmektedir (Şekil 4.267 e-f).

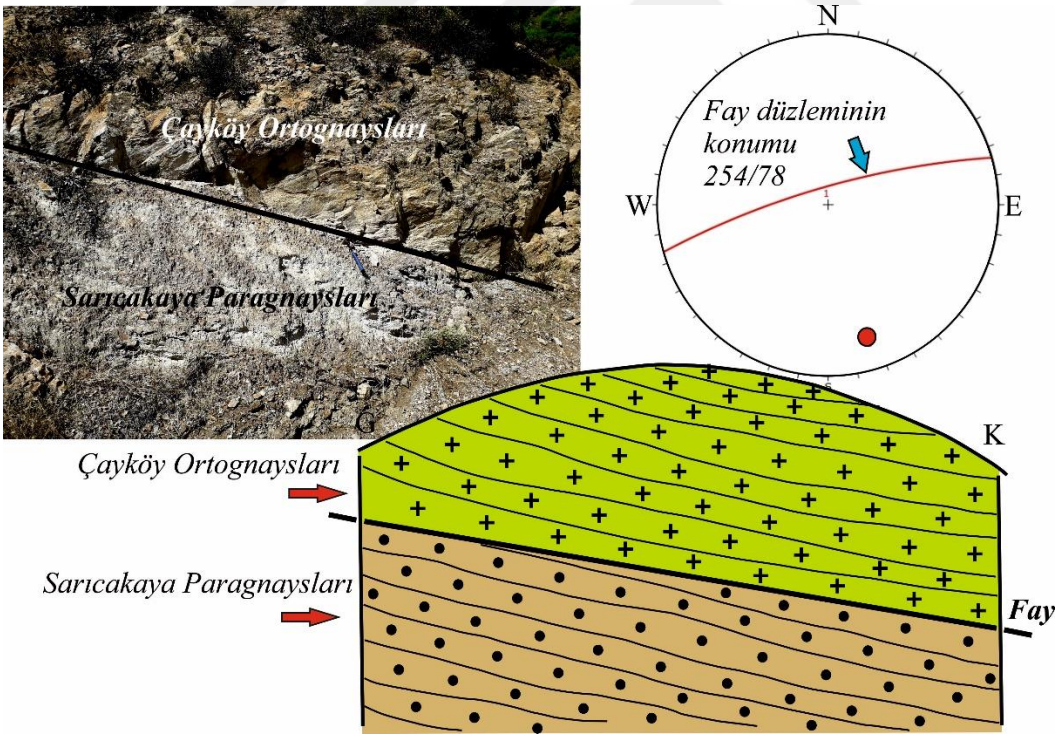



**Şekil 4.267: a-b)** Sarıcakaya Paragnays istifini kesen dooğrultu atımlı fay düzlemleri ve üzerindeki fay çizikleri. **c)** Kataklazitleşme sonuucunda çakılları köşeli hale gelmiş meta-konglomera birimi. **d)** İleri dereceli kataklazitik etki sonucunda ince kristalli bir matriks içinde oldukça ufalanmış olan çakıl parçaları. **e)** Sarıcakaya Plutonu'ndaki alkali feldispat granitleri kesen doğrultu atımlı fay düzlemi ve fay çizikleri. **f)** Sarıcakaya Plutonu'nun dioritik kısımlarını kesen doğrultu atımlı fay düzlemi ve fay kertikleri.



**Şekil 4.268:** Sarıcakaya Paragnaysları'nın üst dokanak zonunda fay çizikleri içeren metre ölçekli kuvars damarı.

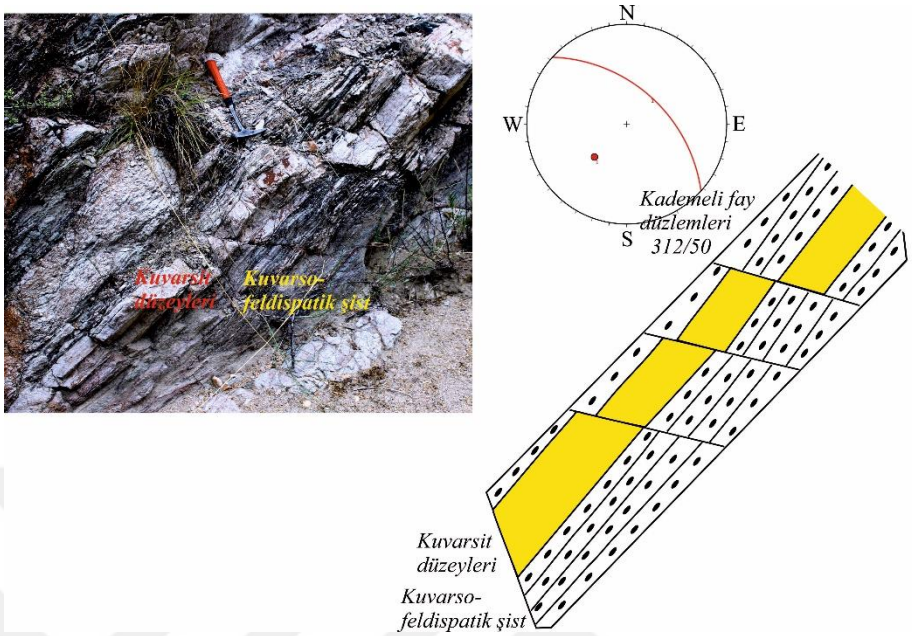
Lokal zonlar boyunca görülen metre ölçekli fay zonları yer yer iki birim arasındaki orijinal stratigrafiyi bozmaktadır. Örneğin Şekil 4.269'da ortognays temel birimlerinin lokal bir fay zonu boyunca paragnaysların üzerine itildiği görülmektedir.



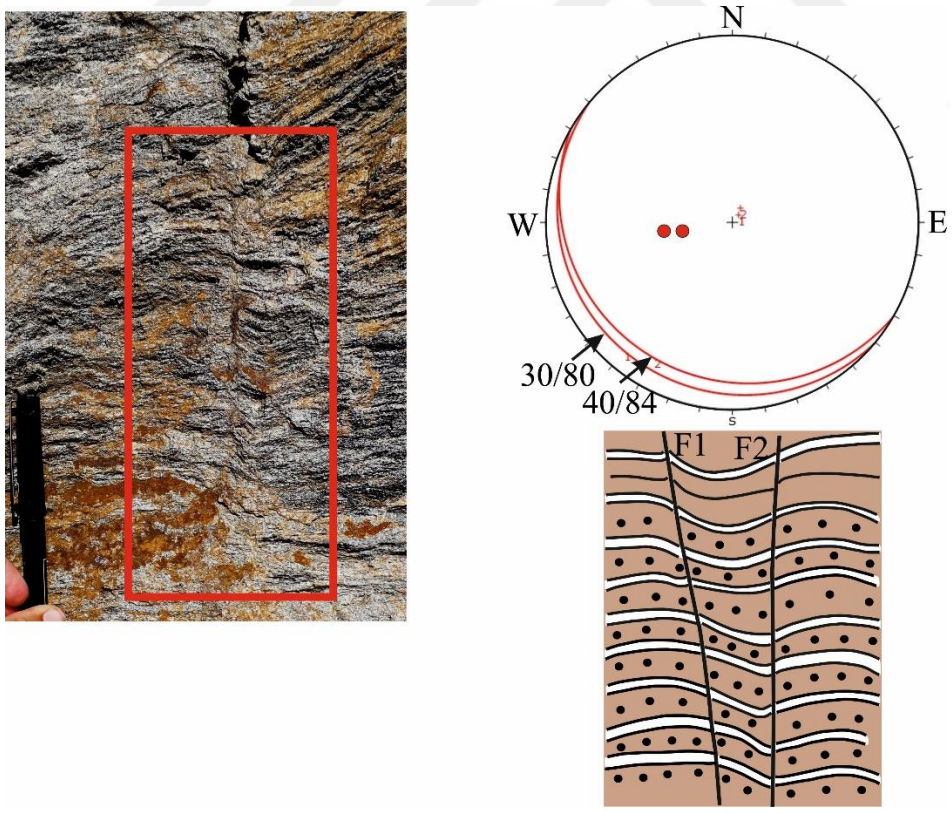

**Şekil 4.269:** Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin temelinde bulunan Çayköy Ortognaysları'nı paragnayslar üzerine iten lokal faylanma.

Çalışma alanında büyük fay zonları yanı sıra birimleri kesen küçük faylara da sıklıkla rastlanmaktadır (Şekil 4.270-271-272). Bu cm ya da metre ölçekli küçük fay zonlarında

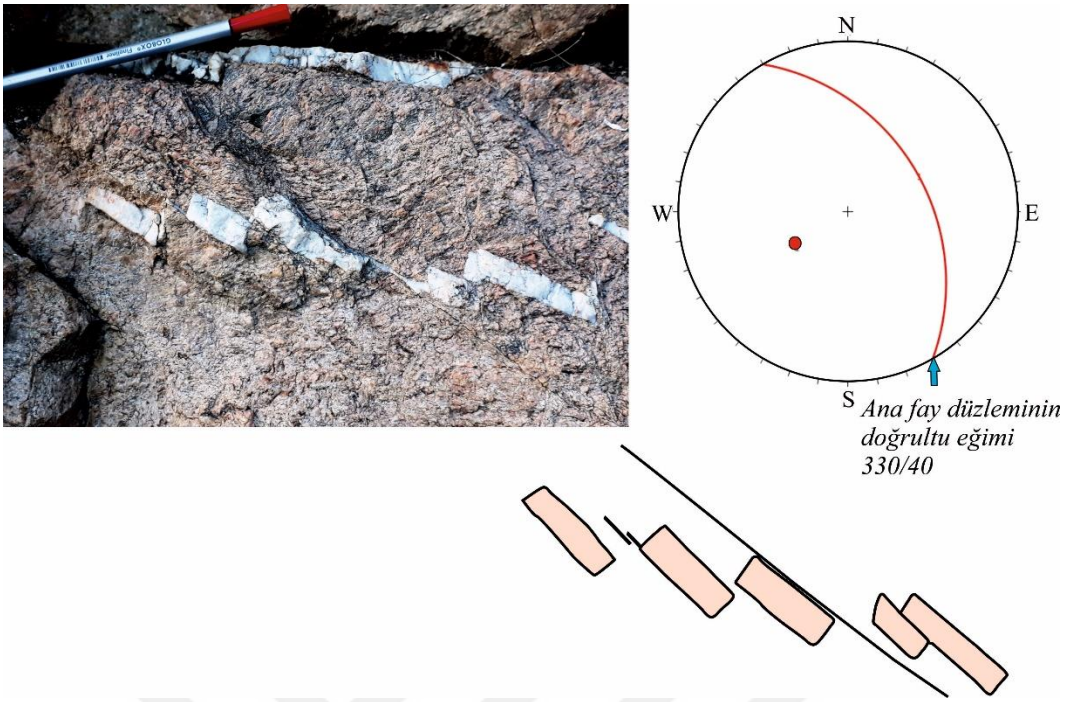
kılavuz düzeylerdeki atımlar ya da fay çizikleri net olarak ayırt edilebilmektedir (Şekil 4.270-271-272)




**Şekil 4.270:** Tarpak Dilimi meta-kırıntılılarını kesen kademeli normal fayların meydana getirdiği atım.




**Şekil 4.271:** Paragnaysı kesen normal fay, gnaysik foliasyon düzlemlerinde atıma neden olmuştur.

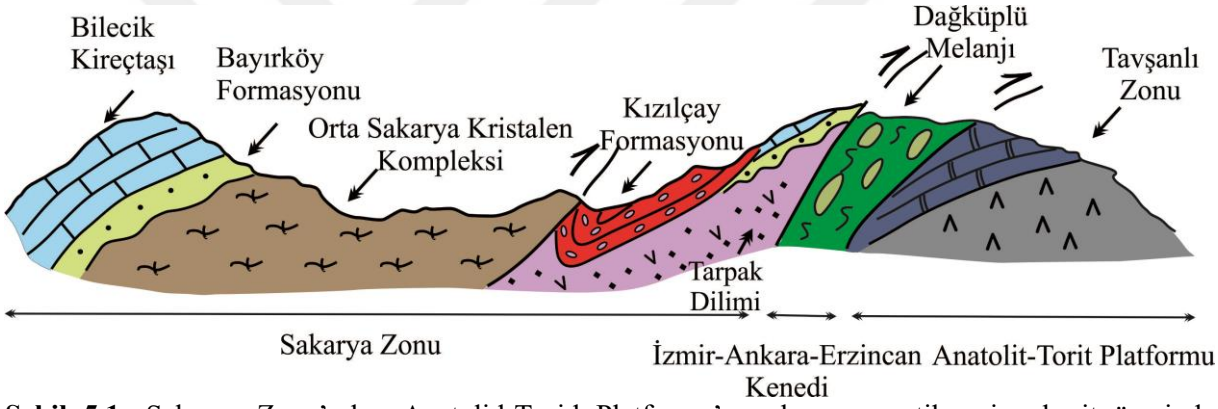



**Şekil 4.272**: Ortognays içindeki budinleşmiş ve domino stili rotasyona uğramış kuvars damarında ötelenmeye neden olan daha genç kademeli normal faylar. Sinistral makaslama.

# 5. TARTIŞMA

## 5.1 Sakarya Kıta Kabuğu'nun Erken Mesozoyik Öncesi Tektonik Gelişimi

Sakarya Zonu'na ait kıtasal temel kaya yüzeylemelerinden biri olan Orta Sakarya Kristalen Kompleksi, İzmir-Ankara- Erzincan Kenet Kuşağı'nın hemen kuzeyinde bulunur (Şekil 5.1). Anatolid-Torid bloğu ile Sakarya Zonu'nun Senozoyik dönemindeki çarpışması sonucu, üst levhayı oluşturan Sakarya Zonu'nun güney kenarı yükselmiş ve bir kıvrım-bindirme kuşağı oluşturmuştur. Senozoyik dönemindeki bu çarpışmayı takip eden yükselme ve erozyon, Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin ayrıntılı incelenmesine olanak sağlamıştır.




**Şekil 5.1:** Sakarya Zonu'ndan Anatolid-Torid Platformu'na alınan şematik enine kesit üzerinde inceleme alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin konumu.

Jura-Kretase yaşlı örtü birimleri kuzeyde, Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin tektonostratigrafik olarak en üstünde bulunan birimleri (Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi) ve bunları kesen plutonları, güneyde ise tektonostratigrafinin en altında bulunan metamorfik birimi (Tarpak Dilimi) uyumsuz olarak örtmektedir. Tarpak Dilimi ile tektonik olarak üzerinde bulunan Orta Sakarya Gnays Dilimi'ni birbirinden ayıran kuzeye eğimli fay zonundan etkilenen en genç birim Paleosen-Eosen yaşlı olmakla birlikte, bu iki birim olasılıkla Geç Triyas'ta bir araya gelmiş olmalıdır.

Bu tez çalışmasından elde edilen saha ve analitik veriler Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin büyük oranda, *Orta-Geç Kambriyen* ila *Alt Permiyen* arasında şekillendiğini göstermektedir. Kambriyen ila Permiyen arasında yaşlar veren meta-sedimenter ya da meta-magmatik birimlerden her biri *Orta Sakarya Kristalen Kompleksi*'nin farklı bir tektono-

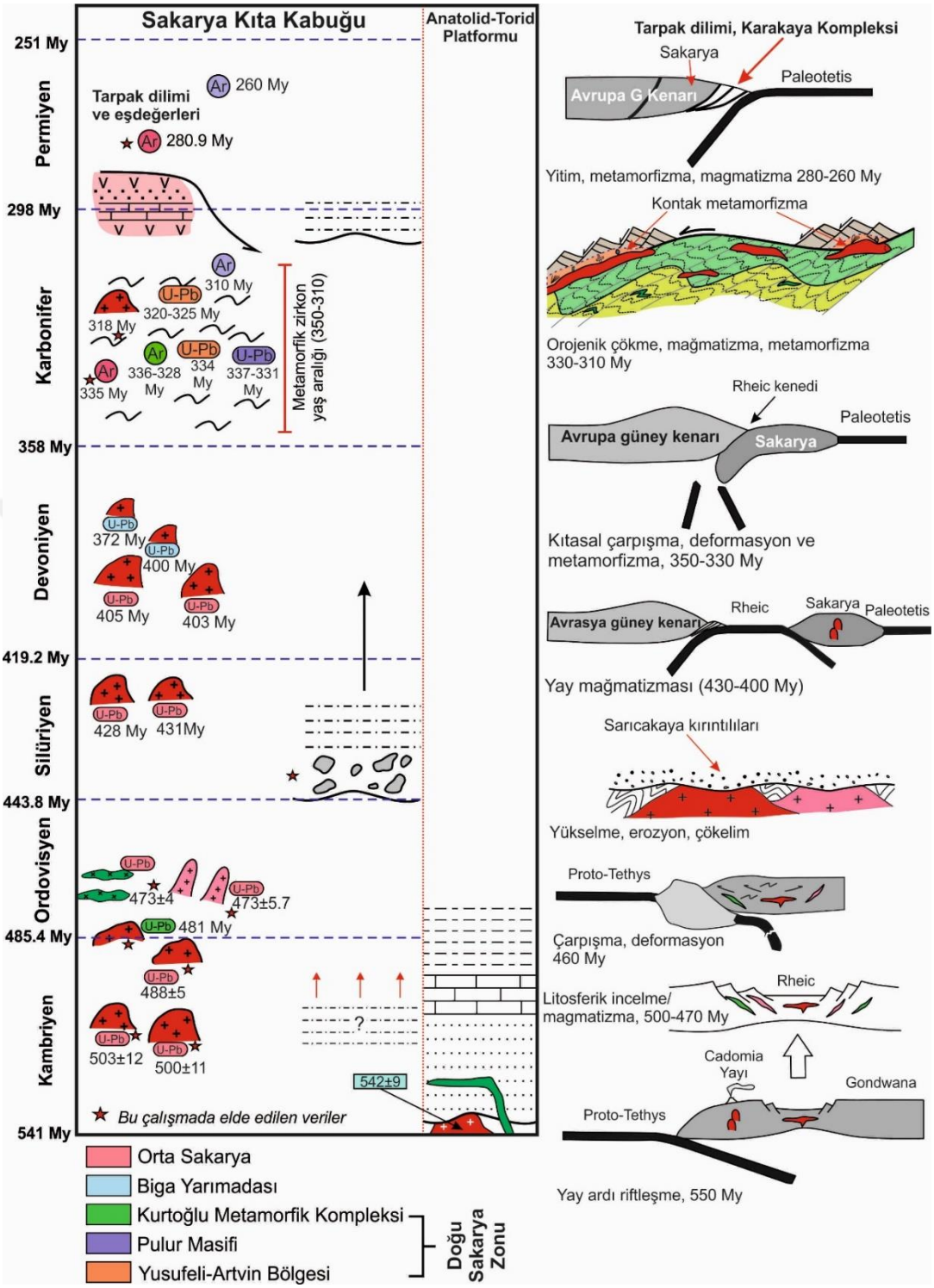
stratigrafik seviyesi ile ilişkilidir. Diğer bir deyişle, tektono-stratigrafi içinde yaşlandırılan herbir dilimden elde edilen yaşlar farklı bir magmatik, metamorfik ya da sedimenter sürece işaret ettiğinden, tartışma bölümünde, Orta Sakarya Kristalen Kompleksinin şekillenmesinde rol oynayan tektono-magmatik/metamorfik ya da tektono-sedimenter süreçler en yaşlıdan en gence doğru anlatılacaktır (Şek. 5.2).

### 5.1.1 Kambro-Ordovisyen Magmatizması

Orta Sakarya Bölgesi'nde şimdiye değin saptanmış en yaşlı tektono-magmatik sürece işaret eden Orta-Geç Kambriyen/Alt Ordovisyen yaşlı magmatizma verisi Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin temelindeki Çayköy Ortognayslarından elde edilmiştir.

Stratigrafik, litolojik ve analitik veriler Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin iki ayrı birimden oluştuğunu göstermektedir. Bu birimlerin stratigrafik ilişkisi ilk kez bu çalışmada analitik veriler ışığında net bir şekilde ortaya koyulmuştur. Bu çalışmada, stratigrafik olarak daha altta bulunan ve tümü magmatik kökenli kayalardan oluşan birimler Çayköy Ortognaysları, bunları üzerleyen meta-kırıntılı birimler ise Sarıcakaya Paragnaysları olarak adlandırılmıştır. Yapılan saha çalışmaları ve elde edilen analitik veriler, tabandaki Çayköy Ortognaysları ve üzerine gelen Sarıcakaya Paragnaysları arasındaki ilksel dokanağın metamorfizma öncesi bir aşınma yüzeyine karşılık geldiğine işaret etmektedir. Dolayısıyla iki birim arasındaki orijinal dokanak uyumsuzdur. Bu uyumsuzluğa ait kanıtlar ve uyumsuzluğun olası nedenleri Sarıcakaya Paragnaysları'nın kökeninin anlatıldığı bölüm 5.1.2'de verilmiştir. Tartışmanın bu bölümünde ise Çayköy Ortognaysları'na dair elde edilen tüm veriler tartışılacaktır.

Çayköy Ortognaysları, felsik ortognayslar ve bunların arasında sıklıkla gözlenen iri kristalli bantlı amfibolit lenslerinden oluşmaktadır. Saha gözlemleri ve jeokimya analizleri felsik ortognaysların iri kristalli granitik ve siyenitik protolitlerden oluştuğunu göstermektedir. Granitik ortognaysların yayılımı çok daha uzun mesafeler izlenebilirken, siyenitik gözlü gnayslar genellikle bunları kesen daha küçük kütleler şeklinde bulunur. Granitik ortognayslardaki bantlaşma, kuvars ve feldispatların yassılaşıp uzaması ve mikaların belirli düzlemlerde yönelmesi sonucu oluşmaktadır. Siyenitik gözlü gnayslarda ise çoğunluğu ortoklas ve mikroklinden oluşan sigmoidal gözler/porfiroklastlar, biyotit ve muskovitlerden oluşan mika düzeyleri tarafından çevrelenmiştir. Şiddetli deformasyona uğramış kesimlerden deformasyonun nispeten sönümlenmiş olduğu kısımlara doğru yapılan sistematik arazi




**Şek. 5.2:** Bu tez çalışması sırasında elde edilen saha ve laboratuvar bulgularına dayalı olarak Orta Sakarya Kıta Kabuğunun öngörülen tektonik gelişimi. Şekilde Sakarya Zonu'daki diğer temel birimlerinden elde edilmiş analitik veriler de kullanılmıştır (Okay ve diğ. 1996, 2006; Topuz ve diğ., 2001, 2003, 2004, 2007, 2020; Gürsu ve Göncüoğlu, 2005; Topuz ve Altherr, 2010; Dokuz, 2011; Aysal ve diğ. 2012a, b; Sunal 2012; P.A. Ustaömer ve diğ. 2012; T. Ustaömer ve diğ. 2013; Ustaömer ve diğ. 2016; Okay ve Topuz, 2017; Dokuz ve diğ. 2022; Karslı ve diğ., 2021). Açıklama için metne bakınız.

gözlemleri siyenitik gnaysların porfiri magmatik sokulumlardan kökenlendiğini göstermektedir. Bununla birlikte, homojen kalın bantlara sahip granitik gnaysların da

milonitik deformasyondan etkilendiği kesimlerde deformasyonun şiddetine göre sigmoidal yapılı porfiroklastlar içerdiği gözlenmiştir. Siyenitik granitoidlerin kabuğun derin kesimlerinden nadiren kökenlendiği ve genellikle normal faylar ile ilişkili yarı derinlik kayacı olarak kabuğa yerleştiği çeşitli araştırmacılar tarafından belirtilmektedir (Johnson et al., 2002; Macdonald, 2012). Buna göre, çalışma alanındaki siyenitik gnaysların porfiri kayaçlardan kökenlendiği göz önüne alındığında bu kayaların yarı derinlik kayacı olarak Sakarya kıta kabuğuna eklendiği düşünülmektedir. Korunmuş magmatik dokular granitik bileşimdeki gnaysların iri kristalli plutonlar şeklinde kabuğa sokulduğuna işaret eder. İri kristalli bantlı amfibolit lenslerinin bazılarında ortadan kenarlara doğru kristal boyutlarının küçülmesi, magmatik sillerde yaygınca görülen *'soğumuş kenar (chilled margin)*' yapısının bir kalıntısı olarak değerlendirilebilir. Kalıntı magmatik dokular da göz önüne alındığında bantlı amfibolitlerin metamorfizma öncesi kabuğa sokulmuş gabroik ya da doleritik sil/dayklar olduğu düşünülmektedir. Bununla birlikte, jeokimya bölümünde anlatıldığı gibi bazı örneklerde gözlenen kıta kabuğu kontaminasyonu bu amfibolitlerin kıta kabuğu ortamına sokulum yaptığını desteklemektedir.

Yapılan U-Pb zirkon yaş analizleri granitik magmatizmanın Orta-Geç Kambriyen (503±12 My; 500±11 My) ila Geç Kambriyen-Alt Tremadosiyen (488±5.1 My) dönemlerinde, siyenitik magmatizmanın ise Floian'de (471.4±2.5 My-473.9±5.7 My) kristalleştiğini göstermektedir. Bantlı amfibolitlerin protolit kristalleşme yaşı ise 473.25 ±4 My'dır. Elde edilen kristalleşme yaşları Orta Sakarya kıta kabuğuna eklenen en yaşlı kayaç topluluğunun granitik plutonlar olduğuna işaret etmektedir. Yaklaşık 16 My sonra ise siyenitik ve bazik intruzyonlar kıta kabuğuna eklenmiştir. Jeokimya analizleri Orta-Geç Kambriyen/Alt Tremadosiyen yaşlı granitik magmatizmanın peralumin kalk-alkalen karakterde olduğuna ve yay ortamında oluşmuş kayaçlar ile benzerlik gösterdiğine işaret etmektedir. İz element örümcek diagramlarında Nb elementinin La'a kıyasla oldukça tükendiği görülür. La'a karşı Nb'un tükenmesi yitim bileşeni içeren kayalarda gözlenen karakteristik bir iz element davranışıdır (Arculus ve Johnson, 1981; Murphy, 2007). Diğer yandan, yay magmatizması özelliklerini yansıtan iz element jeokimyası, granitlerin kristalleştiği dönemde aktif bir yitim ortamının varlığını gerektirmez. Granitik ortognayslardaki yitim bileşeni, ergiyerek granitik magmatizmayı oluşturan kıtasal kaynak alanın yitim ilişkili bir süreçten etkilendiğine ya da bir yaydan malzeme almış olabileceğine de işaret edebilir. Nitekim gerek çalışma alanında gerekse Sakarya Zonu temel kayalarında Kambro-Ordovisyen yaşlı bir yitime işaret eden

herhangi bir yitim-yığışım kompleksinin varlığı bilinmemektedir. Peralumin granitik ortognayslar yaygın olarak Ediakaran, Kriyojeniyen, Toniyen, Geç Neproterozoyik-Stenian yaşlı kalık (relikt) zirkon ksenokristalleri içermektedir. Bazı kristallerde Ediakaran ve Toniyen yaşlı zirkon çekirdeklerinin çevresi Geç Kambriyen yaşlı magmatik zirkon fazı ile mantolanmıştır. Zonlanma dokuları kalık zirkonların magmatik kökenli olduğunu göstermektedir. Mineral ölçekli kabuksal materyal kalıntısı olarak değerlendirilen kalık zirkon fazlarının yoğun olarak gözlenmesi, granitik gnaysların peralumin S-tipi karakerini destekler nitelikte olup, iz element jeokimyasının protolit kaynak alandan etkilendiğine bir kanıt teşkil edebilir. Dias da Silva ve diğ. (2016), Avalonya-Kodomiya yayı ile ilişkili Prekambriyen yay ardı havza sedimanlarının (ve bunlarla ardalanan kalk-alkalen magmatiklerin), Alt Paleozoyik rift magmatizması esnasında oluşan kabuk kökenli magmatik birimler için ana kaynak alan olabileceğini önermektedir. Çalışma alanındaki granitik ortognayslarda yaygın olarak bulunan Ediakaran ve daha yaşlı relikt zirkonlar bu önermenin Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'ndeki granitik magmatizma için adapte edilebileceğini göstermektedir.

Floian yaşlı siyenitik gözlü gnayslar ise iz element diagramlarında A tipi anorojenik granitoid alanına düşmektedir. Yaşlandırılan siyenitik gnays örneklerinin bir tanesinde hiç kalık zirkon fazı gözlenmezken diğer örnekte sadece iki adet Kriyojeniyen yaşlı kalıntı zirkon fazına rastlanmıştır. Siyenitik gnaysların iz element örümcek diagramlarında Nb'un, La'a kıyasla oldukça hafif bir şekilde tükendiği gözlenir. Siyenitik gnaysların Nb (ppm) konsantrasyonu granitik gnayslardan oldukça fazladır (~3 katı). Dolayısıyla çalışma alanına Alt Paleozoyik'te eklenmiş felsik magmatizma içindeki nispeten daha genç fazların daha alkalin karakterde olduğu söylenebilir. Macera ve diğ. (2011), homojen olmayan bir kabuğun yaklaşık 20 My'lık bir süreç içindeki ergimesinin (suya doygun olmayan bir ortamda) farklı jeokimyasal ve izotopik özelliklere sahip ergiyikler üretebileceğini vurgulamaktadır. Çalışma alanında yaklaşık 16 My içerisinde değişen felsik magma bileşimi bu önerme ile uyumludur. **1-)** Siyenitik örneklerin $P_2O_5$-$SiO_2$ diagramında I-tipi magmatizma alanına düşmesi, **2)** A/NK-A/CNK diagramında felsik ortognays örneklerindeki peralümina karakterinin, granitten siyenite doğru doğrusal olarak azalması ve siyenitlerin bu doğrusal trendin peralkalin ucunda dağılım göstermesi **3)** siyenitik gnayslarda relikt zirkon fazlarının hiç gözlenmemesi ya da nadir olarak gözlenmesi gibi faktörler göz önüne alındığında siyenitik gnaysların magmatik bir kaynak alandan kökenlenmiş (I tipi) olabileceği düşünülmektedir. Eby (1992) genel olarak anorojenik granitoidleri iki ana gruba ayırmıştır. Araştırmacının önerisine göre, ilk grubun

(A1) iz element konsantrasyonu OIB türü bazik magmalar ile oldukça benzerlik göstermekte olup, bunların ayrımlaşması (diferensiasyonu) ile kıtasal rift ortamlarında oluşurlar. İkinci grubun (A2) iz element karakteristiği ise kıtasal kabuk ila ada yayı bazaltları aralığında değişmektedir (Eby 1992). A2 grubu granitoidler kıtasal kabuk kökenli magmaların ayrımlaşması ile kıta-kıta çarpışması ya da yay ilişkili gerilme ortamlarında oluşurlar (Eby 1992). Orta Sakarya Gnays Dilimi'ndeki siyenitik gnaysların (471.4±2.5-473.9±5.7 My) iz element konsantrasyonları (*özellikle HNTE ve HFSE bileşimleri*), alkalin indeksi en yüksek olan bantlı amfibolit örneği (473±4 My) ile oldukça benzerdir. Bununla birlikte, siyenitik ve bazik magmatizmanın levha içi ortamda kıta kabuğuna yerleştiği (neredeyse aynı dönemde) göz önüne alındığında, siyenitik ortognaysların Eby (1992)'nin A1 anorojenik granitoid tipi ile benzerlik gösterdiği düşünülebilir.

Tez kapsamında yapılan jeokimyasal çalışmalar, ortognayslar içindeki bantlı amfibolitlerin manto kökenli ergiyiklerden türediğini göstermektedir. Bantlı amfibolit örneklerinin birçoğunun iz element jeokimyası, protolit magmatizmanın bileşimi E-MORB ila OIB arasında değişen *geçiş serisi magmalar* ile benzer olduğunu göstermektedir. Daha az sayıda örneğin jeokimyası ise *sub-alkalin magmatizma* kökenine işaret etmektedir. Sub-alkalin örneklerin iz element jeokimyaları, yitim ilişkili bir proses ile modifiye olmuş tüketilmiş litosferik mantodan ergidiklerini göstermektedir. Daha alkalin karakterdeki geçiş serisi magmaların NTE ve HFSE kimyası (Dy/Yb, La/Yb, Nb ppm gibi), nispeten zenginleşmiş kaynak alanlarının astenosferin derin kesimlerinde (OIB türü magmanın üretildiği) olamayacağına işaret eder. Örneklerin Şekil 4.172a-b'deki dağılımı da göz önüne alındığında kaynak alanın sığ astenosferik manto ya da litosferik-astenosferik manto geçişinde olabileceği düşünülmektedir. Manto kökenli ergiyiklerin, sub-alkali magmatizmadan daha alkalin karakterli geçiş serisi (E-MORB ila OIB aralığında bileşimi olan) magmalarına kadar değişen bir bileşimde olması levha içi riftleşme ortamının giderek derinleştiğine işaret etmektedir. Sm, Yb, Dy gibi HNTE'lerin kullanıldığı kaynak alan modelleme diagramları, subalkalin magmaların *spinel lerzolit,* daha alkalin nitelikteki geçiş serisi magmaların ise *spinel+granat lerzolitlerden* oluşan bir manto bölgesinin kısmi ergimesi ile oluştuğuna işaret etmektedir. Dolayısıyla kaynak alanın tüketilmiş üst mantodan astenosferik mantoya kadar değişmesi giderek derinleşen bir rift ortamına ya da astenosferik yükselmeye işaret edebilir.

Kaynak manto lerzolitlerinin farklı derinliklerde duraylı kalabilen mineral prajenezleri içermesi (spinel, spinel+granat) astenosferik yükselme ve litosferik gerilme gibi süreçlerin

bimodal magmatizmanın oluşumunda rol oynadığını desteklemektedir. Bu bağlamda, bu çalışmada, astenosfer yükselmesinin yarattığı jeotermal gradyan artışının kabuktaki kısmi ergimeyi tetiklediği önerilmektedir. Dolayısıyla, Orta-Geç Kambriyen/Alt Tremadosiyen yaşlı granitik magmatizma olasılıkla kabuktaki bu ergimenin ilk ürünleri olmalıdır. Özellikle OIB (*ocean island basalt*) kimyasına yakın olan bazı bantlı amfibolit örneklerinin 'kıta kabuğu kontaminasyonu'na maruz kalmaları nispeten derin yerleşimli mantosal ergiyiklerin kıtasal kabuk ortamına intruzyon yaptığını desteklemektedir.

- **İlksel Tektonik Ortam ve Tektonik Model**

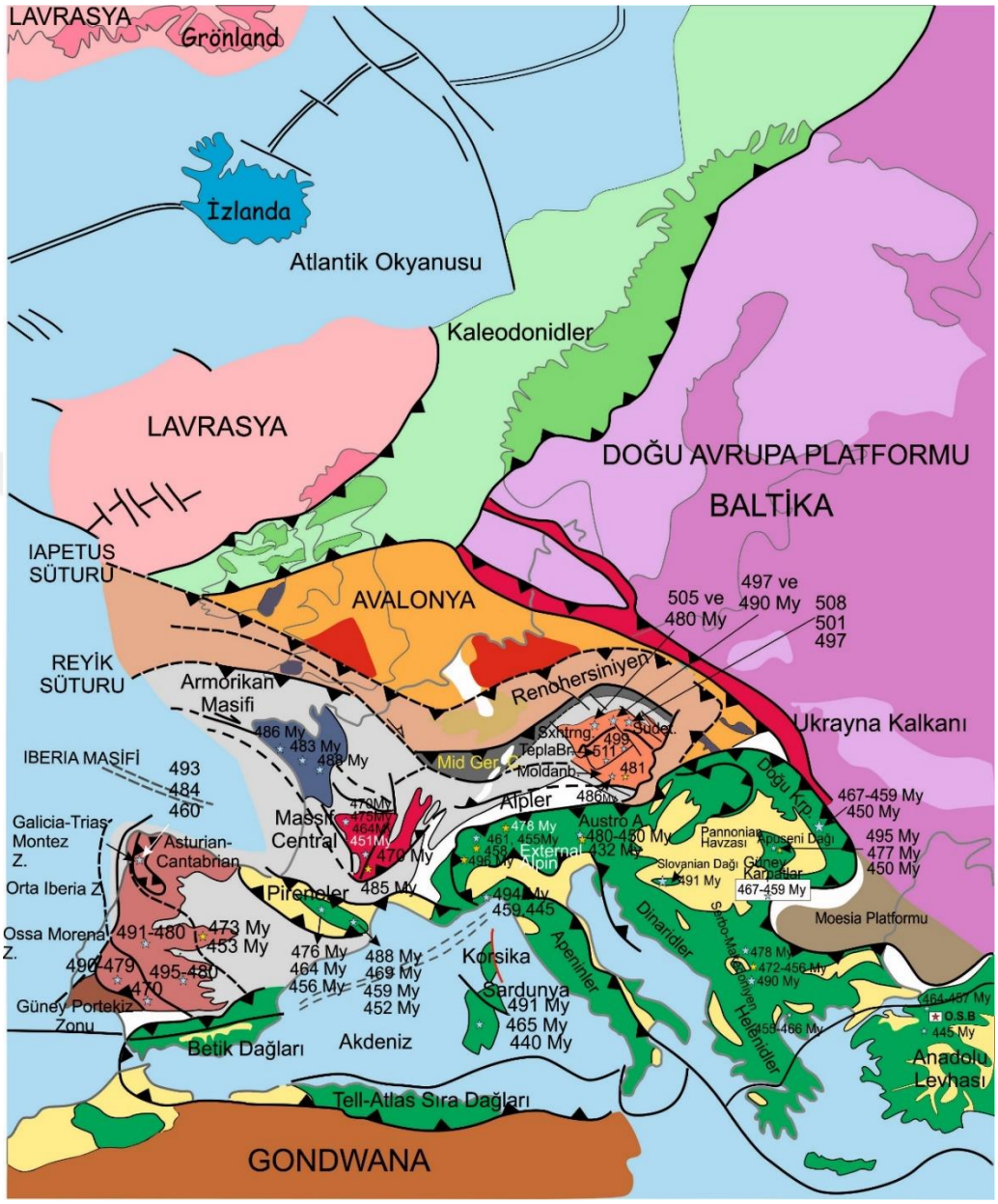
Çayköy Ortognaysları içindeki siyenitik ortognayslar ve bantlı amfibolitler kendisinden daha yaşlı olan granitik gnayslar içinde siller şeklinde bulunurken, Orta-Geç Kambriyen/Alt Tremadosiyen yaşlı granitik gnaysların yan kayaları gözlenmemektedir. Bu dönemdeki magmatizmanın, Alt Paleozoyik'te Gondvana kuzeyini odukça yoğun bir şekilde etkileyen blok faylanmaya bağlı tektonik bir hat boyunca yerleşmiş olabileceği göz önünde tutulmalıdır. Orta Sakarya Kristalen Kompleksi bilhassa Güneydoğu Avrupa Variskan blokları ile oldukça benzer olup, bunların devamı niteliğindedir. Granitik gnaysların sokulum yaptığı olası kabuk parçasına dair bir yaklaşımda bulunulurken bölgesel korelasyonlardan faydalanılacaktır.

Kambro-Ordovisyen yaşlı granitik magmatizmadan kökenlenen kayalar, Batı ve Doğu Avrupa Variskan kuşaklarında yüzlek veren kıtasal bloklarda en sık görülen birimlerin arasındadır. Bu çalışma kapsamında, Variskan kuşaklarında Alt Paleozoyik yaşlı magmatizma yoğun bir literatür çalışması sonucunda derlenmiş ve bir harita üzerinde gösterilmiştir (Şekil 5.3). Variskan kuşaklarındaki Alt Paleozoyik bloklarının detrital zirkon yaş dağılımları ve Sm-Nd kabuksal kalma yaşları Gondvana kuzey kenarı ile oldukça tutarlıdır (Shirdashtzadeh ve diğ., 2020). Bununla birlikte Avrupa Variskan bloklarının hemen hemen tümünde 1-) bimodal volkanik ara katkılar içeren Neoproterozoyik yay ardı/retro yay sedimantasyonu, 2-) aktif kıta kenarı izlerini taşıyan sedimantasyon ve magmatizma, 3-) Üst Neoproterozoyik-Alt Kambriyen yaşlı çarpışma sonrası Geç Kadomiyan granitoidleri, 4-) Kadomiyan sonrası Alt-Orta Kambriyen yaşlı gerilmeye bağlı oluşan lokal havzalar, kesikli ya da kesiksiz istifler şeklinde gözlenmektedir. Bu Variskan öncesi bloklar 650-540My arasında Gondvana kuzey kenarına eklenmiş volkanik yay, ada yayları, yitim yığışım komplekslerinden oluşan Avalonya-Kadomiya orojenik kuşağının evrimine ve Alt Paleozoyikte Avalonya'nın (ve ilişkili blokların) Gondvana kuzey kenarından ayrılmasına bağlı olarak gelişmiştir (Linneman

ve diğ., 2008). Avalonya ve ilişkili mikrokıtaların Gondwana'dan ayrılması, kıta kenarındaki litosferin gerilmesine yol açmış olup, en nihayetinde Reyik okyanus tabanı yayılması ile sonuçlanmıştır. *Variskan kuşaklarında yapılan pek çok çalışmada Kambro-Ordovisyen magmatizmasının kuzey Gondwana'daki bu riftleşme ve astenosferin yükselme süreci ile ilişkili olduğu önerilmektedir* (Bankwitz ve diğ., 1992, Kryza ve diğ., 1995, Kemnitz ve diğ., 2002, Dörr ve diğ., 2004, Balintoni ve diğ., 2009,2010,2013, Diez Montes ve diğ., 2010, Godard ve diğ., 2010, T.Oberc-Dziedzic ve diğ., 2010, Ballevre ve diğ., 2012, Dias de Silva ve diğ., 2014, Fernandez ve diğ., 2014, Orejena ve diğ., 2017, Koglin ve diğ., 2018). Variskan kuşaklarındaki Kambro-Ordovisyen yaşlı magmatik kayaların bol miktarda Ediakaran ya da daha yaşlı kalıntı zirkon fazları içermelerinin yanısıra, bu magmatik kayaların çoğunlukla Geç Ediakaran yay ardı havza istifini ya da Kambriyen sin-rift istiflerini kesmesi, Alt Paleozoyik magmatizmasının Avalonya-Kadomiya yayının tektonik evrimi ile yakından ilişkili olduğunu destekler. Bununla birlikte Alt Paleozoyik yaşlı meta-magmatik kayalarda yapılan pek çok jeokimya çalışmasında bu kayaların izotop değerlerinin Ediakaran yay-ardı havza sedimanları ile benzerlik gösterdiği ortaya koyulmuştur (örn; Martinez ve diğ., 2011). 1-) Kambro-Ordovisyen magmatizmasının sıklıkla bi-modal karakterli kabuksal ve manto kökenli ergiyikleri bir arada içermesi ve 2-) bu birimlerin platform tipi pasif kıta kenarı çökelleri ile örtülmesi, pek çok araştırmacı tarafından riftleşen bir kıta kabuğu ortamından kökenlendiklerini destekleyen veriler olarak görülmüştür.

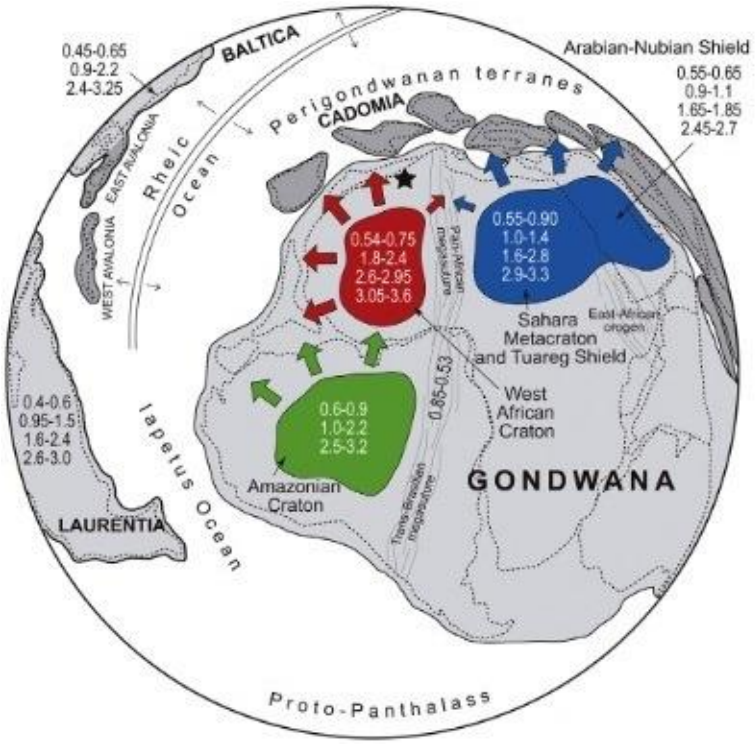
Çalışma alanındaki granitik gnayslar içinde yaygın olarak gözlenen Ediakaran, Kriyojeniyen, Toniyen, Geç Toniyen-Stenian yaşlı relikt (inherited) zirkon kristalleri, bu gnaysların protoliti olabilecek kıtasal kabuk parçasının Arap-Nubiya kalkanı (KD Afrika) kenarı ile ilişkili olabileceğini yansıtmaktadır (Şekil 5.4). *Arap-Nubiya kalkanı ve Sahara meta-kratonundan kökenlenmiş olan Orta ve Doğu Avrupa Variskan/Alpin bloklarındaki Geç Kambriyen ve Ordovisyen magmatizması 1- çoğunlukla Avalonya-Kadomiyan magmatik yayı ile ilişkili oluşmuş Ediakaran-Alt Kambriyen yaşlı yay-ardı havza istiflerini, 2- daha seyrek olarak platform/şelf ortamında çökelmiş Kambro-Ordovisyen yaşlı istifleri kesmektedir*. Örneğin Alt Paleozoyik'te Arap-Nubiya kalkanına yakın olduğu bilinen Variskan Pirene masiflerinde, yaşları Alt Ordovisyen'den Geç Ordovisyen'e kadar değişen meta-magmatik kayaların çoğunlukla Ediakaran yaşlı volkanosedimenter istif içinde ince uzun kütleler şeklinde bulunduğu bilinirken (Castineiras ve diğ., 2008; Casas ve diğ., 2010; Navidad ve diğ., 2010; Martinez ve diğ., 2011), daha nadiren Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen kumtaşı-şeyl istiflerini

(Albera Masifi, Lieasa ve diğ., 2011) sub-volkanik dayklar şeklinde kestiği rapor edilmektedir.




**Şekil 5.3:** Doğu ve Batı Avrupa'daki Variskan bloklarında Kambriyen ve Ordovisyen yaşlı meta-magmatiklerin bulunduğu kesimler (Paquette ve diğ., 1989; Oliver ve diğ., 1993; Kryza ve diğ., 1995; Dörr ve diğ., 1998; Turniak ve diğ., 2000, Kröner ve diğ., 2001; Schaltegger ve diğ., 2003; Kemnitz ve diğ., 2002; Schulz ve diğ., 2004; Teipel ve diğ., 2004; Lange ve diğ., 2005; Linneman ve diğ., 2007; Castineuras ve diğ., 2008; Balintoni ve diğ., 2009; T. Oberc-Dziedzic ve diğ., 2009, 2010; Guillot ve Menot, 2009; Himmerkus ve diğ., 2009; Balintoni ve diğ., 2010; Diez Montes ve diğ., 2010; Navidad ve diğ. 2010; Oggiano ve diğ.,2010; Rubatto ve diğ., 2010; Bussy ve diğ., 2011; Martinez ve diğ., 2011; Ballevre ve diğ., 2012; El Korh ve diğ., 2012; Gaggero ve diğ., 2012; Balintoni ve diğ., 2013; Balintoni ve Balica, 2013; Balintoni ve diğ., 2014; Dias de Dilva ve diğ., 2014; Fernandez ve diğ., 2014, Bonev ve diğ., 2013; Villaseca ve diğ., 2015; Azor ve diğ., 2016, Lotout ve diğ., 2017; Koglin ve diğ., 2018; Maino ve diğ., 2018; Mandl ve diğ, 2018; Melleton ve diğ., 2017; Navidad ve diğ., 2018; Tasaryova ve diğ., 2018; Abbo ve diğ., 2020; Byron Solís-Alulima ve diğ., 2020).

Prekambriyen ve Alt Paleozoyikte Sahara meta-kratonunun kuzeyinde konumlandırılan Sardunya mikrokıtasındaki Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen magmatizması ise Kambro-Ordovisyen çökel istifi ile ilişkilidir (Gaggero ve diğ., 2012). Kambro-Ordovisyen magmatizması, Sardunya'daki bazı nap paketlerinde, kıta şelfinden derin denizel istife geçiş gösteren Kambro-Ordovisyen istifinin temelinde gözlenirken, bazı paketlerde çökellerin üst seviyelerinde bunlarla ardalanımlı olarak başlar ve en nihayetinde kırıntılıların üzerini örter (Gaggero ve diğ., 2012). Alt Paleozoyik'te Sahara meta-kratonu yakınında olduğu önerilen Serbo-Makedoniyen Masifi'nin Sırbistan-Makedonya kesiminde, Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen yaşlı lökokratik granitoidlerin farklı tektonostratigrafik dilimlerde intrusif ilişki gösterdiği birimler 1- Geç Kadomiyan granitleri, 2- Ediakaran yay-ardı havza sedimanları 3- Geç Kambriyen yaşlı kırıntılı kayalardır (Antic ve diğ., 2016). Masifin Yunanistan kesiminde, yaygın olarak Toniyen yaşlı detrital zirkonlar içeren granatlı mika-şistlerin (Vertiskos bloğu) Orta-Geç Kambriyen yaşlı granitik temelden zirkon aldığı ve Orta-Geç Ordovisyen yaşlı gözlü gnayslar ile kesildiği bilinmektedir (Meinhold ve diğ., 2010). Alt Ordovisyen döneminde Arap-Nubiya kalkanı kuzeyinde konumlandırılan Austro-Alpin Zonundaki Alt-Orta Ordovisyen meta-granitoidleri, farklı nap paketleri içinde bulunan Ediakaran, Üst Ediakaran-Alt Kambriyen ve Kambro-Ordovisyen yaşlı meta-sedimenter kayaları kesmektedir (Schulz ve diğ., 2004).



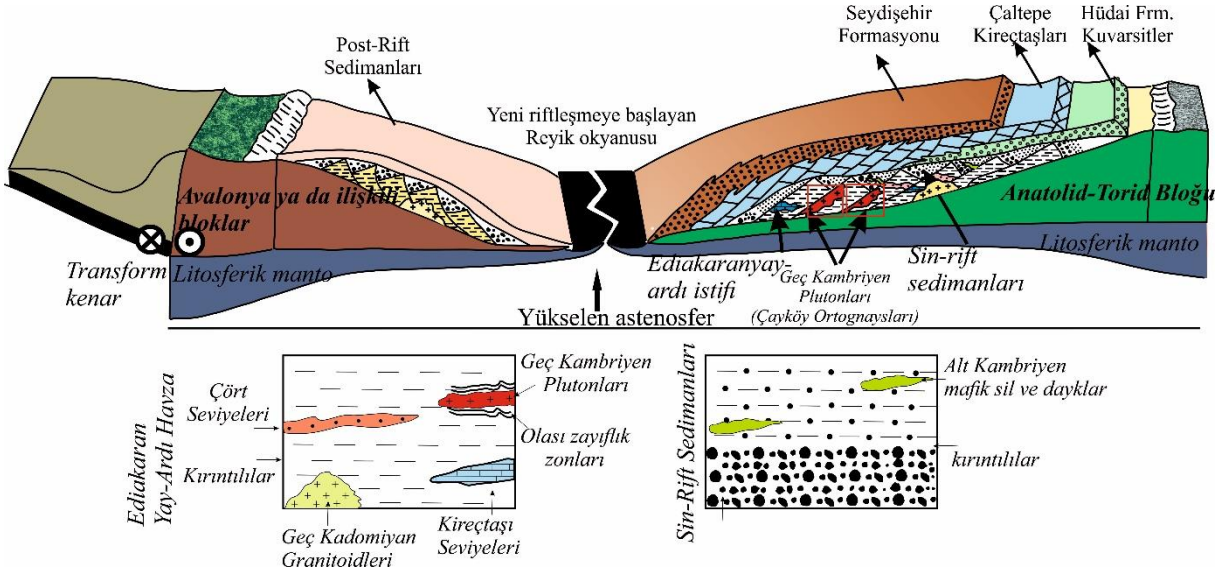

**Şekil 5.4:** Gondwana kuzey kenarında detrital zirkon dağılımları (Accotto ve diğ., 2021).

Bu bağlamda diğer KD Gondvana blokları ile kabuksal ölçekte bir korelasyon yapılacak olursa çalışma alanındaki Orta-Geç Kambriyen/Alt Tremadosiyen yaşlı granitik plutonların ilksel olarak sokulduğu olası kaya topluluğunun, Geç Neoproterozoyik/Alt Paleozoyikte Arap-Nubiya kalkanı kuzeyinde olduğu öngörülen Anatolid-Torid bloğunda olması olasılık dahilindedir. Anatolid-Torid bloğu Orta Sakarya Bölgesi'nden Mesozoyik yaşlı kenet kuşağı ile ayrılmaktadır. Dolayısıyla Orta Sakarya Kristalin Kompleksin'deki en yaşlı kayalar olan granitik gnaysların Anatolid-Torid bloğunda (Gondvana'da) yerleşme potansiyeli olan birimler şunlar olmalıdır: ***1-)*** *Bitlis Masifinde bi-modal magmatizmanın eşlik ettiği Ediakaran (627-572 My) metasedimanları ve bunları kesen Ediakaran (572±5 My) ila Üst Ediakaran-Alt Kambriyen yaşlı granitoidler (546-532 My)* (Ustaömer ve diğ., 2009). Bitlis Masifinde tanımlanmış bir Alt Paleozoyik örtüsü bilinmemekte olup fosil yaşlandırmasına dayanarak tarihlendirilen en yaşlı örtü birimi Orta-Devoniyendir. ***2-)*** *Karacahisar güneyinde (Konya) Geç Neoproterozoyik (544 My) magmatikleri ile kesilen Neoproterozoyik sedimanlar (Sarıçiçek Şistleri) ve bunları üzerleyen Kambro-Ordovisyen yaşlı kumtaşı-şeyl-kuvarsit istifi (Kocaosman Formasyonu)* (Abbo ve diğ., 2015)**.** Ancak Kambro-Ordovisyen kırıntılı istifin Orta-Geç Kambriyen yaşlı magmatik bir temelden zirkon aldığı bilinmekte olup Mesozoyik sedimanları ile örtülmektedir. ***3-)*** *Batı Toridlerin Konya ve Antalya bölgesinde yüzeyleyen Orta Kambriyen Çal Tepe Formasyonu ve bunu kalın bir paket halinde üzerleyen Kambro-Ordovisyen yaşlı platformal kumtaşı-şeyl ardalanması* (Dean, 1972). **4-)** *Kütahya-Bolkardağ kuşağının Afyon Temel Kompleksindeki meta-sedimanlar ve bunları kesen Geç Kadomiyan (542 My) granitoidleri* (Gürsu ve Göncüoğlu, 2008). ***5-)*** *Afyon GB'sında yüzeyleyen ve Geyikdağ Birimi'nin temeli olarak değerlendirilen Sandıklı Temel Kompleksi ile bunu üzerleyen Alt Paleozoyik sedimanları:* Sandıklı Temel Kompleksi yay ardı havza ortamında oluşan ve felsik tüf ara katkıları içeren Geç Neoproterozoyik sedimenter kayalar ve bunları kesen Geç Kadomiyan meta-riyolit (541±10 My) ve meta-kuvars porfirlerden (543±7 My) oluşur. Bu temel kompleksi Alt Kambriyen yaşlı sin-rift çökelleri tarafından üzerlenir. Sin-rift çökelleri en altta bazal konglomera ve fluviyal kumtaşları ile başlar ve üste doğru sığ denizel silisiklastik kırıntılı istife geçer. Sin-rift çökelleri içinde spilitik lavlar ve doleritik dayklar bulunmaktadır. Bu mafik dayklardan Alt Kambriyen (530-544 My) magmatizma yaşı elde edilmiştir. Sin-rift çökelleri üste doğru delta ve plaj sedimanları ile Orta Kambriyen Çaltepe Formasyonu kireçtaşlarına geçiş göstermektedir. Çaltepe Formasyonu'nun üzerine Kambro-Ordovisyen yaşlı kumtaşı-şeyl ardalanmasından oluşan Seydişehir Formasyonu gelmektedir. Gürsu ve diğ. (2005) Alt-Kambriyen sin-rift çökelleri içindeki Alt Kambriyen mafik

dayklarının, Avalonya ve ilişkili blokların Gondwana kuzey kenarından ayrılması ile sonuçlanan riftleşmenin (Anatolid-Torid kuşağındaki) ilk seviyelerini temsil ettiğini önermektedir. **6-)** *Menderes Masifi'nin Çine Alt masifinde, Kadomiyan orojenezi ile ilişkili bir yay-ardı havzada çökeldiği öngörülen Neoproterozoyik meta-sedimenter birimler ve bunları kesen Üst Neoproterozoyik yaşlı I tipi geç Kadomiyan granitoidleri (Gürsu, 2016).* Ancak Menderes Masifi'nin Kadomiyan Orojenezinden kökenlendiğine dair bir fikir birliği yoktur. Yapılan bazı çalışmalar, aynı granitoidlerin Mozambik Okyanusunun kapanmasını takip eden dönemde doğu ve batı Gondwana'nın çarpışmasına bağlı olarak geliştiğini ileri sürmektedir (Candan ve diğ., 2001, Koralay ve diğ., 2012).

Çalışma alanındaki granitik gnaysların, Gondwana kuzey kenarındaki riftleşme esnasında eklenmiş olabileceği en olası potansiyel alan Sandıklı Temel Kompleksi'dir. Çünkü Geç Kadomiyan fazından aktif riftleşme fazına geçişin korunmuş istifi Sandıklı Temel Kompleksi'nde gözlenmektedir. Diğer bir ifade ile mevcut olası bloklar içinde Alt Paleozoyik aktif rift/gerilme fazı bir tek Sandıklı Temel Kompleksi için rapor edilmiştir (Gürsu ve Göncüoğlu, 2005). Alt Paleozoyik aktif rift fazına dair korunmuş istif, Neoproterozoyik kayaları uyumsuz olarak üzerleyen Alt Kambriyen sin-rift sedimenter birimleri ve bunlarla ilişkili spilitik bazalt ve Alt Kambriyen dolerit dayklarıdır. Bununla birlikte, Anatolid-Torid kuşağının Alpin orojenezi sırasında orijinal yapısını kaybedip birçok nap paketine ayrıldığı göz önüne alındığında Sandıklı Temel Kompleksindeki sin-rift çökellerinin devamının diğer bloklarda aşınmaya ya da naplaşmaya bağlı olarak korunamamış olabileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Linneman ve diğ. (2007), Alt-Orta Kambriyen rift havzalarının Geç Kadomiyan granitoidlerinin oluşumunu takip eden dönemde Gondwana kuzey kenarının aktif kıta kenarından transform kenar ortamına evrilmesini takiben oluştuğunu önermektedir. Kabuğun incelmesi ve gerilmesine bağlı olarak oluşan bu havzaları transform kıta kenarını kesen büyük ölçekli fayların kontrol ettiği bilinmektedir (Linneman ve diğ., 2007). Özetle, mevcut stratigrafik ve analitik veriler Anatolid-Torid bloğunda kabuksal gerilmenin en fazla ilerlediği kesimlerin Sandıklı Temel Kompleksi içinde olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla, nispeten daha genç rift zonlarının eski süreksizlik ve rift zonlarını takip etmeye eğilimli oldukları da göz önünde alındığında, çalışma alanındaki Orta-Geç Kambriyen/Alt Ordovisyen granitik rift magmatizmasının, Sandıklı Temel Kompleksindeki Alt Kambriyen sin-rift çökelleri ya da daha yaşlı birimler içine yerleşmiş olma olasılığı bu çalışmada göz önünde tutulmaktadır (Şekil 5.5). Ancak Gondvana kuzey kenarı Alt Paleozoyik döneminde çok

yoğun gerilme ve normal faylanmaya maruz kaldığından, çalışma alanındaki söz konusu granitik magmatizmanın faylanmaya bağlı açık zonlara sokulmuş olma ihtimali göz önünde bulundurulmalıdır. Çalışma alanı, Sandıklı Temel Kompleksinin yaklaşık 200 km kuzeydoğusunda kalmakta ve daha genç okyanusal sütur birimleri ile bu kompleksten ayrılmaktadır. Sandıklı Temel Kompleksi'ndeki Alt Kambriyen yaşlı sin-rift havzasını alttan üste doğru, plaj çökelleri, Orta Kambriyen Çaltepe Kireçtaşları ve Kambro-Ordovisyen Seydişehir Formasyonu üzerlemektedir. Havzayı üzerleyen bu çökellerde, çökelme esnasında süregelen aktif rift ilişkili bir yapı ya da sin-sedimenter magmatizmanın varlığı mevcut bilgi birikiminde ortaya koyulmamıştır.



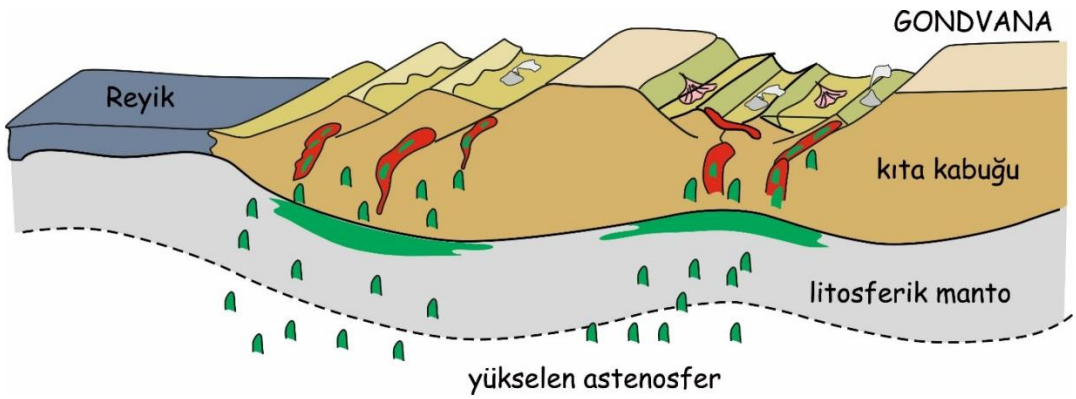

**Şekil 5.5:** Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen döneminde Çayköy Ortognayslarına ait peralumin ortognaysların olası tektonik ortamı.

Ustaömer ve diğ. (2012), Orta Sakarya Kristalin Kompleksine dahil olan ve çalışma alanının yaklaşık 15 km kuzeybatısında bulunan sillimanitli psammo-pelitik şistlerden yaptıkları detrital zirkon çalışması sonucunda, bu birimleri KD Afrika kenarında yaygın bir şekilde bulunan şelf ortamında çökelmiş Kambro-Ordovisyen kumtaşları ile deneştirmiştir. Dolayısıyla bu çalışmada Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi olarak adlandırılan meta-psamopelitik istif, Anatolid-Torid bloğundaki Kambro-Ordovisyen yaşlı şelf çökellerini temsil eden Seydişehir Formasyonu'nun metamorfik eşleniği olmalıdır. Çalışma alanındaki granitik gnayslar Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist dilimi ile intrusif ilişki göstermemektedir. Dolayısıyla granitik gnaysların Anatolid-Torid bloğundaki Alt Kambriyen ya da Ediakaran meta-volkanosedimenter istiflerini kesmiş olma ihtimalleri daha fazladır.

Bununla birlikte Ustaömer ve diğ. (2012)'nin belirttiği detrital zirkon popülasyonu, KD Afrika kökenli Variskan/Alpin bloklarındaki metamorfizmaya uğramış pasif kenar çökellerinden yapılan detrital zirkon yaşları ile oldukça uyumludur (örn; *Austro Alpin bloğu*: Thurntaler Fillit Grubu ve Val Visdende Formasyonu-Siegesmund ve diğ., 2012, 2018; *Pirene bloğu*: Jujols Formasyonu-Margalef ve diğ., 2016; Casas ve diğ., 2019; *Romanya Karpatları*: Fagaraş Bloğu, Rebra Bloğu, Baia de Arieş bloğu-Balintoni ve diğ., 2010,2011,2013). Yapılan çalışmalar bu pasif kıta kenarı çökellerinin nadiren Kambro-Ordovisyen yaşlı detrital zirkon içeriğine sahip olduklarını (tüm spektrum içinde bir ya da iki tane/ya da hiç) ve yine seyrek olarak sin-rift ilişkili magmatizmadan etkilendiğini ortaya koymaktadır.

- **Tektonik Model**

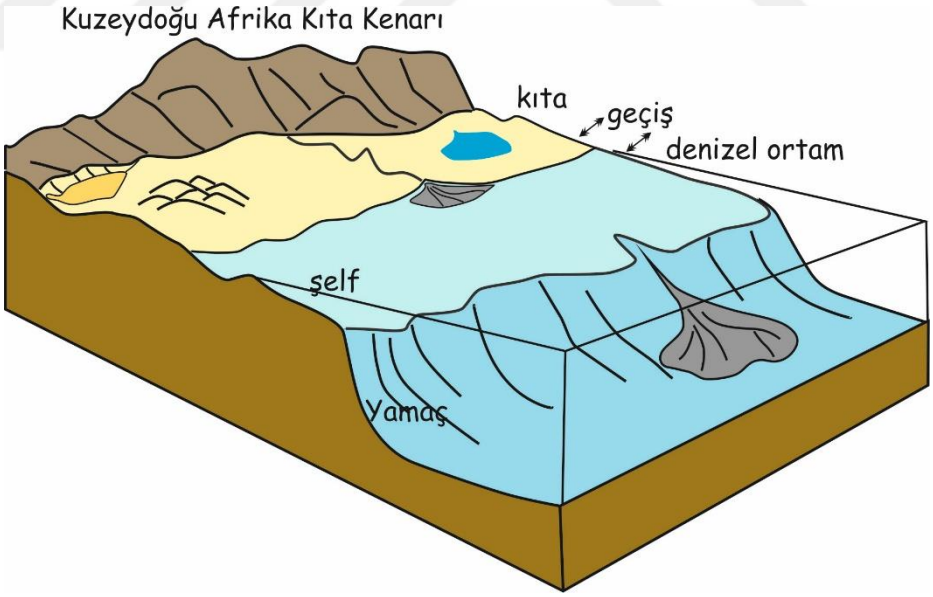
Özetle, Orta Sakarya Gnays Dilimindeki ortognays birimlerinden yapılan saha çalışmaları ile jeokronoloji ve jeokimya analizleri bu kayaların Alt Paleozoyik döneminde Gondvana kuzey kenarını etkileyen riftleşme sonucu oluştuğunu göstermektedir (Şekil 5.5-5.6). Kıtasal ölçekli oluşan bu rift tektoniğinin oluşturduğu en eski kayalar granitik ortognayslardır. Gondvana kuzey kenarının Alt Paleozoyik döneminde yoğun olarak litosfer incelmesi, blok faylanma, aşınma ve erozyona maruz kaldığı bilinmektedir. Çalışma alanındaki Floian yaşlı siyenitik ve bazik magmanın kabuğa sokulum yaptığı dönem, muhtemelen bu proseslerin en şiddetli görüldüğü evredir (Şekil 5.6). Orta-Geç Kambriyen/Tremadosiyen yaşlı peralumin granitler ise muhtemelen astenosfer yükselmesine bağlı jeotermal gradyan artışının kabukta yarattığı kısmi ergime sonucu kristalleşmişlerdir (Şekil 5.5). Nitekim Orta Sakarya Gnays Diliminde manto kökenli Alt Ordovisyen bazik magmatizmanın ve anorojenik yarı derinlik kayalarının granitik plutonları kesmesi, bu dönemde litosferin oldukça inceldiğini göstermektedir.




**Şekil 5.6:** Çayköy Ortognaysları içindeki siyenitik gnays ve bantlı amfibolitlerin Floian dönemindeki tektonik ortamı.

### 5.1.2 Kambro-Ordovisyen Pasif Kenar Çökelleri

Önceki bölümde değinildiği üzere, Ustaömer ve diğ. (2012) çalışma alanındaki biyotit-muskovit-granat-sillimanit şistlerin eşleniği olan ve çalışma alanının 15 km KB'sında yüzlek veren birimlerden detrital zirkon yaş tayini yapmıştır. Yaş tayini yapılan şistoz birim ile çalışma alanı arasındaki bölgeyi Üst Eosen ve Alt Miyosen yaşlı sedimanlar örtmektedir. Meta-sedimenter birimdeki detrital zirkon yaşlarının 550-750 My ve 950-1050 My konaklarında yoğunlaştığı ve daha az miktarda ~800 My, ~1850 My, ~2 Myr, ~2738 My yaşlı zirkonların bulunduğu bildirilmektedir. Ustaömer ve diğ. (2012), çalışma alanında devam eden bu şistlerin, Gondvana kuzeydoğusundaki şelf ortamlarında çökelmiş olan Kambro-Ordovisyen kumtaşları ile deneştirilebileceğini önermektedir. Dolayısıyla, Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin Gondvana kenarındaki Kambro-Ordovisyen pasif kenar çökellerini temsil ettiği düşünülebilir (Şekil 5.7). Daha önce de değinildiği üzere, çalışma alanının güneyindeki Anatolid-Torid bloğunda Kambro-Ordovisyen pasif kenar çökelleri Seydişehir Formasyonu ile temsil edilmektedir. Seydişehir Formasyonu'nun duraysız ve derinleşen bir şelf ortamında çökeldiği önerilmektedir (Özgül, 1997).




**Şekil 5.7**: Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin metamorfizma öncesi olası çökelme ortamı.

Gondvana kuzeydoğusunda çökelmiş Kambro-Ordovisyen yaşlı pasif kenar sedimanlarından türeyen meta-kırıntılı fillat ve/ve ya mika şistlere, Sahara meta-kratonu ve Arap-Nubiya kalkanı kenarından riftleşmiş olan Variskan/Alpin masiflerinde oldukça sık rastlanmaktadır. Bu masifler Senozoyik tektonizması sonucu birçok tektonik dilime ayrıldığından ilksel

stratigrafik özelliklerin pek çok kesimde gözlenemediği sıkça rapor edilmiştir. Örneğin KD Afrika kökenli Romanya Karpatlarında, Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen yaşlı bimodal meta-magmatiklerden oluşan Biharia bloğu, Gondvana kuzey doğusundaki pasif kıta kenarı çökellerinden kökenlenmiş olan Baia de Arieş bloğu ile tektonik ilişkili olarak bulunur (Balintoni ve diğ., 2009, 2010, 2011, 2014a, 2014b). Baia de Arieş bloğundaki meta-kırıntılıların detrital zirkon yaş konakları Orta Sakarya Kristalin kompleksindeki granatlı sillimanitli şistlerin detrital zirkonları ile oldukça benzeridir (Baia de Arieş: 550-700 My; 1.0-1.05 Myr; 1.7-2.2 Myr; 2.5-2.7 Myr). Bununla birlikte benzer şekilde Doğu ve Güney Karpatlarda, Kadomiyan yayının riftleşmesi ile ilişkilendirilen ve Alt Paleozoyik volkano-sedimenter birimlerden oluşan bloklar, pasif kıta kenarı çökellerinden kökenlenmiş olan Rebra Bloğu ve Fagaraş blokları ile tektonik ilişkilidir (Balintoni ve diğ., 2009, 2010, 2011, 2014a, 2014b). Rebra bloğundaki meta-kırıntılıların detrital zirkon yaş konaklarının 620-680 My; 803-993 My, 1014-1189 My, 1785-2411 My aralıklarında, Fagaraş bloğundaki meta-kırıntılıların detrital zirkon yaş konaklarının ise 550-900 My, 900-1050 My, 2.4-2.6 Myr, 1.8-2.0 Myr, 2.7-2.9 Myr, ~3 Myr aralıklarında olduğu rapor edilmiştir (Balintoni ve diğ., 2009, 2010, 2011, 2014a, 2014b). Austro-Alpin bölgesinde ise Alt Ordovisyen ila Geç Ordovisyen yaşlı magmatikler tarafından kesilen Ediakaran volkao-sedimenter istifleri ile Thurntaler Fillat Grubu (pasif kenar sedimanları) tektonik olarak bir araya gelmiştir (Schulz ve diğ., 2004). Thurntaler Fillat Grubu'nun detrital zirkon yaş konakları 551±26 My-800/850 My, 1.0-1.05 Myr, 1.6-2.3 Myr, 2.8-3 Myr aralığındadır. Thurntaler Fillat Grubu'nun detrital yaş konakları Siegesmund ve diğ. (2018) tarafından Libya ve Ürdün arasındaki Kambro-Ordovisyen yaşlı platform tipi sedimanlara benzetilmiştir.

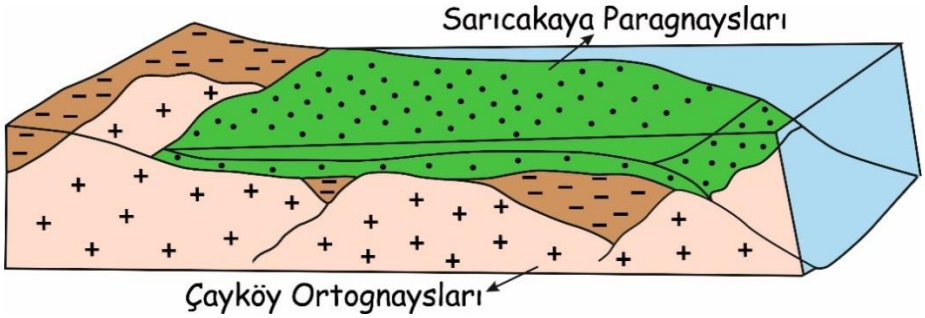
Dolayısıyla, Ordovisyen yaşların sıkça kaydedildiği Orta Sakarya Gnays Dilimi ile Kambro-Ordovisyen kırıntılıların eşleniği olan sillimanitli şist biriminin tektonik ilişkili olarak bulunması, Arap-Nubiya kalkanı kenarından kökenlenen diğer Variskan/Alpin masifleri ile benzerlik göstermektedir. Bu Variskan masifleri içinde Kambro-Ordovisyen yaşlı meta-kırıntılıların ilksel stratigrafik özellikleri Pirene masifleri ve Sardunya mikro kıtasında korunmuştur. Örneğin, Pirene Masiflerinde Alt Ordovisyen ve Üst Ordovisyen yaşlı meta-magmatik gnayslar tarafından kesilen Ediakaran volkanosedimenter birimler Kambro-Ordovisyen yaşlı Jujols Grubu kumtaşı-şeyl ardalanması tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Jujols Grubu sedimanlarının detrital zirkon yaş konakları 549-995 My, 1030-1071 My, 1833-2483 My aralığındadır.

Özetle, yukarda anlatılan Romanya Karpatlarındaki Baia de Arieş, Rebra ve Fagaraş bloklarındaki meta-sedimanlar, Austro Alpin zonundaki Thurntaler Fillat Grubu ve Pirenelerdeki Jujols Grubu sedimanları Arap-Nubiya kalkanı kuzeyinden kökenlenmişlerdir. Bu birimlerin detrital zirkon yaş konakları Orta Sakarya Bölgesindeki kontak şistlerin detrital zirkon yaşlarına oldukça benzerdir. Ayrıca tüm kuşak boyunca yapılan çalışmalara bakıldığında Orta Sakarya Kristalin Kompleksi de dahil olmak üzere pasif kıta kenarı çökellerinin Alt Paleozoyik rift magmatikleri ile ilişkili bloklarla çoğunlukla tektonik dokanakta olduğu görülmektedir.

Bununla birlikte Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'ndeki psamo-pelitik şistler de dahil olmak üzere Kambro-Ordovisyen kumtaşlarından türediği düşünülen bu meta-kırıntılı kayalarda Ordovisyen yaşlı zirkonların oldukça nadir (ya da hiç) gözlenmesi, sedimantasyonun ağırlıklı olarak rift ortamından nispeten uzakta ve iç kesimlerde süregeldiğini göstermektedir. Diğer bir alternatif ise Kambro-Ordovisyen aktif rift tektoniğinin nispeten derin yerleşimli olması ve sığ koşullarda yaygın olarak sin-rift çökelleri meydana getirememiş olmasıdır.

### 5.1.3 Geç Ordovisyen/Silüriyen-Devoniyen (?) Transgresif Örtü (Sarıcakaya Paragnaysları)

Saha çalışmaları esnasında kendi içindeki stratigrafik özellikleri detaylı olarak incelenen Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin, temel-örtü türü bir stratigrafiye sahip olduğu belirlenmiştir. Buna göre, Sarıcakaya Paragnaysları, gnays diliminin temelinde bulunan Çayköy Ortognaysları'nın örtü birimi niteliğindedir (Şekil 5.8). Dolayısıyla metamorfizma öncesindeki orijinal dokanak bir aşınma yüzeyine karşılık gelmektedir. Bu bölümde iki birim arasındaki uyumsuzluğun kanıtlarına yer verilecek ve sonrasında bu uyumsuzluğa neden olan bölgesel ölçekli olaylara dair bir yaklaşımda bulunulacaktır.

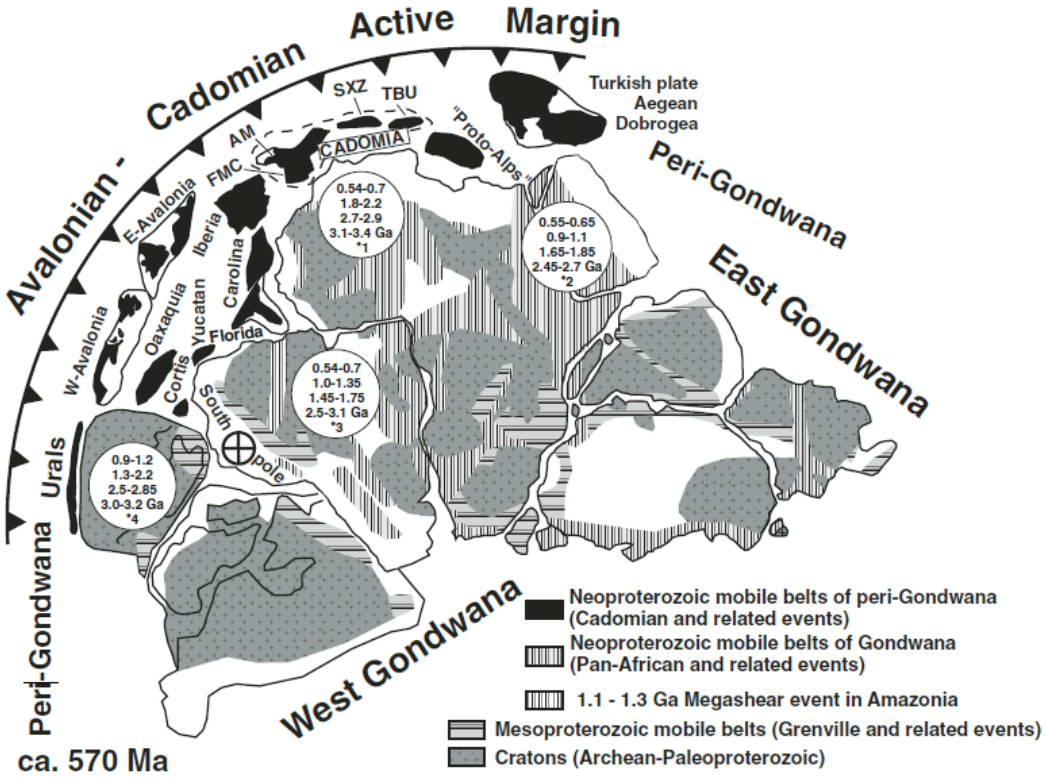



**Şekil 5.8**: Metamorfizma öncesinde Çayköy Ortognaysları ve Sarıcakaya Paragnaysları'nın ilksel stratigrafik ilişkisini gösteren şematik model.

Kuvarsit, kuvars-şist, iki mikalı psammitik paragnays ve meta-konglomeradan oluşan Sarıcakaya Paragnays istifindeki tüm litolojiler yanal ve düşey yönde birbirleri ile geçişlidir. Deformasyon şiddetinin nispeten daha az olduğu kesimlerde meta-konglomera biriminin yer yer diğer litolojiler arasında (örn; kuvars-şist) kamalanmış cepler oluşturduğu gözlenir. Kuvars-şist ve psammitik paragnays istifleri içinde sıklıkla izole granit çakıllarına rastlanmaktadır. Bu çalışmada, istif içinde sıklıkla gözlenen izole çakılların metamorfizma öncesi moloz akıntılarının bir sonucu olabileceği düşünülmektedir. Bununla birlikte, özellikle kuvars-şistlerden konglomeratik gnayslara geçiş zonlarında granit çakılları kuvarsça baskın foliasyon düzlemleri içinde saçınmış bir şekilde gözlenir. Dokanak zonundan uzaktaki konglomera merceklerinin kötü boylanmalı, gelişigüzel dağılmış ve birbirleri ile temas halinde olan çakıllardan oluştuğu gözlenir. Bu mercekler olasılıkla metamorfizma öncesi gelişmiş moloz akıntılarının bir sonucu olmalıdır.

Kuvarsit düzeylerinin içindeki granitoid çakıllarının ince kesit ve jeokimya analizleri temeldeki granitik plutonlardan kökenlendiklerini göstermektedir. Bu çakılların major oksit/ iz element içerikleri ile iz element örümcek diagramları Çayköy granitik ortognaysları ile büyük ölçüde aynıdır. Bununla birlikte çakıl içeren kuvars şist düzeyinden yapılan detrital zirkon analizleri, alttaki ortognays biriminin paragnays istifine zirkon sağladını göstermektedir. Dolayısıyla stratigrafik, litolojik ve analitik veriler, Çayköy Ortognayslar'ı ve Sarıcakaya Paragnaysları'nın metamorfizma öncesinde birbirinden uyumsuzluk düzlemi ile ayrılan iki birimi temsil ettiğine işaret etmektedir. Bununla birlikte eski uyumsuzluk düzlemleri metamorfizma esnasında foliasyon düzlemlerine koşut hale gelmiştir. Sarıcakaya Paragnays istifinde granit çakılları içeren kuvars-şist düzeylerinden elde edilen en genç zirkon 444±3 My (%96 konkordan) yaşlıdır. Birimin Ar-Ar metodu ile elde edilmiş 336 My metamorfizma yaşı da göz önüne alındığında Sarıcakaya Paragnaysları'nın çökelim yaşı 444 My ila 336 My aralığında herhangi bir dönemde olabilir. Ancak Çayköy Ortognayslar'ındaki Devoniyen yaşlı metamorfik zirkonların varlığı çökelim aralığını 444-401 My aralığına kadar da sınırlayabilir. Kuvars şist örneğindeki detrital zirkonların 4 tanesi Alt Kambriyen (527-537 My), 24 tanesi Üst Kambriyen (487-507 My), 47 tanesi Alt Ordovisyen (471-485 My), 15 tanesi Orta Ordovisyen (459-469 My), 3 tanesi Üst Ordovisyen (444-451 My), 8 tanesi Ediakaran (553-631 My), 3 tanesi Kriyojeniyen (665-679 My), 5 tanesi Toniyen (744-865 My), 4 tanesi Geç Mezoproterozoyik (1010-1269 My), 1 tanesi Paleoproterozoyik (2146 My),

1 tanesi de Neo-Arkean (2552 My) yaşlar vermiştir. Bu popülasyona bakıldığında istifi besleyen ana kaynak kayaların Geç Kambriyen ila Alt Ordovisyen arasında kristalleşme yaşı veren Çayköy Ortognaysları olduğu görülmektedir. Ediakaran yaşlı zirkonlar Kadomiyan yay granitleri ya da Pan-Afrikan orojenik kuşağından kaynaklanmış olmalıdır. Kriyojeniyen ve Geç Mezoproterozoyik yaşlı zirkonlar Avalonya ve KD Afrika kenarındaki bloklarda yaygın olarak görülmekte iken, Toniyen yaşlı zirkonlar sadece KD Afrika kökenli bloklarda gözlenir (Şekil 5.9). Ancak gerek detrital zirkon popülasyonunda gerekse ortognayslar içindeki kalık (relikt) zirkon fazlarında Alt Mezoproterozoyik yaşlı zirkonlar olmaması Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Avalonya kenarından kökenlenmiş bir blok olmadığına işaret etmektedir. Dolayısıyla Sarıcakaya Paragnaysları'nın detrital zirkon popülasyonundaki (ve Çayköy Ortognayslarındaki restitik zirkonlardaki) Kriyojeniyen, Toniyen ve Geç Mezoproterozoyik (Steniyen) yaşlı zirkonlar paragnays dilimine ait sedimentlerin KD Afrika kenarından beslendiğine işaret etmektedir. Alt Paleozoyik döneminde Gondvana kuzeydoğusundan riftleşen kıtasal alanlar *Minoan Tipi Blok* (Zulauf ve diğ., 2007) ya da *Karpat Tipi Blok* (Ballintoni ve diğ., 2009, 2011, 2013) olarak adlandırılmaktadır.

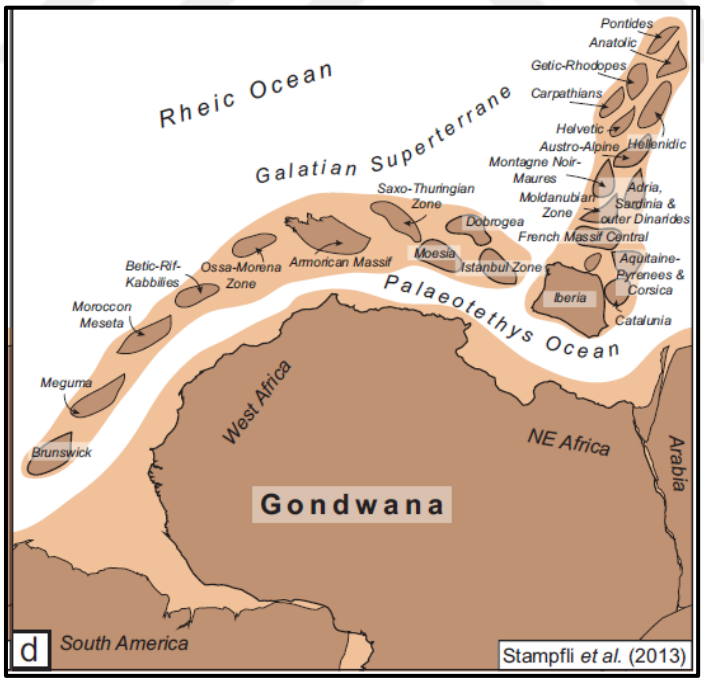



**Şekil 5.9:** Gondwana kuzey kenarında Türkiye levhasının konumu ve kuşak boyunca detrital zirkonların dağılımı (Linneman, 2007).

- **Paragnaysların Oluşum Ortamı ve Tektonik Model**

Bu bölümde Sarıcakaya Paragnaysları'na ait protolit sedimenter kayaların orijinal alt dokanağını temsil eden aşınma yüzeyi ya da diskordansın olası nedenleri ile diskordansın hangi tektonik ortamda oluşmuş olabileceğine dair, bölgesel ölçekli korelasyondan faydalanılarak, bir yaklaşımda bulunulacaktır. Yukarıdaki bölümde anlatıldığı gibi Sarıcakaya Paragnaysları'nın protolit sedimenter kayaları olasılıkla Geç Ordovisyen ila Alt Devoniyen (~ 400 My) aralığındaki herhangi bir dönemde KD Gondvana kenarında çökelmiş olduğundan, bölgesel korelasyon yapılırken bu zaman aralığında özellikle Anatolitler ve Anatolitler'i çevreleyen KD Afrika kökenli blokları etkileyen jeolojik süreçler baz alınacaktır.

Geç Kambriyen-Alt Ordovisyen rift magmatizmasının oluşumunu takip eden dönemde, Gondvana kuzeydoğusundan (Arap-Nubiya kalkanı ve Sahara meta kratonu kenarı gibi) kökenlenmiş olan Variskan/Alpin bloklarının (Şekil 5.10) Alt Paleozoyik evrimleri, Batı Afrika Kratonu'ndan kökenlenmiş bloklarınkinden farklılık göstermektedir (Schulz ve diğ., 2004, Gaggero ve diğ., 2012, Balintoni ve diğ., 2009,2010,2013; Antic ve diğ., 2016).




**Şekil 5.10**: Gondwana kuzeybatı ve kuzeydoğusundan kökenlenmiş olan blokların dağılımı (Stampfli ve diğ., 2013; Stephan ve diğ., 2018).

Arap Nubiya Kalkanı ve Sahara Meta-Kratonundan kökenlenmiş olan Variskan/Alpin masiflerinde geç Alt Ordovisyen ila Orta-Geç Ordovisyen aralığında süregelen bir yitim ve sıkışma tektoniğine bağlı olarak oluşmuş kaya birimleri pek çok çalışmada ortaya

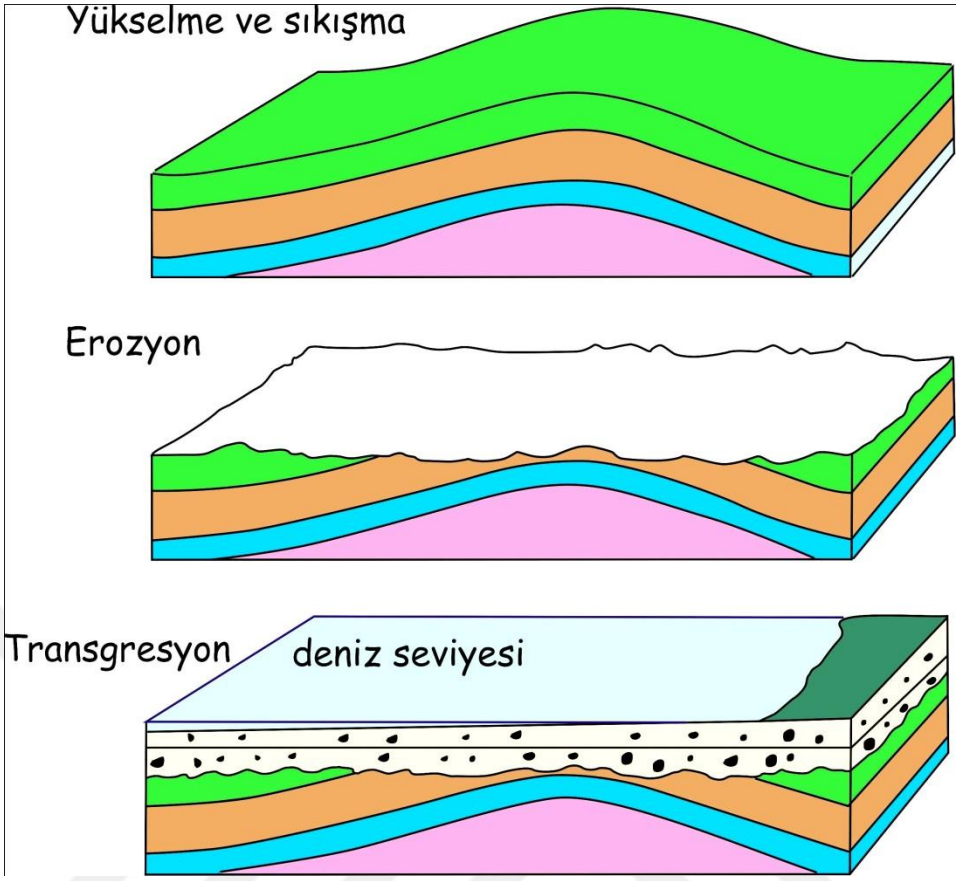
koyulmuştur (Schulz ve diğ., 2004; Gaggero ve diğ., 2012; Balintoni ve diğ., 2009,2010,2013; Antic ve diğ., 2016). Batı Afrika kökenli Kadomiyen bloklarının daha doğu kesimlerinden kökenlenmiş bu kıtasal alanlar Minoan bloğu (Zulauf ve diğ., 2007) ya da Karpat tipi bloklar (Balintoni ve diğ., 2009, 2011, 2013) olarak adlandırılmaktadır. Minoan ve Karpat blokları kuzeyinde Prototetis Okyanusu'nun Alt Ordovisyen'den sonra yitime devam etmesi, embriyonik Reyik okyanus tabanının da tüketilmesine neden olmuştur. Bu kısa süreli Orta Ordovisyen kordillerasına ait kalıntılar çoğunlukla Variskan ve Alpin tektoniği esnasında karmaşık nap paketleri içine dahil olmuştur. Orta-Geç Ordovisyen sıkışma tektoniği, Arap-Nubiya kalkanı kökenli: **1-** Romanya Karpatlarında yay magmatizması, **2-** Austro-Alpin zonunda çarpışma sonrası ve yay ilişkili granitoidler (Schulz ve diğ., 2004), **3-** Sardunya mikrokıtasında Kambro-Ordovisyen çökellerinin üzerine uyumsuz olarak gelen Orta Ordovisyen yaşlı kıtasal alüvyal fan ilişkili konglomeralar, denizel silisiklastikler ve/ve ya yay volkanizması (Gaggero ve diğ., 2012), **4-** Rodop Masifi'nde meta-kırıntılıları kesen yay-ardı meta-bazitleri (Bonev ve diğ., 2013), **5-** Ligurian Alpler'inde Alt-Orta Ordovisyen kıvrımları, **6-** Pennin Alplerinde Orta Ordovisyen amfibolit fasiyesi metamorfizması, **7-** Güney Alpler ve Aar Masifinde Orta Ordovisyen yüksek basınç metamorfizması şeklinde kaydedilmiştir. Bununla birlikte, Arap-Nubiya kalkanı kenarından kökenlenen Pirene dağ kuşağında (Margalef ve diğ., 2016) Orta Ordovisyen tektoniği yay magmatizmasına neden olmamıştır. Bu kuşakta Orta Ordovisyen sıkışma tektoniği, Kambro-Ordovisyen sedimanlarının deforme olmasına ve bunların üzerine gelişen Geç Ordvisyen yaşlı açısal uyumsuzluklara neden olmuştur. Bununla birlikte Gaggero ve diğ. (2012) Sardunya mikrokıtasındaki bazı naplarda sadece Orta Ordovisyen karasal çökellerinin varlığını bu alanın yay-ardında gelişmiş havza ortamını temsil etmesi ile ilişkilendirmiştir. Çalışma alanından Mesozoyik ofyolitleri ile ayrılan Orta ve Doğu Toridler'de kesikli olarak gözlenen Orta Ordovisyen kireçtaşlarının, Torid kuzeyindeki deniz seviyesi yükselimine işaret ettiği rapor edilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Bununla birlikte Orta ve Batı Toridlerde Alt Ordovisyen kırıntılılarının üzerine uyumsuz olarak gelen Geç Ordovisyen kırıntılıları da bölgenin erken Geç Ordovisyen'de yoğun bir erozyondan etkilendiğini göstermektedir (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Dolayısıyla Anatolid-Torid bloğunun, Orta Ordovisyen ve erken Geç Ordovisyen'de yükselme ve sıkışmaya maruz kalmış olduğu düşünülmektedir (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Stampfli ve diğ. (2002) ile Von Raumer ve diğ. (2002)'ye göre, Gondvana kuzeyindeki bu Orta Ordovisyen dağ kuşağı çökerek bu hattın daha güneyinde Geç Ordovisyen-Silüriyen yaşlı gerilme tektoniğini başlatmıştır. Bu gerilme tektoniği Paleotetis'in

açılmasını tetikleyen kıtasal ölçekli riftleşmenin ilk fazları olarak değerlendirilmektedir (von Raumer, 2015). Bu kıta kabuğu incelmesine bağlı oluşan ilk magmatik fazlar Gondvana kuzey doğusundan kökenlenmiş masiflerde ya da Alpin bloklarında Ediakaran ila Geç Ordovisyen yaşlı meta-sedimenter istifleri kesmiş olarak gözlenir. Örneğin Sardunya mikro-kıtasında Geç Ordovisyen-Silüriyen yaşlı (440±1.7 My) epiklastik volkanikler ya da alkalin volkanoklastikler, Hırnantiyen buzul çökelleri ile ilişkilidir (Gaggero ve diğ., 2012). Pirene masiflerinde ise Geç Ordovisyen felsik magmatikler hem Geç Ediakaran hem de Karadosiyen meta-sedimanlarını kesmiş olarak gözlenir. Austro Alpin zonundaki 433 My yaşlı alkalin bazik meta-volkanikler Ediakaran yaşlı istifleri (Schulz ve diğ., 2004), Serbo-Makedoniyen masifindeki 439 My yaşlı felsik levha-içi meta-granitler yay-ardı istifleri kesmiştir. Anatolid-Torid bloğundaki Tavşanlı Zonu'nda Kambro-Ordovisyen yaşlı (?) meta-sedimenter mika-şistleri kesen Üst Ordovisyen meta-granitinin varlığı bilinmektedir (Özbey ve diğ., 2013). Alpin bloklarının çoğunda yoğun naplaşmadan dolayı Ordovisyen istiflerinin ilksel stratigrafisi tektonik dilimlere ayrılmış ve kaotik bir yapı kazanmıştır. KD Gondvana'daki gerilme fazı ile ilişkili oluşan Geç Ordovisyen sedimantasyonu en açık Sardunya ve Pirene masiflerinde gözlenir. Bu masiflerde tüm sedimenter özellikler Variskan metamorfizması tarafından silinmemiştir. Pirene masiflerinde konglomera içeren Geç Ordovisyen denizel buzul çökelleri, Kambro-Ordovisyen şelf çökelleri üzerine uyumsuzlukla gelmektedir (*Sardik Uyumsuzluğu*). Puddu ve diğ. (2018), Pireneler'deki Geç Ordovisyen istifinin normal faylarla kontrol edildiğini belirtmektedir. Sardunya mikro-kıtasında ise Geç Ordovisyen denizel buzul çökelleri farklı nap paketlerinde 1) Orta Ordovisyen karasal çökellerinin üzerine uyumsuz olarak; 2) Kambro-Ordovisyen sedimanları üzerine uyumsuz olarak 3) Orta Ordovisyen yay magmatizması üzerine uyumsuz olarak gelmektedir.

Çalışma alanının güneyinde yer alan ve KD Gondvana kenarından kökenlenen Anatolid-Torid Platformunda Alt Ordovisyen yaşlı sedimenter kayaların üzerine bölgesel ölçekli bir uyumsuzlukla Geç Ordovisyen çökelleri gelmektedir (Göncüoğlu ve diğ., 2004; Gürsu ve diğ., 2018). Toridlerdeki Geç Ordovisyen birimlerin sığ denizel silisiklastikler ya da iri kristalli konglomeratik kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve kumlu diamiktitler ile başladığı bilinmektedir (Gürsu ve diğ., 2018). Bunlar istifin üstüne doğru kumlu diamiktit, laminalı kumtaşı, çakıllı kumtaşı (dropstone), sığ denizel kumtaşı lensleri ve kumlu/çamurlu diamiktitlere geçiş gösterir (Gürsu ve diğ., 2018). Göncüoğlu ve diğ. (2004) bu bölgesel uyumsuzluğa termal bir olayın eşlik ettiğini ve bu termal olayın 1- konodont CAI

değerlerindeki ani değişim, 2- illit kristalin indeksleri, 3- organik madde olgunluğu, 4- K-mika politiplerindeki farklıkla kendini gösterdiğini belirtmektedir. Toridlerdeki bu termal anomali KD Afrika kökenli bloklarda yaygın olarak gözlenen ve Paleotetis'in açılmasına öncü olan anorojenik rift olayı ile ilişkilendirilmiştir (Göncüoğlu ve diğ., 2004). Bu riftleşme KD Afrika kökenli Minoan, Karpat, Austro-Alpin, Dinarid/Helenid bloklarının güneyinden itibaren gerçekleşmiş olup, bu blokların Gondvana kuzey kenarından ayrılması ile sonuçlanmıştır. Bu çalışmada, yaygın Alt Paleozoyik rift birimleri içeren KD Afrika kökenli Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Gondwana'dan riftleşen Minoan bloklarından biri olduğu önerilmektedir. Dolayısıyla, Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin riftleştiği muhtemel KD Gondwana alanı, çalışma alanının güneyindeki Anatolid-Torid bloğu olmalıdır.

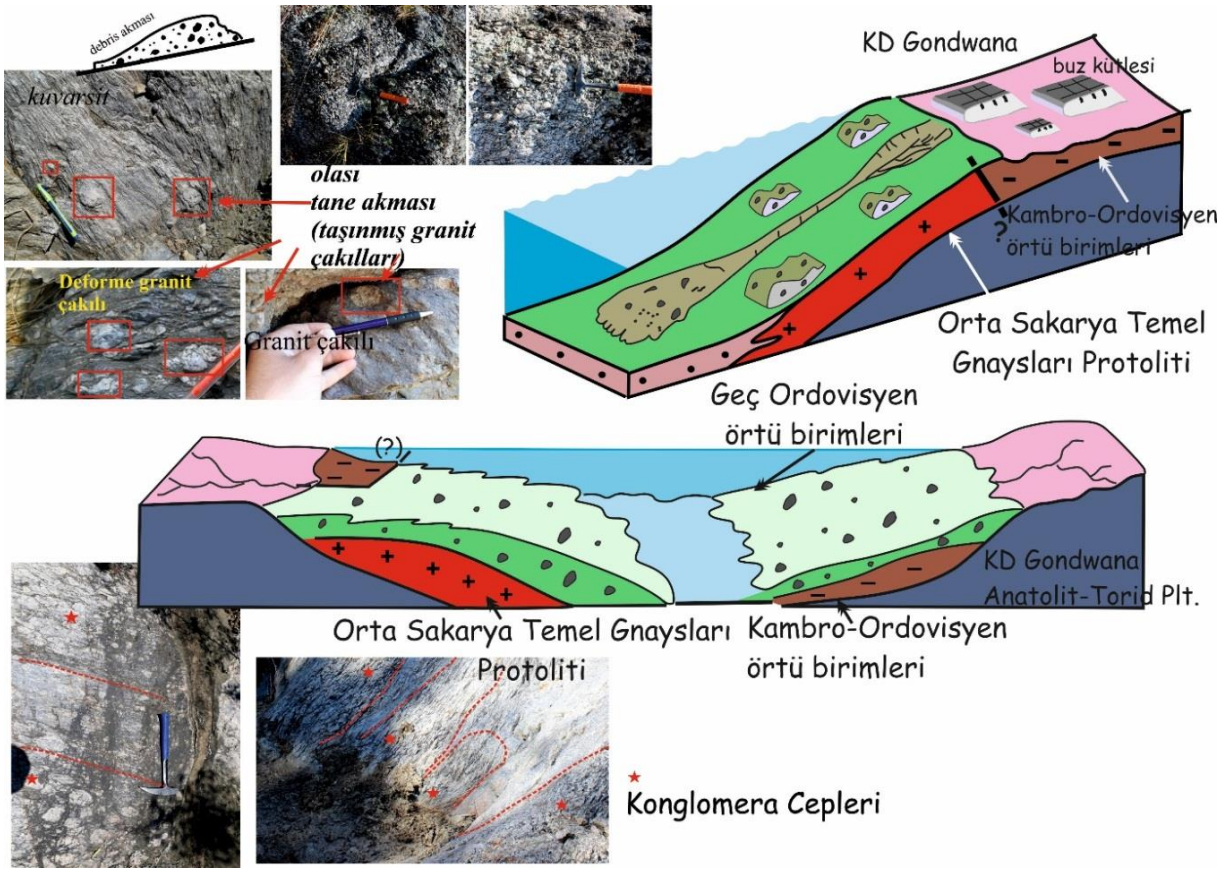
Görüldüğü gibi Gondvana kuzeyindeki Reyik okyanus tabanı yayılmasını takip eden dönemden Alt Devoniyen'e kadar süregelen zaman aralığında Arap-Nubiya kalkanı ve Sahara kratonu kenarından türemiş bloklara etki eden ana tektonik olaylar; Orta Ordovisyen döneminde devam eden kuzey yönlü yitim ile ilişkili olan sıkışma tektoniği ve bunu takiben gelişen Geç Ordovisyen-Silüriyen riftleşmesidir. Orta Ordovisyen yitim tektoniğinin izleri bazı bloklarda yay magmatizması olarak izlense de, muhtemelen yitim zonunun daha güney kesimlerinde (yitim zonundan daha uzak kesimlerde) yay gerisi havza sedimantasyonu ve sıkışma deformasyonu şeklinde kendini gösterir. Bu yay gerisi havza en nihayetinde riftleşmeye devam ederek Paleotetis Okyanusu'nu oluşturacaktır. Çalışma alanının güneyindeki Anatolit-Torid bloğu için önerilen Orta Ordovisyen-erken Geç Ordovisyen yaşlı sıkışma/yükselme (Göncüoğlu ve diğ., 2004) ile bunu takiben gelişen Geç Ordovisyen erozyonu/aşınma yüzeyleri/uyumsuzlukları (Göncüoğlu ve diğ., 2004) Gondvana kuzeydoğusunda süregelen bu tektonizmanın bir yansıması olmalıdır (Şekil 5.11) .




**Şekil 5.11**: Gondvana kuzeydoğusundaki sıkışma/yükselme evresi ve bunu takiben gelişen erozyon ve uyumsuzluk.

Daha önce belirtildiği üzere, KD Afrika kökenli bloklar ile ilişkili olan Sarıcakaya Paragnaysları'nın protolit sedimanları Geç Ordovisyen ila Devoniyen aralığındaki bir dönemde granitik ve siyenitik kayalar üzerine uyumsuz olarak çökelmiş olmalıdır. Sakarya Zonu içinde Lavrasya güneyinde oluşmuş (Lavrasya kökenli) Geç Ordovisyen ila Devoniyen yaşlı bir uyumsuzluğun varlığı bilinmemektedir. Alternatiflerden diğeri, Orta Sakarya Gnays Dilimi içindeki bu uyumsuzluğun Gondvana kuzeyinden kökenlenmiş olabileceğidir. Dolayısıyla, KD Afrika kökenli bloklarda Orta Ordovisyen sıkışma tektoniğini takiben gelişen ve Paleotetis havzası oluşumunun ilk aşamalarına karşılık gelen Geç Ordovisyen uyumsuzluğu, Orta Sakarya Gnays Birimi ve Anatolid-Torid bloğu için ortak bir örtü birimi olabilir (Şekil 5.12). Torid bloğundaki Silüriyen ve Devoniyen istiflerin kalın monoton şeyl ve karbonatlardan oluşması Sarıcakaya Paragnaysları'nın Toridler'deki konglomeratik Geç Ordovisyen denizel çökellerine karşılık gelme ihtimalini desteklemektedir. Ayrıca paragnaysların temel kayaları olan ortognayslarda Geç Silüriyen ve Devoniyen yaşlı metamorfik zirkonların bulunması, bu dönemden itibaren Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Variskan orojenik sürecine girmiş olabileceğini düşündürmektedir. Bununla birlikte

Sarıcakaya Paragnaysları içindeki izole granit çakılları ve kuvarsitler içindeki konglomera cepleri metamorfizma öncesi sedimantasyona dair ipuçları vermektedir. Bölgede söz konusu zaman aralığında gelişmiş geniş magmatik yay kompleksleri gözlenmediğinden, Orta Sakarya Gnays Dilimi Gondwana kuzeydoğusunda oluşan yay ve yay-ardı havzanın daha güney ucunda konumlanmış olmalıdır. Ayrıca, Sarıcakaya Paragnaysları içinde, yitim zonu gerisinde oluşmuş N-MORB kimyasını yansıtan meta-bazit budinlerinin varlığı bilinmektedir (bu meta-bazitlerden alınan örnekler ağır mineral zenginleştirme proseslerine tabi tutulmuş olup, sonucunda zirkon kristaline rastlanmamıştır).

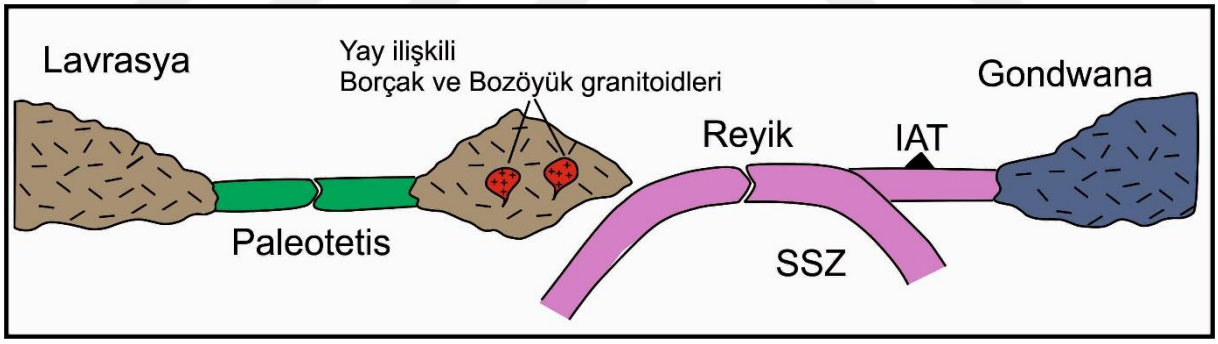



**Şekil 5.12:** Sarıcakaya Paragnaysları için önerilen olası tektonik model.

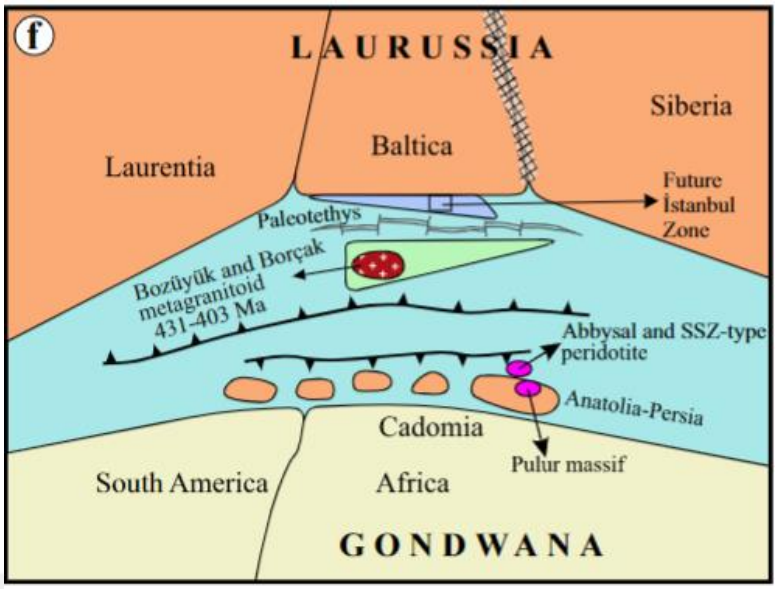
### 5.1.4 Geç Silüriyen-Devoniyen Metamorfizması ve Magmatizması

Yapılan U-Pb yaşlandırma çalışmaları, bantlı amfibolit ve ortognays örneklerinde yer yer metamorfik zirkon fazlarının geliştiğini göstermektedir. Metamorfik zirkon fazlarından Devoniyen (384 My, 388 My, 391 My, 393 My ve 401 My) ve Karbonifer (330 My, 315 My) yaşlar elde edilmiştir. 384 My ila 401 My aralığında konkordan yaşlar veren metamorfik zirkonların varlığı göz önüne alındığında, Orta Sakarya Bölgesi'nin Devoniyen yaşlı bir

metamorfizmadan etkilenmiş olma ihtimali düşünülmektedir. Devoniyen yaşlı metamorfik zirkonlar Tarpak Dilimin'deki meta-kırıntılı şistlerde de detrital olarak gözlenmektedir. Orta Sakarya Bölgesi içinde bulunan ve çalışma alanının batı uzantısında yüzeyleyen Devoniyen yaşlı Borçak Granitoidi'nin varlığı (Karslı ve diğ., 2020), bölgenin Devoniyen yaşlı tektono-magmatik olaylardan etkilenmiş olduğunu göstermektedir. Karslı ve diğ. (2020) Orta Sakarya Bölgesindeki Geç Silüriyen-Devoniyen magmatizmasını, Reyik okyanusal levhasının Lavrasya güneyinden riftleşmeye başlayan mikro-kıtaların altına dalması ile ilişkilendirmektedir (Şekil 5.13-14). Modele göre, Lavrasya güneyindeki bu riftleşme Reyik Okyanusu'nun kuzeyinde Paleotetis okyanusunun açılmasına neden olmuştur. Bununla birlikte, kuzey yönlü yitim ile eş zamanlı olarak Reyik okyanusu güneye doğru levha içi yitime başlamıştır. Orta Sakarya Bölgesi'ndeki Silüriyen ve Devoniyen yaşlı tektono-magmatik/metamorfik olayların Lavrasya güneyine yakın bir bölgede gerçekleştiğini test edebilmek için, bölgede Avalon, Baltık ya da Laurentia kökenli zirkon popülasyonlarının saptanması gerekir. Ancak, Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nde böylesi bir zirkon popülasyonun varlığı bilinmemektedir. Ayrıca Orta Sakarya Bölgesi'nin kuzeyinde Paleotetis sütur zonu bulunmamaktadır.

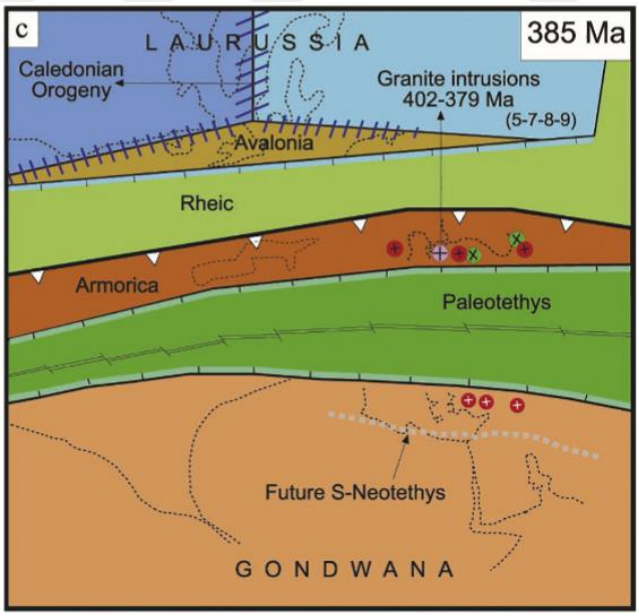



**Şekil 5.13:** Geç Silüriyen-Deveoniyen yaşlı Borçak ve Bozöyük granitoidleri için önerilen tektonik ortam (Karslı ve diğ., 2020).




**Şekil 5.14:** Karslı ve diğ. (2020)'ye göre Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Orta Sakarya Bölgesi'nin paleocoğrafik konumu.

Topuz ve diğ. (2020), Geç Devoniyen döneminde Orta Sakarya Bölgesi'ndeki gnays ve amfibolit topluluğunun güneyinde riftleşmekte olan Paleotetis okyanusunun, kuzeyinde ise güneye doğru yitmekte olan Reyik Okyanusu'nun bulunduğunu önermiştir (Şekil 5.15). Buna göre, Reyik Okyanusu'nun yitimi sonucu bölgeye 402-379 My yaşlı magmatikler eklenmiştir.

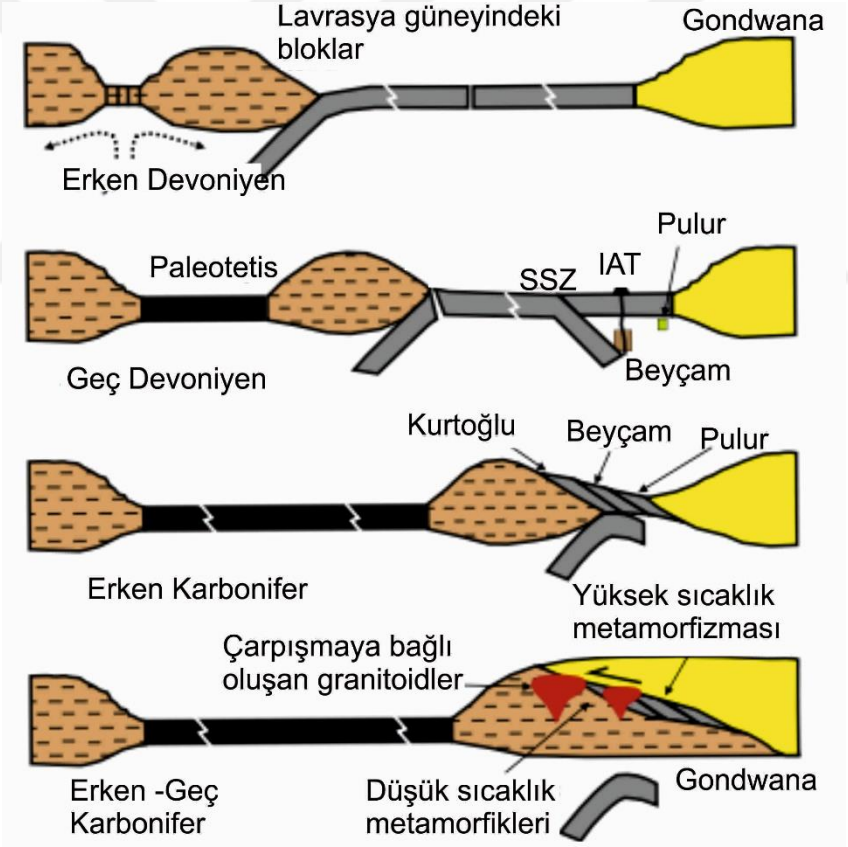



**Şekil 5.15:** Topuz ve diğ. (2020)'ye göre Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Orta Sakarya Bölgesi'nin paleocoğrafik konumu.

Dokuz ve diğ. (2011), Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerinde yüzeyleyen (Beyçam ve Kurtoğlu metamorfik kompleksi) ve mavişist fasiyesinde metamorfizma geçirmiş meta-sedimenter kayalar ile birlikte bulunan meta-bazit/serpantinit topluluğunun, Reyik

Okyanusu'nun Geç Devoniyen'de güney yönlü okyanus içi yitimi sonucu oluştuğunu ve Lavrasya'dan sürüklenen bir mikro-kıta ile Erken Karbonifer döneminde çarpışması sonucu metamorfizmaya uğradığını önermektedir (Şekil 5.16). Bu modele göre, Pulur ve Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi'ndeki yüksek dereceli metamorfik kayalar Gondvana kuzey kenarındaki çarpışma sonucu oluşmuştur (Şekil 5.16). Beyçam metamorfik kompleksindeki ofyolitik birimlerden yapılan jeokimyasal analizler yitim zonu üzerinde oluştuklarını desteklerken (Dokuz ve diğ., 2011), bu birimlere ait jeokronolojik veri bulunmamaktadır.

Topuz ve diğ. (2009) Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi'nde saptanan mavişist metamorfik parajenezindeki fengitlerden yaptığı Ar-Ar yaş çalışması sonucu, yüksek basınç metamorfizmasının Orta Devoniyen'de Reyik Okyanusu'nun yitimine bağlı gerçekleştiğini önermiştir.

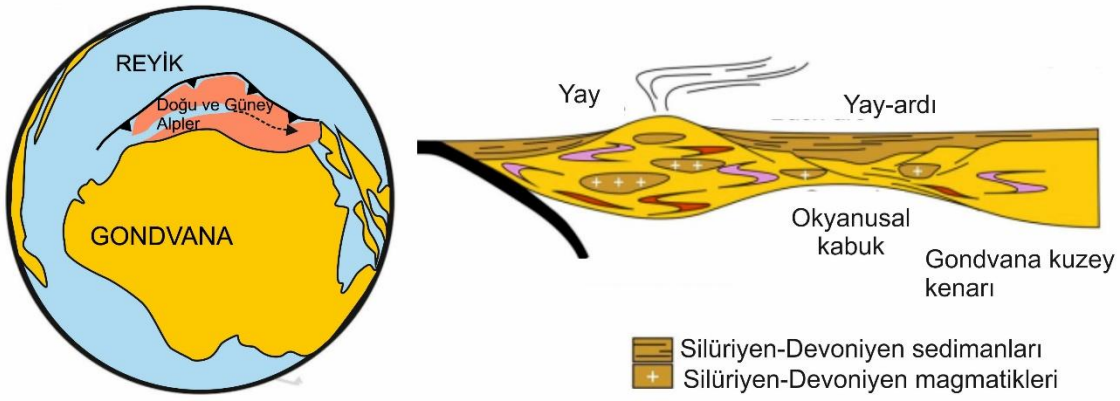



**Şekil 5.16:** Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerindeki temel birimler için önerilen tektonik model (Dokuz ve diğ., 2011).

Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde, Doğu Pontidler'deki temel kayaları için önerilmiş tektonik modellere benzer bir evrim geçirdiğine dair bir bulgu yoktur. Örneğin Orta Sakarya Bölgesi'nde 1. Mavi-şist metamorfizması izleri

(ya da yığışım kompleksi benzeri kayalar) ve 2. Lavrasya kökenli olduğu kanıtlanan kıtasal blokların varlığı bilinmemektedir.

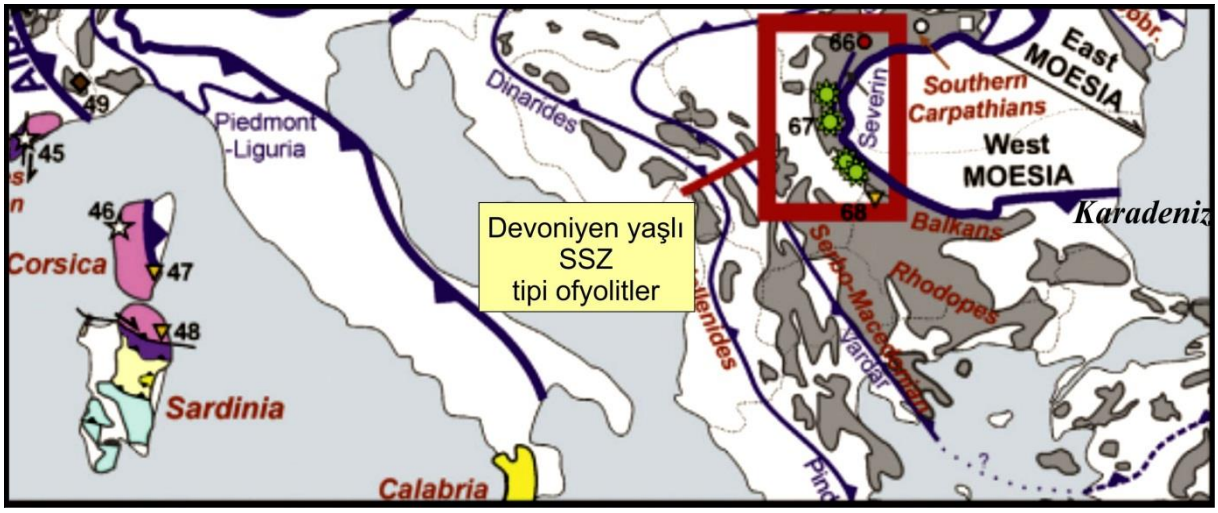
Siegesmund ve diğ. (2021), Anadolu levhasının batı uzantısındaki Alpin kuşaklarını etkileyen Silüriyen ila Alt-Orta Devoniyen tektoniğinin, Gondvana kuzeydoğusunda gelişen Orta-Geç Ordovisyen yaşlı yitim ve sıkışma sürecinin devamı niteliğinde olduğunu belirtmektedir. Orta-Geç Ordovisyen'de güney yönlü gelişen bu yitime bağlı olarak oluşan yay ardı havzaların Silüriyen ve Devoniyen dönemlerinde doğuya doğru ilerlediği öne sürülmüştür (Cambeses ve diğ., 2017; Stephan ve diğ., 2019a; Oniolo ve diğ., 2021). Örneğin Austro-Alpin zonundaki 431 My yaşlı alkali magmatizma bu kabuksal gerilme ile ilişkilendirilmiştir (Schulz ve Bombach, 2003). Alpin zonlarındaki Silüriyen ve Devoniyen yaşlı meta-sedimanlar Gondwana kökenli detrital zirkonlar içerdiğinden, bu zonların söz konusu dönemde Gondwana'dan fazla uzak olmadığı belirtilmektedir (Şekil 5.17; Arboit ve diğ., 2019; Siegesmund ve diğ., 2021). Silüriyen-Devoniyen döneminde devam eden güney yönlü yitimin gerisinde açılmış olan bu 'yay-ardı havzalardaki' gerilmenin okyanusal kabuk gelişimine neden olacak kadar ilerlemediği önerilmiştir (Arboit ve diğ., 2019; Siegesmund ve diğ., 2021). Çalışma alanımızdaki paragnaysların içinde 'yay-ardı havza ortamında' oluşmuş N-MORB meta-bazitlerinin varlığı tespit edilmiş olsa da, yaş verisi elde edilecek zirkonlar bulunamamıştır (bu çalışmada toplam 3 adet meta-bazit budininden alınan örneklerden zirkon minerali zenginleştirilmeye çalışılmış olsa da, zirkon minerali elde edilememiştir).




**Şekil 5.17**: Doğu ve Güney Alpler'in Silüriyen-Devoniyen dönemindeki tektonik ortamları (Arboit ve diğ., 2019'dan değiştirilerek).

Öte yandan, bölgesel olarak düşünüldüğünde Orta Sakarya Bölgesi'nin de yer aldığı KB Anadolu'ya en yakın tektonik bloklardan olan Balkan bloğunda Devoniyen yaşlı bir yay ardı

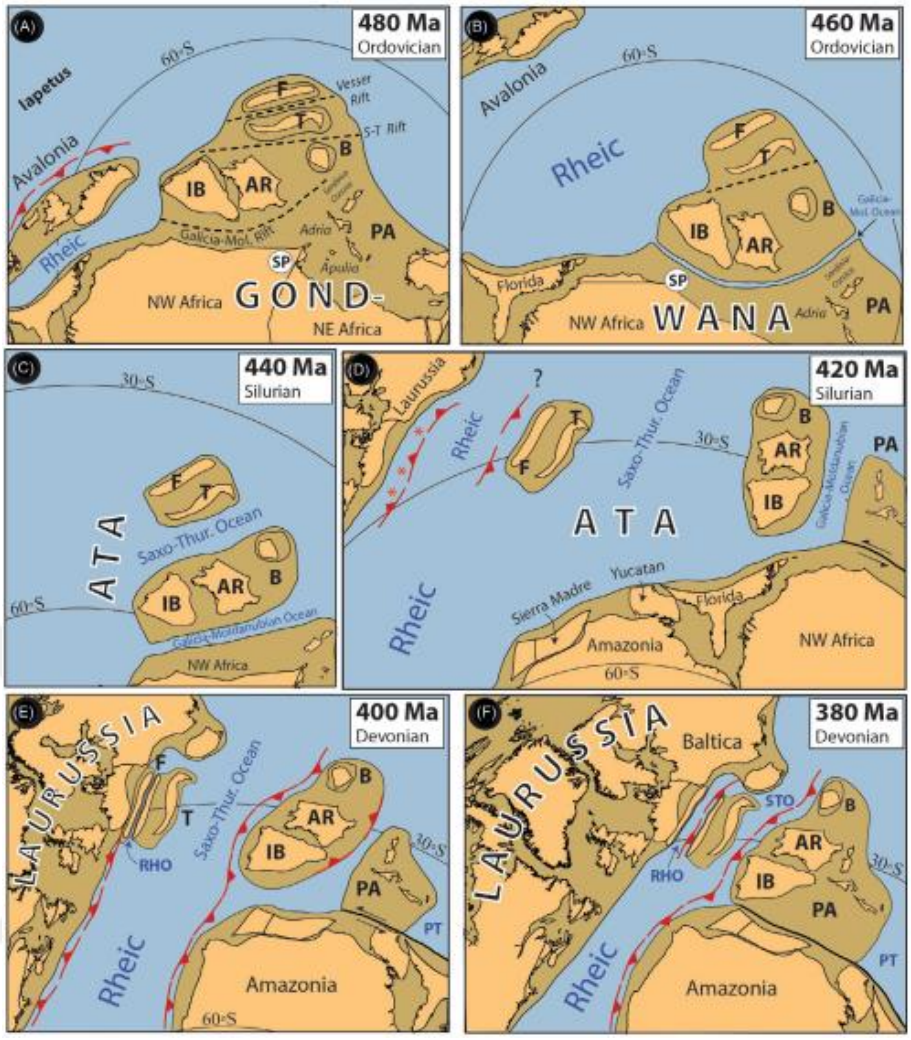
havzada oluşmuş SSZ tipi ofyolitlerin varlığı (409±38 My; Balkan-Karpat Ofyolitleri) bilinmektedir (Şekil 5.18; Plissart ve diğ., 2017). Bu yay ardı havzanın, Armorikan Bloklar Topluluğu'nun güneyinde açıldığı öngörülen 'Doğu Reyik' okyanusunun kuzey yönlü yitimi ile oluştuğu öngörülmektedir (Plissart ve diğ., 2017). Bu modele göre Balkan-Karpat ofiyolitlerinin kuzeyinde Gondwana kuzeybatısından kökenlendiği düşünülen, güneyinde ise nispeten daha KD'sundan kopan blokların olduğu önerilmektedir. (*Not: Armorikan Bloklar Topluluğu'nun her ne kadar Gondwana'dan fazla uzaklaşmadığı belirtilse de, bu blokların güneyinde irili ufaklı okyanusal havzaların açıldığı bilinmektedir-Galicia Brittany ya da Saxothrungian Okyanusu gib- Franke, 2020).*




**Şekil 5.18:** KB Anadolu'ya komşu Alpin bloklarında yitim zonu üzerinde gelişmiş ofyolitler (Plissart ve diğ., 2017).

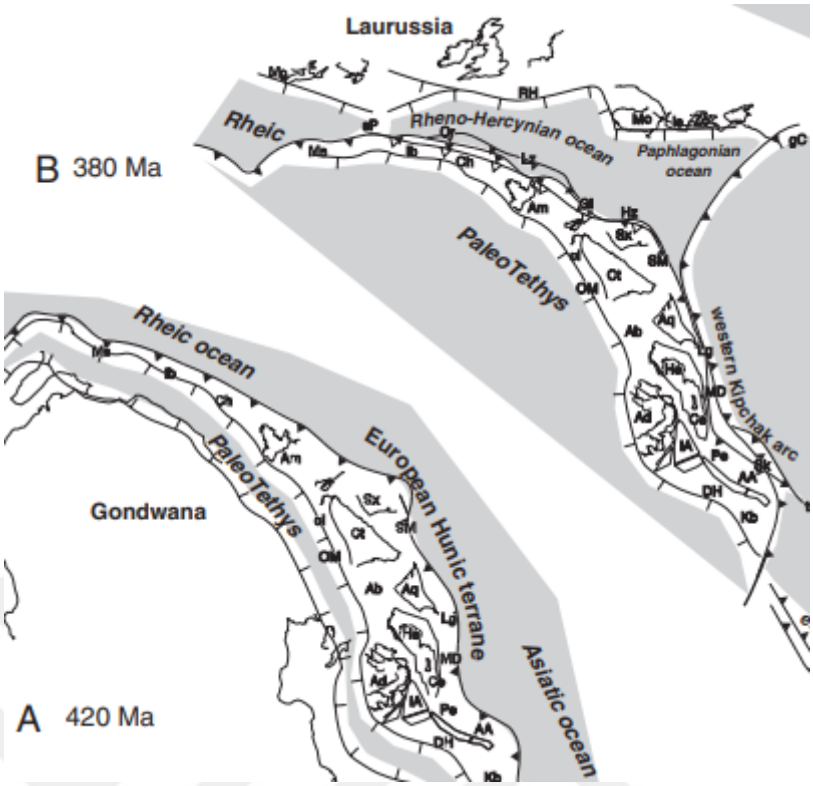
Bununla birlikte global ölçekte bakıldığında, Reyik Okyanusu'nun yitim yönüne ve Sakarya Zonu'nun Geç Silüriyen-Devoniyen dönemindeki tektonik ortamına ilişkin farklı modeller ve görüşler mevcuttur. Reyik Okyanusu'nun Geç Silüriyen-Devoniyen dönemindeki yitimine bağlı oluşan magmatik yayların ve melanjların oldukça kısıtlı olması bu modellerin test edilmesini güçleştirmektedir. Gondvana KB'sında Reyik Okyanusu'nun gelişimine ilişkin modellerde **1)** *Kuzey yönlü Lavrasya altına doğru yitim,* (Woodcock et al., 2007; Gutiérrez-Alonso et al., 2008; Martínez Catalán et al., 2009; Simancas et al., 2009;), **2)** *Güney yönlü Gondvana altına doğru yitim* (Stampfli ve diğ., 2002; Braid ve diğ., 2010; Ribeiro ve diğ., 2010), **3)** *Hem kuzey hem de güney yönlü yitim* (Şekil 5.1, Eckelmann ve diğ., 2014; Franke, 2005,2020; von Raumer ve diğ., 2016) önerilmektedir.

Örneğin, KB Afrika kenarından türemiş olan *Armorikan Blok Topluluğu'na* ait birtakım kıtasal blokların (F-T) Geç Silüriyen'de (420 My) Gondvana kuzeyinden riftleşmesi ile birlikte Reyik Okyanusu kuzey ve güney yönlü yitime başlamıştır (Şekil 5.19; Franke, 2020). Bu modele göre Reyik Okyanusu'nun kuzey yönlü yitimi 400-380 My aralığında bitmiştir. Reyik Okyanusu'nun kuzey yönlü yitimi, 400-380 My aralığında Lavrasya güneyinde Renohersiniyen okyanunusal litosferinin oluşumuna neden olmuştur. Reyik sütur zonu yakınındaki havzalarda çökelmiş sedimenter kayalardan elde edilen zirkon Hf model yaşları kuzey yönlü yitime bağlı gelişmiş magmatik yayların Avalonya tipi bir temel üzerine geliştiğini göstermekte olup (Pereiera ve diğ., 2017), havzalarda Avalon ve Baltik kalkanından kökenlenmiş zirkon popülasyonlarına sıkça rastlanmaktadır. Lavrasya güneyinde Renohersiniyen okyanus tabanı yayılırken (400-380 My), *Armorikan Blok Topluluğu*'nun geri kalan kısmı (Iberia, Armorika, Bohemia) kuzeye sürüklenmeye başlamış ve Reyik Okyanusu güney yönlü yitimine devam etmiştir. Franke (2020)'nin modeline göre Armorikan Bloklar Topluluğu'nun Alt Devoniyen'de kuzeye sürüklenmesi Gondvana kuzeyinden fazla uzaklaşmadan gerçekleşmekte olup, bu blokların doğu uzantısında Paleotetis okyanusu açılmıştır. Paleotetis sütur zonu Sakarya Zonu kıtasal temel kayalarının güneyinde yer aldığından, Franke (2020)'nin modeline göre Sakarya Temeli, Armorikan Bloklar Topluluğu'nun doğu uzantısında yer almalıdır.



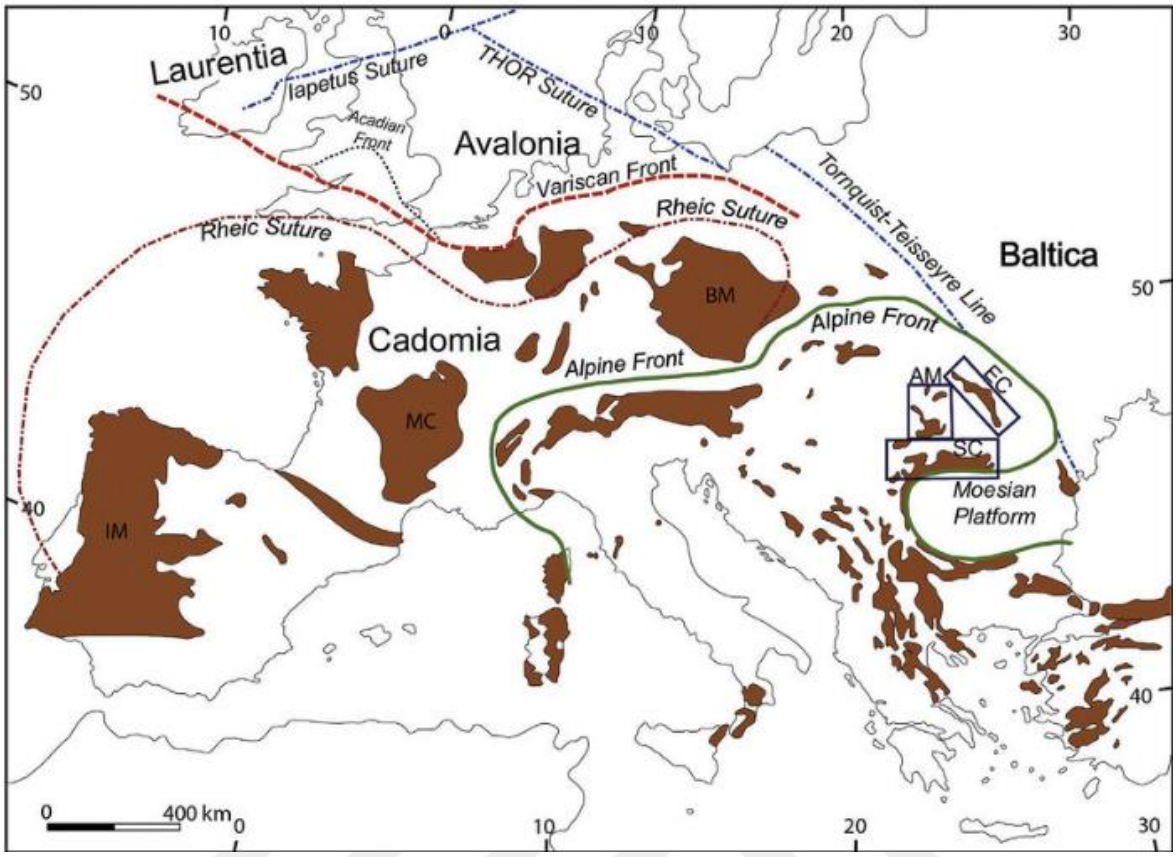

**Şekil 5.19:** Silüriyen ve Devoniyen döneminde Reyik Okyanusu'nun evrimi (Franke, 2020).

Stampfli ve diğ. (2002), Ordovisyen döneminde açılan Reyik Okyanusu'nun Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Gondvana güneyine doğru dalmaya başladığını ve bu yitimle birlikte Gondvana'dan ayrılan mikro-kıtaların güneyinde Paleotetis Okyanusu'nun açılmaya başladığını önermektedir (Şekil 5.20). Bu modele göre Sakarya Kıtası Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Gondvana'dan ayrılan mikro-kıtaların doğu ucunda bulunmaktadır.




**Şekil 5.20:** Alt Paleozoyik'te Gondvana kuzey kenarından ayrılan Hun kıtası ve güneyinde açılan Paleotetis Okyanusu (Stampfli ve diğ., 2002).

Sakarya Zonu kıta kabuğu, Reyik Okyanusu'nun Batı ve Orta Avrupa'daki bilinen sütur zonlarının güneyinde yer almakta olup (Şekil 5.21), pek çok modelde Türkiye'deki Paleotetis yitim-yığışım komplekslerinin Sakarya kıtasının güneyine eklendiği düşünülmektedir (Okay 2000: Robertson ve diğ. 2004, 2011; Robertson ve Ustaömer, 2012; Pickett ve Robertson, 2004). Bununla birlikte, Orta Sakarya Bölgesi ve Paleotetis sütur zonunun güneyinde, Geç Silüriyen-Devoniyen döneminde Gondwana kuzeyindeki sığ denizel platformun riftleşmesi ile oluşan Konya Kompleksi bulunmaktadır (Robertson ve Ustaömer, 2009). Konya Kompleksi'nin, Paleotetis'in çift yönlü yitimi esnasında tekrardan Anatolid-Torid bloğunun kuzeyine eklenmiş olduğu düşünülmektedir (Robertson ve Ustaömer, 2009).




**Şekil 5.21:** KB Anadolu'nun Reyik okyanusu sutur zonuna göre konumu (Balintoni ve diğ., 2014'den alınmıştır).

### 5.1.5 Karbonifer Metamorfizması

İki mikalı meta-psammitik paragnayslardaki biyotit ve muskovitlerden yapılan $Ar^{40}/Ar^{39}$ analizleri sırasıyla 336.7±1.3 My (Vizean) ve 336.2±1.5 My (Vizean) metamorfizma yaşı vermiştir. Pegmatitler gibi çok iri kristalli minerallere sahip kayalar haricinde Ar'un muskovitteki kapanma sıcaklığı 350-420ºC olarak belirlenmiştir (Blankenburg ve diğ., 1989). Villa (1998) ise muskovitin kapanma sıcaklığını 500ºC olarak belirtmektedir. Ar'un biyotitteki kapanma sıcaklığı ise tane boyuna, izotopların difüzyon oranına, soğuma oranına ve halojen bileşimine bağlı olarak 315-345ºC olarak belirtilmektedir. $Ar^{40}/Ar^{39}$ yöntemiyle elde edilen metamorfizma yaşları Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Karbonifer yaşlı Variskan metamorfizmasından etkilendiğini göstermektedir. Karbonifer yaşlı metamorfizmanın, hem Orta ve Batı Avrupa'daki büyük metamorfik masifleri hem de Sakarya Zonu, Balkanlar ve Kafkas orojenik kuşakları başta olmak üzere Karadeniz'e komşu olan bloklardaki daha küçük ölçekli kıtasal yüzlek parçalarını etkilediği bilinmektedir. (Okay ve Topuz, 2017).

Ar-Ar yaş analizi yapılan migmatitik paragnaysların mineral parajenezi biyotit-muskovit-kuvars-plajiyoklas-K.Feldispat±sillimanitten oluşmaktadır. Yapılan örneklemeler ve saha

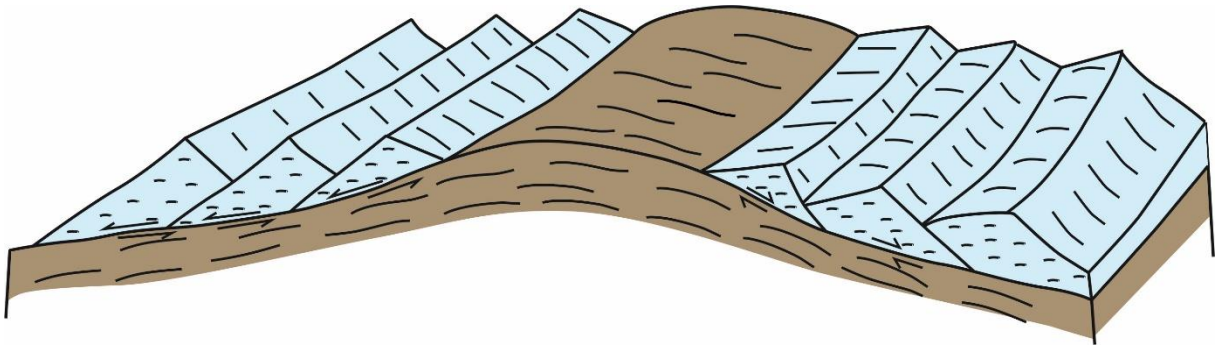
çalışmaları kordiyeritli paragnaysların oldukça kısıtlı olduğunu göstermektedir. Bu mineral parajenezi White ve diğ. (2001)'in 'NCKFMASH' pseudosection sisteminde ~4-7 kbar basınca ve 650ºC-725ºC sıcaklığa, Powell ve diğ. (2005)'in 'NCKFMASH' pseudosection sisteminde ise 3.5-5 kbar basınç ve 675-700ºC sıcaklığa karşılık gelmektedir. Dolayısıyla elde edilen Ar-Ar yaşları ve petrolojik veriler Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin, Variskan orojenezi ile ilişkili yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfik kuşaklarının bir parçası olduğunu göstermektedir. Gerek Pontidler'in diğer kesimlerinde gerekse Pontidlere komşu olan bloklarda Vizean yaşlı yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizmasının varlığı bilinmektedir. Örneğin Doğu Pontidler'deki Pulur Masifi için 337-331 My (Topuz ve diğ., 2001), Kurtoğlu Metamorfik Kompleksi için 328-320 My (Topuz ve diğ., 2010a), Yusufeli-Artvin metamorfikleri için 334-314 My yaşlı (Ustaömer ve diğ., 2013) yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizması bildirilmektedir (Şekil 5.1). Pontidler'in doğu uzantısındaki Kafkas'ların 337-329 My (Rolland ve diğ., 2011) ve 330 My'da (Treloar ve diğ., 2009) yüksek sıcaklık düşük basınç metamorfizması geçirdiği bilinmektedir. Bununla birlikte Bulgaristan'da yüzeyleyen Sredna Gora zonundaki migmatitleşmiş lökosomlardan 335 My U-Pb zirkon metamorfizma yaşı elde edilmiştir (Carrigan ve diğ., 2006).

- ***Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin Variskan orojenik sürecindeki yeri***

Variskan orojenezinin temel çatısını Gondvana ve Gondvana'dan Alt Paleozoyik'te ayrılan parçaların Lavrasya'ya doğru sürüklenmesi ve en nihayetinde Devoniyen ve Alt Karbonifer döneminde Lavrasya kıtasına çarpma süreçleri oluşturmaktadır (Kroner ve Romer, 2013). Gondvana ve/veya peri-Gondvana bloklarının Lavrasya'ya yaklaşmasına, bu iki mega-blok arasındaki Reyik okyanusal litosferinin çift yönlü yitim sürecinin eşik ettiği bilinmektedir (Franke, 2020; Kroner ve diğ., 2009; Kroner ve Romer, 2013). Avrupa Variskidlerinde yapılan araştırmalar yitim sürecinin Geç Silüriyen'den Alt Karbonifer'e kadar devam ettiğini ve bu sürece yay magmatizması ile yüksek P metamorfizmasının eşlik ettiğini ortaya koymuştur (Kroner ve diğ., 2009). Bu yitim sürecinin en yaşlı kayalarının Silüriyen ila Devoniyen yaşlı olduğu bilinmektedir (Matte, 2001). Matte (1991) okyanusal yitim sürecinin okyanus içi yay magmatizması ve peridoditler ile karakterize olduğunu bu evre ile ilişkili andezitik volkanizmanın oldukça kısıtlı olduğunu açıklamaktadır. Buna rağmen kıtasal bloklar ile ilişkili yay magmatizması ve sedimantasyonunun varlığı net bir şekilde ortaya koyulmuştur. Örneğin Variskan kuşağının Black Forest-Vosges segmentinde (Moldanubian Zonu), Üst Devoniyen'de hendek bölgesinde çökelen grovakların kıtasal magmatik bir yaydan

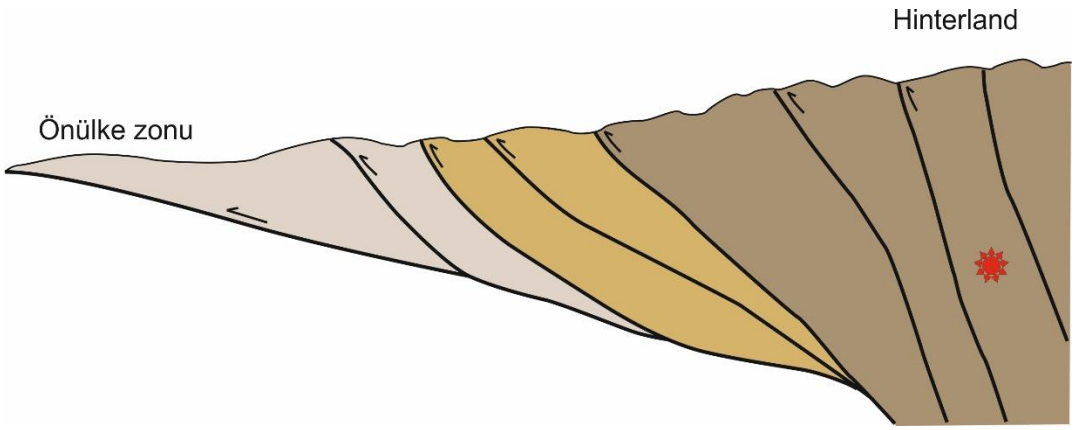
malzeme aldığı Güldenpfenning (1997,1998) tarafından açıklanmaktadır. Bu grovaklar içinde 393±3 My yaş veren riyolit ve riyolitik tüf seviyeleri yay magmatizması ile ilişkilendirilmiş olup (Hann ve diğ., 2003), bu istif aynı dönemde kristalleşmiş yay granitleri ile de kesilmektedir. Reyik Okyanusu'nun yitiminden sonraki evreyi kıtasal kabukların çarpışması ve birbiri altına dalması takip etmektedir. Kıtasal çarpışma sonucunda Reyik süturunun güneyindeki kıtasal kabuk Barrov tipi (HT/M-HP) metamorfizmadan etkilenmiştir. Matte (1991) kıtasal blokların çarpışma süreçlerinin ve bunla ilişkili Barrov Tipi metamorfizmanın ~380 My'da başladığını önermektedir (örn; Brittany, Massif Central, Batı İspanya bölgelerinde). Buna göre, Alt Karbonifer yaşlı kıta içi havzalar çarpışmaya bağlı kıta kabuğu kalınlaşmasının üst sınır yaşını vermektedir. Ancak bu orojenik fazların yaşı Variskan kuşakları içinde değişkenlik gösterebilmektedir. Kıtasal çarpışma zonlarında kalınlaşan kıta kabuğunun yüzeylemesi Geç Variskan gerilme tektoniği boyunca olmaktadır (Kroner ve diğ., 2009; Kroner ve Romer, 2013). Bu gerilme tektoniğine yüksek sıcaklık düşük basınç metamorfizması sıklıkla eşlik etmektedir. Faure ve diğ. (2002), Geç Visean döneminde tüm Variskan zonlarının geç orojenik gerilme tektoniğinden etkilenmiş olduğunu önermektedir. Bu geç orojenik gerilme fazına, daha önceden kalınlaşmış kabuğun yatay yönde yayılması neden gösterilmektedir. Avrupa Variskidlerindeki kalınlaşmış kıta kabuğunun gerilme tektoniğine geçiş gösterdiği orojenik çöküş fazı 335 ila 290 My aralığında gerçekleşmiştir ve bu gerilme önülke havzalarındaki sıkışma tektoniği ile karşılanmıştır (Praeg, 2004). Yüksek basınç metamorfizmasını takip eden 'orojenik çökme' esnasında *yüksek sıcaklık düşük basınç metamorfizmasının* oldukça etkin olduğu bilinmektedir. Variskan orojenezinin geç evre fazı olan orojenik çökme ve bunu takiben gelişen Visean yaşlı yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizmasının varlığı tüm Avrupa orojenik kuşağı boyunca yaygın olarak bilinmektedir.

Özetle, çalışma alanındaki gnaysik dilimde saptanan Visean yüksek sıcaklık düşük basınç metamorfizması, kıta kabuğu kalınlaşmasını takip eden dönemdeki yükselmeye bağlı olarak başlamış olmalıdır (Şekil 5.1, 5.22). Kalınlaşmış kabuğun yatay yöndeki sünek hareketi kabuğun incelmesine neden olmakla birlikte yükselme sürecini ve yüksek sıcaklık düşük basınç metamorfizmasını da tetiklemektedir (Hoym de Marien ve diğ., 2018). Buna göre Sarıcakaya Plutonu, yüksek sıcaklık metamorfizmasını takiben (318 My) post orojenik bir magmatizma fazı olarak kabuğa sokulum yapmış olmalıdır (Şekil 5. 1).



**Şekil 5.22:** Visean dönemindeki yükselmenin ilk aşamaları. (Alttan yükselen birim Orta Sakarya Gnays Dilimini, üstteki birimler Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimini göstermektedir).

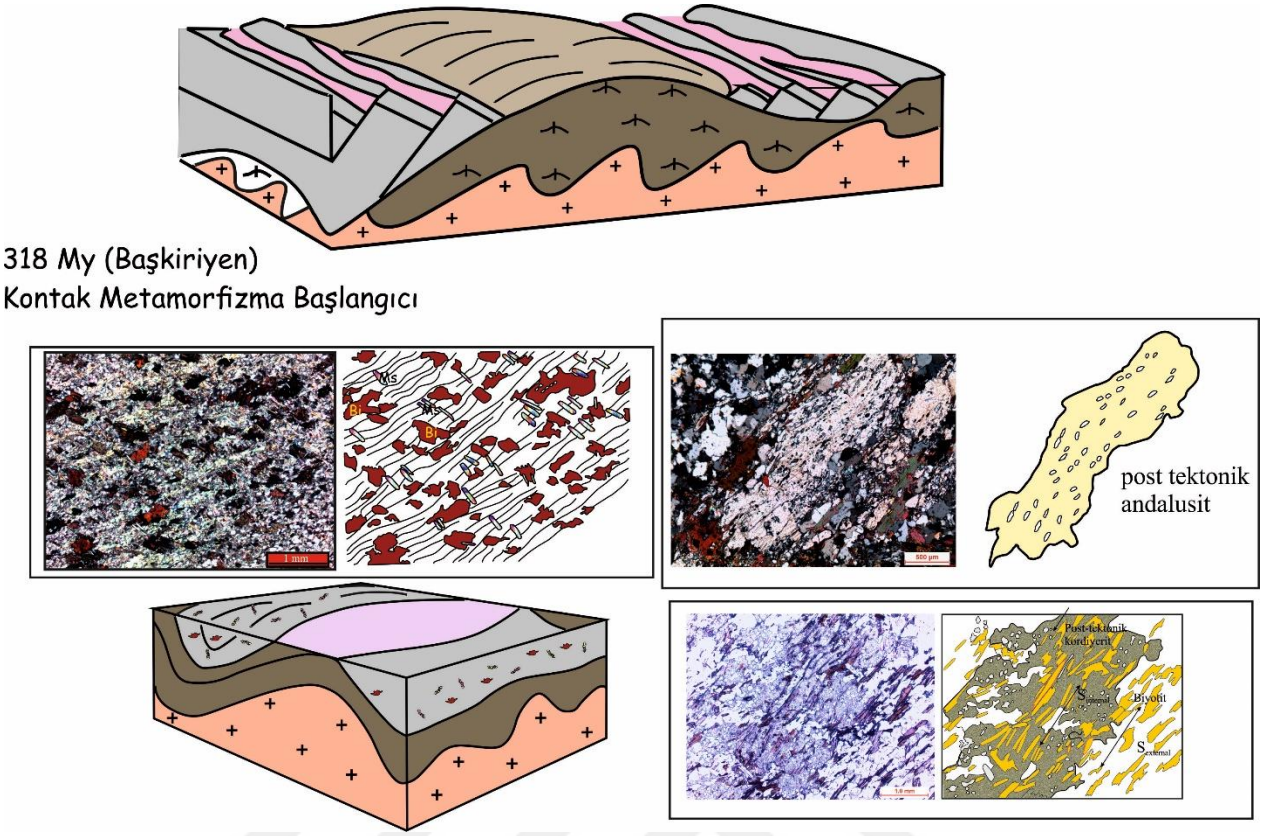
Orta Sakarya Gnays Dilimi içinde Variskan kıtasal çarpışma dönemine ait kabuk kalınlaşmasını temsil eden korunmuş bir yüksek sıcaklık/yüksek basınç metamorfik parajenezi ya da kalıntı bir kayaç budini (eklojit, granülit vs.) gözlenmemiştir. Orta Sakarya Bölgesi'nden Karbonifer yaşlı kabuk kalınlaşmasına dair bir veri elde edilmeyişine şu şekilde açıklama getirilebilir; **1-** Variskan orojenezinin kıtasal çarpışma evresi esnasında Orta Sakarya bloğu orojenezin 'hinterland' kısmından uzakta konumlanmış olabilir (Şekil 5.23); **2-** Orojenez, Orta Sakarya Bölgesinin bulunduğu kesimlerde çarpışmadan çok 'kıtaların birbirine dokunması' şeklinde gelişmiş olabilir; **3-** Bölgedeki ormanlık arazinin yaygın olması korunmuş eklojitik, granulitik budinlerin saptanmasını güçleştirmiş olabilir; **4-** Söz konusu kayalar genç örtü birimlerinin altında gömülü olabilir. Bununla birlikte Variskan orojenezinin çarpışma fazına (ya da farklı blokların birbirine yakınsama fazına) işaret eden yüksek basınç metamorfizmasının yaşı Alpin zonları içinde değişkenlik göstermektedir (örn; **373-342 My Austro Alpin zonu**-Miller ve Thöri, 1995; **392-376 My Ligurian Alpleri**- Giacomini ve diğ., 2007; **341-336 My Helvetik Alpler**- Rubatto ve diğ., 2010).




**Şekil 5.23:** Variskan orojenezinin kabuk kalınlaşmasına neden olan kıtasal çarpışma/yakınsama fazı esnasında Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'nin olası konumu.

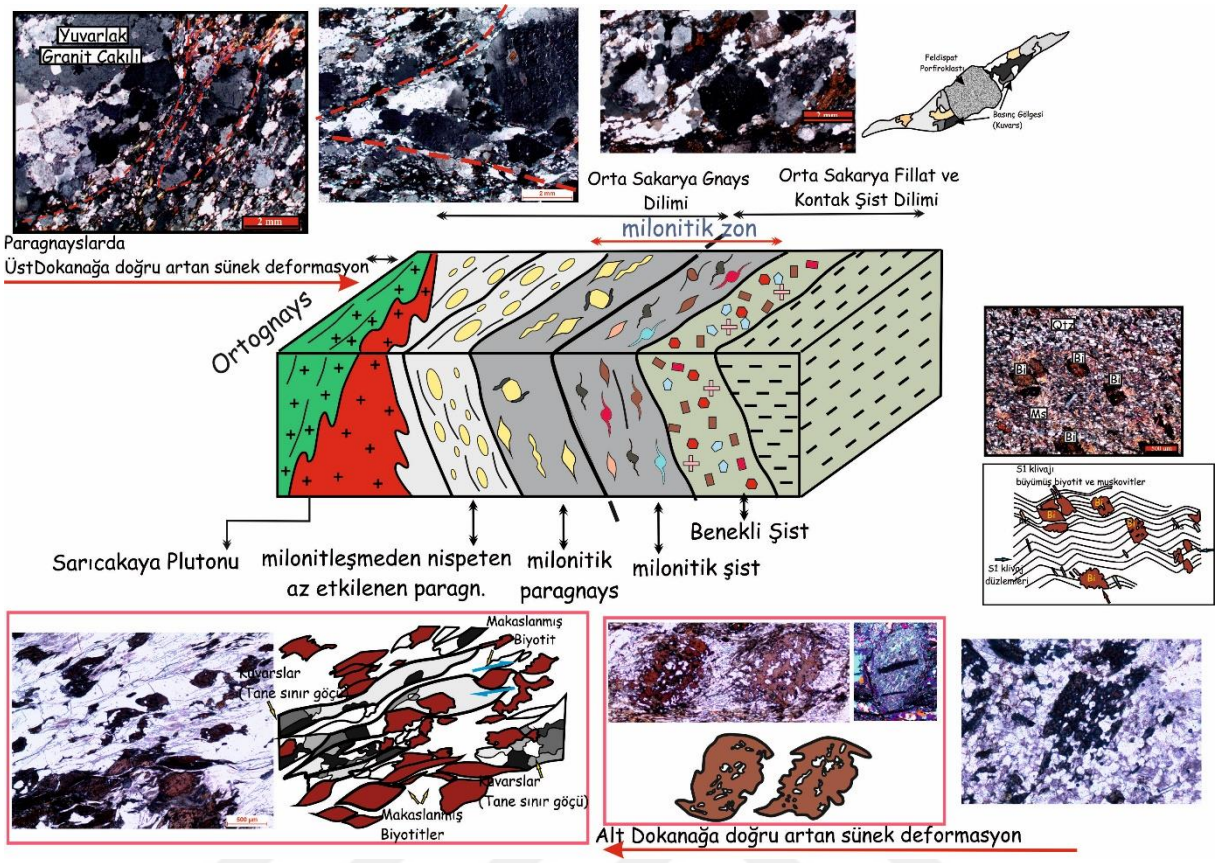
Kıta kabuğunun Visean dönemindeki yükselmesi esnasında '*Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi*' olasılıkla üst kabuk koşullarında bulunmaktadır. Nitekim, 'fillat ve kontak şist' dilimindeki bölgesel metamorfizma derecesinin en fazla 'yeşilşist fasiyesi' koşullarına kadar ulaşabildiği tespit edilmiştir. Karbonifer döneminde farklı tektonik dilimlere dahil olan yüksek ve düşük dereceli metamorfik kayaların varlığı tüm Variskan bloklarında yaygın olarak bilinmektedir. Örnek vermek gerekirse, Karpatlar'daki Getic/Supragetic bloklarında farklı derecelerde metamorfizma geçirmiş tektonik birimler arasındaki dokanak zonuna ait milonitik kayalardan 346-331 My soğuma yaşı elde edilmiştir (Iancu ve Seghedis, 2017).

'*Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi*'ndeki kontak metamorfizma fazı Geç Karbonifer'de (318 My U-Pb) Sarıcakaya Plutonu'nun Orta Sakarya Kristalen Kompleksi'ne sokulum yapması ile ilişkili olarak başlamıştır. Geyikoynağı Metamorfitleri Sarıcakaya Plutonu'nun sağladığı ısı akısı ile güney kesimlerinden itibaren hornfels ve benekli şistlere dönüşmeye başlamıştır. Hornfels ve benekli şistler ince kristalli mika-şist/fillat türü kayaçların üzerine gelişmiş biyotit, muskovit, kordiyerit ve andalusit porfiroblastlarından oluşmaktadır (Şekil 5.24). Özellikle benekli şist zonundaki porfiroblastların, üzerine geliştikleri protolit kayacın foliasyon düzlemlerini içine alarak kristalleştikleri gözlenmiştir (Şekil 5.24). Mikro-dokusal özellikleri andalusit kristallerinin olasılıkla iki farklı jenezde oluştuğuna işaret etmektedir. Bir kısım andalusit kristalleri matriksteki rekristalize mineralleri içine alarak kristalleşirken, bazı kristellerinde inkluzyon gözlenmemektedir. Yapılan mikro-incelemeler biyotit porfiroblastlarının, protolit kayacın hem klivaj düzlemlerindeki mika minerallerini hem de rekristalize kuvars kümelerini içine alarak kristalleştiğini göstermektedir. Biyotit porfiroblastları yer yer gelişigüzel dağılım gösterse de, genellikle üzerine geliştikleri klivaj düzlemlerine koşut ya da verev yönde ikincil foliasyon düzlemleri oluştururlar.




**Şekil 5.24:** Sarıcakaya Plutonu'nun sokulumu ile başlayan kontak metamorfizma.

Kontak metamorfik kaya topluluğu bu çalışmada *Akkum Kontak Şistleri* olarak adlandırılmıştır. Çünkü Akkum köyü ve kuzeyi, fillat/mika-şist, benekli şist, hornfels ve milonitik şistler arasındaki geçişin en net gözlenebildiği lokalitedir. Gerek saha çalışmaları gerekse mikro ölçekli incelemeler, benekli şist zonundan istifin alt dokanağına doğru yaklaştıkça kontak metamorfik porfiroblastların milonitleşmeye başladığını göstermektedir (Şekil 5.25). Kontak metamorfik istif milonitik şist formunu kazanmaya başladıkça tane boyu küçülmeye başladığından, birbiri üzerine gelişen foliasyon düzlemlerini tanımlamak güçleşmektedir. Kontak şist zonu ve altındaki paragnaysların tektonik dokanağının gösterildiği blok diagramda (Şekil 5.25), tektonik dokanağa yaklaştıkça her iki birimin de giderek milonitik yapı kazandıkları gösterilmektedir. Diagramda gösterilen ince kesit fotoğrafları yönlü kesitlere ait olmadığı için sadece yapıların ne şekilde değiştiğini göstermek amacıyla kullanılmıştır.




**Şekil 5.25:** Kontak metamorfik şistlerde alt dokanak zonuna yaklaştıka giderek artan milonitik deformasyon.

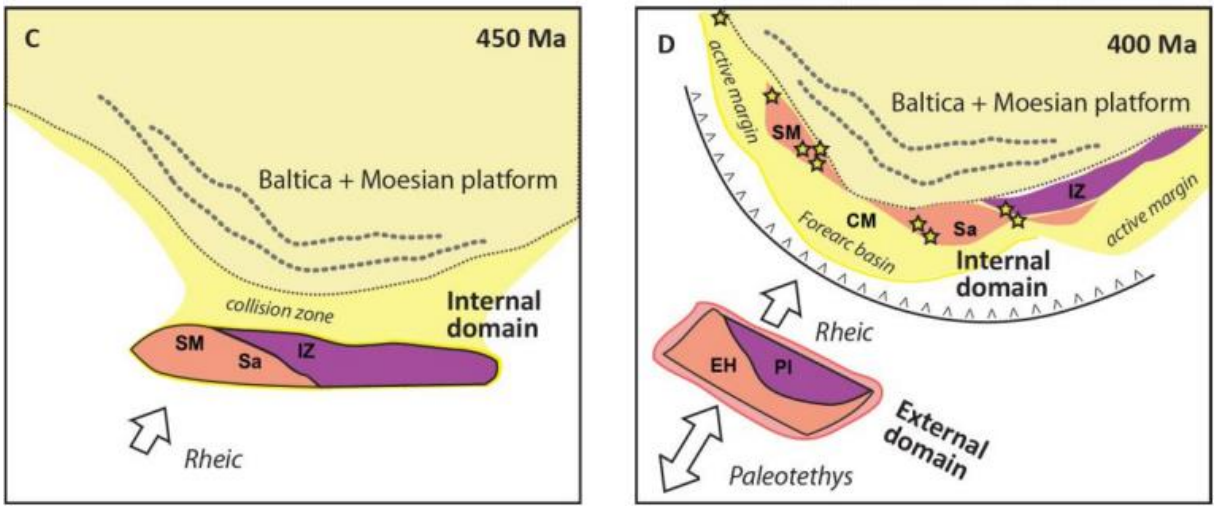
'Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi' içindeki bir adet milonitik şistten ve bu şistler içindeki korunmuş bantlı hornfels kayacından jeotermobarometre çalışmaları yapılmıştır. Basınç ve sıcaklık hesabı yapılan bantlı hornfels kayacı mineralojik olarak biyotit, muskovit, sillimanit, granat ve plajiyoklastan oluşmaktadır. Ferry ve Spear (1978), Perchuk ve Lavent'eva (1983) ve Thompson (1976)'nın termometre kalibrasyonları granat-biyotit çifti için 561ºC ila 621ºC metamorfizma sıcaklığı vermiştir. Hornfels kayacının GASP (granat-aluminosilikat-kuvars-plajiyoklas) jeobarometresi kullanılarak hesaplanan basınç değerleri, Koziol ve Newton (1988) kalibrasyonuna göre 2.3 kbar ila 3.6 kbar aralığında, Koziol (1989)'un kalibrasyonuna göre ise 2.4 kbar ila 3.8 kbar aralığındadır. Theriak-Domino programı kullanılarak oluşturulan pseudosection grafikleri, bantlı hornfels örneğinin 650-725ºC sıcaklık ve 3.5-4.75 kbar basınç altında metamorfizmaya uğradığını göstermiştir. Jeotermobarometre hesaplamaları yapılan milonitik şist örneğinin mineralojisi ise biyotit, muskovit, sillimanit, granat ve kuvarstan oluşmaktadır. Parajenezdeki granat-biyotit çifti için kullanılan jeotermometre formülasyonları (Ferry ve Spear, 1978; Perchuk ve Lavent'eva, 1983; Thompson, 1976) 549 ila 589 ºC arasında sıcaklık değerleri vermektedir. Wu ve Zhao

(2007)'nin önerdiği GBMAQ jeobarometresi milonitik şist örneği için 3.5-3.9 kbar aralığında süregelen basınç koşullarına işaret etmektedir. Theriak-Domino programı kullanılarak oluşturulan pseudosection grafikleri, milonitik şist örneğinin 575-675ºC sıcaklık ve 3.5-4.5 kbar basınç aralığında metamorfizma geçirmiş olabileceğini göstermektedir.

Avrupa Variskidleri'nin Geç Devoniyen-Karbonifer'de Lavrasya güney kenarına çarpıp, orojenik çöküş sonucu yükseldiği bilinmektedir. Bu tez çalışması kapsamında, Variskan orojenik kuşakları için önerilmiş genel büyük tektonik senaryo ışığında, Orta Sakarya Gnays Dilimi ve Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin, Visean döneminde Lavrasya güneyinde oldukları varsayılmaktadır (Şek. 5. 1).

Öte yandan, mevcut literatürde Sakarya Zonu'nun Variskan evrimine dair farklı modeller önerilmiştir. Göncüoğlu ve diğ. (2000), Orta Sakarya Bölgesi'ndeki metamorfik birimlerin bir okyanus içi yay kompleksi olarak oluştuğunu ve bu yay kompleksinin Orta-Geç Karbonifer'de Gondvana güneyine çarparak bölgesel metamorfizma geçirdiğini önermektedir. Bu modele göre Orta Sakarya Bölgesi İzmir-Ankara Okyanusu'nun açılması ile Lavrasya güneyine dahil olmuştur. Şengör ve Yılmaz (1981), Şengör ve diğ. (1984), Romano ve diğ. (2006)'ya göre Sakarya zonu temel kayaları Paleotetis Okyanusu'nun Geç Devoniyen-Karbonifer'de Gondvana altına dalması sonucu bir yay kompleksi olarak oluşmuştur. Güney yönlü yitim Triyas döneminde bir yay-ardı havzanın oluşumuna neden olmuştur. Bu yay ardı havzanın Orta-Geç Mesozoyik'te Neotetis okyanusuna evrilmesi ile Sakarya Yayı Gondvana'dan ayrılmıştır. Diğer yandan, Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerindeki Pulur Masifi'ne ait yüksek dereceli metamorfik kayaların Karbonifer metamorfizmasını Lavrasya güneyinde oluşan bir yay ortamında geçirdikleri önerilmiştir (Okay 1996). Pulur Masifi için önerilen diğer bir tektonik modelde, Karbonifer yaşlı yüksek sıcaklık metamorfizması Lavrasya güneyinden sürüklenen bir kıtasal bloğun Gondvana kuzeyine çarpması sonucu oluşmuştur (Dokuz ve diğ., 2011). Yine Sakarya Zonu'nun doğu kesimlerinde yer alan ve 330 My yaşlı plutonlarla kesilen Narlık-Karadağ paragnayslarının (334-314 My metamorfizma yaşı) Lavrasya güneyinde gelişen bir yayın sağladığı ısı akısı ile metamorfizmaya uğradığı önerilmektedir (Ustaömer ve diğ., 2012). Görüldüğü üzere, Sakarya Zonu'nun Variskan evrimine ve Lavrasya güneyine ne zaman dahil olduğuna dair bir fikir birliği yoktur.

Zlatkin ve diğ. (2018), 460-400 My aralığında magmatizma yaşı veren Avalonya ve Kadomiyan kökenli blokların yaklaşık Ordovisyen döneminden itibaren konumsal olarak yakın olduklarını önermektedir (Şekil 5.26). Bu önerme, Kikladik Masiflerdeki bazı temel kayalarında hem Ordovisyen hem de Devoniyen yaşlı detrital zirkonların bulunmasına dayanmaktadır. Bu modele göre Sakarya Zonu 450 My'dan itibaren Avalon tipi bir blok olan İstanbul Zonu'na yakın konumdadır. Karslı ve diğ. (2022) ise Sakarya Zonu'nun Geç Triyas-Orta Jura'da Anatolid-Torid bloğu kuzeyinden riftleşmeye başladığını önermektedir. Bu modele göre Geç Triyas döneminde kuzeye doğru sürüklenmeye başlayan Sakarya Zonu'nun altına doğru yitime devam eden Paleotetis Okyanusu, Geç Jura'da Sakarya Zonu'nun Lavrasya'ya eklenmesi ile birlikte tamamen kapanmaktadır.




**Şekil 5.26:** Zlatkin ve diğ. (2018)'e göre 450-400 My aralığında Sakarya Zonu'nun konumu.

### 5.1.6 Geç Variskan Deformasyonları

Çayköy Ortognaysları'ndan elde edilen mineral uzama ve kıvrım ekseni gibi lineasyon ölçümlerinin birçoğu D-B ve BKB-DGD gidişlidir. Yapılan saha çalışmaları foliasyon doğrultuları ile foliasyon üzerinde gelişen mineral uzamalarının gidiş yönünün yaklaşık paralel olduğunu göstermektedir. Dolayısıyla Çayköy Ortognaysları, sünek yapıların oluşumuna neden olan bir doğrultu atım tektoniğinden etkilenmiş olmalıdır. Doğrultu atımlı sünek deformasyon sağ yönlü sigmoidal porfiroklastların ve C′ makaslama bantlarının oluşumuna neden olmuştur.

Sarıcakaya Paragnayslar'ından yapılan ölçümler de benzer şekilde, sünek deformasyona bağlı olarak gelişen mineral uzamalarının büyük bir kısmının D-B gidişli olup D ya da B'ya dalımlı olduğunu göstermektedir. Lineasyonlar oldukça düşük dalım açısına sahiptir. D-B gidişli olan mineral uzamalarına paralel yönde gelişmiş pek çok sigmoidal porfiroklastın varlığı göz

önüne alındığında, paragnays istifinin de doğrultu atımlı sünek bir deformasyonun etkisi altında kaldığı söylenebilir. Dolayısıyla, ortognays ve paragnaysları etkileyen baskın deformasyon oldukça benzer karakterdedir. Orta Sakarya Gnays Dilimi'nde gelişmiş asimetrik porfiroklastların pek çoğu sağ yönlü makaslamaya işaret etmektedir. Paragnays istifinin üst dokanağına en yakın kesimlerde ana foliasyon düzlemleri sağ yönlü makaslama bantları (C′) ile kesilmektedir. Üst dokanak zonunun özellikle Kepez Tepe güneyi ve Kömürlük Tepe doğusu arasında kalan kesiminde, kataklastik yapıların ve doğrultu atımlı fay düzlemlerinin milonitik foliasyonu kestiğini göstermektedir. Paragnaysları kontak şist biriminden ayıran tektonik dokanak zonundaki ana fay muhtemelen bu doğrultu atımlı deformasyonun kırılgan fazını temsil etmektedir. Ancak problem teşkil eden noktalardan bir tanesi, gnays dilimini üzerindeki '*fillat ve kontak şist*' diliminden ayıran fay düzlemlerinin eğim açısının yaklaşık 45° olmasıdır.

Söz konusu tektonik hat, Asar Tepe batısında Geç Karbonifer yaşlı Sarıcakaya Plutonu tarafından kesildiği için Geç Karbonifer öncesinde oluşmuş olmalıdır. Bununla birlikte, dekstral sünek deformasyon izlerine Geç Karbonifer yaşlı Sarıcakaya Plutonu'un kenar kesimlerinde de rastlanılmıştır. Kenar kesimlerindeki sünek deformasyon milonitleşme, makaslamaya bağlı oluşmuş asimetrik kıvrımlanmalar, granit içindeki felsik damarlar üzerinde gelişmiş D-B gidişli mineral uzamaları şeklinde kendini göstermektedir. Bununla birlikte, Değirmenbaşı Tepe dolayları ile Pamuklu Tepe kuzeyinde bu tektonik hat içine oldukça deforme olmuş lökokratik granitoidler yerleşmiştir. Değirmenbaşı Tepe dolaylarındaki lökokratik granitoid kütlesinden elde edilen zirkon U-Pb yaşları 91±25 My (Kretase) 'upper intercept' yaşı vermiştir. Tektonik dokanak zonuna sokulmuş bu deforme granitoidlerden elde edilen upper intercept yaşları, tektonik hattın Karbonifer sonrasında daha genç bir tektonizmadan etkilenmiş olabileceğine işaret etmektedir.

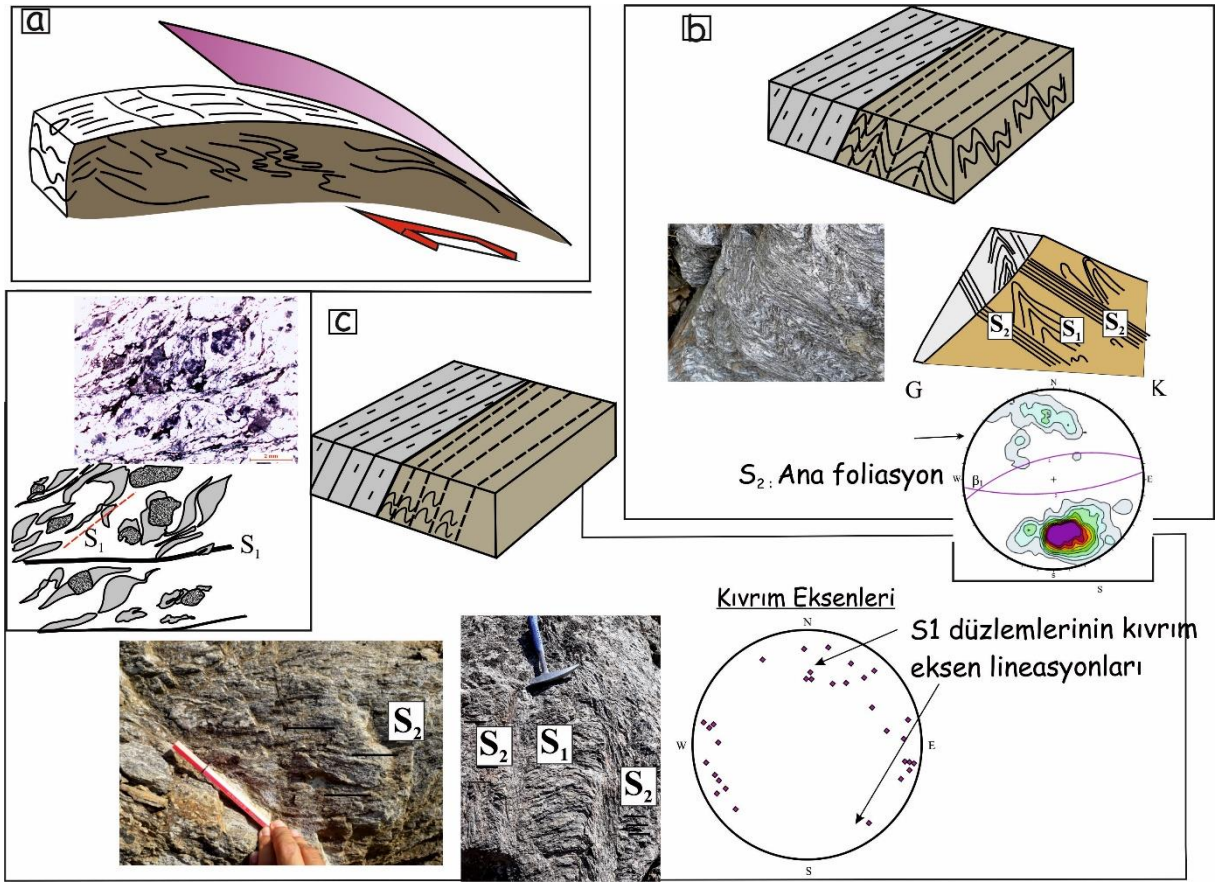
Doğrultu atımlı makaslama ve fay zonları ile pluton sokulumu, migmatitik gnays domları ve çekirdek kompleksleri arasındaki yakın konumsal ilişki pek çok çalışmada belirtilmiştir (Vaughan ve Scarroe, 2003; Rosenberg, 2004; Weinberg ve diğ., 2004; Cao ve diğ., 2011). Bu tip deformasyonların görüldüğü bölgelerde, gnaysik birimlerin metamorfizması ile pluton oluşumu yaklaşık aynı yüksek sıcaklık evresi ile ilişkilidir (Cao ve Neubauer, 2016). Bu zonlarda sin-tektonik ya da post tektonik plutonlar ana litolojik sınırları kesen doğrultu atumlı fay/makaslama zonları içine ya da makaslama zonunun duvarlarına yerleşir (Cao ve

Neubauer, 2016). Sıcak magma, kabuğun termal olarak zayıflamasına ve deformasyonun bu zayıflamış kesimlerde yoğunlaşmasına neden olur. Cao ve Neubauer (2016), kıta-kıta çarpışması esnasında ya da bunu takip eden dönemde gelişen pluton sokulumlarının doğrultu atımlı fay zonları ile ilişkili olabileceğini önermektedir. Bunun en çok bilinen örneği Karbonifer yaşlı granitoidler ile kesilen Karbonifer yaşlı Güney Armorikan Makaslama Zonu'dur (Faure ve diğ., 2008; Tartese ve diğ., 2012). Bu doktora tez çalışmasında, Çayköy Ortognaysları'nı etkileyen doğrultu atımlı sünek hareketin olaslıkla gnaysların geç yükselme evresinde pluton sokulumu ile ilişkili olma ihtimali üzerinde durulmaktadır (Şek. 5.1). Çalışma alanındaki diğer birimlerin aksine, ortognayslarda oblik bileşimli deformasyon kalıntılarına rastlanılmamaktadır. Ortognays biriminde, doğrultu atım tektoniği muhtemelen daha önceki deformasyon fazlarını (?) silmiş (ya da rotasyona uğratmış) olmalıdır.

Paragnays istifinde gelişmiş ana foliasyonların büyük bir kısmı D-B ya da DKD-BGB doğrultuludur. Ancak, Çocuklu Tepe'nin yaklaşık 1 km kuzeyinde sınırları net olarak belirlenemeyen bir zon içinde paragnayslara ait foliasyonların ana trendden oldukça saptığı gözlenmiştir. Bu zon içindeki KD-GB doğrultulu paragnayslarda, nadiren de olsa KB'ya dalımlı mineral uzamaları tespit edilmiştir. Bu zon muhtemelen doğrultu atım tektoniğinin tamamen etkileyemediği alanlara karşılık gelmektedir. Bu mineral uzamalarının foliasyon düzlemi ile olan konumları eğim yönüne oblik bir harekete işaret etmektedir. Buna karşın, bölgede birbiri üzerine gelişmiş ya da birbirini kesen sünek deformasyon zonları gözlenememiştir. Nitekim, foliasyonların eğim yönüne oblik olarak gelişen deformasyonlar çok daha tali miktarda olup, olasılıkla gnays diliminin yükselmeye başladığı esnada oluşan ilk deformasyon fazlarını temsil ederler. Ancak bu kesimlerde yoğun bitki örtüsü olduğundan kesin bir yargıya ulaşmak güçtür.

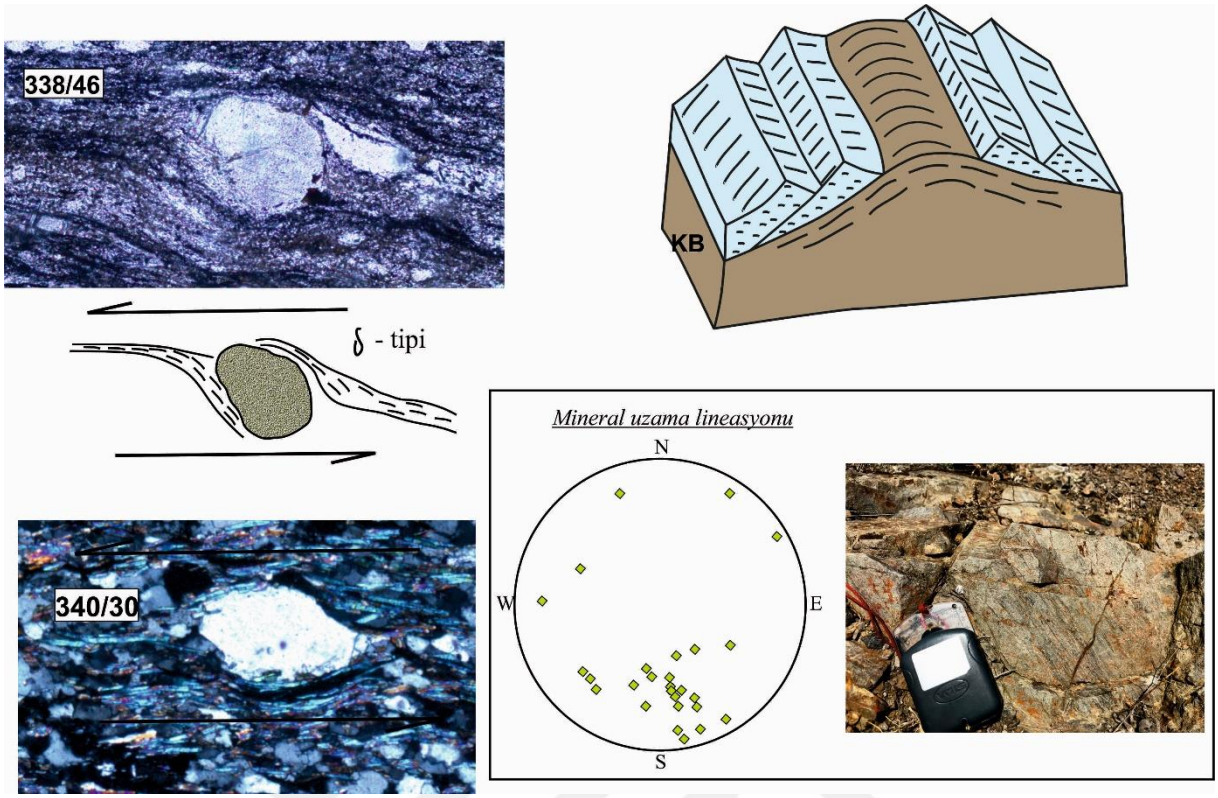
Bununla birlikte arazideki bazı gözlem noktalarında, yaklaşık D-B doğrultulu olan ana foliasyon düzlemlerinin ($S_2$) kıvrımlanmış foliasyonları ($S_1$) kestiği gözlenmiştir (Şekil 5.27). Kesilen bu deforme foliasyonlar olasılıkla gnaysik dilimin yükselmesi esnasındaki öncül foliasyon oluşumunu ya da deformasyon fazını temsil etmektedir. Birime son yapısını kazandıran sünek doğrultu atım tektoniği oluşan bu ilk foliasyonları rotasyona uğratmış olmalıdır. Nitekim sahadaki belirli zonlarda, ana foliasyon düzlemleri ($S_2$) arasındaki kıvrımlanmış foliasyonların kıvrım düzlemlerinin giderek $S_2$'ye paralel konum kazanmaya başladığı gözlenmiştir. Bununla birlikte foliasyon düzlemleri arasında yer yer gözlenen

izoklinal intra-folial kıvrımların varlığı ana foliasyon düzlemlerinin kompozit yapıda olduğunu doğrulamaktadır (Hoym de Marien ve diğ., 2018). Bölgede hakim olan ana foliasyon düzlemleri izoklinal formda kıvrımlanmış köksüz foliasyon düzlemlerinin eksen düzlemleri ile paraleldir.



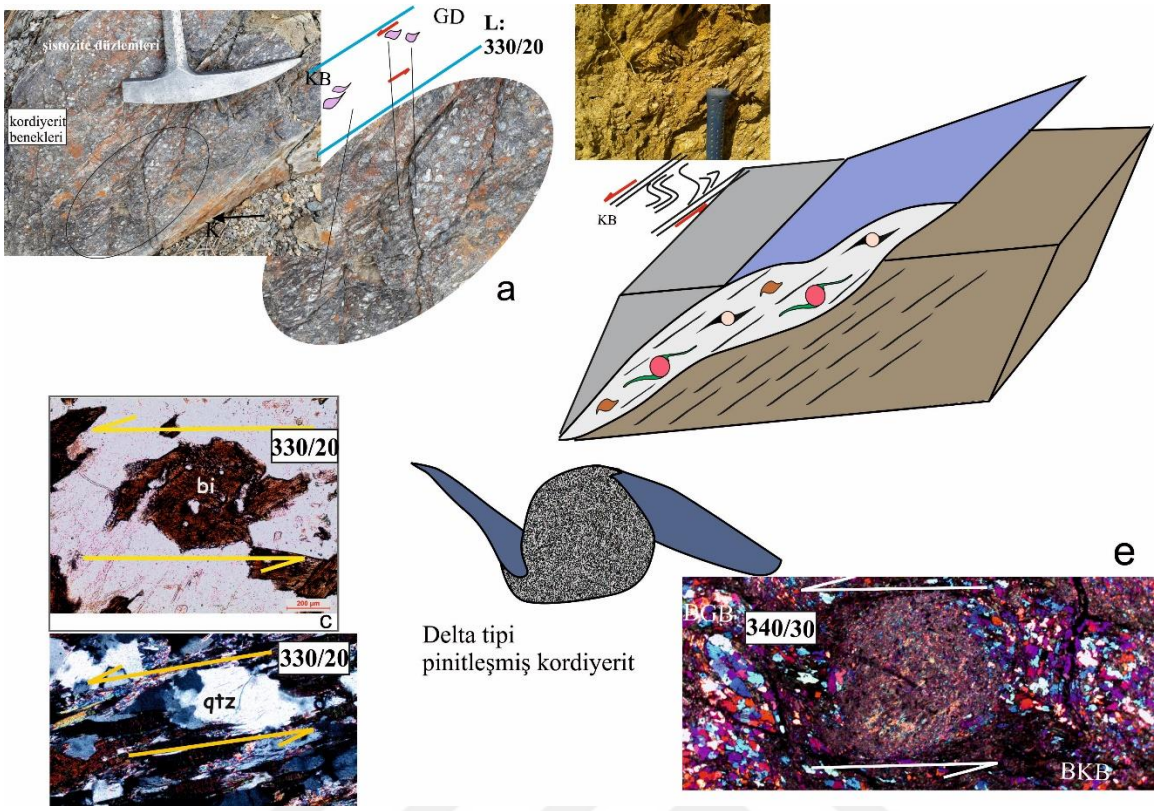

**Şekil 5.27:** Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin yükselmesi (a) esnasında oluşan ilk foliasyon fazları ($S_1$), yüzeylemenin muhtemelen son aşamalarında oluşan ikincil foliasyon düzlemleri (S2) tarafından kesilmiştir (b-c). $S_2$ düzlemlerinin baskın hale gelmesiyle, daha önce oluşan foliasyon fazları korunmuş $S_1$ düzlemleri olarak nadiren gözlenir (c).

Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nden elde edilen yapısal veriler, bu tektonik dilimin hem doğrultu atımlı hem de oblik atımlı sünek deformasyondan etkilendiğini göstermektedir. İstifteki fillat biriminden alınan yönlü örnek Geyikoynağı Metamorfitleri'nin KB'ya doğru aşağı yönde hareket ettiğini göstermektedir. Şekil 5.28'de hareket yönünü veren sigma ve delta tipi porfiroklastlar verilmektedir. Foliasyon düzlemleri ile mineral uzama lineasyonlarının ilişkisi eğime oblik yönde bir harekete işaret eder. İstifte en sık gözlenen mineral uzamaları KKB ve GGD gidişlidir.

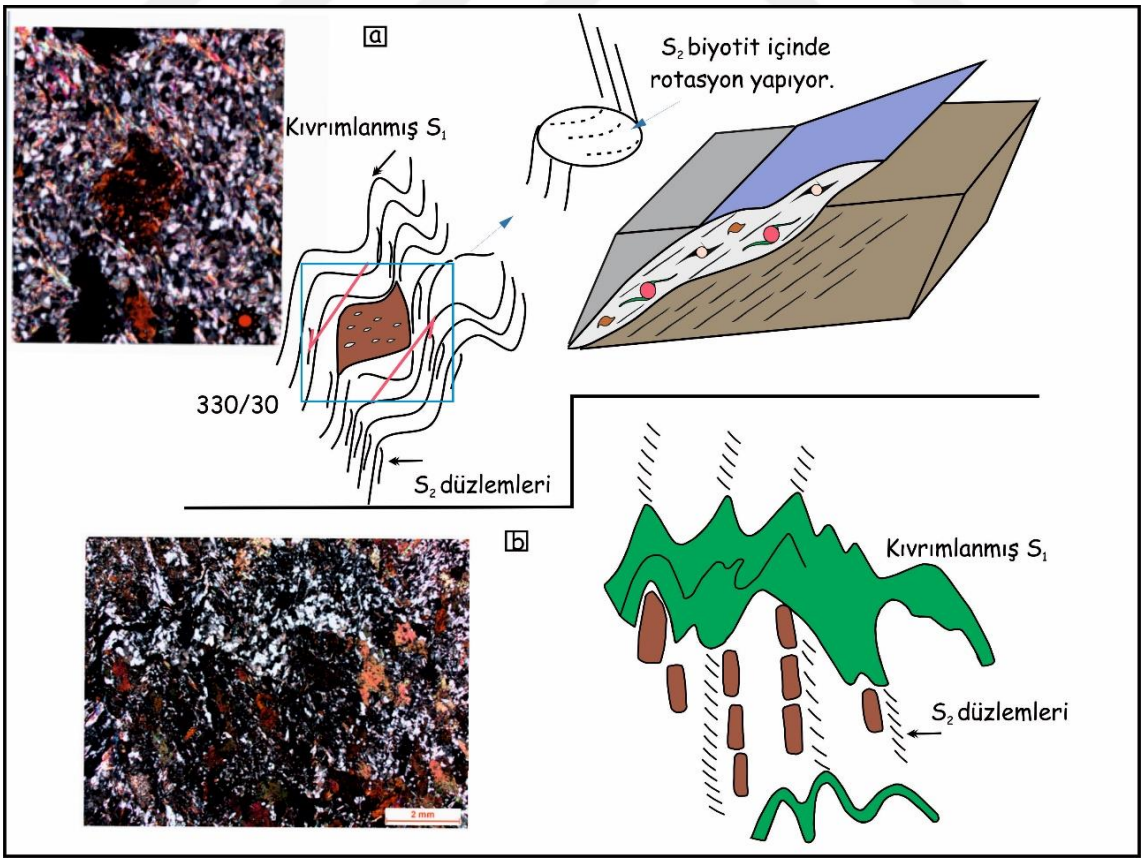



**Şekil 5.28:** Geyikoynağı Metamorfitleri metamorfizma esnasında KB yönünde aşağı hareket etmiş olmalıdır.

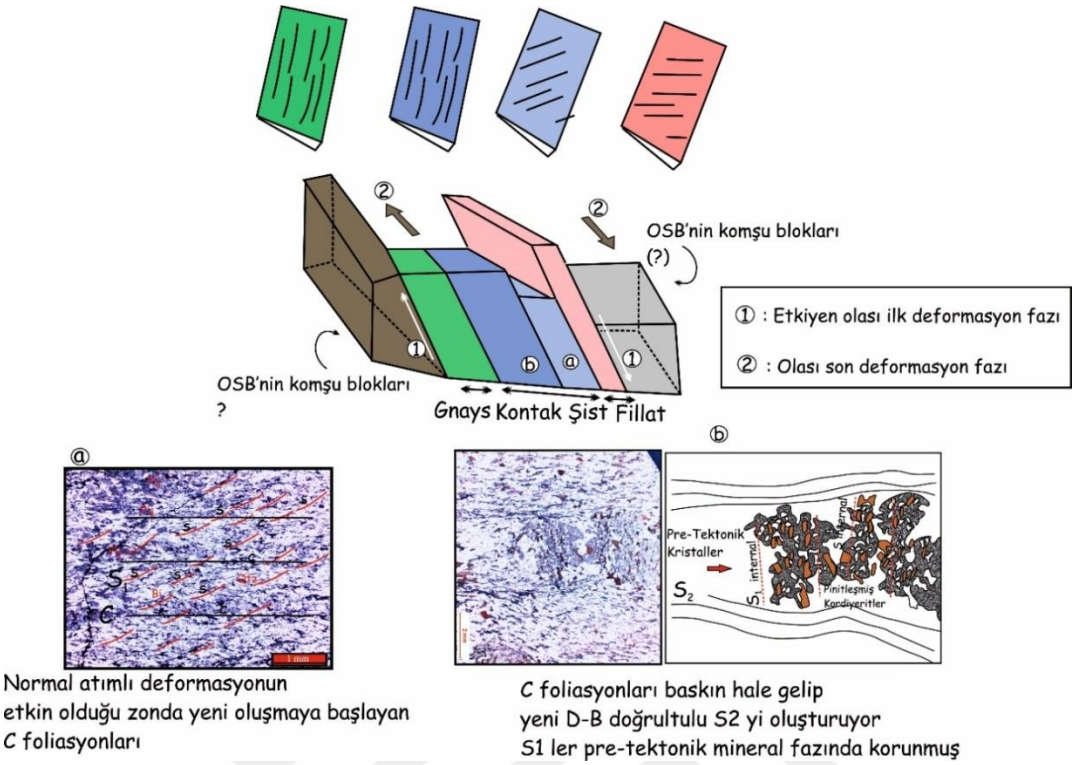
Kontak metamorfik şistlerin deformasyon özellikleri ise daha karmaşık yapıdadır. Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi'nin alt dokanak zonundan uzak kesimlerde (yaklaşık 3-3.5 km kuzeyde) şistozite ara kesitlerinde gözlenmiş olan sigmoidal kordiyerit, kuvars ve biyotitler KB'ya eğimli bir makaslama düzlemi üzerinde KB yönlü bir harekete işaret etmektedir (Şekil 5.29). Bu sigmoidal mineraller ile eş zamanlı geliştiği öngörülen, KB'ya eğimli makaslama düzlemlerine koşut yönde gelişmiş şistozite düzlemleri fillatların kıvrım eksen düzlemleri boyunca ya da C düzlemleri olarak oluşmaya başlamıştır (bu krenulasyon kıvrımları her daim gözlenmemektedir). Bu C düzlemleri (ya da krenulasyon klivajları) muhtemelen bölgesel metamorfizmanın son aşamalarını takip eden dönemde kontak metamorfizmanın ilk evrelerinde oluşmuş olmalıdır. Mikro-yapılarda, kalıntı dokuların korunduğu benekli şist zonundaki sigmoidal biyotit benekleri ile söz konusu C düzlemlerinin (ya da krenulasyon klivajlarının) sin-tektonik ilişki gösterdiği oldukça belirgindir (Şekil 5.30a). C düzlemlerinin alt dokanağa yaklaştıkça baskın hale geldiği ve yeni $S_2$ düzlemlerini oluşturduğu mikro çalışmalar vasıtasıyla belirlenmiştir. S1 düzlemleri alt dokanak zonundaki pre-tektonik porfiroblastlar içinde korunmuş olarak gözlenmektedir (Şekil 5.31).




**Şekil 5.29:** KB yönlü bir harekete işaret eden sigma ve delta tipi biyotit, kuvars ve kordiyerit porfiroklastları.

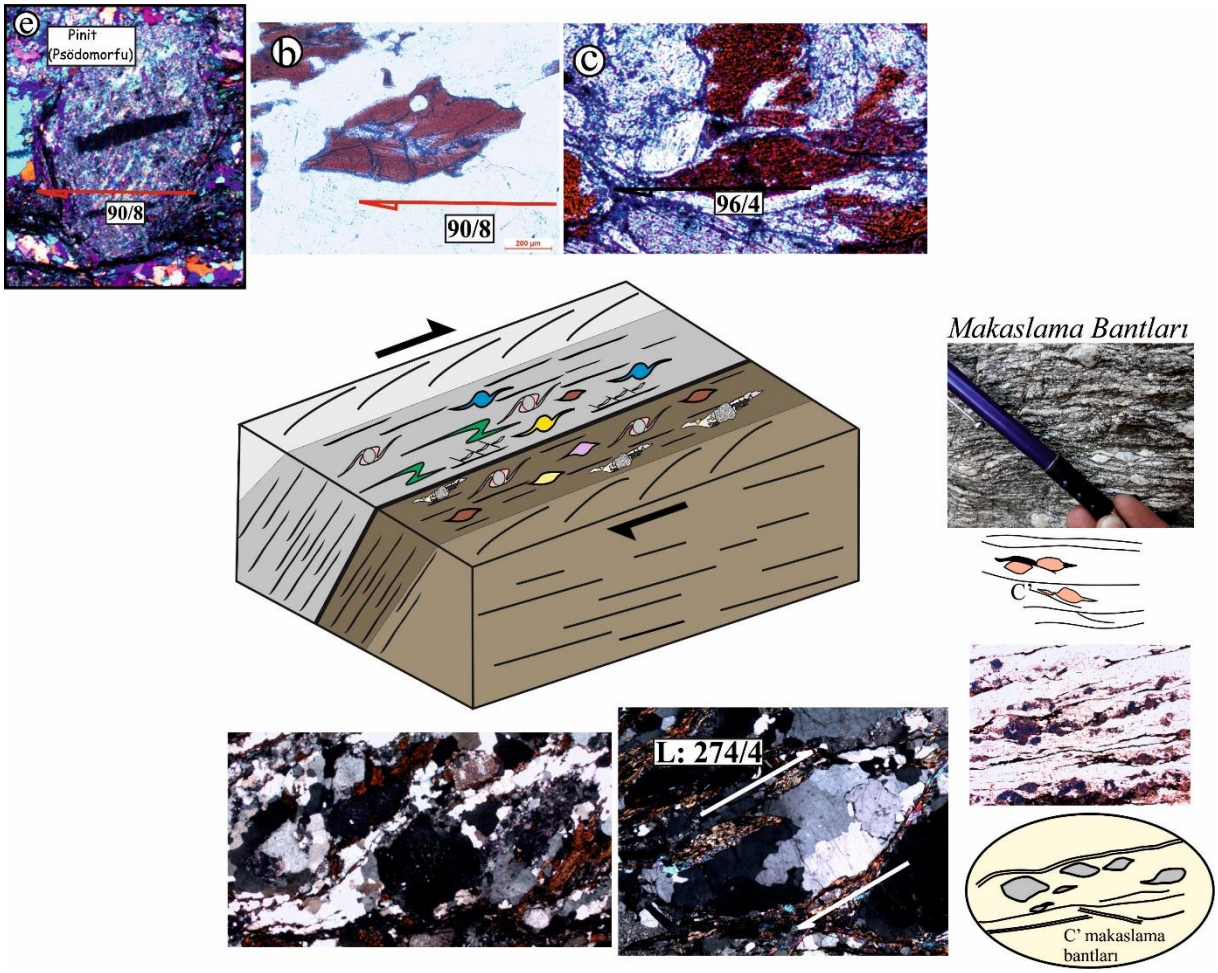



**Şekil 5.30:** Kontak metamorfik zondaki şistozite düzlemlerinin oluşmaya başladığı ilk aşamalar.




**Şekil 5.31**: a) C düzlemlerinin rotasyona uğrayarak daha baskın hale geldiği alt dokanak zonunda, önceki foliasyon fazları pre-tektonik mineraller içinde korunmuş olarak gözlenir.

Alt dokanağa en yakın kontak şist zonlarındaki mineral uzama lineasyonlarının büyük çoğunluğu D-B gidişlidir. D-B gidişli mineral uzamalarının foliasyon düzlemleri ile olan ilişkisi doğrultu atımlı sünek deformasyona işaret etmektedir. Dokanak zonu içindeki bu sünek deforasyon, D-B gidişli lineasyonlara koşut yönde sağ yönlü gelişmiş sigmoidal mika, kuvars ve kordiyerit minerallerinin ve C′ makaslama bantlarının oluşumuna neden olmuştur (Şekil 5.32). Dolayısıyla alt dokanağa yakın kesimlerde milonitik deformasyonun D-B yönünde etki ettiği söylenebilir. Milonitik mika şistlerde kristal boyutu oldukça küçük ve çoğu zaman tek düze olduğundan S-C foliasyonlarının takibi ancak mikro ölçekte yapılabilmiştir. Önceki paragraflarda anlatıldığı gibi, bu dokanak zonuna yakın kesimlerde kontak şistleri etkileyen doğrultu atımlı sünek deformasyon gnays dilimini de etkilemiştir (Şekil 5.32).




**Şekil 5.32:** Tektonik dokanağa yakın kesimlerde hem kontak şist birimini hem de paragnaysları etkileyen doğrultu atım tektoniği.

### 5.1.7 Alt Permiyen

Orta Sakarya Bölgesi'nde Permiyen kayıtları Tarpak Dilimi'nden elde edilmiştir. Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin altına tektonik olarak yerleşmiş olan Tarpak Dilimi, kuvarso-feldispatik şist, kuvars şist, kuvars-mika şist, mermer, klivajlı kuvarsit ve meta-volkanoklastik şistlerden oluşmaktadır. Birimin stratigrafik tabanı inceleme alanında yüzeylememektedir. Güneyde yapısal olarak tabanında İzmir-Ankara Kenedine ait ofiyolitik kayalar bulunmaktadır.

Felsik meta-dioritik sil ve dayklar istifin alt kesimlerine hapsolmuştur. İstifin özellikle taban kesimlerinde, yoğun olarak granitoid çakılları içeren kuvarso-feldispatik şistler gözlenir. Mermer birimi ise istifin alt kesimlerinden itibaren ara seviyeler olarak başlar, ancak istifin en üst kesimlerinde kalın seviyeler oluşturur. Tarpak Dilimi'ndeki meta-sedimenter kayaların Karbonifer yaşlı plutonlardan türeyen çakıllar içermesi, istifte yüksek oranda kuvars-şist ve mermer seviyelerinin gözlenmesi, sedimenter paketin bir kıta kenarında ve çok büyük

olasılıkla denizel ortamında çökeldiğine işaret eder. İstifin üst kesimlerinin oldukça küçük kristalli klivajlı kuvarsit, fillat gibi ince taneli birimlerin ve mermerlerin baskın hale gelmesi ortamın derinleştiğini göstermektedir. Meta-sedimenter birimler ile sıklıkla ardalanan mafik meta-volkanoklastik ara düzeyleri ise muhtemelen sin-sedimenter volkanizmanın bir ürünü olmalıdır. Sin-sedimenter olarak çökelmiş olan mafik volkanoklastiklerden yapılan jeokimya analizleri bu kayaların, I-tipi, toleyitik, sub-alkalen bazik magmatizmaya bağlı olarak püskürdüğünü göstermektedir. Bu birimin iz element karakteristikleri N-MORB türü kayalara oldukça benzemektedir. Ancak N-MORB'dan farklı olarak Nb elementi La'a kıyasla hafifçe tükenmiştir. Volkanoklastik örnekler tektonik ayırt diagramlarında MORB/Ada yayı kesişimi ya da MORB yay-ardı havza kesişiminde izlenmektedir. Dolayısıyla bu birimin jeokimya analizi, volkano-sedimenter istifin yitim zonu gerisindeki bir yay-ardı havzada çökelmiş olabileceğine ya da yitim zonu sürecinden etkilenmiş bir kaynak alandan türediğine işaret etmektedir.

Tarpak Dilimi'ni oluşturan istifin taban kesimlerini kesen ve yaşı bilinmeyen meta-diorit dayklarının jeokimyası, peralumin, kalk-alkalen ve yitim bileşeni içeren bir magmatizmadan kökenlendiklerine işaret etmektedir. Meta-dioritik dayklar mermer seviyelerinin olduğu kesimlerde cm ila mm ölçeğinde skarnlaşmaya neden olmuştur. Bununla birlikte, dayklarının içinde de yine küçük ölçekli endoskarnlaşma görülmektedir. Tarpak Dilimi içindeki skarnlaşmalar saha ölçeğinde ayırt edilememekle birlikte, skarn mineralleri (granat, klinopiroksen, klorit, sfen) ince kesit çalışmalarında saptanmıştır. Meta-diorit daykından yapılan U-Pb yaş analizi sonucunda oldukça saçınmış zirkon yaşları elde edilmiş olup, magmatik kristalleşme yaşı elde edilememiştir. Analiz edilen zirkonlardan Geç Silüriyen-Devoniyen, Alt Devoniyen, Ordovisyen, Geç Neoproterozoyik-Alt Kambriyen, Ediakaran, Kriyojeniyen, Toniyen ve Paleoproterozoyik yaşlar elde edilmiştir. Bu zirkonlar muhtemelen magmatizmanın kaynak kayalarından kalan kalık zirkonlar olmalıdır. Dayk örneklerinin jeokimyasal olarak az miktarda Zr (58 ppm) konsantrasyonuna sahip olması da göz önüne alındığında, magmatizma ile eş yaşlı zirkon kristalleşmediği düşünülmektedir.

Kuvarsofeldispatik şistlerde U-Pb analizi yapılan detrital zirkonlar Paleoproterozoyik (n:4; 2031-2118 My), Arkeen (n:1; 2876 My), Kriyojeniyen (n:2; 637 My-647 My), Ediyakaran (n:9; 576 My-625 My), Alt Ordovisyen (n:1; 481 My), Devoniyen (n:2, 368, 376 My), Karbonifer (n:4; 328 My-349 My) yaşları vermiştir. En genç zirkonun 328±4 My yaşlı olması

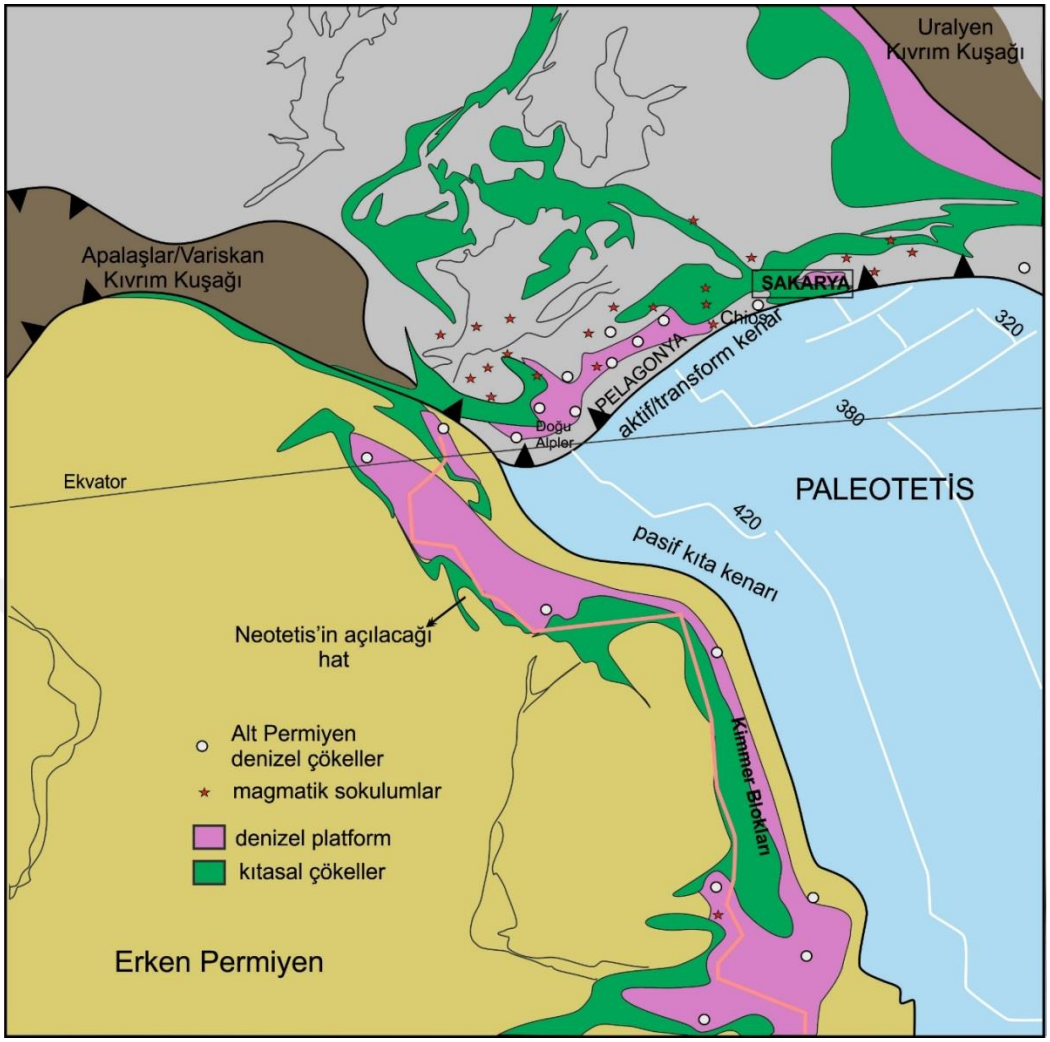
meta-kumtaşının maksimum çökelme yaşının Geç Visean-Serpukhoviyen olduğunu göstermektedir. Kuvarsofeldispatik şistlerdeki biyotitlerden yapılan Ar-Ar yaş analizleri 280.9 My metamorfizma yaşı vermektedir. Jeokronolojik veriler meta-sedimenter birimlerin olası çökelme aralığının 328 My ila 280 My aralığında olduğuna işaret etmektedir. Dolayısıyla bu çalışmada Tarpak Dilimi için geç Erken Karbonifer-Permiyen yaşı önerilmektedir. Birimden elde edilen yaş spektrumu Tarpak dilimine ait meta-kumtaşlarının Sakarya Kıta Kabuğundan beslenmiş olabileceğine işaret etmektedir.

Alpin zonlarındaki Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı sedimenter havzalar en altta çoğunlukla kongomeralar ile başlamakta olup üste doğru sığ denizel klastik kayalara ve karbonatlara geçiş göstermektedir (Cassinis ve Perotti, 1994).

Çalışma alanındaki Permiyen metamorfizmasının benzeri Doğu Pontidler'de de bilinmektedir. Doğu Pontidler'de yüksek dereceli metamorfik kayaların tektonik olarak altına gelen Doğankavak Birimindeki fillatlar 258.9±4.4 My Ar/Ar (fengit) metamorfizma yaşı vermiştir (Topuz ve diğ. 2003). Kuvarsofeldispatik şist, fillat, karbonatlı fillat, mermer, kuvarsit ve meta-bazitlerden oluşan Doğankavak Birimi'nin stratigrafisi Tarpak Dilimine oldukça benzemektedir. Doğankavak Birimi'nden elde edilen Permiyen metamorfizması Paleotetis Okyanusu'nun yitimi ile ilişkilendirilmiştir (Topuz ve diğ., 2003). Bu tez çalışmasında Tarpak Dilimin'deki şistlerden elde edilen Permiyen metamorfizmasının, Doğankavak Birimi için rapor edilen yitim ilişkili metamorfizma olayının 20 My öncesinde başlayan eşdeğeri olduğu düşünülmektedir. Doğankavak Birimi'ndeki meta-bazit birimlerin iz element jeokimyası yay ardı havza ortamında püskürmüş magmatiklere benzetilmiştir (Topuz ve diğ., 2003). Bununla birlikte, Helenidlerin Girit Adası kesiminde Permiyen'de metamorfizma geçirmiş metamorfik birimlerin varlığı Zulauf ve diğ. (2015) tarafından bildirilmektedir. Buna göre, Girit Adası'nda kuvarsit, mika-şist ve paragnayslardan oluşan Kalavros Kristalin Kompleksi'nin Permiyen döneminde (270 My) Paleotetisin yitimine bağlı olarak metamorfizma geçirdiği önerilmiştir. Bunun üzerine gelen Myrsini Kristalin Kompleksi'nde ise yine Permiyen yaşlı deformasyon ve metamorfizmanın varlığı bilinmektedir (300-285 My; Zulauf ve diğ., 2015). Myrsini Kristalin Kompleksi'ndeki kuvarsit, mika-şist ve paragnayslardan oluşan meta-sedimenter istif hendek çökelleri olarak yorumlanmıştır. Bu istifteki kuvarsitlerde Karbonifer (%67), Prekambriyen (%24), Kambriyen (%3), Ordovisyen (%4) yaşlı detrital zirkonların varlığı rapor edilmiştir. Helenidler'deki bu Alpin öncesi metamorfik istifin üzerine 280 My

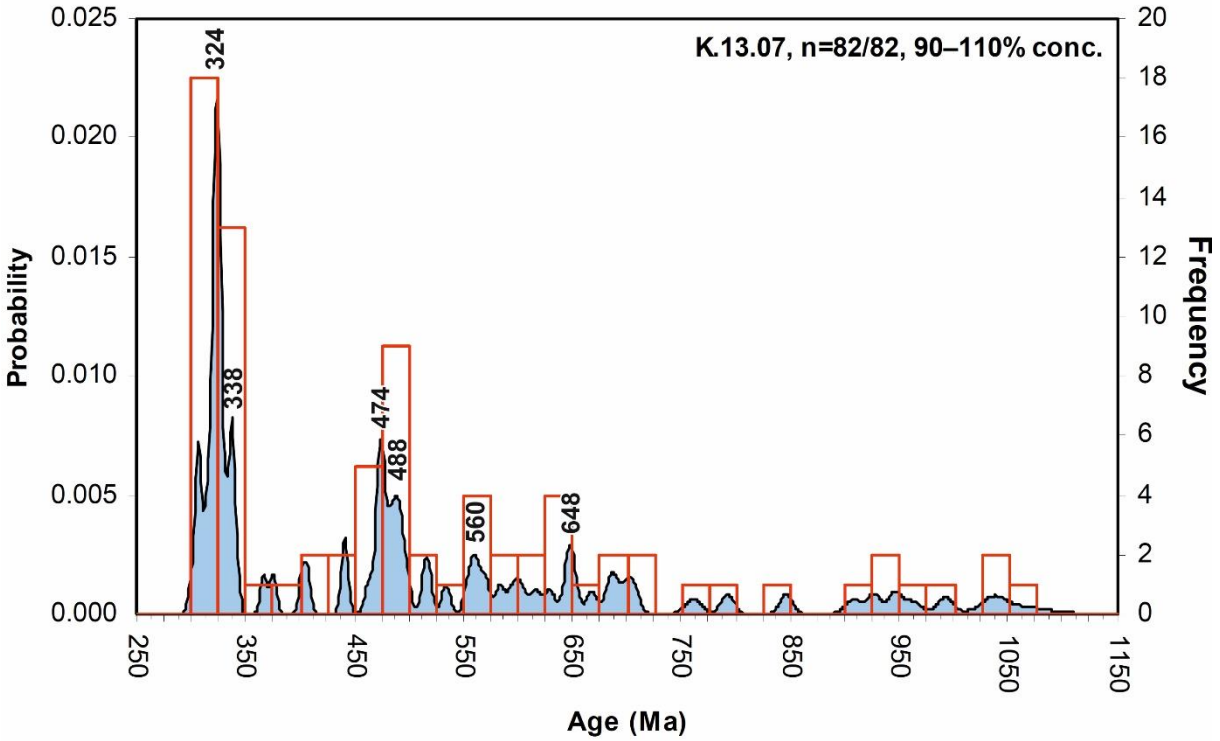
kristalleşme yaşı veren andezitik volkanik kayalar gelmektedir (Zulauf ve diğ., 2015). Andezitik magmatizma Paleotetis Okyanusu'nun yitimi ile ilişkilendirilmiştir (Zulauf ve diğ., 2015). Benzer şekilde, Pelagonia bölgesindeki (Yunanistan kesimindeki) Geç Variskan temelinde, mika-şistere ait muskovitlerden 288 My-297 My $Ar^{40}$-$Ar^{39}$ plato yaşları elde edilmiştir (Vavassis ve diğ., 2000). Aynı temel yüzlekleri içindeki meta-granitoidlerin ise 308 My U-Pb zirkon kristalleşme yaşı verdiği açıklanmaktadır. Bu temel biriminden elde edilen Geç Karbonifer-Permiyen yaşlı magmatik ve metamorfik olaylar Paleotetis Okyanusu'nun Lavrasya altına doğru yitimi ile ilişkilendirilmiştir.

Tez çalışması kapsamında yapılan jeokimya ve jeokronoloji çalışmaları ile saha gözlemleri ışığında, Tarpak Dilimi'nin Paleotetis aktif kenarında oluşmuş bir kaya topluluğu olduğu önerilmektedir (Şekil 5.1). N-MORB'a çok benzer bir jeokimyaya sahip olan mafik volkanoklastikler ise muhtemelen okyanus ortası sırt bazaltlarının türediği *'tüketilmiş üst manto'* tipi bir kaynak alandan türemiş bazik bir magmatizmaya bağlı olarak, yitim zonunun üstünde püskürmüş olmalıdır. Tarpak diliminin oluştuğu gerilmeli havzanın bir yayın ardında oluşup oluşmadığı şu an için bilinmemektedir. Ancak Ligurian Alpleri, Apenninler ya da Güney Alpin zonu gibi Doğu Avrupa bloklarında, Geç Karbonifer-Permiyen havzaları ile ilişkili Alt Permiyen yaşlı yay volkaniklerinin (özelikle bazalt ve riyolit) varlığı bilinmektedir. Örnek vermek gerekirse, Ligurian Alplerinde Başkiriyen-Moskoviyen yaşlı bazal konglomeralar içindeki kalk-alkalen riyolitik ignimbritler 285±2.6 My (Cisuralian/Permiyen) magmatizma yaşı (zirkon U-Pb) vermiştir (Dallagiovanna ve diğ., 2009). Benzer şekilde, Anders ve diğ. (2006), Pelagonian bölgesinde yüzeyleyen Alpin öncesi temele ait meta-magmatik birimlerden Permo-Karbonifer sokulum yaşı elde ettiğini ve bu sokulumların yitim zonu ile ilişkili olduğunu açıklamaktadır. Stampfli ve Borel (2002), Permo-Karbonifer yaşlı aktif kıta kenarının Lavrasya güneyinde oluştuğuna işaret etmektedir (Şekil 5.33).




**Şekil 5.33**: Stampfli ve Borel (2002)'e göre Doğu Akdeniz bölgesinin Alt Permiyen paleocoğrafyası.

Tarpak dilimine çok benzer bir istif İskaniye-Yenişehir (Bursa) çevresinde yüzeyler. Başlıca meta-kırıntılı çökeller, meta-bazit ve mermerlerden oluşan bu istif Karakaya Kompleksi'nin yapısal olarak altında yer alır (Genç ve Yılmaz 1995). Bu alandaki meta-kırıntılı şist biriminden yapılan detrital zirkon U-Pb yaş tayinleri (n=82 konkordan veri), Tarpak dilimine ait meta-kumtaşına benzer bir yaş dağılımı sunmuştur (Şekil 5.34; Timur Ustaömer yayınlanmamış veri). Bu birimde Kambriyen-Ordovisyen yaşlı zirkonlar birim içindeki ikinci büyük popülasyonu oluşturur. Bu popülasyondan elde edilen pik yaşları 488 ve 474 My olup, Çayköy Gnayslarından elde edilen yaşlar ile tam olarak örtüşmektedir. Bu da Çayköy Ortognayslarının, Sarıcakaya granitoidi ile birlikte Geç Paleozoyik döneminde hali hazırda yüzeylemiş olduklarına işaret eder.




**Şekil 5.34:** İskaniye bölgesindeki mika-şist biriminden alınan örneğin detrital zirkon U-Pb yaşları (Timur Ustaömer yayınlanmamış veri).

### 5.1.8 Erken Mesozoyik

Geç Paleozoyik döneminde Avrupa Güney Kenarını oluşturan Sakarya Kıta Kabuğu (Şek. 5.34) Erken Mesozoyik döneminde Paleotetis okyanusunun kuzeye dalması sonucu tektonik gelişimini sürdürmüştür. Bu süreçte Sakarya Kıta Kabuğu'nun güneyinde Karakaya Kompleksi bir yitim-yığışım kompleksi olarak aktif kenar önünde büyümeye başlamıştır (Pickett ve Robertson 1996; Okay 2000; Robertson ve Ustaömer 2012; Ustaömer ve diğ. 2016). Sakarya Kıta Kabuğundan türeyen kırıntılı materyal Erken Mezozoyik boyunca yay önü havzalarda ve hendek bölgesinde çökelmiş, bu sedimanlar dalan okyanusal kabuğun sürüklediği riftleşmiş kıtasal bloklar, dalan okyanusal kabuk parçaları ve seamount/okyanusal plato gibi morfolojik yükselim kayaları ile tektonik olarak karışmıştır.

Karakaya Kompleksini oluşturan farklı birimlerdeki kumtaşlarında Karbonifer, Devoniyen ve Kambro-Ordovisyen yaşlı magmatik zirkonların varlığı Sakarya Kıta Kabuğunun Karakaya Kompleksi için ana beslenme alanı olduğunu göstermektedir (Ustaömer ve diğ., 2016). Söz konusu kumtaşlarında bol miktarda rastlanılan Triyas yaşlı zirkonları sağlayan magmatik kayaların kaynak alanı ise belirsizdir.

Sakarya Kıta Kabuğu Triyas sonunda bir kez daha deformasyona uğramıştır (Okay, 2000; Robertson ve Ustaömer, 2012). Karakaya Kompleksinin alt yapısal birimini oluşturan Triyas yaşlı Nilüfer Birimi (seamount/okyanusal plato) Geç Triyasta aktif kıta kenarıyla çarpışmış, yüksek basınç metamorfizmasına uğramış ve Kimmeriyen orojenezinin gelişimine sebep olmuştur. Bu deformasyona ait kayıtlar, Triyas yaşlı kaya birimlerinin inceleme alanında yüzeylememesinden dolayı ayırt edilememektedir.

Kimmeriyen orojenezinin sona erişini Liyas yaşlı Bayırköy Formasyonu'nun hem Sakarya Kıta Kabuğu birimleri hem de Karakaya Kompleksi'ne ait birimler üzerine uyumsuz olarak çökelimi işaret eder.

Sakarya Kıta Kabuğu üzerinde Liyas'tan başlayarak Kretase sonuna kadar önce sığ ardından derin denizel karbonatlar ve kırıntılı sedimanlar çökelmiştir. Üst Kretase döneminde (74 My) sedimantasyona volkanizma da eşlik etmiştir. İnceleme alanında yüzeyleyen ve 74 My U-Pb yaşı alınan lökogranitlerin bu yay volkanizmasını besleyen kanallar olması kuvvetli bir olasılıktır. Bu süreçte güneydeki okyanus içinde yitim devam etmiş, hem yitim zonu üstü okyanusal kabuk oluşmuş, hem de eklenir prizma Jura-Kretase boyunca büyümesine devam etmiştir (Çelik ve diğ. 2011; Topuz ve diğ. 2013a, b).

Erken Senozoyik döneminde İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun kapanması sonucu Sakarya Zonu ile Anatolid-Torid Platformu çarpışmış, meydana gelen bu kıta-kıta çarpışması inceleme alanının yer aldığı Orta Sakarya Bölgesinin bir kez daha deformasyona uğramasına ve yüzeylemesine sebep olmuştur (Mueller ve diğ., 2019). Bu süreçte özellikle Meozoyik yaşlı birimlerde belirgin olan D-B gidişli kıvrımlar ve bindirme fayları gelişmiştir. Bu bindirme faylarından biri inceleme alanında Orta Sakarya Kristalen Kompleksini Paleosen-Eosen yaşlı Kızılçay Formasyonu üzerine yerleşmesini sağlamıştır.

Özetle, bu tez çalışmasından ve önceki çalışmalardan elde edilen bulgular, Sakarya Kıta Kabuğunun Kambriyenden itibaren tüm Palaeozoyik boyunca süre gelen magmatik faaliyetler sonucu büyüyüp geliştiğini ortaya koymuştur. Kambriyen, Ordovisyen, Silüryen, Devonyen ve Karbonifer dönemlerinde Sakarya Kıta Kabuğuna eklenen magmatizma ürünleri farklı tektonik ortamları yansıtmaktadır. Ancak bu tektonik ortamlar Sakarya Kıta Kabuğunun her dönemde aktif kıta kenarında yer aldığını, o nedenle de çok fazlı deformasyona ve metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Paleozoyik dönem boyunca uzun ömürlü aktif kıta kenarı olan Sakarya Kıta Kabuğu tüm Mesozoyik-Erken Senozoyik boyunca da aynı konumunu korumuştur.

# 6. SONUÇ VE ÖNERİLER

1- Bu tez çalışması sırasında gerçekleştirilen 1:25000 ölçekli haritalama, Orta Sakarya Kristalen Kompleksinin bazı çalışmalarda önerildiği gibi tek birimden değil, kuzeye eğimli üç bindirme diliminden oluştuğunu ortaya koymuştur. Bunlar yapısal olarak tabandan tavana doğru Tarpak Dilimi, Orta Sakarya Gnays Dilimi ve Orta Sakarya Fillat-Şist Dilimidir. Her bir dilim belirgin bir iç stratigrafiye sahiptir.

2- Tektono-stratigrafinin tabanında yer alan Tarpak Dilimi meta-diyoritik siller ile kesilen kırıntılı-karbonatlı ve volkanojenik bir istif olup yeşilşist fasiyesi koşullarında metamorfizmaya uğramıştır.

   a. Meta-kırıntılı şistlerden yapılan detrital zirkon U-Pb izotop analizi sedimanların maksimum çökelme yaşının 328 My (Visean-Serpukhoviyen) olduğunu göstermiştr. Aynı birimin biyotitlerinden yapılan Ar-Ar analizi ise 280 My soğuma yaşı vermiştir. Bu analitik veriler ışığında Tarpak Dilimine ait istifin çökelme yaşı ilk kez bu çalışmada 328 My ila 280 My arası olarak sınırlandırılmıştır.

   b. İstifi kesen meta-diorit sillerinin bir tanesinden ayıklanan zirkonlar üzerinde gerçekleştirilen U-Pb izotop analizi ise oldukça saçılım gösteren yaşlar vermiş, o nedenle de bu sillerin yaşına bir sınırlandırma getirilememiştir. Dolayısıyla dioritik magmatizmanın yaşına dair gelecekte ek çalışmalar yapılması gerekmektedir.

   c. Tarpak Dilimi'nde meta-silisiklastik birimler ile ardalanan mafik meta-volkanoklastik birimlerden yapılan kaya jeokimya analizleri yitim zonu üstü tektonik ortamını (yay-ardı havza) ortamını yansıtmaktadır.

3- *Tarpak Dilimi* üzerine tektonik bir hat boyunca gelen *Orta Sakarya Gnays Dilimi'nin* bir aşınma yüzeyi ile birbirinden ayrılmış temel ve örtü birimlerinden oluştuğu ilk kez bu çalışma sırasında belirlenmiştir.

   a. Çayköy Ortognaysları olarak adlandırılan temel birimleri granitik, siyenitik gnayslar ve bantlı amfibolitlerden, örtü birimleri ise pluton çakılları içeren meta-konglomera, çakıllı kuvars-şist, kuvarsit ve psamitik gnayslardan oluşmaktadır.

b. Temel birimlerinden yapılan zirkon U-Pb analizleri granitik ortognays örnekleri için 503±12 My, 500±11 My ve 488±5.1 My; siyenitik ortognays örnekleri için 471.4±2.5 My ve 473.9±5.7 My ve bantlı amfibolit örneği için 473.25±4 My magmatizma yaşı vermiştir. Elde edilen yaş bulguları Orta Sakarya temelinden günümüze kadar elde edilmiş en yaşlı yaş bulgusu olup, bu bölgede kıta kabuğunun ilk çekirdeğinin oluşumunu 500 My öncesine tarihlemektedir. Benzeri bir yaş bulgusu (485 My) yakın bir zamanda Doğu Sakarya Zonu'ndan da rapor edilmiştir (Dokuz ve diğ., 2022).
c. Analiz edilen bazı zirkonların kenar zonunda büyümüş metamorfik zarflardan Devoniyen ve Karbonifer yaşları alınmıştır. Bu bulgu Orta Sakarya Temelinin Devoniyen döneminde Variskan orojenik döngüsüne dahil olmaya başladığının işareti olarak yorumlanmıştır.
d. Sonraki yıllarda gerçekleştirilecek olan çalışmalar bölgede henüz yaşlandırılmamış çok sayıda magmatik kökenli kayaların yaşlandırılmasına, Kambro-Ordovisyen yaşlı plutonların yerleştiği Prekambriyen yaşlı yan kayaların belirlenmesine ve metamorfik zirkonların yaşlandırılmasına yönelik olmalıdır. Böylece Sakarya Kıta Kabuğunun ilk oluşum süreci daha iyi belirlenebilecek, Sakarya Kıta Kabuğunun türediğine inanılan KD Afrika ve Arap-Nünya kalkanına ait kayalar ile bir deneştirme yapılabilecek, ortognaysların Variskan orojenezinden ne ölçüde etkilendiği saptanmış olacaktır.
e. Bu çalışmada, farklı jeokimyasal karakteristiklere sahip olan bantlı amfibolit örneklerinden alkalinlik indeksi en yüksek olan yaşlandırılmıştır. İlerleyen dönemlerde, yitim bileşeni içeren sub-alkali magmatizmadan kökenlenmiş olan amfibolit sillerinin yaşlandırılması, temel birimlerini kesen bazik magmatizmanın zamana bağlı jeokimyasal değişimini daha iyi anlamamıza olanak sağlayacaktır.
f. Çayköy Ortognaysları içindeki bantlı amfibolit sillerinden yapılan jeotermobarometre hesaplamaları 634-750°C sıcaklık ve 5-6.2 kbar basınç altında metamorfizmaya uğradıklarını göstermiştir.

4- Kambro-Ordovisyen yaşlı magmatik temelin üzerine bir taban konglomerası ile uyumsuz olarak gelen örtü birimleri Sarıcakaya Paragnaysı olarak adlandırılmıştır. Birim meta-konglomera, kuvarsit ve şistlerden oluşur.

   a. Metamorfizma öncesi oluşmuş olan uyumsuzluğu kanıtlamak, çökelme yaşına sınırlama getirmek ve meta-kırıntılıların kaynak alanını belirlemek amacıyla pluton çakılları içeren kuvarsit seviyesinden ayıklanan detrital zirkon kristalleri üzerinde U-Pb izotop analizleri yapılmış ve kumtaşlarının ana olarak Çayköy Ortognayslarından malzeme aldığı belirlenmiştir.
   b. Çakıllı kuvarsit örneğinde en genç zirkonun 444 My yaşlı (% 99 konkordan) olduğu göz önüne alınarak paragnays istifinin maksimum çökelme yaşının Geç Ordovisyen-Silüriyen sınırı olduğu saptanmıştır. Sarıcakaya Paragnayslarının metamorfizma yaşını belirlemek üzere yapılan Ar-Ar yaş tayininden 335 My soğuma yaşı elde edilmiştir. Bu iki yaş verisi birlikte değerlendirildiğinde paragnaysların çökelme yaşının 444 My (Silüryen) ila 335 My (Erken Karbonifer) arasındaki bir dönem olduğu sonucuna ulaşılmıştır.
   c. Gerek meta-sedimenter birimlerin detrital zirkon popülasyonunda gerekse ortognayslardaki restitik zirkonlardan elde edilen Kriyojeniyen, Toniyen ve Geç Mezoproterozoyik yaşlar gnays diliminin KD Afrika'dan kökenlendiğine işaret etmektedir.
   d. Yapılan yaş tayini Sarıcakaya paragnays isitifinin tabanından, uyumsuzluk yüzeyinin birkaç m üstünden alınan bir örnek üzerinde gerçekleştirilmiştir. Gelecekte istifin farklı seviyelerinden yapılacak olan detrital zirkon U-Pb analizleri kaynak alandaki olası bir değişimi saptamamızı mümkün kılabilir.
   e. Sarıcakaya Paragnaysları'nın migmatitik kesimlerindeki biyotit ve muskovitlerden yapılan Ar-Ar analizleri 335 My soğuma yaşı vermiştir. Paragnayslardaki metamorfik mineral parajenezi de göz önüne alındığında, Ar-Ar analiz sonuçları gnays dilimini etkileyen yüksek sıcaklık-düşük basınç metamorfizmasının yaşı olarak değerlendirilmiştir.
   f. Bu çalışmada, Sarıcakaya Paragnaysları için özgün bir jeotermobarometre hesabı yapılamamıştır (uygun indeks mineral parajenezi yakalanamadığı ve tüm kaya jeokimyası bulunmadığı için). Ancak Ar-Ar yaş analizi yapılan migmatitik paragnaysların mineral parajenezi farklı NCKFMASH pseudosection sistemlerine düşürüldüğünde 650-725° sıcaklık, 4-7 kbar basınç

(White ve diğ., 2001) ya da 675-700°C sıcaklık 3.5-5 kbar basınç verisi elde edilmiştir.

5- Tektono-stratigrafinin en üstünü oluşturan Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi ana olarak kuzey alanlarda fillat, güney alanlarda ise yer yer milonitleşmiş şistlerden oluşmaktadır.
   a. Yüksek dereceli şistlerin aslında bölgesel metamorfizmaya uğramış fillatların Sarıcakaya plutonun kontak metamorfizması sonucu ikincil olarak oluştuğu saptanmıştır. Plutonun dokanağına yakın olan şistlerde daha yüksek sıcaklıkta kristalleşen indeks mineraller bulunmaktadır.
   b. Yapılan jeotermobarometre hesaplamaları bantlı hornfelslerin 561-621ºC sıcaklık aralığı ve 2.4-3.8 kbar basınç altında, milonitik kontak şistlerin ise 549-596ºC sıcaklık ve 3.5-3.9 kbar basınç altında metamorfizma geçirdiğine işaret etmektedir.
   c. Gelecek çalışmalarda alt dokanağa farklı uzaklıklardaki (ve farklı derecelerde deforme olmuş) milonitik şistlerden mika mineralleri ayrılarak Ar-Ar çalışması yapılması, deformasyon krolonolojisinin detaylı olarak incelenmesine olanak tanıyacaktır.
6- Sarıcakaya Plutonu inceleme alanındaki üst ve orta dilimi ve aralarındaki tektonik dokanağı keser. Pluton başlıca kuvars diyorit ve alkali feldispat granitlerden oluşur.
   a. Plutondan elde edilen zirkon U-Pb yaşı 318 My olup, bu yaş plutonun kristallenme yaşı ve aynı zamanda kontak metamorfik şistlerin oluşum yaşı olarak yorumlanmıştır.
   b. Sarıcakaya plutonundan elde edilen kristalizasyon yaşı, kestiği tektonik dokanağın da Geç Karbonifer (318 My-Başkiriyen) öncesinde oluştuğunu kanıtlamaktadır.
   c. Bazı kesimlerde lokal olarak plutonun sünek deformasyona uğradığı da gözlenmiştir. Gelecek çalışmalarda plutonun milonitik kesimlerinde gelişmiş mikaların yaşlandırılması Geç Karbonifer sonrası bölgenin deformasyon tarihçesine ışık tutabilecektir.
   d. Sarıcakaya Plutonunda amfibol ve amfibol-plajiyoklas çiftine dayalı yapılan termobarometre çalışmaları 3.7 kbar-4.7 kbar yerleşim derinliği ve 672-736ºC magma sıcaklığına işaret etmektedir.

# KAYNAKLAR

Abalos, B., 1990, Cinema´tica y mecanismos de la deformacio´n en re´gimen de transpresio´n: Evolucio´n estructural y metamo´rfica de la Zona de cizalla du´ctil de Badajoz–Co´rdoba. Ph.D. Thesis, Universidad Paı´s Vasco.

Abalos, B., Eguı´luz, L., Apalategui, O., 1990, Constitucio´n tectonoestratigra´fica del Corredor Blastomilonı´tico de Badajoz –Co´rdoba: nueva propuesta de subdivisio´n, *Geogaceta*, 7, 71 – 73.

Abbo, A., Dov, A., Gerdes, A., 2020, Crustal evolution of peri-Gondwana crust into present day Europe: The Serbo-Macedonian and Rhodope massifs as a case study, *Lithos*, 356, 1-18.

Accotto, C., Poyatos, D.M., Azor, A., Talavera, C., Evans, N.J., Jobalay-Sanchez, A., Tahiri, A., El Hadi, H., 2021, Systematics of detrital zircon U–Pb ages from Cambrian–Lower Devonian rocks of northern Morocco with implications for the northern Gondwanan passive margin, *Precambrian Research*, 365, 106366.

Akyürek, B., Duru, M., Sütçü, Y.F., Papak, İ., Şaroğlu, F., Pehlivan, N., Gönenç, O., Granit, S., Yaşar, T., 1996, Ankara ilinin çevre jeolojisi ve doğal kaynaklar projesi, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu,* No: 9961 (yayımlanmamış).

Aldanmaz, E., Pearce, J., Thriwall, M. F., and Mitchell, J., 2000, Petrogenetic evolution of late Cenozoic, postcollision volcanism in western Anatolia, Turkey: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102, 67–95.

Allegre, J.C., 2008, Isotope Geology, *Cambridge University Press*, 507p.

Altıner, D., Koçyiğit, A., Farrinacci, A., Nicosia, U., Conti, K., 1991, Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and paleogeographic evolution of the southern part of North-Western Anatolia (Turkey), Geology and Paleontology of Western Pontides, Turkey *(Ed. A. Farrinacci, D.V. Ager, U. Nicosia), Geologica Romana*.

Altınlı, İ.E., 1973a, Bilecik Jurasiği [The Bilecik Jurassic], Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, Ankara, 103–122.

Altınlı, İ.E., 1975, Orta Sakaryanın Jeolojisi, Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 159-187.

Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D., 2006, Zircon geochronology of basement rocks from the Pelagonian Zone, Greece: constraints on the pre-Alpine evolution of the westernmost Internal Hellenides, *International Journal of Earth Sciences*, 96, 639-661.

Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995, The effects of temperature and $fO_2$ on the Al-in-hornblende barometer, *American Mineralogist*, 80, 549-559.

Antić, M., Peytcheva, I., Quadt, A., Kounov, A., Trivić, B., Serafimovski, T., Tasev, G., Gerdjikov, I., Wetzel, A., 2016, Pre-Alpine evolution of a segment of the North-Gondwanan margin: Geochronological and geochemical evidence from the central Serbo-Macedonian Massif, *Gondwana Research*, 36, 523-544.

Arboit, F., Chew, D., Visoná, D., Massironi, M., Sciascia, F., Benedetti, G., Rodani, S., 2019, The geodynamic evolution of the Italian South Alpine basement from the Ediacaran to the Carboniferous: was the South Alpine terrane part of the peri-Gondwana arc-forming terranes?, *Gondwana Research*, 65, 17–30.

Arslan, M., Tüysüz, N., Korkmaz, S., Kurt, H., 1997. Geochemistry and petrogenesis of the Eastern Pontide volcanic rocks, Northeast Turkey, *Chemie der Erde*, 57, 157–187.

Ayaroğlu, H., 1979, Bozöyük Metamorfitlerinin (Bilecik) petrokimyasal özellikleri, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 101-107.

Aydın, M., Serdar, H.S., Şahintürk, Ö., Yazman, M., Çokuğraş, R., Demir, O., Özçelik, Y., 1987, Çamdağ (Sakarya)-Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 30(1), 1-14.

Aysal, N., Ustaömer, T., Öngen, S., KeskİN, M., Köksal, F., Peytcheva, I. & Fanning, M., 2012, Origin of the Early– Middle Devonian magmatism in the Sakarya Zone, NW Turkey: geochronology, geochemistry and isotope systematics, *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 201–222.

Aysal, N., Öngen, S., Peytcheva, I., Keskin, M., 2012, Origin and evolution of the Havran Unit, Western Sakarya basement (NW Turkey): new LA-ICP-MS U-Pb dating of the metasedimentary-metagranitic rocks and possible affiliation to Avalonian microcontinent, *Geodinamica Acta*, 25, 226-247.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M., Chen, F., Hann, H.P., Sabliovschi, V., 2009, Late Cambrian-Early Ordovician Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: a zircon U/Pb provenance study, *Gondwana Research*, 16, 119–133.

Balintoni, I., Balica, C., Seghedi, A., Ducea, M.N., 2010, Avalonian and Cadomian terranes in North Dobrogea, Romania, *Precambrian Research*, 182, 217–229.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M.N., Hann, H.P., Sabliovschi, V., 2010, The anatomy of a Gondwanan terrane: the Neoproterozoic–Ordovician basement of the pre-Alpine Sebes –Lotru composite terrane (South Carpathians, Romania), *Gondwana Research*, 17, 561–572.

Balintoni, I., Balica, C., 2013, Carpathian peri-Gondwanan terranes in the East Carpathians (Romania): a testimony of an Ordovician, North-African orogeny, Gondwana Research, 23, 1053–1070.

Balintoni, I., Balica, C., Ducea, M., Hann, H.P., 2014, Peri-Gondwanan terranes in the Romanian Carpathians: A review of their spatial distribution, origin, provenance, and evolution, *Geoscience Frontiers*, 5, 395-411.

Bektaş, O., Şen, C., Atici, Y., Köprübaşı, N., 1999, Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism towards the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arec (NE Turkey), *Geological Journal* 34, 95–106.

Best, M.G., 2003, Igneous and Metamorphic Petrology Second Edition, *Brigham Young University*, 729p.

Bonev, N., Ovtcharova-Schaltegger, M., Moritz, R., Marchev, P., Ulianov, A., 2013, Peri gondwanan ordovician crustal fragments in the high-grade basement of the Eastern Rhodope Massif, Bulgaria: evidence from U-Pb LA-ICP-MS zircon geochronology and geochemistry, *Geodinamica Acta*, 26, 207–229.

Boynton, W.V., 1984, Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *In Rare Earth Element Geochemistry* (ed. P. Henderson), pp. 63–114. Elsevier.

Bussy, F., Péronnet, V., Ulianov, A., Epard, J.L., Von Raumer, J., 2011, Ordovician magmatism in the external french Alps: witness of a peri-Gondwanan active continental margin, *11. International Symposium Ordovician Sys*.

Cabanis B, Thieblemont D (1988) La discrimination des tholeiites continentales et des basaltes arrie`re-arc–Proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-Tbx3-Tax2. Bulletin Society of Geology France, 4, 927–935.

Cabanis, B., Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10-Y/15–Nb: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale, *Comptes Rendus de l'Académie de Science Series II*, 309, 2023–2029.

Cambeses, A., Scarrow, J.H., Montero, P., Lázaro, C., Bea, F., 2017, Palaeogeography and crustal evolution of the Ossa-Morena Zone, southwest Iberia, and the North Gondwana margin during the Cambro-Ordovician: a review of isotopic evidence, *International Geology Review*, 59, 94–130.

Candan, O., Akal, C., Koralay, O.E., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Prelević, D., Mertz-Kraus, R., 2016, Carboniferous granites on the northern margin of Gondwana, Anatolide–Tauride Block, Turkey—evidence for southward subduction of Paleotethys, *Tectonophysics*, 683, 349–366.

Cao, S., Neubauer, F., 2016, Deep crustal expressions of exhumed strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries, *Earth-Science Reviews*, 162, 155-176.

Cappelli, B., Carmignani, L., Castorina, F., Di Pisa, A., Oggiano, G., Petrini, R., 1992, A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence, *Geodinamica Acta*, 5, 101–11.

Carmignani, L., Carosi, R., Di Pisa, A., Gattiglio, M., Musumeci, G., Oggiano, G., Pertusati, P.C., 1994, The Hercynian chain in Sardinia, Geodinamica Acta, 7, 31– 47.

Carrigan, C.W., Mukasa, S.B., Haydoutov, I., Kolcheva, K., 2006, Neoproterozoic magmatism and Carboniferous high-grade metamorphism in the Sredna Gora Zone, Bulgaria: An extension of the Gondwana-derived Avalonian-Cadomian belt?, Precambrian Research 147, 404–416.

Casas, J.M., Castiñeiras, Navidad, P.M., Liesa M., Carreras, J., 2010, New insights into the Late Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: U–Pb SHRIMP zircon data from the Canigó massif, *Gondwana Research*, 17, 317-324.

Cassinis, G., Perotti, C.R., 1994, Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Sudalpino centrale, N Italia), Boll Soc Geol It 112, 1021– 1036.

Castiñeiras, P., Navidad, M., Liesa, M., Carreras, J., Casas, J.M., 2008, U-Pb zircon ages (SHRIMP) for Cadomian and Lower Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: new insights in the pre-Variscan evolution of the northern Gondwana margin, *Tectonophysics*, 46, 228–239.

Catto, S., Cavazza, W., Zattin, M., Okay, A.I., 2018, No significant Alpine tectonic overprint on the Cimmerian Strandja Massif (SE Bulgaria and NW Turkey), *International Geology Review*, 60(4), 513-529.

Chappell, B.W., 1999, Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites, Lithos, 46, 535–551.

Chen, F., Siebel, W., Satır, M., Terzİoğlu, M.N. & Saka, K., 2002, Geochronology of the Karadere Basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the İstanbul Zone, *International Journal of Earth Sciences*, 91, 469–481.

Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2006, European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee DG, Stephenson RA (eds) European lithosphere dynamics, *Geol Society London Memoir*, 32, 83–95.

Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures. In Hanchar J.M. and Hoskin, P.W.O., eds., *Zircon*. Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 469–500.

Çelik, Ö.F., Marzoli, A., Marschik, R., Chiaradia, M., Neubauer, F., Öz, İ., 2011, Early–Middle Jurassic intra-oceanic subduction in the İzmir-Ankara-Erzincan Ocean, Northern Turkey, *Tectonophysics*, 509, 120-134.

Çoğulu, E., Delaloye, M. & Chessex, R., 1965, Sur l'age de quelques roches plutoniques acides dans la région d'Eskişehir, Turquie, *Archive Science de Genéve*, 18, 692–699.

Çoğulu, H.E., Krummenacher, D., 1967, Problémes géochronométriques dans le partie NW de l'Anatolie Centrale (Turquie), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 47, 825–831.

Dallagiovanna, G.,Gaggero, L., Maino, M., Seno, S., Tiepolo, M., 2009, U–Pb zircon ages for post-Variscan volcanism in the Ligurian Alps(Northern Italy), *Journal of the Geological Society*, 166, 101–114.

Dean, W.T., Monod, O., 1970, The Lower Paleozoic stratigraphy and faunas of the Taurus Mountains near Beyşehir, Turkey. *I. Stratigraphy*: *Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology*, 19, 411–426.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1997, Double-chain silicates. The Geological Society (ed), *The Geological Society Publishing House*, London, vol 2B, p 240.

Debon, F., Le Fort, P., 1983, A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73, 135–149.

Demirkol, C., 1977, Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik) dolayının jeolojisi [Geology of the Üzümlü-Tuzaklı (Bilecik Province) area], *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni* 20, 9–16 [in Turkish with English abstract].

Dias da Silva, Í., Fernández, R.D., Díez-Montes, A., Clavijo, E.G., Foster, D.A., 2015, Magmatic evolution in the N-Gondwana margin related to the opening of the Rheic Ocean—evidence from the Upper Parautochthon of the Galicia-Trás-os-Montes Zone and from the Central Iberian Zone (NW Iberian Massif), *International Journal of Earth Sciences*, 1–25.

Diez Montes, A., Martinez Catalan, A., Mulas, F.B., 2010, Role of the Ollo de Sapo massive felsic volcanism of NW Iberia in the Early Ordovician dynamics of northern Gondwana, *Gondwana Research*, 2-3, 363-376.

Dokuz, A., Uysal, I., Kaliwoda, M., Karslı, O., Ottley, C. J. & Kandemir, R., 2011, Early abyssaland late SSZ-type vestiges of the Rheic oceanic mantle in the Variscan basement of the Sakarya Zone, NE Turkey: implications for the sense of subduction and opening of the Paleotethys, *Lithos*, 127, 176–191.

Dokuz, A., 2011, A slab detachment and delamination model for the generation of Carboniferous highpotassium I-type magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Köse composite pluton, *Gondwana Research*, 19, 926–944.

Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G., 1998, U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex: evidence for pervasive Cambrian

plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic), *Geologische Rundschau*, 87, 135-149.

Duru, M., Gedik, İ., Aksay, A., 2002, Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Adapazarı H 24 paftası, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 37, 1-34.

Eby, G. N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20, 641-644.

El Korh, A., Schmidt, S.T., Ballèvre, M., Ulianov, A., Bruguier, O., 2012, Discovery of an albite gneiss from the Ile de Groix (Armorican Massif, France): geochemistry and LAICP-MS U–Pb geochronology of its Ordovician protolith, *International Journal of Earth Sciences*, 101, 1169–1190.

Elmas, A., Yılmaz, İ., Yiğitbaş, E., and Ullrich, T., 2011, A Late Jurassic–Early Cretaceous metamorphic core complex, Strandja Massif, NW Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 100(6), 1251–1263.

Eren, Y., Kurt, H., Rosselet, F., Stampfi, G., 2004, Palaeozoic deformation and magmatism in the northern area of the Anatolide block (Konya), witness of the Palaeotethys active margin, *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 97, 293-306.

Eroskay, S.O., 1965, Paşalar boğazı-Gölpazarı sahasının jeolojisi, *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası,* 3-4, 135-139.

Faure, M. 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central, *Tectonics*, 14(1), 132–153.

Faure, M., Monie, P., Pin, C., Maluski, H., Leloix, C., 2002, Late Visean thermal event in the northern part of the French Massif Central: new 40Ar/39Ar and Rb-Sr isotopic constraints on the Hercynian syn-orogenic extension, *International Journal of Earth Sciences*, 91(1), 53–75.

Ferry, J.M., Spear, F.S., 1978, Experimental calibration of partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113–117.

Fitton, J.G., 2007, The OIB paradox, In: Foulger, G.R., Jurdy, D.M. (Eds.), Plates, plumes and planetary processes: Geological Society of America Special Paper, 430, 387–412.

Floyd, P.A., Kelling, G., Gökçen, S.L., Gökçen, N., 1991, Geochemistry and tectonic environment of basaltic rocks from the Misis ophiolitic melange, south Turkey, *Chemical Geology*, 89, 263–280.

Frost, B. R., Arculus, R. J., Barnes, C. G., Collins,W. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D. (2001). A geochemical classification of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 42, 2033-2048.

Gaggero, L., Oggiano, G., Funedda, A., Buzzi, L., 2012, Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the north Gondwana margin: Geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy), *The Journal of Geology*, 120, 273–292.

Gedik, İ., Aksay, A., 2002, Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Adapazarı H 25 paftası, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, 38, 1-34.

Giacomini, F., Braga, R., Tiepolo, M., Tribuzio, R., 2007, New constraints on the origin and age of Variscan eclogitic rocks (Ligurian Alps, Italy), *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 153, 29–53.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş., Özcan, A. & Işık, A., 1996, Nallıhan-Sarıcakaya Arasında Orta Sakarya'daki Yapısal Birimlerin Jeolojik Özellikleri [Geological Characteristics of the Structural Units in Central Sakarya Between Nallıhan-Sarıcakaya]. *MTA Report no. 10094*.

Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Özcan, A., Uysal, Ş. & Yalınız, M.K., 2000, A geotraverse across NW Turkey: tectonic units of the Central Sakarya region and their tectonic evolution, *Geological Society of London, Special Publications*, 173, 139–161.

Granit, Y., Tintant, H., 1960, Observation preliminaires sur le Jurassic de region de Bilecik (Turquie), Comptes Rendus Acad Science, 251, 1801-1803.

Güldenpfennig, M. 1998, Zur geotektonischen Stellung unterkarbonischer Grauwacken und Vulkanite der Zone von BadenweilerLenzkirch (Südschwarzwald), *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft,* 149, 213–232.

Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2005, Early Cambrian back-arc volcanism in the western Taurides, Turkey: implications for rifting along the northern Gondwana margin, *Geological Magazine*, 142 (5), 617-631.

Gürsu, S., Göncüoğlu, M.C., 2006, Petrogenesis and tectonic setting of Cadomian felsic igneous rocks, Sandıklı area of the western Taurides, Turkey, *International Journal of Earth Sciences*, 95, 741-757.

Gürsu, S., Mueller, P.A., Sunkari, E.D., Möller, A., Köksal, S., Kamenov, G.D., Göncüoğlu, M.C., 2018, Nd, Pb, Hf isotope characteristics and provenance of glacial granitic pebbles from Late Ordovician diamictites in the Taurides, S Turkey, *Gondwana Research*, 54, 205-216.

Hammarstrom, J.M., Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer, *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

Hann, H.P., Chen, F., Zedler, H., Frisch, W., Loeschke, J., 2003, The Rand Granite in the southern Schwarzwald and its geodynamic significance in the Variscan belt of SW Germany, *International Journal of Earth Sciences*, 92, 821–842.

Hann, H.P., Chen, F., Zedler, H., Sawatzki, G., 2003, Zircon ages and geochemistry of metavolcanic layers from the northern Badenweiler-Lenzkirch Zone (southern Schwarzwald, Germany), *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaöntologie, Abhandlungen*, 230, 451–469.

Himmerkus, F., Anders, B., Reischmann, T., Kostopoulos, D., 2007, Gondwana-derived terranes in the northern Hellenides, *Geological Society of America Memoir*, 200, 379–390.

Himmerkus, F., Reischmann, T., Kostopoulos, D., 2009, Serbo-Macedonian revisited: a Silurian basement terrane from northern Gondwana in the Internal Hellenides, Greece, *Tectonophysics*, 473, 20–35.

Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986, Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution, *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 33-45.

Holland, T., and Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphiboleplagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116, 433–447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987, Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *American Mineralogist*, 72, 231-239.

Ilnicki, S., 2010, Petrogenesis of continental mafic dykes from the Izera Complex, Karkonosze-Izera Block (West Sudetes, SW Poland), *International Journal of Earth Sciences*, 99, 745–773.

Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, 17, 837-841.

Kadıoğlu, Y.K., Kayadibi, Ö., Aydal, D., 1994, Söğüt magmatitlerinin petrografisi ve jeokimyası, Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 9, 1–10.

Kanar, F., Kandemir, Ö., 2018, Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Eskişehir İ25paftası, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü*, 246, 1-20.

Kandemir, R., Yılmaz, C., 2009, Lithostratigraphy, facies, and deposition environment of the lower Jurassic Ammonitico Rosso type sediments (ARTS) in the Gümüşhane area, NE Turkey: implications for the opening of the northern branch of the NeoTethys Ocean, *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 586–598.

Kandemir, K., Kanar, F., 2018, Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi Eskişehir İ24 paftası, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü*, 245, 1-31.

Karslı, O., Şengün, F., Dokuz, A., Kandemir, R., Aydın, F., Anderson, T., 2020, Silurian to Early Devonian arc magmatism in the western Sakarya Zone (NW Turkey), with inference to the closure of the Rheic Ocean, *Lithos*, 370-371, 1-18.

Karslı, O., Şengün, F., Santos, J.F., Uysal, İ., Dokuz, A., Aydın, F., Kandemir, R., 2022, Late Jurassic Paleotethyan oceanic slab break-off revealed by Sr-Nd-Hf isotopes of Na-rich adakitic granites from northwestern Turkey, *Gondwana Research*, 103, 205-220.

Kemnitz, H., Romer, R., Oncken, O., 2002, Gondwana break-up and the northern margin of Saxothuringian belt (Variscides of Central Europe), *International Journal of Earth Sciences*, 91, 246-259.

Koglin, N., Zeh, A., Franz, G., Schüssler, U., Glodny, J., Gerdes, A., Brätz, H., 2018, From Cadomian magmatic arc to Rheic ocean closure: The geochronological-geochemical record of nappe protoliths of the Münchberg Massif, NE Bavaria (Germany), *Gondwana Research*, 55, 135-152.

Koziol, A.M., Newton, R.C., 1988, Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-$Al_2SiO_5$-quarz geobarometer, *The American Mineralogist*, 73, 216–223.

Koziol, A.M., 1989, Recalibration of the garnet-plagioclaseAl2SiO5-quartz (GASP) geobarometer and applications to natural parageneses, *EOS Trans Am Geophys Union*, 70, 493-.

Kroner, U., Romer, R.L., 2013, Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered, *Gondwana Research, 24, 298-329.*

Kroner, U., Mansy, J.L., Mazur, S., Aleksandrowski, P., Hann, H.P., Huckriede, H., Lacquement, F., Lamarche, J., Ledru, P., Pharaoh, T.C., Zedler, H., Zeh, A., Zulauf, G., 2008. Variscan tectonics. In: McCann, T. (Ed.), The Geology of Central Europe. Geological Society, London, pp. 599–664.

Kryza, R., Mazur, S., Pin, C., 1995, The Leszczyniec meta-igneous Complex in the eastern part of the Karkonosze-Izera Block, Western Sudetes: trace element and Nd isotope study, *Neues Jahrbuch Minerae-Abh*, 170, 59–74.

Lange, U., Bröcker, M., Armstrong, R., Żelaźniewicz, A., Trapp, E., Mezger, K., 2005, The orthogneisses of the Orlica-Śnieżnik complex (West Sudetes, Poland): geochemical characteristics, the importance of pre-Variscan migmatization and constraints on the cooling history, *Journal of Geological Society London*, 162, 973–984.

Leeman, W.P., Hawkesworth, C.J., 1986, Open magma systems: trace element and isotopic constraints, *Journal of Geophysical Research*, 94, 7682–7684.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names, Can. Mineral, 35, 219–246.

Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L., Dickin, A.P., 1988. Compositionallydiverse Miocene-Recent rift related magmatism in northwest Colorado: partial melting, and mixing of mafic magmas from 3 different asthenospheric and lithospheric mantle sources. In: Cox, K.G., Menzies, M.A. (Eds.), Oceanic and

continental lithosphere: similarities and differences: Journal of Petrology, Special volume, pp. 331–349

Liégeois, J.P., Duchesne, J.C., 1981, The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration, *Lithos,* 14, 35-48.

Linneman, U., Gerdes, A., Drost, K., Buschmann, B., 2007, The continuum between Cadomian orogenesis and opening of the Rheic Ocean: Constraints from LA-ICP-MS U-Pb zircon dating and analysis of plate-tectonic setting (Saxo-Thuringian zone, northeastern Bohemian Massif, Germany), *Geological Society of America,* 423, 61-96.

Linnemann, U., Pereıra, F., Jeffrıes, T.E., Drost, K., Gerdes, A. 2008, The Cadomian orogeny and the opening of the Rheic Ocean: the diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Th uringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs), *Tectonophysics,* 461, 21–43.

Macera, P., Di Pisa, A., Gasperini, D., 2011, Geochemical and Sr-Nd isotope disequilibria during multi-stage anatexis in a Hercynian metasedimentary crust, *European Journal of Mineralogy,* 23, 207–222.

Mandl, M., Kurz, W., Hauzenberger, C., Fritz, H., Klötzli, U., Schuster, R., 2018, Pre-Alpine evolution of the Seckau Complex (Austroalpine basement/Eastern Alps): Constraints from in-situ LA-ICP-MS U\\Pb zircon geochronology, *Lithos,* 296-299, 412-430.

Maino, M., Gaggero, L., Langone, A., Seno, S., Fanning, M., 2018, Cambro-Silurian magmatisms at the northern Gondwana margin (Penninic basement of the Ligurian Alps), *Geoscience Frontiers,* 10, 315-330.

Margalef, A., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., Liesa, M., Linnemann, U., Hofmann, M., Gärtner, A., 2016, Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: geochronological constraints and provenance, *Tectonophysics*, 681, 124–134.

Matte, P., 1991, Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in western Europe, *Tectonophysics*, 196, 309–337.

Matte, P., 2001, The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review, *Terra Nova*, 13(2), 122–128.

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.

Miller, C., Thöni, M., 1995, Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm–Nd vs Rb–Sr isotope systematics, *Chemical Geology*, 122, 199–225.

Moix, P., Beccaletto, L., Kozur, H.W., Hochard, C., Rosseleti, F., Stampfi, G.M., 2008, New classifcation of the Turkish terranes and sutures and its implication for the paleotectonic history of the region, *Tectonophysics*, 451, 7–39.

Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodriguez, C., Fershatter, G.B., 2015, Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning, *Lithos*, 232, 286-305.

Mueller, M.A., Licht, A., Campbell, C., Ocakoğlu, F., Taylor, M.H., Burch, L., Ugrai, T., Kaya, M., Kurtoğlu, B., Coster, P.M.C., Metais, G., Beard, K.C., 2019, Collision Chronology Along the İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Insights from the Sarıcakaya Basin, Western Anatolia, *Tectonics*, 38, 3652-3674.

Natal'in, B., Sunal, G., Gün, E., Wang, B., Zhiqing, Y., 2016, Precambrian to Early Cretaceous rocks of the Strandja Massif (NW Turkey); evolution of a long lasting magmatic arc, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 53.

Navidad, M., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Liesa, M., Fernández Suárez, J., Barnolas, A., Carreras, J., Gil-Peña, I., 2010, Geochemical characterization and isotopic age of Caradocian magmatism in the northeastern Iberian Peninsula: insights into the late Ordovician evolution of the northern Gondwana margin, *Gondwana Research*, 17, 325–337.

Navidad, M., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Liesa, M., Belousova, E., Proenza, J., Aiglsperger, T., 2018, Ordovician magmatism in the Eastern Pyrenees: Implications for the geodynamic evolution of northern Gondwana, *Lithos*, 314, 479-496.

Nzegge, O.M., Satir, M., Siebel, W., Taubald, H., 2006, Geochemical and isotopic constraints on the genesis of the Late Palaeozoic Deliktas and Sivrikaya granites from the Kastamonu granitoid belt (Central Pontides, Turkey), *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, 183, 27-40.

Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Mochnacka, K., Larionov, A., 2010, Ordovician passive continental margin magmatism in the Central-European Variscides: U–Pb zircon data from the SE part of the Karkonosze-Izera Massif, Sudetes, SW Poland, *International Journal of Earth Sciences*, 99, 27-46.

Oggiano, G., Gaggero, L., Funedda, A., Buzzi, L., Tiepolo, M., 2010, Multiple early Palaeozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U-Pb age evidence from the Southern Variscan branch (Sardinia, Italy), *Gondwana Research*, 17, 44–58.

Okay, A.I., 1996, Granulite Faciess Gneisses from the Pulur Region, Eastern Pontides, 1996, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 55-61.

Okay, A. I., 2000, Was the late Triassic orogeny in Turkey caused by the collision of an oceanic plateau? In E. Bozkurt, J. A. Winchester, & J. A. D. Piper (Eds.), *Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area*, *Geological Society, Special Publications*, 173, 25–41.

Okay, A. I., Satır, M., Siebel, W, 2006, Pre-Alpide orogenic events in the Eastern Mediterranean region, D. G. Gee ve R. A. Stephenson (Eds.), *European lithosphere Dynamics*, Geological Society, Memoirs, 32, 389–405.

Okay, A. I., Bozkurt, E., Satır, M., Yiğitbaş, E., Crowley, Q.G., Shang, C. K., 2008a, 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.

Okay, A. I., Satır, M., & Shang, C. K., 2008b, Ordovician metagranitoid from the Anatolide-Tauride Block, northwest Turkey: Geodynamic implications. *Terra Nova*, 20, 280–288.

Okay, A.I., Topuz, G., 2017, Variscan orogeny in the Black Sea region, *International Journal of Earth Sciences*, 106, 569-592.

Oliver, G.J.H., Corfu, F., Krough, T.E., 1993, U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana, Journal of Geological Society London, 150, 355–369.

Oriolo, S., Schulz, B., Geuna, S., González, P.D., Otamendi, J.E., Sláma, J., Druguet, E., Siegesmund, S., 2021, Early Paleozoic accretionary orogens along the Western Gondwana margin, Geoscience Frontiers, 12, 109–130.

Özbey, Z., Ustaömer, T., Robertson, A. H. F., Ustaömer, P. A., 2012, Tectonic significance of late Ordovician granitic magmatism and clastic sedimentation on the northern margin of Gondwana (Tavşanlı Zone, NW Turkey), *Journal of the Geological Society, London,* 170, 159–173.

Paquette, J.L., Ménot, R.P., Peucat, J.J., 1989, REE, Sm-Nd and U-Pb zircon study of eclogites from the Alpine External Massifs (Western Alps)" evidence for crustal contamination, *Earth Planetary Science Letters*, 96, 181-198.

Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Journal of Petrology*, 25, 956–983.

Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites, Unwin Hyman, London, pp. 525–548.

Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks, *Contributions to Mineralogy Petrology*, 69, 33–47.

Perchuk, L.L., Lavrent'eva, I.V., 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena S.K. (Ed.). Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 119-239.

Pickett, E., Robertson, A. H. F., 2004, Significance of the Triassic volcanogenic Nilufer unit for Paleotethys and the Karakaya suture zone in NW Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences, 13*, 97–143.

Pin, C., Paquette, J.L., 1997, A mantle-derived bimodal suite in the Hercynian belt: Nd isotope and trace element evidence for a subduction-related rift origin of the late devonian Brévenne metavolcanics, Massif Central (France), *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129, 222–238.

Praeg, D., 2004, Diachronous Variscan late-orogenic collapse as a response to multiple detachments; a view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. In: Wilson M., Neumann E.-R., Davies G. R., Timmermann M. J., Heeremans M. & Larsen B. T. (eds) Permo-Carboniferous Magmatism and Rifting in Europe, *Geological Society, London, Special Publications*, 223, 89–138.

Quesada, C., 1990, Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt. In: Strachan, R.A., Taylor, G.K. (Eds.), Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic. Blackie, New York, pp. 109 – 133.

Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., Pickett, E., Collins, A. S., Andrew, T., Dixon, J. E., 2004,. Testing models of late Palaeozoic–early Mesozoic orogeny in Western Turkey: Support for an evolving open-Tethys model, *Journal of the Geological Society, London,* 161, 501–511.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2009a, Formation of the upper Palaeozoic Konya complex and comparable units in southern Turkey subduction–Accretion processes: Implications for the tectonic development of Tethys in the Eastern Mediterranean region\ *Tectonophysics*, 473, 113–148.

Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., 2009b, 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*, 220, 29–59.

Robertson, A. H. F., Ustaömer, T., 2012, Testing alternative tectono-stratigraphic interpretations of the late Palaeozoic–early Mesozoic Karakaya Complex in NW Turkey: Support for an accretionary origin related to northward subduction of Palaeotethys. *Turkish Journal of Earth Sciences,* 21, 961–1007.

Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, Sh., Sadradze, N., 2011, Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, *Gondwana Research*, 20, 798–815.

Romano, S.S., Brix, M.R., Dörr, W., Fiala, J., Krenn, E., Zulauf, G., 2006, The Carboniferous to Jurassic evolution of the pre-Alpine basement of Crete: constraints from radiometric dating of orthogneiss, fssion-track dating of zircon and structural/petrological data, *Geological Society of London*, 260, 69–90.

Rosenberg, C.L., 2004, Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps, *Tectonics*, 23, 1-21.

Rubatto, D., Schaltegger, U., Lombardo, B., Colombo, F., Compagnoni, R., 2001, Complex Paleozoic magmatic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating, *Scheweizerische Mineralogische und Petrographische Mittelungen*, 81, 213–228.

Rubatto, D., Ferrando, S., Compagnoni, R., Lombardo, B., 2010, Carboniferous high-pressure metamorphism of Ordovician protoliths in the Argentera Massif (Italy), Southern European Variscan belt, *Lithos*, 116, 65–76.

Rudnick, R.L., Gao, S., 2003, Composition of the continental crust, *Treatise on Geochemistry*, 3, 1–64.

Saner, S., 1977, Geyve-Osmaneli Gölpazarı-Taraklı alanının jeolojisi: Eski çökelme ortamları ve çökelmenin evrimi, İstanbul Üniversitesi doktora tezi, 312 p.

Saner, S., 1980, Mudurnu-Göynük havzasının Jura ve sonrası çökelim nitelikleri ile paleocoğrafya yorumlaması, *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 23, 39-52.

Schaltegger, U., Corfu, F., 1992, The age and source for late Hercynian magmatism in the Central Alps: Evidence from precise U-Pb ages and initial Hf isotopes, *Contribution of Mineralogy Petrology*, 111, 329-344.

Schaltegger, U., Abrecht, J., and Corfu, F., 2003, The Ordovician orogeny in the Alpine basement: Constraints from geochronology and geochemistry in the Aar Massif (central Alps), *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 83, 183–195.

Schmid, S.M., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., Ustaszewski, K., 2008, The Alpine–Carpathian–Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units, *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183.

Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Alin-hornblende barometer, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.

Schulz, B., Bombach, K., 2003, Single zircon Pb–Pb geochronology of the early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window, *Jahrbuch der GeoloGischen bundesanstalt*, 143, 303–321.

Schulz, B., Bombach, K., Pawlig, S., Brätz, H., 2004, Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps), *International Journal of Earth Sciences*, 93, 824–843.

Shand, S.J., 1943, Eruptive Rocks, Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore Deposits with a Chapter on Meteorite, New York: John Wiley & Sons.

Shervais, J. W., 1982, Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lava, *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 101–118.

Siegesmund, S., Oriolo, S., Schulz, B., Heinrichs, T., Basel, M.A.S., Lammerar, B., 2021, The birth of the Alps: Ediacaran to Paleozoic accretionary processes and crustal growth along the northern Gondwana margin, *International Journal of Earth Sciences*, 8, 1-35.

Stampfi, G.M., Borel, G.D., 2002, A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons, *Earth Planet Science Letters*, 196, 17–33.

Stampfli, G.M., von Raumer, J. F. & Borel, G.D., 2002, Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision, *Geological Society of America, Special Publications*, 364, 263–280.

Stampfli, G., Kozur, H.W., 2004, Europe from Variscan to Alpine cycles, *Geological Society of London, Memoirs*, 32, 57–82.

Stephan, T., Kroner, U., Romer, R.L., Rösel, D., 2019a, From a bipartite Gondwana shelf to an arcuate Variscan belt: The early Paleozoic evolution of northern Peri-Gondwana, *Earth Science Review*, 192, 491–512.

Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345.

Sunal, G., Natal'in, B.A., Satir, M., and Toraman, E., 2006, Paleozoic magmatic events in the Strandja Massif, NW Turkey, *Geodinamica Acta*, 19(5), 283–300.

Sunal, G., 2012, Devonian magmatism in the western Sakarya Zone, Karacabey Region, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 25, 183-201.

Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tethyan Evolution of Turkey: a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181–241.

Şengör, A., Yılmaz, Y., Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean Cimmerides: nature and evolution of the western termination of Palaeo-Tethys. In: Dixon JE, Robertson AHF (eds) The geological evolution of the Eastern Mediterranean, *Geological Society of London*, 17, 77–112.

Şentürk, K., Karaköse, C., 1979, Orta Sakarya dolayının temel jeolojisi, *Maden Tetkik Arama Enstitüsü Raporu,* No: 6642 (yayımlanmamış).

Tasaryova, Z., Janousek, V., Fryda, J., 2018, Failed Silurian continental rifting at the NW margin of Gondwana: evidence from basaltic volcanism of the Prague Basin (Teplá–Barrandian Unit, Bohemian Massif), *International Journal of Earth Sciences*, 107, 1231-1266.

Teipel, U., Eichhorn, R., Loth, G., Rohrmüller, J., Höll, R., Kennedy, A., 2004, U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism, *International Journal of Earth Sciences*, 93, 782-801.

Thompson, A.B., 1976, Mineral reactions in pelitic rocks; Ii, calculation of some P-T- X (Fe-Mg) phase relations, *American Journal of Science*, 276(4), 425–454.

Topuz, G., Altherr, R., Kalt, A., Satır, M., Werner, O. & Schwartz, W. H., 2004, Aluminous granulites from the Pulur Complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallisation, *Lithos*, 72, 183–207.

Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W., Zack, T. & Sunal, G. 2009. Middle Devonian blueschist metamorphism in the eastern Pontides, NE Turkey: vestiges of the Rheic Ocean? *2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstracts*, 5–9 October, Ankara, 203–204.

Topuz, G., Altherr, R., Schwarz, W.H., Dokuz, A., & Meyer, H.P., 2007, Variscan amphibolite-facies rocks from the Kurtoğlu metamorphic complex (Gümuüşhane area, Eastern Pontides, Turkey), *International Journal of Earth Sciences*, 96, 861–873.,

Topuz, G., Altherr, R., 2010, Carboniferous highpotassium I-type granitoid magmatism in the Eastern Pontides: the Gümüşhane pluton (NE Turkey), *Lithos*, 116, 92–110.

Topuz, G., Göçmengil, G., Rolland, Y., Çelik, Ö. F., Zack, T., Schmitt, A. K., 2013a, Jurassic accretionary complex and ophiolite from northeast Turkey: No evidence for the Cimmerian continental ribbon, *Geology*, 41, 255-258.

Topuz, G., Çelık, Ö. F., Şengör, A. M. C., Altintaş, İ. E., Zack, T., Rolland, Y., Barth, M., 2013b, Jurassic ophiolite formation and emplacement as backstop to a subduction-accretion complex in northeast Turkey, the Refahıye ophiolite, and relation to the Balkan ophiolites, *American Journal of Science*, 313, 1054-1087.

Topuz, T., Okay, A.I., Schwarz, W.H., Sunal, G., Altherr, R., Kylander-Clark, A.R.C., 2018, A middle Permian ophiolite fragment in Late Triassic greenschist- to blueschist-facies rocks in NW Turkey: An earlier pulse of suprasubduction-zone ophiolite formation in the Tethyan belt, *Lithos*, 300–301, 121–135.

Topuz, G., Candan, O., Okay, A.I., von Quadt, A., Othman, M., Zack, T., Wang, J., 2020, Silurian anorogenic basic and acidic magmatism in Northwest Turkey: implications for the opening of the Paleo-Tethys, *Lithos*, 356-357, 105302.

Treloar, P. J., Mayringer, F., Finger, F., Gerdes, A., Shengelaia, D., 2009, New age data from the Dzirula Massif, Georgia: implications for Variscan evolution of the Caucasus, *2nd International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, Abstracts*, 5–9 October 2009, Ankara, Abstract Book, 204–205.

Turniak, K., Mazur, S., Wysoczanski, R., 2000, SHRIMP zircon geochronology and geochemistry of the Orlica-Śnieżnik gneisses (Variscan belt of Central Europe) and their tectonic implications, *Geodinamica Acta*, 13, 1–20.

Uğuz, M.F., 2013, A new age finding in the Central Sakarya Region (NW Turkey), *Bulletin of the Mineral Research and Exploration*, 146, 1-25.

Ustaömer, T., Robertson, A.H.F., 1993, A Late Palaeozoic–Early Mesozoic marginal basin along the active southern continental 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 AG (ed) Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, 68, 255–290.

Ustaömer, P.A., Mundil, R. & Renne, P., 2005, U/Pb and Pb/ Pb zircon ages for arc-related intrusions of the Bolu Massif (W Pontides, NW Turkey): evidence for Late Precambrian (Cadomian) age, *Terra Nova*, 17, 215–223.

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*, 475, 99–112.

Ustaömer, P.A., Ustaömer, T., Robertson, A., 2012, Ion Probe U-Pb Dating of the Central Sakarya Basement: A peri-Gondwana Terrane Intruded by Late Lower Carboniferous 286 Subduction/Collision-related Granitic Rocks, *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21. 905-932.

Ustaömer, T., Robertson, A., Ustaömer, P.A., Gerdes, A., and Peytcheva, I., 2013, Constraints on Variscan and Cimmerian magmatism and metamorphism in the Pontides (Yusufeli–Artvin area), NE Turkey from U–Pb dating and granite geochemistry, *Geological Society of London Special Publications*, 372.

Ustaömer, T., Ustaömer, P.A., Robertson, A.H.F., Gerdes, A., 2016, Implications of U–Pb and Lu–Hf isotopic analysis of detrital zircons for the depositional age, provenance and tectonic setting of the Permian–Triassic Palaeotethyan Karakaya Complex, NW Turkey: *International Journal of Earth Sciences*, 105, 7–38

Valverde-Vaquero, P., Dunning, G.R., 2000, New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain, *Journal of Geological Society*, 157, 15–26.

von Raumer, J. F., Stampfli, G. M., Bussy, F., 2003, Gondwana derived microcontinents: the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens, *Tectonophysics*, 365, 7–22.

Vaughan, A.P.M., Scarrow, J.H., 2003, K-rich mantle metasomatism control of localization and initiation of lithospheric strike-slip faulting, *Terra Nova*, 15, 163-169.

Vavassis, I.,De Bono, A., Stampfli, G.M.,Giorgis, D.,Valloton, A.,Amelin, Y., 2000, U–Pb and Ar–Ar geochronological data from Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of the Paleotethys, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 80, 21–43.

Weinberg, R.F., Sial, A.H., Mariano, G., 2004, Close spatial relationship between plutons and shear zones, *Geological Society of America*, 32, 377-380.

Wilson, M., 1993, Igneous petrogenesis: a global tectonic approach, *Chapman and Hall*, London, 466 pp.

Winchester, J. A., Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, 20, 325-343.

Wood, D.A., 1980, The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to es tablishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province, *Earth Planetary Science Letters*, 50, 11–30.

Wu, C-M., Zhao, G.C., 2007, The metapelitic garnet–biotite–muscovite–aluminosilicate–quartz (GBMAQ) geobarometer, *Lithos*, 97, 365-372.

Yılmaz, Y., 1977, Bilecik-Söğüt Dolayındaki Eski Temel Karmaşığı'nın Petrojenetik Evrimi [Petrogenetic Evolution of the Old Basement Complex in the Bilecik-Söğüt Area], İstanbul Üniversitesi Doçentlik Tezi.

Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası güney kenarının tektonik evrimi, *İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri*, 33-52.

Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, A.M., Yiğitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasında Kuzey Anadolu Fay Zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi, İstanbul Üniversitesi Yerbilimleri, 239-261.

Yilmaz Şahin, S., Aysal, N., Güngör, Y., Peytcheva, I., Neubauer, F., 2014, Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of metagranites in Istranca (Strandja) Zone, NW Pontides, Turkey: implications for the geodynamic evolution of Cadomian orogeny, *Gondwana Research*, 26, 755–771.

Zlatkin, O., Avigad, D., Gerdes, A., 2013, Evolution and provenance of Neoproterozoic basement and lower Paleozoic siliciclastic cover of the Menderes Massif (western

Taurides): Coupled U–Pb–Hf zircon isotope geochemistry, *Gondwana Research*, 23, 682–700.

Zlatkin, O., Avigad, D., Gerdes, A., 2018, New Detrital Zircon Geochronology from the Cycladic Basement (Greece): Implications for the Paleozoic Accretion of PeriGondwanan Terranes to Laurussia, *Tectonics*, 37, 4679–4699.

Zulauf, G., Romano, S.S., Dörr, W., Fiala, J., 2007, Crete and the Minoan terranes: age constraints from U-Pb dating of detrital zircons, *Geological Society of America Special Papers*, 423, 401–411.

Zulauf, G., Dörr, W., Fisher-Spurlock, S.C., Gerdes, A., Chatzaras, V., Xypolias, P., 2015, Closure of the Paleotethys in the External Hellenides: Constraints from U–Pb ages of magmatic and detrital zircons (Crete), *Gondwana Research*, 28, 642-667.

# EKLER

**EK 2:** GBe 29 numaralı amfibolit budinindeki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Amph | Be29_1_1 | Be29_1_2 | Be29_1_3 | Be29_2_1 | Be29_2_2 | Be29_2_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46,57 | 47,45 | 48,08 | 47,86 | 46,68 | 48,4 |
| $TiO_2$ | 0,868 | 0,921 | 0,546 | 0,773 | 0,969 | 0,506 |
| $Al_2O_3$ | 9,02 | 8,52 | 7,78 | 8,09 | 9,27 | 7,53 |
| FeO | 18,23 | 18,24 | 17,99 | 18,25 | 18,11 | 17,82 |
| MnO | 0,276 | 0,279 | 0,251 | 0,252 | 0,28 | 0,278 |
| MgO | 9,94 | 10,48 | 11,12 | 10,84 | 10,16 | 11,24 |
| CaO | 11,31 | 11,01 | 11,01 | 11,1 | 11,25 | 11,06 |
| Na2O | 0,765 | 0,7 | 0,671 | 0,699 | 0,858 | 0,665 |
| $K_2O$ | 0,416 | 0,356 | 0,231 | 0,352 | 0,443 | 0,264 |
| $Cr_2O_3$ | 0,03 | 0,009 | 0,012 | 0,03 | 0,038 | 0,033 |
| **Toplam** | **97,437** | **97,98** | **97,717** | **98,259** | **98,058** | **97,796** |
| | | | | | | |
| **Si** | 6,866 | 6,908 | 6,984 | 6,942 | 6,827 | 7,025 |
| **Ti** | 0,096 | 0,101 | 0,060 | 0,084 | 0,107 | 0,055 |
| **Al** | 1,568 | 1,462 | 1,332 | 1,383 | 1,598 | 1,288 |
| **Fe** | 2,248 | 2,220 | 2,185 | 2,213 | 2,215 | 2,163 |
| **Mn** | 0,034 | 0,034 | 0,031 | 0,031 | 0,035 | 0,034 |
| **Mg** | 2,184 | 2,274 | 2,407 | 2,343 | 2,215 | 2,431 |
| **Ca** | 1,786 | 1,717 | 1,713 | 1,725 | 1,763 | 1,720 |
| **Na** | 0,219 | 0,198 | 0,189 | 0,197 | 0,243 | 0,187 |
| **K** | 0,078 | 0,066 | 0,043 | 0,065 | 0,083 | 0,049 |
| **Cr** | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,004 | 0,004 |
| **Sum** | **15,083** | **14,981** | **14,945** | **14,986** | **15,089** | **14,956** |
| **Fe3+** | **0,634** | **0,822** | **0,922** | **0,851** | **0,679** | **0,873** |
| **Fe2+** | **1,614** | **1,398** | **1,263** | **1,363** | **1,535** | **1,290** |
| | | | | | | |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 6,866 | 6,908 | 6,984 | 6,942 | 6,827 | 7,025 |
| **Al(IV)** | 1,134 | 1,092 | 1,016 | 1,058 | 1,173 | 0,975 |
| **Fe3+** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,434 | 0,370 | 0,316 | 0,325 | 0,425 | 0,313 |
| **Ti** | 0,096 | 0,101 | 0,060 | 0,084 | 0,107 | 0,055 |
| **Fe3+** | 0,634 | 0,822 | 0,922 | 0,851 | 0,679 | 0,873 |
| **Cr** | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,004 | 0,004 |
| **Mg** | 2,184 | 2,274 | 2,407 | 2,343 | 2,215 | 2,431 |
| **Fe2+** | 1,614 | 1,398 | 1,263 | 1,363 | 1,535 | 1,290 |
| **Mn** | 0,034 | 0,034 | 0,031 | 0,031 | 0,035 | 0,034 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,786 | 1,717 | 1,713 | 1,725 | 1,763 | 1,720 |
| **Na** | 0,214 | 0,198 | 0,189 | 0,197 | 0,237 | 0,187 |
| **B-Sum** | **2,000** | **1,915** | **1,902** | **1,921** | **2,000** | **1,907** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,000 |
| **K** | 0,078 | 0,066 | 0,043 | 0,065 | 0,083 | 0,049 |
| **A-Sum** | **0,083** | **0,066** | **0,043** | **0,065** | **0,089** | **0,049** |

**EK 2 DEVAM:** GBe 29 numaralı amfibolit budinindeki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Amph | Be29_5_1 | Be29_5_2 | Be29_5_3 |
|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 47,62 | 47,32 | 47,61 |
| $TiO_2$ | 0,568 | 0,593 | 0,505 |
| $Al_2O_3$ | 7,85 | 7,96 | 7,54 |
| FeO | 17,85 | 17,77 | 17,94 |
| MnO | 0,271 | 0,287 | 0,264 |
| MgO | 10,9 | 10,84 | 11,12 |
| CaO | 11,17 | 11,18 | 10,96 |
| $Na_2O$ | 0,763 | 0,748 | 0,714 |
| $K_2O$ | 0,29 | 0,3 | 0,248 |
| $Cr_2O_3$ | 0,043 | 0,035 | 0,039 |
| **Toplam** | **97,326** | **97,033** | **96,975** |
| **Si** | 6,976 | 6,956 | 6,977 |
| **Ti** | 0,063 | 0,066 | 0,056 |
| **Al** | 1,356 | 1,379 | 1,302 |
| **Fe** | 2,187 | 2,184 | 2,198 |
| **Mn** | 0,034 | 0,036 | 0,033 |
| **Mg** | 2,380 | 2,375 | 2,429 |
| **Ca** | 1,753 | 1,761 | 1,721 |
| **Na** | 0,217 | 0,213 | 0,203 |
| **K** | 0,054 | 0,056 | 0,046 |
| **Cr** | 0,005 | 0,004 | 0,005 |
| **Sum** | **15,024** | **15,030** | **14,970** |
| **Fe3+** | **0,784** | **0,783** | **0,936** |
| **Fe2+** | **1,403** | **1,402** | **1,262** |
| **T:** | | | |
| **Si** | 6,976 | 6,956 | 6,977 |
| **Al(IV)** | 1,024 | 1,044 | 1,023 |
| **Fe3+** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | |
| **Al(VI)** | 0,332 | 0,335 | 0,280 |
| **Ti** | 0,063 | 0,066 | 0,056 |
| **Fe3+** | 0,784 | 0,783 | 0,936 |
| **Cr** | 0,005 | 0,004 | 0,005 |
| **Mg** | 2,380 | 2,375 | 2,429 |
| **Fe2+** | 1,403 | 1,402 | 1,262 |
| **Mn** | 0,034 | 0,036 | 0,033 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | |
| **Ca** | 1,753 | 1,761 | 1,721 |
| **Na** | 0,217 | 0,213 | 0,203 |
| **B-Sum** | **1,970** | **1,974** | **1,924** |
| **A:** | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **K** | 0,054 | 0,056 | 0,046 |
| **A-Sum** | **0,054** | **0,056** | **0,046** |

**EK 3:** Mafik ortognaysları temsil eden GCaMi 5 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **CaMi5_1_1** | **CaMi5_1_2** | **CaMi5_1_3** | **CaMi5_2_1** | **CaMi5_2_2** | **CaMi5_2_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 43,36 | 43,19 | 43,19 | 43,33 | 43,31 | 43,21 |
| **$TiO_2$** | 1,97 | 1,97 | 1,93 | 1,93 | 2,01 | 1,96 |
| **$Al_2O_3$** | 10,42 | 10,51 | 10,59 | 10,28 | 10,44 | 10,26 |
| **FeO** | 18,91 | 19,08 | 19,25 | 18,68 | 18,77 | 18,94 |
| **MnO** | 0,423 | 0,392 | 0,411 | 0,386 | 0,402 | 0,387 |
| **MgO** | 8,77 | 8,81 | 8,7 | 9,04 | 8,9 | 8,85 |
| **CaO** | 11,62 | 11,59 | 11,58 | 11,75 | 11,55 | 11,66 |
| **$Na_2O$** | 1,197 | 1,234 | 1,265 | 1,155 | 1,206 | 1,35 |
| **$K_2O$** | 1,36 | 1,39 | 1,4 | 1,27 | 1,36 | 1,35 |
| **$Cr_2O_3$** | 0 | 0,009 | 0 | 0,025 | 0,021 | 0,011 |
| **Toplam** | 98,057 | 98,202 | 98,326 | 97,856 | 97,996 | 97,978 |
| | | | | | | |
| **Si** | 6,527 | 6,492 | 6,488 | 6,524 | 6,513 | 6,521 |
| **Ti** | 0,223 | 0,223 | 0,218 | 0,219 | 0,227 | 0,222 |
| **Al** | 1,849 | 1,862 | 1,875 | 1,825 | 1,851 | 1,825 |
| **Fe** | 2,380 | 2,398 | 2,418 | 2,352 | 2,360 | 2,390 |
| **Mn** | 0,054 | 0,050 | 0,052 | 0,049 | 0,051 | 0,049 |
| **Mg** | 1,968 | 1,974 | 1,948 | 2,029 | 1,995 | 1,991 |
| **Ca** | 1,874 | 1,866 | 1,864 | 1,895 | 1,861 | 1,885 |
| **Na** | 0,349 | 0,360 | 0,368 | 0,337 | 0,352 | 0,395 |
| **K** | 0,261 | 0,267 | 0,268 | 0,244 | 0,261 | 0,260 |
| **Cr** | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,001 |
| **Sum** | 15,484 | 15,493 | 15,500 | 15,476 | 15,473 | 15,540 |
| **Fe3+** | **0,294** | **0,348** | **0,348** | **0,315** | **0,332** | **0,262** |
| **Fe2+** | **2,086** | **2,050** | **2,070** | **2,037** | **2,029** | **2,128** |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 6,527 | 6,492 | 6,488 | 6,524 | 6,513 | 6,521 |
| **Al(IV)** | 1,473 | 1,508 | 1,512 | 1,476 | 1,487 | 1,479 |
| **Fe3+** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,375 | 0,354 | 0,364 | 0,349 | 0,364 | 0,346 |
| **Ti** | 0,223 | 0,223 | 0,218 | 0,219 | 0,227 | 0,222 |
| **Fe3+** | 0,294 | 0,348 | 0,348 | 0,315 | 0,332 | 0,262 |
| **Cr** | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,001 |
| **Mg** | 1,968 | 1,974 | 1,948 | 2,029 | 1,995 | 1,991 |
| **Fe2+** | 2,086 | 2,050 | 2,070 | 2,037 | 2,029 | 2,128 |
| **Mn** | 0,054 | 0,050 | 0,052 | 0,049 | 0,051 | 0,049 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,874 | 1,866 | 1,864 | 1,895 | 1,861 | 1,885 |
| **Na** | 0,126 | 0,134 | 0,136 | 0,105 | 0,139 | 0,115 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,223 | 0,226 | 0,232 | 0,233 | 0,212 | 0,280 |
| **K** | 0,261 | 0,267 | 0,268 | 0,244 | 0,261 | 0,260 |
| **A-Sum** | **0,484** | **0,493** | **0,500** | **0,476** | **0,473** | **0,540** |

**EK 3 devam** : Mafik ortognaysları temsil eden GCaMi 5 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Amph | CaMi5_3_1 | CaMi5_3_2 | CaMi5_3_3 | CaMi5_4_1 | CaMi5_4_2 | CaMi5_4_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 43,59 | 42,79 | 43,09 | 43,32 | 43,14 | 43,01 |
| **$TiO_2$** | 1,85 | 2,03 | 1,98 | 1,94 | 1,91 | 2,05 |
| **$Al_2O_3$** | 10,43 | 10,8 | 10,8 | 10,41 | 10,51 | 10,79 |
| **FeO** | 18,87 | 19,17 | 19,25 | 18,87 | 19,08 | 19,16 |
| **MnO** | 0,397 | 0,389 | 0,424 | 0,395 | 0,422 | 0,389 |
| **MgO** | 8,92 | 8,5 | 8,48 | 8,83 | 8,7 | 8,52 |
| **CaO** | 11,61 | 11,69 | 11,56 | 11,56 | 11,65 | 11,42 |
| **$Na_2O$** | 1,161 | 1,257 | 1,278 | 1,295 | 1,21 | 1,31 |
| **$K_2O$** | 1,24 | 1,45 | 1,44 | 1,38 | 1,43 | 1,45 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,012 | 0,016 | 0 | 0,014 | 0,023 | 0 |
| **Toplam** | 98,1 | 98,102 | 98,302 | 98,024 | 98,075 | 98,099 |
| | | | | | | |
| **Si** | 6,536 | 6,462 | 6,483 | 6,523 | 6,501 | 6,477 |
| **Ti** | 0,209 | 0,231 | 0,224 | 0,220 | 0,216 | 0,232 |
| **Al** | 1,844 | 1,922 | 1,915 | 1,848 | 1,867 | 1,915 |
| **Fe** | 2,366 | 2,421 | 2,422 | 2,376 | 2,404 | 2,413 |
| **Mn** | 0,050 | 0,050 | 0,054 | 0,050 | 0,054 | 0,050 |
| **Mg** | 1,994 | 1,913 | 1,902 | 1,982 | 1,954 | 1,912 |
| **Ca** | 1,865 | 1,891 | 1,863 | 1,865 | 1,881 | 1,843 |
| **Na** | 0,338 | 0,368 | 0,373 | 0,378 | 0,354 | 0,382 |
| **K** | 0,237 | 0,279 | 0,276 | 0,265 | 0,275 | 0,279 |
| **Cr** | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,000 |
| **Sum** | 15,440 | 15,539 | 15,512 | 15,508 | 15,509 | 15,504 |
| **Fe3+** | 0,360 | 0,262 | 0,295 | 0,293 | 0,304 | 0,319 |
| **Fe2+** | 2,006 | 2,159 | 2,127 | 2,083 | 2,100 | 2,094 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 6,536 | 6,462 | 6,483 | 6,523 | 6,501 | 6,477 |
| **Al(IV)** | 1,464 | 1,538 | 1,517 | 1,477 | 1,499 | 1,523 |
| **Fe3+** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,380 | 0,384 | 0,399 | 0,371 | 0,368 | 0,393 |
| **Ti** | 0,209 | 0,231 | 0,224 | 0,220 | 0,216 | 0,232 |
| **Fe3+** | 0,360 | 0,262 | 0,295 | 0,293 | 0,304 | 0,319 |
| **Cr** | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,000 |
| **Mg** | 1,994 | 1,913 | 1,902 | 1,982 | 1,954 | 1,912 |
| **Fe2+** | 2,006 | 2,159 | 2,127 | 2,083 | 2,100 | 2,094 |
| **Mn** | 0,050 | 0,050 | 0,054 | 0,050 | 0,054 | 0,050 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,865 | 1,891 | 1,863 | 1,865 | 1,881 | 1,843 |
| **Na** | 0,135 | 0,109 | 0,137 | 0,135 | 0,119 | 0,157 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,203 | 0,259 | 0,236 | 0,243 | 0,234 | 0,225 |
| **K** | 0,237 | 0,279 | 0,276 | 0,265 | 0,275 | 0,279 |
| **A-Sum** | **0,440** | **0,539** | **0,512** | **0,508** | **0,509** | **0,504** |

**EK 3 devam**: Mafik ortognaysları temsil eden GCaMi 5 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **CaMi5_5_1** | **CaMi5_5_2** | **CaMi5_5_3** |
|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 43,27 | 43,08 | 43,4 |
| **$TiO_2$** | 1,99 | 1,96 | 1,82 |
| **$Al_2O_3$** | 10,5 | 10,54 | 10,62 |
| **FeO** | 19,17 | 19,21 | 18,87 |
| **MnO** | 0,424 | 0,413 | 0,425 |
| **MgO** | 8,69 | 8,63 | 8,91 |
| **CaO** | 11,52 | 11,54 | 11,69 |
| **$Na_2O$** | 1,207 | 1,29 | 1,191 |
| **$K_2O$** | 1,39 | 1,37 | 1,38 |
| **$Cr_2O_3$** | 0 | 0,016 | 0 |
| **Toplam** | 98,161 | 98,049 | 98,322 |
| | | | |
| **Si** | 6,504 | 6,492 | 6,507 |
| **Ti** | 0,225 | 0,222 | 0,205 |
| **Al** | 1,860 | 1,872 | 1,877 |
| **Fe** | 2,410 | 2,421 | 2,366 |
| **Mn** | 0,054 | 0,053 | 0,054 |
| **Mg** | 1,947 | 1,938 | 1,991 |
| **Ca** | 1,855 | 1,863 | 1,878 |
| **Na** | 0,352 | 0,377 | 0,346 |
| **K** | 0,267 | 0,263 | 0,264 |
| **Cr** | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| **Sum** | 15,473 | 15,503 | 15,488 |
| **Fe3+** | 0,353 | 0,331 | 0,333 |
| **Fe2+** | 2,057 | 2,089 | 2,033 |
| **T:** | | | |
| **Si** | 6,504 | 6,492 | 6,507 |
| Al(IV) | 1,496 | 1,508 | 1,493 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | |
| **Al(VI)** | 0,365 | 0,364 | 0,384 |
| **Ti** | 0,225 | 0,222 | 0,205 |
| **Fe3+** | 0,353 | 0,331 | 0,333 |
| **Cr** | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| **Mg** | 1,947 | 1,938 | 1,991 |
| **Fe2+** | 2,057 | 2,089 | 2,033 |
| **Mn** | 0,054 | 0,053 | 0,054 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | |
| **Ca** | 1,855 | 1,863 | 1,878 |
| **Na** | 0,145 | 0,137 | 0,122 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,207 | 0,240 | 0,224 |
| **K** | 0,267 | 0,263 | 0,264 |
| **A-Sum** | **0,473** | **0,503** | **0,488** |

**EK 4**: Çayköy Ortognaysları içindeki amfibol şist silini temsil eden GT 11 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **GT11_1_1** | **GT11_1_2** | **GT11_1_3** | **GT11_2_1** | **GT11_2_2** | **GT11_2_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 51,53 | 51,1 | 52,02 | 51,32 | 50,36 | 49,49 |
| **$TiO_2$** | 0,681 | 0,706 | 0,641 | 0,67 | 0,795 | 1,006 |
| **$Al_2O_3$** | 5,4 | 5,93 | 4,88 | 5,44 | 6,17 | 7,19 |
| **FeO** | 11,43 | 11,57 | 11,34 | 11,3 | 11,52 | 12,18 |
| **MnO** | 0,252 | 0,296 | 0,238 | 0,263 | 0,256 | 0,257 |
| **MgO** | 15,38 | 15,12 | 15,38 | 15,26 | 14,68 | 14,09 |
| **CaO** | 12,18 | 12,06 | 12,18 | 12,21 | 12,04 | 12 |
| **Na2O** | 0,545 | 0,619 | 0,551 | 0,598 | 0,661 | 0,767 |
| **K2O** | 0,29 | 0,321 | 0,225 | 0,265 | 0,367 | 0,433 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,088 | 0,095 | 0,094 | 0,153 | 0,161 | 0,078 |
| **Toplam** | 97,785 | 97,871 | 97,56 | 97,479 | 97,04 | 97,513 |
| | | | | | | |
| **Si** | 7,348 | 7,287 | 7,437 | 7,350 | 7,267 | 7,134 |
| **Ti** | 0,073 | 0,076 | 0,069 | 0,072 | 0,086 | 0,109 |
| **Al** | 0,908 | 0,997 | 0,822 | 0,918 | 1,049 | 1,222 |
| **Fe** | 1,363 | 1,380 | 1,356 | 1,353 | 1,390 | 1,468 |
| **Mn** | 0,030 | 0,036 | 0,029 | 0,032 | 0,031 | 0,031 |
| **Mg** | 3,269 | 3,214 | 3,277 | 3,257 | 3,157 | 3,027 |
| **Ca** | 1,861 | 1,843 | 1,865 | 1,873 | 1,861 | 1,853 |
| **Na** | 0,151 | 0,171 | 0,153 | 0,166 | 0,185 | 0,214 |
| **K** | 0,053 | 0,058 | 0,041 | 0,048 | 0,068 | 0,080 |
| **Cr** | 0,010 | 0,011 | 0,011 | 0,017 | 0,018 | 0,009 |
| **Sum** | 15,064 | 15,072 | 15,059 | 15,088 | 15,114 | 15,147 |
| **Fe3+** | 0,317 | 0,351 | 0,231 | 0,259 | 0,250 | 0,284 |
| **Fe2+** | 1,046 | 1,028 | 1,124 | 1,094 | 1,140 | 1,185 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 7,348 | 7,287 | 7,437 | 7,350 | 7,267 | 7,134 |
| Al(IV) | 0,652 | 0,713 | 0,563 | 0,650 | 0,733 | 0,866 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,255 | 0,284 | 0,259 | 0,268 | 0,317 | 0,355 |
| **Ti** | 0,073 | 0,076 | 0,069 | 0,072 | 0,086 | 0,109 |
| **Fe3+** | 0,317 | 0,351 | 0,231 | 0,259 | 0,250 | 0,284 |
| **Cr** | 0,010 | 0,011 | 0,011 | 0,017 | 0,018 | 0,009 |
| **Mg** | 3,269 | 3,214 | 3,277 | 3,257 | 3,157 | 3,027 |
| **Fe2+** | 1,046 | 1,028 | 1,124 | 1,094 | 1,140 | 1,185 |
| **Mn** | 0,030 | 0,036 | 0,029 | 0,032 | 0,031 | 0,031 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,861 | 1,843 | 1,865 | 1,873 | 1,861 | 1,853 |
| **Na** | 0,139 | 0,157 | 0,135 | 0,127 | 0,139 | 0,147 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,011 | 0,014 | 0,018 | 0,039 | 0,046 | 0,067 |
| **K** | 0,053 | 0,058 | 0,041 | 0,048 | 0,068 | 0,080 |
| **A-Sum** | **0,064** | **0,072** | **0,059** | **0,088** | **0,114** | **0,147** |

**EK 4 DEVAMI**: Çayköy Ortognaysları içindeki amfibol şist silini temsil eden GT 11 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **GT11_3_1** | **GT11_3_2** | **GT11_3_3** | **GT11_4_1** | **GT11_4_2** | **GT11_4_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 48,81 | 48,48 | 50,39 | 49,7 | 50,67 | 51,45 |
| **$TiO_2$** | 0,808 | 0,829 | 0,798 | 0,848 | 0,754 | 0,685 |
| **$Al_2O_3$** | 6,03 | 6,16 | 6,19 | 6,77 | 6,18 | 5,48 |
| **FeO** | 11,58 | 11,7 | 11,59 | 11,92 | 11,8 | 11,42 |
| **MnO** | 0,251 | 0,267 | 0,247 | 0,294 | 0,272 | 0,271 |
| **MgO** | 14,21 | 14,15 | 14,78 | 14,35 | 14,8 | 15,1 |
| **CaO** | 11,98 | 11,98 | 12,11 | 12,09 | 12,03 | 12,1 |
| **$Na_2O$** | 0,682 | 0,668 | 0,625 | 0,716 | 0,663 | 0,605 |
| **$K_2O$** | 0,279 | 0,371 | 0,298 | 0,426 | 0,322 | 0,287 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,109 | 0,144 | 0,074 | 0,066 | 0,038 | 0,059 |
| **Toplam** | 94,784 | 94,776 | 97,112 | 97,207 | 97,539 | 97,457 |
| | | | | | | |
| **Si** | 7,236 | 7,196 | 7,256 | 7,181 | 7,262 | 7,370 |
| **Ti** | 0,090 | 0,093 | 0,086 | 0,092 | 0,081 | 0,074 |
| **Al** | 1,054 | 1,078 | 1,051 | 1,153 | 1,044 | 0,925 |
| **Fe** | 1,436 | 1,452 | 1,396 | 1,440 | 1,414 | 1,368 |
| **Mn** | 0,032 | 0,034 | 0,030 | 0,036 | 0,033 | 0,033 |
| **Mg** | 3,140 | 3,131 | 3,172 | 3,090 | 3,161 | 3,224 |
| **Ca** | 1,903 | 1,905 | 1,868 | 1,871 | 1,847 | 1,857 |
| **Na** | 0,196 | 0,192 | 0,174 | 0,201 | 0,184 | 0,168 |
| **K** | 0,053 | 0,070 | 0,055 | 0,079 | 0,059 | 0,052 |
| **Cr** | 0,013 | 0,017 | 0,008 | 0,008 | 0,004 | 0,007 |
| **Sum** | 15,152 | 15,168 | 15,098 | 15,150 | 15,090 | 15,077 |
| **Fe3+** | 0,226 | 0,255 | 0,289 | 0,271 | 0,328 | 0,247 |
| **Fe2+** | 1,209 | 1,198 | 1,106 | 1,169 | 1,086 | 1,121 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 7,236 | 7,196 | 7,256 | 7,181 | 7,262 | 7,370 |
| Al(IV) | 0,764 | 0,804 | 0,744 | 0,819 | 0,738 | 0,630 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,290 | 0,274 | 0,307 | 0,334 | 0,306 | 0,295 |
| **Ti** | 0,090 | 0,093 | 0,086 | 0,092 | 0,081 | 0,074 |
| **Fe3+** | 0,226 | 0,255 | 0,289 | 0,271 | 0,328 | 0,247 |
| **Cr** | 0,013 | 0,017 | 0,008 | 0,008 | 0,004 | 0,007 |
| **Mg** | 3,140 | 3,131 | 3,172 | 3,090 | 3,161 | 3,224 |
| **Fe2+** | 1,209 | 1,198 | 1,106 | 1,169 | 1,086 | 1,121 |
| **Mn** | 0,032 | 0,034 | 0,030 | 0,036 | 0,033 | 0,033 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,903 | 1,905 | 1,868 | 1,871 | 1,847 | 1,857 |
| **Na** | 0,097 | 0,095 | 0,132 | 0,129 | 0,153 | 0,143 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,099 | 0,097 | 0,043 | 0,072 | 0,031 | 0,025 |
| **K** | 0,053 | 0,070 | 0,055 | 0,079 | 0,059 | 0,052 |
| | | | | | | |
| **A-Sum** | **0,152** | **0,168** | **0,098** | **0,150** | **0,090** | **0,077** |

**EK 4 DEVAMI**: Çayköy Ortognaysları içindeki amfibol şist silini temsil eden GT 11 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **GT11_5_1** | **GT11_5_2** | **GT11_5_3** | **GT11_6_1** | **GT11_6_2** | **GT11_6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 50,36 | 50,91 | 50,06 | 49,67 | 50,03 | 49,73 |
| **$TiO_2$** | 0,785 | 0,73 | 0,862 | 0,894 | 0,817 | 0,904 |
| **$Al_2O_3$** | 6,18 | 5,78 | 6,48 | 6,73 | 6,55 | 6,96 |
| **FeO** | 11,56 | 11,61 | 11,79 | 11,81 | 11,77 | 12,07 |
| **MnO** | 0,275 | 0,271 | 0,228 | 0,257 | 0,267 | 0,294 |
| **MgO** | 14,75 | 14,87 | 14,34 | 14,34 | 14,38 | 14,28 |
| **CaO** | 12 | 12,13 | 12,29 | 11,98 | 11,92 | 11,94 |
| **$Na_2O$** | 0,673 | 0,588 | 0,635 | 0,689 | 0,67 | 0,717 |
| **$K_2O$** | 0,337 | 0,302 | 0,367 | 0,399 | 0,38 | 0,433 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,195 | 0,111 | 0,12 | 0,251 | 0,235 | 0,232 |
| **Toplam** | 97,135 | 97,346 | 97,182 | 97,02 | 97,037 | 97,582 |
| | | | | | | |
| **Si** | 7,252 | 7,316 | 7,242 | 7,179 | 7,222 | 7,150 |
| **Ti** | 0,085 | 0,079 | 0,094 | 0,097 | 0,089 | 0,098 |
| **Al** | 1,049 | 0,979 | 1,105 | 1,147 | 1,115 | 1,179 |
| **Fe** | 1,392 | 1,395 | 1,426 | 1,427 | 1,421 | 1,451 |
| **Mn** | 0,034 | 0,033 | 0,028 | 0,031 | 0,033 | 0,036 |
| **Mg** | 3,166 | 3,185 | 3,092 | 3,089 | 3,094 | 3,060 |
| **Ca** | 1,851 | 1,868 | 1,905 | 1,855 | 1,844 | 1,839 |
| **Na** | 0,188 | 0,164 | 0,178 | 0,193 | 0,188 | 0,200 |
| **K** | 0,062 | 0,055 | 0,068 | 0,074 | 0,070 | 0,079 |
| **Cr** | 0,022 | 0,013 | 0,014 | 0,029 | 0,027 | 0,026 |
| **Sum** | 15,101 | 15,087 | 15,150 | 15,122 | 15,101 | 15,118 |
| **Fe3+** | 0,302 | 0,264 | 0,155 | 0,295 | 0,292 | 0,342 |
| **Fe2+** | 1,090 | 1,131 | 1,271 | 1,133 | 1,129 | 1,109 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 7,252 | 7,316 | 7,242 | 7,179 | 7,222 | 7,150 |
| Al(IV) | 0,748 | 0,684 | 0,758 | 0,821 | 0,778 | 0,850 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,301 | 0,295 | 0,347 | 0,326 | 0,337 | 0,329 |
| **Ti** | 0,085 | 0,079 | 0,094 | 0,097 | 0,089 | 0,098 |
| **Fe3+** | 0,302 | 0,264 | 0,155 | 0,295 | 0,292 | 0,342 |
| **Cr** | 0,022 | 0,013 | 0,014 | 0,029 | 0,027 | 0,026 |
| **Mg** | 3,166 | 3,185 | 3,092 | 3,089 | 3,094 | 3,060 |
| **Fe2+** | 1,090 | 1,131 | 1,271 | 1,133 | 1,129 | 1,109 |
| **Mn** | 0,034 | 0,033 | 0,028 | 0,031 | 0,033 | 0,036 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,851 | 1,868 | 1,905 | 1,855 | 1,844 | 1,839 |
| **Na** | 0,149 | 0,132 | 0,095 | 0,145 | 0,156 | 0,161 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,039 | 0,031 | 0,083 | 0,048 | 0,031 | 0,039 |
| **K** | 0,062 | 0,055 | 0,068 | 0,074 | 0,070 | 0,079 |
| **A-Sum** | **0,101** | **0,087** | **0,150** | **0,122** | **0,101** | **0,118** |

| Amph | GT11_7_1 | GT11_7_2 | GT11_7_3 | GT11_8_1 | GT11_8_2 | GT11_8_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 49,25 | 49,53 | 49,97 | 51,27 | 50,82 | 50,66 |
| **$TiO_2$** | 0,877 | 0,883 | 0,84 | 0,754 | 0,784 | 0,754 |
| **$Al_2O_3$** | 7,19 | 7,14 | 6,82 | 5,46 | 6,05 | 6,03 |
| **FeO** | 11,81 | 11,91 | 11,91 | 11,29 | 11,74 | 11,81 |
| **MnO** | 0,278 | 0,238 | 0,288 | 0,282 | 0,27 | 0,279 |
| **MgO** | 14,38 | 14,33 | 14,47 | 14,93 | 14,49 | 14,59 |
| **CaO** | 11,84 | 11,8 | 11,76 | 12,16 | 12,24 | 12,22 |
| **$Na_2O$** | 0,767 | 0,782 | 0,734 | 0,57 | 0,623 | 0,635 |
| **$K_2O$** | 0,464 | 0,469 | 0,325 | 0,283 | 0,297 | 0,285 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,101 | 0,11 | 0,119 | 0,085 | 0,075 | 0,108 |
| **Toplam** | 96,966 | 97,192 | 97,247 | 97,107 | 97,39 | 97,384 |
| | | | | | | |
| **Si** | 7,113 | 7,137 | 7,178 | 7,383 | 7,321 | 7,295 |
| **Ti** | 0,095 | 0,096 | 0,091 | 0,082 | 0,085 | 0,082 |
| **Al** | 1,224 | 1,213 | 1,155 | 0,927 | 1,027 | 1,024 |
| **Fe** | 1,426 | 1,435 | 1,431 | 1,360 | 1,414 | 1,422 |
| **Mn** | 0,034 | 0,029 | 0,035 | 0,034 | 0,033 | 0,034 |
| **Mg** | 3,096 | 3,078 | 3,098 | 3,205 | 3,111 | 3,131 |
| **Ca** | 1,832 | 1,822 | 1,810 | 1,876 | 1,889 | 1,885 |
| **Na** | 0,215 | 0,218 | 0,204 | 0,159 | 0,174 | 0,177 |
| **K** | 0,085 | 0,086 | 0,060 | 0,052 | 0,055 | 0,052 |
| **Cr** | 0,012 | 0,013 | 0,014 | 0,010 | 0,009 | 0,012 |
| **Sum** | 15,132 | 15,126 | 15,074 | 15,087 | 15,118 | 15,115 |
| **Fe3+** | 0,383 | 0,361 | 0,412 | 0,170 | 0,146 | 0,211 |
| **Fe2+** | 1,043 | 1,074 | 1,019 | 1,189 | 1,268 | 1,211 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 7,113 | 7,137 | 7,178 | 7,383 | 7,321 | 7,295 |
| Al(IV) | 0,887 | 0,863 | 0,822 | 0,617 | 0,679 | 0,705 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,337 | 0,350 | 0,332 | 0,310 | 0,348 | 0,319 |
| **Ti** | 0,095 | 0,096 | 0,091 | 0,082 | 0,085 | 0,082 |
| **Fe3+** | 0,383 | 0,361 | 0,412 | 0,170 | 0,146 | 0,211 |
| **Cr** | 0,012 | 0,013 | 0,014 | 0,010 | 0,009 | 0,012 |
| **Mg** | 3,096 | 3,078 | 3,098 | 3,205 | 3,111 | 3,131 |
| **Fe2+** | 1,043 | 1,074 | 1,019 | 1,189 | 1,268 | 1,211 |
| **Mn** | 0,034 | 0,029 | 0,035 | 0,034 | 0,033 | 0,034 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,832 | 1,822 | 1,810 | 1,876 | 1,889 | 1,885 |
| **Na** | 0,168 | 0,178 | 0,190 | 0,124 | 0,111 | 0,115 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,047 | 0,040 | 0,014 | 0,035 | 0,063 | 0,062 |
| **K** | 0,085 | 0,086 | 0,060 | 0,052 | 0,055 | 0,052 |
| **A-Sum** | **0,132** | **0,126** | **0,074** | **0,087** | **0,118** | **0,115** |

**EK 5**: Sarıcakaya Plutonunu temsil eden AKK4 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Amph** | **AKK4_1_1** | **AKK4_1_2** | **AKK4_1_3** | **AKK4_2_1** | **AKK4_2_2** | **AKK4_2_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 45,04 | 44,78 | 45,1 | 46,32 | 44,3 | 46,12 |
| **$TiO_2$** | 1,86 | 2 | 1,486 | 1,387 | 1,83 | 1,478 |
| **$Al_2O_3$** | 9,39 | 9,63 | 9,63 | 8,52 | 9,86 | 8,59 |
| **FeO** | 18,13 | 18,31 | 18,21 | 17,68 | 18,49 | 17,83 |
| **MnO** | 0,481 | 0,487 | 0,492 | 0,5 | 0,458 | 0,576 |
| **MgO** | 9,6 | 9,49 | 9,37 | 10,05 | 9 | 10,29 |
| **CaO** | 11,28 | 11,15 | 11,38 | 11,41 | 11,35 | 11,01 |
| **$Na_2O$** | 1,169 | 1,27 | 1,189 | 1,042 | 1,214 | 1,157 |
| **$K_2O$** | 0,871 | 0,973 | 0,727 | 0,661 | 0,877 | 0,653 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,013 | 0,025 | 0 | 0,013 | 0,043 | 0,034 |
| **Toplam** | 97,844 | 98,134 | 97,597 | 97,583 | 97,455 | 97,738 |
| | | | | | | |
| **Si** | 6,700 | 6,651 | 6,725 | 6,874 | 6,650 | 6,804 |
| **Ti** | 0,208 | 0,223 | 0,167 | 0,155 | 0,207 | 0,164 |
| **Al** | 1,646 | 1,686 | 1,693 | 1,490 | 1,745 | 1,494 |
| **Fe** | 2,255 | 2,274 | 2,271 | 2,194 | 2,321 | 2,200 |
| **Mn** | 0,061 | 0,061 | 0,062 | 0,063 | 0,058 | 0,072 |
| **Mg** | 2,128 | 2,101 | 2,083 | 2,223 | 2,014 | 2,263 |
| **Ca** | 1,798 | 1,774 | 1,818 | 1,814 | 1,825 | 1,740 |
| **Na** | 0,337 | 0,366 | 0,344 | 0,300 | 0,353 | 0,331 |
| **K** | 0,165 | 0,184 | 0,138 | 0,125 | 0,168 | 0,123 |
| **Cr** | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,005 | 0,004 |
| **Sum** | 15,300 | 15,324 | 15,300 | 15,239 | 15,347 | 15,194 |
| **$Fe^{3+}$** | 0,439 | 0,463 | 0,405 | 0,398 | 0,364 | 0,632 |
| **$Fe^{2+}$** | 1,817 | 1,811 | 1,865 | 1,796 | 1,957 | 1,568 |
| **T:** | | | | | | |
| **Si** | 6,700 | 6,651 | 6,725 | 6,874 | 6,650 | 6,804 |
| Al(IV) | 1,30 | 1,35 | 1,27 | 1,13 | 1,35 | 1,20 |
| $Fe^{3+}$ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Ti** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **T-Sum** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| **C:** | | | | | | |
| **Al(VI)** | 0,346 | 0,337 | 0,418 | 0,364 | 0,395 | 0,298 |
| **Ti** | 0,208 | 0,223 | 0,167 | 0,155 | 0,207 | 0,164 |
| **$Fe^{3+}$** | 0,439 | 0,463 | 0,405 | 0,398 | 0,364 | 0,632 |
| **Cr** | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,005 | 0,004 |
| **Mg** | 2,128 | 2,101 | 2,083 | 2,223 | 2,014 | 2,263 |
| **$Fe^{2+}$** | 1,817 | 1,811 | 1,865 | 1,796 | 1,957 | 1,568 |
| **Mn** | 0,061 | 0,061 | 0,062 | 0,063 | 0,058 | 0,072 |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **C-Sum** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| **B:** | | | | | | |
| **Ca** | 1,798 | 1,774 | 1,818 | 1,814 | 1,825 | 1,740 |
| **Na** | 0,202 | 0,226 | 0,182 | 0,186 | 0,175 | 0,260 |
| **B-Sum** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| **A:** | | | | | | |
| **Ca** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Na** | 0,135 | 0,140 | 0,162 | 0,114 | 0,179 | 0,071 |
| **K** | 0,165 | 0,184 | 0,138 | 0,125 | 0,168 | 0,123 |
| **A-Sum** | **0,300** | **0,324** | **0,300** | **0,239** | **0,347** | **0,194** |

| Amph | AKK4_3_1 | AKK4_3_2 | AKK4_3_3 | AKK4_4_1 | AKK4_4_2 | AKK4_4_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,33 | 46,95 | 44,99 | 45,98 | 47,59 | 46,17 |
| $TiO_2$ | 1,593 | 0,815 | 1,437 | 1,457 | 1,117 | 1,163 |
| $Al_2O_3$ | 9,25 | 8 | 9,4 | 9,43 | 8,05 | 9,13 |
| FeO | 18,3 | 17,94 | 18,28 | 18,18 | 17,46 | 18,11 |
| MnO | 0,505 | 0,547 | 0,497 | 0,451 | 0,498 | 0,496 |
| MgO | 9,48 | 10,41 | 9,74 | 10,14 | 11,15 | 9,95 |
| CaO | 11,24 | 11,34 | 11,5 | 10,79 | 11,01 | 11,18 |
| $Na_2O$ | 1,218 | 0,947 | 1,075 | 1,248 | 1,074 | 1,131 |
| $K_2O$ | 0,655 | 0,494 | 0,704 | 0,613 | 0,382 | 0,554 |
| $Cr_2O_3$ | 0,015 | 0,026 | 0,017 | 0,024 | 0,018 | 0 |
| Summe | 97,617 | 97,497 | 97,658 | 98,322 | 98,365 | 97,898 |
| | | | | | | |
| Si | 6,750 | 6,936 | 6,693 | 6,723 | 6,907 | 6,805 |
| Ti | 0,178 | 0,091 | 0,161 | 0,160 | 0,122 | 0,129 |
| Al | 1,624 | 1,393 | 1,648 | 1,625 | 1,377 | 1,586 |
| Fe | 2,279 | 2,216 | 2,274 | 2,223 | 2,119 | 2,232 |
| Mn | 0,064 | 0,068 | 0,063 | 0,056 | 0,061 | 0,062 |
| Mg | 2,104 | 2,292 | 2,160 | 2,210 | 2,412 | 2,186 |
| Ca | 1,793 | 1,795 | 1,833 | 1,690 | 1,712 | 1,765 |
| Na | 0,352 | 0,271 | 0,310 | 0,354 | 0,302 | 0,323 |
| K | 0,124 | 0,093 | 0,134 | 0,114 | 0,071 | 0,104 |
| Cr | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,000 |
| Sum | 15,269 | 15,159 | 15,276 | 15,158 | 15,085 | 15,193 |
| Fe3+ | 0,46 | 0,60 | 0,53 | 0,76 | 0,77 | 0,59 |
| Fe2+ | 1,823 | 1,620 | 1,741 | 1,466 | 1,352 | 1,644 |
| T: | | | | | | |
| Si | 6,750 | 6,936 | 6,693 | 6,723 | 6,907 | 6,805 |
| Al(IV) | 1,250 | 1,064 | 1,307 | 1,277 | 1,093 | 1,195 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| T-Sum | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 | 8,000 |
| C: | | | | | | |
| Al(VI) | 0,374 | 0,329 | 0,341 | 0,349 | 0,284 | 0,391 |
| Ti | 0,178 | 0,091 | 0,161 | 0,160 | 0,122 | 0,129 |
| Fe3+ | 0,456 | 0,596 | 0,533 | 0,757 | 0,767 | 0,588 |
| Cr | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,000 |
| Mg | 2,104 | 2,292 | 2,160 | 2,210 | 2,412 | 2,186 |
| Fe2+ | 1,823 | 1,620 | 1,741 | 1,466 | 1,352 | 1,644 |
| Mn | 0,064 | 0,068 | 0,063 | 0,056 | 0,061 | 0,062 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| C-Sum | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 | 5,000 |
| B: | | | | | | |
| Ca | 1,793 | 1,795 | 1,833 | 1,690 | 1,712 | 1,765 |
| Na | 0,207 | 0,205 | 0,167 | 0,310 | 0,288 | 0,235 |
| B-Sum | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| A: | | | | | | |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,145 | 0,066 | 0,143 | 0,044 | 0,014 | 0,089 |
| K | 0,124 | 0,093 | 0,134 | 0,114 | 0,071 | 0,104 |
| A-Sum | 0,269 | 0,159 | 0,276 | 0,158 | 0,085 | 0,193 |

**EK 5 DEVAM** : Sarıcakaya Plutonunu temsil eden AKK4 numaralı örnekteki amfibollerin mikroprop analiz sonuçları ve 23 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Amph | AKK4_5_1 | AKK4_5_2 | AKK4_5_3 | AKK4_6_1 | AKK4_6_2 | AKK4_6_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,1 | 44,48 | 45,81 | 46,12 | 45,95 | 46,18 |
| $TiO_2$ | 1,84 | 1,78 | 0,892 | 1,71 | 1,661 | 1,317 |
| $Al_2O_3$ | 9,25 | 9,99 | 9,46 | 8,84 | 8,55 | 8,54 |
| FeO | 18,23 | 18,5 | 18,14 | 17,24 | 17,07 | 17,05 |
| MnO | 0,506 | 0,528 | 0,493 | 0,479 | 0,447 | 0,394 |
| MgO | 9,65 | 9,2 | 9,76 | 10,34 | 10,45 | 10,09 |
| CaO | 11,14 | 11,02 | 11,57 | 11,25 | 11,29 | 11,85 |
| $Na_2O$ | 1,264 | 1,25 | 1,112 | 1,087 | 1,043 | 0,807 |
| $K_2O$ | 0,795 | 0,844 | 0,645 | 0,703 | 0,667 | 0,615 |
| $Cr_2O_3$ | 0,026 | 0,024 | 0,023 | 0,067 | 0,034 | 0,03 |
| Toplam | 97,807 | 97,63 | 97,915 | 97,866 | 97,181 | 96,909 |
| Si | 6,703 | 6,628 | 6,784 | 6,805 | 6,824 | 6,909 |
| Ti | 0,206 | 0,199 | 0,099 | 0,190 | 0,185 | 0,148 |
| Al | 1,621 | 1,755 | 1,651 | 1,537 | 1,497 | 1,506 |
| Fe | 2,266 | 2,305 | 2,246 | 2,127 | 2,120 | 2,133 |
| Mn | 0,064 | 0,067 | 0,062 | 0,060 | 0,056 | 0,050 |
| Mg | 2,138 | 2,043 | 2,154 | 2,274 | 2,313 | 2,250 |
| Ca | 1,774 | 1,759 | 1,836 | 1,778 | 1,796 | 1,899 |
| Na | 0,364 | 0,361 | 0,319 | 0,311 | 0,300 | 0,234 |
| K | 0,151 | 0,160 | 0,122 | 0,132 | 0,126 | 0,117 |
| Cr | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,004 |
| Sum | 15,289 | 15,281 | 15,277 | 15,221 | 15,223 | 15,251 |
| Fe3+ | 0,495 | 0,548 | 0,467 | 0,467 | 0,460 | 0,225 |
| Fe2+ | 1,770 | 1,758 | 1,780 | 1,660 | 1,660 | 1,908 |
| T: | | | | | | |
| Si | 6,703 | 6,628 | 6,784 | 6,805 | 6,824 | 6,909 |
| Al(IV) | 1,297 | 1,372 | 1,216 | 1,195 | 1,176 | 1,091 |
| Fe3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| T-Sum | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** | **8,000** |
| C: | | | | | | |
| Al(VI) | 0,324 | 0,383 | 0,436 | 0,342 | 0,321 | 0,415 |
| Ti | 0,206 | 0,199 | 0,099 | 0,190 | 0,185 | 0,148 |
| Fe3+ | 0,495 | 0,548 | 0,467 | 0,467 | 0,460 | 0,225 |
| Cr | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,008 | 0,004 | 0,004 |
| Mg | 2,138 | 2,043 | 2,154 | 2,274 | 2,313 | 2,250 |
| Fe2+ | 1,770 | 1,758 | 1,780 | 1,660 | 1,660 | 1,908 |
| Mn | 0,064 | 0,067 | 0,062 | 0,060 | 0,056 | 0,050 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| C-Sum | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** | **5,000** |
| B: | | | | | | |
| Ca | 1,774 | 1,759 | 1,836 | 1,778 | 1,796 | 1,899 |
| Na | 0,226 | 0,241 | 0,164 | 0,222 | 0,204 | 0,101 |
| B-Sum | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| A: | | | | | | |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,138 | 0,120 | 0,155 | 0,089 | 0,097 | 0,133 |
| K | 0,151 | 0,160 | 0,122 | 0,132 | 0,126 | 0,117 |
| A-Sum | **0,289** | **0,281** | **0,277** | **0,221** | **0,223** | **0,251** |

**EK 6**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden 150 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Grt | 150_1_1 | 150_1_2 | 150_1_3 | 150_2_1 | 150_2_2 | 150_2_3 | 150_3_1 | 150_3_2 | 150_3_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **$SiO_2$** | 37,37 | 37,69 | 37,58 | 37,65 | 37,63 | 37,47 | 37,73 | 37,6 | 37,66 |
| **$TiO_2$** | 0,01 | 0,014 | 0,013 | 0 | 0 | 0,013 | 0,021 | 0,061 | 0,034 |
| **$Al_2O_3$** | 20,84 | 20,97 | 21,01 | 20,9 | 20,99 | 20,92 | 20,96 | 21,04 | 20,99 |
| **FeO** | 30,67 | 31,2 | 30,88 | 30,22 | 30,31 | 30,8 | 31,11 | 31,24 | 30,9 |
| **MnO** | 10,18 | 9,97 | 10,16 | 10,62 | 10,68 | 10,27 | 9,61 | 9,4 | 10,15 |
| **MgO** | 1,83 | 1,79 | 1,78 | 1,93 | 1,93 | 1,84 | 1,79 | 1,82 | 1,84 |
| **CaO** | 0,577 | 0,553 | 0,553 | 0,576 | 0,571 | 0,558 | 0,785 | 0,655 | 0,589 |
| **$Na_2O$** | 0 | 0,033 | 0,009 | 0,01 | 0 | 0 | 0,021 | 0,019 | 0,01 |
| **$K_2O$** | 0 | 0 | 0,009 | 0,018 | 0 | 0,008 | 0,02 | 0,016 | 0,01 |
| **$Cr_2O_3$** | 0,018 | 0,01 | 0,027 | 0,016 | 0,011 | 0,01 | 0 | 0 | 0,008 |
| **Toplam** | 101,5 | 102,27 | 102,02 | 101,964 | 102,122 | 101,9 | 102,057 | 101,865 | 102,202 |
| | | | | | | | | | |
| **Si** | 6,010 | 6,018 | 6,011 | 6,022 | 6,010 | 6,005 | 6,027 | 6,015 | 6,013 |
| **Ti** | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,004 |
| **Al** | 3,950 | 3,947 | 3,961 | 3,940 | 3,952 | 3,952 | 3,947 | 3,968 | 3,950 |
| **Fe** | 4,124 | 4,165 | 4,130 | 4,042 | 4,048 | 4,127 | 4,155 | 4,179 | 4,125 |
| **Mn** | 1,387 | 1,348 | 1,376 | 1,439 | 1,445 | 1,394 | 1,300 | 1,274 | 1,372 |
| **Mg** | 0,439 | 0,426 | 0,424 | 0,460 | 0,459 | 0,439 | 0,426 | 0,434 | 0,438 |
| **Ca** | 0,099 | 0,095 | 0,095 | 0,099 | 0,098 | 0,096 | 0,134 | 0,112 | 0,101 |
| **Na** | 0,000 | 0,010 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,006 | 0,003 |
| **K** | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,004 | 0,000 | 0,002 | 0,004 | 0,003 | 0,002 |
| **Cr** | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| **Toplam** | 16,010 | 16,010 | 16,004 | 16,008 | 16,012 | 16,017 | 16,003 | 15,998 | 16,009 |
| | | | | | | | | | |
| **Mg** | 0,439 | 0,426 | 0,424 | 0,460 | 0,459 | 0,439 | 0,426 | 0,434 | 0,438 |
| **Mn** | 1,387 | 1,348 | 1,376 | 1,439 | 1,445 | 1,394 | 1,300 | 1,274 | 1,372 |
| **Ca** | 0,099 | 0,095 | 0,095 | 0,099 | 0,098 | 0,096 | 0,134 | 0,112 | 0,101 |
| **FeII** | 4,075 | 4,131 | 4,105 | 4,003 | 3,998 | 4,071 | 4,139 | 4,179 | 4,089 |
| **Summe X** | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 5,999 | 6,000 |
| **rest Fe** | 0,049 | 0,034 | 0,026 | 0,039 | 0,050 | 0,057 | 0,016 | 0,000 | 0,036 |
| **Si** | 6,010 | 6,018 | 6,011 | 6,022 | 6,010 | 6,005 | 6,027 | 6,015 | 6,013 |
| **Aliv** | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Summe Z** | 6,010 | 6,018 | 6,011 | 6,022 | 6,010 | 6,005 | 6,027 | 6,015 | 6,013 |
| **Alvi** | 3,950 | 3,947 | 3,961 | 3,940 | 3,952 | 3,952 | 3,947 | 3,968 | 3,950 |
| **Cr** | 0,002 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| **Ti** | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,003 | 0,007 | 0,004 |
| **FeIII** | 0,049 | 0,034 | 0,026 | 0,039 | 0,050 | 0,057 | 0,016 | 0,000 | 0,036 |
| **Summe Y** | 4,003 | 3,984 | 3,992 | 3,982 | 4,003 | 4,011 | 3,965 | 3,975 | 3,992 |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%)** | 67,9 | 68,9 | 68,4 | 66,7 | 66,6 | 67,8 | 69,0 | 69,7 | 68,1 |
| **Prp(%)** | 7,3 | 7,1 | 7,1 | 7,7 | 7,7 | 7,3 | 7,1 | 7,2 | 7,3 |
| **Sps(%)** | 23,1 | 22,5 | 22,9 | 24,0 | 24,1 | 23,2 | 21,7 | 21,2 | 22,9 |
| **Grs(%)** | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 2,2 | 1,9 | 1,7 |
| **And(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Uva(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 6 devamı**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden 150 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **150_4_1** | **150_4_2** | **150_4_3** | **150_5_1** | **150_5_2** | **150_5_3** | **150_6_1** | **150_6_2** | **150_6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,62 | 37,63 | 37,53 | 37,58 | 37,56 | 37,29 | 37,61 | 37,4 | 37,7 |
| $TiO_2$ | 0 | 0,016 | 0,01 | 0,01 | 0,015 | 0,028 | 0,029 | 0 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 21,04 | 20,94 | 20,67 | 21,41 | 21,27 | 21,14 | 21,02 | 20,67 | 20,95 |
| FeO | 29,99 | 30,4 | 30,55 | 30,76 | 30,24 | 30,79 | 30,59 | 30,46 | 30,47 |
| MnO | 10,63 | 10,59 | 10,35 | 10,1 | 10,34 | 9,99 | 9,99 | 10,12 | 10,51 |
| MgO | 1,89 | 1,91 | 1,9 | 1,89 | 1,89 | 1,91 | 1,85 | 1,87 | 1,86 |
| CaO | 0,623 | 0,539 | 0,572 | 0,672 | 0,761 | 0,646 | 0,578 | 0,634 | 0,57 |
| $Na_2O$ | 0 | 0,018 | 0 | 0,013 | 0,025 | 0,013 | 0,036 | 0,01 | 0,011 |
| K2O | 0 | 0 | 0,007 | 0 | 0 | 0,006 | 0 | 0 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0,018 | 0,02 | 0 | 0,011 | 0,024 | 0,015 | 0,025 | 0,024 | 0,009 |
| **Toplam** | **101,88** | **102,07** | **101,6** | **102,471** | **102,147** | **101,84** | **101,769** | **101,198** | **102,09** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 6,018 | 6,014 | 6,030 | 5,978 | 5,990 | 5,975 | 6,021 | 6,029 | 6,022 |
| Ti | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,001 |
| Al | 3,967 | 3,945 | 3,914 | 4,015 | 3,999 | 3,993 | 3,967 | 3,927 | 3,945 |
| Fe | 4,012 | 4,063 | 4,104 | 4,092 | 4,033 | 4,125 | 4,095 | 4,106 | 4,070 |
| Mn | 1,440 | 1,433 | 1,408 | 1,361 | 1,397 | 1,356 | 1,355 | 1,382 | 1,422 |
| Mg | 0,451 | 0,455 | 0,455 | 0,448 | 0,449 | 0,456 | 0,441 | 0,449 | 0,443 |
| Ca | 0,107 | 0,092 | 0,098 | 0,115 | 0,130 | 0,111 | 0,099 | 0,109 | 0,098 |
| Na | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,004 | 0,008 | 0,004 | 0,011 | 0,003 | 0,003 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| **Sum** | **15,995** | **16,010** | **16,013** | **16,013** | **16,008** | **16,025** | **15,993** | **16,005** | **16,004** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,451 | 0,455 | 0,455 | 0,448 | 0,449 | 0,456 | 0,441 | 0,449 | 0,443 |
| Mn | 1,440 | 1,433 | 1,408 | 1,361 | 1,397 | 1,356 | 1,355 | 1,382 | 1,422 |
| Ca | 0,107 | 0,092 | 0,098 | 0,115 | 0,130 | 0,111 | 0,099 | 0,109 | 0,098 |
| FeII | 4,002 | 4,019 | 4,038 | 4,077 | 4,024 | 4,077 | 4,095 | 4,060 | 4,038 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **5,990** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,009 | 0,044 | 0,066 | 0,015 | 0,009 | 0,048 | 0,000 | 0,046 | 0,032 |
| **Si** | **6,018** | **6,014** | **6,030** | **5,978** | **5,990** | 5,975 | 6,021 | 6,029 | 6,022 |
| Aliv | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,022 | 0,010 | 0,025 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum Z** | **6,018** | **6,014** | **6,030** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,021** | **6,029** | **6,022** |
| Alvi | 3,967 | 3,945 | 3,914 | 3,993 | 3,989 | 3,968 | 3,967 | 3,927 | 3,945 |
| Cr | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| Ti | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,001 |
| FeIII | 0,009 | 0,044 | 0,066 | 0,015 | 0,009 | 0,048 | 0,000 | 0,046 | 0,032 |
| **Sum Y** | **3,979** | **3,993** | **3,982** | **4,011** | **4,003** | **4,021** | **3,973** | **3,976** | **3,979** |
| | | | | | | | | | |
| Alm(%) | 66,7 | 67,0 | 67,3 | 67,9 | 67,1 | 68,0 | 68,4 | 67,7 | 67,3 |
| Prp(%) | 7,5 | 7,6 | 7,6 | 7,5 | 7,5 | 7,6 | 7,4 | 7,5 | 7,4 |
| Sps(%) | 24,0 | 23,9 | 23,5 | 22,7 | 23,3 | 22,6 | 22,6 | 23,0 | 23,7 |
| Grs(%) | 1,8 | 1,5 | 1,6 | 1,9 | 2,2 | 1,8 | 1,7 | 1,8 | 1,6 |
| And(%) | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| Uva(%) | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| TOTAL | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 7**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden AKK1 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **Akk1_1_1** | **Akk1_1_2** | **Akk1_1_3** | **Akk1_2_1** | **Akk1_2_2** | **Akk1_2_3** | **Akk1_3_1** | **Akk1_3_2** | **Akk1_3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,53 | 37,54 | 37,78 | 37,46 | 37,61 | 37,4 | 37,01 | 37,04 | 37,28 |
| $TiO_2$ | 0,01 | 0 | 0,029 | 0,012 | 0,013 | 0 | 0,049 | 0,012 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 21,32 | 21,18 | 21,41 | 21,35 | 21,4 | 21,35 | 21,36 | 21,23 | 21,48 |
| FeO | 27,48 | 27,46 | 28,16 | 27,32 | 27,36 | 27,58 | 27,87 | 27,89 | 28,88 |
| MnO | 12,36 | 12,79 | 11,69 | 12,34 | 12,6 | 12,18 | 12,09 | 11,76 | 10,84 |
| MgO | 2,38 | 2,23 | 2,42 | 2,41 | 2,38 | 2,29 | 2,3 | 2,33 | 2,54 |
| CaO | 0,956 | 0,837 | 0,809 | 0,788 | 0,951 | 0,846 | 0,88 | 1,016 | 0,719 |
| $Na_2O$ | 0 | 0,019 | 0 | 0 | 0,025 | 0 | 0 | 0,023 | 0,014 |
| K2O | 0,011 | 0 | 0 | 0,008 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,017 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0,011 | 0,017 | 0,03 | 0,016 | 0,021 | 0,026 | 0,011 |
| **Sum** | **102,105** | **102,07** | **102,33** | **101,715** | **102,382** | **101,69** | **101,62** | **101,326** | **101,821** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,973 | 5,984 | 5,989 | 5,976 | 5,968 | 5,973 | 5,930 | 5,945 | 5,946 |
| Ti | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,006 | 0,001 | 0,000 |
| Al | 4,000 | 3,980 | 4,001 | 4,015 | 4,003 | 4,019 | 4,034 | 4,017 | 4,039 |
| Fe | 3,657 | 3,660 | 3,733 | 3,644 | 3,630 | 3,683 | 3,734 | 3,743 | 3,852 |
| Mn | 1,666 | 1,727 | 1,569 | 1,667 | 1,693 | 1,648 | 1,640 | 1,599 | 1,464 |
| Mg | 0,565 | 0,530 | 0,572 | 0,573 | 0,563 | 0,545 | 0,549 | 0,557 | 0,604 |
| Ca | 0,163 | 0,143 | 0,137 | 0,135 | 0,162 | 0,145 | 0,151 | 0,175 | 0,123 |
| Na | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,000 | 0,000 | 0,007 | 0,004 |
| K | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| **Sum** | **16,027** | **16,029** | **16,005** | **16,013** | **16,028** | **16,014** | **16,044** | **16,044** | **16,036** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,565 | 0,530 | 0,572 | 0,573 | 0,563 | 0,545 | 0,549 | 0,557 | 0,604 |
| Mn | 1,666 | 1,727 | 1,569 | 1,667 | 1,693 | 1,648 | 1,640 | 1,599 | 1,464 |
| Ca | 0,163 | 0,143 | 0,137 | 0,135 | 0,162 | 0,145 | 0,151 | 0,175 | 0,123 |
| FeII | 3,606 | 3,601 | 3,721 | 3,625 | 3,582 | 3,663 | 3,659 | 3,669 | 3,809 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,051 | 0,060 | 0,012 | 0,019 | 0,048 | 0,021 | 0,074 | 0,074 | 0,043 |
| **Si** | **5,973** | **5,984** | **5,989** | **5,976** | **5,968** | 5,973 | 5,930 | 5,945 | 5,946 |
| Aliv | 0,027 | 0,016 | 0,011 | 0,024 | 0,032 | 0,027 | 0,070 | 0,055 | 0,054 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| Alvi | 3,973 | 3,964 | 3,990 | 3,991 | 3,970 | 3,993 | 3,963 | 3,962 | 3,985 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,001 |
| Ti | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,006 | 0,001 | 0,000 |
| FeIII | 0,051 | 0,060 | 0,012 | 0,019 | 0,048 | 0,021 | 0,074 | 0,074 | 0,043 |
| **Sum Y** | **4,025** | **4,023** | **4,006** | **4,013** | **4,024** | **4,016** | **4,046** | **4,040** | **4,030** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm%** | 60,1 | 60,0 | 62,0 | 60,4 | 59,7 | 61,0 | 61,0 | 61,2 | 63,5 |
| **Prp(%)** | 9,4 | 8,8 | 9,5 | 9,6 | 9,4 | 9,1 | 9,2 | 9,3 | 10,1 |
| **Sps(%)** | 27,8 | 28,8 | 26,2 | 27,8 | 28,2 | 27,5 | 27,3 | 26,6 | 24,4 |
| **Grs(%)** | 2,7 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,7 | 2,4 | 2,5 | 2,9 | 2,0 |
| **And(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| **Uva(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 7 devamı**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden AKK1 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **Akk1_4_1** | **Akk1_4_2** | **Akk1_4_3** | **Akk1_5_1** | **Akk1_5_2** | **Akk1_5_3** | **Akk1_6_1** | **Akk1_6_2** | **Akk1_6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,54 | 37,42 | 37,75 | 37,53 | 37,56 | 37,54 | 37,19 | 37,54 | 37,46 |
| $TiO_2$ | 0,026 | 0,02 | 0 | 0,009 | 0,02 | 0 | 0,05 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 21,28 | 21,22 | 21,35 | 21,53 | 21,54 | 21,58 | 21,31 | 21,25 | 21,56 |
| FeO | 27,91 | 28,11 | 30,19 | 28,18 | 28,14 | 29,47 | 28,11 | 28,05 | 29,79 |
| MnO | 12,37 | 12,06 | 9,71 | 11,82 | 11,79 | 10,32 | 11,84 | 11,87 | 10,16 |
| MgO | 2,17 | 2,17 | 2,29 | 2,37 | 2,29 | 2,5 | 2,28 | 2,35 | 2,45 |
| CaO | 0,827 | 0,793 | 0,657 | 0,81 | 0,936 | 0,61 | 1,013 | 0,844 | 0,594 |
| $Na_2O$ | 0 | 0 | 0,026 | 0,015 | 0,02 | 0,01 | 0,012 | 0,007 | 0,007 |
| $K_2O$ | 0,006 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0,011 | 0 | 0,011 | 0,007 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,011 | 0 | 0,009 | 0,007 | 0,014 |
| **toplam** | **102,147** | **101,79** | **102,01** | **102,313** | **102,348** | **102,08** | **101,814** | **101,93** | **102,08** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,979 | 5,980 | 6,006 | 5,960 | 5,962 | 5,966 | 5,944 | 5,983 | 5,959 |
| Ti | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 |
| Al | 3,995 | 3,997 | 4,004 | 4,030 | 4,030 | 4,043 | 4,014 | 3,992 | 4,043 |
| Fe | 3,717 | 3,756 | 4,016 | 3,742 | 3,735 | 3,916 | 3,757 | 3,738 | 3,963 |
| Mn | 1,669 | 1,632 | 1,308 | 1,590 | 1,585 | 1,389 | 1,603 | 1,602 | 1,369 |
| Mg | 0,515 | 0,517 | 0,543 | 0,561 | 0,542 | 0,592 | 0,543 | 0,558 | 0,581 |
| Ca | 0,141 | 0,136 | 0,112 | 0,138 | 0,159 | 0,104 | 0,173 | 0,144 | 0,101 |
| Na | 0,000 | 0,000 | 0,008 | 0,005 | 0,006 | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,002 |
| K | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,001 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 |
| **Sum** | **16,021** | **16,020** | **15,997** | **16,028** | **16,022** | **16,015** | **16,043** | **16,022** | **16,019** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,515 | 0,517 | 0,543 | 0,561 | 0,542 | 0,592 | 0,543 | 0,558 | 0,581 |
| Mn | 1,669 | 1,632 | 1,308 | 1,590 | 1,585 | 1,389 | 1,603 | 1,602 | 1,369 |
| Ca | 0,141 | 0,136 | 0,112 | 0,138 | 0,159 | 0,104 | 0,173 | 0,144 | 0,101 |
| FeII | 3,675 | 3,715 | 4,016 | 3,712 | 3,714 | 3,915 | 3,681 | 3,696 | 3,949 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **5,979** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,042 | 0,041 | 0,000 | 0,030 | 0,021 | 0,001 | 0,076 | 0,043 | 0,014 |
| **Si** | **5,979** | **5,980** | **6,006** | **5,960** | **5,962** | 5,966 | 5,944 | 5,983 | 5,959 |
| Aliv | 0,021 | 0,020 | 0,000 | 0,040 | 0,038 | 0,034 | 0,056 | 0,017 | 0,041 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,000** | **6,006** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| Alvi | 3,974 | 3,976 | 4,004 | 3,990 | 3,992 | 4,009 | 3,958 | 3,975 | 4,002 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 |
| Ti | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,000 |
| FeIII | 0,042 | 0,041 | 0,000 | 0,030 | 0,021 | 0,001 | 0,076 | 0,043 | 0,014 |
| **Sum Y** | **4,020** | **4,020** | **4,004** | **4,021** | **4,017** | **4,010** | **4,041** | **4,018** | **4,017** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%** | 61,3 | 61,9 | 67,2 | 61,9 | 61,9 | 65,2 | 61,3 | 61,6 | 65,8 |
| **Prp(%** | 8,6 | 8,6 | 9,1 | 9,3 | 9,0 | 9,9 | 9,1 | 9,3 | 9,7 |
| **Sps(%)** | 27,8 | 27,2 | 21,9 | 26,5 | 26,4 | 23,2 | 26,7 | 26,7 | 22,8 |
| **Grs(%** | 2,3 | 2,2 | 1,9 | 2,3 | 2,6 | 1,7 | 2,8 | 2,4 | 1,7 |
| **And(%** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 |
| **Uva(%** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 7 devamı**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden AKK1 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **Akk1_7_1** | **Akk1_7_2** | **Akk1_7_3** | **Akk1_8_1** | **Akk1_8_2** | **Akk1_8_3** | **Akk1_9_1** | **Akk1_9_2** | **Akk1_9_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,16 | 37,22 | 37,45 | 37,32 | 37,41 | 37,48 | 37,54 | 37,43 | 37,59 |
| $TiO_2$ | 0,04 | 0,068 | 0,02 | 0,012 | 0 | 0 | 0,032 | 0,01 | 0,017 |
| $Al_2O_3$ | 21,32 | 21,31 | 21,59 | 21,34 | 21,33 | 21,48 | 21,3 | 21,46 | 21,48 |
| FeO | 27,87 | 27,79 | 29,67 | 28,34 | 28,14 | 28,59 | 27,9 | 27,94 | 28,4 |
| MnO | 11,97 | 12,29 | 10,32 | 11,44 | 11,65 | 10,47 | 11,59 | 11,47 | 10,95 |
| MgO | 2,26 | 2,21 | 2,29 | 2,5 | 2,49 | 2,54 | 2,46 | 2,45 | 2,55 |
| CaO | 0,707 | 0,782 | 0,634 | 0,756 | 0,788 | 0,844 | 0,913 | 1,001 | 0,921 |
| $Na_2O$ | 0,041 | 0,021 | 0,014 | 0,024 | 0 | 0,009 | 0,01 | 0 | 0,038 |
| $K_2O$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,018 |
| $Cr_2O_3$ | 0,027 | 0 | 0 | 0,031 | 0,021 | 0,018 | 0,024 | 0 | 0,01 |
| **Toplam** | **101,394** | **101,7** | **102,02** | **101,777** | **101,829** | **101,47** | **101,815** | **101,762** | **101,998** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,957 | 5,954 | 5,962 | 5,956 | 5,965 | 5,980 | 5,982 | 5,964 | 5,972 |
| Ti | 0,005 | 0,008 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,001 | 0,002 |
| Al | 4,029 | 4,019 | 4,051 | 4,015 | 4,009 | 4,039 | 4,001 | 4,031 | 4,023 |
| Fe | 3,736 | 3,718 | 3,950 | 3,782 | 3,752 | 3,814 | 3,717 | 3,723 | 3,773 |
| Mn | 1,625 | 1,665 | 1,391 | 1,546 | 1,573 | 1,415 | 1,564 | 1,548 | 1,473 |
| Mg | 0,540 | 0,527 | 0,543 | 0,595 | 0,592 | 0,604 | 0,584 | 0,582 | 0,604 |
| Ca | 0,121 | 0,134 | 0,108 | 0,129 | 0,135 | 0,144 | 0,156 | 0,171 | 0,157 |
| Na | 0,013 | 0,007 | 0,004 | 0,007 | 0,000 | 0,003 | 0,003 | 0,000 | 0,012 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,004 |
| Cr | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,001 |
| **Sum** | **16,025** | **16,031** | **16,012** | **16,033** | **16,026** | **15,999** | **16,011** | **16,019** | **16,020** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,540 | 0,527 | 0,543 | 0,595 | 0,592 | 0,604 | 0,584 | 0,582 | 0,604 |
| Mn | 1,625 | 1,665 | 1,391 | 1,546 | 1,573 | 1,415 | 1,564 | 1,548 | 1,473 |
| Ca | 0,121 | 0,134 | 0,108 | 0,129 | 0,135 | 0,144 | 0,156 | 0,171 | 0,157 |
| FeII | 3,714 | 3,674 | 3,950 | 3,730 | 3,700 | 3,814 | 3,696 | 3,699 | 3,766 |
| **Sum** | **6,000** | **6,000** | **5,992** | **6,000** | **6,000** | **5,977** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,022 | 0,044 | 0,000 | 0,053 | 0,052 | 0,000 | 0,022 | 0,023 | 0,007 |
| **Si** | **5,957** | **5,954** | **5,962** | **5,956** | **5,965** | 5,980 | 5,982 | 5,964 | 5,972 |
| Aliv | 0,043 | 0,046 | 0,038 | 0,044 | 0,035 | 0,020 | 0,018 | 0,036 | 0,028 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| Alvi | 3,985 | 3,973 | 4,013 | 3,971 | 3,974 | 4,019 | 3,982 | 3,995 | 3,995 |
| Cr | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,001 |
| Ti | 0,005 | 0,008 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,001 | 0,002 |
| FeIII | 0,022 | 0,044 | 0,000 | 0,053 | 0,052 | 0,000 | 0,022 | 0,023 | 0,007 |
| **Sum Y** | **4,016** | **4,025** | **4,016** | **4,029** | **4,029** | **4,021** | **4,011** | **4,019** | **4,006** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%** | 61,9 | 61,2 | 65,9 | 62,2 | 61,7 | 63,8 | 61,6 | 61,7 | 62,8 |
| **Prp(%)** | 9,0 | 8,8 | 9,1 | 9,9 | 9,9 | 10,1 | 9,7 | 9,7 | 10,1 |
| **Sps(%)** | 27,1 | 27,8 | 23,2 | 25,8 | 26,2 | 23,7 | 26,1 | 25,8 | 24,6 |
| **Grs(%)** | 2,0 | 2,2 | 1,8 | 2,1 | 2,2 | 2,4 | 2,6 | 2,8 | 2,6 |
| **And(%** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Uva(%** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 7 devamı**: Lepidoblastik şist zonundaki bir hornfelsik budini temsil eden AKK1 numaralı örnekteki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 Oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Grt | **Akk1_10_1** | **Akk1_10_2** | **Akk1_10_3** | **Akk1_11_1** | **Akk1_11_2** | **Akk1_11_3** | **Akk1_12_1** | **Akk1_12_2** | **Akk1_12_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,21 | 37,34 | 37,15 | 36,08 | 35,92 | 36,02 | 36,61 | 35,78 | 36,47 |
| $TiO_2$ | 0,035 | 0,02 | 0,016 | 0,009 | 0,009 | 0,023 | 0 | 0 | 0,014 |
| $Al_2O_3$ | 21,24 | 21,32 | 21,41 | 21,35 | 21,18 | 21,21 | 21,2 | 21,4 | 21,38 |
| FeO | 30,06 | 30,22 | 31,12 | 28,41 | 27,77 | 28,79 | 27,17 | 27,49 | 28,57 |
| MnO | 9,79 | 9,96 | 8,63 | 11,42 | 11,44 | 10,64 | 12,75 | 12,34 | 11,02 |
| MgO | 2,29 | 2,27 | 2,3 | 2,4 | 2,32 | 2,42 | 2,22 | 2,23 | 2,39 |
| CaO | 0,78 | 0,748 | 0,683 | 0,844 | 0,882 | 0,791 | 0,753 | 0,85 | 0,704 |
| $Na_2O$ | 0,01 | 0 | 0,007 | 0,015 | 0,015 | 0 | 0,011 | 0,016 | 0,013 |
| K2O | 0 | 0 | 0,022 | 0 | 0 | 0,014 | 0 | 0,009 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0,025 | 0,033 | 0,013 | 0 | 0,021 | 0,01 | 0 | 0 | 0,041 |
| Toplam | 101,47 | 101,92 | 101,385 | 100,528 | 99,572 | 99,939 | 100,771 | 100,143 | 100,617 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,964 | 5,961 | 5,956 | 5,857 | 5,878 | 5,875 | 5,923 | 5,838 | 5,900 |
| Ti | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| Al | 4,013 | 4,012 | 4,046 | 4,085 | 4,086 | 4,078 | 4,043 | 4,116 | 4,077 |
| Fe | 4,029 | 4,034 | 4,172 | 3,856 | 3,800 | 3,927 | 3,676 | 3,751 | 3,865 |
| Mn | 1,329 | 1,347 | 1,172 | 1,570 | 1,586 | 1,470 | 1,747 | 1,705 | 1,510 |
| Mg | 0,547 | 0,540 | 0,550 | 0,581 | 0,566 | 0,588 | 0,535 | 0,542 | 0,576 |
| Ca | 0,134 | 0,128 | 0,117 | 0,147 | 0,155 | 0,138 | 0,131 | 0,149 | 0,122 |
| Na | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,005 | 0,005 | 0,000 | 0,003 | 0,005 | 0,004 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| Cr | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,005 |
| Sum | 16,022 | 16,024 | 16,020 | 16,102 | 16,076 | 16,082 | 16,057 | 16,108 | 16,055 |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,547 | 0,540 | 0,550 | 0,581 | 0,566 | 0,588 | 0,535 | 0,542 | 0,576 |
| Mn | 1,329 | 1,347 | 1,172 | 1,570 | 1,586 | 1,470 | 1,747 | 1,705 | 1,510 |
| Ca | 0,134 | 0,128 | 0,117 | 0,147 | 0,155 | 0,138 | 0,131 | 0,149 | 0,122 |
| FeII | 3,990 | 3,985 | 4,161 | 3,703 | 3,694 | 3,804 | 3,587 | 3,604 | 3,792 |
| Sum X | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 |
| rest Fe | 0,039 | 0,049 | 0,010 | 0,154 | 0,106 | 0,123 | 0,088 | 0,147 | 0,073 |
| Si | 5,964 | 5,961 | 5,956 | 5,857 | 5,878 | 5,875 | 5,923 | 5,838 | 5,900 |
| Aliv | 0,036 | 0,039 | 0,044 | 0,143 | 0,122 | 0,125 | 0,077 | 0,162 | 0,100 |
| Sum Z | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 |
| Alvi | 3,977 | 3,973 | 4,001 | 3,942 | 3,964 | 3,953 | 3,966 | 3,954 | 3,976 |
| Cr | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,005 |
| Ti | 0,004 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,002 |
| FeIII | 0,039 | 0,049 | 0,010 | 0,154 | 0,106 | 0,123 | 0,088 | 0,147 | 0,073 |
| Sum Y | 4,022 | 4,028 | 4,015 | 4,097 | 4,074 | 4,081 | 4,054 | 4,101 | 4,056 |
| | | | | | | | | | |
| Alm(% | 66,5 | 66,4 | 69,4 | 61,7 | 61,6 | 63,4 | 59,8 | 60,1 | 63,2 |
| Prp(%) | 9,1 | 9,0 | 9,2 | 9,7 | 9,4 | 9,8 | 8,9 | 9,0 | 9,6 |
| Sps(%) | 22,1 | 22,4 | 19,5 | 26,2 | 26,4 | 24,5 | 29,1 | 28,4 | 25,2 |
| Grs(%) | 2,2 | 2,1 | 1,9 | 2,4 | 2,5 | 2,2 | 2,1 | 2,4 | 2,0 |
| And(%) | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 |
| Uva(%) | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| TOTAL | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 8**: Granitik ortognayslar içindeki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **293_1_1** | **293_1_2** | **293_1_3** | **293_2_1** | **293_2_2** | **293_2_3** | **293_3_1** | **293_3_2** | **293_3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38,01 | 38,06 | 38,27 | 38,12 | 38,1 | 38,09 | 37,64 | 37,78 | 37,63 |
| $TiO_2$ | 0,045 | 0,03 | 0,029 | 0,009 | 0,028 | 0,011 | 0,022 | 0,038 | 0,024 |
| $Al_2O_3$ | 21,32 | 21,17 | 21,31 | 21,2 | 21,28 | 21,31 | 21,25 | 21,4 | 21,27 |
| FeO | 33,69 | 33,42 | 33,39 | 33,37 | 33,53 | 33,47 | 33,41 | 33,43 | 33,01 |
| MnO | 1,48 | 1,47 | 1,63 | 1,5 | 1,41 | 1,42 | 1,76 | 1,84 | 1,96 |
| MgO | 2,31 | 2,31 | 2,44 | 2,26 | 2,33 | 2,31 | 2,42 | 2,42 | 2,38 |
| CaO | 5,1 | 5,25 | 5,22 | 5,44 | 5,33 | 5,32 | 5,01 | 5,08 | 5,13 |
| $Na_2O$ | 0,019 | 0,029 | 0 | 0,009 | 0 | 0 | 0,01 | 0,022 | 0 |
| $K_2O$ | 0 | 0,012 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,008 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0,026 | 0,012 | 0 | 0,016 | 0,007 | 0 | 0,021 | 0 | 0 |
| **Toplam** | **101,999** | **101,8** | **102,3** | **101,97** | **102,02** | **102** | **101,549** | **102,03** | **101,43** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,995 | 6,013 | 6,011 | 6,014 | 6,004 | 6,006 | 5,970 | 5,964 | 5,973 |
| Ti | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,003 |
| Al | 3,964 | 3,943 | 3,946 | 3,942 | 3,953 | 3,961 | 3,973 | 3,982 | 3,979 |
| Fe | 4,443 | 4,415 | 4,386 | 4,402 | 4,419 | 4,413 | 4,431 | 4,413 | 4,381 |
| Mn | 0,198 | 0,197 | 0,217 | 0,200 | 0,188 | 0,190 | 0,236 | 0,246 | 0,263 |
| Mg | 0,543 | 0,544 | 0,571 | 0,531 | 0,547 | 0,543 | 0,572 | 0,569 | 0,563 |
| Ca | 0,862 | 0,889 | 0,878 | 0,919 | 0,900 | 0,899 | 0,851 | 0,859 | 0,872 |
| Na | 0,006 | 0,009 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,007 | 0,000 |
| K | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 |
| Cr | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum** | **16,016** | **16,015** | **16,012** | **16,013** | **16,015** | **16,012** | **16,039** | **16,045** | **16,035** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,543 | 0,544 | 0,571 | 0,531 | 0,547 | 0,543 | 0,572 | 0,569 | 0,563 |
| Mn | 0,198 | 0,197 | 0,217 | 0,200 | 0,188 | 0,190 | 0,236 | 0,246 | 0,263 |
| Ca | 0,862 | 0,889 | 0,878 | 0,919 | 0,900 | 0,899 | 0,851 | 0,859 | 0,872 |
| FeII | 4,397 | 4,371 | 4,333 | 4,349 | 4,365 | 4,369 | 4,340 | 4,326 | 4,301 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,046 | 0,045 | 0,052 | 0,053 | 0,054 | 0,044 | 0,091 | 0,087 | 0,080 |
| **Si** | **5,995** | **6,013** | **6,011** | **6,014** | **6,004** | 6,006 | 5,970 | 5,964 | 5,973 |
| Aliv | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,030 | 0,036 | 0,027 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,013** | **6,011** | **6,014** | **6,004** | **6,006** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| Alvi | 3,959 | 3,943 | 3,946 | 3,942 | 3,953 | 3,961 | 3,942 | 3,945 | 3,952 |
| Cr | 0,003 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,003 |
| FeIII | 0,046 | 0,045 | 0,052 | 0,053 | 0,054 | 0,044 | 0,091 | 0,087 | 0,080 |
| **Sum Y** | **4,013** | **3,992** | **4,001** | **3,998** | **4,011** | **4,006** | **4,038** | **4,037** | **4,035** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%)** | 73,3 | 72,8 | 72,2 | 72,5 | 72,7 | 72,8 | 72,3 | 72,1 | 71,7 |
| **Prp(%)** | 9,1 | 9,1 | 9,5 | 8,9 | 9,1 | 9,0 | 9,5 | 9,5 | 9,4 |
| **Sps(%)** | 3,3 | 3,3 | 3,6 | 3,3 | 3,1 | 3,2 | 3,9 | 4,1 | 4,4 |
| **Grs(%)** | 14,2 | 14,6 | 14,4 | 15,1 | 14,8 | 14,8 | 13,9 | 14,0 | 14,2 |
| **And(%)** | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Uva(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 8 devamı**: Granitik ortognayslar içindeki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| **Grt** | **293_4_1** | **293_4_2** | **293_4_3** | **293_5_1** | **293_5_2** | **293_5_3** | **293_6_1** | **293_6_2** | **293_6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,23 | 37,85 | 38,08 | 38,14 | 37,87 | 37,79 | 38,12 | 38,28 | 38,02 |
| $TiO_2$ | 0,041 | 0,051 | 0,033 | 0,012 | 0,027 | 0,042 | 0,03 | 0,029 | 0,059 |
| $Al_2O_3$ | 21,06 | 21,1 | 21,17 | 21,14 | 21,16 | 21,2 | 21,25 | 21,18 | 21,21 |
| FeO | 33,71 | 33,71 | 33,61 | 33,74 | 33,69 | 33,55 | 33,57 | 33,72 | 33,66 |
| MnO | 1,35 | 1,34 | 1,32 | 1,3 | 1,31 | 1,34 | 1,31 | 1,4 | 1,48 |
| MgO | 2,48 | 2,46 | 2,47 | 2,45 | 2,38 | 2,39 | 2,36 | 2,29 | 2,16 |
| CaO | 5,12 | 5,07 | 5,12 | 5,13 | 5,18 | 5,07 | 5,08 | 5,08 | 5,07 |
| $Na_2O$ | 0,007 | 0,022 | 0,015 | 0,009 | 0,01 | 0,017 | 0,015 | 0 | 0,027 |
| $K_2O$ | 0 | 0 | 0 | 0,008 | 0 | 0 | 0,011 | 0 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0,012 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,011 | 0 | 0 | 0 |
| **Toplam** | **101,01** | **101,6** | **101,82** | **101,93** | **101,67** | **101,4** | **101,766** | **102** | **101,69** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,945 | 5,995 | 6,011 | 6,016 | 5,996 | 5,993 | 6,018 | 6,033 | 6,015 |
| Ti | 0,005 | 0,006 | 0,004 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,007 |
| Al | 3,964 | 3,939 | 3,939 | 3,931 | 3,949 | 3,963 | 3,954 | 3,934 | 3,955 |
| Fe | 4,501 | 4,465 | 4,436 | 4,450 | 4,460 | 4,449 | 4,432 | 4,444 | 4,453 |
| Mn | 0,183 | 0,180 | 0,176 | 0,174 | 0,176 | 0,180 | 0,175 | 0,187 | 0,198 |
| Mg | 0,590 | 0,581 | 0,581 | 0,576 | 0,562 | 0,565 | 0,555 | 0,538 | 0,509 |
| Ca | 0,876 | 0,860 | 0,866 | 0,867 | 0,879 | 0,861 | 0,859 | 0,858 | 0,859 |
| Na | 0,002 | 0,007 | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,005 | 0,000 | 0,008 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum** | **16,067** | **16,033** | **16,018** | **16,019** | **16,026** | **16,021** | **16,004** | **15,997** | **16,005** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,590 | 0,581 | 0,581 | 0,576 | 0,562 | 0,565 | 0,555 | 0,538 | 0,509 |
| Mn | 0,183 | 0,180 | 0,176 | 0,174 | 0,176 | 0,180 | 0,175 | 0,187 | 0,198 |
| Ca | 0,876 | 0,860 | 0,866 | 0,867 | 0,879 | 0,861 | 0,859 | 0,858 | 0,859 |
| FeII | 4,351 | 4,379 | 4,377 | 4,383 | 4,384 | 4,394 | 4,410 | 4,418 | 4,433 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,150 | 0,085 | 0,060 | 0,067 | 0,076 | 0,055 | 0,021 | 0,026 | 0,020 |
| **Si** | **5,945** | **5,995** | **6,011** | **6,016** | **5,996** | 5,993 | 6,018 | 6,033 | 6,015 |
| Aliv | 0,055 | 0,005 | 0,000 | 0,000 | 0,004 | 0,007 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,000** | **6,011** | **6,016** | **6,000** | **6,000** | **6,018** | **6,033** | **6,015** |
| Alvi | 3,909 | 3,934 | 3,939 | 3,931 | 3,944 | 3,956 | 3,954 | 3,934 | 3,955 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,005 | 0,006 | 0,004 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,003 | 0,007 |
| FeIII | 0,150 | 0,085 | 0,060 | 0,067 | 0,076 | 0,055 | 0,021 | 0,026 | 0,020 |
| **Sum Y** | **4,066** | **4,026** | **4,003** | **3,999** | **4,025** | **4,017** | **3,979** | **3,964** | **3,982** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%)** | 72,5 | 73,0 | 72,9 | 73,1 | 73,1 | 73,2 | 73,5 | 73,6 | 73,9 |
| **Prp(%)** | 9,8 | 9,7 | 9,7 | 9,6 | 9,4 | 9,4 | 9,3 | 9,0 | 8,5 |
| **Sps(%)** | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,9 | 3,0 | 2,9 | 3,1 | 3,3 |
| **Grs(%)** | 14,0 | 14,0 | 14,2 | 14,2 | 14,4 | 14,1 | 14,2 | 14,2 | 14,2 |
| **And(%)** | 0,6 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| **Uva(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 8 devamı**: Granitik ortognayslar içindeki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Grt | 293_7_1 | 293_7_2 | 293_7_3 | 293_8_1 | 293_8_2 | 293_8_3 | 293_9_1 | 293_9_2 | 293_9_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 38,16 | 37,78 | 38,15 | 38,01 | 38,1 | 38,01 | 37,38 | 37,77 | 37,52 |
| $TiO_2$ | 0,029 | 0,035 | 0,018 | 0,029 | 0,01 | 0,009 | 0,111 | 0,153 | 0,082 |
| $Al_2O_3$ | 21,17 | 21,2 | 21,3 | 21,36 | 21,41 | 21,41 | 20,8 | 20,8 | 21,03 |
| FeO | 33,52 | 33,53 | 33,6 | 33,42 | 33,42 | 33,45 | 31,16 | 31,22 | 30,85 |
| MnO | 1,34 | 1,42 | 1,37 | 1,39 | 1,29 | 1,266 | 4,02 | 3,86 | 4,38 |
| MgO | 2,42 | 2,43 | 2,43 | 2,48 | 2,47 | 2,49 | 2,06 | 2,13 | 2,02 |
| CaO | 5,12 | 5,17 | 5,04 | 5,08 | 5,19 | 5,22 | 5,63 | 5,57 | 5,61 |
| $Na_2O$ | 0,018 | 0,007 | 0,01 | 0 | 0,017 | 0 | 0,014 | 0,023 | 0,036 |
| $K_2O$ | 0 | 0,008 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,017 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,021 | 0 | 0 |
| Toplam | 101,794 | 101,6 | 101,94 | 101,79 | 101,91 | 101,9 | 101,195 | 101,54 | 101,59 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 6,023 | 5,985 | 6,013 | 5,997 | 6,001 | 5,992 | 5,969 | 6,000 | 5,967 |
| Ti | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,013 | 0,018 | 0,010 |
| Al | 3,938 | 3,958 | 3,957 | 3,973 | 3,975 | 3,979 | 3,915 | 3,894 | 3,942 |
| Fe | 4,424 | 4,441 | 4,428 | 4,409 | 4,402 | 4,410 | 4,160 | 4,147 | 4,102 |
| Mn | 0,179 | 0,191 | 0,183 | 0,186 | 0,172 | 0,169 | 0,544 | 0,519 | 0,590 |
| Mg | 0,569 | 0,574 | 0,571 | 0,583 | 0,580 | 0,585 | 0,490 | 0,504 | 0,479 |
| Ca | 0,866 | 0,877 | 0,851 | 0,859 | 0,876 | 0,882 | 0,963 | 0,948 | 0,956 |
| Na | 0,006 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,004 | 0,007 | 0,011 |
| K | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,003 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| Sum | 16,008 | 16,034 | 16,009 | 16,012 | 16,012 | 16,017 | 16,059 | 16,040 | 16,060 |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,569 | 0,574 | 0,571 | 0,583 | 0,580 | 0,585 | 0,490 | 0,504 | 0,479 |
| Mn | 0,179 | 0,191 | 0,183 | 0,186 | 0,172 | 0,169 | 0,544 | 0,519 | 0,590 |
| Ca | 0,866 | 0,877 | 0,851 | 0,859 | 0,876 | 0,882 | 0,963 | 0,948 | 0,956 |
| FeII | 4,386 | 4,358 | 4,395 | 4,372 | 4,372 | 4,364 | 4,003 | 4,029 | 3,976 |
| Sum X | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 |
| rest Fe | 0,038 | 0,083 | 0,033 | 0,037 | 0,030 | 0,045 | 0,157 | 0,118 | 0,127 |
| Si | 6,023 | 5,985 | 6,013 | 5,997 | 6,001 | 5,992 | 5,969 | 6,000 | 5,967 |
| Aliv | 0,000 | 0,015 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,008 | 0,031 | 0,000 | 0,033 |
| Sum Z | 6,023 | 6,000 | 6,013 | 6,000 | 6,001 | 6,000 | 6,000 | 6,000 | 6,000 |
| Alvi | 3,938 | 3,943 | 3,957 | 3,970 | 3,975 | 3,971 | 3,884 | 3,894 | 3,909 |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 |
| Ti | 0,003 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,013 | 0,018 | 0,010 |
| FeIII | 0,038 | 0,083 | 0,033 | 0,037 | 0,030 | 0,045 | 0,157 | 0,118 | 0,127 |
| Sum Y | 3,979 | 4,030 | 3,992 | 4,011 | 4,006 | 4,017 | 4,057 | 4,030 | 4,045 |
| | | | | | | | | | |
| Alm(%) | 73,1 | 72,6 | 73,3 | 72,9 | 72,9 | 72,7 | 66,7 | 67,1 | 66,3 |
| Prp(%) | 9,5 | 9,6 | 9,5 | 9,7 | 9,7 | 9,8 | 8,2 | 8,4 | 8,0 |
| Sps(%) | 3,0 | 3,2 | 3,0 | 3,1 | 2,9 | 2,8 | 9,1 | 8,7 | 9,8 |
| Grs(%) | 14,3 | 14,3 | 14,1 | 14,2 | 14,5 | 14,5 | 15,4 | 15,3 | 15,4 |
| And(%) | 0,1 | 0,3 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,2 | 0,7 | 0,5 | 0,5 |
| Uva(%) | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| TOTAL | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 8 devamı**: Granitik ortognayslar içindeki granatların mikroprop analiz sonuçları ve 24 oksijene göre hesaplanmış katyon sayıları.

| Grt | 293_10_1 | 293_10_2 | 293_10_3 | 293_11_1 | 293_11_2 | 293_11_3 | 293_12_1 | 293_12_2 | 293_12_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 37,99 | 37,96 | 37,92 | 38,1 | 37,4 | 38,06 | 37,56 | 37,76 | 37,86 |
| $TiO_2$ | 0,095 | 0,093 | 0,09 | 0,066 | 0,089 | 0,055 | 0,028 | 0,048 | 0,024 |
| $Al_2O_3$ | 21,24 | 20,95 | 20,99 | 21,03 | 21,06 | 21,27 | 21,24 | 21,19 | 21,11 |
| FeO | 31,17 | 31,21 | 31,3 | 31,32 | 31,11 | 31,59 | 33,36 | 33,66 | 33,34 |
| MnO | 3,84 | 3,59 | 3,51 | 3,55 | 3,6 | 3,53 | 1,63 | 1,62 | 1,52 |
| MgO | 2,11 | 2,08 | 2,12 | 2,1 | 2,09 | 2,1 | 2,32 | 2,28 | 2,3 |
| CaO | 5,69 | 5,74 | 5,72 | 5,56 | 5,56 | 5,5 | 5,19 | 5,2 | 5,31 |
| $Na_2O$ | 0,021 | 0 | 0,014 | 0 | 0,024 | 0,032 | 0,013 | 0,01 | 0 |
| $K_2O$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $Cr_2O_3$ | 0,016 | 0 | 0,021 | 0 | 0 | 0 | 0,008 | 0,01 | 0 |
| **Toplam** | **102,192** | **101,6** | **101,71** | **101,74** | **100,93** | **102,1** | **101,363** | **101,79** | **101,5** |
| | | | | | | | | | |
| Si | 5,988 | 6,014 | 6,005 | 6,025 | 5,971 | 5,999 | 5,969 | 5,979 | 6,003 |
| Ti | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,008 | 0,011 | 0,007 | 0,003 | 0,006 | 0,003 |
| Al | 3,946 | 3,912 | 3,918 | 3,920 | 3,963 | 3,952 | 3,978 | 3,955 | 3,945 |
| Fe | 4,108 | 4,135 | 4,145 | 4,142 | 4,153 | 4,163 | 4,433 | 4,457 | 4,420 |
| Mn | 0,513 | 0,482 | 0,471 | 0,475 | 0,487 | 0,471 | 0,219 | 0,217 | 0,204 |
| Mg | 0,496 | 0,491 | 0,500 | 0,495 | 0,497 | 0,493 | 0,549 | 0,538 | 0,544 |
| Ca | 0,961 | 0,974 | 0,970 | 0,942 | 0,951 | 0,929 | 0,884 | 0,882 | 0,902 |
| Na | 0,006 | 0,000 | 0,004 | 0,000 | 0,007 | 0,010 | 0,004 | 0,003 | 0,000 |
| K | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| **Sum** | **16,028** | **16,019** | **16,024** | **16,007** | **16,040** | **16,024** | **16,039** | **16,037** | **16,021** |
| | | | | | | | | | |
| Mg | 0,496 | 0,491 | 0,500 | 0,495 | 0,497 | 0,493 | 0,549 | 0,538 | 0,544 |
| Mn | 0,513 | 0,482 | 0,471 | 0,475 | 0,487 | 0,471 | 0,219 | 0,217 | 0,204 |
| Ca | 0,961 | 0,974 | 0,970 | 0,942 | 0,951 | 0,929 | 0,884 | 0,882 | 0,902 |
| FeII | 4,031 | 4,053 | 4,059 | 4,088 | 4,065 | 4,107 | 4,348 | 4,363 | 4,350 |
| **Sum X** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** |
| rest Fe | 0,077 | 0,082 | 0,086 | 0,054 | 0,088 | 0,057 | 0,085 | 0,094 | 0,070 |
| **Si** | **5,988** | **6,014** | **6,005** | **6,025** | **5,971** | 5,999 | 5,969 | 5,979 | 6,003 |
| Aliv | 0,012 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,029 | 0,001 | 0,031 | 0,021 | 0,000 |
| **Sum Z** | **6,000** | **6,014** | **6,005** | **6,025** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,000** | **6,003** |
| Alvi | 3,934 | 3,912 | 3,918 | 3,920 | 3,934 | 3,951 | 3,947 | 3,934 | 3,945 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| Ti | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,008 | 0,011 | 0,007 | 0,003 | 0,006 | 0,003 |
| FeIII | 0,077 | 0,082 | 0,086 | 0,054 | 0,088 | 0,057 | 0,085 | 0,094 | 0,070 |
| **Sum Y** | **4,024** | **4,005** | **4,017** | **3,982** | **4,033** | **4,014** | **4,036** | **4,035** | **4,018** |
| | | | | | | | | | |
| **Alm(%)** | 67,2 | 67,5 | 67,6 | 68,1 | 67,7 | 68,4 | 72,5 | 72,7 | 72,5 |
| **Prp(%)** | 8,3 | 8,2 | 8,3 | 8,2 | 8,3 | 8,2 | 9,2 | 9,0 | 9,1 |
| **Sps(%)** | 8,5 | 8,0 | 7,8 | 7,9 | 8,1 | 7,9 | 3,7 | 3,6 | 3,4 |
| **Grs(%)** | 15,7 | 15,9 | 15,8 | 15,5 | 15,5 | 15,2 | 14,4 | 14,3 | 14,8 |
| **And(%)** | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,2 | 0,4 | 0,2 | 0,3 | 0,4 | 0,3 |
| **Uva(%)** | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **TOTAL** | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 | 100,0 |

**EK 9**: Fillat birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları.

| | **228_ms1_1** | **228_ms1_2** | **228_ms1_3** | **228_ms2_1** | **228_ms2_2** | **228_ms2_3** | **228_ms3_1** | **228_ms3_2** | **228_ms3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,25 | 45,4 | 45,25 | 45,73 | 45,72 | 46,05 | 45,44 | 45,68 | 45,5 |
| $TiO_2$ | 0,626 | 0,616 | 0,619 | 0,554 | 0,576 | 0,634 | 0,613 | 0,638 | 0,622 |
| $Al_2O_3$ | 34,85 | 34,51 | 34,88 | 35,22 | 35,19 | 35,22 | 35,08 | 35,17 | 34,89 |
| FeO | 0,915 | 0,966 | 0,98 | 0,836 | 0,845 | 0,77 | 1,003 | 1,022 | 1,025 |
| MnO | 0,018 | 0,008 | 0,015 | 0 | 0 | 0 | 0,023 | 0,01 | 0,033 |
| MgO | 0,6 | 0,653 | 0,56 | 0,591 | 0,606 | 0,583 | 0,584 | 0,586 | 0,596 |
| CaO | 0,007 | 0 | 0,01 | 0,022 | 0,008 | 0 | 0,007 | 0 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,735 | 0,703 | 0,684 | 0,743 | 0,737 | 0,763 | 0,694 | 0,69 | 0,669 |
| $K_2O$ | 10,43 | 10,51 | 10,38 | 10,35 | 10,27 | 10,28 | 10,39 | 10,42 | 10,38 |
| Toplam | 93,468 | 93,407 | 93,427 | 94,102 | 93,989 | 94,339 | 93,847 | 94,23 | 93,715 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 3,071 | 3,084 | 3,071 | 3,077 | 3,078 | 3,086 | 3,069 | 3,072 | 3,077 |
| Ti | 0,032 | 0,031 | 0,032 | 0,028 | 0,029 | 0,032 | 0,031 | 0,032 | 0,032 |
| Al | 2,787 | 2,764 | 2,791 | 2,793 | 2,792 | 2,782 | 2,793 | 2,788 | 2,781 |
| Fe | 0,052 | 0,055 | 0,056 | 0,047 | 0,048 | 0,043 | 0,057 | 0,057 | 0,058 |
| Mn | **0,001** | **0,000** | **0,001** | **0,000** | **0,000** | **0,000** | **0,001** | **0,001** | **0,002** |
| Mg | 0,061 | 0,066 | 0,057 | 0,059 | 0,061 | 0,058 | 0,059 | 0,059 | 0,060 |
| Ca | **0,001** | **0,000** | **0,001** | **0,002** | **0,001** | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,097 | 0,093 | 0,090 | 0,097 | 0,096 | 0,099 | 0,091 | 0,090 | 0,088 |
| K | **0,903** | **0,911** | **0,899** | **0,888** | **0,882** | **0,879** | **0,895** | **0,894** | **0,895** |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,071 | 1,084 | 1,071 | 1,077 | 1,078 | 1,086 | 1,069 | 1,072 | 1,077 |
| **T2: Al** | 0,929 | 0,916 | 0,929 | 0,923 | 0,922 | 0,914 | 0,931 | 0,928 | 0,923 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,032 | 0,031 | 0,032 | 0,028 | 0,029 | 0,032 | 0,031 | 0,032 | 0,032 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,8 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,004 | 0,001 | 0,007 | 0,004 | 0,007 | 0,002 | 0,010 | 0,009 | 0,009 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,996 | 0,999 | 0,993 | 0,996 | 0,993 | 0,998 | 0,990 | 0,991 | 0,991 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,903 | 0,911 | 0,899 | 0,888 | 0,882 | 0,879 | 0,895 | 0,894 | 0,895 |
| A: Na | 0,097 | 0,093 | 0,090 | 0,097 | 0,096 | 0,099 | 0,091 | 0,090 | 0,088 |
| A: Ca | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum A** | **1,000** | **1,003** | **0,989** | **0,987** | **0,979** | **0,978** | **0,987** | **0,984** | **0,983** |
| | | | | | | | | | |
| endmembers | | | | | | | | | |
| ms | 0,903 | 0,908 | 0,909 | 0,902 | 0,902 | 0,899 | 0,908 | 0,909 | 0,911 |
| | | | | | | | | | |
| pg | 0,097 | 0,092 | 0,091 | 0,098 | 0,098 | 0,101 | 0,092 | 0,091 | 0,089 |

**EK 9 devamı**: Fillat birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz

| | **228_ms4_1** | **228_ms4_2** | **228_ms4_3** | **228_ms5_1** | **228_ms5_2** | **228_ms5_3** | **228_ms6_1** | **228_ms6_2** | **228_ms6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,4 | 45,5 | 45,58 | 44,51 | 46,37 | 45,66 | 46,57 | 46,43 | 45,61 |
| $TiO_2$ | 0,621 | 0,632 | 0,632 | 0,635 | 0,602 | 0,629 | 0,668 | 0,642 | 0,634 |
| $Al_2O_3$ | 35,34 | 35,19 | 35,24 | 34,75 | 35,59 | 35,58 | 35,87 | 35,58 | 34,96 |
| FeO | 0,987 | 0,918 | 0,901 | 0,929 | 0,926 | 0,827 | 0,988 | 1,02 | 1,017 |
| MnO | 0,007 | 0,029 | 0,02 | 0,034 | 0,026 | 0,017 | 0,013 | 0,033 | 0,021 |
| MgO | 0,576 | 0,6 | 0,631 | 0,586 | 0,644 | 0,586 | 0,585 | 0,609 | 0,613 |
| CaO | 0 | 0,007 | 0 | 0 | 0,022 | 0,015 | 0,017 | 0,023 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,714 | 0,658 | 0,695 | 0,695 | 0,745 | 0,777 | 0,611 | 0,535 | 0,682 |
| $K_2O$ | 10,43 | 10,38 | 10,38 | 10,38 | 10,29 | 10,33 | 9,86 | 9,64 | 10,45 |
| Toplam | 94,14 | 93,929 | 94,098 | 92,602 | 95,255 | 94,453 | 95,201 | 94,581 | 94,018 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 3,059 | 3,068 | 3,068 | 3,053 | 3,079 | 3,060 | 3,083 | 3,091 | 3,076 |
| Ti | 0,031 | 0,032 | 0,032 | 0,033 | 0,030 | 0,032 | 0,033 | 0,032 | 0,032 |
| Al | 2,807 | 2,797 | 2,796 | 2,809 | 2,786 | 2,811 | 2,799 | 2,792 | 2,779 |
| Fe | 0,056 | 0,052 | 0,051 | 0,053 | 0,051 | 0,046 | 0,055 | 0,057 | 0,057 |
| Mn | **0,000** | **0,002** | **0,001** | **0,002** | **0,001** | **0,001** | **0,001** | **0,002** | **0,001** |
| Mg | 0,058 | 0,060 | 0,063 | 0,060 | 0,064 | 0,059 | 0,058 | 0,060 | 0,062 |
| Ca | **0,000** | **0,001** | **0,000** | **0,000** | **0,002** | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,000 |
| Na | 0,093 | 0,086 | 0,091 | 0,092 | 0,096 | 0,101 | 0,078 | 0,069 | 0,089 |
| K | **0,896** | **0,893** | **0,891** | **0,908** | **0,872** | **0,883** | **0,833** | **0,819** | **0,899** |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,059 | 1,068 | 1,068 | 1,053 | 1,079 | 1,060 | 1,083 | 1,091 | 1,076 |
| **T2: Al** | 0,941 | 0,932 | 0,932 | 0,947 | 0,921 | 0,940 | 0,917 | 0,909 | 0,924 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,031 | 0,032 | 0,032 | 0,033 | 0,030 | 0,032 | 0,033 | 0,032 | 0,032 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,010 | 0,012 | 0,009 | 0,028 | 0,035 | 0,008 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,989 | 0,989 | 0,989 | 0,990 | 0,988 | 0,991 | 0,972 | 0,965 | 0,992 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,896 | 0,893 | 0,891 | 0,908 | 0,872 | 0,883 | 0,833 | 0,819 | 0,899 |
| A: Na | 0,093 | 0,086 | 0,091 | 0,092 | 0,096 | 0,101 | 0,078 | 0,069 | 0,089 |
| A: Ca | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,000 |
| **Sum A** | **0,990** | **0,979** | **0,982** | **1,000** | **0,969** | **0,985** | **0,912** | **0,889** | **0,988** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| ms | 0,906 | 0,912 | 0,908 | 0,908 | 0,901 | 0,897 | 0,914 | 0,922 | 0,910 |
| pg | 0,094 | 0,088 | 0,092 | 0,092 | 0,099 | 0,103 | 0,086 | 0,078 | 0,090 |

**EK 10**: Milonitik kontak şist birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları

| | AKK1_ms1_1 | AKK1_ms1_2 | AKK1_ms1_3 | AKK1_ms2_1 | AKK1_ms2_2 | AKK1_ms2_3 | AKK1_ms3_1 | AKK1_ms3_2 | AKK1_ms3_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,46 | 45,38 | 45,62 | 45,32 | 45,36 | 45,38 | 45,58 | 45,49 | 45,43 |
| $TiO_2$ | 0,25 | 0,506 | 0,472 | 0,707 | 0,718 | 0,807 | 0,719 | 0,696 | 0,749 |
| $Al_2O_3$ | 36,27 | 36,65 | 36,01 | 35,81 | 35,52 | 35,77 | 35,86 | 35,8 | 35,83 |
| FeO | 0,589 | 0,583 | 0,601 | 0,576 | 0,652 | 0,547 | 0,591 | 0,601 | 0,613 |
| MnO | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,037 | 0 | 0,016 | 0,01 |
| MgO | 0,456 | 0,419 | 0,526 | 0,479 | 0,459 | 0,464 | 0,46 | 0,471 | 0,502 |
| CaO | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,008 | 0 | 0 | 0 |
| $Na_2O$ | 1,061 | 0,978 | 1,023 | 0,967 | 0,973 | 1,055 | 1,006 | 0,988 | 0,975 |
| $K_2O$ | 9,89 | 9,91 | 9,99 | 10,07 | 9,92 | 9,96 | 10,08 | 9,99 | 10,19 |
| Summe | 94,012 | 94,476 | 94,262 | 93,96 | 93,644 | 94,091 | 94,313 | 94,078 | 94,336 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 3,050 | 3,031 | 3,055 | 3,048 | 3,059 | 3,048 | 3,053 | 3,054 | 3,046 |
| Ti | 0,013 | 0,025 | 0,024 | 0,036 | 0,036 | 0,041 | 0,036 | 0,035 | 0,038 |
| Al | 2,869 | 2,885 | 2,842 | 2,839 | 2,824 | 2,832 | 2,831 | 2,833 | 2,832 |
| Fe | 0,033 | 0,033 | 0,034 | 0,032 | 0,037 | 0,031 | 0,033 | 0,034 | 0,034 |
| Mn | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| Mg | 0,046 | 0,042 | 0,052 | 0,048 | 0,046 | 0,046 | 0,046 | 0,047 | 0,050 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,138 | 0,127 | 0,133 | 0,126 | 0,127 | 0,137 | 0,131 | 0,129 | 0,127 |
| K | 0,847 | 0,844 | 0,853 | 0,864 | 0,853 | 0,853 | 0,861 | 0,855 | 0,872 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,050 | 1,031 | 1,055 | 1,048 | 1,059 | 1,048 | 1,053 | 1,054 | 1,046 |
| **T2: Al** | 0,950 | 0,969 | 0,945 | 0,952 | 0,941 | 0,952 | 0,947 | 0,946 | 0,954 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,013 | 0,025 | 0,024 | 0,036 | 0,036 | 0,041 | 0,036 | 0,035 | 0,038 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **1,999** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,010 | 0,016 | 0,007 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,001 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,990 | 0,984 | 0,993 | 0,998 | 0,998 | 1,000 | 1,000 | 0,997 | 0,999 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,847 | 0,844 | 0,853 | 0,864 | 0,853 | 0,853 | 0,861 | 0,855 | 0,872 |
| A: Na | 0,138 | 0,127 | 0,133 | 0,126 | 0,127 | 0,137 | 0,131 | 0,129 | 0,127 |
| A: Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum A** | **0,985** | **0,971** | **0,986** | **0,990** | **0,981** | **0,991** | **0,992** | **0,984** | **0,998** |
| | | | | | | | | | |
| endmem | | | | | | | | | |
| ms | 0,860 | 0,870 | 0,865 | 0,873 | 0,870 | 0,861 | 0,868 | 0,869 | 0,873 |
| pg | 0,140 | 0,130 | 0,135 | 0,127 | 0,130 | 0,139 | 0,132 | 0,131 | 0,127 |

**EK 11**: Hornfels birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları.

| **Muskovit** | **150_ms1_1** | **150_ms1_2** | **150_ms1_3** | **150_ms2_1** | **150_ms2_2** | **150_ms2_3** | **150_ms3_1** | **150_ms3_2** | **150_ms3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 46,05 | 45,8 | 45,57 | 45,38 | 45,71 | 45,67 | 45,88 | 45,79 | 45,46 |
| $TiO_2$ | 0,191 | 0,403 | 0,334 | 0,971 | 0,778 | 0,972 | 0,325 | 0,615 | 0,408 |
| $Al_2O_3$ | 35,84 | 35,76 | 35,83 | 34,84 | 35,68 | 35,21 | 35,68 | 35,33 | 35,25 |
| FeO | 0,784 | 0,808 | 0,742 | 0,765 | 0,796 | 0,675 | 0,734 | 0,814 | 1,238 |
| MnO | 0,015 | 0,077 | 0,033 | 0 | 0 | 0 | 0,015 | 0,007 | 0,015 |
| MgO | 0,544 | 0,506 | 0,444 | 0,524 | 0,475 | 0,432 | 0,498 | 0,508 | 0,638 |
| CaO | 0 | 0,017 | 0 | 0,012 | 0,009 | 0,023 | 0,01 | 0 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,515 | 0,469 | 0,474 | 0,502 | 0,516 | 0,517 | 0,549 | 0,544 | 0,49 |
| $K_2O$ | 10,7 | 10,73 | 10,71 | 10,74 | 10,68 | 10,76 | 10,67 | 10,7 | 10,51 |
| Toplam | 94,648 | 94,609 | 94,173 | 93,755 | 94,683 | 94,333 | 94,425 | 94,353 | 94,008 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 3,078 | 3,067 | 3,064 | 3,070 | 3,059 | 3,070 | 3,076 | 3,076 | 3,067 |
| Ti | 0,010 | 0,020 | 0,017 | 0,049 | 0,039 | 0,049 | 0,016 | 0,031 | 0,021 |
| Al | 2,824 | 2,823 | 2,840 | 2,778 | 2,815 | 2,790 | 2,820 | 2,797 | 2,803 |
| Fe | 0,044 | 0,045 | 0,042 | 0,043 | 0,045 | 0,038 | 0,041 | 0,046 | 0,070 |
| Mn | 0,001 | 0,004 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 |
| Mg | 0,054 | 0,051 | 0,044 | 0,053 | 0,047 | 0,043 | 0,050 | 0,051 | 0,064 |
| Ca | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,067 | 0,061 | 0,062 | 0,066 | 0,067 | 0,067 | 0,071 | 0,071 | 0,064 |
| K | 0,912 | 0,917 | 0,919 | 0,927 | 0,912 | 0,923 | 0,913 | 0,917 | 0,905 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,078 | 1,067 | 1,064 | 1,070 | 1,059 | 1,070 | 1,076 | 1,076 | 1,067 |
| **T2: Al** | 0,922 | 0,933 | 0,936 | 0,930 | 0,941 | 0,930 | 0,924 | 0,924 | 0,933 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,010 | 0,020 | 0,017 | 0,049 | 0,039 | 0,049 | 0,016 | 0,031 | 0,021 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **1,994** | **2,000** | **1,990** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,011 | 0,011 | 0,009 | 0,000 | 0,005 | 0,000 | 0,005 | 0,001 | 0,026 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,989 | 0,989 | 0,991 | 1,000 | 0,995 | 1,000 | 0,995 | 0,999 | 0,974 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,912 | 0,917 | 0,919 | 0,927 | 0,912 | 0,923 | 0,913 | 0,917 | 0,905 |
| A: Na | 0,067 | 0,061 | 0,062 | 0,066 | 0,067 | 0,067 | 0,071 | 0,071 | 0,064 |
| A: Ca | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum A** | **0,979** | **0,979** | **0,980** | **0,994** | **0,979** | **0,992** | **0,985** | **0,988** | **0,969** |
| | | | | | | | | | |
| endmembers | | | | | | | | | |
| ms | 0,932 | 0,938 | 0,937 | 0,934 | 0,932 | 0,932 | 0,927 | 0,928 | 0,934 |
| pg | 0,068 | 0,062 | 0,063 | 0,066 | 0,068 | 0,068 | 0,073 | 0,072 | 0,066 |

**EK 11 devamı**: Hornfels birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları.

| | **150_ms4_1** | **150_ms4_2** | **150_ms4_3** | **150_ms5_1** | **150_ms5_2** | **150_ms5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,73 | 45,64 | 45,5 | 45,25 | 45,87 | 45,92 |
| $TiO_2$ | 0,89 | 0,843 | 0,707 | 0,351 | 0,297 | 0,24 |
| $Al_2O_3$ | 35,2 | 35,12 | 35,13 | 35,52 | 35,33 | 35,39 |
| FeO | 0,85 | 0,873 | 0,756 | 0,864 | 0,714 | 0,803 |
| MnO | 0 | 0 | 0 | 0,036 | 0,013 | 0,033 |
| MgO | 0,528 | 0,53 | 0,5 | 0,451 | 0,51 | 0,581 |
| CaO | 0,018 | 0,015 | 0 | 0 | 0,009 | 0,013 |
| $Na_2O$ | 0,546 | 0,519 | 0,561 | 0,556 | 0,525 | 0,482 |
| $K_2O$ | 10,75 | 10,75 | 10,73 | 10,76 | 10,75 | 10,63 |
| Toplam | 94,531 | 94,312 | 93,927 | 93,806 | 94,033 | 94,148 |
| | | | | | | |
| Si | 3,068 | 3,070 | 3,072 | 3,060 | 3,088 | 3,088 |
| Ti | 0,045 | 0,043 | 0,036 | 0,018 | 0,015 | 0,012 |
| Al | 2,784 | 2,784 | 2,795 | 2,831 | 2,804 | 2,805 |
| Fe | 0,048 | 0,049 | 0,043 | 0,049 | 0,040 | 0,045 |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,002 |
| Mg | 0,053 | 0,053 | 0,050 | 0,045 | 0,051 | 0,058 |
| Ca | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| Na | 0,071 | 0,068 | 0,073 | 0,073 | 0,069 | 0,063 |
| K | 0,920 | 0,922 | 0,924 | 0,928 | 0,923 | 0,912 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,068 | 1,070 | 1,072 | 1,060 | 1,088 | 1,088 |
| **T2: Al** | 0,932 | 0,930 | 0,928 | 0,940 | 0,912 | 0,912 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,045 | 0,043 | 0,036 | 0,018 | 0,015 | 0,012 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,0 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **1,998** | **1,999** | **1,996** | **2,000** | **1,999** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,006 | 0,000 | 0,010 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 1,000 | 1,000 | 1,000 | 0,994 | 1,000 | 0,990 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,920 | 0,922 | 0,924 | 0,928 | 0,923 | 0,912 |
| A: Na | 0,071 | 0,068 | 0,073 | 0,073 | 0,069 | 0,063 |
| A: Ca | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 |
| **Sum A** | **0,992** | **0,991** | **0,997** | **1,001** | **0,992** | **0,975** |
| endmembers | | | | | | |
| ms | 0,928 | 0,932 | 0,926 | 0,927 | 0,931 | 0,936 |
| pg | 0,072 | 0,068 | 0,074 | 0,073 | 0,069 | 0,064 |

**EK 12**: Paragnays birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları

| | **EX10_ms1_1** | **EX10_ms1_2** | **EX10_ms1_3** | **EX10_ms2_1** | **EX10_ms2_2** | **EX10_ms2_3** | **EX10_ms3_1** | **EX10_ms3_2** | **EX10_ms3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,57 | 45,24 | 45,48 | 44,78 | 45,12 | 44,91 | 45,21 | 45,28 | 45,34 |
| $TiO_2$ | 0,373 | 0,696 | 0,335 | 0,336 | 0,617 | 0,515 | 0,363 | 0,492 | 0,533 |
| $Al_2O_3$ | 35,13 | 35,27 | 35,41 | 35,24 | 34,87 | 35,23 | 35,61 | 35,23 | 35,34 |
| FeO | 0,787 | 0,942 | 0,888 | 0,821 | 0,957 | 0,878 | 0,864 | 0,823 | 0,773 |
| MnO | 0,024 | 0,03 | 0,036 | 0,014 | 0,013 | 0,01 | 0,019 | 0,044 | 0,016 |
| MgO | 0,649 | 0,595 | 0,598 | 0,606 | 0,654 | 0,605 | 0,619 | 0,639 | 0,569 |
| CaO | 0,024 | 0,026 | 0,013 | 0,013 | 0 | 0 | 0,013 | 0,012 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,736 | 0,733 | 0,687 | 0,634 | 0,633 | 0,669 | 0,658 | 0,674 | 0,7 |
| $K_2O$ | 10,52 | 10,51 | 10,5 | 10,63 | 10,6 | 10,64 | 10,55 | 10,65 | 10,5 |
| Toplam | 93,837 | 94,079 | 93,998 | 93,093 | 93,474 | 93,507 | 93,921 | 93,86 | 93,81 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 3,077 | 3,052 | 3,067 | 3,052 | 3,064 | 3,050 | 3,052 | 3,061 | 3,063 |
| Ti | 0,019 | 0,035 | 0,017 | 0,017 | 0,032 | 0,026 | 0,018 | 0,025 | 0,027 |
| Al | 2,796 | 2,805 | 2,815 | 2,831 | 2,791 | 2,820 | 2,833 | 2,807 | 2,814 |
| Fe | 0,044 | 0,053 | 0,050 | 0,047 | 0,054 | 0,050 | 0,049 | 0,047 | 0,044 |
| Mn | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,001 |
| Mg | 0,065 | 0,060 | 0,060 | 0,062 | 0,066 | 0,061 | 0,062 | 0,064 | 0,057 |
| Ca | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| Na | 0,096 | 0,096 | 0,090 | 0,084 | 0,083 | 0,088 | 0,086 | 0,088 | 0,092 |
| K | 0,906 | 0,905 | 0,903 | 0,924 | 0,918 | 0,922 | 0,908 | 0,918 | 0,905 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,077 | 1,052 | 1,067 | 1,052 | 1,064 | 1,050 | 1,052 | 1,061 | 1,063 |
| **T2: Al** | 0,923 | 0,948 | 0,933 | 0,948 | 0,936 | 0,950 | 0,948 | 0,939 | 0,937 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,019 | 0,035 | 0,017 | 0,017 | 0,032 | 0,026 | 0,018 | 0,025 | 0,027 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,003 | 0,008 | 0,011 | 0,010 | 0,008 | 0,008 | 0,015 | 0,006 | 0,005 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,997 | 0,992 | 0,989 | 0,990 | 0,992 | 0,992 | 0,985 | 0,994 | 0,995 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,906 | 0,905 | 0,903 | 0,924 | 0,918 | 0,922 | 0,908 | 0,918 | 0,905 |
| A: Na | 0,096 | 0,096 | 0,090 | 0,084 | 0,083 | 0,088 | 0,086 | 0,088 | 0,092 |
| A: Ca | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 |
| **Sum A** | **1,004** | **1,002** | **0,994** | **1,009** | **1,002** | **1,010** | **0,995** | **1,008** | **0,996** |
| | | | | | | | | | |
| endmembers | | | | | | | | | |
| ms | 0,904 | 0,904 | 0,910 | 0,917 | 0,917 | 0,913 | 0,913 | 0,912 | 0,908 |
| pg | 0,096 | 0,096 | 0,090 | 0,083 | 0,083 | 0,087 | 0,087 | 0,088 | 0,092 |

**EK 12 devamı**: Paragnays birimindeki beyaz mikaların mikroprop analiz sonuçları.

| | **EX10_ms4_1** | **EX10_ms4_2** | **EX10_ms4_3** | **EX10_ms5_1** | **EX10_ms5_2** | **EX10_ms5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 45,57 | 45,63 | 45,47 | 45,02 | 44,94 | 44,95 |
| $TiO_2$ | 0,298 | 0,408 | 0,364 | 0,156 | 0,232 | 0,262 |
| $Al_2O_3$ | 35,07 | 35,35 | 35,03 | 35,14 | 34,74 | 34,89 |
| FeO | 0,808 | 0,896 | 0,89 | 0,89 | 0,911 | 0,882 |
| MnO | 0,019 | 0,017 | 0 | 0,01 | 0,03 | 0,015 |
| MgO | 0,712 | 0,692 | 0,702 | 0,603 | 0,64 | 0,649 |
| CaO | 0 | 0 | 0 | 0,023 | 0,009 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,699 | 0,716 | 0,678 | 0,702 | 0,687 | 0,71 |
| $K_2O$ | 10,5 | 10,57 | 10,54 | 10,55 | 10,49 | 10,55 |
| Toplam | 93,685 | 94,279 | 93,692 | 93,105 | 92,702 | 92,947 |
| | | | | | | |
| Si | 3,081 | 3,068 | 3,076 | 3,067 | 3,075 | 3,069 |
| Ti | 0,015 | 0,021 | 0,019 | 0,008 | 0,012 | 0,013 |
| Al | 2,794 | 2,802 | 2,793 | 2,821 | 2,802 | 2,808 |
| Fe | 0,046 | 0,050 | 0,050 | 0,051 | 0,052 | 0,050 |
| Mn | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 |
| Mg | 0,072 | 0,069 | 0,071 | 0,061 | 0,065 | 0,066 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 |
| Na | 0,092 | 0,093 | 0,089 | 0,093 | 0,091 | 0,094 |
| K | 0,905 | 0,907 | 0,910 | 0,917 | 0,916 | 0,919 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 1,081 | 1,068 | 1,076 | 1,067 | 1,075 | 1,069 |
| **T2: Al** | 0,919 | 0,932 | 0,924 | 0,933 | 0,925 | 0,931 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,015 | 0,021 | 0,019 | 0,008 | 0,012 | 0,013 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 | 0,1 |
| rest Mg | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| rest Fe | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,009 | 0,011 | 0,009 | 0,008 | 0,008 | 0,007 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,991 | 0,989 | 0,991 | 0,992 | 0,992 | 0,993 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,905 | 0,907 | 0,910 | 0,917 | 0,916 | 0,919 |
| A: Na | 0,092 | 0,093 | 0,089 | 0,093 | 0,091 | 0,094 |
| A: Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 |
| **Sum A** | **0,997** | **1,000** | **0,998** | **1,011** | **1,007** | **1,013** |
| | | | | | | |
| endmembers | | | | | | |
| ms | 0,908 | 0,907 | 0,911 | 0,908 | 0,909 | 0,907 |
| pg | 0,092 | 0,093 | 0,089 | 0,092 | 0,091 | 0,093 |

**EK 13**: Fillat birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **228_bio 1_1** | **228_bio 1_2** | **228_bio 1_3** | **228_bio 2_1** | **228_bio 2_2** | **228_bio 2_3** | **228_bio 3_1** | **228_bio 3_2** | **228_bio 3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,48 | 34,91 | 34,21 | 34,57 | 34,74 | 34,74 | 34,58 | 34,79 | 34,58 |
| $TiO_2$ | 2,3 | 2,33 | 2,28 | 2,21 | 2,18 | 2,24 | 2,22 | 2,18 | 2,07 |
| $Al_2O_3$ | 18,58 | 19,03 | 18,35 | 18,88 | 18,98 | 19,02 | 18,75 | 18,73 | 18,92 |
| FeO | 20,13 | 19,3 | 20,29 | 19,68 | 19,54 | 19,62 | 19,53 | 19,49 | 19,37 |
| MnO | 0,299 | 0,32 | 0,347 | 0,337 | 0,31 | 0,334 | 0,345 | 0,337 | 0,318 |
| MgO | 9,52 | 9,21 | 9,86 | 9,48 | 9,32 | 9,38 | 9,7 | 9,51 | 9,25 |
| CaO | 0,029 | 0,029 | 0,021 | 0,011 | 0,015 | 0,009 | 0,029 | 0,031 | 0,019 |
| $Na_2O$ | 0,14 | 0,141 | 0,106 | 0,123 | 0,241 | 0,215 | 0,121 | 0,118 | 0,103 |
| $K_2O$ | 9,11 | 9,77 | 8,71 | 9,25 | 9,48 | 9,62 | 9,02 | 9,27 | 9,37 |
| Toplam | 94,675 | 95,114 | 94,221 | 94,55 | 94,871 | 95,241 | 94,345 | 94,473 | 94,059 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,661 | 2,676 | 2,651 | 2,664 | 2,670 | 2,663 | 2,667 | 2,680 | 2,677 |
| Ti | 0,133 | 0,134 | 0,133 | 0,128 | 0,126 | 0,129 | 0,129 | 0,126 | 0,121 |
| Al | 1,690 | 1,719 | 1,676 | 1,715 | 1,720 | 1,719 | 1,704 | 1,701 | 1,727 |
| Fe | 1,299 | 1,237 | 1,315 | 1,268 | 1,256 | 1,258 | 1,259 | 1,255 | 1,254 |
| Mn | 0,020 | 0,021 | 0,023 | 0,022 | 0,020 | 0,022 | 0,023 | 0,022 | 0,021 |
| Mg | 1,095 | 1,052 | 1,139 | 1,089 | 1,068 | 1,072 | 1,115 | 1,092 | 1,067 |
| Ca | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,002 |
| Na | 0,021 | 0,021 | 0,016 | 0,018 | 0,036 | 0,032 | 0,018 | 0,018 | 0,015 |
| K | 0,897 | 0,955 | 0,861 | 0,909 | 0,930 | 0,941 | 0,887 | 0,911 | 0,925 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,661 | 0,676 | 0,651 | 0,664 | 0,670 | 0,663 | 0,667 | 0,680 | 0,677 |
| **T2: Al** | 1,339 | 1,324 | 1,349 | 1,336 | 1,330 | 1,337 | 1,333 | 1,320 | 1,323 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,133 | 0,134 | 0,133 | 0,128 | 0,126 | 0,129 | 0,129 | 0,126 | 0,121 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,5 |
| rest Mg | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,6 | 0,5 | 0,5 |
| M2: Fe | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| rest Fe | 0,4 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,548 | 0,526 | 0,569 | 0,544 | 0,534 | 0,536 | 0,557 | 0,546 | 0,534 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,351 | 0,314 | 0,368 | 0,341 | 0,326 | 0,326 | 0,340 | 0,331 | 0,333 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,101 | 0,160 | 0,063 | 0,114 | 0,140 | 0,138 | 0,103 | 0,124 | 0,133 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,897 | 0,955 | 0,861 | 0,909 | 0,930 | 0,941 | 0,887 | 0,911 | 0,925 |
| A: Na | 0,021 | 0,021 | 0,016 | 0,018 | 0,036 | 0,032 | 0,018 | 0,018 | 0,015 |
| A: Ca | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,002 |
| **Sum A** | **0,920** | **0,979** | **0,879** | **0,929** | **0,967** | **0,973** | **0,908** | **0,931** | **0,942** |
| | | | | | | | | | |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,457 | 0,460 | 0,464 | 0,462 | 0,460 | 0,460 | 0,470 | 0,465 | 0,460 |
| ann | 0,543 | 0,540 | 0,536 | 0,538 | 0,540 | 0,540 | 0,530 | 0,535 | 0,540 |

**EK 13 devamı**: Fillat birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz

| | **228_bio4_1** | **228_bio4_2** | **228_bio4_3** | **228_bio5_1** | **228_bio5_2** | **228_bio5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,29 | 34,12 | 34,23 | 35,44 | 35,42 | 35,24 |
| $TiO_2$ | 2,07 | 2,09 | 2,14 | 2,11 | 2,14 | 2,08 |
| $Al_2O_3$ | 18,95 | 18,64 | 18,85 | 19,93 | 19,67 | 19,32 |
| FeO | 19,4 | 19,24 | 19,09 | 19,22 | 19,38 | 19,65 |
| MnO | 0,314 | 0,316 | 0,311 | 0,316 | 0,312 | 0,363 |
| MgO | 9,31 | 9,38 | 9,27 | 9,39 | 9,54 | 9,71 |
| CaO | 0,025 | 0,023 | 0,014 | 0,01 | 0,014 | 0,031 |
| $Na_2O$ | 0,163 | 0,149 | 0,117 | 0,183 | 0,177 | 0,15 |
| $K_2O$ | 9,41 | 9,31 | 9,53 | 9,33 | 9,41 | 9,16 |
| Toplam | 93,971 | 93,334 | 93,574 | 95,981 | 96,101 | 95,739 |
| | | | | | | |
| Si | 2,661 | 2,666 | 2,666 | 2,674 | 2,674 | 2,673 |
| Ti | 0,121 | 0,123 | 0,125 | 0,120 | 0,121 | 0,119 |
| Al | 1,733 | 1,717 | 1,730 | 1,773 | 1,750 | 1,728 |
| Fe | 1,259 | 1,257 | 1,243 | 1,213 | 1,223 | 1,247 |
| Mn | 0,021 | 0,021 | 0,021 | 0,020 | 0,020 | 0,023 |
| Mg | 1,077 | 1,092 | 1,076 | 1,056 | 1,073 | 1,098 |
| Ca | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 |
| Na | 0,025 | 0,023 | 0,018 | 0,027 | 0,026 | 0,022 |
| K | 0,931 | 0,928 | 0,947 | 0,898 | 0,906 | 0,886 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,661 | 0,666 | 0,666 | 0,674 | 0,674 | 0,673 |
| **T2: Al** | 1,339 | 1,334 | 1,334 | 1,326 | 1,326 | 1,327 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,121 | 0,123 | 0,125 | 0,120 | 0,121 | 0,119 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| rest Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| M2: Fe | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,538 | 0,546 | 0,538 | 0,528 | 0,537 | 0,549 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,333 | 0,330 | 0,323 | 0,328 | 0,326 | 0,338 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,129 | 0,124 | 0,139 | 0,144 | 0,138 | 0,113 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,931 | 0,928 | 0,947 | 0,898 | 0,906 | 0,886 |
| A: Na | 0,025 | 0,023 | 0,018 | 0,027 | 0,026 | 0,022 |
| A: Ca | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,003 |
| **Sum A** | **0,958** | **0,952** | **0,965** | **0,926** | **0,933** | **0,911** |
| | | | | | | |
| endmembers | | | | | | |
| phl | 0,461 | 0,465 | 0,464 | 0,465 | 0,467 | 0,468 |
| ann | 0,539 | 0,535 | 0,536 | 0,535 | 0,533 | 0,532 |

**EK 14**: Hornfels birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **150_bio1_1** | **150_bio1_2** | **150_bio1_3** | **150_bio2_1** | **150_bio2_2** | **150_bio2_3** | **150_bio3_1** | **150_bio3_2** | **150_bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,72 | 34,95 | 34,72 | 34,63 | 34,49 | 34,66 | 34,96 | 34,91 | 34,24 |
| $TiO_2$ | 3,29 | 3,25 | 3,39 | 3,65 | 3,62 | 3,28 | 2,91 | 2,82 | 3,36 |
| $Al_2O_3$ | 19,77 | 19,7 | 19,48 | 19,58 | 19,56 | 19,96 | 19,95 | 19,93 | 19,12 |
| FeO | 21,17 | 21,24 | 21,33 | 21,14 | 21,43 | 20,77 | 20,84 | 21,11 | 21,92 |
| MnO | 0,2 | 0,165 | 0,17 | 0,155 | 0,205 | 0,216 | 0,191 | 0,185 | 0,24 |
| MgO | 7,08 | 7,12 | 7,02 | 6,74 | 6,88 | 7,11 | 7,41 | 7,36 | 7,13 |
| CaO | 0 | 0 | 0 | 0,022 | 0,027 | 0,02 | 0,038 | 0,024 | 0,062 |
| $Na_2O$ | 0,09 | 0,097 | 0,098 | 0,144 | 0,097 | 0,094 | 0,065 | 0,104 | 0,093 |
| $K_2O$ | 9,54 | 9,39 | 9,48 | 9,44 | 9,29 | 9,49 | 9,42 | 9,44 | 8,81 |
| Toplam | 95,906 | 95,96 | 95,735 | 95,55 | 95,706 | 95,659 | 95,858 | 95,919 | 95,02 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,653 | 2,666 | 2,660 | 2,656 | 2,646 | 2,650 | 2,665 | 2,663 | 2,647 |
| Ti | 0,189 | 0,186 | 0,195 | 0,211 | 0,209 | 0,189 | 0,167 | 0,162 | 0,195 |
| Al | 1,781 | 1,771 | 1,759 | 1,770 | 1,769 | 1,799 | 1,792 | 1,792 | 1,742 |
| Fe | 1,353 | 1,355 | 1,367 | 1,356 | 1,375 | 1,328 | 1,328 | 1,346 | 1,417 |
| Mn | 0,013 | 0,011 | 0,011 | 0,010 | 0,013 | 0,014 | 0,012 | 0,012 | 0,016 |
| Mg | 0,806 | 0,809 | 0,802 | 0,771 | 0,787 | 0,810 | 0,842 | 0,837 | 0,822 |
| Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,005 |
| Na | 0,013 | 0,014 | 0,015 | 0,021 | 0,014 | 0,014 | 0,010 | 0,015 | 0,014 |
| K | 0,930 | 0,914 | 0,927 | 0,924 | 0,909 | 0,926 | 0,916 | 0,918 | 0,869 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,653 | 0,666 | 0,660 | 0,656 | 0,646 | 0,650 | 0,665 | 0,663 | 0,647 |
| **T2: Al** | 1,347 | 1,334 | 1,340 | 1,344 | 1,354 | 1,350 | 1,335 | 1,337 | 1,353 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,189 | 0,186 | 0,195 | 0,211 | 0,209 | 0,189 | 0,167 | 0,162 | 0,195 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,5 | 0,5 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| M2: Fe | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 1,0 | 1,0 |
| rest Fe | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,403 | 0,405 | 0,401 | 0,385 | 0,393 | 0,405 | 0,421 | 0,418 | 0,411 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,392 | 0,393 | 0,393 | 0,388 | 0,404 | 0,385 | 0,385 | 0,393 | 0,429 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,205 | 0,202 | 0,206 | 0,226 | 0,203 | 0,210 | 0,194 | 0,189 | 0,160 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,930 | 0,914 | 0,927 | 0,924 | 0,909 | 0,926 | 0,916 | 0,918 | 0,869 |
| A: Na | 0,013 | 0,014 | 0,015 | 0,021 | 0,014 | 0,014 | 0,010 | 0,015 | 0,014 |
| A: Ca | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,005 |
| **Sum A** | **0,943** | **0,928** | **0,941** | **0,947** | **0,926** | **0,941** | **0,929** | **0,936** | **0,888** |
| | | | | | | | | | |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,373 | 0,374 | 0,370 | 0,362 | 0,364 | 0,379 | 0,388 | 0,383 | 0,367 |
| ann | 0,627 | 0,626 | 0,630 | 0,638 | 0,636 | 0,621 | 0,612 | 0,617 | 0,633 |

**EK 14 devamı**: Hornfels birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **150_bio 4_1** | **150_bio 4_2** | **150_bio 4_3** | **150_bio 5_1** | **150_bio 5_2** | **150_bio 5_3** | **150_bio 6_1** | **150_bio 6_2** | **150_bio 6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,92 | 34,77 | 34,48 | 34,43 | 34,81 | 34,75 | 34,61 | 34,75 | 34,63 |
| $TiO_2$ | 3,11 | 3,16 | 3,18 | 3,22 | 3,29 | 3,24 | 3,27 | 3,24 | 3,18 |
| $Al_2O_3$ | 19,55 | 19,92 | 19,63 | 19,81 | 19,88 | 19,81 | 19,56 | 19,5 | 19,44 |
| FeO | 21,45 | 21,22 | 21,42 | 20,78 | 20,59 | 20,75 | 21,12 | 21,27 | 21,41 |
| MnO | 0,247 | 0,26 | 0,233 | 0,149 | 0,181 | 0,185 | 0,21 | 0,198 | 0,19 |
| MgO | 7,19 | 7,02 | 7,17 | 7,21 | 7,31 | 7,31 | 7,34 | 7,37 | 7,38 |
| CaO | 0,018 | 0,024 | 0,015 | 0 | 0,054 | 0,043 | 0 | 0 | 0 |
| $Na_2O$ | 0,082 | 0,119 | 0,116 | 0,15 | 0,164 | 0,127 | 0,133 | 0,123 | 0,145 |
| $K_2O$ | 9,52 | 9,43 | 9,29 | 9,27 | 9,49 | 9,52 | 9,5 | 9,38 | 9,4 |
| Toplam | 96,157 | 95,977 | 95,575 | 95,062 | 95,84 | 95,803 | 95,787 | 95,94 | 95,865 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,665 | 2,654 | 2,647 | 2,648 | 2,654 | 2,654 | 2,650 | 2,657 | 2,652 |
| Ti | 0,178 | 0,181 | 0,184 | 0,186 | 0,189 | 0,186 | 0,188 | 0,186 | 0,183 |
| Al | 1,759 | 1,792 | 1,776 | 1,796 | 1,787 | 1,783 | 1,765 | 1,757 | 1,755 |
| Fe | 1,369 | 1,355 | 1,375 | 1,336 | 1,313 | 1,325 | 1,352 | 1,360 | 1,371 |
| Mn | 0,016 | 0,017 | 0,015 | 0,010 | 0,012 | 0,012 | 0,014 | 0,013 | 0,012 |
| Mg | 0,818 | 0,799 | 0,820 | 0,826 | 0,831 | 0,832 | 0,838 | 0,840 | 0,843 |
| Ca | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Na | 0,012 | 0,018 | 0,017 | 0,022 | 0,024 | 0,019 | 0,020 | 0,018 | 0,022 |
| K | 0,927 | 0,918 | 0,910 | 0,909 | 0,923 | 0,927 | 0,928 | 0,915 | 0,918 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,665 | 0,654 | 0,647 | 0,648 | 0,654 | 0,654 | 0,650 | 0,657 | 0,652 |
| **T2: Al** | 1,335 | 1,346 | 1,353 | 1,352 | 1,346 | 1,346 | 1,350 | 1,343 | 1,348 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,178 | 0,181 | 0,184 | 0,186 | 0,189 | 0,186 | 0,188 | 0,186 | 0,183 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| M2: Fe | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| rest Fe | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,409 | 0,399 | 0,410 | 0,413 | 0,415 | 0,416 | 0,419 | 0,420 | 0,421 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,397 | 0,399 | 0,407 | 0,389 | 0,370 | 0,376 | 0,387 | 0,392 | 0,396 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,194 | 0,202 | 0,183 | 0,198 | 0,215 | 0,208 | 0,194 | 0,188 | 0,183 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,927 | 0,918 | 0,910 | 0,909 | 0,923 | 0,927 | 0,928 | 0,915 | 0,918 |
| A: Na | 0,012 | 0,018 | 0,017 | 0,022 | 0,024 | 0,019 | 0,020 | 0,018 | 0,022 |
| A: Ca | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,004 | 0,004 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| **Sum A** | **0,940** | **0,938** | **0,928** | **0,932** | **0,952** | **0,950** | **0,947** | **0,933** | **0,940** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,374 | 0,371 | 0,374 | 0,382 | 0,388 | 0,386 | 0,383 | 0,382 | 0,381 |
| ann | 0,626 | 0,629 | 0,626 | 0,618 | 0,612 | 0,614 | 0,617 | 0,618 | 0,619 |

**EK 15:** Kontak şist birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz.

| | **AKK1_ bio1_1** | **AKK1_ bio1_2** | **AKK1_ bio1_3** | **AKK1_ bio2_1** | **AKK1_ bio2_2** | **AKK1_ bio2_3** | **AKK1_ bio3_1** | **AKK1_ bio3_2** | **AKK1_ bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 35,18 | 34,92 | 35,27 | 35,16 | 35,12 | 35,11 | 35,2 | 35,38 | 35,3 |
| $TiO_2$ | 2,03 | 1,96 | 1,94 | 1,91 | 1,82 | 1,85 | 2,31 | 2,37 | 2,1 |
| $Al_2O_3$ | 19,85 | 19,7 | 20,1 | 19,81 | 20 | 20 | 19,51 | 19,86 | 19,61 |
| FeO | 18,55 | 18,57 | 18,29 | 18,87 | 18,74 | 18,54 | 19,16 | 18,03 | 18,67 |
| MnO | 0,273 | 0,282 | 0,253 | 0,278 | 0,261 | 0,251 | 0,273 | 0,268 | 0,294 |
| MgO | 9,45 | 9,53 | 9,55 | 9,21 | 9,11 | 9,09 | 9,42 | 9,51 | 9,57 |
| CaO | 0 | 0,025 | 0,015 | 0,019 | 0,039 | 0 | 0,023 | 0 | 0,025 |
| $Na_2O$ | 0,232 | 0,249 | 0,264 | 0,261 | 0,281 | 0,259 | 0,22 | 0,301 | 0,25 |
| $K_2O$ | 8,93 | 8,78 | 8,99 | 8,92 | 8,82 | 8,96 | 8,95 | 9,1 | 8,83 |
| Toplam | 94,539 | 94,036 | 94,725 | 94,469 | 94,272 | 94,097 | 95,081 | 94,863 | 94,705 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,683 | 2,678 | 2,680 | 2,687 | 2,687 | 2,690 | 2,678 | 2,684 | 2,688 |
| Ti | 0,116 | 0,113 | 0,111 | 0,110 | 0,105 | 0,107 | 0,132 | 0,135 | 0,120 |
| Al | 1,784 | 1,781 | 1,801 | 1,785 | 1,804 | 1,806 | 1,749 | 1,776 | 1,760 |
| Fe | 1,183 | 1,191 | 1,162 | 1,206 | 1,199 | 1,188 | 1,219 | 1,144 | 1,189 |
| Mn | 0,018 | 0,018 | 0,016 | 0,018 | 0,017 | 0,016 | 0,018 | 0,017 | 0,019 |
| Mg | 1,074 | 1,089 | 1,082 | 1,049 | 1,039 | 1,038 | 1,068 | 1,075 | 1,086 |
| Ca | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 |
| Na | 0,034 | 0,037 | 0,039 | 0,039 | 0,042 | 0,038 | 0,032 | 0,044 | 0,037 |
| K | 0,869 | 0,859 | 0,871 | 0,870 | 0,861 | 0,876 | 0,868 | 0,881 | 0,858 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,683 | 0,678 | 0,680 | 0,687 | 0,687 | 0,690 | 0,678 | 0,684 | 0,688 |
| **T2: Al** | 1,317 | 1,322 | 1,320 | 1,313 | 1,313 | 1,310 | 1,322 | 1,316 | 1,312 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,116 | 0,113 | 0,111 | 0,110 | 0,105 | 0,107 | 0,132 | 0,135 | 0,120 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,4 | 0,5 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| rest Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| M2: Fe | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,537 | 0,545 | 0,541 | 0,525 | 0,520 | 0,519 | 0,534 | 0,538 | 0,543 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,321 | 0,325 | 0,311 | 0,330 | 0,332 | 0,325 | 0,329 | 0,293 | 0,319 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc | 0,142 | 0,131 | 0,148 | 0,145 | 0,149 | 0,156 | 0,137 | 0,169 | 0,138 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,869 | 0,859 | 0,871 | 0,870 | 0,861 | 0,876 | 0,868 | 0,881 | 0,858 |
| A: Na | 0,034 | 0,037 | 0,039 | 0,039 | 0,042 | 0,038 | 0,032 | 0,044 | 0,037 |
| A: Ca | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,003 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 |
| **Sum A** | **0,903** | **0,898** | **0,912** | **0,910** | **0,906** | **0,914** | **0,903** | **0,925** | **0,897** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,476 | 0,478 | 0,482 | 0,465 | 0,464 | 0,466 | 0,467 | 0,485 | 0,477 |
| ann | 0,524 | 0,522 | 0,518 | 0,535 | 0,536 | 0,534 | 0,533 | 0,515 | 0,523 |

**EK 16:** Paragnays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **EX10_bio1_1** | **EX10_bio1_2** | **EX10_bio1_3** | **EX10_bio2_1** | **EX10_bio2_2** | **EX10_bio2_3** | **EX10_bio3_1** | **EX10_bio3_2** | **EX10_bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,73 | 34,84 | 34,33 | 34,86 | 35,05 | 35,21 | 35,16 | 35,16 | 35,28 |
| $TiO_2$ | 2,92 | 2,98 | 2,98 | 3,51 | 3,47 | 3,47 | 3,46 | 3,41 | 3,36 |
| $Al_2O_3$ | 19,15 | 19,23 | 19,43 | 19,23 | 19,54 | 19,58 | 19,72 | 19,81 | 19,72 |
| FeO | 18,95 | 19,15 | 18,9 | 19,2 | 18,88 | 19,02 | 19,46 | 18,94 | 19,03 |
| MnO | 0,298 | 0,306 | 0,315 | 0,288 | 0,315 | 0,289 | 0,277 | 0,268 | 0,264 |
| MgO | 8,54 | 8,62 | 8,7 | 8,38 | 8,41 | 8,36 | 8,32 | 8,41 | 8,34 |
| CaO | 0,021 | 0,015 | 0,01 | 0,018 | 0,016 | 0 | 0,029 | 0,016 | 0,039 |
| $Na_2O$ | 0,197 | 0,185 | 0,191 | 0,191 | 0,221 | 0,206 | 0,236 | 0,224 | 0,221 |
| $K_2O$ | 9,6 | 9,53 | 9,61 | 9,58 | 9,56 | 9,5 | 9,54 | 9,59 | 9,59 |
| Toplam | 94,483 | 94,901 | 94,506 | 95,328 | 95,58 | 95,732 | 96,247 | 95,883 | 95,919 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,674 | 2,670 | 2,643 | 2,661 | 2,663 | 2,669 | 2,656 | 2,660 | 2,669 |
| Ti | 0,169 | 0,172 | 0,173 | 0,201 | 0,198 | 0,198 | 0,197 | 0,194 | 0,191 |
| Al | 1,738 | 1,737 | 1,763 | 1,730 | 1,750 | 1,749 | 1,756 | 1,766 | 1,758 |
| Fe | 1,220 | 1,227 | 1,217 | 1,226 | 1,199 | 1,205 | 1,229 | 1,198 | 1,204 |
| Mn | 0,019 | 0,020 | 0,021 | 0,019 | 0,020 | 0,019 | 0,018 | 0,017 | 0,017 |
| Mg | 0,980 | 0,984 | 0,998 | 0,953 | 0,952 | 0,944 | 0,937 | 0,948 | 0,940 |
| Ca | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,003 |
| Na | 0,029 | 0,027 | 0,029 | 0,028 | 0,033 | 0,030 | 0,035 | 0,033 | 0,032 |
| K | 0,943 | 0,931 | 0,944 | 0,933 | 0,926 | 0,919 | 0,919 | 0,925 | 0,925 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,674 | 0,670 | 0,643 | 0,661 | 0,663 | 0,669 | 0,656 | 0,660 | 0,669 |
| **T2: Al** | 1,326 | 1,330 | 1,357 | 1,339 | 1,337 | 1,331 | 1,344 | 1,340 | 1,331 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,169 | 0,172 | 0,173 | 0,201 | 0,198 | 0,198 | 0,197 | 0,194 | 0,191 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| rest Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| M2: Fe | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,490 | 0,492 | 0,499 | 0,477 | 0,476 | 0,472 | 0,468 | 0,474 | 0,470 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,310 | 0,317 | 0,316 | 0,314 | 0,307 | 0,312 | 0,323 | 0,309 | 0,309 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,200 | 0,190 | 0,185 | 0,210 | 0,217 | 0,216 | 0,209 | 0,217 | 0,221 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,943 | 0,931 | 0,944 | 0,933 | 0,926 | 0,919 | 0,919 | 0,925 | 0,925 |
| A: Na | 0,029 | 0,027 | 0,029 | 0,028 | 0,033 | 0,030 | 0,035 | 0,033 | 0,032 |
| A: Ca | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,003 |
| **Sum A** | **0,974** | **0,960** | **0,973** | **0,963** | **0,960** | **0,949** | **0,956** | **0,959** | **0,961** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,445 | 0,445 | 0,451 | 0,438 | 0,443 | 0,439 | 0,432 | 0,442 | 0,439 |
| ann | 0,555 | 0,555 | 0,549 | 0,562 | 0,557 | 0,561 | 0,568 | 0,558 | 0,561 |

**EK 16 devamı:** Paragnays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **EX10_bio4_1** | **EX10_bio4_2** | **EX10_bio4_3** | **EX10_bio5_1** | **EX10_bio5_2** | **EX10_bio5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 34,93 | 34,47 | 34,89 | 34,71 | 34,66 | 34,82 |
| $TiO_2$ | 3,32 | 3,32 | 3,37 | 3,93 | 4 | 3,81 |
| $Al_2O_3$ | 19,64 | 19,6 | 19,51 | 19,16 | 18,87 | 19,35 |
| FeO | 18,99 | 19,22 | 19,12 | 19,14 | 19,43 | 19,12 |
| MnO | 0,275 | 0,266 | 0,269 | 0,275 | 0,302 | 0,263 |
| MgO | 8,15 | 8,23 | 8,17 | 8,22 | 8,19 | 8,4 |
| CaO | 0,009 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,009 |
| $Na_2O$ | 0,191 | 0,2 | 0,196 | 0,235 | 0,23 | 0,253 |
| $K_2O$ | 9,69 | 9,74 | 9,57 | 9,57 | 9,63 | 9,59 |
| Toplam | 95,306 | 95,132 | 95,164 | 95,339 | 95,394 | 95,759 |
| | | | | | | |
| Si | 2,664 | 2,641 | 2,664 | 2,651 | 2,652 | 2,647 |
| Ti | 0,190 | 0,191 | 0,194 | 0,226 | 0,230 | 0,218 |
| Al | 1,766 | 1,770 | 1,756 | 1,725 | 1,702 | 1,734 |
| Fe | 1,211 | 1,231 | 1,221 | 1,222 | 1,243 | 1,216 |
| Mn | 0,018 | 0,017 | 0,017 | 0,018 | 0,020 | 0,017 |
| Mg | 0,927 | 0,940 | 0,930 | 0,936 | 0,934 | 0,952 |
| Ca | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| Na | 0,028 | 0,030 | 0,029 | 0,035 | 0,034 | 0,037 |
| K | 0,943 | 0,952 | 0,932 | 0,932 | 0,940 | 0,930 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,664 | 0,641 | 0,664 | 0,651 | 0,652 | 0,647 |
| **T2: Al** | 1,336 | 1,359 | 1,336 | 1,349 | 1,348 | 1,353 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,190 | 0,191 | 0,194 | 0,226 | 0,230 | 0,218 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| rest Mg | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| M2: Fe | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 | 0,9 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,463 | 0,470 | 0,465 | 0,468 | 0,467 | 0,476 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,313 | 0,322 | 0,318 | 0,310 | 0,313 | 0,308 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,224 | 0,209 | 0,218 | 0,223 | 0,220 | 0,217 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,943 | 0,952 | 0,932 | 0,932 | 0,940 | 0,930 |
| A: Na | 0,028 | 0,030 | 0,029 | 0,035 | 0,034 | 0,037 |
| A: Ca | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 |
| **Sum A** | **0,972** | **0,982** | **0,962** | **0,967** | **0,974** | **0,968** |
| endmembers | | | | | | |
| phl | 0,433 | 0,433 | 0,432 | 0,434 | 0,429 | 0,439 |
| ann | 0,567 | 0,567 | 0,568 | 0,566 | 0,571 | 0,561 |

**EK 17:** Granitik ortognays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **293_bio1_1** | **293_bio1_2** | **293_bio1_3** | **293_bio2_1** | **293_bio2_2** | **293_bio2_3** | **293_bio3_1** | **293_bio3_2** | **293_bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 33,96 | 33,48 | 33,45 | 34,49 | 34,01 | 34,63 | 34,53 | 34,56 | 34,65 |
| $TiO_2$ | 1,98 | 2,13 | 2,73 | 2,72 | 2,74 | 2,62 | 2,48 | 2,54 | 2,33 |
| $Al_2O_3$ | 17,33 | 17,31 | 16,69 | 17,22 | 17,29 | 17,22 | 17,37 | 17,32 | 17,44 |
| FeO | 24,42 | 24,56 | 24,61 | 25,01 | 25,34 | 25,13 | 24,67 | 25,14 | 25,04 |
| MnO | 0,153 | 0,144 | 0,166 | 0,179 | 0,189 | 0,17 | 0,161 | 0,178 | 0,18 |
| MgO | 6,73 | 6,45 | 6,12 | 6,29 | 6,32 | 6,42 | 6,38 | 6,46 | 6,56 |
| CaO | 0,051 | 0,127 | 0,018 | 0,032 | 0,065 | 0,043 | 0,021 | 0,036 | 0,037 |
| $Na_2O$ | 0,096 | 0,12 | 0,156 | 0,154 | 0,133 | 0,106 | 0,124 | 0,146 | 0,124 |
| $K_2O$ | 9,41 | 9,31 | 9,54 | 9,41 | 8,86 | 9,53 | 9,49 | 9,33 | 9,32 |
| Toplam | 94,195 | 93,631 | 93,496 | 95,516 | 94,974 | 95,915 | 95,262 | 95,721 | 95,714 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,702 | 2,684 | 2,693 | 2,707 | 2,685 | 2,709 | 2,714 | 2,706 | 2,711 |
| Ti | 0,118 | 0,128 | 0,165 | 0,161 | 0,163 | 0,154 | 0,147 | 0,150 | 0,137 |
| Al | 1,625 | 1,636 | 1,584 | 1,593 | 1,609 | 1,588 | 1,609 | 1,598 | 1,608 |
| Fe | 1,624 | 1,646 | 1,657 | 1,642 | 1,673 | 1,644 | 1,621 | 1,646 | 1,638 |
| Mn | 0,010 | 0,010 | 0,011 | 0,012 | 0,013 | 0,011 | 0,011 | 0,012 | 0,012 |
| Mg | 0,798 | 0,771 | 0,734 | 0,736 | 0,744 | 0,749 | 0,747 | 0,754 | 0,765 |
| Ca | 0,004 | 0,011 | 0,002 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,003 |
| Na | 0,015 | 0,019 | 0,024 | 0,023 | 0,020 | 0,016 | 0,019 | 0,022 | 0,019 |
| K | 0,955 | 0,952 | 0,980 | 0,942 | 0,892 | 0,951 | 0,951 | 0,932 | 0,930 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,702 | 0,684 | 0,693 | 0,707 | 0,685 | 0,709 | 0,714 | 0,706 | 0,711 |
| **T2: Al** | 1,298 | 1,316 | 1,307 | 1,293 | 1,315 | 1,291 | 1,286 | 1,294 | 1,289 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,118 | 0,128 | 0,165 | 0,161 | 0,163 | 0,154 | 0,147 | 0,150 | 0,137 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| M2: Fe | 1,1 | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,1 | 1,2 | 1,1 |
| rest Fe | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,399 | 0,385 | 0,367 | 0,368 | 0,372 | 0,374 | 0,374 | 0,377 | 0,382 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,479 | 0,489 | 0,478 | 0,482 | 0,514 | 0,481 | 0,475 | 0,488 | 0,488 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,122 | 0,126 | 0,154 | 0,150 | 0,114 | 0,145 | 0,152 | 0,135 | 0,129 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,955 | 0,952 | 0,980 | 0,942 | 0,892 | 0,951 | 0,951 | 0,932 | 0,930 |
| A: Na | 0,015 | 0,019 | 0,024 | 0,023 | 0,020 | 0,016 | 0,019 | 0,022 | 0,019 |
| A: Ca | 0,004 | 0,011 | 0,002 | 0,003 | 0,005 | 0,004 | 0,002 | 0,003 | 0,003 |
| **Sum A** | **0,974** | **0,981** | **1,006** | **0,968** | **0,918** | **0,971** | **0,972** | **0,957** | **0,952** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,329 | 0,319 | 0,307 | 0,310 | 0,308 | 0,313 | 0,316 | 0,314 | 0,318 |
| ann | 0,671 | 0,681 | 0,693 | 0,690 | 0,692 | 0,687 | 0,684 | 0,686 | 0,682 |

**EK 17 devamı:** Granitik ortognays birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **293_bio4_1** | **293_bio4_2** | **293_bio4_3** | **293_bio5_1** | **293_bio5_2** | **293_bio5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 32,63 | 32,59 | 32,55 | 34,42 | 34,29 | 34,2 |
| $TiO_2$ | 2,26 | 2,26 | 2,27 | 2,5 | 2,56 | 2,59 |
| $Al_2O_3$ | 16,86 | 16,94 | 16,74 | 17,24 | 17,27 | 16,99 |
| FeO | 25,1 | 24,86 | 25,02 | 24,95 | 25,15 | 25,06 |
| MnO | 0,15 | 0,152 | 0,159 | 0,171 | 0,198 | 0,162 |
| MgO | 6,2 | 6,23 | 6,21 | 6,4 | 6,41 | 6,31 |
| CaO | 0,017 | 0,009 | 0 | 0,038 | 0,015 | 0,009 |
| $Na_2O$ | 0,117 | 0,116 | 0,108 | 0,098 | 0,091 | 0,127 |
| $K_2O$ | 9,56 | 9,33 | 9,45 | 9,56 | 9,52 | 9,48 |
| Toplam | 92,895 | 92,512 | 92,528 | 95,387 | 95,537 | 94,939 |
| | | | | | | |
| Si | 2,658 | 2,659 | 2,661 | 2,707 | 2,696 | 2,706 |
| Ti | 0,138 | 0,139 | 0,140 | 0,148 | 0,151 | 0,154 |
| Al | 1,619 | 1,629 | 1,613 | 1,598 | 1,601 | 1,585 |
| Fe | 1,709 | 1,696 | 1,710 | 1,641 | 1,654 | 1,658 |
| Mn | 0,010 | 0,011 | 0,011 | 0,011 | 0,013 | 0,011 |
| Mg | 0,753 | 0,758 | 0,757 | 0,750 | 0,751 | 0,744 |
| Ca | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,001 |
| Na | 0,018 | 0,018 | 0,017 | 0,015 | 0,014 | 0,019 |
| K | 0,993 | 0,971 | 0,985 | 0,959 | 0,955 | 0,957 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,658 | 0,659 | 0,661 | 0,707 | 0,696 | 0,706 |
| **T2: Al** | 1,342 | 1,341 | 1,339 | 1,293 | 1,304 | 1,294 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,138 | 0,139 | 0,140 | 0,148 | 0,151 | 0,154 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| rest Mg | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 | 0,4 |
| M2: Fe | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,2 | 1,2 |
| rest Fe | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 | 0,5 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,376 | 0,379 | 0,378 | 0,375 | 0,376 | 0,372 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,511 | 0,513 | 0,513 | 0,481 | 0,491 | 0,486 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,113 | 0,108 | 0,108 | 0,144 | 0,134 | 0,142 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,993 | 0,971 | 0,985 | 0,959 | 0,955 | 0,957 |
| A: Na | 0,018 | 0,018 | 0,017 | 0,015 | 0,014 | 0,019 |
| A: Ca | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,001 | 0,001 |
| **Sum A** | **1,013** | **0,990** | **1,003** | **0,977** | **0,970** | **0,977** |
| endmembers | | | | | | |
| phl | 0,306 | 0,309 | 0,307 | 0,314 | 0,312 | 0,310 |
| ann | 0,694 | 0,691 | 0,693 | 0,686 | 0,688 | 0,690 |

**EK 18:** Bantlı amfibolit birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **CAMI5_ bio1_1** | **CAMI5_ bio1_2** | **CAMI5_ bio1_3** | **CAMI5_ bio2_1** | **CAMI5_ bio2_2** | **CAMI5_ bio2_3** | **CAMI5_ bio3_1** | **CAMI5_ bio3_2** | **CAMI5_ bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 36,4 | 36,39 | 36,66 | 36,22 | 36,57 | 36,18 | 36,32 | 36,1 | 36,39 |
| $TiO_2$ | 1,74 | 1,663 | 1,474 | 1,77 | 1,599 | 1,68 | 1,68 | 1,652 | 1,636 |
| $Al_2O_3$ | 16,37 | 16,61 | 17,03 | 16,43 | 16,69 | 16,25 | 16,87 | 16,63 | 16,56 |
| FeO | 20,49 | 20,8 | 20,13 | 20,76 | 20,46 | 20,94 | 20,71 | 20,53 | 21 |
| MnO | 0,234 | 0,243 | 0,226 | 0,234 | 0,266 | 0,272 | 0,283 | 0,292 | 0,273 |
| MgO | 10,02 | 10,07 | 10,35 | 10,3 | 10,33 | 10,2 | 10,01 | 10,14 | 10,18 |
| CaO | 0,138 | 0,147 | 0,12 | 0,13 | 0,094 | 0,162 | 0,204 | 0,149 | 0,102 |
| $Na_2O$ | 0,152 | 0,169 | 0,136 | 0,128 | 0,11 | 0,134 | 0,192 | 0,166 | 0,149 |
| $K_2O$ | 8,99 | 8,99 | 9,19 | 8,56 | 8,97 | 8,51 | 8,46 | 8,73 | 8,97 |
| Toplam | 94,56 | 95,156 | 95,332 | 94,559 | 95,089 | 94,372 | 94,754 | 94,441 | 95,296 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,807 | 2,793 | 2,796 | 2,790 | 2,799 | 2,797 | 2,789 | 2,787 | 2,790 |
| Ti | 0,101 | 0,096 | 0,085 | 0,103 | 0,092 | 0,098 | 0,097 | 0,096 | 0,094 |
| Al | 1,488 | 1,503 | 1,531 | 1,492 | 1,506 | 1,481 | 1,527 | 1,513 | 1,497 |
| Fe | 1,321 | 1,335 | 1,284 | 1,337 | 1,310 | 1,354 | 1,330 | 1,325 | 1,346 |
| Mn | 0,015 | 0,016 | 0,015 | 0,015 | 0,017 | 0,018 | 0,018 | 0,019 | 0,018 |
| Mg | 1,152 | 1,152 | 1,177 | 1,183 | 1,178 | 1,175 | 1,145 | 1,167 | 1,163 |
| Ca | 0,011 | 0,012 | 0,010 | 0,011 | 0,008 | 0,013 | 0,017 | 0,012 | 0,008 |
| Na | 0,023 | 0,025 | 0,020 | 0,019 | 0,016 | 0,020 | 0,029 | 0,025 | 0,022 |
| K | 0,884 | 0,880 | 0,894 | 0,841 | 0,876 | 0,839 | 0,829 | 0,860 | 0,877 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,807 | 0,793 | 0,796 | 0,790 | 0,799 | 0,797 | 0,789 | 0,787 | 0,790 |
| **T2: Al** | 1,193 | 1,207 | 1,204 | 1,210 | 1,201 | 1,203 | 1,211 | 1,213 | 1,210 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,101 | 0,096 | 0,085 | 0,103 | 0,092 | 0,098 | 0,097 | 0,096 | 0,094 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| rest Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| M2: Fe | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,576 | 0,576 | 0,588 | 0,591 | 0,589 | 0,588 | 0,573 | 0,583 | 0,582 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,308 | 0,319 | 0,299 | 0,329 | 0,313 | 0,334 | 0,333 | 0,323 | 0,327 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,116 | 0,105 | 0,113 | 0,080 | 0,098 | 0,078 | 0,094 | 0,094 | 0,091 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,884 | 0,880 | 0,894 | 0,841 | 0,876 | 0,839 | 0,829 | 0,860 | 0,877 |
| A: Na | 0,023 | 0,025 | 0,020 | 0,019 | 0,016 | 0,020 | 0,029 | 0,025 | 0,022 |
| A: Ca | 0,011 | 0,012 | 0,010 | 0,011 | 0,008 | 0,013 | 0,017 | 0,012 | 0,008 |
| **Sum A** | **0,918** | **0,917** | **0,924** | **0,871** | **0,900** | **0,873** | **0,874** | **0,897** | **0,908** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,466 | 0,463 | 0,478 | 0,469 | 0,474 | 0,465 | 0,463 | 0,468 | 0,464 |
| ann | 0,534 | 0,537 | 0,522 | 0,531 | 0,526 | 0,535 | 0,537 | 0,532 | 0,536 |

**EK 18 devamı:** Bantlı amfibolit birimindeki biyotitlerin mikroprop analiz

| | CAMI5_bio4_1 | CAMI5_bio4_2 | CAMI5_bio4_3 | CAMI5_bio5_1 | CAMI5_bio5_2 | CAMI5_bio5_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 36,26 | 36,45 | 36,2 | 36,29 | 36,06 | 36,04 |
| $TiO_2$ | 1,84 | 1,79 | 1,76 | 1,72 | 1,81 | 1,594 |
| $Al_2O_3$ | 16,52 | 16,45 | 16,5 | 16,41 | 16,61 | 17,03 |
| FeO | 20,72 | 20,6 | 20,84 | 20,82 | 20,8 | 20,69 |
| MnO | 0,216 | 0,233 | 0,252 | 0,262 | 0,231 | 0,28 |
| MgO | 10,12 | 10,13 | 10,21 | 10,18 | 10,19 | 10,4 |
| CaO | 0,106 | 0,022 | 0,083 | 0,057 | 0,314 | 0,134 |
| $Na_2O$ | 0,157 | 0,146 | 0,143 | 0,109 | 0,1 | 0,122 |
| $K_2O$ | 9,03 | 9,42 | 8,95 | 9,23 | 9,2 | 8,99 |
| Toplam | 95,024 | 95,309 | 94,956 | 95,119 | 95,364 | 95,306 |
| | | | | | | |
| Si | 2,787 | 2,797 | 2,784 | 2,791 | 2,768 | 2,760 |
| Ti | 0,106 | 0,103 | 0,102 | 0,099 | 0,104 | 0,092 |
| Al | 1,497 | 1,488 | 1,496 | 1,488 | 1,503 | 1,537 |
| Fe | 1,332 | 1,322 | 1,340 | 1,339 | 1,335 | 1,325 |
| Mn | 0,014 | 0,015 | 0,016 | 0,017 | 0,015 | 0,018 |
| Mg | 1,159 | 1,158 | 1,170 | 1,167 | 1,166 | 1,187 |
| Ca | 0,009 | 0,002 | 0,007 | 0,005 | 0,026 | 0,011 |
| Na | 0,023 | 0,022 | 0,021 | 0,016 | 0,015 | 0,018 |
| K | 0,885 | 0,922 | 0,878 | 0,905 | 0,901 | 0,878 |
| | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,787 | 0,797 | 0,784 | 0,791 | 0,768 | 0,760 |
| **T2: Al** | 1,213 | 1,203 | 1,216 | 1,209 | 1,232 | 1,240 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,106 | 0,103 | 0,102 | 0,099 | 0,104 | 0,092 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| rest Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 |
| M2: Fe | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,580 | 0,579 | 0,585 | 0,583 | 0,583 | 0,594 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,316 | 0,303 | 0,324 | 0,317 | 0,309 | 0,326 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,105 | 0,117 | 0,091 | 0,100 | 0,108 | 0,080 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,885 | 0,922 | 0,878 | 0,905 | 0,901 | 0,878 |
| A: Na | 0,023 | 0,022 | 0,021 | 0,016 | 0,015 | 0,018 |
| A: Ca | 0,009 | 0,002 | 0,007 | 0,005 | 0,026 | 0,011 |
| **Sum A** | **0,917** | **0,945** | **0,906** | **0,926** | **0,942** | **0,907** |
| endmembers | | | | | | |
| phl | 0,465 | 0,467 | 0,466 | 0,466 | 0,466 | 0,473 |
| ann | 0,535 | 0,533 | 0,534 | 0,534 | 0,534 | 0,527 |

**EK 19:** Metamorfik birimleri kesen dioritlerdeki biyotitlerin mikroprop analiz sonuçları.

| | **AKK4_ bio1_1** | **AKK4_ bio1_2** | **AKK4_ bio1_3** | **AKK4_ bio2_1** | **AKK4_ bio2_2** | **AKK4_ bio2_3** | **AKK4_ bio3_1** | **AKK4_ bio3_2** | **AKK4_ bio3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 35,93 | 36,08 | 35,94 | 36,11 | 35,8 | 35,64 | 36,18 | 35,97 | 36,1 |
| $TiO_2$ | 3,3 | 3,35 | 3,39 | 3,07 | 3,14 | 3,09 | 3,19 | 3,13 | 3,15 |
| $Al_2O_3$ | 15,61 | 15,64 | 15,55 | 16,08 | 15,87 | 16,05 | 15,99 | 15,98 | 16,06 |
| FeO | 20,24 | 20,22 | 20,31 | 20,86 | 20,89 | 20,86 | 20,08 | 20,46 | 20,38 |
| MnO | 0,219 | 0,27 | 0,242 | 0,283 | 0,252 | 0,262 | 0,247 | 0,266 | 0,258 |
| MgO | 9,92 | 9,84 | 9,83 | 9,67 | 9,63 | 9,71 | 9,75 | 9,62 | 9,49 |
| CaO | 0,056 | 0,049 | 0,045 | 0,016 | 0,017 | 0,034 | 0,032 | 0,061 | 0,044 |
| $Na_2O$ | 0,072 | 0,09 | 0,074 | 0,077 | 0,078 | 0,075 | 0,102 | 0,102 | 0,07 |
| $K_2O$ | 9,44 | 9,5 | 9,5 | 9,55 | 9,26 | 9,06 | 9,3 | 9,33 | 9,53 |
| Toplam | 94,841 | 95,104 | 94,911 | 95,727 | 94,945 | 94,822 | 94,891 | 94,929 | 95,131 |
| | | | | | | | | | |
| Si | 2,774 | 2,778 | 2,775 | 2,767 | 2,765 | 2,754 | 2,783 | 2,773 | 2,778 |
| Ti | 0,192 | 0,194 | 0,197 | 0,177 | 0,182 | 0,180 | 0,184 | 0,181 | 0,182 |
| Al | 1,421 | 1,420 | 1,415 | 1,452 | 1,445 | 1,462 | 1,450 | 1,452 | 1,457 |
| Fe | 1,307 | 1,302 | 1,311 | 1,337 | 1,349 | 1,348 | 1,291 | 1,319 | 1,312 |
| Mn | 0,014 | 0,018 | 0,016 | 0,018 | 0,016 | 0,017 | 0,016 | 0,017 | 0,017 |
| Mg | 1,142 | 1,129 | 1,131 | 1,104 | 1,109 | 1,118 | 1,118 | 1,105 | 1,089 |
| Ca | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,004 |
| Na | 0,011 | 0,013 | 0,011 | 0,011 | 0,012 | 0,011 | 0,015 | 0,015 | 0,010 |
| K | 0,930 | 0,933 | 0,935 | 0,934 | 0,912 | 0,893 | 0,912 | 0,917 | 0,936 |
| | | | | | | | | | |
| **T1: Si** | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 | 2,000 |
| **T2: Si** | 0,774 | 0,778 | 0,775 | 0,767 | 0,765 | 0,754 | 0,783 | 0,773 | 0,778 |
| **T2: Al** | 1,226 | 1,222 | 1,225 | 1,233 | 1,235 | 1,246 | 1,217 | 1,227 | 1,222 |
| **Sum T2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| Ti | 0,192 | 0,194 | 0,197 | 0,177 | 0,182 | 0,180 | 0,184 | 0,181 | 0,182 |
| Mn | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Al | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
| rest Al | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 | 0,0 |
| M2: Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,5 |
| rest Mg | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,6 | 0,5 |
| M2: Fe | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 | 1,0 |
| rest Fe | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,3 |
| **Sum M2** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** | **2,000** |
| M1: Al | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Mg | 0,571 | 0,565 | 0,566 | 0,552 | 0,554 | 0,559 | 0,559 | 0,553 | 0,544 |
| rest Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| M1: Fe | 0,278 | 0,276 | 0,279 | 0,304 | 0,312 | 0,321 | 0,283 | 0,295 | 0,290 |
| rest Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Vacanc. | 0,151 | 0,159 | 0,156 | 0,144 | 0,133 | 0,120 | 0,158 | 0,152 | 0,166 |
| **Sum M1** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** | **1,000** |
| A: K | 0,930 | 0,933 | 0,935 | 0,934 | 0,912 | 0,893 | 0,912 | 0,917 | 0,936 |
| A: Na | 0,011 | 0,013 | 0,011 | 0,011 | 0,012 | 0,011 | 0,015 | 0,015 | 0,010 |
| A: Ca | 0,005 | 0,004 | 0,004 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,005 | 0,004 |
| **Sum A** | **0,945** | **0,951** | **0,950** | **0,946** | **0,925** | **0,907** | **0,930** | **0,938** | **0,950** |
| endmembers | | | | | | | | | |
| phl | 0,466 | 0,465 | 0,463 | 0,452 | 0,451 | 0,453 | 0,464 | 0,456 | 0,454 |
| ann | 0,534 | 0,535 | 0,537 | 0,548 | 0,549 | 0,547 | 0,536 | 0,544 | 0,546 |

**EK 20:** Hornfels birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **150_fp1_1** | **150_fp1_2** | **150_fp1_3** | **150_fp2_1** | **150_fp2_2** | **150_fp3_1** | **150_fp3_2** | **150_fp3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64,13 | 63,19 | 65,41 | 63,46 | 63,45 | 65,18 | 65,11 | 65,14 |
| $TiO_2$ | 0 | 0,014 | 0,01 | 0,012 | 0 | 0,01 | 0,021 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 21,96 | 22,48 | 21,44 | 22,8 | 22,52 | 20,9 | 21,25 | 21,42 |
| FeO | 0,055 | 0,106 | 0,046 | 0 | 0,03 | 0,12 | 0,075 | 0,014 |
| MnO | 0 | 0 | 0,021 | 0 | 0,01 | 0,02 | 0,013 | 0,026 |
| MgO | 0,014 | 0,009 | 0,013 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| CaO | 3,06 | 3,88 | 2,36 | 4,1 | 3,69 | 2,27 | 2,43 | 2,49 |
| $Na_2O$ | 9,81 | 9,35 | 10,41 | 9,43 | 9,46 | 10,3 | 10,19 | 10,37 |
| $K_2O$ | 0,224 | 0,21 | 0,18 | 0,163 | 0,201 | 0,164 | 0,168 | 0,158 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0,008 | 0 | 0 | 0 |
| Toplam | 99,475 | 99,396 | 100,128 | 100,098 | 99,491 | 98,997 | 99,269 | 99,836 |
| | | | | | | | | |
| Si4+ | 2,849 | 2,815 | 2,882 | 2,806 | 2,82 | 2,897 | 2,886 | 2,879 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Al3+ | 1,15 | 1,18 | 1,114 | 1,189 | 1,18 | 1,095 | 1,11 | 1,116 |
| Fe2+ | 0,002 | 0,004 | 0,002 | 0 | 0,001 | 0,004 | 0,003 | 0,001 |
| Mn2+ | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| Mg2+ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Ca2+ | 0,146 | 0,185 | 0,111 | 0,194 | 0,176 | 0,108 | 0,115 | 0,118 |
| Na1+ | 0,845 | 0,807 | 0,889 | 0,809 | 0,815 | 0,888 | 0,876 | 0,889 |
| K1+ | 0,013 | 0,012 | 0,01 | 0,009 | 0,011 | 0,009 | 0,009 | 0,009 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Toplam | 5,005 | 5,004 | 5,01 | 5,008 | 5,003 | 5,003 | 5,001 | 5,012 |
| | | | | | | | | |
| Ab | 84 | 81 | 88 | 80 | 81 | 89 | 88 | 88 |
| An | 15 | 18 | 11 | 19 | 18 | 10 | 11 | 11 |
| Or | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 |

**EK 20 devamı:** Hornfels birimindeki feldispatların mikroprop analiz

| Pl | **150_fp4_1** | **150_fp4_2** | **150_fp4_3** | **150_fp5_1** | **150_fp5_2** | **150_fp5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 64,32 | 63,2 | 63,17 | 63,47 | 63,3 | 63,52 |
| $TiO_2$ | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 22,04 | 22,7 | 22,78 | 22,7 | 22,8 | 22,6 |
| FeO | 0,023 | 0,025 | 0,019 | 0,018 | 0,044 | 0,036 |
| MnO | 0,016 | 0,01 | 0 | 0 | 0,021 | 0,007 |
| MgO | 0,015 | 0 | 0,01 | 0 | 0,011 | 0,016 |
| CaO | 3,18 | 4,17 | 3,98 | 3,85 | 3,94 | 3,83 |
| $Na_2O$ | 9,88 | 9,34 | 9,38 | 9,52 | 9,58 | 9,52 |
| $K_2O$ | 0,185 | 0,175 | 0,221 | 0,115 | 0,218 | 0,184 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0,008 | 0 | 0,013 | 0 | 0 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Summe | 99,857 | 99,678 | 99,7 | 99,891 | 100,053 | 99,883 |
| | | | | | | |
| Si4+ | 2,846 | 2,806 | 2,805 | 2,813 | 2,803 | 2,815 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,15 | 1,188 | 1,192 | 1,186 | 1,19 | 1,181 |
| Fe2+ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 |
| Mn2+ | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Mg2+ | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,151 | 0,198 | 0,189 | 0,183 | 0,187 | 0,182 |
| Na1+ | 0,848 | 0,804 | 0,808 | 0,818 | 0,823 | 0,818 |
| K1+ | 0,01 | 0,01 | 0,013 | 0,007 | 0,012 | 0,01 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Summe | 5,008 | 5,007 | 5,009 | 5,007 | 5,019 | 5,009 |
| | | | | | | |
| Ab | 84 | 80 | 80 | 82 | 82 | 81 |
| An | 15 | 19 | 19 | 18 | 18 | 18 |
| Or | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 1 |

**EK 21:** Bantlı amfibolit birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **CAMI5_fp1_1** | **CAMI5_fp1_2** | **CAMI5_fp1_3** | **CAMI5_fp2_1** | **CAMI5_fp2_2** | **CAMI5_fp3_1** | **CAMI5_fp3_2** | **CAMI5_fp3_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 57,73 | 57,78 | 58,13 | 66,47 | 67,45 | 63,15 | 64,99 | 65,2 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0,013 | 0 | 0,035 | 0 | 0,017 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 26,52 | 26,42 | 26,2 | 20,95 | 20,36 | 23,04 | 21,86 | 21,68 |
| FeO | 0,07 | 0,08 | 0,085 | 0,072 | 0,067 | 0,093 | 0,083 | 0,089 |
| MnO | 0,023 | 0 | 0,015 | 0 | 0 | 0,01 | 0,016 | 0,012 |
| MgO | 0,016 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,012 | 0,016 | 0 |
| CaO | 8,66 | 8,55 | 8,35 | 1,98 | 1,287 | 4,45 | 3,06 | 2,92 |
| $Na_2O$ | 6,7 | 6,69 | 6,91 | 10,73 | 11,24 | 9,32 | 9,96 | 10,2 |
| K2O | 0,096 | 0,088 | 0,099 | 0,071 | 0,088 | 0,059 | 0,087 | 0,041 |
| $Cr_2O_3$ | 0,012 | 0,015 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,009 | 0,012 |
| Summe | 99,838 | 99,66 | 99,843 | 100,293 | 100,559 | 100,15 | 100,114 | 100,164 |
| | | | | | | | | |
| $Si^{4+}$ | 2,59 | 2,596 | 2,607 | 2,912 | 2,943 | 2,791 | 2,86 | 2,868 |
| $Ti^{4+}$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 |
| $Al^{3+}$ | 1,403 | 1,399 | 1,385 | 1,082 | 1,047 | 1,201 | 1,134 | 1,124 |
| $Fe^{2+}$ | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,003 | 0,003 |
| $Mn^{2+}$ | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| $Mg^{2+}$ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 |
| $Ca^{2+}$ | 0,416 | 0,412 | 0,401 | 0,093 | 0,06 | 0,211 | 0,144 | 0,138 |
| $Na^{1+}$ | 0,583 | 0,583 | 0,601 | 0,911 | 0,951 | 0,799 | 0,85 | 0,87 |
| $K^{1+}$ | 0,005 | 0,005 | 0,006 | 0,004 | 0,005 | 0,003 | 0,005 | 0,002 |

| | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $Cr^{3+}$ | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Summe | 5,002 | 4,998 | 5,004 | 5,005 | 5,01 | 5,009 | 4,999 | 5,006 |
| Ab | 58 | 58 | 60 | 91 | 95 | 80 | 85 | 87 |
| An | 42 | 42 | 40 | 9 | 5 | 20 | 15 | 13 |
| Or | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

**EK 21 devam:** Bantlı amfibolit birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **CAMI5_fp4_1** | **CAMI5_fp4_2** | **CAMI5_fp4_3** | **CAMI5_fp5_1** | **CAMI5_fp5_2** | **CAMI5_fp5_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 65,14 | 62,99 | 63,56 | 65,68 | 65,9 | 65,64 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 21,86 | 23,26 | 22,96 | 21,71 | 21,38 | 21,7 |
| FeO | 0,056 | 0,043 | 0,059 | 0,057 | 0,105 | 0,053 |
| MnO | 0,013 | 0,017 | 0,01 | 0 | 0,012 | 0,015 |
| MgO | 0 | 0,021 | 0,012 | 0,023 | 0,019 | 0,011 |
| CaO | 3,11 | 4,78 | 4,35 | 2,84 | 2,5 | 2,83 |
| $Na_2O$ | 9,97 | 9,09 | 9,23 | 10,34 | 10,5 | 10,16 |
| K2O | 0,038 | 0,061 | 0,074 | 0,045 | 0,096 | 0,058 |
| $Cr_2O_3$ | 0,013 | 0 | 0,027 | 0 | 0,01 | 0 |
| Toplam | 100,199 | 100,294 | 100,283 | 100,695 | 100,521 | 100,467 |
| Si4+ | 2,863 | 2,782 | 2,802 | 2,872 | 2,886 | 2,875 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,133 | 1,211 | 1,193 | 1,119 | 1,104 | 1,12 |
| Fe2+ | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,004 | 0,002 |
| Mn2+ | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 |
| Mg2+ | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,146 | 0,226 | 0,205 | 0,133 | 0,117 | 0,133 |
| Na1+ | 0,85 | 0,778 | 0,789 | 0,877 | 0,892 | 0,863 |
| K1+ | 0,002 | 0,003 | 0,004 | 0,003 | 0,005 | 0,003 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 |
| Summe | 4,996 | 5,004 | 4,998 | 5,008 | 5,01 | 4,998 |
| Ab | 85 | 77 | 79 | 87 | 89 | 86 |
| An | 15 | 23 | 21 | 13 | 11 | 13 |
| Or | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |

**EK 22:** Paragnays birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | EX10_plj1_1 | EX10_plj1_2 | EX10_plj1_3 | EX10_plj2_1 | EX10_plj2_2 | EX10_plj2_3 | EX10_plj3_1 | EX10_plj3_2 | EX10_plj3_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 61,98 | 62,01 | 61,81 | 61,72 | 62,07 | 61,83 | 61,76 | 61,38 | 61,86 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0 | 0,018 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,01 |
| $Al_2O_3$ | 22,84 | 22,88 | 22,9 | 23 | 22,98 | 22,82 | 23,2 | 23,23 | 23,18 |
| FeO | 0 | 0,02 | 0,025 | 0,017 | 0 | 0,007 | 0,008 | 0 | 0 |
| MnO | 0,037 | 0,031 | 0,033 | 0,01 | 0,017 | 0,007 | 0 | 0,024 | 0,01 |
| MgO | 0,01 | 0,01 | 0,012 | 0,011 | 0,009 | 0 | 0,01 | 0,013 | 0 |
| CaO | 4,87 | 4,87 | 4,84 | 4,9 | 5,01 | 4,99 | 5,11 | 5,31 | 4,97 |
| $Na_2O$ | 8,78 | 8,77 | 8,92 | 8,86 | 8,82 | 8,87 | 8,76 | 8,69 | 8,74 |
| $K_2O$ | 0,414 | 0,399 | 0,417 | 0,366 | 0,322 | 0,346 | 0,277 | 0,206 | 0,255 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0,011 | 0 | 0,023 | 0 | 0,02 | 0 | 0 |
| Toplam | 99,09 | 99,145 | 99,109 | 99,067 | 99,444 | 99,087 | 99,237 | 98,987 | 99,138 |
| Si4+ | 2,78 | 2,779 | 2,773 | 2,77 | 2,775 | 2,776 | 2,764 | 2,757 | 2,769 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,207 | 1,209 | 1,211 | 1,217 | 1,211 | 1,208 | 1,224 | 1,23 | 1,223 |
| Fe2+ | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Mn2+ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Mg2+ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 |
| Ca2+ | 0,234 | 0,234 | 0,233 | 0,236 | 0,24 | 0,24 | 0,245 | 0,256 | 0,238 |
| Na1+ | 0,763 | 0,762 | 0,776 | 0,771 | 0,764 | 0,772 | 0,76 | 0,757 | 0,759 |
| K1+ | 0,024 | 0,023 | 0,024 | 0,021 | 0,018 | 0,02 | 0,016 | 0,012 | 0,015 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 |
| Summe | 5,01 | 5,009 | 5,021 | 5,017 | 5,011 | 5,016 | 5,011 | 5,013 | 5,005 |
| Ab | 75 | 75 | 76 | 77 | 76 | 76 | 75 | 74 | 75 |
| An | 23 | 23 | 22 | 22 | 23 | 23 | 23 | 25 | 24 |
| Or | 2 | 2 | 2 | 2 | 1 | 2 | 2 | 1 | 1 |

**EK 22 devamı:** Paragnays birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **EX10_plj4_1** | **EX10_plj4_2** | **EX10_plj4_3** | **EX10_plj5_1** | **EX10_plj5_2** | **EX10_plj5_3** | **EX10_plj6_1** | **EX10_plj6_2** | **EX10_plj6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 62,2 | 62,47 | 62,13 | 61,58 | 61,13 | 61,75 | 62,75 | 62,21 | 62,3 |
| $TiO_2$ | 0,01 | 0,03 | 0 | 0,014 | 0 | 0 | 0 | 0,016 | 0,009 |
| $Al_2O_3$ | 23,18 | 23,12 | 23,1 | 23,01 | 23,07 | 22,87 | 22,97 | 23,32 | 23,29 |
| FeO | 0 | 0,008 | 0 | 0,031 | 0 | 0 | 0,043 | 0,031 | 0,011 |
| MnO | 0,018 | 0,017 | 0,01 | 0,027 | 0,025 | 0 | 0,014 | 0,025 | 0,011 |
| MgO | 0 | 0,014 | 0,01 | 0,018 | 0,011 | 0 | 0 | 0,015 | 0,013 |
| CaO | 4,8 | 4,78 | 4,86 | 5,1 | 5,12 | 5,07 | 4,57 | 4,91 | 4,88 |
| $Na_2O$ | 8,81 | 8,9 | 8,79 | 8,78 | 8,81 | 8,66 | 9,18 | 8,89 | 8,8 |
| $K_2O$ | 0,364 | 0,362 | 0,347 | 0,189 | 0,254 | 0,283 | 0,195 | 0,245 | 0,293 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0,011 | 0,019 | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0,011 |
| Summe | 99,52 | 99,801 | 99,353 | 98,895 | 98,532 | 98,782 | 99,841 | 99,801 | 99,739 |
| Si4+ | 2,775 | 2,778 | 2,775 | 2,767 | 2,759 | 2,776 | 2,787 | 2,768 | 2,772 |
| Ti4+ | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Al3+ | 1,219 | 1,212 | 1,216 | 1,219 | 1,227 | 1,212 | 1,203 | 1,223 | 1,222 |
| Fe2+ | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,002 | 0,001 | 0 |
| Mn2+ | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 |
| Mg2+ | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,229 | 0,228 | 0,233 | 0,246 | 0,248 | 0,244 | 0,217 | 0,234 | 0,233 |
| Na1+ | 0,762 | 0,767 | 0,761 | 0,765 | 0,771 | 0,755 | 0,791 | 0,767 | 0,759 |
| K1+ | 0,021 | 0,021 | 0,02 | 0,011 | 0,015 | 0,016 | 0,011 | 0,014 | 0,017 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 |
| Summe | 5,007 | 5,009 | 5,007 | 5,011 | 5,021 | 5,003 | 5,012 | 5,01 | 5,005 |
| Ab | 76 | 76 | 76 | 76 | 77 | 75 | 79 | 76 | 76 |
| An | 22 | 22 | 23 | 24 | 24 | 24 | 21 | 23 | 23 |
| Or | 2 | 2 | 1 | 0 | 0 | 1 | 0 | 1 | 1 |

**EK 22 devamı:** Paragnays birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **EX10_or4_1** | **EX10_or4_2** | **EX10_or4_3** | **EX10_or5_1** | **EX10_or5_2** | **EX10_or5_3** | **EX10_or6_1** | **EX10_or6_2** | **EX10_or6_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 61,95 | 62,22 | 61,82 | 62,32 | 62,35 | 62,05 | 61,69 | 62,05 | 61,52 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 22,79 | 22,72 | 22,75 | 22,87 | 22,68 | 22,85 | 22,98 | 22,73 | 23,15 |
| FeO | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,02 | 0,04 | 0 | 0 | 0,02 | 0 |
| MnO | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 |
| MgO | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0,01 |
| CaO | 4,9 | 4,8 | 4,8 | 4,71 | 4,68 | 4,77 | 4,87 | 4,53 | 5,12 |
| $Na_2O$ | 8,85 | 8,93 | 9,02 | 8,88 | 8,84 | 8,73 | 8,86 | 9,08 | 8,82 |
| $K_2O$ | 0,29 | 0,29 | 0,33 | 0,33 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | 0,35 | 0,25 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0,03 | 0,02 | 0 | 0 | 0,02 | 0 | 0,02 |
| Summe | 99,01 | 99,13 | 98,93 | 99,35 | 99,1 | 98,91 | 98,91 | 98,85 | 99,01 |
| Si4+ | 2,781 | 2,787 | 2,778 | 2,785 | 2,792 | 2,784 | 2,772 | 2,786 | 2,761 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,206 | 1,2 | 1,205 | 1,205 | 1,197 | 1,209 | 1,217 | 1,203 | 1,225 |
| Fe2+ | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 |
| Mn2+ | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 |
| Mg2+ | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,236 | 0,23 | 0,231 | 0,226 | 0,225 | 0,229 | 0,234 | 0,218 | 0,246 |
| Na1+ | 0,77 | 0,775 | 0,786 | 0,769 | 0,767 | 0,759 | 0,772 | 0,79 | 0,768 |
| K1+ | 0,017 | 0,017 | 0,019 | 0,019 | 0,017 | 0,017 | 0,017 | 0,01 | 0,014 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| Summe | 5,01 | 5,01 | 5,021 | 5,006 | 5,002 | 5 | 5,014 | 5,018 | 5,017 |
| Ab | 76 | 76 | 77 | 77 | 77 | 76 | 77 | 78 | 76 |
| An | 23 | 23 | 23 | 22 | 22 | 23 | 23 | 21 | 24 |
| Or | 1 | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 1 | 1 | 0 |

**EK 22 devamı:** Paragnays birimindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | **EX10_or1_1** | **EX10_or1_2** | **EX10_or1_3** | **EX10_or2_1** | **EX10_or2_2** | **EX10_or2_3** |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 62,81 | 63,13 | 61,81 | 62,43 | 63,23 | 63,3 |
| $TiO_2$ | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| $Al_2O_3$ | 17,94 | 18 | 17,95 | 17,95 | 17,95 | 17,94 |
| FeO | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0 | 0 | 0,02 |
| MnO | 0,03 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0 | 0,02 |
| MgO | 0,01 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0 |
| CaO | 0,02 | 0 | 0,05 | 0,03 | 0,02 | 0,03 |
| $Na_2O$ | 1,27 | 1,36 | 1,17 | 1,66 | 1,39 | 1,21 |
| $K_2O$ | 14,73 | 14,61 | 14,88 | 14,27 | 14,47 | 14,81 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Toplam | 96,99 | 97,32 | 96,08 | 96,55 | 97,3 | 97,54 |
| | | | | | | |
| Si4+ | 2,99 | 2,992 | 2,977 | 2,983 | 2,996 | 2,996 |
| Ti4+ | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Al3+ | 1,007 | 1,006 | 1,019 | 1,011 | 1,003 | 1,001 |
| Fe2+ | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 |
| Mn2+ | 0,001 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| Mg2+ | 0,001 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0 |
| Ca2+ | 0,001 | 0 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,001 |
| Na1+ | 0,117 | 0,125 | 0,109 | 0,154 | 0,128 | 0,111 |
| K1+ | 0,894 | 0,883 | 0,914 | 0,87 | 0,875 | 0,894 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Summe | 5,012 | 5,008 | 5,025 | 5,022 | 5,003 | 5,005 |
| | | | | | | |
| Ab | 11 | 12 | 91 | 87 | 87 | 89 |
| An | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Or | 89 | 88 | 10 | 15 | 13 | 11 |

**EK 23:** Amfibolit budinindeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | BE29_fp1_1 | BE29_fp1_2 | BE29_fp1_3 | BE29_fp2_1 | BE29_fp2_2 | BE29_fp2_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 66,81 | 66,96 | 65,43 | 66,84 | 68,16 | 68,45 |
| $TiO_2$ | 0,01 | 0 | 0,036 | 0,01 | 0,01 | 0,012 |
| $Al_2O_3$ | 20,73 | 20,7 | 21,84 | 19,2 | 19,36 | 19,35 |
| FeO | 0,276 | 0,326 | 0,303 | 0,071 | 0,035 | 0,082 |
| MnO | 0,01 | 0,03 | 0 | 0,023 | 0 | 0 |
| MgO | 0,161 | 0,109 | 0,145 | 0,008 | 0 | 0,01 |
| CaO | 1,063 | 1,197 | 1,48 | 0,418 | 0,309 | 0,268 |
| $Na_2O$ | 10,87 | 10,95 | 10,21 | 11,53 | 11,71 | 11,71 |
| $K_2O$ | 0,375 | 0,281 | 0,917 | 0,023 | 0,025 | 0,023 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Toplam | 100,304 | 100,562 | 100,373 | 98,124 | 99,63 | 99,914 |
| | | | | | | |
| Si4+ | 2,926 | 2,926 | 2,875 | 2,981 | 2,991 | 2,994 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,07 | 1,066 | 1,131 | 1,009 | 1,002 | 0,998 |
| Fe2+ | 0,01 | 0,012 | 0,011 | 0,003 | 0,001 | 0,003 |
| Mn2+ | 0 | 0,001 | 0 | 0,001 | 0 | 0 |
| Mg2+ | 0,011 | 0,007 | 0,009 | 0,001 | 0 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,05 | 0,056 | 0,07 | 0,02 | 0,015 | 0,013 |
| Na1+ | 0,923 | 0,928 | 0,87 | 0,997 | 0,996 | 0,993 |
| K1+ | 0,021 | 0,016 | 0,051 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Toplam | 5,011 | 5,012 | 5,019 | 5,013 | 5,007 | 5,003 |
| | | | | | | |
| Ab | 92 | 93 | 88 | 99 | 99 | 99 |
| An | 5 | 5 | 7 | 1 | 1 | 1 |
| Or | 2 | 2 | 5 | 0 | 0 | 0 |

**EK 24:** Metamorfik birimleri kesen dioritlerdeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | AKK4_plj1_1 | AKK4_plj1_2 | AKK4_plj1_3 | AKK4_plj2_1 | AKK4_plj2_2 | AKK4_plj2_3 | AKK4_plj3_1 | AKK4_plj3_2 | AKK4_plj3_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,34 | 55,08 | 54,94 | 55,29 | 55,87 | 56,56 | 54,96 | 55,13 | 54,7 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 28,25 | 28,35 | 27,84 | 27,62 | 27,31 | 27,17 | 28,25 | 27,87 | 28,22 |
| FeO | 0,03 | 0,08 | 0,07 | 0,05 | 0,04 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,05 |
| MnO | 0 | 0 | 0,03 | 0,01 | 0 | 0 | 0,03 | 0,02 | 0 |
| MgO | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0 | 0 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| CaO | 10,62 | 10,83 | 10,54 | 10,33 | 9,88 | 9,55 | 10,82 | 10,56 | 10,79 |
| Na2O | 5,47 | 5,5 | 5,41 | 5,73 | 6,04 | 6,36 | 5,46 | 5,56 | 5,53 |
| K2O | 0,09 | 0,12 | 0,15 | 0,09 | 0,06 | 0,07 | 0,1 | 0,08 | 0,12 |
| $Cr_2O_3$ | 0,01 | 0 | 0 | 0 | 0,01 | 0 | 0,01 | 0 | 0 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Sum | 99,87 | 99,99 | 99,02 | 99,16 | 99,24 | 99,75 | 99,68 | 99,32 | 99,42 |
| | | | | | | | | | |
| Si4+ | 2,495 | 2,484 | 2,499 | 2,511 | 2,532 | 2,547 | 2,485 | 2,501 | 2,481 |
| Ti4+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Al3+ | 1,502 | 1,507 | 1,493 | 1,478 | 1,459 | 1,443 | 1,506 | 1,49 | 1,509 |
| Fe2+ | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 |
| Mn2+ | 0 | 0 | 0,001 | 0 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0 |
| Mg2+ | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0 | 0 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,513 | 0,523 | 0,514 | 0,503 | 0,48 | 0,461 | 0,524 | 0,513 | 0,524 |
| Na1+ | 0,478 | 0,481 | 0,477 | 0,504 | 0,531 | 0,555 | 0,479 | 0,489 | 0,486 |
| K1+ | 0,005 | 0,007 | 0,009 | 0,005 | 0,003 | 0,004 | 0,005 | 0,005 | 0,007 |
| Cr3+ | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Sum | 4,995 | 5,006 | 4,997 | 5,005 | 5,006 | 5,011 | 5,003 | 5,001 | 5,011 |
| | | | | | | | | | |
| Ab | 48 | 48 | 48 | 50 | 53 | 55 | 48 | 49 | 49 |
| An | 51 | 51 | 51 | 50 | 48 | 45 | 52 | 51 | 51 |
| Or | 1 | 1 | 1 | 1 | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 |

**EK 24 devamı:** Metamorfik birimleri kesen dioritlerdeki feldispatların mikroprop analiz sonuçları.

| Pl | AKK4_plj4_1 | AKK4_plj4_2 | AKK4_plj4_3 | AKK4_plj5_1 | AKK4_plj5_2 | AKK4_plj5_3 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | 55,49 | 55,46 | 55,29 | 55,44 | 55,23 | 55,34 |
| $TiO_2$ | 0 | 0 | 0 | 0,027 | 0 | 0 |
| $Al_2O_3$ | 27,85 | 27,86 | 27,99 | 28,05 | 27,97 | 27,92 |
| FeO | 0,036 | 0,036 | 0,051 | 0,064 | 0,046 | 0,035 |
| MnO | 0 | 0 | 0,023 | 0 | 0 | 0,009 |
| MgO | 0,01 | 0 | 0,011 | 0,014 | 0,01 | 0,015 |
| CaO | 10,34 | 10,43 | 10,59 | 10,69 | 10,63 | 10,49 |
| $Na_2O$ | 5,65 | 5,73 | 5,68 | 5,67 | 5,53 | 5,82 |
| $K_2O$ | 0,139 | 0,065 | 0,104 | 0,096 | 0,115 | 0,093 |
| $Cr_2O_3$ | 0 | 0 | 0 | 0,018 | 0 | 0 |
| Summe | 99,543 | 99,611 | 99,759 | 100,075 | 99,55 | 99,757 |
| | | | | | | |
| Si4+ | 2,509 | 2,507 | 2,498 | 2,497 | 2,499 | 2,501 |
| Ti4+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Al3+ | 1,485 | 1,485 | 1,491 | 1,489 | 1,492 | 1,487 |
| Fe2+ | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,001 |
| Mn2+ | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 |
| Mg2+ | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 |
| Ca2+ | 0,501 | 0,505 | 0,513 | 0,516 | 0,515 | 0,508 |
| Na1+ | 0,495 | 0,502 | 0,498 | 0,495 | 0,485 | 0,510 |
| K1+ | 0,008 | 0,004 | 0,006 | 0,006 | 0,007 | 0,005 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Cr3+ | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 |
| Summe | 5,000 | 5,004 | 5,008 | 5,008 | 5,001 | 5,013 |
| | | | | | | |
| Ab | 50 | 50 | 51 | 49 | 48 | 51 |
| An | 50 | 50 | 49 | 51 | 51 | 50 |
| Or | 0 | 0 | 0 | 0 | 1 | 0 |

**EK 25:** Felsik ortognayslardan alınan örneklerin tüm kaya jeokimya analizi

| Örnek No | GCaMi11 | GCaMi12 | GCaMi15 | GCaMi8 | BeTi16/6 | GTo16/24 | GCa16/1 | BeTi16/1 | GU |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ana Oksitler (%) | | | | | | | | | |
| $SiO_2$ | 72.03 | 73.42 | 72.99 | 74.15 | 76.02 | 72.77 | 72.98 | 75.13 | 73.01 |
| $Al_2O_3$ | 14.2 | 13.07 | 13.19 | 13.11 | 12.91 | 13.62 | 13.86 | 13.51 | 14.67 |
| $Fe_2O_3$ | 2.38 | 2.5 | 3.06 | 1.89 | 1.97 | 2.57 | 2.86 | 1 | 1.29 |
| MgO | 0.71 | 0.52 | 0.82 | 0.4 | 0.53 | 0.71 | 0.49 | 0.09 | 0.12 |
| CaO | 0.93 | 0.62 | 0.71 | 0.58 | 0.6 | 0.89 | 1.2 | 0.32 | 0.66 |
| $Na_2O$ | 3.11 | 2.51 | 3.25 | 2.64 | 2.94 | 2.49 | 4.75 | 3.88 | 3.87 |
| $K_2O$ | 4.72 | 5.68 | 3.77 | 5.69 | 3.49 | 4.8 | 2.11 | 4.72 | 5.13 |
| $TiO_2$ | 0.32 | 0.29 | 0.4 | 0.24 | 0.3 | 0.37 | 0.26 | 0.13 | 0.14 |
| $P_2O_5$ | 0.12 | 0.05 | 0.1 | 0.06 | 0.1 | 0.16 | 0.09 | 0.06 | 0.04 |
| MnO | 0.02 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.03 | 0.03 | <0,01 | 0.01 |
| $Cr_2O_3$ | 0.011 | 0.004 | 0.014 | 0.012 | 0.014 | 0.004 | 0.009 | 0.014 | <0,002 |
| LOI | 1.30 | 1.1 | 1.5 | 1 | 1 | 1.4 | 1.2 | 1 | 0.9 |
| Toplam | 99.90 | 99.91 | 99.9 | 99.92 | 99.93 | 99.91 | 99.92 | 99.95 | 99.93 |
| | | | | | | | | | |
| Ni | 39 | 34 | 56 | 39 | 45 | <20 | 30 | 42 | <20 |
| Sc | 5 | 5 | 6 | 3 | 4 | 6 | 6 | 4 | 3 |
| Co | 6.2 | 4.6 | 7.5 | 4 | 4 | 4.8 | 3.6 | 1.5 | 1.5 |
| Cs | 1.8 | 0.6 | 0.8 | 0.6 | 1.3 | 3.7 | 0.8 | 0.7 | 1.4 |
| V | 28 | 20 | 35 | 18 | 20 | 28 | 10 | <8 | <8 |
| W | 1.8 | 22.4 | 14.8 | 17.8 | 4.7 | 2.2 | 2.6 | 7.8 | 6.9 |
| Ga | 18.9 | 15.2 | 17.6 | 14 | 16 | 15.5 | 23 | 18.3 | 19.1 |
| Be | 1 | 2 | 3 | 1 | <1 | 3 | 6 | <1 | 4 |
| Hf | 5 | 5.3 | 5.6 | 5.6 | 4.6 | 5.2 | 6.1 | 3.9 | 3.7 |
| Nb | 11 | 10.3 | 12.2 | 6.3 | 8.8 | 10.8 | 31.4 | 28.7 | 20.8 |
| Zr | 171.6 | 179.5 | 198.4 | 173.5 | 151.1 | 183.7 | 211.8 | 120.4 | 113.1 |
| Y | 31.7 | 36.7 | 26.7 | 20.7 | 30.1 | 20.9 | 35.4 | 34.1 | 30.1 |
| Ta | 0.8 | 0.5 | 1 | 0.4 | 0.7 | 0.9 | 2.4 | 3.6 | 1.7 |
| Th | 15.6 | 19.6 | 17.7 | 13.6 | 13.9 | 12.8 | 19.9 | 20.8 | 13.5 |
| Ba | 562 | 905 | 710 | 930 | 455 | 734 | 549 | 352 | 545 |
| Rb | 153.4 | 117.6 | 114.5 | 124.9 | 126.6 | 170.1 | 71.3 | 119.5 | 175.3 |
| Sn | 3 | <1 | 5 | <1 | 3 | 2 | 4 | 3 | 2 |
| Sr | 142.6 | 152.3 | 128.6 | 153.4 | 91.6 | 146.5 | 98.9 | 58.4 | 90.6 |

| | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| U | 4.3 | 2.1 | 4 | 1.9 | 3.7 | 1.9 | 4.4 | 4 | 4.2 |
| La | 31.3 | 36.6 | 37 | 28.1 | 26.9 | 28.1 | 41.7 | 42.1 | 34.1 |
| Ce | 64.9 | 72.9 | 76.5 | 53.8 | 55.1 | 61.3 | 79.5 | 78.7 | 63.8 |
| Pr | 7.7 | 8.58 | 8.89 | 6.32 | 6.62 | 6.68 | 9.05 | 9.26 | 7.32 |
| Nd | 28.3 | 31.6 | 32.9 | 24 | 24.7 | 25.2 | 33.2 | 33.8 | 26.4 |
| Sm | 6.27 | 6.79 | 6.8 | 4.69 | 5.45 | 5.21 | 6.38 | 6.92 | 5.34 |
| Eu | 0.88 | 1.03 | 0.95 | 1.05 | 0.83 | 0.96 | 0.88 | 0.65 | 0.77 |
| Gd | 6.38 | 6.9 | 6.32 | 4.56 | 5.35 | 4.68 | 6.49 | 6.34 | 5.15 |
| Tb | 1.02 | 1.06 | 0.94 | 0.68 | 0.93 | 0.75 | 1.03 | 1.03 | 0.88 |
| Dy | 5.79 | 6.48 | 5.3 | 3.83 | 5.55 | 4.09 | 6.39 | 6.03 | 5.43 |
| Ho | 1.12 | 1.32 | 1 | 0.77 | 1.16 | 0.78 | 1.3 | 1.22 | 1.1 |
| Er | 2.94 | 3.85 | 2.8 | 2.25 | 3.26 | 2.2 | 3.78 | 3.62 | 3.39 |
| Tm | 0.39 | 0.57 | 0.38 | 0.33 | 0.47 | 0.29 | 0.55 | 0.52 | 0.47 |
| Yb | 2.37 | 3.51 | 2.3 | 1.9 | 2.77 | 1.74 | 3.48 | 3.33 | 3.13 |
| Lu | 0.32 | 0.51 | 0.34 | 0.29 | 0.41 | 0.25 | 0.52 | 0.49 | 0.46 |

**EK 26:** Felsik ortognayslar içindeki bantlı amfibolit sillerinin tüm kaya jeokimya analizleri sonuçları.

| Örnek No | GCaMi6 | GCaMi16/16 | GCaMi5 | GCaMi7 | GCaMi14 | GCaMi16/4 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ana Oksitler (%) | | | | | | |
| $SiO_2$ | 54.85 | 51.85 | 50.17 | 48.33 | 48.75 | 49.33 |
| $Al_2O_3$ | 15.77 | 16.19 | 16.51 | 16 | 15.84 | 15.79 |
| $Fe_2O_3$ | 9.44 | 8.75 | 11.61 | 10.29 | 11.52 | 10.63 |
| MgO | 4.6 | 5.75 | 4.65 | 6.87 | 5.91 | 5.86 |
| CaO | 6.64 | 8.38 | 8.64 | 11.28 | 9.27 | 9.2 |
| $Na_2O$ | 3.4 | 3.59 | 3.1 | 2.35 | 3.17 | 3.21 |
| $K_2O$ | 1.57 | 1.68 | 1.78 | 1.5 | 1.44 | 1.31 |
| TiO2 | 1.09 | 1.07 | 1.67 | 1.24 | 1.48 | 1.31 |
| $P_2O_5$ | 0.21 | 0.19 | 0.28 | 0.18 | 0.23 | 0.2 |
| MnO | 0.15 | 0.15 | 0.18 | 0.17 | 0.19 | 0.17 |
| $Cr_2O_3$ | 0.004 | 0.022 | 0.004 | 0.008 | 0.005 | 0.018 |
| LOI | 2.0 | 2.1 | 1.1 | 1.5 | 1.9 | 2.7 |
| Toplam | 99.74 | 99.77 | 99.71 | 99.73 | 99.72 | 99.77 |
| | | | | | | |
| İz ve Nadir | Toprak Elementleri | | | | | |
| Ni | 25 | 89 | 21 | 47 | 30 | 64 |
| Sc | 25 | 29 | 28 | 36 | 34 | 34 |
| Co | 31.5 | 34.2 | 31.7 | 39.5 | 38.2 | 42.2 |
| Cs | 1.3 | 0.6 | 1.3 | 0.5 | 0.1 | 0.4 |
| V | 195 | 194 | 277 | 263 | 273 | 254 |
| W | <0.5 | 24.2 | 0.5 | 0.9 | <0.5 | 2.5 |
| Ga | 19.5 | 17.1 | 21 | 16.8 | 17.1 | 19.3 |
| Be | 3 | 2 | <1 | <1 | <1 | 2 |
| Hf | 4 | 4 | 4.5 | 2 | 3.3 | 3 |
| Nb | 26.4 | 28.9 | 33.9 | 18.7 | 24.7 | 22.7 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Zr | 138.6 | 137.3 | 195.1 | 84 | 124.8 | 103.5 |
| Y | 40.9 | 33 | 41.2 | 22.4 | 25.7 | 29.9 |
| Ta | 1.6 | 3.7 | 1.8 | 1.3 | 1.3 | 1.5 |
| Th | 5.5 | 5.3 | 2.1 | 1.9 | 1.2 | 1.1 |
| Ba | 424 | 207 | 422 | 246 | 316 | 272 |
| Rb | 61.3 | 68.5 | 55.9 | 51.7 | 43.2 | 48.3 |
| Sn | 5 | 4 | 3 | 1 | 2 | 3 |
| Sr | 274.3 | 269.6 | 328.2 | 363.3 | 388.9 | 324.7 |
| U | 1.4 | 4.9 | 0.5 | 1.5 | 0.5 | 1 |
| La | 31.2 | 31.5 | 35.5 | 17.6 | 22 | 22.6 |
| Ce | 70.8 | 67.1 | 80.9 | 35.3 | 42.5 | 48.5 |
| Pr | 8.9 | 7.85 | 9.92 | 4.12 | 5.34 | 6.13 |
| Nd | 36.1 | 29.7 | 38.9 | 18.3 | 22 | 23.9 |
| Sm | 7.79 | 6.19 | 7.52 | 3.66 | 4.8 | 5.06 |
| Eu | 1.55 | 1.43 | 1.62 | 1.32 | 1.41 | 1.51 |
| Gd | 7.79 | 6.12 | 7.53 | 4.19 | 5.1 | 5.51 |
| Tb | 1.17 | 0.97 | 1.18 | 0.63 | 0.77 | 0.86 |
| Dy | 7.96 | 6.11 | 8.13 | 4.09 | 4.77 | 5.1 |
| Ho | 1.44 | 1.26 | 1.57 | 0.82 | 0.91 | 1.12 |
| Er | 4.16 | 3.76 | 4.26 | 2.47 | 2.68 | 3.3 |
| Tm | 0.56 | 0.53 | 0.58 | 0.36 | 0.38 | 0.47 |
| Yb | 3.52 | 3.35 | 4.22 | 2.32 | 2.5 | 3.05 |
| Lu | 0.5 | 0.5 | 0.61 | 0.32 | 0.39 | 0.5 |

**EK 26 devam:** Felsik ortognayslar içindeki bantlı amfibolit sillerinin tüm kaya jeokimya analizleri sonuçları.

| Örnek No | GCaMi16/14 | Gu13 | Gu14 | GCaMi4 | GCaMi16/11 |
|---|---|---|---|---|---|
| Ana Oksitler (%) | | | | | |
| $SiO_2$ | 47.94 | 49.49 | 47.71 | 50.71 | 49.21 |
| $Al_2O_3$ | 15.82 | 16.38 | 16.23 | 17.38 | 18.27 |
| $Fe_2O_3$ | 11.78 | 10.48 | 10.98 | 9.07 | 10.46 |
| MgO | 5.73 | 5.9 | 6.73 | 6.08 | 4.63 |
| CaO | 8.98 | 9.46 | 10.58 | 8.69 | 8.68 |
| $Na_2O$ | 3.15 | 3.28 | 2.58 | 3.29 | 3.07 |
| $K_2O$ | 1.03 | 1.21 | 1.6 | 1.58 | 1.6 |
| $TiO_2$ | 1.65 | 1.23 | 1.43 | 0.88 | 1.25 |
| $P_2O_5$ | 0.17 | 0.2 | 0.2 | 0.12 | 0.17 |
| MnO | 0.18 | 0.17 | 0.18 | 0.16 | 0.18 |
| Cr2O3 | 0.014 | 0.01 | 0.016 | 0.011 | 0.006 |
| LOI | 3.3 | 1.9 | 1.5 | 1.8 | 2.2 |
| Toplam | 99.76 | 99.74 | 99.72 | 99.78 | 99.81 |
| İz ve Nadir Toprak | | | | | |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Ni | 50 | 35 | 54 | 21 | 31 |
| Sc | 35 | 34 | 33 | 35 | 32 |
| Co | 36.8 | 37.4 | 34.7 | 28 | 29.9 |
| Cs | 0.3 | 0.4 | 0.6 | 1.1 | 1 |
| V | 319 | 276 | 284 | 215 | 218 |
| W | 3.4 | 0.9 | <0.5 | <0.5 | 9.9 |
| Ga | 19.1 | 19 | 16 | 15.3 | 19.6 |
| Be | 3 | <1 | 2 | <1 | <1 |
| Hf | 3.1 | 2.5 | 2.4 | 1.6 | 1.6 |
| Nb | 26.1 | 22.6 | 20.7 | 3.6 | 4.3 |
| Zr | 113.2 | 78.1 | 83.5 | 55.8 | 53.5 |
| Y | 31.1 | 36.4 | 24.1 | 13.9 | 17.3 |
| Ta | 1.7 | 1.5 | 1.2 | 0.2 | 0.2 |
| Th | 1.1 | 1 | 1.7 | 2.2 | 0.6 |
| Ba | 155 | 235 | 340 | 279 | 335 |
| Rb | 34.5 | 36.1 | 50.6 | 67.4 | 64.2 |
| Sn | 4 | 3 | 1 | <1 | <1 |
| Sr | 266.1 | 354.9 | 310 | 292.4 | 368.1 |
| U | 1 | 1 | 0.7 | 0.3 | 0.2 |
| La | 23.8 | 18.1 | 19.1 | 8.4 | 7.8 |
| Ce | 50.5 | 44.8 | 37.5 | 16.2 | 16.5 |
| Pr | 6.37 | 5.79 | 4.47 | 1.99 | 2.32 |
| Nd | 24.5 | 25.3 | 18.5 | 9.1 | 10.8 |
| Sm | 5.22 | 5.46 | 4.08 | 1.89 | 2.81 |
| Eu | 1.54 | 1.35 | 1.31 | 1.11 | 1.38 |
| Gd | 5.78 | 6.14 | 4.38 | 2.66 | 3.26 |
| Tb | 0.91 | 0.95 | 0.73 | 0.39 | 0.51 |
| Dy | 5.39 | 6.28 | 4.81 | 2.55 | 3.17 |
| Ho | 1.15 | 1.24 | 0.96 | 0.51 | 0.7 |
| Er | 3.37 | 3.64 | 2.92 | 1.62 | 2.03 |
| Tm | 0.51 | 0.51 | 0.35 | 0.22 | 0.29 |
| Yb | 3.43 | 3.5 | 2.46 | 1.69 | 1.82 |
| Lu | 0.49 | 0.52 | 0.37 | 0.23 | 0.3 |

**EK 27:** Sarıcakaya Paragnaysları içindeki amfibolit budinlerinin tüm kaya jeokimya analizleri sonuçları.

| Örnek No | GBe29 | GBe31 | Gu10 | Gu11 | Gu8 | GBe12 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ana Oksitler (%) | | | | | | |
| $SiO_2$ | 53.47 | 52.75 | 53.02 | 52.46 | 44.51 | 51.32 |
| $Al_2O_3$ | 14.82 | 15.53 | 15.85 | 15.65 | 19.71 | 14.61 |
| $Fe_2O_3$ | 12.41 | 11.56 | 12.93 | 11.97 | 12.4 | 14.36 |
| MgO | 5.8 | 5.4 | 5.71 | 5.26 | 5.33 | 5.11 |
| CaO | 6.78 | 7.58 | 5.06 | 7.62 | 9.26 | 7.9 |
| $Na_2O$ | 0.77 | 2.95 | 0.7 | 3.14 | 1.34 | 2.73 |
| K2O | 1.78 | 0.9 | 2.43 | 0.57 | 2.01 | 0.47 |
| $TiO_2$ | 1.45 | 1.36 | 1.44 | 1.37 | 1.99 | 1.91 |
| $P_2O_5$ | 0.1 | 0.07 | 0.06 | 0.09 | 0.29 | 0.14 |
| MnO | 0.21 | 0.19 | 0.24 | 0.19 | 0.19 | 0.23 |
| $Cr_2O_3$ | 0.006 | 0.006 | 0.007 | 0.005 | 0.003 | 0.005 |
| LOI | 2.1 | 1.5 | 2.2 | 1.4 | 2.7 | 1.0 |
| Toplam | 99.71 | 99.75 | 99.70 | 99.77 | 99.75 | 99.76 |
| | | | | | | |
| İz ve Nadir Toprak | Elementleri | | | | | |
| Ni | <20 | 22 | 21 | 24 | <20 | <20 |
| Sc | 45 | 42 | 43 | 40 | 45 | 46 |
| Co | 21.4 | 33.8 | 23.8 | 35.8 | 31.1 | 35.1 |
| Cs | 1.6 | 1.5 | 1.8 | 0.9 | 1.7 | 0.8 |
| V | 408 | 380 | 395 | 382 | 286 | 490 |
| W | 0.9 | 0.8 | 4.3 | 0.8 | <0.5 | 0.7 |
| Ga | 20.1 | 18.8 | 18.8 | 18 | 19.4 | 19.8 |
| Be | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 | <1 |
| Hf | 2.3 | 1.8 | 2.1 | 1.9 | 2.7 | 2.6 |
| Nb | 0.7 | 0.6 | 0.3 | 0.4 | 12.9 | 3.1 |
| Zr | 73.9 | 64.7 | 68.1 | 68.1 | 69.6 | 86.2 |
| Y | 30.8 | 26.8 | 29.7 | 27 | 35.2 | 35.3 |
| Ta | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.5 | 0.2 |
| Th | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.7 | 0.16 |
| Ba | 624 | 172 | 750 | 104 | 273 | 79 |
| Rb | 81.5 | 34.1 | 117.2 | 20.5 | 121.9 | 19.5 |
| Sn | 9 | 4 | 5 | <1 | 2 | 2 |
| Sr | 150.8 | 403.2 | 208.2 | 378.1 | 341 | 218.9 |
| U | 0.1 | 0.2 | <0.1 | <0.1 | 0.2 | <0.1 |
| La | 2.7 | 2.7 | 2.5 | 2.7 | 11.2 | 3.9 |
| Ce | 8 | 7.3 | 8.1 | 7 | 31 | 12.5 |
| Pr | 1.44 | 1.32 | 1.39 | 1.28 | 4.93 | 2.04 |
| Nd | 7.4 | 8.2 | 8.4 | 7.3 | 23.5 | 11.4 |
| Sm | 2.7 | 2.3 | 3.04 | 2.78 | 6.35 | 3.73 |
| Eu | 1.06 | 1.08 | 0.98 | 1.05 | 1.71 | 1.35 |
| Gd | 4.57 | 3.81 | 4.07 | 4.04 | 7.4 | 5.03 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Tb | 0.75 | 0.64 | 0.72 | 0.68 | 1.06 | 0.88 |
| Dy | 5.64 | 4.45 | 4.63 | 4.6 | 7.16 | 6.01 |
| Ho | 1.26 | 0.98 | 1.06 | 1.04 | 1.28 | 1.36 |
| Er | 3.64 | 3.03 | 3.08 | 2.81 | 3.57 | 3.74 |
| Tm | 0.5 | 0.42 | 0.46 | 0.47 | 0.47 | 0.54 |
| Yb | 3.68 | 2.85 | 2.83 | 2.77 | 3.12 | 3.83 |
| Lu | 0.52 | 0.45 | 0.44 | 0.43 | 0.44 | 0.55 |

**EK 28:** Lökokratik meta-granitoidler ve paragnayslar içindeki granitoid çakıllarının tüm kaya jeokimya analizleri.

| | Lökokratik meta-granitoidler | | Granitoid çakılları | |
|---|---|---|---|---|
| Örnek No | **GTo19** | **GTo16/22** | **GTo16/32** | **BeGo16/3** |
| Ana Oksitler (%) | | | | |
| $SiO_2$ | 75.4 | 74.28 | 69.19 | 72.51 |
| $Al_2O_3$ | 14.71 | 15.05 | 14.28 | 13.58 |
| $Fe_2O_3$ | 0.37 | 0.64 | 4.32 | 3.25 |
| MgO | 0.08 | 0.07 | 1.41 | 0.74 |
| CaO | 0.66 | 0.4 | 0.73 | 1.1 |
| $Na_2O$ | 5.22 | 4.59 | 2.68 | 3.05 |
| $K_2O$ | 2.33 | 3.85 | 3.93 | 4.1 |
| $TiO_2$ | 0.02 | 0.01 | 0.5 | 0.54 |
| $P_2O_5$ | 0.19 | 0.17 | 0.17 | 0.09 |
| MnO | 0.03 | 0.09 | 0.05 | 0.03 |
| $Cr_2O_3$ | <0,002 | <0,002 | 0.007 | 0.02 |
| LOI | | | | |
| Toplam | | | | |
| İz ve Nadir Toprak | Elementleri | | | |
| Ni | <20 | <20 | 20 | 68 |
| Sc | <1 | <1 | 10 | 9 |
| Co | <0,2 | 0.4 | 9.2 | 7.7 |
| Cs | 0.9 | 1 | 1.4 | 2.6 |
| V | <8 | <8 | 68 | 43 |
| W | 10.6 | 21.2 | 1.7 | 16 |
| Ga | 12 | 12.2 | 16.8 | 16.3 |
| Be | 3 | 4 | 3 | <1 |
| Hf | 1.4 | 1.1 | 7.7 | 8.2 |
| Nb | 5.6 | 4 | 14.2 | 12.4 |
| Zr | 30.3 | 18.9 | 281.4 | 280.5 |
| Y | 6.8 | 4.3 | 29.3 | 39.7 |
| Ta | 0.9 | 0.3 | 0.8 | 0.9 |
| Th | 0.3 | <0,2 | 17.9 | 23.2 |
| Ba | 33 | 48 | 1194 | 700 |

| | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Rb | 81.5 | 147.2 | 113.1 | 141.2 |
| Sn | 4 | 4 | 2 | 3 |
| Sr | 40.5 | 35.2 | 236.6 | 110.3 |
| U | 4.2 | 1.2 | 2.6 | 5.3 |
| La | 2.8 | 1.3 | 30.4 | 28.6 |
| Ce | 3.7 | 2 | 59.4 | 53.4 |
| Pr | 0.43 | 0.23 | 7.2 | 7.2 |
| Nd | 1.6 | 1 | 27.4 | 23.4 |
| Sm | 0.49 | 0.26 | 5.6 | 6.1 |
| Eu | 0.15 | 0.07 | 1.36 | 1.07 |
| Gd | 0.57 | 0.37 | 6.04 | 5.5 |
| Tb | 0.14 | 0.08 | 0.9 | 1.19 |
| Dy | 0.94 | 0.66 | 4.8 | 5.9 |
| Ho | 0.2 | 0.13 | 0.8 | 1.22 |
| Er | 0.61 | 0.39 | 2.6 | 3.4 |
| Tm | 0.11 | 0.07 | 0.32 | 0.55 |
| Yb | 0.95 | 0.63 | 1.9 | 3.15 |
| Lu | 0.13 | 0.08 | 0.33 | 0.48 |

**EK 29:** Tarpak Dilimi içindeki mafik meta-volkanoklastiklerin ve istifi kesen felsik daykların tüm kaya jeokimya analizleri.

| | Mafik meta-volkanoklastikler | | | | Felsik dayklar | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Örnek No | **In11** | **In12** | **In13** | **In14** | **InTi16/3** | **InTi16/3a** |
| Ana Oksitler (%) | | | | | | |
| $SiO_2$ | 47.6 | 47 | 47.4 | 47.5 | 70.38 | 70.38 |
| $Al_2O_3$ | 15 | 14.7 | 14.2 | 14 | 15.82 | 16.2 |
| $Fe_2O_3$ | 11.21 | 11 | 10.8 | 10.4 | 1.95 | 2 |
| MgO | 7.68 | 7.6 | 7.5 | 7.68 | 0.81 | 0.81 |
| CaO | 11.58 | 11.1 | 11.7 | 12 | 2.99 | 2.8 |
| $Na_2O$ | 1.17 | 1.4 | 1.2 | 1.2 | 4.97 | 4.97 |
| $K_2O$ | 1.67 | 1.8 | 1.8 | 1.6 | 0.93 | 0.98 |
| $TiO_2$ | 1.25 | 1.2 | 1.2 | 1.4 | 0.22 | 0.22 |
| $P_2O_5$ | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.14 | 0.14 |
| MnO | 0.16 | 0.1 | 0.2 | 0.16 | 0.03 | 0.04 |
| $Cr_2O_3$ | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.008 | 0.008 |
| LOI | | | | | | |
| Toplam | | | | | | |
| İz ve Nadir Toprak | Elementleri | | | | | |
| Ni | 38 | 37.7 | 38 | 38 | 42 | 40 |
| Sc | 50 | 47 | 47 | 50 | 6 | 6 |
| Co | 34.4 | 34 | 37 | 40 | 3.6 | 3.8 |

| | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Cs | 3.1 | 3.4 | 3.4 | 3.6 | 1.7 | 1.7 |
| V | 300 | 305 | 320 | 300 | 12 | 12 |
| W | 1.3 | 1.3 | 1.3 | 1.3 | 23.8 | 23.8 |
| Ga | 15.4 | 16.2 | 17 | 15.4 | 14 | 14 |
| Be | <1 | <1 | <1 | <1 | 2 | 2 |
| Hf | 1.8 | 2 | 2.2 | 1.8 | 2.1 | 2.1 |
| Nb | 2 | 2.1 | 2 | 2 | 8 | 9 |
| Zr | 70.1 | 75 | 64.4 | 70.1 | 58.3 | 58.3 |
| Y | 26.4 | 26.2 | 27 | 27 | 25.2 | 25.2 |
| Ta | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 1 | 1 |
| Th | 0.1 | 0.1 | 0.12 | 0.12 | 1.8 | 1.6 |
| Ba | 229 | 231 | 231 | 235 | 328 | 325 |
| Rb | 75.7 | 76 | 77 | 77.3 | 30.1 | 30.1 |
| Sn | 3 | 3 | 3 | 3 | <1 | <1 |
| Sr | 207.5 | 209.2 | 210 | 207 | 364.5 | 364.5 |
| U | <0.1 | <0.1 | <0.1 | <0.1 | 1.3 | 1.3 |
| La | 2.5 | 2.6 | 2.5 | 2.6 | 13.5 | 13.7 |
| Ce | 8.3 | 8 | 8.6 | 8.3 | 23.9 | 24 |
| Pr | 1.33 | 1.4 | 1.44 | 1.6 | 2.94 | 3 |
| Nd | 7.4 | 8.2 | 7.7 | 7.4 | 11.3 | 11.3 |
| Sm | 2.49 | 2.59 | 2.46 | 2.59 | 3.03 | 3.05 |
| Eu | 0.96 | 0.9 | 0.94 | 0.96 | 1.14 | 1.16 |
| Gd | 3.76 | 3.8 | 3.88 | 3.8 | 4.12 | 4.14 |
| Tb | 0.65 | 0.7 | 0.77 | 0.77 | 0.83 | 0.84 |
| Dy | 4.43 | 4.4 | 4.5 | 4.4 | 5.11 | 5.13 |
| Ho | 0.93 | 0.96 | 0.96 | 0.88 | 0.81 | 0.83 |
| Er | 2.93 | 3 | 3.02 | 3 | 1.72 | 1.72 |
| Tm | 0.37 | 0.37 | 0.4 | 0.32 | 0.2 | 0.2 |
| Yb | 2.67 | 2.67 | 2.74 | 2.64 | 1.24 | 1.26 |
| Lu | 0.39 | 0.4 | 0.36 | 0.36 | 0.14 | 0.14 |

**EK 30:** GCaMi11 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **A344** | 3011 | 57 | 0.02 | 16.3 | 0.01926 | 4.9 | 0.1334 | 7.9 | 0.05027 | 6.2 | 0.62 | 123 | 6 | 127 | 9 | 205 | 143 | 60 |
| A345 | 675 | 53 | 0.12 | 5.4 | 0.0792 | 2.1 | 0.6166 | 5.7 | 0.05649 | 5.3 | 0.36 | 491 | 10 | 488 | 22 | 469 | 118 | 105 |
| A346 | 623 | 49 | 0.06 | 0.1 | 0.07961 | 1.9 | 0.6167 | 2.2 | 0.0562 | 1.2 | 0.85 | 494 | 9 | 488 | 9 | 458 | 26 | 108 |
| A347 | 210 | 18 | 0.14 | 1.5 | 0.08627 | 2.0 | 0.6907 | 3.9 | 0.05809 | 3.4 | 0.51 | 533 | 10 | 533 | 16 | 531 | 74 | 100 |
| A348 | 531 | 38 | 0.08 | 3.8 | 0.07271 | 2.7 | 0.581 | 4.9 | 0.05796 | 4 | 0.56 | 452 | 12 | 465 | 18 | 526 | 88 | 86 |
| A349 | 1386 | 42 | 0.04 | 3.2 | 0.03079 | 3.9 | 0.2384 | 5.0 | 0.05618 | 3.2 | 0.77 | 195 | 8 | 217 | 10 | 457 | 71 | 43 |
| A350 | 346 | 29 | 0.07 | 44.9 | 0.08534 | 2.3 | 0.6484 | 12.9 | 0.05512 | 13 | 0.18 | 528 | 12 | 508 | 53 | 415 | 283 | 127 |
| A351 | 362 | 29 | 0.13 | 2.5 | 0.08225 | 2.0 | 0.6551 | 3.7 | 0.05778 | 3.1 | 0.53 | 510 | 10 | 512 | 15 | 519 | 69 | 98 |
| A352 | 1082 | 46 | 0.10 | 7.1 | 0.04301 | 3.0 | 0.3569 | 6.0 | 0.0602 | 5.2 | 0.50 | 271 | 8 | 310 | 16 | 609 | 112 | 45 |
| A353 | 196 | 15 | 0.17 | 0.5 | 0.07893 | 1.9 | 0.623 | 3.1 | 0.05727 | 2.4 | 0.62 | 490 | 9 | 492 | 12 | 500 | 53 | 98 |
| A354 | 320 | 30 | 0.20 | 0.1 | 0.09384 | 1.9 | 0.7702 | 2.2 | 0.05954 | 1.2 | 0.83 | 578 | 10 | 580 | 10 | 585 | 27 | 99 |
| A355 | 137 | 21 | 0.66 | 0.1 | 0.1532 | 2.2 | 1.523 | 2.8 | 0.07209 | 1.8 | 0.77 | 919 | 19 | 940 | 17 | 986 | 37 | 93 |
| A356 | 180 | 14 | 0.17 | 2.8 | 0.0797 | 1.9 | 0.6382 | 4.3 | 0.05809 | 3.9 | 0.44 | 494 | 9 | 501 | 17 | 531 | 85 | 93 |
| A357 | 158 | 12 | 0.57 | 3.8 | 0.0797 | 1.9 | 0.6237 | 4.2 | 0.05678 | 3.8 | 0.44 | 494 | 9 | 492 | 17 | 481 | 83 | 103 |
| A358 | 261 | 20 | 0.16 | 0.1 | 0.07659 | 1.9 | 0.6054 | 2.6 | 0.05735 | 1.8 | 0.71 | 476 | 9 | 481 | 10 | 503 | 41 | 95 |
| A359 | 180 | 21 | 1.24 | 0.4 | 0.1182 | 2.0 | 1.079 | 2.7 | 0.06626 | 1.7 | 0.76 | 720 | 14 | 743 | 14 | 812 | 37 | 89 |
| A360 | 221 | 17 | 0.17 | 0.1 | 0.07768 | 1.9 | 0.6163 | 2.6 | 0.05756 | 1.8 | 0.73 | 482 | 9 | 488 | 10 | 511 | 39 | 94 |
| A361 | 113 | 9 | 0.27 | 0.3 | 0.07849 | 1.9 | 0.6237 | 3.0 | 0.05765 | 2.3 | 0.64 | 487 | 9 | 492 | 12 | 514 | 51 | 95 |
| A362 | 258 | 20 | 0.14 | 2.0 | 0.07894 | 1.9 | 0.6269 | 3.2 | 0.05761 | 2.6 | 0.58 | 490 | 9 | 494 | 13 | 513 | 57 | 96 |
| A363 | 190 | 15 | 0.27 | 0.0 | 0.08054 | 1.9 | 0.6416 | 3.0 | 0.0578 | 2.3 | 0.63 | 499 | 9 | 503 | 12 | 520 | 51 | 96 |
| A364 | 343 | 26 | 0.22 | 0.1 | 0.07635 | 1.8 | 0.6076 | 2.2 | 0.05773 | 1.2 | 0.84 | 474 | 8 | 482 | 8 | 517 | 26 | 92 |
| A365 | 188 | 22 | 0.57 | 21.1 | 0.1159 | 2.0 | 1.028 | 7.7 | 0.06433 | 7.5 | 0.26 | 707 | 13 | 718 | 41 | 751 | 158 | 94 |
| A366 | 179 | 30 | 1.09 | 0.0 | 0.1694 | 1.8 | 1.726 | 2.3 | 0.07392 | 1.3 | 0.82 | 1009 | 17 | 1018 | 15 | 1037 | 26 | 97 |
| A367 | 297 | 23 | 0.11 | 0.1 | 0.07906 | 1.9 | 0.6315 | 2.4 | 0.05795 | 1.6 | 0.76 | 491 | 9 | 497 | 10 | 526 | 35 | 93 |
| A368 | 321 | 24 | 0.10 | 1.1 | 0.07612 | 1.9 | 0.6034 | 2.7 | 0.05751 | 2 | 0.69 | 473 | 9 | 479 | 10 | 509 | 43 | 93 |
| A369 | 209 | 16 | 0.20 | 0.1 | 0.07642 | 1.9 | 0.5952 | 2.4 | 0.0565 | 1.5 | 0.78 | 475 | 9 | 474 | 9 | 470 | 34 | 101 |
| A370 | 494 | 152 | 0.40 | 1.3 | 0.265 | 2.1 | 9.332 | 2.3 | 0.2555 | 0.91 | 0.92 | 1515 | 28 | 2371 | 21 | 3218 | 14 | 47 |
| A371 | 226 | 22 | 0.42 | 24.7 | 0.09815 | 2.0 | 0.9216 | 7.2 | 0.06812 | 6.9 | 0.28 | 604 | 12 | 663 | 36 | 870 | 143 | 69 |
| A372 | 328 | 25 | 0.13 | 1.3 | 0.07643 | 1.9 | 0.6005 | 3.0 | 0.057 | 2.3 | 0.63 | 475 | 9 | 478 | 11 | 489 | 51 | 97 |
| A373 | 110 | 12 | 1.43 | 0.0 | 0.1105 | 2.0 | 0.9726 | 2.5 | 0.06387 | 1.6 | 0.78 | 676 | 13 | 690 | 13 | 735 | 33 | 92 |
| A374 | 461 | 35 | 0.51 | 3.1 | 0.07703 | 1.9 | 0.6167 | 4.1 | 0.05808 | 3.7 | 0.45 | 478 | 9 | 488 | 16 | 530 | 81 | 90 |
| A375 | 348 | 30 | 0.18 | 0.9 | 0.08841 | 1.9 | 0.722 | 2.5 | 0.05925 | 1.6 | 0.77 | 546 | 10 | 552 | 11 | 574 | 34 | 95 |
| A376 | 212 | 17 | 0.20 | 0.3 | 0.08146 | 2.0 | 0.6397 | 2.8 | 0.05698 | 2 | 0.70 | 505 | 10 | 502 | 11 | 488 | 44 | 103 |

**EK 31:** GTo16-24 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | rho$^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A255 | 818 | 55 | 0.10 | 6.1 | 0.06812 | 3.9 | 0.5643 | 6.2 | 0.06009 | 4.8 | 0.63 | 425 | 16 | 454 | 23 | 605 | 105 | 70 |
| A256 | 599 | 44 | 0.09 | 13.2 | 0.07488 | 2.1 | 0.5927 | 6.3 | 0.05743 | 5.9 | 0.33 | 465 | 9 | 473 | 24 | 506 | 131 | 92 |
| A257 | 549 | 38 | 0.04 | 5.0 | 0.06969 | 2.1 | 0.5492 | 4.7 | 0.05717 | 4.2 | 0.45 | 434 | 9 | 444 | 17 | 496 | 92 | 88 |
| A258 | 857 | 29 | 0.19 | 6.1 | 0.03483 | 5.4 | 0.2729 | 7.9 | 0.05684 | 5.7 | 0.69 | 221 | 12 | 245 | 17 | 483 | 126 | 46 |
| A259 | 551 | 42 | 0.07 | 2.3 | 0.07753 | 2.0 | 0.6126 | 3.7 | 0.05732 | 3.1 | 0.53 | 481 | 9 | 485 | 14 | 502 | 68 | 96 |
| A260 | 365 | 29 | 0.08 | 6.2 | 0.07961 | 2.0 | 0.6357 | 5.7 | 0.05793 | 5.3 | 0.36 | 494 | 10 | 500 | 23 | 525 | 116 | 94 |
| A261 | 746 | 58 | 0.06 | 1.1 | 0.0792 | 1.9 | 0.6091 | 2.7 | 0.05579 | 2 | 0.68 | 491 | 9 | 483 | 11 | 442 | 45 | 111 |
| A262 | 702 | 50 | 0.11 | 1.8 | 0.07276 | 2.3 | 0.5787 | 3.2 | 0.0577 | 2.1 | 0.73 | 453 | 10 | 464 | 12 | 516 | 47 | 88 |
| A263 | 396 | 32 | 0.12 | 3.3 | 0.08081 | 1.9 | 0.6438 | 4.6 | 0.0578 | 4.2 | 0.41 | 501 | 9 | 505 | 19 | 520 | 92 | 96 |
| A264 | 402 | 31 | 0.10 | 1.1 | 0.07748 | 1.9 | 0.5981 | 3.6 | 0.05601 | 3 | 0.54 | 481 | 9 | 476 | 14 | 450 | 67 | 107 |
| A265 | 317 | 24 | 0.13 | 11.2 | 0.07673 | 2.2 | 0.5979 | 8.4 | 0.05652 | 8.1 | 0.26 | 477 | 10 | 476 | 32 | 471 | 180 | 101 |
| A266 | 367 | 31 | 0.08 | 7.7 | 0.08604 | 1.9 | 0.6546 | 6.0 | 0.0552 | 5.7 | 0.32 | 532 | 10 | 511 | 24 | 418 | 127 | 127 |
| A267 | 142 | 11 | 0.15 | 0.5 | 0.07809 | 1.9 | 0.6286 | 3.3 | 0.0584 | 2.7 | 0.58 | 485 | 9 | 495 | 13 | 542 | 58 | 89 |
| A268 | 159 | 13 | 0.58 | 0.0 | 0.08008 | 1.9 | 0.6493 | 2.9 | 0.05882 | 2.2 | 0.65 | 497 | 9 | 508 | 12 | 558 | 49 | 89 |
| A269 | 96 | 17 | 0.92 | 0.1 | 0.1728 | 1.9 | 1.827 | 2.5 | 0.0767 | 1.6 | 0.76 | 1028 | 18 | 1055 | 17 | 1111 | 32 | 92 |
| A270 | 359 | 27 | 0.13 | 0.3 | 0.07716 | 1.9 | 0.6052 | 2.4 | 0.0569 | 1.4 | 0.79 | 479 | 9 | 481 | 9 | 485 | 32 | 99 |
| A271 | 191 | 15 | 0.54 | 0.1 | 0.07719 | 1.9 | 0.612 | 2.6 | 0.05752 | 1.8 | 0.73 | 479 | 9 | 485 | 10 | 509 | 39 | 94 |
| A272 | 157 | 14 | 0.36 | 0.6 | 0.09272 | 1.9 | 0.7884 | 2.8 | 0.06169 | 2 | 0.68 | 572 | 10 | 590 | 12 | 661 | 44 | 86 |
| A273 | 227 | 18 | 0.44 | 0.5 | 0.07932 | 1.9 | 0.6286 | 2.9 | 0.0575 | 2.2 | 0.65 | 492 | 9 | 495 | 11 | 508 | 47 | 97 |
| A274 | 247 | 19 | 0.15 | 0.1 | 0.07706 | 1.9 | 0.6155 | 2.5 | 0.05794 | 1.7 | 0.74 | 479 | 9 | 487 | 10 | 525 | 38 | 91 |
| A275 | 147 | 11 | 0.17 | 7.6 | 0.07705 | 1.9 | 0.6318 | 6.4 | 0.05949 | 6.1 | 0.29 | 479 | 9 | 497 | 26 | 583 | 133 | 82 |
| A276 | 35 | 4 | 1.69 | 0.9 | 0.1012 | 2.1 | 0.9101 | 5.3 | 0.06526 | 4.8 | 0.41 | 621 | 13 | 657 | 26 | 781 | 101 | 80 |
| A277 | 329 | 30 | 0.33 | 0.2 | 0.09371 | 1.9 | 0.7746 | 2.2 | 0.05997 | 1.2 | 0.84 | 577 | 10 | 582 | 10 | 600 | 26 | 96 |
| A278 | 170 | 13 | 0.19 | 0.4 | 0.07737 | 1.9 | 0.6129 | 2.7 | 0.05747 | 1.9 | 0.69 | 480 | 9 | 485 | 10 | 507 | 43 | 95 |
| A279 | 155 | 17 | 1.28 | 19.1 | 0.1099 | 1.9 | 1.16 | 5.3 | 0.07655 | 5 | 0.37 | 672 | 12 | 782 | 30 | 1107 | 99 | 61 |
| A280 | 166 | 13 | 0.34 | 0.2 | 0.08157 | 1.9 | 0.6899 | 2.7 | 0.06136 | 1.9 | 0.70 | 505 | 9 | 533 | 11 | 650 | 41 | 78 |
| A281 | 246 | 19 | 0.17 | 3.7 | 0.08 | 1.9 | 0.6409 | 4.2 | 0.05812 | 3.7 | 0.46 | 496 | 9 | 503 | 17 | 532 | 81 | 93 |
| A282 | 233 | 18 | 0.18 | 0.1 | 0.07652 | 1.9 | 0.6099 | 2.5 | 0.05783 | 1.6 | 0.76 | 475 | 9 | 484 | 10 | 521 | 36 | 91 |
| A288 | 228 | 17 | 0.17 | 8.1 | 0.07701 | 2.0 | 0.5977 | 6.6 | 0.05631 | 6.3 | 0.30 | 478 | 9 | 476 | 25 | 463 | 139 | 103 |
| A289 | 317 | 24 | 0.12 | 0.2 | 0.07819 | 1.9 | 0.6112 | 2.5 | 0.05671 | 1.6 | 0.75 | 485 | 9 | 484 | 10 | 478 | 36 | 102 |
| A290 | 386 | 40 | 0.24 | 12.4 | 0.1038 | 2.4 | 0.8705 | 6.5 | 0.06083 | 6 | 0.37 | 637 | 15 | 636 | 31 | 631 | 130 | 101 |
| A291 | 325 | 25 | 0.09 | 1.2 | 0.07736 | 1.9 | 0.6065 | 2.7 | 0.05688 | 2 | 0.69 | 480 | 9 | 481 | 10 | 485 | 43 | 99 |
| A292 | 258 | 26 | 1.18 | 0.0 | 0.1004 | 1.9 | 0.8463 | 2.4 | 0.06117 | 1.5 | 0.77 | 617 | 11 | 623 | 11 | 643 | 33 | 96 |
| A293 | 271 | 23 | 0.25 | 0.1 | 0.08431 | 2.0 | 0.6793 | 2.8 | 0.05845 | 1.9 | 0.72 | 522 | 10 | 526 | 12 | 544 | 42 | 96 |
| A294 | 221 | 17 | 0.21 | 0.2 | 0.07937 | 1.9 | 0.6244 | 2.8 | 0.05707 | 2 | 0.68 | 492 | 9 | 493 | 11 | 492 | 44 | 100 |
| A295 | 376 | 29 | 0.27 | 0.0 | 0.07799 | 2.0 | 0.6139 | 2.4 | 0.0571 | 1.5 | 0.80 | 484 | 9 | 486 | 9 | 493 | 33 | 98 |
| A296 | 342 | 26 | 0.17 | 3.1 | 0.07761 | 1.9 | 0.6654 | 5.0 | 0.06221 | 4.6 | 0.39 | 482 | 9 | 518 | 20 | 679 | 98 | 71 |
| A297 | 216 | 22 | 0.46 | 0.1 | 0.1025 | 1.9 | 0.8652 | 2.5 | 0.06122 | 1.6 | 0.75 | 629 | 11 | 633 | 12 | 645 | 35 | 98 |

**EK 32:** BeTi16-6 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^{b}$ (ppm) | $Pb^{b}$ (ppm) | $\frac{Th^{b}}{U}$ | $^{206}Pbc^{c}$ (%) | $\frac{^{206}Pb^{d}}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^{d}}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^{d}}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^{e}$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A298 | 145 | 11 | 0.42 | 0.4 | 0.07911 | 1.9 | 0.6348 | 2.7 | 0.05821 | 1.9 | 0.70 | 491 | 9 | 499 | 11 | 536 | 42 | 92 |
| A299 | 132 | 10 | 0.54 | 4.0 | 0.07698 | 1.9 | 0.6144 | 4.7 | 0.05791 | 4.3 | 0.40 | 478 | 9 | 486 | 18 | 524 | 94 | 91 |
| A300 | 183 | 14 | 1.34 | 0.0 | 0.07827 | 1.9 | 0.6255 | 3.1 | 0.05798 | 2.4 | 0.62 | 486 | 9 | 493 | 12 | 527 | 53 | 92 |
| A301 | 158 | 26 | 0.96 | 0.0 | 0.1643 | 1.9 | 1.675 | 2.3 | 0.07398 | 1.3 | 0.83 | 981 | 17 | 999 | 15 | 1039 | 26 | 94 |
| A302 | 233 | 26 | 1.44 | 0.0 | 0.1109 | 2.0 | 0.9509 | 2.6 | 0.06223 | 1.7 | 0.76 | 678 | 13 | 679 | 13 | 680 | 36 | 100 |
| A303 | 294 | 34 | 0.79 | 0.0 | 0.1181 | 1.9 | 1.039 | 2.2 | 0.0638 | 1.1 | 0.87 | 720 | 13 | 723 | 11 | 733 | 23 | 98 |
| A304 | 184 | 67 | 0.87 | 0.0 | 0.3517 | 1.9 | 5.908 | 2.1 | 0.1219 | 0.87 | 0.91 | 1943 | 32 | 1962 | 18 | 1982 | 15 | 98 |
| A305 | 195 | 21 | 1.16 | 0.1 | 0.1088 | 1.9 | 1.05 | 2.4 | 0.07002 | 1.4 | 0.81 | 666 | 12 | 729 | 12 | 927 | 29 | 72 |
| A306 | 272 | 21 | 0.79 | 34.6 | 0.0796 | 1.9 | 0.6362 | 5.9 | 0.05798 | 5.6 | 0.33 | 494 | 9 | 500 | 24 | 527 | 123 | 94 |
| A307 | 345 | 63 | 0.83 | 0.0 | 0.1824 | 1.9 | 1.902 | 2.2 | 0.07568 | 1.1 | 0.88 | 1080 | 19 | 1082 | 15 | 1085 | 22 | 100 |
| A308 | 158 | 19 | 0.66 | 3.2 | 0.1215 | 2.2 | 1.108 | 4.4 | 0.06614 | 3.8 | 0.50 | 739 | 16 | 757 | 24 | 809 | 80 | 91 |
| A309 | 55 | 6 | 0.86 | 8.1 | 0.1126 | 2.0 | 1.179 | 5.7 | 0.07595 | 5.4 | 0.35 | 688 | 13 | 791 | 32 | 1092 | 108 | 63 |
| A310 | 112 | 9 | 0.48 | 0.3 | 0.07744 | 1.9 | 0.6023 | 3.3 | 0.05642 | 2.7 | 0.57 | 481 | 9 | 479 | 13 | 467 | 60 | 103 |
| A311 | 106 | 15 | 1.27 | 0.0 | 0.1467 | 1.9 | 1.424 | 2.4 | 0.07038 | 1.6 | 0.76 | 883 | 15 | 899 | 15 | 937 | 32 | 94 |
| A312 | 157 | 17 | 0.74 | 0.1 | 0.1085 | 1.9 | 0.9775 | 2.8 | 0.06533 | 2 | 0.68 | 664 | 12 | 692 | 14 | 783 | 42 | 85 |
| A313 | 162 | 28 | 0.76 | 0.0 | 0.1753 | 1.9 | 1.8 | 2.3 | 0.07447 | 1.3 | 0.81 | 1041 | 18 | 1045 | 15 | 1052 | 27 | 99 |
| A314 | 295 | 28 | 0.66 | 0.1 | 0.09582 | 4.0 | 0.8054 | 4.3 | 0.06098 | 1.7 | 0.92 | 590 | 23 | 600 | 20 | 636 | 36 | 93 |
| A315 | 238 | 16 | 0.10 | 6.4 | 0.07031 | 1.9 | 0.5324 | 5.7 | 0.05494 | 5.4 | 0.33 | 438 | 8 | 433 | 20 | 407 | 121 | 108 |
| A316 | 260 | 20 | 0.22 | 10.8 | 0.07795 | 1.9 | 0.6226 | 4.7 | 0.05795 | 4.3 | 0.41 | 484 | 9 | 491 | 18 | 526 | 94 | 92 |
| A317 | 58 | 6 | 0.00 | 1.2 | 0.1015 | 2.0 | 0.8541 | 4.2 | 0.06102 | 3.7 | 0.47 | 623 | 12 | 627 | 20 | 638 | 80 | 98 |
| A318 | 297 | 23 | 0.14 | 2.2 | 0.07981 | 2.2 | 0.627 | 4.3 | 0.057 | 3.7 | 0.52 | 495 | 11 | 494 | 17 | 489 | 82 | 101 |
| A319 | 950 | 34 | 0.38 | 3.9 | 0.03539 | 7.1 | 0.3511 | 10.4 | 0.07197 | 7.5 | 0.69 | 224 | 16 | 306 | 28 | 983 | 153 | 23 |
| A320 | 638 | 40 | 0.13 | 6.8 | 0.06304 | 6.0 | 0.5484 | 7.7 | 0.06311 | 4.8 | 0.78 | 394 | 23 | 444 | 28 | 710 | 102 | 56 |
| A321 | 428 | 33 | 0.15 | 33.6 | 0.07718 | 2.4 | 0.6063 | 7.4 | 0.05699 | 7 | 0.33 | 479 | 11 | 481 | 29 | 489 | 155 | 98 |
| A322 | 314 | 35 | 0.20 | 1.3 | 0.1137 | 2.0 | 0.9995 | 2.8 | 0.06379 | 2 | 0.71 | 694 | 13 | 704 | 14 | 733 | 41 | 95 |
| A323 | 265 | 21 | 0.15 | 0.4 | 0.08 | 2.0 | 0.6335 | 4.0 | 0.05745 | 3.5 | 0.51 | 496 | 10 | 498 | 16 | 507 | 76 | 98 |
| A324 | 286 | 30 | 0.26 | 0.2 | 0.1055 | 2.0 | 0.8882 | 3.0 | 0.06107 | 2.3 | 0.65 | 647 | 12 | 645 | 15 | 640 | 49 | 101 |
| A325 | 244 | 20 | 0.11 | 51.3 | 0.0793 | 9.4 | 0.9276 | 73.3 | 0.08487 | 73 | 0.13 | 492 | 45 | 666 | 442 | 1310 | 1411 | 38 |
| A326 | 203 | 18 | 0.11 | 0.2 | 0.08935 | 2.1 | 0.7344 | 2.9 | 0.05963 | 2.1 | 0.70 | 552 | 11 | 559 | 13 | 588 | 46 | 94 |
| A327 | 242 | 19 | 0.13 | 13.2 | 0.07922 | 1.9 | 0.6277 | 7.4 | 0.05749 | 7.1 | 0.26 | 491 | 9 | 495 | 29 | 508 | 156 | 97 |
| A333 | 377 | 29 | 0.07 | 0.4 | 0.07939 | 2.0 | 0.6117 | 3.2 | 0.0559 | 2.5 | 0.62 | 492 | 9 | 485 | 12 | 446 | 55 | 110 |
| A334 | 112 | 19 | 0.64 | 0.0 | 0.1668 | 1.9 | 1.741 | 2.7 | 0.07576 | 1.9 | 0.71 | 994 | 17 | 1024 | 17 | 1087 | 38 | 91 |
| A335 | 37 | 6 | 1.34 | 0.1 | 0.1725 | 1.9 | 1.811 | 3.6 | 0.07619 | 3 | 0.54 | 1026 | 18 | 1050 | 24 | 1098 | 60 | 93 |
| A336 | 53 | 29 | 0.22 | 13.7 | 0.4993 | 2.5 | 12.07 | 5.8 | 0.1754 | 5.3 | 0.42 | 2611 | 53 | 2610 | 56 | 2608 | 88 | 100 |
| A337 | 89 | 47 | 0.48 | 0.2 | 0.4831 | 1.9 | 11.98 | 2.7 | 0.1799 | 1.9 | 0.71 | 2541 | 40 | 2603 | 25 | 2651 | 31 | 96 |
| A338 | 565 | 61 | 0.51 | 0.3 | 0.1099 | 1.8 | 0.9534 | 2.1 | 0.06295 | 1.1 | 0.87 | 672 | 12 | 680 | 11 | 704 | 22 | 95 |
| A339 | 120 | 20 | 0.25 | 4.7 | 0.1677 | 1.9 | 1.674 | 4.5 | 0.07243 | 4 | 0.44 | 999 | 18 | 999 | 29 | 996 | 82 | 100 |
| A340 | 273 | 21 | 0.85 | 0.0 | 0.07871 | 1.9 | 0.6257 | 2.3 | 0.05767 | 1.3 | 0.82 | 488 | 9 | 493 | 9 | 515 | 29 | 95 |
| A341 | 193 | 26 | 0.45 | 0.3 | 0.1365 | 3.8 | 1.295 | 4.2 | 0.06885 | 1.9 | 0.89 | 825 | 29 | 844 | 25 | 892 | 39 | 92 |
| A342 | 288 | 23 | 0.11 | 1.4 | 0.07959 | 1.9 | 0.631 | 3.0 | 0.05752 | 2.2 | 0.65 | 494 | 9 | 497 | 12 | 509 | 49 | 97 |
| A343 | 137 | 17 | 0.69 | 1.3 | 0.124 | 1.9 | 1.21 | 2.9 | 0.07081 | 2.1 | 0.66 | 753 | 13 | 805 | 16 | 950 | 44 | 79 |

**EK 33:** GCa16-1 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A221 | 391 | 30 | 0.43 | 0.2 | 0.07747 | 1.9 | 0.6031 | 3.0 | 0.05648 | 2.3 | 0.65 | 481 | 9 | 479 | 11 | 469 | 50 | 103 |
| A222 | 487 | 31 | 0.51 | 5.1 | 0.06405 | 5.6 | 0.4674 | 25.8 | 0.05294 | 25 | 0.22 | 400 | 22 | 389 | 87 | 324 | 571 | 124 |
| A223 | 414 | 31 | 0.19 | 3.3 | 0.07625 | 2.0 | 0.6032 | 3.9 | 0.05739 | 3.3 | 0.51 | 474 | 9 | 479 | 15 | 504 | 73 | 94 |
| A224 | 866 | 52 | 0.01 | 4.6 | 0.06132 | 2.9 | 0.4626 | 4.7 | 0.05472 | 3.7 | 0.62 | 384 | 11 | 386 | 15 | 399 | 83 | 96 |
| A225 | 767 | 22 | 0.27 | 17.0 | 0.0294 | 6.0 | 0.2139 | 8.9 | 0.05279 | 6.5 | 0.68 | 187 | 11 | 197 | 16 | 317 | 148 | 59 |
| A226 | 1723 | 38 | 0.32 | 25.1 | 0.02214 | 3.5 | 0.1698 | 11.0 | 0.05565 | 10 | 0.32 | 141 | 5 | 159 | 16 | 436 | 232 | 32 |
| A227 | 985 | 43 | 0.28 | 6.1 | 0.04419 | 6.6 | 0.3449 | 8.7 | 0.05662 | 5.6 | 0.76 | 279 | 18 | 301 | 23 | 474 | 124 | 59 |
| A228 | 781 | 55 | 0.34 | 2.8 | 0.07109 | 1.9 | 0.5712 | 3.7 | 0.05829 | 3.2 | 0.52 | 443 | 8 | 459 | 14 | 538 | 70 | 82 |
| A229 | 975 | 55 | 0.22 | 2.7 | 0.05694 | 4.5 | 0.4312 | 5.6 | 0.05494 | 3.3 | 0.80 | 357 | 16 | 364 | 17 | 408 | 74 | 88 |
| A230 | 2516 | 18 | 0.30 | 24.7 | 0.00723 | 9.6 | 0.0504 | 15.1 | 0.05057 | 12 | 0.64 | 46 | 4 | 50 | 7 | 219 | 268 | 21 |
| A231 | 3329 | 24 | 0.21 | 43.5 | 0.00737 | 6.6 | 0.0464 | 19.8 | 0.0457 | 19 | 0.33 | 47 | 3 | 46 | 9 | -20 | 452 | -231 |
| A232 | 1942 | 19 | 0.39 | 36.4 | 0.01032 | 5.0 | 0.05727 | 15.1 | 0.04027 | 14 | 0.33 | 66 | 3 | 57 | 8 | -336 | 366 | -20 |
| A233 | 811 | 0 | 0.26 | 60.8 | 0 | 0.0 | 0 | 0.0 | 0 | 0 | 0.00 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| A234 | 4388 | 31 | 0.24 | 33.9 | 0.00717 | 3.6 | 0.04626 | 13.4 | 0.04684 | 13 | 0.27 | 46 | 2 | 46 | 6 | 39 | 309 | 119 |
| A235 | 361 | 27 | 0.45 | 0.0 | 0.07495 | 1.9 | 0.585 | 2.4 | 0.05663 | 1.5 | 0.78 | 466 | 8 | 468 | 9 | 475 | 33 | 98 |
| A236 | 116 | 9 | 0.50 | 37.6 | 0.07723 | 2.1 | 0.6107 | 9.8 | 0.05737 | 9.6 | 0.21 | 480 | 10 | 484 | 39 | 504 | 211 | 95 |
| A237 | 187 | 14 | 0.43 | 0.1 | 0.07658 | 1.9 | 0.6086 | 3.1 | 0.05765 | 2.5 | 0.61 | 476 | 9 | 483 | 12 | 514 | 54 | 92 |
| A243 | 180 | 12 | 0.42 | 8.6 | 0.06678 | 2.1 | 0.5265 | 6.7 | 0.05719 | 6.4 | 0.31 | 417 | 8 | 429 | 24 | 497 | 141 | 84 |
| A244 | 88 | 7 | 0.36 | 1.2 | 0.07511 | 1.9 | 0.5856 | 3.4 | 0.05657 | 2.8 | 0.57 | 467 | 9 | 468 | 13 | 472 | 61 | 99 |
| A245 | 192 | 14 | 0.48 | 0.3 | 0.07565 | 1.9 | 0.5976 | 3.1 | 0.05731 | 2.4 | 0.62 | 470 | 9 | 476 | 12 | 501 | 53 | 94 |
| A246 | 115 | 7 | 0.03 | 8.8 | 0.06212 | 2.3 | 0.4705 | 4.6 | 0.05495 | 3.9 | 0.51 | 388 | 9 | 392 | 15 | 408 | 88 | 95 |
| A247 | 347 | 26 | 1.15 | 0.5 | 0.07697 | 1.9 | 0.61 | 2.5 | 0.05749 | 1.7 | 0.74 | 478 | 9 | 484 | 10 | 508 | 37 | 94 |
| A248 | 215 | 17 | 0.39 | 4.2 | 0.07815 | 1.9 | 0.621 | 5.1 | 0.05765 | 4.7 | 0.37 | 485 | 9 | 490 | 20 | 514 | 104 | 94 |
| A249 | 174 | 13 | 0.45 | 0.3 | 0.07621 | 2.0 | 0.6012 | 3.8 | 0.05723 | 3.3 | 0.52 | 473 | 9 | 478 | 15 | 498 | 72 | 95 |
| A250 | 361 | 25 | 0.63 | 0.5 | 0.07137 | 1.9 | 0.5506 | 2.5 | 0.05596 | 1.7 | 0.74 | 444 | 8 | 445 | 9 | 449 | 38 | 99 |
| A251 | 263 | 19 | 0.46 | 1.4 | 0.07474 | 1.8 | 0.5951 | 2.9 | 0.05777 | 2.2 | 0.64 | 465 | 8 | 474 | 11 | 519 | 48 | 90 |
| A252 | 496 | 37 | 0.57 | 0.1 | 0.07498 | 1.9 | 0.5856 | 2.3 | 0.05665 | 1.3 | 0.81 | 466 | 8 | 468 | 9 | 476 | 30 | 98 |
| A253 | 411 | 26 | 0.33 | 5.5 | 0.06288 | 1.9 | 0.5247 | 4.1 | 0.06053 | 3.7 | 0.46 | 393 | 7 | 428 | 15 | 621 | 79 | 63 |
| A254 | 377 | 26 | 0.40 | 1.2 | 0.07052 | 1.9 | 0.5576 | 2.9 | 0.05736 | 2.2 | 0.65 | 439 | 8 | 450 | 11 | 503 | 49 | 87 |

**EK 34:**BeTi16-1 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A90 | 261 | 18 | 0.49 | 0.0 | 0.07063 | 1.9 | 0.5823 | 4.3 | 0.05981 | 3.9 | 0.44 | 440 | 8 | 466 | 16 | 595 | 84 | 74 |
| A091 | 169 | 10 | 0.44 | 3.2 | 0.0604 | 2.1 | 0.5111 | 6.9 | 0.06138 | 6.6 | 0.30 | 378 | 8 | 419 | 24 | 651 | 142 | 58 |
| A92 | 360 | 28 | 0.40 | 46.9 | 0.07853 | 2.1 | 0.6234 | 6.5 | 0.05759 | 6.2 | 0.33 | 487 | 10 | 492 | 26 | 512 | 135 | 95 |
| A93 | 286 | 21 | 0.38 | 15.0 | 0.07316 | 2.0 | 0.5761 | 7.1 | 0.05713 | 6.8 | 0.28 | 455 | 9 | 462 | 27 | 494 | 150 | 92 |
| A94 | 1086 | 23 | 0.57 | 4.3 | 0.02107 | 4.0 | 0.2438 | 8.4 | 0.08393 | 7.4 | 0.47 | 134 | 5 | 222 | 17 | 1289 | 144 | 10 |
| A95 | 118 | 9 | 0.48 | 0.3 | 0.07799 | 1.9 | 0.6124 | 2.8 | 0.05697 | 2.1 | 0.68 | 484 | 9 | 485 | 11 | 488 | 46 | 99 |
| A96 | 201 | 12 | 0.57 | 0.5 | 0.06159 | 1.9 | 0.4933 | 3.9 | 0.0581 | 3.4 | 0.49 | 385 | 7 | 407 | 13 | 531 | 73 | 73 |
| A97 | 94 | 6 | 0.53 | 17.6 | 0.05957 | 1.9 | 0.4571 | 9.6 | 0.05566 | 9.4 | 0.19 | 373 | 7 | 382 | 31 | 437 | 209 | 85 |
| A98 | 209 | 16 | 0.59 | 0.2 | 0.07561 | 1.8 | 0.5924 | 2.7 | 0.05684 | 1.9 | 0.69 | 470 | 8 | 472 | 10 | 483 | 43 | 97 |
| A99 | 565 | 28 | 0.82 | 1.8 | 0.05068 | 2.2 | 0.3833 | 4.1 | 0.05488 | 3.5 | 0.53 | 319 | 7 | 329 | 12 | 405 | 78 | 79 |
| A100 | 134 | 21 | 0.57 | 3.4 | 0.144 | 3.6 | 3.201 | 4.0 | 0.1612 | 1.7 | 0.90 | 867 | 29 | 1457 | 31 | 2467 | 29 | 35 |
| A101 | 441 | 30 | 0.41 | 28.8 | 0.06906 | 3.0 | 0.6027 | 8.3 | 0.06332 | 7.7 | 0.37 | 430 | 13 | 479 | 32 | 717 | 163 | 60 |
| A107 | 872 | 26 | 0.69 | 3.1 | 0.03003 | 3.8 | 0.2608 | 5.0 | 0.06299 | 3.2 | 0.76 | 191 | 7 | 235 | 11 | 706 | 69 | 27 |
| A108 | 511 | 27 | 0.44 | 3.8 | 0.05327 | 2.1 | 0.4467 | 5.0 | 0.06083 | 4.6 | 0.41 | 335 | 7 | 375 | 16 | 631 | 99 | 53 |
| A109 | 154 | 12 | 0.39 | 0.8 | 0.07582 | 2.0 | 0.5891 | 3.5 | 0.05637 | 2.8 | 0.58 | 471 | 9 | 470 | 13 | 465 | 63 | 101 |
| A110 | 357 | 20 | 0.42 | 10.8 | 0.05675 | 2.0 | 0.4524 | 5.4 | 0.05783 | 5 | 0.36 | 356 | 7 | 379 | 17 | 521 | 110 | 68 |
| A111 | 210 | 15 | 0.63 | 20.1 | 0.07182 | 2.1 | 0.5624 | 7.3 | 0.05681 | 7 | 0.29 | 447 | 9 | 453 | 27 | 482 | 154 | 93 |
| A112 | 2554 | 48 | 0.55 | 5.5 | 0.0188 | 4.1 | 0.2041 | 6.1 | 0.07876 | 4.5 | 0.67 | 120 | 5 | 189 | 11 | 1164 | 90 | 10 |
| A113 | 440 | 51 | 0.38 | 0.7 | 0.1153 | 3.6 | 1.428 | 3.9 | 0.08984 | 1.4 | 0.93 | 703 | 24 | 901 | 23 | 1420 | 28 | 50 |
| A114 | 188 | 14 | 0.44 | 0.4 | 0.07578 | 1.9 | 0.5948 | 2.8 | 0.05694 | 2.1 | 0.67 | 471 | 8 | 474 | 11 | 487 | 45 | 97 |
| A115 | 222 | 17 | 0.48 | 14.3 | 0.07568 | 1.9 | 0.5996 | 5.1 | 0.05748 | 4.8 | 0.37 | 470 | 9 | 477 | 20 | 508 | 105 | 93 |
| A116 | 691 | 48 | 0.51 | 0.9 | 0.07112 | 2.4 | 0.559 | 3.1 | 0.05702 | 1.9 | 0.78 | 443 | 10 | 451 | 11 | 490 | 42 | 90 |
| A117 | 166 | 19 | 0.61 | 0.1 | 0.116 | 1.9 | 1.028 | 2.7 | 0.06429 | 1.9 | 0.70 | 708 | 13 | 718 | 14 | 749 | 41 | 94 |
| A118 | 208 | 15 | 0.40 | 0.6 | 0.0752 | 1.8 | 0.5921 | 2.8 | 0.05712 | 2.1 | 0.66 | 467 | 8 | 472 | 11 | 494 | 47 | 95 |
| A119 | 253 | 19 | 0.42 | 0.3 | 0.07536 | 1.8 | 0.6016 | 3.2 | 0.05792 | 2.7 | 0.56 | 468 | 8 | 478 | 12 | 524 | 59 | 89 |
| A120 | 372 | 27 | 0.47 | 1.6 | 0.07311 | 1.8 | 0.5773 | 3.2 | 0.05728 | 2.6 | 0.58 | 455 | 8 | 463 | 12 | 500 | 58 | 91 |
| A121 | 196 | 22 | 0.21 | 13.7 | 0.1115 | 2.0 | 0.947 | 5.1 | 0.06162 | 4.7 | 0.40 | 681 | 13 | 677 | 26 | 659 | 101 | 103 |
| A122 | 198 | 14 | 0.46 | 0.1 | 0.07342 | 1.9 | 0.5773 | 3.0 | 0.05704 | 2.4 | 0.61 | 457 | 8 | 463 | 11 | 491 | 53 | 93 |
| A123 | 353 | 26 | 0.44 | 0.4 | 0.07392 | 1.8 | 0.5855 | 2.5 | 0.05746 | 1.7 | 0.74 | 460 | 8 | 468 | 9 | 507 | 37 | 91 |
| A124 | 2733 | 24 | 0.76 | 5.6 | 0.00887 | 3.1 | 0.09306 | 5.1 | 0.07614 | 4 | 0.61 | 57 | 2 | 90 | 4 | 1097 | 81 | 5 |
| A125 | 393 | 27 | 0.63 | 0.9 | 0.07085 | 1.9 | 0.5504 | 4.0 | 0.05636 | 3.5 | 0.48 | 441 | 8 | 445 | 14 | 464 | 77 | 95 |
| A126 | 313 | 24 | 0.42 | 0.8 | 0.07647 | 1.9 | 0.5959 | 2.8 | 0.05654 | 2 | 0.68 | 475 | 9 | 475 | 11 | 471 | 45 | 101 |
| A127 | 332 | 26 | 0.69 | 2.9 | 0.07854 | 2.0 | 0.6189 | 3.7 | 0.05717 | 3.1 | 0.53 | 487 | 9 | 489 | 14 | 496 | 68 | 98 |
| A128 | 613 | 21 | 0.60 | 0.4 | 0.03402 | 2.2 | 0.2771 | 3.1 | 0.0591 | 2.1 | 0.73 | 216 | 5 | 248 | 7 | 569 | 46 | 38 |
| A129 | 104 | 6 | 0.64 | 0.1 | 0.05721 | 1.9 | 0.4565 | 4.2 | 0.05788 | 3.8 | 0.45 | 359 | 7 | 382 | 14 | 523 | 83 | 69 |
| A130 | 189 | 14 | 0.44 | 2.7 | 0.07415 | 1.9 | 0.5833 | 4.7 | 0.05707 | 4.2 | 0.41 | 461 | 9 | 467 | 18 | 492 | 94 | 94 |
| A131 | 298 | 20 | 0.37 | 9.2 | 0.06848 | 1.9 | 0.5462 | 6.1 | 0.05786 | 5.8 | 0.31 | 427 | 8 | 443 | 22 | 522 | 127 | 82 |
| A132 | 429 | 17 | 0.46 | 3.0 | 0.04016 | 2.2 | 0.3155 | 4.2 | 0.05699 | 3.6 | 0.53 | 254 | 5 | 278 | 10 | 489 | 78 | 52 |

**EK 35:** GCaMi16-2 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A06 | 629 | 47 | 0.99 | 0.3 | 0.0758 | 2.4 | 0.609 | 2.9 | 0.05829 | 1.6 | 0.84 | 471 | 11 | 483 | 11 | 539 | 35 | 87 |
| A07 | 662 | 51 | 0.68 | 0.1 | 0.07749 | 2.1 | 0.6008 | 2.4 | 0.05625 | 1.1 | 0.89 | 481 | 10 | 478 | 9 | 460 | 24 | 105 |
| A09 | 559 | 41 | 0.64 | 0.0 | 0.07472 | 1.8 | 0.5768 | 2.2 | 0.05601 | 1.2 | 0.84 | 465 | 8 | 462 | 8 | 450 | 26 | 103 |
| A10 | 584 | 44 | 0.63 | 0.3 | 0.07689 | 1.8 | 0.6063 | 2.2 | 0.05721 | 1.2 | 0.83 | 478 | 8 | 481 | 8 | 497 | 27 | 96 |
| A11 | 927 | 71 | 0.69 | 2.2 | 0.07745 | 1.9 | 0.5904 | 5.5 | 0.0553 | 5.2 | 0.34 | 481 | 9 | 471 | 21 | 422 | 116 | 114 |
| A12 | 140 | 15 | 0.02 | 1.0 | 0.0630 | 2.0 | 0.4815 | 3.0 | 0.0548 | 3 | 0.60 | 393 | 8 | 394 | 12 | 398 | 65 | 99 |
| A13 | 475 | 35 | 0.53 | 0.0 | 0.0757 | 1.9 | 0.5859 | 2.5 | 0.05615 | 1.6 | 0.76 | 470 | 9 | 468 | 10 | 456 | 36 | 103 |
| A14 | 224 | 16 | 0.46 | 0.0 | 0.07441 | 1.9 | 0.5771 | 2.7 | 0.05627 | 1.9 | 0.71 | 463 | 8 | 463 | 10 | 461 | 41 | 100 |
| A15 | 200 | 15 | 0.02 | 1.0 | 0.0645 | 2.0 | 0.496 | 2.5 | 0.0557 | 1.8 | 0.74 | 401 | 8 | 407 | 10 | 445 | 38 | 90 |
| A16 | 309 | 24 | 0.45 | 1.3 | 0.0772 | 1.9 | 0.6012 | 3.2 | 0.0565 | 2.6 | 0.61 | 479 | 9 | 478 | 12 | 470 | 57 | 102 |
| A17 | 703 | 54 | 0.88 | 0.3 | 0.07805 | 1.9 | 0.6034 | 2.9 | 0.05608 | 2.2 | 0.66 | 484 | 9 | 479 | 11 | 453 | 49 | 107 |
| A19 | 295 | 19 | 0.26 | 0.2 | 0.06598 | 1.9 | 0.535 | 2.3 | 0.05883 | 1.3 | 0.83 | 412 | 7 | 435 | 8 | 558 | 28 | 74 |
| A21 | 1078 | 79 | 0.80 | 0.0 | 0.07431 | 1.9 | 0.5808 | 2.1 | 0.0567 | 0.92 | 0.90 | 462 | 9 | 465 | 8 | 478 | 20 | 97 |
| A22 | 51 | 3 | 0.24 | 40.0 | 0.05076 | 2.3 | 0.3846 | 16.5 | 0.05497 | 16 | 0.14 | 319 | 7 | 330 | 48 | 409 | 366 | 78 |
| A23 | 84 | 6 | 0.30 | 22.5 | 0.07775 | 2.6 | 0.6054 | 13.4 | 0.05649 | 13 | 0.19 | 483 | 12 | 481 | 53 | 470 | 291 | 103 |
| A24 | 241 | 18 | 0.38 | 0.7 | 0.07526 | 1.9 | 0.5768 | 3.4 | 0.0556 | 2.8 | 0.56 | 468 | 9 | 462 | 13 | 434 | 63 | 108 |
| A25 | 802 | 59 | 0.73 | 0.1 | 0.07475 | 2.1 | 0.5827 | 2.4 | 0.05655 | 1.3 | 0.85 | 465 | 9 | 466 | 9 | 472 | 28 | 98 |
| A27 | 809 | 61 | 0.63 | 0.1 | 0.07689 | 2.0 | 0.5972 | 2.3 | 0.05635 | 1.1 | 0.88 | 478 | 9 | 475 | 9 | 464 | 24 | 103 |
| A28 | 219 | 12 | 0.31 | 0.3 | 0.05759 | 2.5 | 0.4383 | 3.3 | 0.05521 | 2.1 | 0.75 | 361 | 9 | 369 | 10 | 419 | 48 | 86 |
| A29 | 143 | 9 | **0.03** | 1.2 | 0.0626 | 2.0 | 0.4716 | 3.5 | 0.05465 | 2.9 | 0.58 | 391 | 8 | 392 | 12 | 396 | 65 | 99 |
| A30 | 838 | 63 | 0.81 | 0.9 | 0.07677 | 2.0 | 0.6043 | 3.3 | 0.0571 | 2.6 | 0.61 | 477 | 9 | 480 | 13 | 493 | 57 | 97 |
| A31 | 142 | 7 | 0.22 | 0.4 | 0.05011 | 2.1 | 0.3685 | 4.3 | 0.05336 | 3.7 | 0.50 | 315 | 7 | 319 | 12 | 342 | 85 | 92 |
| A38 | 300 | 22 | 0.49 | 0.3 | 0.07484 | 1.9 | 0.5853 | 2.5 | 0.05673 | 1.6 | 0.77 | 465 | 9 | 468 | 10 | 479 | 36 | 97 |
| A40 | 252 | 17 | 0.02 | 0.3 | 0.06788 | 2.0 | 0.5262 | 2.7 | 0.05624 | 1.9 | 0.73 | 423 | 8 | 429 | 10 | 460 | 42 | 92 |
| A41 | 174 | 12 | 0.03 | 0.4 | 0.06811 | 2.0 | 0.5317 | 3.1 | 0.05663 | 2.4 | 0.62 | 425 | 8 | 433 | 11 | 475 | 54 | 89 |
| A43 | 192 | 11 | 0.46 | 0.7 | 0.0599 | 2.0 | 0.4362 | 3.7 | 0.05283 | 3.1 | 0.55 | 375 | 7 | 368 | 11 | 319 | 70 | 118 |
| A44 | 853 | 64 | 0.75 | 0.0 | 0.07608 | 1.9 | 0.5894 | 2.3 | 0.0562 | 1.3 | 0.83 | 473 | 9 | 471 | 9 | 458 | 29 | 103 |
| A46 | 669 | 51 | 0.81 | 0.1 | 0.07701 | 2.2 | 0.6499 | 2.7 | 0.06123 | 1.7 | 0.79 | 478 | 10 | 508 | 11 | 645 | 36 | 74 |
| A47 | 216 | 14 | 0.04 | 0.3 | 0.06446 | 1.9 | 0.4967 | 2.6 | 0.05591 | 1.7 | 0.75 | 403 | 8 | 409 | 9 | 446 | 37 | 90 |
| A49 | 165 | 10 | 0.09 | 0.7 | 0.06206 | 2.0 | 0.457 | 3.9 | 0.05342 | 3.3 | 0.52 | 388 | 8 | 382 | 12 | 345 | 75 | 113 |
| A51 | 89 | 5 | 0.05 | 7.4 | 0.05252 | 2.3 | 0.3835 | 7.0 | 0.05297 | 6.6 | 0.33 | 330 | 7 | 330 | 20 | 325 | 149 | 101 |

**EK 36:** InTi16-2 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A203 | 150 | 16 | 1.55 | 0.0 | 0.1067 | 1.9 | 0.9362 | 2.5 | 0.06364 | 1.6 | 0.77 | 654 | 12 | 671 | 12 | 728 | 33 | 90 |
| A204 | 81 | 35 | 0.46 | 0.2 | 0.4056 | 1.9 | 7.554 | 2.2 | 0.1351 | 1.1 | 0.87 | 2195 | 36 | 2179 | 20 | 2164 | 19 | 101 |
| A205 | 476 | 64 | 0.45 | 0.0 | 0.1349 | 1.8 | 1.254 | 2.0 | 0.06747 | 0.79 | 0.92 | 816 | 14 | 825 | 11 | 850 | 16 | 96 |
| A206 | 336 | 31 | 0.91 | 0.1 | 0.09372 | 1.9 | 0.789 | 2.6 | 0.06108 | 1.8 | 0.72 | 578 | 10 | 591 | 12 | 640 | 39 | 90 |
| A207 | 217 | 16 | 0.82 | 2.4 | 0.07502 | 2.0 | 0.5724 | 4.1 | 0.05535 | 3.6 | 0.48 | 466 | 9 | 460 | 15 | 424 | 79 | 110 |
| A208 | 633 | 40 | 0.01 | 4.5 | 0.06494 | 2.0 | 0.4967 | 4.6 | 0.05549 | 4.2 | 0.43 | 406 | 8 | 409 | 16 | 430 | 93 | 94 |
| A209 | 530 | 35 | 0.01 | 0.8 | 0.06695 | 1.9 | 0.5128 | 2.9 | 0.05557 | 2.2 | 0.66 | 418 | 8 | 420 | 10 | 433 | 48 | 96 |
| A210 | 364 | 23 | 0.30 | 4.3 | 0.06299 | 2.2 | 0.5113 | 5.6 | 0.05889 | 5.2 | 0.39 | 394 | 8 | 419 | 20 | 561 | 113 | 70 |
| A211 | 249 | 16 | 0.01 | 7.4 | 0.06431 | 2.2 | 0.4909 | 7.0 | 0.05537 | 6.7 | 0.31 | 402 | 9 | 405 | 24 | 425 | 149 | 95 |
| A212 | 623 | 36 | 0.17 | 8.4 | 0.05767 | 3.4 | 0.482 | 6.0 | 0.06064 | 5 | 0.57 | 361 | 12 | 399 | 20 | 624 | 107 | 58 |
| A213 | 448 | 45 | 0.01 | 1.1 | 0.102 | 1.9 | 0.8522 | 2.7 | 0.06059 | 1.9 | 0.72 | 626 | 11 | 626 | 13 | 623 | 40 | 101 |
| A214 | 181 | 23 | 0.52 | 0.7 | 0.1287 | 1.9 | 1.224 | 2.9 | 0.06899 | 2.2 | 0.64 | 780 | 14 | 812 | 16 | 896 | 46 | 87 |
| A215 | 638 | 45 | 0.36 | 4.2 | 0.07102 | 2.2 | 0.6389 | 4.5 | 0.06526 | 3.9 | 0.50 | 442 | 10 | 502 | 18 | 781 | 82 | 57 |
| A216 | 363 | 39 | 0.30 | 0.2 | 0.1081 | 1.9 | 0.9232 | 2.3 | 0.06195 | 1.4 | 0.80 | 662 | 12 | 664 | 11 | 670 | 29 | 99 |
| A217 | 123 | 14 | 1.11 | 0.0 | 0.117 | 1.9 | 1.072 | 3.0 | 0.06644 | 2.4 | 0.61 | 713 | 13 | 740 | 16 | 818 | 50 | 87 |
| A218 | 276 | 24 | 0.44 | 0.4 | 0.08746 | 2.1 | 0.7091 | 2.8 | 0.05882 | 1.8 | 0.75 | 540 | 11 | 544 | 12 | 558 | 40 | 97 |
| A219 | 0 | 0 | 0.42 | 0.0 | 0 | 0.0 | 0 | 0.0 | 0 | 0 | 0.00 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| A220 | 1087 | 58 | 3.56 | 0.0 | 0.05462 | 2.0 | 0.4171 | 2.6 | 0.0554 | 1.6 | 0.79 | 343 | 7 | 354 | 8 | 426 | 35 | 80 |

**EK 37:** GU numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A160 | 316.92 | 20.52 | 0.05 | 2.62 | 0.07 | 2.14 | 0.48 | 3.71 | 0.05 | 3 | 0.58 | 411.38 | 8.54 | 401.04 | 12.37 | 340.25 | 68.60 | 120.91 |
| A161 | 179.63 | 17.01 | 1.03 | 0.00 | 0.10 | 1.88 | 0.79 | 2.75 | 0.06 | 2 | 0.68 | 589.69 | 10.59 | 593.73 | 12.44 | 607.61 | 43.45 | 97.05 |
| A162 | 504.15 | 49.98 | 0.45 | 0.36 | 0.10 | 1.95 | 0.94 | 2.71 | 0.07 | 1.9 | 0.72 | 611.71 | 11.39 | 674.47 | 13.45 | 888.61 | 38.90 | 68.84 |
| A163 | 1365.07 | 80.60 | 0.01 | 1.34 | 0.06 | 2.61 | 0.45 | 3.30 | 0.05 | 2 | 0.79 | 375.94 | 9.52 | 375.85 | 10.43 | 373.66 | 45.69 | 100.61 |
| A164 | 1818.02 | 107.46 | 0.01 | 0.25 | 0.06 | 2.12 | 0.44 | 2.58 | 0.05 | 1.5 | 0.82 | 376.61 | 7.75 | 371.44 | 8.05 | 337.69 | 33.27 | 111.53 |
| A165 | 1657.51 | 70.43 | 0.01 | 4.30 | 0.04 | 2.30 | 0.33 | 4.35 | 0.05 | 3.7 | 0.53 | 272.54 | 6.15 | 287.52 | 10.94 | 409.49 | 82.42 | 66.56 |
| A166 | 648.21 | 49.55 | 0.05 | 5.09 | 0.08 | 3.11 | 0.61 | 5.02 | 0.06 | 3.9 | 0.62 | 481.44 | 14.47 | 482.95 | 19.49 | 488.53 | 86.96 | 98.55 |
| A167 | 513.99 | 27.66 | 0.02 | 9.23 | 0.05 | 1.92 | 0.40 | 6.76 | 0.05 | 6.5 | 0.28 | 343.87 | 6.45 | 341.70 | 19.81 | 325.35 | 147.18 | 105.69 |
| A168 | 417.96 | 19.96 | 0.01 | 8.06 | 0.05 | 2.09 | 0.39 | 8.40 | 0.06 | 8.1 | 0.25 | 304.40 | 6.22 | 337.13 | 24.40 | 567.93 | 177.21 | 53.60 |
| A169 | 657.54 | 35.15 | 0.00 | 3.12 | 0.05 | 1.92 | 0.40 | 4.21 | 0.05 | 3.7 | 0.46 | 341.42 | 6.39 | 343.58 | 12.35 | 356.59 | 84.61 | 95.75 |
| A170 | 955.42 | 64.28 | 0.00 | 1.02 | 0.07 | 2.08 | 0.51 | 3.23 | 0.05 | 2.5 | 0.64 | 426.77 | 8.59 | 416.82 | 11.09 | 360.45 | 55.69 | 118.40 |
| A171 | 1031.91 | 56.38 | 0.01 | 5.41 | 0.06 | 3.08 | 0.40 | 5.19 | 0.05 | 4.2 | 0.59 | 349.01 | 10.46 | 345.17 | 15.31 | 317.72 | 95.11 | 109.85 |
| A172 | 597.09 | 34.48 | 0.00 | 7.34 | 0.06 | 1.95 | 0.43 | 5.96 | 0.05 | 5.6 | 0.33 | 368.24 | 6.99 | 363.51 | 18.37 | 331.83 | 127.65 | 110.97 |
| A173 | 1075.86 | 317.31 | 0.04 | 0.21 | 0.28 | 2.92 | 5.16 | 3.06 | 0.13 | 0.91 | 0.96 | 1592.61 | 41.41 | 1846.63 | 26.39 | 2144.95 | 15.84 | 74.25 |
| A174 | 705.22 | 42.27 | 0.00 | 3.17 | 0.06 | 2.04 | 0.44 | 5.37 | 0.05 | 5 | 0.38 | 382.03 | 7.56 | 369.99 | 16.78 | 293.55 | 113.37 | 130.14 |
| A175 | 549.91 | 28.19 | 0.00 | 10.28 | 0.05 | 2.12 | 0.39 | 7.18 | 0.05 | 6.9 | 0.30 | 327.78 | 6.78 | 330.87 | 20.47 | 351.02 | 154.94 | 93.38 |
| A176 | 108.98 | 10.16 | 0.41 | 0.19 | 0.09 | 2.14 | 0.78 | 3.17 | 0.06 | 2.3 | 0.68 | 580.99 | 11.92 | 586.32 | 14.24 | 605.48 | 50.64 | 95.96 |
| A177 | 115.52 | 69.09 | 0.52 | 0.06 | 0.54 | 2.19 | 15.25 | 2.31 | 0.21 | 0.73 | 0.95 | 2766.86 | 49.51 | 2831.17 | 22.27 | 2876.10 | 11.90 | 96.20 |
| A178 | 419.70 | 39.42 | 0.34 | 0.05 | 0.10 | 1.85 | 0.77 | 2.41 | 0.06 | 1.5 | 0.77 | 585.66 | 10.39 | 582.28 | 10.71 | 567.55 | 33.33 | 103.19 |
| A179 | 321.76 | 29.74 | 0.17 | 0.03 | 0.09 | 1.90 | 0.79 | 2.24 | 0.06 | 1.2 | 0.85 | 575.70 | 10.45 | 591.45 | 10.09 | 650.77 | 25.57 | 88.46 |
| A180 | 132.04 | 54.30 | 0.45 | 0.62 | 0.39 | 1.89 | 6.89 | 2.14 | 0.13 | 1 | 0.88 | 2135.96 | 34.40 | 2096.81 | 19.14 | 2057.33 | 17.74 | 103.82 |
| A181 | 101.27 | 37.79 | 0.38 | 0.04 | 0.36 | 1.87 | 6.44 | 2.09 | 0.13 | 0.94 | 0.89 | 1959.43 | 31.59 | 2038.28 | 18.54 | 2117.78 | 16.51 | 92.52 |
| A182 | 62.40 | 6.31 | 1.14 | 1.00 | 0.10 | 1.95 | 0.93 | 4.91 | 0.07 | 4.5 | 0.40 | 623.99 | 11.60 | 670.16 | 24.40 | 827.14 | 94.10 | 75.44 |
| A183 | 244.32 | 93.00 | 0.18 | 0.00 | 0.36 | 1.84 | 6.29 | 1.98 | 0.13 | 0.71 | 0.93 | 2002.16 | 31.80 | 2016.87 | 17.45 | 2030.69 | 12.57 | 98.60 |
| A184 | 164.36 | 17.86 | 0.81 | 0.64 | 0.11 | 1.92 | 1.06 | 2.98 | 0.07 | 2.3 | 0.65 | 666.26 | 12.19 | 735.85 | 15.74 | 952.50 | 46.62 | 69.95 |
| A185 | 96.21 | 9.25 | 0.85 | 0.03 | 0.10 | 1.90 | 0.82 | 2.98 | 0.06 | 2.3 | 0.64 | 597.84 | 10.83 | 608.90 | 13.75 | 648.74 | 49.44 | 92.15 |
| A186 | 179.03 | 16.48 | 0.95 | 0.13 | 0.09 | 1.94 | 0.84 | 2.93 | 0.07 | 2.2 | 0.66 | 571.23 | 10.59 | 618.83 | 13.65 | 795.54 | 46.02 | 71.80 |
| A187 | 288.96 | 29.70 | 0.55 | 0.00 | 0.10 | 1.91 | 0.87 | 2.32 | 0.06 | 1.3 | 0.82 | 637.34 | 11.60 | 634.81 | 10.99 | 624.26 | 28.28 | 102.10 |
| A188 | 188.20 | 17.76 | 0.88 | 0.03 | 0.10 | 1.89 | 0.79 | 2.57 | 0.06 | 1.7 | 0.73 | 588.03 | 10.63 | 590.08 | 11.58 | 596.39 | 37.79 | 98.60 |
| A189 | 38.07 | 10.91 | 1.82 | 0.00 | 0.28 | 2.07 | 4.23 | 2.48 | 0.11 | 1.4 | 0.84 | 1579.90 | 29.12 | 1679.83 | 20.57 | 1805.67 | 24.71 | 87.50 |
| A190 | 142.39 | 51.61 | 0.39 | 0.00 | 0.35 | 2.03 | 6.06 | 2.22 | 0.13 | 0.9 | 0.91 | 1916.96 | 33.78 | 1984.12 | 19.55 | 2053.57 | 15.86 | 93.35 |
| A191 | 380.37 | 35.12 | 0.34 | 0.00 | 0.09 | 1.84 | 0.76 | 2.19 | 0.06 | 1.2 | 0.84 | 576.22 | 10.18 | 574.97 | 9.64 | 568.47 | 25.52 | 101.36 |
| A192 | 366.44 | 38.32 | 0.67 | 0.00 | 0.11 | 1.97 | 0.90 | 2.56 | 0.06 | 1.6 | 0.77 | 647.44 | 12.15 | 649.86 | 12.35 | 656.70 | 34.96 | 98.59 |
| A193 | 239.29 | 23.32 | 0.55 | 1.59 | 0.10 | 1.88 | 0.89 | 3.30 | 0.07 | 2.7 | 0.57 | 603.38 | 10.86 | 644.79 | 15.87 | 791.09 | 56.81 | 76.27 |
| A199 | 508.72 | 51.25 | 0.66 | 0.00 | 0.10 | 1.83 | 0.86 | 2.17 | 0.06 | 1.2 | 0.84 | 625.07 | 10.92 | 629.76 | 10.23 | 645.05 | 24.93 | 96.90 |
| A200 | 131.80 | 13.10 | 0.38 | 0.91 | 0.10 | 1.94 | 0.86 | 3.19 | 0.06 | 2.5 | 0.61 | 616.66 | 11.44 | 631.26 | 15.11 | 682.36 | 54.04 | 90.37 |
| A201 | 150.22 | 44.79 | 0.45 | 0.00 | 0.29 | 2.03 | 4.46 | 2.17 | 0.11 | 0.78 | 0.93 | 1633.92 | 29.30 | 1722.67 | 18.17 | 1830.95 | 14.17 | 89.24 |
| A202 | 444.02 | 41.09 | 0.63 | 0.00 | 0.09 | 1.85 | 0.78 | 2.21 | 0.06 | 1.2 | 0.84 | 576.94 | 10.23 | 583.19 | 9.83 | 606.02 | 25.90 | 95.20 |

**EK 38:** BeTi16/4 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A388 | 221 | 17 | 0.65 | 0.5 | 0.07852 | 1.3 | 0.6196 | 3.3 | 0.05725 | 3 | 0.39 | 487 | 6 | 490 | 13 | 500 | 67 | 97 |
| A389 | 274 | 21 | 0.13 | 0.0 | 0.07863 | 1.0 | 0.6084 | 2.2 | 0.05613 | 1.9 | 0.47 | 488 | 5 | 483 | 8 | 457 | 42 | 107 |
| A390 | 263 | 20 | 0.24 | 0.0 | 0.07698 | 1.1 | 0.59 | 2.1 | 0.0556 | 1.8 | 0.51 | 478 | 5 | 471 | 8 | 436 | 40 | 110 |
| A391 | 236 | 19 | 0.31 | 0.1 | 0.08004 | 1.3 | 0.6233 | 2.5 | 0.0565 | 2.1 | 0.53 | 496 | 6 | 492 | 10 | 471 | 46 | 105 |
| A392 | 422 | 27 | 0.26 | 0.1 | 0.06473 | 3.3 | 0.5151 | 3.9 | 0.05773 | 2 | 0.85 | 404 | 13 | 422 | 13 | 519 | 44 | 78 |
| A393 | 278 | 21 | 0.23 | 0.1 | 0.07586 | 1.0 | 0.5976 | 2.2 | 0.05715 | 1.9 | 0.45 | 471 | 4 | 476 | 8 | 497 | 43 | 95 |
| A394 | 239 | 18 | 0.41 | 0.0 | 0.07793 | 1.2 | 0.612 | 2.0 | 0.05697 | 1.6 | 0.59 | 484 | 5 | 485 | 8 | 490 | 35 | 99 |
| A395 | 111 | 9 | 0.38 | 0.1 | 0.07805 | 1.2 | 0.5874 | 2.8 | 0.0546 | 2.5 | 0.42 | 484 | 5 | 469 | 10 | 395 | 56 | 123 |
| A396 | 485 | 36 | 0.64 | 0.0 | 0.07496 | 1.1 | 0.5826 | 1.6 | 0.05639 | 1.1 | 0.69 | 466 | 5 | 466 | 6 | 467 | 25 | 100 |
| A397 | 212 | 27 | 0.08 | 1.1 | 0.1248 | 1.3 | 1.746 | 1.9 | 0.1015 | 1.4 | 0.70 | 758 | 10 | 1026 | 12 | 1651 | 26 | 46 |
| A398 | 468 | 34 | 0.12 | 0.0 | 0.07369 | 1.1 | 0.5795 | 1.7 | 0.05705 | 1.4 | 0.62 | 458 | 5 | 464 | 6 | 493 | 30 | 93 |
| A399 | 42 | 8 | 1.64 | 4.1 | 0.1951 | 1.9 | 2.711 | 8.7 | 0.1008 | 8.5 | 0.22 | 1149 | 20 | 1332 | 65 | 1638 | 158 | 70 |
| A400 | 382 | 29 | 0.06 | 0.0 | 0.07728 | 1.2 | 0.6033 | 1.9 | 0.05663 | 1.6 | 0.60 | 480 | 5 | 479 | 7 | 477 | 34 | 101 |
| A401 | 189 | 15 | 0.15 | 0.0 | 0.07926 | 1.1 | 0.6149 | 2.5 | 0.05628 | 2.2 | 0.43 | 492 | 5 | 487 | 9 | 463 | 49 | 106 |
| A402 | 442 | 28 | 0.12 | 0.1 | 0.06478 | 1.1 | 0.5484 | 2.2 | 0.06142 | 1.9 | 0.49 | 405 | 4 | 444 | 8 | 653 | 41 | 62 |
| A403 | 98 | 7 | 0.47 | 0.9 | 0.07692 | 1.4 | 0.6034 | 3.4 | 0.05692 | 3.2 | 0.39 | 478 | 6 | 479 | 13 | 488 | 70 | 98 |
| A404 | 85 | 7 | 0.49 | 9.9 | 0.07918 | 1.2 | 0.6567 | 8.1 | 0.06017 | 8 | 0.15 | 491 | 6 | 513 | 33 | 609 | 173 | 81 |
| A405 | 276 | 20 | 0.52 | 0.1 | 0.07487 | 1.2 | 0.5853 | 2.4 | 0.05671 | 2.1 | 0.50 | 465 | 5 | 468 | 9 | 480 | 45 | 97 |
| A406 | 445 | 34 | 0.04 | 0.0 | 0.07808 | 1.0 | 0.6149 | 1.6 | 0.05713 | 1.3 | 0.61 | 485 | 5 | 487 | 6 | 496 | 29 | 98 |
| A407 | 195 | 15 | 0.14 | 3.3 | 0.07958 | 1.2 | 0.6285 | 4.0 | 0.05729 | 3.8 | 0.31 | 494 | 6 | 495 | 16 | 502 | 83 | 98 |
| A408 | 174 | 13 | 0.34 | 0.0 | 0.07768 | 1.0 | 0.614 | 2.2 | 0.05734 | 2 | 0.44 | 482 | 5 | 486 | 9 | 504 | 44 | 96 |
| A409 | 305 | 37 | 0.47 | 0.7 | 0.1223 | 1.1 | 1.094 | 2.0 | 0.06492 | 1.7 | 0.55 | 744 | 8 | 751 | 11 | 771 | 36 | 96 |
| A410 | 215 | 16 | 0.13 | 9.2 | 0.07609 | 1.3 | 0.5945 | 4.9 | 0.05668 | 4.7 | 0.27 | 473 | 6 | 474 | 18 | 479 | 103 | 99 |
| A411 | 142 | 11 | 0.26 | 0.2 | 0.07659 | 1.1 | 0.5941 | 3.1 | 0.05628 | 2.9 | 0.36 | 476 | 5 | 473 | 12 | 463 | 64 | 103 |
| A412 | 683 | 58 | 0.29 | 1.3 | 0.08575 | 1.4 | 0.6755 | 2.0 | 0.05715 | 1.5 | 0.67 | 530 | 7 | 524 | 8 | 497 | 33 | 107 |
| A413 | 216 | 16 | 0.21 | 0.1 | 0.07509 | 1.1 | 0.5907 | 2.4 | 0.05707 | 2.2 | 0.44 | 467 | 5 | 471 | 9 | 494 | 48 | 95 |
| A414 | 176 | 14 | 0.31 | 6.5 | 0.07904 | 1.4 | 0.624 | 6.4 | 0.05728 | 6.3 | 0.22 | 490 | 7 | 492 | 25 | 502 | 138 | 98 |
| A415 | 216 | 16 | 0.24 | 0.3 | 0.07416 | 1.2 | 0.5747 | 2.5 | 0.05622 | 2.1 | 0.50 | 461 | 6 | 461 | 9 | 460 | 47 | 100 |
| A416 | 420 | 32 | 0.27 | 1.1 | 0.07637 | 3.3 | 0.6121 | 5.5 | 0.05814 | 4.4 | 0.59 | 474 | 15 | 485 | 21 | 534 | 97 | 89 |
| A417 | 273 | 20 | 0.14 | 0.2 | 0.0758 | 1.1 | 0.5996 | 1.9 | 0.05739 | 1.5 | 0.60 | 471 | 5 | 477 | 7 | 506 | 34 | 93 |
| A418 | 417 | 32 | 0.31 | 0.3 | 0.07791 | 1.0 | 0.6167 | 2.0 | 0.05743 | 1.7 | 0.52 | 484 | 5 | 488 | 8 | 507 | 37 | 95 |
| A419 | 262 | 20 | 0.27 | 0.1 | 0.07843 | 1.2 | 0.6121 | 2.0 | 0.05662 | 1.6 | 0.60 | 487 | 6 | 485 | 8 | 476 | 35 | 102 |
| A420 | 371 | 27 | 0.10 | 2.6 | 0.07353 | 1.1 | 0.5761 | 2.7 | 0.05684 | 2.5 | 0.39 | 457 | 5 | 462 | 10 | 485 | 56 | 94 |
| A421 | 410 | 35 | 0.12 | 0.0 | 0.08606 | 1.1 | 0.696 | 1.6 | 0.05867 | 1.2 | 0.65 | 532 | 5 | 536 | 7 | 554 | 27 | 96 |
| A422 | 216 | 17 | 0.14 | 0.0 | 0.07851 | 1.1 | 0.6151 | 2.3 | 0.05684 | 2 | 0.48 | 487 | 5 | 487 | 9 | 485 | 44 | 100 |

**EK 38 devamı:** BeTi16/4 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A423 | 271 | 21 | 0.15 | 0.0 | 0.07821 | 1.1 | 0.6208 | 2.0 | 0.05758 | 1.7 | 0.54 | 485 | 5 | 490 | 8 | 513 | 37 | 95 |
| A424 | 175 | 14 | 0.25 | 0.0 | 0.07937 | 1.2 | 0.6195 | 3.0 | 0.05663 | 2.8 | 0.41 | 492 | 6 | 490 | 12 | 476 | 61 | 103 |
| A425 | 209 | 17 | 0.12 | 0.0 | 0.08122 | 1.3 | 0.6873 | 2.2 | 0.06139 | 1.8 | 0.59 | 503 | 6 | 531 | 9 | 652 | 38 | 77 |
| A426 | 407 | 31 | 0.10 | 0.0 | 0.07661 | 1.2 | 0.6013 | 1.9 | 0.05694 | 1.5 | 0.63 | 476 | 5 | 478 | 7 | 489 | 33 | 97 |
| A427 | 195 | 16 | 0.29 | 6.0 | 0.08302 | 1.1 | 0.6709 | 5.5 | 0.05863 | 5.4 | 0.21 | 514 | 6 | 521 | 23 | 553 | 118 | 93 |
| A428 | 169 | 15 | 0.18 | 0.5 | 0.0881 | 1.3 | 0.7446 | 2.6 | 0.06131 | 2.3 | 0.49 | 544 | 7 | 565 | 11 | 650 | 49 | 84 |
| A429 | 339 | 26 | 0.12 | 0.0 | 0.07671 | 1.1 | 0.5996 | 2.1 | 0.05671 | 1.8 | 0.52 | 476 | 5 | 477 | 8 | 480 | 40 | 99 |
| A430 | 671 | 113 | 0.50 | 0.1 | 0.1672 | 1.4 | 1.742 | 1.7 | 0.07558 | 0.93 | 0.84 | 997 | 13 | 1024 | 11 | 1084 | 19 | 92 |
| A431 | 226 | 17 | 0.17 | 0.0 | 0.07707 | 1.0 | 0.5956 | 2.1 | 0.05607 | 1.8 | 0.51 | 479 | 5 | 474 | 8 | 454 | 39 | 105 |
| A432 | 179 | 14 | 0.20 | 0.6 | 0.07958 | 1.4 | 0.621 | 3.0 | 0.05661 | 2.7 | 0.46 | 494 | 7 | 490 | 12 | 476 | 59 | 104 |
| A433 | 323 | 24 | 0.12 | 0.0 | 0.0768 | 1.0 | 0.5901 | 1.8 | 0.05574 | 1.5 | 0.56 | 477 | 5 | 471 | 7 | 441 | 34 | 108 |
| A434 | 405 | 31 | 0.41 | 0.0 | 0.07766 | 1.0 | 0.61 | 2.0 | 0.05699 | 1.7 | 0.52 | 482 | 5 | 484 | 8 | 491 | 37 | 98 |
| A435 | 202 | 17 | 0.24 | 0.2 | 0.08331 | 1.3 | 0.6656 | 2.7 | 0.05797 | 2.4 | 0.47 | 516 | 6 | 518 | 11 | 528 | 52 | 98 |
| A436 | 415 | 32 | 0.39 | 0.1 | 0.07708 | 1.2 | 0.6084 | 1.8 | 0.05726 | 1.4 | 0.63 | 479 | 5 | 483 | 7 | 501 | 31 | 96 |
| A437 | 457 | 228 | 0.73 | 0.0 | 0.4594 | 1.1 | 10.73 | 1.3 | 0.1695 | 0.67 | 0.85 | 2437 | 22 | 2500 | 12 | 2552 | 11 | 95 |
| A438 | 465 | 36 | 0.08 | 0.0 | 0.07821 | 1.0 | 0.6069 | 1.7 | 0.0563 | 1.3 | 0.61 | 485 | 5 | 482 | 6 | 463 | 30 | 105 |
| A444 | 256 | 33 | 0.20 | 0.0 | 0.1292 | 1.1 | 1.226 | 1.5 | 0.06884 | 1.1 | 0.68 | 783 | 8 | 813 | 9 | 893 | 23 | 88 |
| A445 | 202 | 15 | 0.79 | 0.0 | 0.07712 | 1.0 | 0.6003 | 2.4 | 0.05647 | 2.2 | 0.43 | 479 | 5 | 477 | 9 | 470 | 48 | 102 |
| A446 | 260 | 20 | 0.27 | 0.0 | 0.07614 | 1.0 | 0.5973 | 2.2 | 0.05691 | 2 | 0.47 | 473 | 5 | 476 | 8 | 488 | 43 | 97 |
| A447 | 236 | 19 | 0.15 | 0.0 | 0.08349 | 1.2 | 0.7002 | 2.4 | 0.06084 | 2 | 0.52 | 517 | 6 | 539 | 10 | 633 | 44 | 82 |
| A448 | 197 | 15 | 0.26 | 0.0 | 0.0775 | 1.2 | 0.6063 | 2.3 | 0.05676 | 2 | 0.53 | 481 | 6 | 481 | 9 | 481 | 44 | 100 |
| A449 | 398 | 29 | 0.39 | 0.0 | 0.07497 | 1.0 | 0.5852 | 1.9 | 0.05663 | 1.6 | 0.55 | 466 | 5 | 468 | 7 | 477 | 34 | 98 |
| A450 | 129 | 10 | 0.68 | 0.1 | 0.07771 | 1.1 | 0.6013 | 2.3 | 0.05614 | 2 | 0.47 | 482 | 5 | 478 | 9 | 457 | 45 | 106 |
| A451 | 414 | 29 | 0.60 | 0.0 | 0.07133 | 1.3 | 0.5534 | 1.9 | 0.05628 | 1.4 | 0.67 | 444 | 6 | 447 | 7 | 463 | 32 | 96 |
| A452 | 305 | 23 | 0.42 | 0.8 | 0.07777 | 1.0 | 0.6161 | 2.3 | 0.05747 | 2 | 0.44 | 483 | 5 | 487 | 9 | 509 | 45 | 95 |
| A453 | 160 | 12 | 1.55 | 0.6 | 0.07428 | 1.1 | 0.5805 | 3.1 | 0.0567 | 2.9 | 0.36 | 462 | 5 | 465 | 11 | 479 | 63 | 96 |
| A454 | 200 | 15 | 0.26 | 0.1 | 0.07849 | 1.1 | 0.615 | 2.3 | 0.05685 | 2 | 0.46 | 487 | 5 | 487 | 9 | 485 | 44 | 100 |
| A455 | 282 | 22 | 0.13 | 0.0 | 0.07911 | 1.0 | 0.6239 | 2.0 | 0.05722 | 1.7 | 0.53 | 491 | 5 | 492 | 8 | 499 | 37 | 98 |
| A456 | 105 | 11 | 0.28 | 0.0 | 0.1095 | 1.3 | 0.9602 | 2.8 | 0.06364 | 2.4 | 0.47 | 670 | 8 | 683 | 14 | 729 | 52 | 92 |
| A457 | 306 | 22 | 0.23 | 0.6 | 0.07384 | 1.2 | 0.5764 | 2.5 | 0.05663 | 2.2 | 0.50 | 459 | 5 | 462 | 9 | 477 | 48 | 96 |

**EK 38 devamı:** BeTi16/4 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | rho$^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A458 | 208 | 16 | 0.18 | 0.0 | 0.07762 | 1.1 | 0.6085 | 2.3 | 0.05687 | 2 | 0.46 | 482 | 5 | 483 | 9 | 486 | 45 | 99 |
| A459 | 292 | 22 | 0.17 | 0.0 | 0.07626 | 1.4 | 0.5969 | 2.4 | 0.05679 | 1.9 | 0.59 | 474 | 6 | 475 | 9 | 483 | 42 | 98 |
| A460 | 294 | 32 | 0.40 | 0.0 | 0.111 | 1.0 | 0.9495 | 1.7 | 0.06204 | 1.4 | 0.60 | 679 | 7 | 678 | 8 | 675 | 29 | 101 |
| A461 | 297 | 23 | 0.13 | 0.0 | 0.07739 | 1.0 | 0.6024 | 2.1 | 0.05647 | 1.9 | 0.48 | 481 | 5 | 479 | 8 | 470 | 41 | 102 |
| A462 | 127 | 14 | 1.47 | 1.0 | 0.1081 | 1.1 | 1.048 | 2.8 | 0.07032 | 2.6 | 0.38 | 662 | 7 | 728 | 15 | 937 | 54 | 71 |
| A463 | 419 | 32 | 0.09 | 0.0 | 0.07799 | 1.1 | 0.6137 | 1.8 | 0.05709 | 1.5 | 0.60 | 484 | 5 | 486 | 7 | 494 | 32 | 98 |
| A464 | 381 | 32 | 0.20 | 0.2 | 0.08522 | 1.0 | 0.674 | 1.9 | 0.05738 | 1.6 | 0.53 | 527 | 5 | 523 | 8 | 505 | 36 | 104 |
| A465 | 173 | 13 | 0.16 | 0.0 | 0.07771 | 1.1 | 0.5999 | 2.7 | 0.056 | 2.5 | 0.42 | 482 | 5 | 477 | 10 | 452 | 55 | 107 |
| A466 | 125 | 10 | 0.35 | 0.1 | 0.07703 | 1.3 | 0.6078 | 3.5 | 0.05725 | 3.2 | 0.39 | 478 | 6 | 482 | 13 | 501 | 70 | 96 |
| A467 | 160 | 12 | 0.42 | 2.3 | 0.07903 | 1.1 | 0.6124 | 3.7 | 0.05621 | 3.6 | 0.29 | 490 | 5 | 485 | 14 | 460 | 79 | 107 |
| A468 | 268 | 22 | 0.33 | 0.0 | 0.08248 | 1.0 | 0.6535 | 1.9 | 0.05748 | 1.7 | 0.50 | 511 | 5 | 511 | 8 | 509 | 37 | 100 |
| A469 | 252 | 20 | 0.27 | 1.7 | 0.08176 | 1.1 | 0.6333 | 2.9 | 0.05619 | 2.7 | 0.36 | 507 | 5 | 498 | 12 | 459 | 61 | 110 |
| A470 | 388 | 30 | 0.13 | 0.1 | 0.07804 | 1.1 | 0.6062 | 1.9 | 0.05635 | 1.6 | 0.57 | 484 | 5 | 481 | 7 | 466 | 35 | 104 |
| A471 | 497 | 37 | 0.08 | 0.0 | 0.07542 | 1.0 | 0.5911 | 1.6 | 0.05686 | 1.2 | 0.63 | 469 | 5 | 472 | 6 | 486 | 27 | 97 |
| A472 | 231 | 18 | 0.12 | 0.3 | 0.07981 | 1.1 | 0.6268 | 2.2 | 0.05698 | 1.9 | 0.51 | 495 | 5 | 494 | 8 | 490 | 41 | 101 |
| A473 | 127 | 21 | 0.88 | 0.1 | 0.1665 | 2.2 | 1.673 | 2.6 | 0.07288 | 1.3 | 0.86 | 993 | 20 | 998 | 16 | 1010 | 27 | 98 |
| A474 | 268 | 24 | 0.79 | 0.5 | 0.09209 | 1.2 | 0.7718 | 2.5 | 0.0608 | 2.2 | 0.47 | 568 | 6 | 581 | 11 | 631 | 47 | 90 |
| A475 | 297 | 37 | 0.17 | 1.5 | 0.1245 | 1.0 | 1.371 | 2.0 | 0.07988 | 1.7 | 0.52 | 757 | 7 | 877 | 12 | 1194 | 34 | 63 |
| A476 | 330 | 29 | 0.77 | 0.4 | 0.0903 | 1.1 | 0.7279 | 2.9 | 0.05848 | 2.7 | 0.39 | 557 | 6 | 555 | 12 | 547 | 58 | 102 |
| A477 | 218 | 17 | 0.89 | 0.3 | 0.07936 | 1.0 | 0.6299 | 2.4 | 0.05758 | 2.2 | 0.41 | 492 | 5 | 496 | 9 | 513 | 47 | 96 |
| A478 | 234 | 32 | 1.07 | 0.7 | 0.1376 | 1.1 | 1.257 | 2.6 | 0.06623 | 2.4 | 0.42 | 831 | 9 | 826 | 15 | 813 | 50 | 102 |
| A479 | 193 | 15 | 0.12 | 0.0 | 0.07726 | 1.2 | 0.599 | 2.4 | 0.05625 | 2.1 | 0.49 | 480 | 6 | 477 | 9 | 462 | 47 | 104 |
| A480 | 239 | 18 | 0.15 | 0.0 | 0.07811 | 1.2 | 0.6156 | 2.1 | 0.05718 | 1.8 | 0.56 | 485 | 6 | 487 | 8 | 498 | 39 | 97 |
| A481 | 387 | 35 | 0.45 | 0.2 | 0.09249 | 1.2 | 0.743 | 2.2 | 0.05828 | 1.8 | 0.56 | 570 | 7 | 564 | 10 | 540 | 40 | 106 |
| A482 | 373 | 61 | 0.67 | 0.0 | 0.1644 | 1.2 | 1.684 | 1.7 | 0.07433 | 1.1 | 0.75 | 981 | 11 | 1003 | 11 | 1050 | 22 | 93 |
| A483 | 290 | 23 | 0.22 | 5.6 | 0.08133 | 1.3 | 0.6709 | 4.0 | 0.05984 | 3.8 | 0.32 | 504 | 6 | 521 | 16 | 597 | 82 | 84 |
| A484 | 140 | 17 | 0.26 | 2.8 | 0.1208 | 1.2 | 1.147 | 3.2 | 0.06887 | 3 | 0.36 | 735 | 8 | 776 | 18 | 894 | 62 | 82 |
| A485 | 349 | 26 | 0.11 | 0.1 | 0.07682 | 1.1 | 0.604 | 1.9 | 0.05703 | 1.6 | 0.55 | 477 | 5 | 480 | 7 | 492 | 35 | 97 |
| A486 | 237 | 18 | 0.22 | 0.2 | 0.07643 | 1.4 | 0.5939 | 3.5 | 0.05638 | 3.2 | 0.39 | 475 | 6 | 473 | 13 | 467 | 71 | 102 |
| A487 | 186 | 14 | 0.15 | 0.2 | 0.07689 | 1.1 | 0.6149 | 2.2 | 0.05802 | 1.9 | 0.49 | 478 | 5 | 487 | 8 | 530 | 42 | 90 |
| A488 | 230 | 17 | 0.38 | 0.0 | 0.0769 | 1.3 | 0.608 | 2.3 | 0.05736 | 2 | 0.54 | 478 | 6 | 482 | 9 | 505 | 43 | 95 |
| A489 | 126 | 17 | 0.63 | 0.0 | 0.1372 | 1.2 | 1.264 | 2.1 | 0.06681 | 1.8 | 0.54 | 829 | 9 | 830 | 12 | 831 | 38 | 100 |
| A490 | 357 | 28 | 0.11 | 0.0 | 0.07817 | 1.1 | 0.6095 | 2.2 | 0.05657 | 1.9 | 0.53 | 485 | 5 | 483 | 8 | 474 | 41 | 102 |
| A491 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A492 | 274 | 21 | 0.11 | 0.0 | 0.07718 | 1.1 | 0.6057 | 2.4 | 0.05694 | 2.1 | 0.46 | 479 | 5 | 481 | 9 | 488 | 47 | 98 |

**EK 38 devamı:** BeTi16/4 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | rho$^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A493 | 271 | 21 | 0.20 | 0.1 | 0.07818 | 1.2 | 0.6047 | 2.1 | 0.05612 | 1.8 | 0.55 | 485 | 5 | 480 | 8 | 456 | 40 | 106 |
| A499 | 325 | 26 | 0.78 | 0.2 | 0.08079 | 1.1 | 0.6422 | 2.2 | 0.05767 | 1.9 | 0.51 | 501 | 5 | 504 | 9 | 517 | 42 | 97 |
| A500 | 375 | 29 | 0.07 | 6.7 | 0.07793 | 1.0 | 0.5963 | 5.6 | 0.05551 | 5.5 | 0.18 | 484 | 5 | 475 | 21 | 432 | 123 | 112 |
| A501 | 384 | 29 | 0.22 | 0.1 | 0.07535 | 1.0 | 0.5831 | 1.9 | 0.05614 | 1.5 | 0.55 | 468 | 5 | 466 | 7 | 457 | 34 | 102 |
| A502 | 61 | 11 | 0.90 | 0.1 | 0.1739 | 1.5 | 1.773 | 2.6 | 0.07393 | 2.2 | 0.56 | 1034 | 14 | 1035 | 17 | 1039 | 44 | 100 |
| A503 | 84 | 7 | 0.89 | 0.0 | 0.07867 | 1.1 | 0.6157 | 2.7 | 0.05678 | 2.5 | 0.41 | 488 | 5 | 487 | 11 | 482 | 55 | 101 |
| A504 | 369 | 28 | 0.10 | 0.0 | 0.07731 | 1.1 | 0.602 | 1.9 | 0.05649 | 1.6 | 0.54 | 480 | 5 | 478 | 7 | 471 | 36 | 102 |
| A505 | 91 | 7 | 0.57 | 0.1 | 0.07936 | 1.2 | 0.621 | 3.8 | 0.05676 | 3.6 | 0.32 | 492 | 6 | 490 | 15 | 482 | 80 | 102 |
| A506 | 465 | 59 | 0.49 | 0.0 | 0.1266 | 1.1 | 1.146 | 1.5 | 0.06567 | 1 | 0.73 | 768 | 8 | 775 | 8 | 795 | 21 | 97 |
| A507 | 143 | 11 | 0.14 | 1.1 | 0.07512 | 1.3 | 0.5911 | 3.3 | 0.05708 | 3 | 0.39 | 467 | 6 | 472 | 12 | 494 | 67 | 94 |
| A508 | 342 | 26 | 0.06 | 0.0 | 0.07707 | 1.1 | 0.6002 | 1.7 | 0.05651 | 1.3 | 0.66 | 479 | 5 | 477 | 6 | 472 | 28 | 101 |
| A509 | 397 | 30 | 0.11 | 0.0 | 0.0761 | 1.1 | 0.5941 | 2.2 | 0.05664 | 1.9 | 0.51 | 473 | 5 | 473 | 8 | 477 | 41 | 99 |
| A510 | 527 | 40 | 0.08 | 0.0 | 0.07788 | 1.0 | 0.6112 | 1.6 | 0.05694 | 1.2 | 0.63 | 483 | 5 | 484 | 6 | 489 | 27 | 99 |
| A511 | 232 | 17 | 0.12 | 0.3 | 0.07524 | 1.2 | 0.5778 | 1.9 | 0.05571 | 1.5 | 0.61 | 468 | 5 | 463 | 7 | 440 | 34 | 106 |
| A512 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| A513 | 430 | 41 | 0.11 | 0.6 | 0.09631 | 1.3 | 0.7862 | 1.8 | 0.05922 | 1.3 | 0.69 | 593 | 7 | 589 | 8 | 575 | 29 | 103 |
| A514 | 207 | 16 | 0.33 | 0.0 | 0.07868 | 1.1 | 0.6127 | 2.2 | 0.0565 | 2 | 0.49 | 488 | 5 | 485 | 9 | 471 | 43 | 104 |
| A515 | 865 | 77 | 0.05 | 0.0 | 0.09027 | 1.2 | 0.7311 | 1.5 | 0.05876 | 1 | 0.76 | 557 | 6 | 557 | 7 | 558 | 22 | 100 |
| A516 | 199 | 45 | 1.27 | 1.9 | 0.223 | 1.5 | 2.552 | 2.4 | 0.08303 | 1.8 | 0.66 | 1298 | 18 | 1287 | 17 | 1269 | 35 | 102 |
| A517 | 366 | 30 | 0.06 | 0.9 | 0.0839 | 1.7 | 0.6889 | 2.6 | 0.05957 | 1.9 | 0.67 | 519 | 9 | 532 | 11 | 587 | 41 | 88 |
| A518 | 125 | 11 | 1.09 | 0.0 | 0.09247 | 1.1 | 0.7766 | 2.5 | 0.06092 | 2.2 | 0.44 | 570 | 6 | 584 | 11 | 636 | 48 | 90 |
| A519 | 316 | 23 | 0.12 | 0.2 | 0.07252 | 1.4 | 0.5687 | 2.4 | 0.05689 | 1.9 | 0.61 | 451 | 6 | 457 | 9 | 487 | 42 | 93 |
| A520 | 468 | 37 | 0.05 | 0.6 | 0.07921 | 1.5 | 0.6389 | 1.9 | 0.05852 | 1.2 | 0.76 | 491 | 7 | 502 | 8 | 549 | 27 | 90 |
| A521 | 139 | 10 | 0.07 | 0.1 | 0.07493 | 1.5 | 0.582 | 3.4 | 0.05635 | 3 | 0.46 | 466 | 7 | 466 | 13 | 466 | 66 | 100 |
| A522 | 630 | 216 | 0.12 | 0.0 | 0.3174 | 1.7 | 7.295 | 1.9 | 0.1667 | 0.62 | 0.94 | 1777 | 27 | 2148 | 17 | 2525 | 10 | 70 |
| A523 | 222 | 17 | 0.11 | 0.0 | 0.07912 | 1.2 | 0.6147 | 2.3 | 0.05636 | 2 | 0.53 | 491 | 6 | 487 | 9 | 466 | 44 | 105 |
| A524 | 157 | 12 | 0.27 | 0.2 | 0.07689 | 1.2 | 0.6133 | 2.5 | 0.05787 | 2.2 | 0.49 | 478 | 6 | 486 | 10 | 524 | 48 | 91 |
| A525 | 155 | 36 | 0.42 | 0.2 | 0.2169 | 1.4 | 4.95 | 1.8 | 0.1655 | 1.2 | 0.77 | 1266 | 16 | 1811 | 15 | 2513 | 20 | 50 |
| A526 | 194 | 15 | 0.19 | 0.0 | 0.08008 | 1.1 | 0.6251 | 2.1 | 0.05663 | 1.7 | 0.55 | 497 | 5 | 493 | 8 | 477 | 38 | 104 |
| A527 | 197 | 18 | 0.24 | 34.6 | 0.09344 | 2.7 | 0.8171 | 6.9 | 0.06344 | 6.4 | 0.38 | 576 | 15 | 606 | 32 | 722 | 136 | 80 |

**EK 39:** GBe43 numaralı örnekte yaşlandırılan zirkonların U-Pb analizi sonuçları.

| | $U^b$ (ppm) | $Pb^b$ (ppm) | $\frac{Th^b}{U}$ | $^{206}Pbc^c$ (%) | $\frac{^{206}Pb^d}{^{238}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{235}U}$ | ±2s (%) | $\frac{^{207}Pb^d}{^{206}Pb}$ | ±2s (%) | $rho^e$ | $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ | ±2s (Ma) | $\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$ | ±2s (Ma) | conc. (%) |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| A52 | 91 | 5 | 0.47 | 0.0 | 0.05126 | 1.9 | 0.3702 | 3.1 | 0.0524 | 2.5 | 0.60 | 322 | 6 | 320 | 9 | 301 | 56 | 107 |
| A53 | 137 | 7 | 0.69 | 0.0 | 0.05158 | 1.9 | 0.3742 | 2.4 | 0.05264 | 1.5 | 0.77 | 324 | 6 | 323 | 7 | 311 | 35 | 104 |
| A54 | 120 | 6 | 0.69 | 0.0 | 0.05047 | 1.9 | 0.3728 | 3.1 | 0.05359 | 2.4 | 0.61 | 317 | 6 | 322 | 8 | 352 | 55 | 90 |
| A55 | 113 | 6 | 0.63 | 0.0 | 0.05106 | 1.8 | 0.3701 | 2.7 | 0.05258 | 2 | 0.67 | 321 | 6 | 320 | 7 | 308 | 46 | 104 |
| A56 | 103 | 5 | 0.68 | 0.0 | 0.05018 | 1.9 | 0.3641 | 2.9 | 0.05265 | 2.2 | 0.64 | 316 | 6 | 315 | 8 | 311 | 51 | 101 |
| A57 | 162 | 8 | 0.65 | 0.0 | 0.05001 | 1.9 | 0.3622 | 2.6 | 0.05255 | 1.8 | 0.71 | 315 | 6 | 314 | 7 | 307 | 42 | 102 |
| A58 | 139 | 7 | 0.63 | 0.0 | 0.05015 | 1.9 | 0.3629 | 2.6 | 0.0525 | 1.9 | 0.71 | 315 | 6 | 314 | 7 | 305 | 42 | 103 |
| A59 | 148 | 8 | 0.67 | 0.9 | 0.05209 | 1.9 | 0.3754 | 3.6 | 0.05229 | 3.1 | 0.52 | 327 | 6 | 324 | 10 | 296 | 71 | 111 |
| A60 | 143 | 7 | 0.57 | 5.4 | 0.05204 | 1.9 | 0.379 | 5.5 | 0.05284 | 5.2 | 0.34 | 327 | 6 | 326 | 16 | 320 | 118 | 102 |
| A61 | 120 | 6 | 0.58 | 0.0 | 0.04995 | 1.9 | 0.3665 | 3.4 | 0.05324 | 2.8 | 0.56 | 314 | 6 | 317 | 9 | 337 | 64 | 93 |
| A62 | 85 | 4 | 0.49 | 0.0 | 0.04999 | 1.9 | 0.3631 | 3.1 | 0.05269 | 2.5 | 0.62 | 314 | 6 | 315 | 8 | 313 | 56 | 100 |
| A63 | 133 | 7 | 0.65 | 0.0 | 0.05047 | 1.9 | 0.3653 | 2.9 | 0.05252 | 2.2 | 0.65 | 317 | 6 | 316 | 8 | 306 | 51 | 104 |
| A64 | 92 | 5 | 0.65 | 0.0 | 0.05077 | 2.0 | 0.3737 | 3.2 | 0.0534 | 2.5 | 0.63 | 319 | 6 | 322 | 9 | 344 | 57 | 93 |
| A65 | 69 | 3 | 0.46 | 0.0 | 0.05052 | 2.0 | 0.3723 | 3.4 | 0.05347 | 2.8 | 0.57 | 318 | 6 | 321 | 10 | 347 | 64 | 92 |
| A66 | 101 | 5 | 0.47 | 0.0 | 0.0508 | 1.9 | 0.3676 | 3.0 | 0.05249 | 2.4 | 0.62 | 319 | 6 | 318 | 8 | 305 | 54 | 105 |
| A72 | 95 | 5 | 0.46 | 0.0 | 0.05014 | 1.9 | 0.362 | 3.1 | 0.05239 | 2.5 | 0.60 | 315 | 6 | 314 | 8 | 300 | 56 | 105 |
| A73 | 115 | 6 | 0.55 | 0.0 | 0.05027 | 1.9 | 0.3684 | 3.3 | 0.05317 | 2.6 | 0.58 | 316 | 6 | 318 | 9 | 334 | 60 | 95 |
| A74 | 107 | 5 | 0.70 | 0.0 | 0.05054 | 1.9 | 0.3683 | 2.7 | 0.05287 | 2 | 0.69 | 318 | 6 | 318 | 8 | 321 | 45 | 99 |
| A75 | 167 | 8 | 0.66 | 0.0 | 0.05038 | 1.8 | 0.3644 | 2.6 | 0.05248 | 1.9 | 0.70 | 317 | 6 | 316 | 7 | 304 | 42 | 104 |
| A76 | 83 | 4 | 0.45 | 0.0 | 0.05037 | 1.9 | 0.3737 | 3.9 | 0.05382 | 3.4 | 0.50 | 317 | 6 | 322 | 11 | 361 | 76 | 88 |
| A77 | 127 | 6 | 0.68 | 0.0 | 0.05035 | 1.9 | 0.3721 | 2.9 | 0.05361 | 2.2 | 0.65 | 317 | 6 | 321 | 8 | 353 | 49 | 90 |
| A78 | 156 | 8 | 0.75 | 0.0 | 0.05011 | 1.9 | 0.3633 | 2.7 | 0.0526 | 2 | 0.69 | 315 | 6 | 315 | 7 | 309 | 45 | 102 |
| A79 | 115 | 6 | 0.67 | 0.0 | 0.05064 | 1.9 | 0.3727 | 2.9 | 0.05339 | 2.1 | 0.66 | 318 | 6 | 322 | 8 | 343 | 49 | 93 |
| A80 | 85 | 4 | 0.57 | 0.0 | 0.05098 | 1.9 | 0.3729 | 3.1 | 0.05307 | 2.4 | 0.62 | 321 | 6 | 322 | 8 | 329 | 55 | 97 |
| A81 | 165 | 8 | 0.48 | 0.5 | 0.05162 | 1.9 | 0.3792 | 3.4 | 0.05329 | 2.8 | 0.55 | 324 | 6 | 326 | 10 | 339 | 64 | 96 |
| A82 | 166 | 8 | 0.64 | 0.0 | 0.05031 | 1.9 | 0.3703 | 2.8 | 0.0534 | 2.1 | 0.66 | 316 | 6 | 320 | 8 | 343 | 48 | 92 |
| A83 | 129 | 6 | 0.70 | 0.0 | 0.05059 | 1.9 | 0.3717 | 2.8 | 0.05331 | 2.1 | 0.67 | 318 | 6 | 321 | 8 | 340 | 47 | 94 |
| A84 | 76 | 4 | 0.53 | 0.0 | 0.05089 | 1.9 | 0.3737 | 3.8 | 0.05328 | 3.3 | 0.50 | 320 | 6 | 322 | 11 | 338 | 76 | 95 |
| A85 | 149 | 7 | 0.68 | 0.0 | 0.05002 | 1.9 | 0.3638 | 2.8 | 0.05276 | 2 | 0.68 | 315 | 6 | 315 | 8 | 316 | 46 | 99 |
| A86 | 132 | 7 | 0.62 | 0.0 | 0.05056 | 1.9 | 0.3715 | 2.8 | 0.0533 | 2 | 0.68 | 318 | 6 | 321 | 8 | 339 | 46 | 94 |
| A87 | 207 | 10 | 0.69 | 0.0 | 0.04953 | 1.9 | 0.362 | 2.6 | 0.05303 | 1.8 | 0.73 | 312 | 6 | 314 | 7 | 328 | 40 | 95 |
| A88 | 177 | 9 | 0.76 | 0.0 | 0.05034 | 1.9 | 0.3672 | 2.6 | 0.05292 | 1.8 | 0.71 | 317 | 6 | 318 | 7 | 323 | 42 | 98 |
| A89 | 125 | 6 | 0.55 | 0.6 | 0.05084 | 1.9 | 0.3715 | 3.2 | 0.05301 | 2.6 | 0.59 | 320 | 6 | 321 | 9 | 327 | 58 | 98 |

**EK 40:** GBe35A numaralı örnekte yaşlandırılan muskovitlerin Ar/Ar analizi sonuçları.

4 amu discrimination = 0.9712 ± 0.06%, 40/39K = 0.043 ± 10.80%, 36/37Ca = 0.000209 ± 0.85%, 39/37Ca = 0.000623 ± 0.51%

| step | T (C) | t (min.) | 36Ar | 37Ar | 38Ar | 39Ar | 40Ar | %40Ar* | % 39Ar rls | Ca/K | 40Ar*/39ArK | Age (Ma) | 1s.d. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 780 | 12 | 2.906 | 0.076 | 0.87 | 21.589 | 2986.85 | 70.5 | 4 | 0.04456 | 96.626602 | 313.34 | 0.75 |
| 2 | 830 | 12 | 0.23 | 0.019 | 0.377 | 25.325 | 2727.45 | 97.6 | 4.7 | 0.0095 | 104.098444 | 335.44 | 0.73 |
| 3 | 870 | 12 | 0.257 | 0.024 | 0.944 | 66.829 | 7141.23 | 99 | 12.5 | 0.00455 | 104.817105 | 337.56 | 0.77 |
| 4 | 890 | 12 | 0.153 | 0.013 | 0.831 | 61.086 | 6500.5 | 99.3 | 11.4 | 0.00269 | 104.78408 | 337.46 | 0.74 |
| 5 | 910 | 12 | 0.128 | 0.017 | 0.375 | 26.542 | 2826.33 | 98.8 | 4.9 | 0.00811 | 104.179047 | 335.68 | 0.75 |
| 6 | 940 | 12 | 0.127 | 0.017 | 0.341 | 23.137 | 2468.47 | 98.6 | 4.3 | 0.0093 | 104.053896 | 335.31 | 0.75 |
| 7 | 990 | 12 | 0.208 | 0.016 | 0.459 | 31.486 | 3371.83 | 98.2 | 5.9 | 0.00643 | 104.135514 | 335.55 | 0.87 |
| 8 | 1040 | 12 | 0.246 | 0.028 | 0.493 | 33.615 | 3611.55 | 98 | 6.3 | 0.01054 | 104.270547 | 335.95 | 0.84 |
| 9 | 1080 | 12 | 0.158 | 0.023 | 0.472 | 33.365 | 3560.32 | 98.8 | 6.2 | 0.00873 | 104.324976 | 336.11 | 0.74 |
| 10 | 1110 | 12 | 0.109 | 0.031 | 0.547 | 40.706 | 4307.55 | 99.3 | 7.6 | 0.00964 | 104.07634 | 335.38 | 0.75 |
| 11 | 1130 | 12 | 0.094 | 0.036 | 0.613 | 44.975 | 4766.12 | 99.5 | 8.4 | 0.01013 | 104.408672 | 336.36 | 0.76 |
| 12 | 1150 | 12 | 0.079 | 0.034 | 0.606 | 46.192 | 4902.14 | 99.6 | 8.6 | 0.00932 | 104.715992 | 337.26 | 0.75 |
| 13 | 1170 | 12 | 0.07 | 0.037 | 0.544 | 39.954 | 4250.08 | 99.7 | 7.4 | 0.01172 | 104.950585 | 337.95 | 0.74 |
| 14 | 1220 | 12 | 0.069 | 0.049 | 0.43 | 32.845 | 3508.13 | 99.6 | 6.1 | 0.01888 | 105.267376 | 338.88 | 0.98 |
| 15 | 1400 | 12 | 0.131 | 0.092 | 0.149 | 9.036 | 986.265 | 97.6 | 1.7 | 0.12889 | 103.905992 | 334.88 | 0.94 |

**EK 41:** GBe35B numaralı örnekte yaşlandırılan biyotitlerin Ar/Ar analizi sonuçları.

4 amu discrimination = 0.9712 ± 0.06%, 40/39K = 0.043 ± 10.80%, 36/37Ca = 0.000209 ± 0.85%, 39/37Ca = 0.000623 ± 0.51%

| step | T (C) | t (min.) | 36Ar | 37Ar | 38Ar | 39Ar | 40Ar | %40Ar* | % 39Ar rlsd | Ca/K | 40Ar*/39ArK | Age (Ma) | 1s.d. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 600 | 12 | 0.797 | 0.058 | 0.365 | 12.622 | 886.564 | 73 | 2.2 | 0.05591 | 50.548391 | 169.35 | 0.68 |
| 2 | 650 | 12 | 0.278 | 0.023 | 0.306 | 14.813 | 1616.54 | 95 | 2.6 | 0.01889 | 102.542748 | 328.4 | 0.79 |
| 3 | 700 | 12 | 0.223 | 0.028 | 0.541 | 29.394 | 3181.78 | 98 | 5.1 | 0.01159 | 105.044769 | 335.71 | 1 |
| 4 | 740 | 12 | 0.132 | 0.016 | 0.632 | 36.587 | 3898.32 | 99.1 | 6.4 | 0.00532 | 104.598447 | 334.41 | 0.79 |
| 5 | 770 | 12 | 0.093 | 0.01 | 0.72 | 41.94 | 4454.74 | 99.5 | 7.3 | 0.0029 | 104.684121 | 334.66 | 0.81 |
| 6 | 810 | 12 | 0.09 | 0.01 | 0.729 | 41.658 | 4394.11 | 99.5 | 7.3 | 0.00292 | 103.970988 | 332.57 | 0.81 |
| 7 | 860 | 12 | 0.08 | 0.012 | 0.481 | 27.515 | 2948 | 99.4 | 4.8 | 0.00531 | 105.408028 | 336.77 | 0.8 |
| 8 | 910 | 12 | 0.074 | 0.011 | 0.356 | 20.077 | 2157.65 | 99.2 | 3.5 | 0.00667 | 105.513719 | 337.08 | 0.82 |
| 9 | 960 | 12 | 0.08 | 0.02 | 0.449 | 25.499 | 2758.16 | 99.3 | 4.4 | 0.00954 | 106.239284 | 339.19 | 0.82 |
| 10 | 1000 | 12 | 0.085 | 0.026 | 0.701 | 41.369 | 4437.87 | 99.5 | 7.2 | 0.00765 | 105.709363 | 337.65 | 0.83 |
| 11 | 1040 | 12 | 0.068 | 0.028 | 0.958 | 56.544 | 6002.8 | 99.7 | 9.9 | 0.00602 | 104.873675 | 335.21 | 0.84 |
| 12 | 1090 | 12 | 0.066 | 0.029 | 1.199 | 69.925 | 7441.45 | 99.8 | 12.2 | 0.00505 | 105.215224 | 336.21 | 0.81 |
| 13 | 1180 | 12 | 0.133 | 0.023 | 2.255 | 135.028 | 14266.7 | 99.7 | 23.6 | 0.00207 | 104.472013 | 334.04 | 0.8 |
| 14 | 1400 | 12 | 0.119 | 0.014 | 0.362 | 20.069 | 2179.29 | 99.1 | 3.5 | 0.00849 | 105.813388 | 337.95 | 0.79 |

**EK 42:** GU numaralı örnekte yaşlandırılan biyotitlerin Ar/Ar analizi sonuçları.

4 amu discrimination = 0.9712 ± 0.06%, 40/39K = 0.043 ± 10.80%, 36/37Ca = 0.000209 ± 0.85%, 39/37Ca = 0.000623 ± 0.51%

| step | T (C) | t (min.) | 36Ar | 37Ar | 38Ar | 39Ar | 40Ar | %40Ar* | % 39Ar rlsd | Ca/K | )Ar*/39Ar | Age (Ma) | 1s.d. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 700 | 12 | 1.119 | 0.548 | 1.421 | 88.16 | 6952.91 | 95.1 | 11.3 | 0.07713 | 74.3625 | 246.63 | 0.61 |
| 2 | 740 | 12 | 0.175 | 0.139 | 1.062 | 76.649 | 6741.77 | 99.3 | 9.8 | 0.0225 | 86.5355 | 283.98 | 0.67 |
| 3 | 770 | 12 | 0.105 | 0.111 | 0.938 | 66.358 | 5820 | 99.5 | 8.5 | 0.02076 | 86.5006 | 283.87 | 0.65 |
| 4 | 810 | 12 | 0.135 | 0.129 | 0.75 | 54.15 | 4777.65 | 99.2 | 6.9 | 0.02956 | 86.7493 | 284.63 | 0.69 |
| 5 | 860 | 12 | 0.128 | 0.145 | 0.648 | 46.245 | 4074.13 | 99.2 | 5.9 | 0.0389 | 86.5401 | 283.99 | 0.67 |
| 6 | 910 | 12 | 0.17 | 0.238 | 0.621 | 42.67 | 3797.62 | 98.8 | 5.5 | 0.06921 | 86.8376 | 284.9 | 0.69 |
| 7 | 960 | 12 | 0.262 | 0.407 | 0.953 | 65.47 | 5874.41 | 98.7 | 8.4 | 0.07714 | 87.7315 | 287.61 | 0.67 |
| 8 | 1000 | 12 | 0.171 | 0.253 | 1.174 | 82.246 | 7300.07 | 99.3 | 10.5 | 0.03817 | 87.3561 | 286.47 | 0.66 |
| 9 | 1040 | 12 | 0.102 | 0.255 | 1.026 | 74.598 | 6562.2 | 99.6 | 9.5 | 0.04241 | 86.7839 | 284.73 | 0.68 |
| 10 | 1080 | 12 | 0.088 | 0.28 | 0.833 | 61.701 | 5444.78 | 99.6 | 7.9 | 0.05631 | 87.0356 | 285.5 | 0.69 |
| 11 | 1120 | 12 | 0.091 | 0.244 | 0.746 | 52.547 | 4643.68 | 99.5 | 6.7 | 0.05762 | 87.064 | 285.58 | 0.67 |
| 12 | 1170 | 12 | 0.059 | 0.276 | 0.603 | 44.856 | 3969.01 | 99.7 | 5.7 | 0.07635 | 87.3333 | 286.4 | 0.66 |
| 13 | 1400 | 12 | 0.116 | 0.244 | 0.37 | 25.773 | 2319.65 | 99.2 | 3.3 | 0.11747 | 87.8114 | 287.85 | 0.66 |

EK 43: Tarpak Diliminden alinan örnek yerleri.

| **Tarpak Dilimi** | | | |
|---|---|---|---|
| Örnek No: | Litoloji | Amacı | Koordinatı |
| GU1 | Kuvarso-feldispatik | Jeokronoloji | 81250/35900 |
| | şist | Petrografi | |
| GU4 | Biyotit-muskovit şist | Petrografi | 82125/35400 |
| GU8 | Kuvars şist | Petrografi | 81375/35200 |
| GU36 | Fillat | Petrografi | 79775/35240 |
| GU24 | Klivajlı Kuvarsit | Petrografi | 79500/35042 |
| GU41 | Klivajlı Kuvarsit | Petrografi | 78100/35072 |
| GU15 | meta-volkanoklastik | Petrografi | 81788/35226 |
| | | Jeokimya | |
| GU28 | meta-volkanoklastik | Petrografi | 79075/34775 |
| | | Jeokimya | |
| GU10 | meta-volkanoklastik | Jeokimya | 80325/35525 |
| GU53 | meta-volkanoklastik | Jeokimya | 77325/34650 |
| İn16-4 | Diorit sili | Petrografi | 82350/35625 |
| | | Jeokimya | |

EK 44: Çayköy Ortognayslarının felsik ortognaysları için kullanılan örnek yerleri.

| ***Çayköy Ortognaysları*** | | (Felsik Ortognays) | |
|---|---|---|---|
| Örnek No: | Litoloji | Amacı | Koordinatı |
| GCaMi3 | Granitik gnays | Petrografi | 83875/36200 |
| GCaMi9 | Granitik gnays | Petrografi | 84725/36275 |
| GCaMi11 | Granitik gnays | Jeokronoloji/Jeokimya | 85125/35725 |
| GCaMi12 | Granitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 85300/36030 |
| GCaMi8 | Granitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 86675/36075 |
| GCaMi15 | Granitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 92300/36675 |
| GTo16/24 | Granitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 90775/39900 |
| BeTi16-6 | Granitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 97050/39325 |
| BeTi16-1 | Siyenitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 96950/39300 |
| GU | Siyenitik gnays | Jeokimya/Jeokronoloji | 97080/39325 |
| GCa16-1 | Siyenitik gnays | Petrografi | 85450/39075 |
| GCaMi17-4 | Siyenitik gnays | Petrografi | 88025/36125 |
| GCaMi17-36 | Siyenitik gnays | Petrografi | 91725/36350 |
| GCaMi18-9 | Siyenitik gnays | Petrografi | 89600/35800 |

EK 45: Çayköy Ortognayslarının amfibolitleri için kullanılan örnek yerleri.

| ***Çayköy Ortognaysları*** | | (Amfibolit) | |
|---|---|---|---|
| Örnek No: | Litoloji | Amacı | Koordinatı |
| GU14 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 85325/36400 |
| GCaMi4 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 85225/36175 |
| GCaMi6 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 87675/36100 |
| GCaMi16-4 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 88400/35750 |
| GCaMi16-16 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 88382/35975 |
| GCaMi5 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 89275/35850 |
| GCaMi14 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 90150/35975 |
| GCaMi16-14 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 91850/36725 |
| GCaMi7 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 84350/36125 |
| GCaMi16-11 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 84118/36025 |
| GU13 | Bantlı Amfibolit | Jeokimya | 84455/35875 |

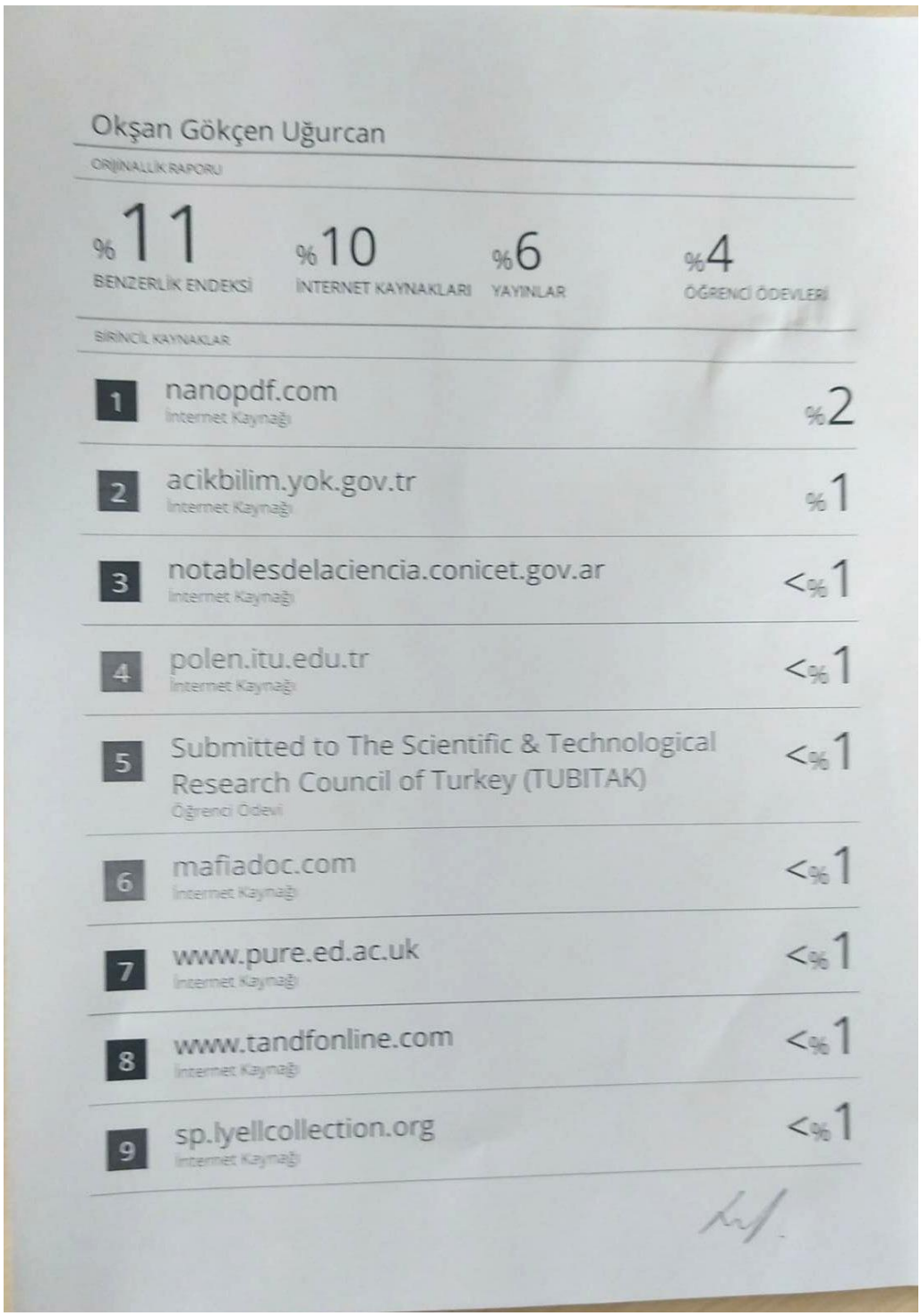
EK 46: Sarıcakaya Paragnaysları için kullanılan örnek yerleri.

| ***Sarıcakaya*** | ***Parahnaysları*** | | |
|---|---|---|---|
| Örnek No: | Litoloji | Amacı | Koordinatı |
| BeTi16/4 | Çakıllı Kuvarsit | Jeokronoloji | 96843/39488 |
| BeTi16/8 | Meta-konglomera | Petrografi | 89650/39470 |
| BeTi16/9 | Meta-konglomera | Petrografi | 91975/39525 |
| BeTi16/20 | Meta-konglomera | Petrografi | 96525/39475 |
| BeTi16/24 | Meta-konglomera | Petrografi | 82900/38850 |
| BeTi16/45 | Kuvars-mika şist | Petrografi | 82900/38850 |
| GBe35 | Psammitik Gnays | Jeokronoloji | 97075/39175 |

EK 47: Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist Dilimi için kullanılan örnek yerleri.

| | ***Orta Sakarya Fillat ve Kontak Şist*** | ***Dilimi*** | |
|---|---|---|---|
| Örnek No: | Litoloji | Amacı | Koordinatı |
| G95 | Hornfels | Petrografi | 77475/40275 |
| G99 | Hornfels | Petrografi | 78125/40945 |
| G108 | Hornfels | Petrografi | 80060/39925 |
| G111 | Hornfels | Petrografi | 79425/39780 |
| G121 | Hornfels | Petrografi | 81325/39770 |
| G142 | Hornfels | Petrografi | 93300/41725 |
| G130 | Hornfels | Petrografi | 88125/42325 |
| G150 | Bantlı Hornfels | Petrografi/Mineral Kimyası | 85040/40550 |
| G84 | Kordiyerit Biyotit Şist | Petrografi | 86775/42200 |
| G71 | Kordiyerit Biyotit Şist | Petrografi | 89185/42475 |
| G24 | Kordiyerit Biyotit Şist | Petrografi | 89300/41525 |
| G15 | Granatlı Biyotit Şist | Petrografi | 95375/41075 |
| G9 | Mu-Bi-kuv-plj-sil±grt±and şist | Petrografi | 96087/40550 |
| G40 | Mu-Bi-kuv-plj-sil±grt±and şist | Petrografi | 90550/40225 |
| G81 | Mu-Bi-kuv-plj-sil±grt±and şist | Petrografi | 86915/40800 |
| G46 | Bi-Ku-ko-grt-sil şist | Petrografi | 91080/40525 |
| AKK-1 | Milonitik kontak şist | Petrografi/Mineral Kimyası | 77165/39644 |
| 228 | Fillat | Jeokronoloji/mineral kimyası | 41315/77125 |
| | | Petrografi | |

# İNTİHAL RAPORU İLK SAYFASI



Okşan Gökçen Uğurcan

ORİJİNALLİK RAPORU

| %11 | %10 | %6 | %4 |
|---|---|---|---|
| BENZERLİK ENDEKSİ | İNTERNET KAYNAKLARI | YAYINLAR | ÖĞRENCİ ÖDEVLERİ |

BİRİNCİL KAYNAKLAR

| | | |
|---|---|---|
| 1 | nanopdf.com<br>İnternet Kaynağı | %2 |
| 2 | acikbilim.yok.gov.tr<br>İnternet Kaynağı | %1 |
| 3 | notablesdelaciencia.conicet.gov.ar<br>İnternet Kaynağı | <%1 |
| 4 | polen.itu.edu.tr<br>İnternet Kaynağı | <%1 |
| 5 | Submitted to The Scientific & Technological Research Council of Turkey (TUBITAK)<br>Öğrenci Ödevi | <%1 |
| 6 | mafiadoc.com<br>İnternet Kaynağı | <%1 |
| 7 | www.pure.ed.ac.uk<br>İnternet Kaynağı | <%1 |
| 8 | www.tandfonline.com<br>İnternet Kaynağı | <%1 |
| 9 | sp.lyellcollection.org<br>İnternet Kaynağı | <%1 |

# ETİK KURUL İZİN YAZISI

# KURUM İZNİ YAZILARI

**Uyarı:** Canlı ve cansız deneklerle yapılan tüm çalışmalar için kurum izin belgelerinin eklenmesi zorunludur. Gizlilik ve mahremiyet içeren durumlarda kurum adı kapatılmalıdır.

☐ **Kurum izni gerekmektedir.**

☒ **Kurum izni gerekmemektedir.**

Okşan Gökçen UĞURCAN
(İmza)

# ÖZGEÇMİŞ

| Kişisel Bilgiler | |
|---|---|
| Adı Soyadı | |
| Doğum Tarihi | |
| Uyruğu | |
| E-Posta Adresi | |
| Web Adresi | |

| Eğitim Bilgileri | |
|---|---|
| **Lisans** | |
| Üniversite | |
| Fakülte | |
| Bölümü | |
| Mezuniyet Yılı | |
| **Yüksek Lisans** | |
| Üniversite | |
| Enstitü Adı | |
| Anabilim Dalı | |
| Programı | |

| Makale ve Bildiriler |
|---|
| |