

<u>İÇİNDEKİLER</u>	<u>SAYFA</u>
	<u>NO</u>
İÇİNDEKİLER	I
ŞEKİLLER DİZİNİ	III
ÇİZELGELER DİZİNİ	XV
1. GİRİŞ	1
1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu	1
1.2. Çalışmanın Amacı	1
1.3. Önceki Çalışmalar	4
2.ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ	14
2.1. Arazi Çalışmaları	14
2.2. Laboratuvar Çalışmaları	14
2.2.1. Tüm kayaç jeokimyası analizleri	15
2.2.2. Mineral ayırma	17
2.2.3. Tek zirkon kristali ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb evaporasyon jeotermokronoloji çalışmaları	40
2.2.4. Apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmaları	42
2.2.4.1. Yaş tayini	42
2.2.4.2. Parçalanma izi uzunluk ölçümleri	43
3. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ' NİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALJİK-PETROGRAFIK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ	45
3.1. Jeolojik Konum	45
3.1.1. Karaçayır Siyeniti	45
3.1.2. Köseadağ Batoliti	46
3.2. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özellikler	52
3.2.1. Mineraloji-Petrografi	52
3.2.2. Ana element jeokimyası	63
3.2.3. Eser ve REE jeokimyası	63
4. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ' NİN TEK ZİRKON ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb EVAPORASYON YAŞ TAYİNİ	84

4.1. Karaçayır Siyeniti	85
4.2. Köseadağ Batoliti	90
5. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ' NİN APATİT FISSION-TRACK YAŞ TAYİNİ VE YÜZEYLENME TARİHÇESİ	94
5.1. Karaçayır Siyeniti	94
5.2. Köseadağ Batoliti	101
6. JEODİNAMİK EVRİM	128
7. SONUÇLAR	133
8. KAYNAKLAR	137
9. ÖZGEÇMİŞ	158
EK A: Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' nin Optik Mikroskop İnceleme Sonuçları	159
EK B: Tek Zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Evaporasyon Yaş Tayini Yönteminin Temel Prensipleri	161
EK C: Parçalanma İzi (Fission-Track) Jeotermokronometri Yönteminin Temel Prensipleri ve Jeolojik Uygulama Alanları	182

<u>SEKİLLER DİZİNİ</u>	<u>SAYFA</u>
	<u>NO</u>
Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Bilgiç, 2002 tarafından düzenlenen 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (TJH) Sivas paftası ve Hakyemez ve Papak, 2002 tarafından düzenlenen 1/500000 ölçekli (TJH) Samsun paftasından basitleştirilerek alınmıştır)	2
Şekil 1.2. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (Boztuğ ve diğ., 2003' den alınmıştır)	3
Şekil 2.1. Mineral ayırma yönteminin basitleştirilmiş akış şeması	16
Şekil 2.2. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Kıрма-Öğütme laboratuvarındaki Fritsch marka çeneli kırıcı	19
Şekil 2.3. Cumhuriyet Üniversitesi Maden Mühendisliği Cevher Hazırlama laboratuvarındaki Gy-Ro-Mill (Glen Creston) marka halkalı değirmen	19
Şekil 2.4. Apatit ve zirkon mineralleri ayırımı sırasında kullanılan 425 µm, 250 µm, 125 µm' lik elek takımları	20
Şekil 2.5. Cumhuriyet Üniversitesi MİPJAL' deli Nüve-FN400 markalı etüv	20
Şekil 2.6. Sallantılı masada eşikler arasındaki tabakalaşmanın şematik gösterimi	22
Şekil 2.7. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki sallantılı masa	22
Şekil 2.8. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki (a) ultrasonik cleaner (b) etüv	23
Şekil 2.9. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında (a) mıknatısla ayırım işlemi ve (b) ayırım sonucu elde edilen mineraller	23
Şekil 2.10. Mafik mineraller ve felsik minerallerin birbirinden ayırımını sağlayan tetrabrometan türü ağır sıvı ve özellikleri	24
Şekil 2.11. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral	25

ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce
(a) ağır sıvı (tetrabrometan) yoğunluğunun kontrolünde
kullanılan malzemeler ve (b) yoğunluk ölçen çubuğun ağır
sıvı içerisinde yüzmesi

- Şekil 2.12.** Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral 26
ayırma laboratuvarlarında (a) ağır sıvıyla (tetrabrometan)
mafik mineraller (mikalar, amfiboller, piroksenler, aksesuar
mineraller) ile felsik minerallerin (kuvars, feldispatlar)
ayırımı (b) yakın görünümü, (c) ayırımı sağlanan mineraller
- Şekil 2.13:** Mineral ayırma işlemleri sonrasında (a) örneklerin 27
kırmızı ışık altında kurutulması ve (b) gruplandırılması
- Şekil 2.14:** Manyetik seperatörün (a) genel görünümü, (b) besleme 28
alanı, (c) ayırım sahası, (d) voltmetre, (e) ampermetre
- Şekil 2.15:** Manyetik seperatörde ayrımlanan minerallerin (a) 29
incelendiği üstten aydınlatmalı mikroskop (b)
incelenme aşaması (c) titanit (x80 büyütme altında) (d)
apatit+zirkon (x80 büyütme altında) minerallerinin
görünümü
- Şekil 2.16.** Zirkon ve apatit minerallerinin birbirinden ayırımını 31
sağlayan di-iodometan türü ağır sıvı özellikleri
- Şekil 2.17.** Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral 31
ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce
ağır sıvı (di-iodometan) yoğunluğunun kontrolü
- Şekil 2.18:** Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral 32
ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (di-iodo metan) apatit
ve zirkon minerallerinin birbirinden ayırt edilmesi
- Şekil 2.19:** Apatit minerallerinin parlatma kalıpları içerisinde 33
boşaltılması
- Şekil 2.20:** Apatit minerallerinin epoksiye gömülmesi için 34
hazırlanmasında kullanılan (a) parlatma kalıpları, (b) diğer
malzemeler

Şekil 2.21: Apatit minerallerinin epoksiye gömülmesi aşamalarında kullanılan (a) epokfix hardener, (b) epokfix resin, (c) birbirleri ile karışması, (d) etüvde bekletilmesi ve (e, f) kalıplar içerisine boşaltılması	35
Şekil 2.22: Parlatma kalıplarının yaş ve uzunluk ölçümleri için hazırlanması ve simgelerinin yazılması (a, b)	36
Şekil 2.23: Parlatma kalıplarının üzerlerindeki herhangi bir kirliliğe karşı ultrasonik banyoda yıkanması	37
Şekil 2.24: Parlatma kalıplarının (a) aşındırılması, (b) aşındırma işleminin mikroskop altında kontrolü, epoksi içerisinde aşındırma sonucu ortaya çıkan apatit minerallerinin (c) iletimli ışıktta, (d) yansıyan ışıktta görünümü	37
Şekil 2.25: Struel RotoPol RPM 130 marka (a) parlatma makinesi, (b) yakın görünümü	38
Şekil 2.26: Dia Duo 6µm, Dia Duo 3µm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jelleri	38
Şekil 2.27: Dia Duo 6µm, Dia Duo 3µm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jellerinin uygulanması sonucu örneklerde meydana gelen değişimlerin şematik gösterimi	39
Şekil 2.28: Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti örneklerini de içeren Orta Anadolu Granitoyidlerine ait apatit preparatları ve değişik standart preparatların Technische Universität Bergakademie Freiberg (Almanya) Yerbilimleri Bölümü laboratuvarlarında hazırlanmış üç adet (FG 01- FG 02- FG 03) örnek setinin termal nötron bombardımanı için nükleer reaktöre gönderilmek üzere hazırlanmış paketi	43
Şekil 3.1. Karaçayır yöresi ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Boztuğ ve diğ. 1996' dan revize edilmiştir)	50
Şekil 3.2. Köseadağ Batoliti' nin (Suşehri-KD Sivas) jeoloji haritası (Boztuğ, 2001' den revize edilmiştir)	51

Şekil 3.3. Karaçayır Siyeniti' nin (a) çift nikol, (b) tek nikoldeki genel görünümü (BAL-74)	54
Şekil 3.4. Karaçayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen zirkon minerallerinin (a) çift nikol, (b) tek nikol görünümü (BAL-74)	54
Şekil 3.5. Karaçayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen pertitik doku ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-75 nolu örnek)	55
Şekil 3.6. Biyotit, bıçağımsı biyotit, zirkon mineralleri ve karbonatlaşma türü bozunmanın (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-76 no' lu örnek)	55
Şekil 3.7. Zirkon ve apatit (c eksenine dik) minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-78 no' lu örnek)	56
Şekil 3.8. Kösedag Batoliti kayaç örneğinde gözlenen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (BAL-86)	59
Şekil 3.9. Kösedag Batoliti BAL-86 no' lu kayaç örneğinde denge kristallenmesi olayı ve apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü	59
Şekil 3.10. Kösedag Batoliti BAL-86 no' lu kayaç örneğinde denge kristallenmesi olayının (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü	60
Şekil 3.11. Kösedag Batoliti kayaç örnekleri içerisinde gözlenen zirkon ve titanit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (BAL-87)	60
Şekil 3.12. Biyotitlerin bozunması sonucu gözlenen klorit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Kösedag Siyeniti BAL-89 nolu örnek)	61
Şekil 3.13. Kösedag Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen turmalin minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Kösedag Siyeniti BAL-89 nolu örnek)	61

- Şekil 3.14.** Kösedag Batoliti kayaç örnekleri içerisinde hornblend minerallerinden itibaren oluşan lifsi/iğnemsî tremolit/aktinolit minerallerinin **(a)** çift ve **(b)** tek nikoldeki görünümü (BAL-91) 62
- Şekil 3.15.** Kösedag Batoliti kayaç örnekleri içerisinde gözlenen iğnemsî apatit minerallerinin **(a)** çift ve **(b)** tek nikoldeki görünümü (BAL-96) 62
- Şekil 3.16.** Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' nin **(a)** Kimyasal isimlendirme (Debon ve Le Fort, 1983) diyagramındaki konumları, **(b)** Le Maitre (1989) diyagramındaki dağılımları, **(c)** Shand's (1927) indeksine göre dağılımları ve **(d)** Toplam alkaliler-silis (TAS) diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları (subalkali-alkali ayırım çizgisi Rickwood, 1989' dan alınmıştır). Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti verileri, sırasıyla Boztuğ ve diğ. (1996) ve Boztuğ (2001)'den alınmıştır 67
- Şekil 3.17.** Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti'ne ait örneklerin **(a)** Ce/Pb – Ce; **(b)** Sm/Yb – Ce/Sm; **(c)** Nb/Th – Nb; **(d)** Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) değışim diyagramlarındaki konumları. (a) ve (c) deki primitif manto Hofmann (1988) den; OOSB, OAB, yay volkanikleri ve kıtasal kabuk değerleri ise Schmidberger ve Hegner (1999) dan alınmıştır. (b) deki OOSB ve OAB Harms ve diğ. (1997) den alınmıştır. (d) deki manto dizilimi Miscovic ve Francis (2005) den alınmıştır 68
- Şekil 3.18.** Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti'ne ait örneklerin **(a)** Rb/Y – Nb/Y; **(b)** Th/Y – Nb/Y (Miscovic ve Francis, 2005); **(c)** Th/Yb – Ta/Yb; **(d)** La/Nb – Ti (ppm) değışim diyagramlarındaki (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) konumları. (a) daki dalma-batma zonu zenginleşmesi ve 69

kabuksal kirlenme, levha içi zenginleşme vektörleri Pearce ve diğ. (1990) dan; alt kabuk, üst kabuk ve toplam kabuk bileşimleri ise Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır. (b) deki dalma-batma eriyikleri ve metasomatizması bölgeleri Schiano ve diğ. (1995) ve Yogodzinski ve diğ. (1995) den; MORB ve OIB bileşimleri ise Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır. (c) deki dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristallenme vektörleri, sırasıyla, dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristalleşmeyi tanımlar (Pearce ve diğ., 1990). (d) deki OOSB, OAB ve ÜKK (üst kıtasal kabuk) değerleri Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır

Şekil 3.19. Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin 72

(a) $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ (Martin, 1999); (b) Sr/Y - Y (Defant ve Drummond, 1990) ve (c) Ba/Nb - La/Nb (Jahn ve diğ., 1999) konumları. (a) $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır (c) deki Ba/Nb - La/Nb (Jahn ve diğ., 1999) diyagramındaki primitif manto Sun ve McDonough (1989); kıtasal kabuk ortalaması Taylor ve McLennan, (1985), Condie (1993); klastik sediment ortalaması Condie (1993); OOSB, OAB ve Dupal-OAB bileşimleri Le Roux (1986) dan alınmıştır

Şekil 3.20. Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin 81

Yb/Ta-Y/Nb diyagramlarındaki konumları (Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından hazırlanan diyagramdan alınmıştır)

Şekil 3.21. Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin 82

Kayaç/Kondrit (Sun, 1982) diyagramındaki konumları

Şekil 3.22. Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin 83

Kayaç/İlksel Manto (Sun, 1982) normalize diyagramlarındaki konumları

Şekil 4.1. Karaçayır Siyeniti'ne ait BAL-74 numaralı örnekte 6 88

zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (**AOY**= Ağırlıklı Ortalama Yaş, **n**= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, **ASSO**= Ağırlıklı Standart Sapmaların Ortalaması)

- Şekil 4.2.** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnek ve elde edilen yaş verisinin Karaçayır Siyeniti' ne ait jeoloji haritası üzerindeki gösterimi 89
- Şekil 4.3.** Köseadağ Batoliti' ne ait BAL-87 numaralı örnekte 4 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (**AOY**= Ağırlıklı Ortalama Yaş, **n**= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, **ASSO**= Ağırlıklı Standart Sapmaların Ortalaması) 91
- Şekil 4.4.** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnek ve elde edilen yaş verisinin Köseadağ Batoliti'ne ait jeoloji haritası üzerindeki gösterimi 93
- Şekil 5.1.** Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait yaş-yükselim diyagramı 95
- Şekil 5.2.** Karaçayır Siyeniti'ne ait apatit parçalanma izi yaşlandırması yönteminde kullanılan örnekleme haritası (apatit parçalanma izi yaşları harita üzerinde gösterilmektedir) 98
- Şekil 5.3.** Karaçayır Siyeniti (a) BAL-74, (b) BAL-75, (c) BAL-76 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarılma Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol) 99
- Şekil 5.4.** Karaçayır Siyeniti (a) BAL-77, (b) BAL-78, (c) BAL-79 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarılma Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol) 100

Şekil 5.5. Kösedag Batoliti'ne ait apatit parçalanma izi yaşlandırması yönteminde kullanılan örnekleme haritası (apatit parçalanma izi yaşları harita üzerinde gösterilmektedir)	103
Şekil 5.6. Kösedag Batoliti (a) BAL-85, (b) BAL-86, (c) BAL-87 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (TSZ: Toplam Stabilite Zonu, KOZ: Kısmi Onarılma Zonu, TSZ: Toplam Stabilite Zonu, 1: Mükemmel yol, 2: Kabul edilebilir yol)	104
Şekil 5.7. Kösedag Batoliti (a) BAL-88, (b) BAL-89, (c) BAL-90 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (TSZ: Toplam Stabilite Zonu, KOZ: Kısmi Onarılma Zonu, TSZ: Toplam Stabilite Zonu, 1: Mükemmel yol, 2: Kabul edilebilir yol)	105
Şekil 5.8. Kösedag Batoliti (a) BAL-91, (b) BAL-92, (c) BAL-93 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (TSZ: Toplam Stabilite Zonu, KOZ: Kısmi Onarılma Zonu, TSZ: Toplam Stabilite Zonu, 1: Mükemmel yol, 2: Kabul edilebilir yol)	106
Şekil 5.9. Kösedag Batoliti (a) BAL-94, (b) BAL-95, (c) BAL-96 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (TSZ: Toplam Stabilite Zonu, KOZ: Kısmi Onarılma Zonu, TSZ: Toplam Stabilite Zonu, 1: Mükemmel yol, 2: Kabul edilebilir yol)	107
Şekil 5.10 Kösedag Batoliti (a) BAL-97, (b) BAL-98, (c) BAL-99 no' lu örneklere ait sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (TSZ: Toplam Stabilite Zonu, KOZ: Kısmi Onarılma Zonu, TSZ: Toplam Stabilite Zonu, 1: Mükemmel yol, 2: Kabul edilebilir yol)	108
Şekil 5.11. Karaçayır Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit minerallerinin dağlanma işlemi öncesinde mikroskop	109

- altındaki görünümleri (BAL-75)
- Şekil 5.12.** Kösedag Batoliti kayaç örneklerindeki apatit minerallerinin dağlanma işlemi öncesinde mikroskop altındaki görünümleri (BAL-86)-86) 110
- Şekil 5.13.** Karaçayır Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelemlerde mikroskop altındaki (BAL-78) 111
- Şekil 5.14.** Karaçayır Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelemlerde mikroskop altındaki (BAL-74 ve BAL-79) 111
- Şekil 5.15.** Kösedag Batoliti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelemlerde mikroskop altındaki (BAL-90 ve BAL-99) 112
- Şekil 5.16.** BAL-74 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelemlerde (**a, c, e**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 113
- Şekil 5.17.** BAL-74 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelemlerde (**a, c, e**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 114
- Şekil 5.18.** BAL-75 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelemlerde (**a, c, e**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous 115

- tracks)
- Şekil 5.19.** BAL-77 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 116
- Şekil 5.20.** BAL-78 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 117
- Şekil 5.21.** BAL-79 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c)** muskovit dedektör üzerinde termal nötron bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, e, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 118
- Şekil 5.22.** BAL-79 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 118
- Şekil 5.23.** BAL-85 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(b, d, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, f, g)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 119
- Şekil 5.24.** BAL-87 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, d, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, f, g)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 120

- Şekil 5.25.** BAL-88 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**b, d, f**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**a, c, e, g**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 121
- Şekil 5.26.** BAL-89 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g, i**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h, i**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 122
- Şekil 5.27.** BAL-92 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**b, d, f, h**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**a, c, e, g, i**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 123
- Şekil 5.28.** BAL-93 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 124
- Şekil 5.29.** BAL-95 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 125
- Şekil 5.30.** BAL-97 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 126
- Şekil 5.31.** BAL-99 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks) 127

büyütmelerde **(a, c, e, g)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f, h)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)

- Şekil 6.1.** Karaçayır Siyeniti'nin jeodinamik evrim modelinin şematik gösterimi 129
- Şekil 6.2.** Köseadağ Batoliti'nin jeodinamik evrim modelinin şematik gösterimi 131

<u>ÇİZELGELER DİZİNİ</u>	<u>SAYFA NO</u>
Çizelge 2.1. Minerallerin türüne bağlı olarak manyetik seperatöre verilmesi gereken eğim açıları	30
Çizelge 3.1. Karaçayır Siyeniti'ne ait eser (ppm; ppb) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları	64
Çizelge 3.2. Köseadağ Batoliti'ne ait eser (ppm; ppb) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları	65
Çizelge 4.1. U-Th-Pb sistemine ait bozuşma parametreleri (Wagner, 1998; Güleç, 2001)	85
Çizelge 4.2. Karaçayır Siyeniti'ne ait BAL-74 no' lu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verisi	87
Çizelge 4.3. Köseadağ Batoliti'ne ait BAL-87 no' lu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verisi	92
Çizelge 5.1. Karaçayır Siyeniti'nin apatit fission-track jeotermokronoloji yaşları	97
Çizelge 5.2. Köseadağ Batoliti apatit fission-track jeotermokronoloji yaşları	102

1. GİRİŞ

Yüksek lisans tez çalışması kapsamında gerçekleştirilen bu çalışmada, inceleme alanının coğrafik konumu, çalışmanın amacı ve önceki çalışmalar aşağıda sunulmuştur.

1.1. İnceleme Alanının Coğrafik Konumu

Çalışma alanı 1:25.000 ölçekli Sivas İ 37 b2-İ38 a1 paftaları içerisinde bulunan ve Sivas ili K-KB' sında yüzeyleyen Karaçayır Siyeniti (Ünal, 1987; Boztuğ ve diğ., 1996) ile Giresun H 39 c2-c3-H40 d1-d4 paftaları içerisinde bulunan ve ilk kez Kalkancı (1974) tarafından Köseadağ Siyenitik Masifi olarak tanımlanan Sivas ili kuzeydoğusundaki Suşehri ilçesinin güney batısında yüzeyleyen Köseadağ Batoliti' ni (Boztuğ ve diğ., 1994; Boztuğ, 2001) kapsayan alan içerisinde yer almaktadır.

İnceleme alanları içerisinde Karaçayır yöresindeki başlıca yerleşim merkezi Karaçayır köyü, Köseadağ yöresindeki yerleşim alanları ise genellikle yayla niteliğinde olmakla beraber Yukarıören, Aşağıören, Aşağıanuklu, Yukarıanuklu, Soğanovası yaylaları olarak sıralanabilir.

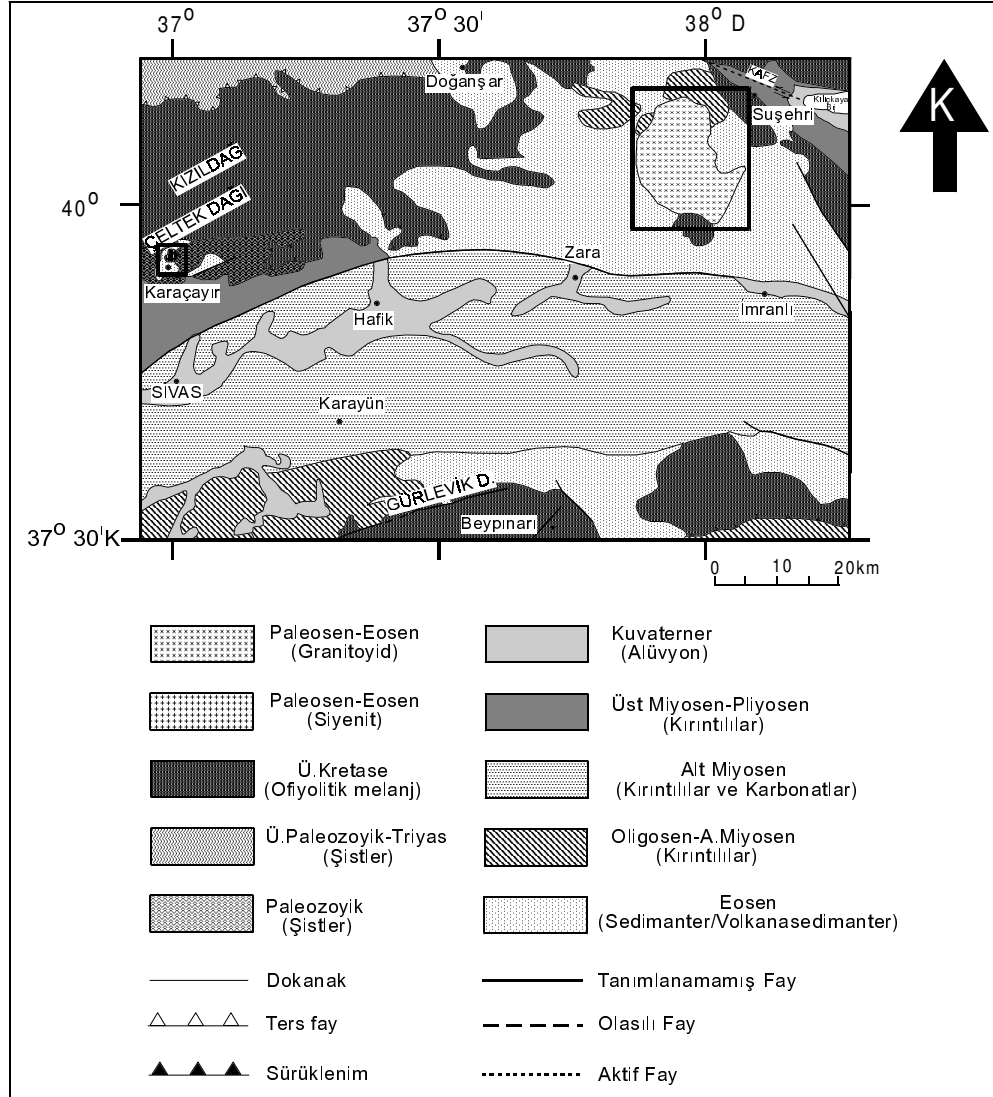
İnceleme alanı içerisinde Karaçayır köyü ve civarındaki önemli yükselti alanları kuzeyden güneye doğru Paşadamı (1998m), Keleşen Tepe (1984m), Yellice Tepe (1947m), Evliya Tepe (1807m), Çatalçam Tepe (1864m), Evliya Tepe (1868m) şeklinde sıralanmaktadır. Suşehri güney batısında bulunan Köseadağ' da ise Köse Süleyman Ziyareti (2881m) inceleme alanın en önemli yükseltisi olarak belirtilebilir.

Karaçayır yöresinde tipik olarak karasal iklim, Köseadağ yöresinde ise daha çok Karadeniz iklimi ile karasal iklim arasında bir geçiş gözlenmekle birlikte yılın hemen her döneminde su bulunduran çeşitli akarsular bulunmaktadır.

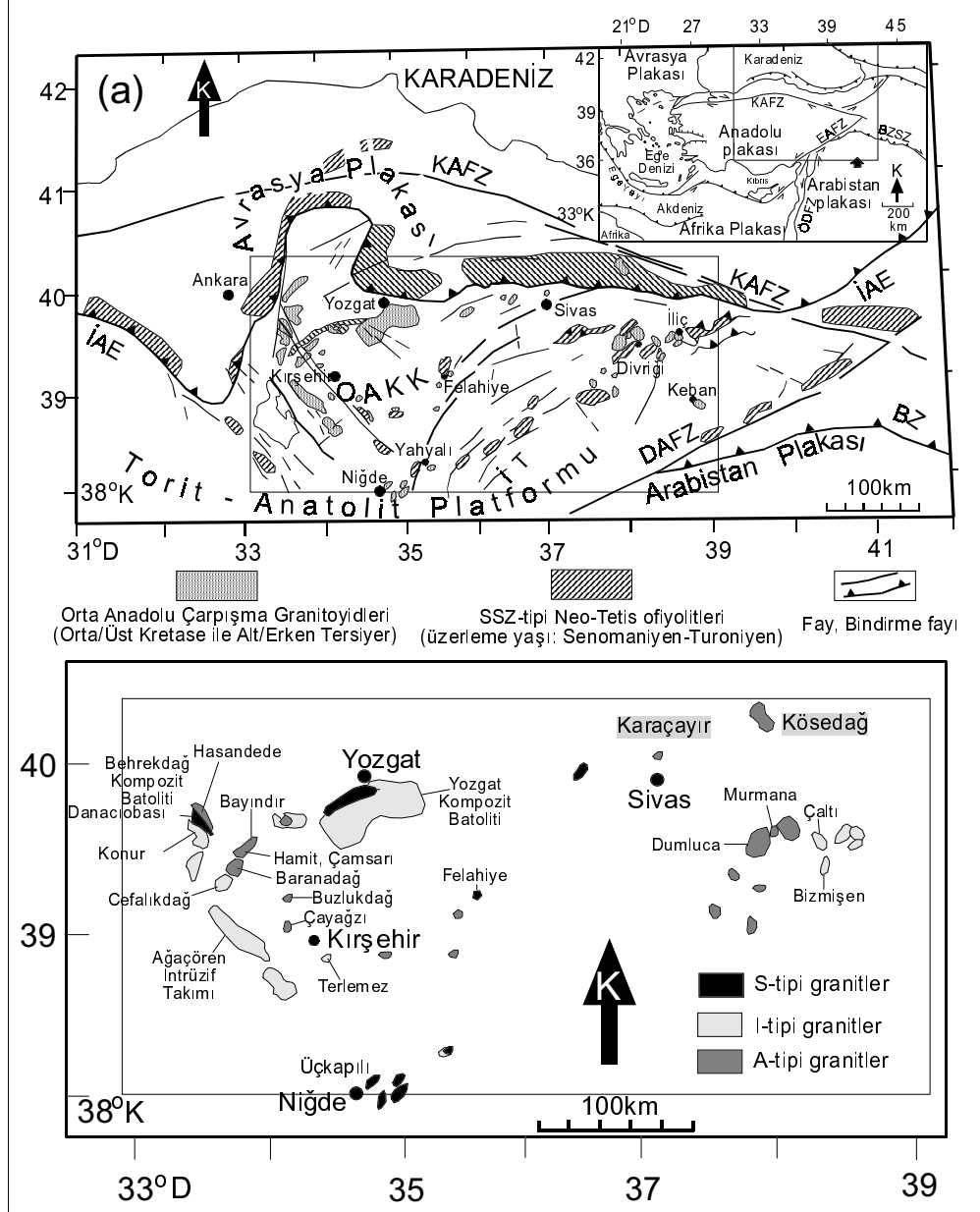
1.2. Çalışmanın Amacı

Bu çalışmada Sivas ili kuzey-kuzeybatısında yer alan Karaçayır Siyeniti ve Sivas ili kuzeydoğusundaki Suşehri ilçesinin güney batısında yüzeyleyen Köseadağ Batoliti' nin (Şekil 1.1, 1.2) jeolojik konumları, mineralojik-petrografik

özellikleri, bu bölgedeki kayaçların “ ^{207}Pb - ^{206}Pb tek zirkon evaporasyon” yöntemiyle yerleşim yaşı ve “apatit fission-track jeotermokronoloji” yöntemiyle yüzeyleme tarihçelerinde yükselme yaşı, tipi ve hızı ile zaman-sıcaklık modellemesinin ortaya konması amaçlanmıştır.



Şekil 1.1. Çalışma alanının yer bulduru haritası (Bilgiç, 2002 tarafından düzenlenen 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası (TJH) Sivas paftası ve Hakyemez ve Papak, 2002 tarafından düzenlenen 1/500000 ölçekli (TJH) Samsun paftasından basitleştirilerek alınmıştır)



Şekil 1.2. Çalışma alanının bölgesel jeoloji haritası (Boztuğ ve diğ., 2003' den alınmıştır)

Çalışmanın esas konusunu oluşturan Karaçayır Siyeniti (Ünal, 1987; Boztuğ ve diğ., 1996) ve Köseadağ Batoliti' ne (Kalkancı, 1974; Boztuğ ve diğ., 1994, Boztuğ, 2001) ait detay çalışmalar referans alınmış olup bu çalışma ile bölgedeki kayaçların yerleşim yaşı ve yükselim yaşı, yükselim hızı, yüzeylenme tarihçesine ait veriler toplanmaya çalışılmıştır.

1.3. Önceki Çalışmalar

Yörede daha önce yapılan çalışmalara bakıldığında, aşağıda kısaca özetlenen çalışmaların varlığı görülmektedir.

Ketin (1955), Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu masifinin tektoniğini incelediği çalışmasında magmatizmanın, kristalin masif içerisine sokulum yapan plütonik aktivite (saha gözlemlerine dayanarak Üst Kretase'den genç Lütesyenden yaşlı) şeklinde olduğunu, Üst Kretase ve Lütesyen devrelerinde ise denizaltı volkanizması şeklinde geliştiğini belirtmiştir.

Yalçınlar (1955), Sivas ve çevresinde yaptığı çalışmasında inceleme alanının temelini oluşturan ve yaşlıdan gence doğru şist, kuvarsit ve mermerlerden oluşan Paleozoyik yaşlı metamorfitlelerin Karaçayır yakınında D-B doğrultusu boyunca uzanarak belirgin bir antiklinal oluşturduğunu öne sürmüştür.

Ketin (1959), Akdağmadeni yakın civarının jeolojisi ve maden yataklarını incelediği çalışmasında, bölgede gnays, mikaşist, mermer ve kuvarsitlerden meydana gelen bir metamorfik serinin bulunduğunu ve bu seriyi yer yer granit, granodiyorit, aplit gibi asidik intrüzyonların kestiğini belirtmiştir.

Kurtman (1961), Sivas-Divriği arasındaki bölgede yaptığı çalışmada magmatik kayaçların başlıca serpantin olmaları üzere, diyorit, melafirmandelştayn, spilitmandelştayn, bazalt ve andezitlerden oluştuğunu belirtmiştir.

Nebert (1961), Kelkit çayı ve Kızılırmak arasında kalan alanda yaptığı çalışmada asidik intrüzyonların Eosen' in andezitik-bazaltik ekstrüzyonları ortasında bulunduğunu ve intrüzyonların sütun şeklinde bir plüton olduğunu ifade etmiştir.

Artan ve Sestini (1971), Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinde yaptıkları çalışmada serpantinitlelerin Maestrihtiyen-Alt Paleosen kalkerleri ve Eosen filifi

üzerine tektonik olarak yerleştiğini, Orta Eosen kalkerlerinin serpantinleri yer yer örttüğünü belirtmişlerdir. Üst Kretase ofiyolitlerinin yer çekimi kayması ile kuzeye hareket ettiğini, filişler içerisinde Alt-Orta Eosen' de olistostromların oluştuğunu, Üst Eosen' de şaryajların geliştiğini daha sonraları ise post-jeosenklinal serileri olan evaporit, kalker ve kumtaşlarının diğer birimleri örttüğünü ifade etmişlerdir.

Kurtman (1973), Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısını incelediği çalışmada havzadaki en yaşlı birimin Üst Kretase öncesi (Paleozoyik?) metamorfik seri olduğunu, bu serinin üzerine Üst Kretase (Kampaniyen-Mestrihtiyen-Daniyen) yaşlı Tecer kalkerleri ve Paleosen yaşlı Gürlevik kalkerlerinin çökeldiğini ifade etmiştir. Bu birimler üzerine volkanik ara katkılı filiş fasiyesindeki Eosen yaşlı birimlerin uyumsuz olarak çökeldiğini belirten yazar, bölgedeki Oligosen yaşlı birimleri Selimiye Formasyonu olarak adlandırmıştır. Miyosen yaşlı birimlerden denizel olanları Karacaören Formasyonu, karasal olanları Hafik Formasyonu olarak adlandırmış ve bunların birbirleri ile yanal ve düşey geçişli olduğunu belirtmiştir. Bölgenin tektonik gelişimini ise iki yükselim alanı arasında kalan bir gerilim alanıyla sınırlı olduğunu ve aynı zamanda bu kesimde yoğun kıvrımlanma tektoniğinin egemen olduğunu ifade etmiştir.

Kalkancı (1974), Zara ve Suşehri arasındaki bölgenin jeolojik ve petrokimyasal incelemesini yaptığı çalışmada, temelde Alt Kretase yaşlı serpantinleşmiş ofiyolitik kayalar ile ultrabazik bir masifin bulunduğunu ve bu serinin Lütésiyen' den Priaboniyen' e kadar devam eden filiş fasiyesindeki kalın bir volkano-sedimanter birim tarafından örtüldüğünü belirtmiştir. Volkano-sedimanter birimler üzerine Priaboniyen yaşlı andezitik karakterli volkanik birimlerin geldiğini ve daha sonra siyenitik bir masifin yer almasıyla sonuçlanan plütonik aktivitenin varlığını ifade etmiştir.

Bu çalışmasında siyenitik kütleyi kenar fasiyesi, kuvarslı siyenit, biyotitli siyenit olarak 3 fasiyese ayırtlamış olup; Rb-Sr radyometrik yaş tayini ile kuvarslı siyenitlerin yaşını 42 ± 4 milyon yıl; pegmatitik biyotitli siyenitlerin yaşını ise 37 ± 2.7 milyon yıl olarak saptamıştır. Ayrıca kütle spektrometresi ile yapılan

ölçüm sonuçlarına göre andezitik kütlelerin manto, kuvarslı siyenitlerin üst manto-kabuk sınırında, pegmatitik biyotit siyenitin kabuksal bir magma kökenine sahip olduklarını ileri sürmüştür. Bölgedeki magmatik aktivitenin büyük çatlaklar boyunca yerleşen keratofirik ve riyolitik karakterli volkanizmayla devam ettiğini ve Priaboniyen' de önemsiz gölsel sedimanların çökeldiğini belirtmiştir.

Tatar (1977), Çamlıbel (Yıldızeli) yöresini içine alan bölgenin stratigrafisini ve petrografisini araştırdığı çalışmada, inceleme alanındaki kayalar Akdağ Metamorfikleri, ofyolitik seri, Üst Kretase sedimentleri, ofiyolitik diziyi kesen asidik ve bazik plütonikler, Paleojen sedimentleri, Tersiyer volkanikleri ve Neojen sedimentleri olarak ayırmıştır .

Tokel (1977), Karadeniz bölgesindeki Tersiyer volkanizması üzerinde yaptığı çalışmada, D-B yönlü bir kuşak şeklinde Lütesiyen yaşlı volkaniklerin kalkalkalen karakterde bir andezit-dasit dizisi olduğunu ifade etmiştir. Oldukça geniş alanlar kaplayan Eosen volkanikleri ve bunu izleyen granit-granodiyorit sokulumlarının Kuzey Anadolu (Pontid) kıtasının güney kenarında Lütesiyen' de gelişen bir litosfer yitimine ait olduğunu öne sürerek andezitik volkanizmayı güneyden sınırlayan Kuzey Anadolu ofiyolit karmaşığının ise yiten okyanus kabuğunu temsil ettiğini savunmuştur.

Yılmaz (1981a), Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışın yaşı ve içyapısını incelediği çalışmada, inceleme alanının kuzeyinde karışık (melange) görünümünde olan metamorfik kayaların yeşilist ve Permiyen yaşlı kristalleşmiş kireçtaşlarından oluştuğunu belirtmiştir. Güneyde ise yaygın olarak yüzeyleyen metamorfiklerin altta yeşilist ara katkılı kalkışit ve mermer, üstte kuvarsit olmak üzere iki bölümden oluştuğunu belirtmiştir. Kuzeyde ofiyolitli karışık üzerine, ofiyolitli karışıktan türeyen olistostrom düzeyleri kapsayan Üst Senoniyen yaşlı pelajik kireçtaşlarının uyumsuzlukla oturduğunu ve bu verilere dayanarak ofiyolitli karışığın bölgeye yerleşiminin Senomaniyen–Alt Senoniyen arasında olabileceğini ileri sürmüştür. Güneyde ise ofiyolitli karışık ve Karaçayır civarındaki metamorfiklerin granodiyoritler tarafından kesildiğini belirtmiştir. Neojen yaşlı birimlerin ise karasal olduğunu ve tüm birimler üzerine uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir.

Yılmaz (1981b), Tokat ili Sivas arasındaki bölgede bazı volkaniklerin petrokimyasını incelediği çalışmada, ofiyolitli karışık içerisinde yer alanların (I. grup volkanikler) okyanus ortası sırtlarda oluşan toleyitik kayaların özelliklerini taşıdığını, Üst Kretase (olasılı Turoniyen) yaşlı volkaniklerin (II. grup volkanikler) yitim kuşaklarında oluşan volkaniklerle özdeş olmakla birlikte ada yayı oluşumunun ilk aşamasını ve devamını belirleyen kalkalkalin volkanit niteliğinde olduğunu ve Eosen veya büyük olasılıkla daha genç yaşta olan volkaniklerin (III. grup volkanikler) kalkalkalin kayaların farklılaşmasının son ürünü olduğunu belirtmiştir.

Gökçen (1982), Zara-Hafik ve Refahiye bölgelerindeki yaptığı çalışmada Eosen filişine ait detaylı çalışmalar yapmıştır.

Yılmaz (1983), Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeolojisi ve ofiyolitli karışığın konumu hakkında yaptığı çalışmada, inceleme alanı içerisinde Eosen öncesi üç tektonik birimin yer aldığını belirtmiştir. Bunlar; kuzeyde Tokat Metamorfileri, güneyde Akdağmadeni Metamorfileri ve iki birim arasında yer alan ofiyolitli karışık ile karışığın örtü kayaları olduğunu ifade etmiştir.

Yılmaz ve Özer (1984), Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağı' nın Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünde yaptıkları çalışmada, inceleme alanının temelini şist, gnays, amfibolit, mermer ve kuvarsit gibi metamorfite ve Üst Kretase yaşlı ofiyolitli karışık ile karışığın örtü kayalarının oluşturduğunu, Eosen yaşlı dizinin yer yer granitik yada siyenit kayalar tarafından kesilen birimler üzerine açılı uyumsuzlukla geldiğini belirtmişlerdir. Eosen dizisini domsal bir yapıda olan volkaniklerin kestiğini, tüm bu birimlerin üzerine Neojen-Kuvaterner yaşlı bazalt akıntıları ve karasal oluşukların açıl uyumsuzlukla geldiğini ifade etmişlerdir. Bölgenin günümüzdeki konumunu bölgesel yükselme sonucu kara haline gelme, sıkışma ve bazaltik volkanizma ile aldığını öne sürmüşlerdir.

Ulakoğlu (1985), Suşehri ve dolayının jeolojisini incelediği çalışmada, bölgede en altta Suşehri Serpantiniti olarak adlandırdığı Üst Jura-Alt Kretase yaşlı ultrabazik kayaların yer aldığını, bu birimler üzerine Lütseyen yaşlı filiş

karakterli birimlerin geldiğini ve Eosen sonlarına doğru Köseadağ Siyeniti' nin bölgeye yerleştiğini belirtmiştir. Bu birim üzerine Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonunun geldiği ve bu biriminde açısız uyumsuzlukla Akitaniyen-Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşlı birimleri üzerlediğini ifade etmiştir. Pliyosen yaşlı birimlerin ise açısız uyumsuzlukla bölgeye yerleştiği ve en genç çökellerin Kuvaterner yaşlı alüvyonlar olduğunu belirtmiştir.

Yılmaz (1985), Yukarı Kelkit çayı ve Munzur Dağları arasının temel jeoloji özelliklerini incelediği çalışmasında, bölgede Liyas öncesi, Üst Kretase-Paleosen, Eosen sonu ve sonrası yaşlarda olan üç adet asidik karakterli magmatizma ürünlerinin olduğunu, Pontitlerde Üst Kretase yaşlı oluşukların alt-orta düzeylerinde dasitik, üst düzeylerinde ise andezitik-bazaltik volkanitlerin yer aldığını ifade etmiştir. Bu magmatik ve volkanik ürünlerin Üst Kretase-Paleosen sırasında kıta kabuğuna yerleşmiş diyapirlerin yeniden hareketi sonucu oluşmuş olabileceğini savunmuştur.

Yılmaz ve diğ. (1985), Yukarı Kelkit çayı yöresi ve güneyinde yaptıkları çalışmada, Eosen sonu yaşta olan siyenitik ve yer yer granitik karakterde olduğunu belirttikleri magmatikleri "Köseadağ Magmatikleri" olarak adlandırmışlardır. Bu sokulum kayalarının oluşum ortamlarının yay ortamı olduğunu öne sürmüşlerdir.

Ünal (1987), Karaçayır' da yer alan siyenitlerin 5 farklı mineralojik karakterde (amfibol-biyotit siyenit, nefelin siyenit, biyotit-muskovit siyenit, kuvars siyenit, muskovit siyenit) olduğunu ve sahada dairesel bir zonlanma gösterdiğini ileri sürmüştür. I-tipi granitoyit özelliğine sahip olduğunu belirttiği Karaçayır masifinin mineralojik ve petrografik özelliklerinin 2 farklı evrede (birinci evrede masifin iç kısımları oluşmuştur; ikinci evrede ise mikroklinleşme, albitleşme, muskovitleşme ve kloritleşme şeklinde mineral dönüşümlerinin gelişmiştir) meydana geldiğini belirtmiştir. Mineralojik ve petrografik incelemelere dayanarak masifin düşük sıcaklıkta orta derinlikte (mezozon), yüksek p_{H₂O} basıncı altında ve yavaş yavaş kristallenerek bölgeye yerleştiğini savunmuştur.

Üşümezsoy ve Ulakoğlu (1988), Köseadağ Siyenitik Plütону' nun Suşehri ön çukur çanağının Eosen yaşlı kumtaşı volkanitler içerisine yerleşmiş olduğunu ve bu siyenit kütesinin Eosen yaşlı volkan magmasının evrimleşmiş ürünü olduğunu ileri sürmüşlerdir.

Aktimur ve diğ. (1990), Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisini inceledikleri çalışmada, havzanın güneyinin Munzur Kireçtaşı, kuzeybatısının ise Karaçayır Formasyonu ile sınırlı olduğu, Alt Kampaniyen-Alt Maestrihtiyen yaş aralığında bölgeye Refahiye ofiyolitli karışığının yerleştiği belirtilmiştir. Ofiyolitli karışığın Üst Maestrihtiyen yaşlı karbonatlı sığ deniz çökelleri tarafından uyumsuzlukla örtüldüğünü, bu karbonatların Paleosen-Eosen yaşlı olistostromal filiş özelliğindeki derin deniz sedimanlarına geçtiği ve Oligo-Miyosen ve Alt-Orta Miyosen yaşlı kırıntılılar ve karbonatların daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örttüğünü ifade etmişlerdir. Bölgenin Üst Lütesiyen' den itibaren karalaşmaya başladığını, Üst Miyosen sonlarına doğru tamamen karalaştığını ve Neo-tektonik dönemde oluşan faylara bağlı olarak travertenlerin çökeldiğini öne sürmüşlerdir.

Kazancı (1991), Suşehri civarındaki Geç Miyosen tortullarının sedimantolojik özelliklerini incelediği çalışmasında, karasal Miyosen tortullarının Kuzey Anadolu Fay Zonu' na paralel olarak yüzelediğini ve bu istifin Kuzey Anadolu Fayı öncesi hızla dolan bir depolanma bölgesi olduğunu savunmuştur.

Gökten (1993), Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ Metamorfitleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniğini ortaya koymak için yaptığı çalışmada, inceleme alanının güney kesiminde başlıca Akdağ masifine ait metamorfik kayaların, bu masif içerisinde Eosen öncesi dönemde sokulmuş intrüzifler ile masifin Eosen ve daha genç yaşlı örtü kayalarının yüzelediğini belirtmiştir. Yıldızeli güneyinde Akdağ Metamorfitleri' nin bir horst yapısında bulunduğunu ve bu kayaçların Eosen tortulları ile normal faylı olduğunu ileri sürerek Lütesyen ve sonrasındaki sıkışma rejiminin etkilerinin bölgede bir örtü tektoniği biçiminde görüldüğünü savunmuştur. Eosen yaşlı sedimanter kayaçların kuzeyde ofiyolitli karışık üzerine uyumsuzlukla, Karaçayır dolayında ise metamorfitlerin üzerine açısal uyumsuzlukla geldiğini ifade etmiştir.

Boztuğ ve diğ. (1994), İç-Doğu Anadolu alkalin provensi doğu kesimlerinde yüzeyleyen Köseadağ Batoliti' nin petrografisi, petrokimyası ve petrojenezini inceledikleri çalışmada; Üst Eosen yaşlı Köseadağ Batoliti' nin Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter birime ait traki-bazalt ve bazaltik-trakiandezitleri kestiği ve Alt Miyosen (Akitaniyen) yaşlı lagüner kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtüldüğü belirtilmektedir. Köseadağ Batoliti' nin doğu kesimi orta-kaba ve ince taneli olarak iki fasiyese ayrılmış olup; bunlardan ana kütleliyi oluşturan orta-kaba taneli fasiyesin genellikle kuvars siyenit, siyenit ve ender olarak monzonitik kayalardan oluştuğu, ana kütle içerisine sokulum yapan ince taneli fasiyesin ise siyenitik kayalardan oluştuğu ifade edilmiştir. Bu çalışmada siyenitik ve monzonitik kayaların kafemik (CAFEM), metalümino, katyonik $(Na+K) < Al$ parametresi olan silis bakımından doygun alkalin (ALKS) özellikte bir magma tipine sahip olduğu ve geç orojenik, levha içi granitoidleri karakterli, çarpışma sonrası bir jeodinamik ortama bağlı olarak gelişebileceği öne sürülmüştür. Köseadağ Batoliti' nin Neo-Tetis' in kuzey kolunun kuzeye doğru yitimi ile ilgili çarpışmaya bağlı kabuk kalınlaşmasının sonlarında, pasif kenarda meydana gelen gerilme rejimi ile gelişebilecek olan manto yükseliminden malzeme alan ve alt kabuktan da kirlenen bir petrojenez mekanizmasına sahip olabileceği belirtilmiştir.

Uysal ve diğ. (1995), Koyulhisar (Sivas) dolayında yaptığı çalışmada Orta Eosen yaşlı volkaniklerin çarpışma sonrası geliştiğini ve yer yer kalkalkalen, yer yerde alkalen özellik gösterdiğini belirtmiş ve bu volkanitlerin Üst Eosen yaşlı Köseadağ Plütonu tarafından ve daha sonraki dönemde de Üst Eosen sonlarında andezit ve tüflerden oluşan dayklarla kesildiğini ve çarpışma sonrası olarak yorumlanan bu daykların genellikle kalkalkalen ve seyrek olarak da alkalen özellik gösterdiğini açıklamıştır.

Yılmaz ve diğ. (1995), Akdağ masifi ve dolayında yüzeyleyen kayaç topluluklarının ilişkileri ve gelişen yapısal unsurları inceledikleri çalışmalarında Akdağmadeni Litodemi' nin gabrodan granite kadar değişen farklı intrüzif kütleler tarafından kesildiğini ayrıca gabroyik kayalarında yer yer asidik dayk ve sokulumlar tarafından kesildiğini belirtmişlerdir.

Boztuğ ve diğ. (1996), Karaçayır Siyenitik Plütönu' nun Üst Kretase sonrası-Orta Eosen öncesi bir yaşa sahip olduğunu, plütönu ana kütesinin iki mikalı siyenitler ile iki mikalı nefelin siyenitlerden oluştuğunu belirterek bu plütönu Orta Anadolu çarpışma sonrası alkali plütönizmanın önemli bir üyesi olduğunu ifade etmişlerdir. Karaçayır Plütönu' nun tümkayaç ana ve eser element jeokimyası verilerine dayanarak anorojenik/levha içi/çarpışma sonrası karakter sergilediğini, jeolojik konumu, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre de A-tipi karakterde olduğunu belirtmişlerdir. Jeolojik ve analitik veriler doğrultusunda Karaçayır Plütönu' nun kabuksal bulaşmaya uğramış manto kökenli alkalin bir magmadan itibaren kristalleştiği, böyle bir magma kaynağının ise çarpışma sonrası gelişen litosferik incelmeye bağlı olarak yükselen manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon koşulları altında kısmi ergimeye uğraması sonucu oluşabileceğini ileri sürmüşlerdir.

Özden ve Alpaslan (1996), Kurtlapa-Çeltek (Sivas kuzeyi) arasında ofiyolitli karışık içerisinde yer alan diyabazları jeolojik konumları, mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özelliklerine göre iki gruba (Kurtlapa Diyabazı, Çeltek Diyabazı) ayırmış ve karşılaştırmalı olarak incelemişlerdir. Jeokimyasal verilere ve bölgenin jeolojik konumuna dayanarak Kurtlapa Diyabazı' nın okyanus ortası sırtı bazaltı karakterinde olduğunu ve Neotetis okyanusunun kuzey kolunun açılması sırasında geliştiğini, Çeltek Diyabazı' nın ise düşük potasyumlu toleyitik ve ada yayı toleyiti karakterinde olduğu ve Neotetis okyanusunun kuzey kolunun kapanmasını izleyen evrede üst manto malzemesinin kısmi ergimesine bağlı olarak gelişen dayklar olabileceğini savunmuşlardır.

Özden ve Över (1998), Sivas havzası kuzey kenarında (Sakardağ) Tersiyer yaşlı gerilme durumlarının saptanmasına fay topluluklarının kinematik analiziyle bir yaklaşımda bulunmuşlardır. Bölgede Erken-Orta Eosen yaşlı birimlerde, Geç Eosen öncesi bir tektonik fazın (P_1); Erken-Orta Eosen ve Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı birimlerde ise Geç Eosen ve sonrası dönemi temsil eden ikinci bir tektonik fazın (P_2) varlığını saptamışlardır.

Efe ve Gökçe (1999), Maden köyü (İmranlı-Sivas) çevresindeki Pb-Zn yataklarında yaptıkları çalışmada, bölgedeki kurşun-çinko yataklarının Maden

Volkanitleri' ni ve Köseadağ Siyeniti' ni kesen fay zonları boyunca damar tipi cevherleşmeler şeklinde olduğunu belirtmişlerdir.

Özden ve diğ. (1999), Karaçayır Siyeniti' ni keser konumda bölgeye yerleşmiş olan bazaltların yaşını Orta Miyosen olduğunu belirtmiştir.

Boztuğ (2001), KAFZ' nun kuzeyindeki Bektaşayla-Çambaşı ve güneyindeki Köseadağ yörelerinde yaptığı çalışmalarda Üst Eosen yaşlı alkalın ve transalkalin birimlerin, jenetik olarak birbirleri ile ilişkili ilksel bir alkalın magma kaynağından itibaren türemiş olabileceklerini ve bu derinlik kayaçlarını oluşturan magma kaynağının Ankara-Erzincan suture zonu boyunca meydana gelen Anatolid-Pontid çarpışmasını takip eden ve kenet zonunun her iki kesiminde de gelişen litosferik delemineasyona bağlı gerilme rejimi altında yükselen üst manto malzemesinin adiyabatik dekompresyon mekanizması ile kısmi ergimeye uğraması sonucu meydana gelmiş olabileceğini ileri sürmüştür.

Boztuğ ve diğ. (2004), Doğu Pontid' lerde Dereli-Şebinkarahisar bölgesindeki granitoidlerde apatit fission-track yöntemi ile yaptıkları çalışmada, yükselme profilindeki yaşları; Senoniyen' deki ($80.7 \pm 3.2 - 62.4 \pm 2.5$ My) yavaş yükselmeyi Avrasya kıtası altına Neo-Tetis dalma zonu üzerinde, çarpışma zonunun üst kesimlerine çarpışma ile ilişkili diyapirik yükselmeler olarak yorumlamışlardır. Bunu takip eden Paleosen-Erken Eosen ($57.4 \pm 2.4 - 47.8 \pm 2.4$ My) süresince hızlı yükselişi, farklı yaşlı granitoidlerin sıralanması, bileşimleri ve kabuk içerisine yerleşme seviyelerinin, Pontid (Avrasya) ve Anatolid (Gondwana) arasındaki çarpışma ile ilişkili olduğunu belirtmektedirler.

Boztuğ ve diğ. (2005) Doğu Pontidlerde kompozit Kaçkar Batoliti' nin Ardeşen (Rize)-İspir (Erzurum) arası kesiminde yapıları apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmalarında 17-23 milyon yıllık apatit fission track yaşı ve yıllık 0.4-0.5 mm yükselme oranına sahip çok hızlı bir tektonik yükselme modelini ortaya koymuşlardır. Hızlı tektonik yükselmeyi Oligo-Miyosen' de Anadolu levhası ile Arap levhasının çarpışması sonucu meydana gelen gerilme rejimi ile ilişkilendirmişlerdir.

Yukarıda özetlenen önceki çalışmalara bakıldığında, genel olarak stratigrafi, yapısal jeoloji, bölgesel jeoloji üzerinde durulmuş olup bölgede

yüzeyleyen plütonik kütlelerin yüksek ve düşük sıcaklıklı jeotermokronolojik yöntemlerle yaşlandırılarak yerleşme ve yüzeyleme tarihçeleri ile REE jeokimyasına yönelik ayrıntılı çalışmalar yapılmadığı görülmektedir. Bu nedenle, bu Yüksek Lisans tez çalışmasında, Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti kayac örnekleri üzerinde **REE analizi** verileri ile bu plütonik kütleleri oluşturan magmaların kökenine yönelik çalışmaların yanı sıra yüksek sıcaklıklı jeotermokronolojik yöntemlerden “**tek zirkon ²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb evaporasyon yöntemi**” ve düşük sıcaklıklı jeotermokronolojik yöntemlerden de “**apatit fission-track yöntemi**” kullanılarak literatürde eksikliği hissedilen bu konuların giderilmesi amaçlanmıştır.

2.ÇALIŞMA YÖNTEMLERİ

Bu çalışma, Eylül 2003-Haziran 2006 tarihleri arasında, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalında (Mineraloji-Petrografi Bilim Dalı) gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada kullanılan yöntem ve teknikler arazi ve laboratuvar çalışması olmak üzere iki bölümden oluşmaktadır.

2.1. Arazi Çalışmaları

Yüksek lisans tezi kapsamında yapılan arazi çalışması 2004 yaz döneminde başlatılmış olup 2005 yaz döneminde tamamlanmıştır. Sivas ili kuzey-kuzeybatısında yer alan Karaçayır Siyeni'te Boztuğ ve diğ. (1996) tarafından yapılan detay çalışmalar, Sivas ili kuzeydoğusundaki Suşehri ilçesinin güney batısında yüzlek veren Köseadağ Batoliti'nde ise Kalkancı (1974), Boztuğ ve diğ. (1994) ve Boztuğ (2001) yapılan temel çalışmalar ve 1/25.000 ölçekli jeolojik haritalar dikkate alınmıştır.

Yapılan bu çalışmada bölgede yüzeyleyen plütonik kütlelerin $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemiyle yerleşim yaşlarının ve apatit parçalanma izi (fission-track) yöntemiyle yükselim yaşı, yükselim hızı, yüzeyleme tarihesinin ortaya konması amaçlandığı için mümkün olduğu kadar taze ve karakteristik 3-5 kg. ağırlığında toplam 21 adet tüm kayaç örneği alınmış ve bu kayaç örnekleri "BAL" indisi ile numaralandırılmıştır.

2.2. Laboratuvar Çalışmaları

Araziden alınan 21 adet kayaç örneğinin tamamının petrografik ince kesitleri C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit laboratuvarında hazırlanmış ve bu kesitlerin mineralojik-petrografik incelemeleri alttan aydınlatmalı NİKON – Labophot –Pol tipi binoküler araştırma mikroskopunda yapılmıştır. Mikroskopik incelemeler sonucunda en taze ve karakteristik olduğu düşünülen kayaç örneklerinden tüm kayaç eser ve nadir toprak element analizleri yapılmıştır. Bununla birlikte inceleme alanındaki plütonik kütlelerin yükselim yaşı, yükselim hızı ve tipi (apatit fission-track) ve yerleşim yaşı ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ tek zirkon

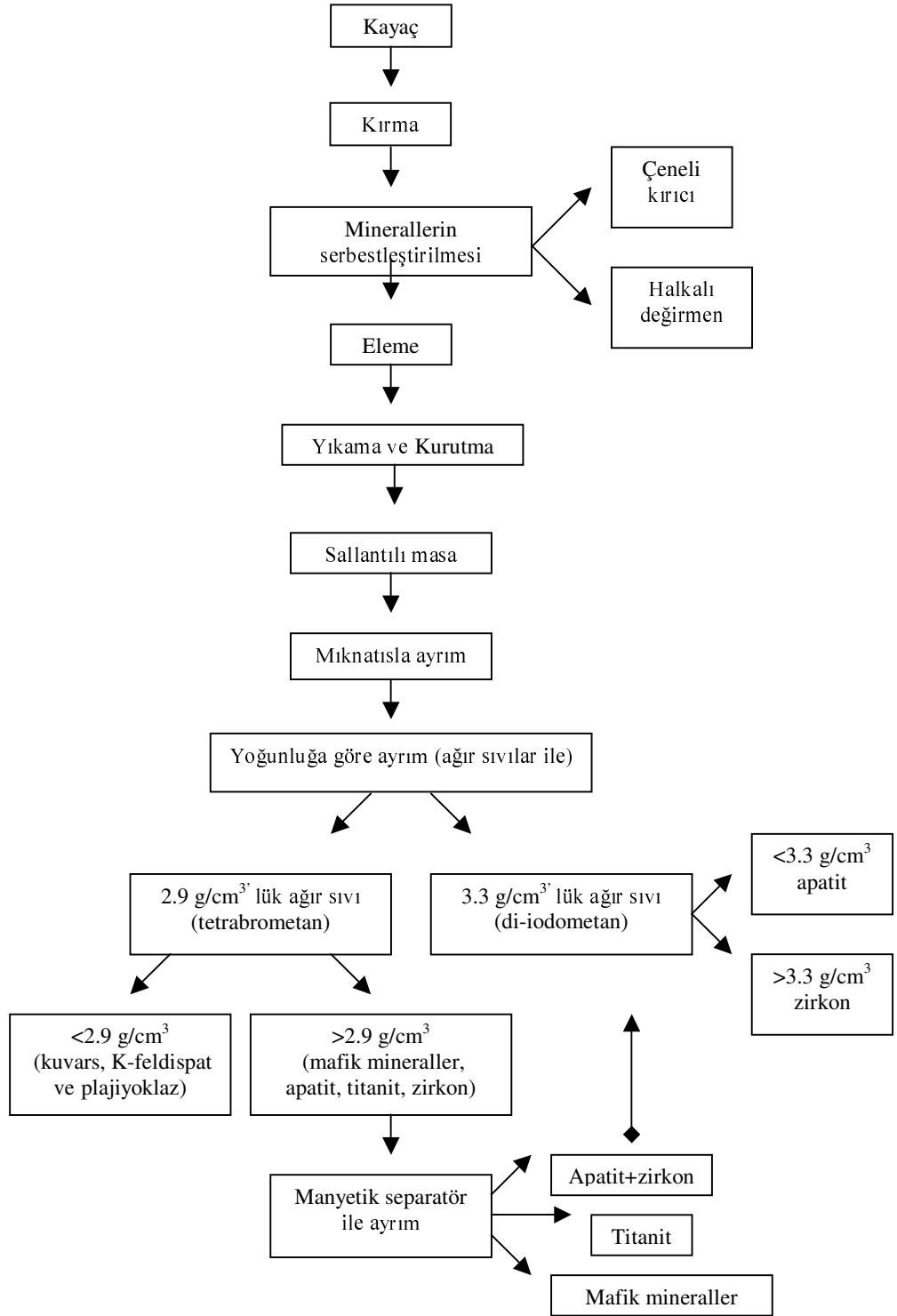
evaporasyon yaşı) araştırıldığından dolayı örneklerin tümü üzerinde mineral ayırma işlemleri gerçekleştirilmiştir.

Mineral ayırma işlemlerinin bir bölümü Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji ve Maden Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında, mineral ayırma işlemlerinin geriye kalan bölümü ve jeotermokronolojik incelemeler ise, Institut für Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg (Sachsen, Almanya)'deki laboratuvarlarda yapılmıştır.

Yapılan mineral ayırma işlemleri ayrıntılı olarak Bölüm 2.2.2' de anlatılmaktadır. Mineral ayırma işlemlerinin basitleştirilmiş akış şeması ise Şekil 2.1' de gösterilmiştir.

2.2.1. Tümü kayaç jeokimyası analizleri

Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' nin petrolojik ve petrojenetik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Karaçayır Siyeniti' ne ait 6 adet tüm kayaç örneğinin eser ve nadir toprak element analizleri, Kösedag Batoliti' nde ise 15 adet tüm kayaç örneğinin eser ve nadir toprak element analizleri Kanada Actlabs (Activation Laboratories LTD.) yapılmıştır. Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' ne ait ana element jeokimyası hakkında sırasıyla Boztuğ ve diğ. (1996) ve Boztuğ (2001) tarafından oldukça detaylı çalışmalar yapılmıştır.



Şekil 2.1. Mineral ayırma yönteminin basitleştirilmiş akış şeması

2.2.2. Mineral ayırma

Apatit fission-track jeotermokronoloji ve $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yöntemi çalışmaları yapmak amacıyla yapılan mineral ayırma işlemlerinde izlenen yollar aşağıda verilmektedir. Radyometrik yaş tayini ve jeokimya oldukça pahalı ve zaman alıcı bir yöntemdir. Bu nedenle oldukça özenli bir çalışma gerektirmektedir. Bu çalışmaların basamakları bu bölümde detaylı olarak anlatılmaktadır.

a. Not tutmak

- ❖ Çalışılan bölgeye ait daha önceki çalışmalar dikkatle seçilmeli ve gözden geçirilmelidir.
- ❖ Alınacak olan örnekler oldukça dikkatli bir şekilde seçilmelidir.
- ❖ Örneklerin hazırlanma aşamasında kesinlikle çok dikkatli ve temiz olunmalıdır.
- ❖ Kullanılan aletler, makineler ve çalışılan laboratuvarlar temiz olmalıdır.
- ❖ Her bir örnek için ayrı kağıtlar kullanılmalıdır.
- ❖ Kullanılan kağıtlar üzerine her örnek için yapılan işlemler yazılmalıdır (örn; eleme, manyetik ayırım vb.) ve ayrıca not edilmesi gereken özellikler varsa mutlaka yazılmalıdır (örn; yoğunluk farkı nedeniyle ağır sıvı ile yapılan işlemlerde hafif mineraller için $d < 2.9\text{gr}/\text{cm}^3$, ağır mineraller için $d < 2.9\text{gr}/\text{cm}^3$).
- ❖ Her işlemden sonra bir sonraki işlemde kullanılacak örnekler alınmalı ve kalan örnekler daha sonraki dönemlerde yararlanılacağı düşünülerek düzenli bir şekilde saklanmalıdır.

b. Örnek almak

Jeokronoloji ve jeokimya çalışmaları için alınacak örneklerde uyulması gereken kurallar aşağıda verilmektedir.

- ❖ Alınan örnekler lokasyonu temsil etmelidir.
- ❖ Bozunmamış/temiz örnekler alınmalı ve alterasyon yüzeylerinden uzak durulmalıdır.

- ❖ Örnek miktarı kayacın türüne (bazik kayalardan ~10-20 kg, asidik ve ortaç bileşimli kayalardan ~5-10 kg) ve yapılan çalışmanın amacına uygun olarak belirlenmelidir.
- ❖ Alınan kayaç örneklerinin kenar ve köşeleri çekiç yardımıyla düzeltilmeli ve bu işlem sonrasında örneğe ait indis ve numara yazılmalıdır.
- ❖ Örnekler numaralandırıldıktan sonra ayrı ayrı gazete kağıtlarına sarılıp bantlanmalı ve daha sonra poşetlere konulmalı ve ağızları kapatılmalıdır.
- ❖ Bu çalışmalar sırasında alınan örneklerin yerleri kesin olarak GPS yardımıyla belirlenmeli ve harita üzerine işaretlenmelidir (x,y,z koordinatları).

c. Örneklerin kırılması

Araziden alınan örnekler laboratuvarlarda çekiç ve çeşitli aletler yardımıyla oldukça küçük parçalara ayrılır. Bu işlemler sırasıyla;

- ❖ Örs üzerinde çekiç yada balyoz yardımıyla örnekler 3-5 cm' lik parçalara ayrılır ve varsa altere yüzeylerden arındırılır.
- ❖ Küçültülen kayaç parçaları arasından en temiz ve uygun parçalar seçilir (jeokronoloji ve jeokimyasal çalışmalar için uygun olan örnekler).
- ❖ Serbestleştirme aşaması için seçilen örneklerden arta kalan örnekler poşetlenerek saklanır.

d. Minerallerin serbestleştirilmesi

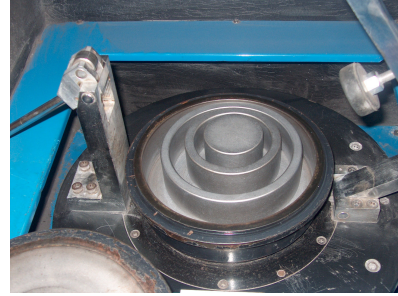
Küçültülen örneklerin uygun boyutlara getirilmesi ve içlerindeki minerallerin kırılmadan yalnızca serbestleşmelerini sağlamak için çeşitli makineler kullanılır.

- ❖ Örnekler ilk olarak çeneli kırıcıda sırasıyla 5,3,1 aralıklarında kırılarak fındık büyüklüğünde ~0.5 cm' den daha küçük boyutlara getirilir.



Şekil 2.2. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Kırma-Öğütme laboratuvarındaki Fritsch marka çeneli kırıcı

- ❖ Bu örnekler halkalı değirmende 3 saniye öğütülür. Öğütme süresinin kısa tutulmasının en önemli nedeni kayacı oluşturan minerallerin tamamen toz haline gelmesini engellemek ve serbestleşmesini sağlamaktır.



Şekil 2.3. Cumhuriyet Üniversitesi Maden Mühendisliği Cevher Hazırlama laboratuvarındaki Gy-Ro-Mill (Glen Creston) marka halkalı değirmen

- ❖ Çalışma yöntemlerine bağlı olarak seçilecek minerallere göre uygun elek takımları hazırlanır (40 μm , 80-90 μm , 125 μm , 250 μm , 425 μm , 800 μm gibi). Öğütülen örnek elek takımı üzerine konur ve sallayıcı (shacker)da ~5 dakika elenir.



Şekil 2.4. Apatit ve zirkon mineralleri ayrımı sırasında kullanılan 425 μm , 250 μm , 125 μm ' lik elek takımları

Elek takımının (+425 μm) üzerinde kalan malzeme yeterli örnek sağlanana kadar tekrar öğütülüp elenir.

- ❖ Elek takımı ve eleme sonucunda elde edilen her bir elek fraksiyonu özellikle +125 μm , -250 μm aralığı (apatit ve zirkon minerallerinin bulunduğu) ve -425 μm +250 μm “ultrasonik banyo” yardımıyla iyice yıkanır tamamen temizlenmesi sağlanır.
- ❖ Yıkanan örnekler etüvde 40°C’ da ~5-6 saat kurutulur (apatit minerallerinin ısıya karşı duyarlı olması nedeniyle sıcaklığının 40-50°C’ yi geçmemesi gerekir).



Şekil 2.5. Cumhuriyet Üniversitesi MİPJAL’ deli Nüve-FN400 markalı etüv

- ❖ Kuruyan mineraller iç içe geçirilmiş iki adet naylon torbaya konur ve örneğe ait numara, fraksiyon bir kağıda yazılarak poşetin kenarına eklenir.

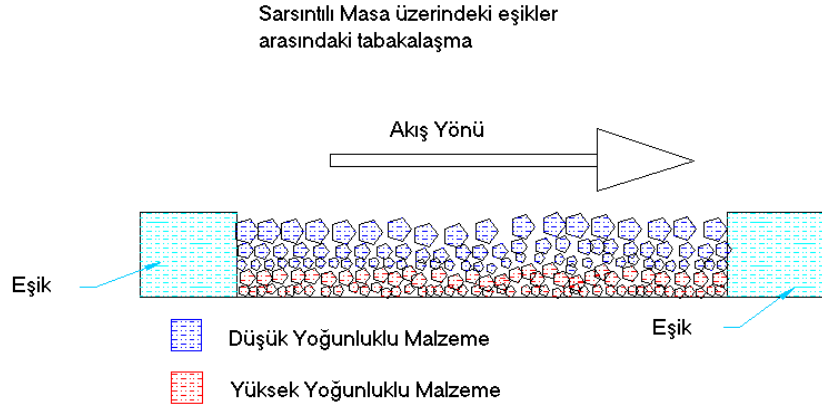
e. Ayırım yapmak

Belirli fraksiyonlara kadar küçültülen minerallerde; minerallerin yoğunluk farkı ve manyetik özellik taşıyıp taşıymasından yararlanılarak istenilen mineral grupları ayrılabilir. Bu yöntemlerin ana başlıkları sallantılı masa, mıknatıs ile ayırım, ağır sıvı (tetrabrometan, $d=2.9 \text{ gr/cm}^3$) ile ayırım (mafik mineraller ile felsik minerallerin birbirinden ayrımı), manyetik seperatör ile ayırım (titanit minerallerinin apatit ve zirkon minerallerinden ayrımı) ve ağır sıvı (di-iodometan, $d=3.3 \text{ gr/cm}^3$) ile ayırım (apatit ile zirkon minerallerinin birbirinden ayrımı) olarak sayılabilir.

1-Sallantılı Masa

Sallantılı masa üzerinde birbirine paralel şekilde sıralanmış eşikler bulunan dörtgen şeklinde yatay bir düzlem ve besleme alanından oluşur. Sallantılı masa, uzun ekseni doğrultusundaki titreşim hareketi ve besleme alanı tarafından verilen su ile birlikte beslemedeki taneciklerin boyutlarına, bağlı yoğunluklarına göre ayrılması esasına bağlı olarak çalışan bir sistemdir. Yoğunluğu yüksek olan taneler tabakalaşmadan dolayı eşikler arasında kalırken masanın hareketi nedeniyle masanın sonuna doğru giderler (Şekil 2.6).

- ❖ Sallantılı masada yoğunluğu yüksek mineraller NST 1a, yoğunluğu düşük mineraller NST 1b, 1c ve ince taneli mineraller NST 2, 3, 4 birbirinden ayrılır.
- ❖ Sallantılı masada ayrılan mineral gruplarının toplanması için 3 farklı fraksiyonda 6 adet elek kullanılır.
- ❖ Elek takımı her örnekten sonra ultrasonik cleaner yardımıyla ~7 dakika temizlenir, fazla tazyikli olmayan su ile yıkanır. Aynı şekilde sallantılı masada her örnekten sonra üzerinde bir önceki örneğe ait tek bir tane kalmayacak şekilde temizlenir.

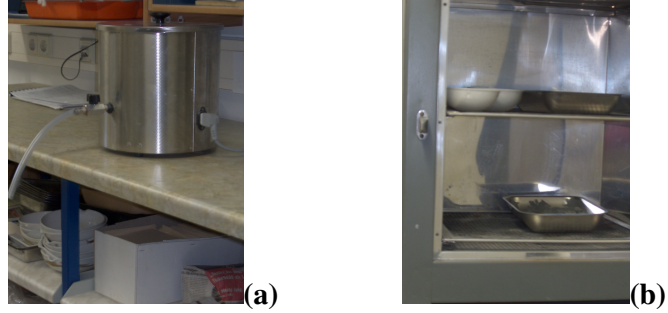


Şekil 2.6. Sallantılı masada eşikler arasındaki tabakalaşmanın şematik gösterimi



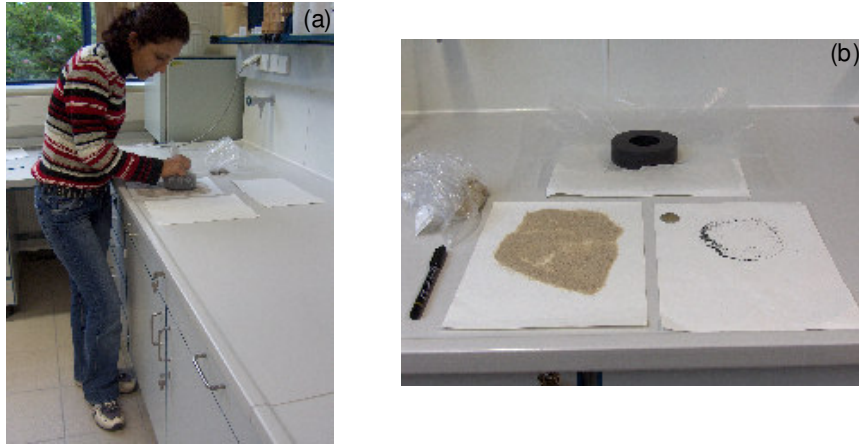
Şekil 2.7. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki sallantılı masa

- ❖ Ayrılan bu mineraller ayrı ayrı kablara konularak $\sim 40^{\circ}\text{C}$ ' da 15 saat etüvde kurutulur.
- ❖ Kuruyan örneklerin herbiri ayrı ayrı zarflara konur ve üzerlerine önce örnek numarası daha sonra ise sallantılı masada kullanılan simgeler yazılır.
- ❖ Yoğunluğu düşük mineraller (NST 1b, 1c) ve ince taneli mineraller (NST 2, 3, 4) saklanır.
- ❖ Ağır mineraller olarak ayrılan grupta (NST 1a) ile çalışmaya devam edilir.



Şekil 2.8. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarındaki (a) ultrasonik banyo (b) etüv

2- Manyetik ayırım



Şekil 2.9. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında (a) mıknatısla ayırım işlemi ve (b) ayırım sonucu elde edilen mineraller

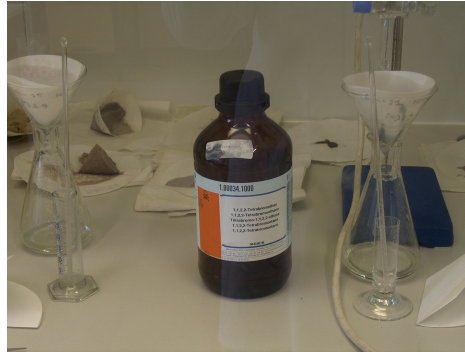
- ❖ Ağır mineraller (NST 1a)' den naylon poşete sarılı mıknatıs yardımıyla (handmagnetik) manyetik mineraller ayrılır (mıknatıs nedeniyle naylon poşete yapışmış olan mineraller mıknatısın poşetten çıkarılmasıyla temiz bir kağıt üzerine dökülür) ve manyetik olan minerallere **MP**, manyetik olmayan minerallere **UP** simgesi verilir. Her örnekten sonra bir önceki örneğe ait minerallerin mıknatıs üzerine yapışma ihtimaline karşılık mıknatıs kompresör

yardımıyla temizlenir. Manyetik mineraller ayrıldıktan sonra ağır sıvı ile mineral ayırma işlemlerine devam edilir.

3- Ağır sıvılar ve manyetik seperatör ile ayırım

Ağır sıvı ile yapılan ayırım mafik mineraller ile felsik minerallerin ayırımı sırasında kullanılan tetrabrometan ($>2.9 \text{ g/cm}^3$) ve apatit ile zirkon minerallerinin birbirinden ayırımı için kullanılan di-iodometan ($>3.3 \text{ g/cm}^3$) olmak üzere iki tip ağır sıvı ile yapılır. Ancak bu iki etap arasında manyetik seperatör ile ayırım basamağı da vardır.

Tetrabrometan ($d= 2.9 \text{ g/cm}^3$) ile ayırım işlemi



TETRABROMETAN:

Formül: $\text{C}_2\text{H}_2\text{Br}_4$

1l= 2.96 kg

M=345.67 g/mol

Safılık (GC) \geq 98.5%

Identity

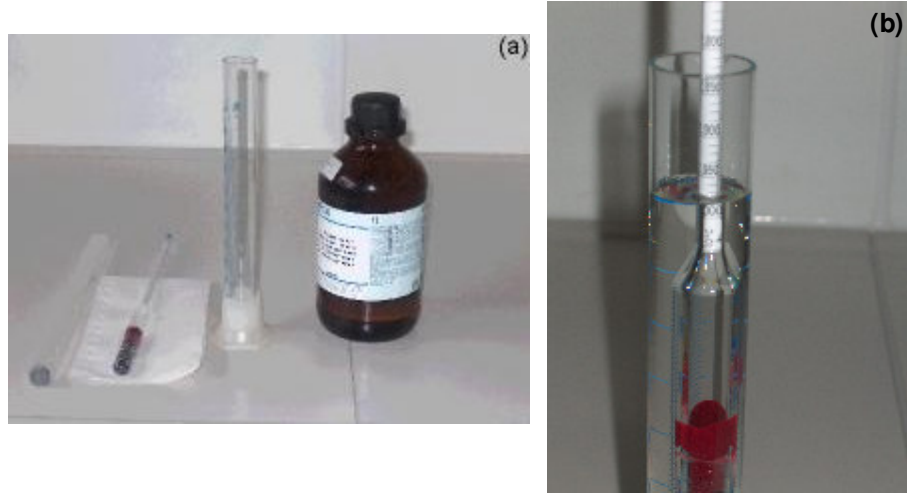
(IR-spectrum) passistes

Yoğunluk (d 20°C/4°C) 2.960-2.970 g/cm^3

Su içeriği \leq 0.05%

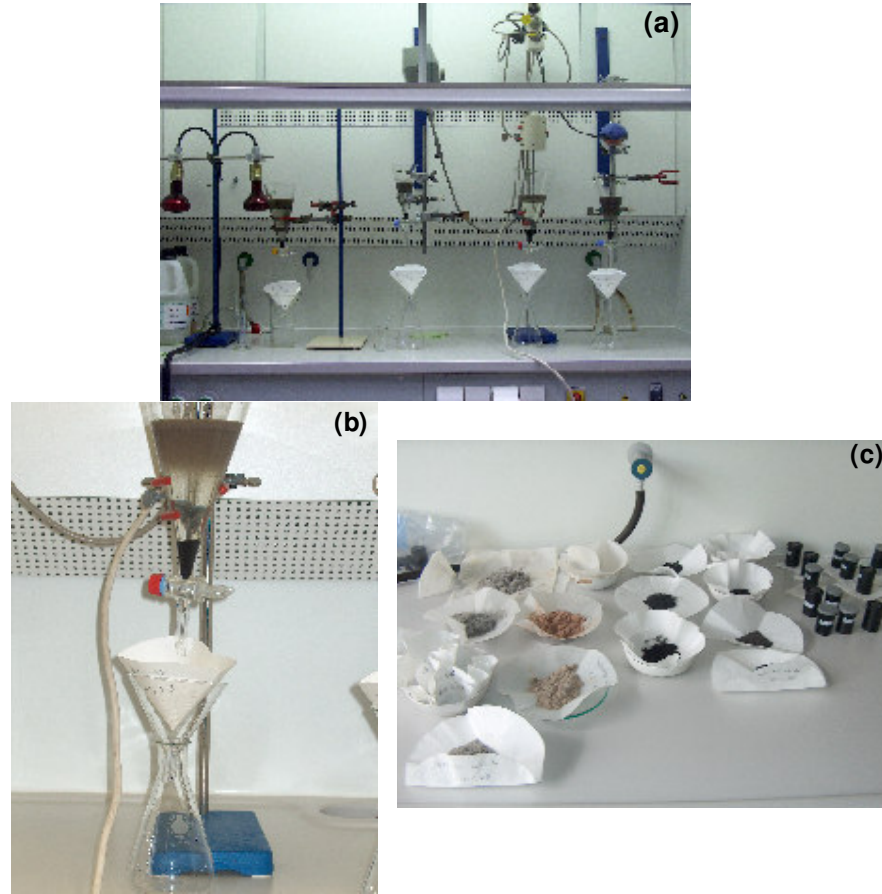
Şekil 2.10. Mafik mineraller ve felsik minerallerin birbirinden ayırımını sağlayan tetrabrometan türü ağır sıvı ve özellikleri

- ❖ Ağır sıvı ile ayırım işlemine başlamadan önce yoğunluğun $2.960\text{-}2.970 \text{ g/cm}^3$ arasında bir değer taşıyıp taşımadığı belirlemek amacıyla içerisinde yoğunluğu $d < 2.960 \text{ g/cm}^3$ olan bir malzeme bulunan cam çubukla ağır sıvının yoğunluğu belirlenmelidir.



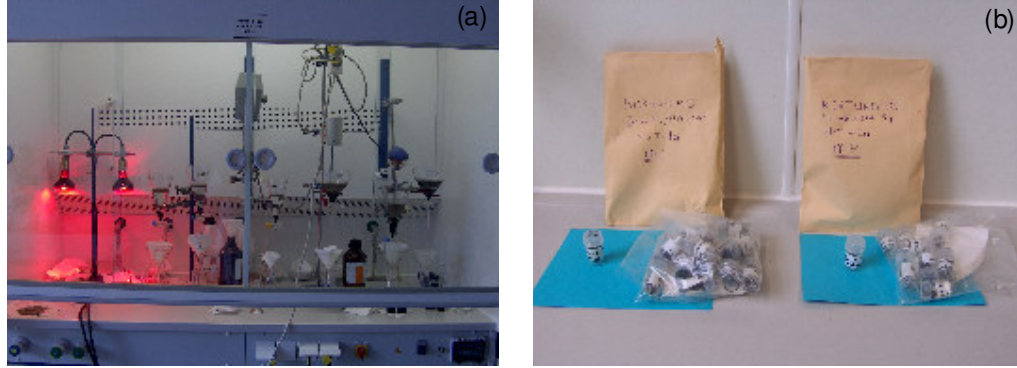
Şekil 2.11. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce **(a)** ağır sıvı (tetrabrometan) yoğunluğunun kontrolünde kullanılan malzemeler ve **(b)** yoğunluk ölçen çubuğun ağır sıvı içerisinde yüzmesi

- ❖ Yoğunluğu kontrol edilen ağır sıvı ayırma hunilerine konur ve üzerine mineral ayırma işlemi gerçekleştirilecek örnek (UP) boşaltılıp karıştırılır. Orta kesimde asılı kalan minerallerin çökmesini yada üst kısımda yüzmesini sağlamak amacıyla bu karıştırma işlemi mekanik karıştırıcılarla çok düşük devirde yada her 20 dakikada bir cam çubuk yardımı ile yapılır.
- ❖ Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı iki gruba ayrılır (Şekil 2.12). Bunlardan birincisi yoğunluğu $d > 2.9 \text{ g/cm}^3$ ten büyük olan mineraller (apatit, titanit ve zirkon, FeS mineralleri gibi ağır mineraller ile, mika grubu mineraller, amfibol grubu mineraller ve piroksen grubu mineraller gibi mafik mineraller) ağır sıvı içerisinde ayırma hunisinin dibine çöker, ikincisi ise yoğunluğu $d < 2.9 \text{ g/cm}^3$ ten küçük olan minerallerdir (kuvars, plajiyoklaz, K-Feldispat gibi felsik mineraller) ve bunlar ağır sıvı içerisinde asılı kalır.



Şekil 2.12. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında (a) ağır sıvıyla (tetrabrometan) mafik mineraller (mikalar, amfiboller, piroksenler, aksesuar mineraller) ile felsik minerallerin (kuvars, feldispatlar) ayırımı (b) yakın görünümü, (c) ayırımı sağlanan mineraller

- ❖ Bu şekilde ayrımlanan mineraller ayırma hunisi yardımıyla üzerine hangi gruba ait olduğu yazılmış olan (ağır mineraller için $HM > 2.9 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $LM < 2.9 \text{ g/cm}^3$) filtre kağıtlarına alınır. Filtre kağıtları içerisindeki mineraller etanol yardımıyla yıkanır ve kırmızı ışık altında kurumaya bırakılır (Şekil 2.13a). Kuruyan örnekler örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı zarflar içerisinde konur (Şekil 2.13b).



Şekil 2.13: Mineral ayırma işlemleri sonrasında (a) örneklerin kırmızı ışık altında kurutulması ve (b) gruplandırılması

Manyetik seperatör ile ayırım (apatit+zirkon mineral topluluğunun titanit+monazit mineral topluluğundan ayrımı)

Ağır sıvı ile yoğunluk farkından dolayı ayrımlanan mineraller, manyetik seperatörde manyetik özellik taşıyıp taşıymasına bağlı olarak üç gruba ayrılır.

Manyetik seperatör 3 bölmeden oluşmaktadır. Bunlardan ilki örneklerin konulduğu ve 82.1 volt ile titreşen ve örneklerin ayrımlanacağı bölüme ulaşmasını sağlayan kısımdır. İkincisi, ayrımlanacak mineral türlerine göre çeşitli akım değerleri ile çalışan ve gövdesi manyetik mineralleri tutan bir çekim kuvveti alanı oluşturan minerallerin esasen ayrıldığı kısımdır. Bu kısım manyetik olmayan fakat birbirlerine göre göreceli olarak manyetik olan mineralleri ayırmak için iki yola ayrılan bölümlerden oluşmaktadır. Üçüncü kesim ise ampermetre ve voltmetreden oluşmaktadır.

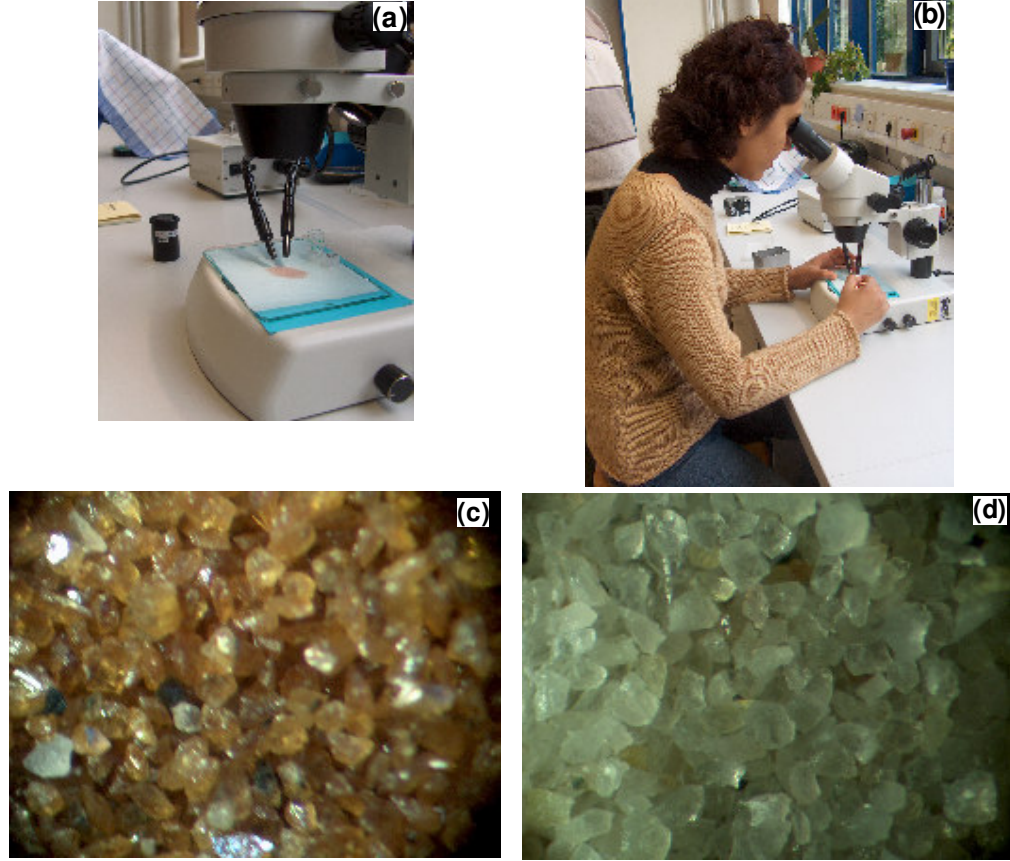
Manyetik seperatör çalıştırılıp örnekle beslenir ve minerallerin ayırım sahasına doğru yavaş yavaş gitmesi için gereken titreşim sağlanır. Ayrılma sahasına gelen mineraller 3 gruba ayrılır. Bunlardan ilk grup aletin gövdesine yapışan ve göreceli olarak diğer minerallere göre daha manyetik olan minerallerden oluşur (mika grubu mineraller, amfibol grubu mineraller ve piroksen grubu mineraller gibi mafik mineraller). İkinci grup aletin gövdesinden geçip sağda bulunan bölmeye boşalır bunlar **MP** olarak adlandırılır ve burada bulunan mineraller diğer bölmeye geçen minerallere göre daha farklı manyetik

özelliklere sahiptir. Bu kesimde genellikle **titanit**, **monazit** vb. mineraller bulunur. Sol bölmeye geçen mineraller ise **UP** olarak adlandırılır ve bu mineral topluluğu **apatit** ve **zirkondan** oluşmaktadır.



Şekil 2.14: Manyetik seperatörün (a) genel görünümü, (b) besleme alanı, (c) ayırım sahası, (d) voltmetre, (e) ampermetre

Bu ayırılma sonucunda mineraller tane mikroskobu altında kontrol edilir ve titanit ve apatit+zirkon mineralleri birbirlerinden tamamen ayrılıncaya kadar bu işleme devam edilir.



Şekil 2.15: Manyetik seperatörde ayrımlanan minerallerin (a) incelendiği üstten aydınlatmalı mikroskop (b) incelenmeaşaması (c) titanit (x80 büyütme altında) (d) apatit+zirkon (x80 büyütme altında) minerallerinin görünümü

Manyetik seperatör minerallerin türlerine göre ayırımın tam olarak gerçekleşebilmesi için değişik eğim açıları verilerek çalıştırılır. Bu açılar ve mineral türleri tabloda verilmektedir.

Çizelge 2.1. Minerallerin türüne bağlı olarak manyetik seperatöre verilmesi gereken eğim açıları

EĞİM 20°				EĞİM 5°	
A	B	C	D	E	F
Mıknatıs	Manyetik (0.4A)	Manyetik. (0.8A)	Manyetik (1.2A)	Manyetik (1.2A)	Manyetik olmayan (1.2A)
Manyetit Pirotin	İlmenit Granat Olivin Kromit Kloritoyit Hematit	Hornblend Hipersten Ojit Aktinolit Stavrolit Epidot Biyotit Klorit Şörlit	Diyopsit Tremolit Enstatit Spinel Muskovit Zoisit Klinozoisit Turmalin	Titanit Lökoksen Andaluzit Monazit Ksenotim	Zirkon Rutil Anataz Brookit Pirit Korund Topaz Florit Kyanit (disten) Sillimanit Anhidrit Beril Elmas Apatit Kuvars (eğim 20°)

Di-iodometan ($d= 3.3 \text{ g/cm}^3$) ile ayırım işlemi

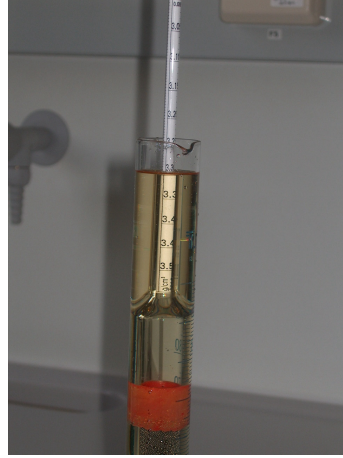
Manyetik seperatörde elde edilen apatit+zirkon mineral topluluğu ancak ikinci bir ağır sıvı (di-iodometan) işlemi ile birbirinden ayrımlanabilir.



DI-İODOMETAN
Yoğunluk
 $d= 3.3 \text{ g/cm}^3$ ($20^\circ\text{C}/4^\circ\text{C}$)

Şekil 2.16. Zirkon ve apatit minerallerinin birbirinden ayrımını sağlayan di-iodometan türü ağır sıvı özellikleri

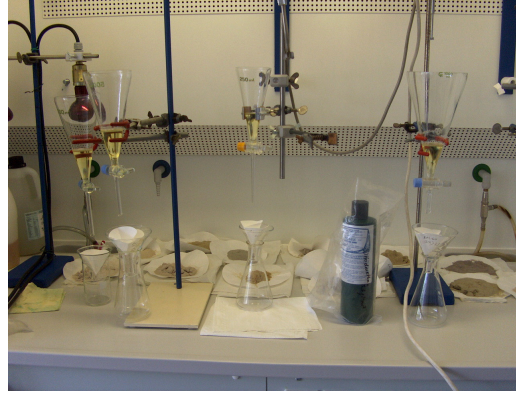
- ❖ Bu işlem yapılmadan önce ağır sıvının yoğunluğunun 3.3 g/cm^3 olup olmadığı yoğunluk ölçen ve yoğunluğu $d < 3.3 \text{ g/cm}^3$ olan bir malzeme içeren cam çubuk yardımıyla mutlaka ölçülmelidir.



Şekil 2.17. Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla ayırım yapmadan önce ağır sıvı (di-iodometan) yoğunluğunun kontrolü

- ❖ Ayırma hunilerine konan ağır sıvının üzerine mineraller (apatit+zirkon topluluğu) boşaltılır ve karıştırmaya başlanır ve bu karıştırma işlemi her 20 dakikada bir tekrarlanır.

- ❖ Ağır sıvı içerisinde örnekler yoğunluk farklarından dolayı iki gruba ayrılır. Bunlardan birincisi yoğunluğu $d > 3.3 \text{ g/cm}^3$ ten büyük olan minerallerdir (zirkon) ve ağır sıvı içerisinde ayırma hunisinin dibine çöker, ikincisi ise yoğunluğu $d < 3.3 \text{ g/cm}^3$ ten küçük olan minerallerdir (apatit) ve bunlar ağır sıvı içerisinde asılı kalır.



Şekil 2.18: Technische Universität Bergakademie Freiberg mineral ayırma laboratuvarlarında ağır sıvıyla (di-iodo metan) apatit ve zirkon minerallerinin birbirinden ayrılması

- ❖ Bu şekilde ayrımlanan mineraller ayırma hunisi yardımıyla üzerine hangi gruba ait olduğu yazılmış olan (ağır mineraller için $HM > 3.3 \text{ g/cm}^3$, hafif mineraller için $LM < 3.3 \text{ g/cm}^3$) filtre kağıtlarına alınır. Filtre kağıtları içerisindeki mineraller aseton yardımıyla yıkanır ve kırmızı ışık altında kurumaya bırakılır. Kuruyan örnekler örnek numaraları ve hangi gruba ait olduğu yazılı zarflar içerisine konur.

Bu işlemlerin sonucunda apatit, titanit ve zirkon mineralleri birbirlerinden tamamen ayrılmış olur.

Ayrımlanan apatit minerallerinde parçalanma izi yaş tayini ve T-t (sıcaklık-zaman) evrim modellemesinin yapılabilmesi için epoksi, aşındırma, aşındırma tozları ile parlatma, kesme işlemleri yapılır. Bu işlemler aşağıda ayrıntılı olarak anlatılmaktadır.

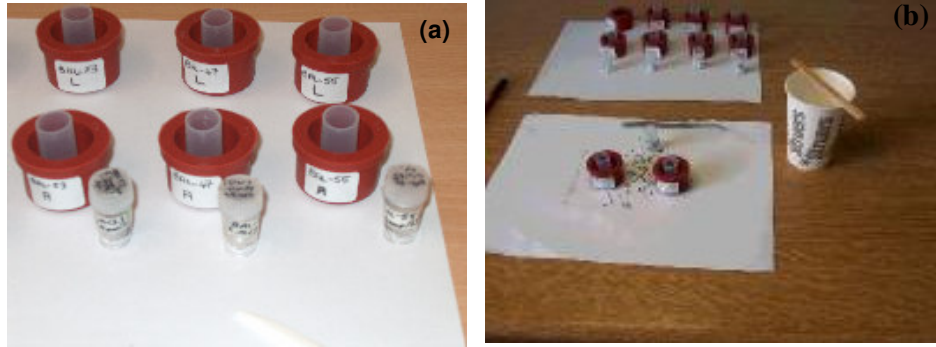
1. Ayrımlanan apatit mineralleri, epoksi içerisinde gömülebilmesi için tanelerin birbiri üzerine gelmemesine özen göstererek bir kalem yardımıyla plastik kalıplar içerisinde boşaltılır (Şekil 2.19). Bu işlemler sonrasında elde edilen apatit minerallerinden bir grup yaş için diğer grup ise uzunluk ölçümleri için incelemeye alınacağından dolayı örnek hazırlama işlemleri sırasında aynı örnek için farklı iki kalıp kullanılır (Şekil 2.20a, b).

2. Kalıplar içerisinde boşaltılan apatit mineralleri için parlatma kalıpları hazırlanır.

Bu işlem için öncelikle epofix hardener ve spesifik resin kağıt bardaklar içerisinde belirli oranlarda konur, tahta bir çubuk yardımıyla birbirlerine karışması sağlanır ve yaklaşık 25-30°C' lik sıcaklığı geçmemek koşulu ile 30 dakika etüvde bekletilir (Şekil 2.21a, b, c, d). Sıcaklık değerinin muhafaza edilmesi gerekir çünkü sıcaklık değeri artmaya başladığı anda karışım içerisinde egzotermik reaksiyonlar başlar.



Şekil 2.19: Apatit minerallerinin parlatma kalıpları içerisinde boşaltılması



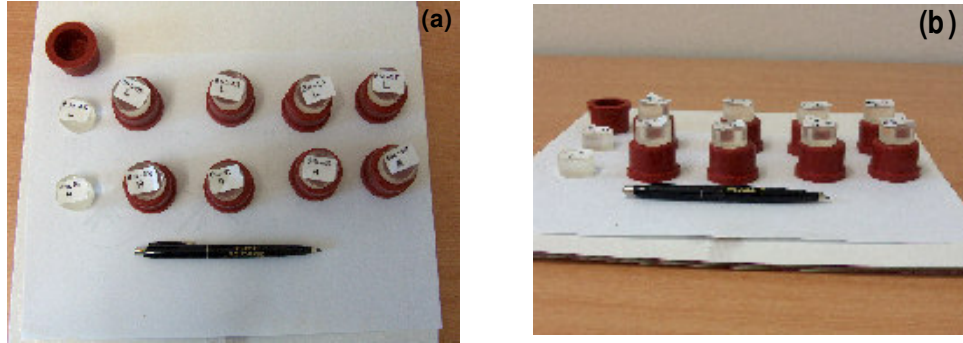
Şekil 2.20: Apatit minerallerinin epoksiye gömülmesi için hazırlanmasında kullanılan **(a)** parlatma kalıpları, **(b)** diğer malzemeler

3. Hazır olan epoksi yine tahta bir çubuk yardımıyla apatitlerin içerisinde olduğu kalıpla içerisine hava kabarcıklarının oluşumunu önlemek amacıyla oldukça yavaş bir şekilde boşaltılır (Şekil 2.21e). Soğuyup katılaşması için 24 saat süreyle üzerleri kapalı olarak oda sıcaklığında bekletilir.

4. Katılaşan epoksi özel bir bıçak yardımıyla plastik kalıplara zarar vermeden çıkarılır. Bu örnekler için numaralar ise çivi kalemle mikroskop altında görünümü engellemeyecek ve aşındırma-parlatma işlemleri sırasında silinmeyecek şekilde epoksinin kenar kısmına yazılır. Bu işlem sırasında her bir örneğe ait olan iki farklı grup için L ve A simgeleri kullanılır. Bunlardan yaşlandırma için kullanılacak örneğe A (age/yaş) simgesi (örneğin, BAL-74A) uzunluk ölçümü için kullanılacak örneğe L (length/uzunluk) simgesi (örneğin, BAL-74L) verilir.



Şekil 2.21: Apatit minerallerinin epoksiye gömülmesi aşamalarında kullanılan (a) epokfix hardener, (b) epokfix resin, (c) birbirleri ile karışması, (d) etüvde bekletilmesi ve (e, f) kalıplar içerisine boşaltılması



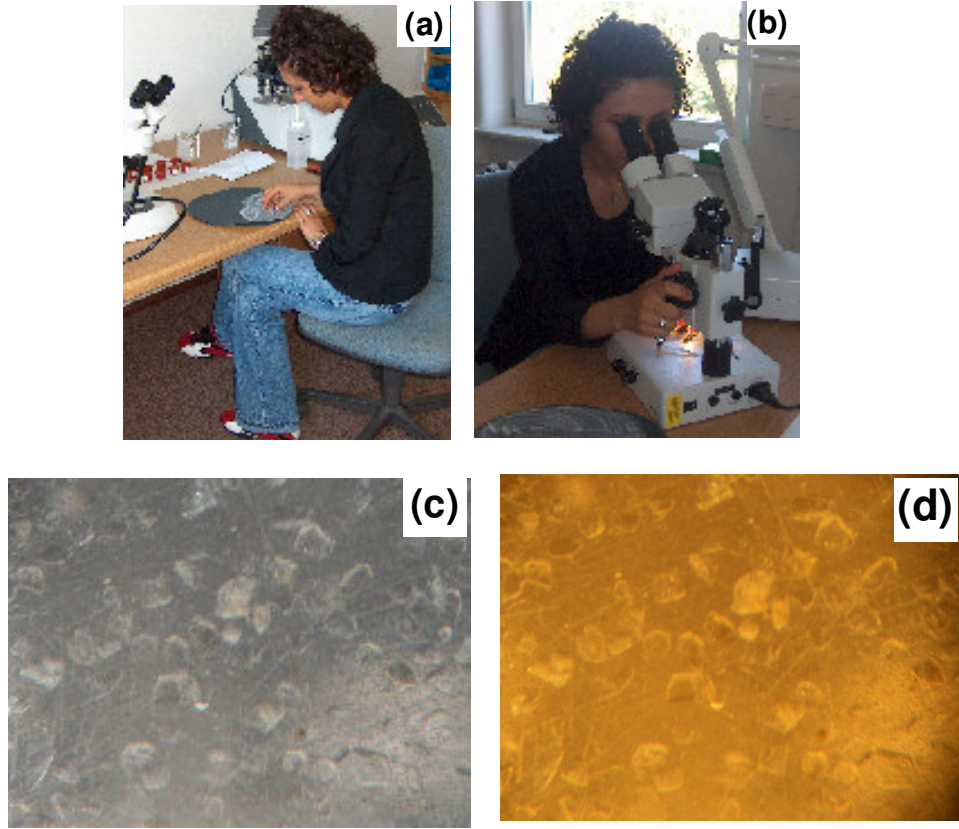
Şekil 2.22: Parlatma kalıplarının yaş ve uzunluk ölçümleri için hazırlanması ve simgelerinin yazılması (a, b)

5. Bu işlem sonrasında parlatma kalıpları etüvde 7 dakika yıkanır, asetonlanır ve bir havlu peçete yardımıyla kurulanıp üzerleri örtülür.



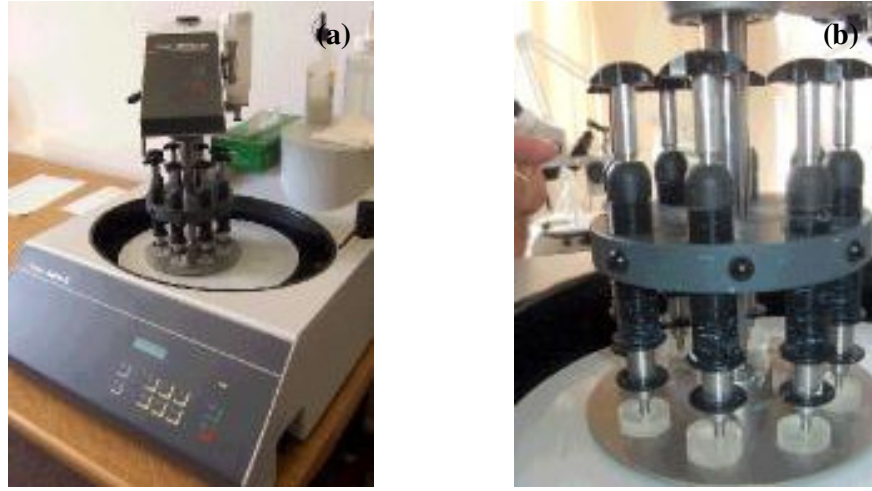
Şekil 2.23: Parlatma kalıplarının üzerlerindeki herhangi bir kirliliğe karşı ultrasonik banyoda yıkanması

6. Örnekler üzerindeki aşındırma işlemi su ile ıslatılan susuz silikon karbit kağıt üzerinde tam daireler çizdirecek şekilde önce bir dakika aşındırılır ve mikroskop altında kontrol edilir. Aşındırma işlemi sırasında minerallerinin yüzeyinin açığa çıktığı andan itibaren bu işlem bırakılmalıdır. Çünkü mineral yüzeylerinin yapay olarak çizilmemesi gerekir. Parlatma işleminin başarılı olması, bu işlem sırasında oluşan çizgilerin mineralde bitmesi esasına dayanır.



Şekil 2.24: Parlatma kalıplarının (a) aşındırılması, (b) aşındırma işleminin mikroskop altında kontrolü, epoksi içerisinde aşındırma sonucu ortaya çıkan apatit minerallerinin (c) iletimli ışıktaki, (d) yansıyan ışıktaki görünümü

7. Aşındırma işlemi sonrasında parlatma işlemine başlanır. Bu etapta çeşitli sıvılar (Dia Duo 6 μ m, Dia Duo 3 μ m elmas zerrecikleri içeren aşındırma jelleri ve ihtiyaç duyulduğunda Dia Duo 1 μ m silika jel) kullanılarak Struel RotoPol RPM 130 marka susuz moda çalışan parlatma makinesi ile gerçekleştirilir.



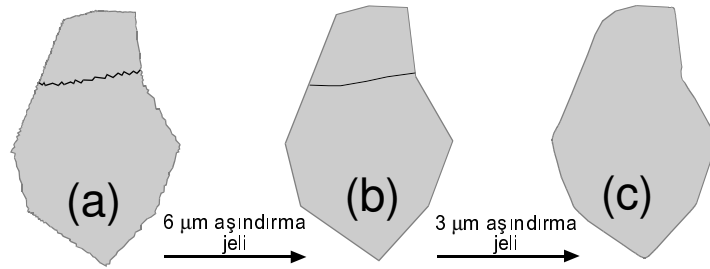
Şekil 2.25: Struel RotoPol RPM 130 marka (a) parlatma makinası, (b) yakın görünümü



Şekil 2.26: Dia Duo 6µm, Dia Duo 3µm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jelleri

Parlatma kalıpları makine üzerinde bulunan özel bölmelere yerleştirilir ve basınç verilebilmesi için her bir boğumlu basınç aleti örnek üzerine indirilir (Şekil 2.20b). Orta ve kenar kesimlerine jel sıkılıp camla dağıtılır. Parlatma sırasında ilk olarak 6 µm aşındırma jeli ile işleme başlanır ve 3 µm-1 µm aşındırma jeli ile devam edilir. Gerek görüldüğü takdirde ise silika jel kullanılarak parlatma işlemi bitirilir.

Parlatma işlemleri sırasında kullanılan 6 μm aşındırma jeli, örneklerin kenar ve köşelerinde aşındırma sırasında oluşan çıkıntılar ve üzerlerinde oluşan yapay çiziklerin daha incelmesini. 3 μm aşındırma jeli kullanımı sonrası ise yapay çiziklerden tamamen arınmasını ve kenar ve köşeleri oldukça düzenli bir görünüm almasını sağlar.



Şekil 2.27: Dia Duo 6 μm , Dia Duo 3 μm elmas zerrecikleri içeren aşındırma jellerinin uygulanması sonucu örneklerde meydana gelen değişimlerin şematik gösterimi

8. Parlatma işlemleri sonrasında yaşlandırmada kullanılacak örneklerin parlatılan yüzeylerine uranyum içermeyen bir dedektör (tipik olarak plastik bir folyo veya muskovit mika) yapıştırılır ve bu sandviç bir nükleer reaktöre gönderilir. Örnek düşük enerjili termal nötronlarla irradasyona bırakılır, bu izler ^{235}U 'ten oluşan (induced) izlerdir. Parçalanma süresince, mineral ve mika arasındaki ara yüzde kesişen ağır parçalar, orijinal taneyi yansıtan bir görüntü oluşturur. Örnek laboratuvara geri döndüğünde, nükleer reaktörde irradasyonla oluşturulmuş izlerin ortaya çıkması için sadece mika dağlanır (Bölüm 2.2.4).

9. Uzunluk ölçümleri sırasında kullanılacak örnekler üzerine ise alüminyum folyo yapıştırılır ve örnekler ağır iyon bombardımanına tabi tutulur. Bu esnada ortaya çıkan yapay izler dağlanma sırasında örneğin kendisine ait olan yatay izlere kadar asitlerin ulaşmasını ve bu izlerin sayılmasını sağlar.

2.2.3. Tek zirkon kristali $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon jeotermokronoloji çalışmaları

Aşağıda kısaca değinilen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon jeotermokronoloji çalışmalarının ait detaylı bilgiler Ek B' de verilmektedir.

Tüm kayaç örnekleri Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Laboratuvarlarında kırma, öğütme ve eleme işlemlerinden sonra mafik mineraller (mika, amfibol ve piroksen grubu mineraller) ve aksesuar minerallerini (zirkon, titanit ve apatit) diğerlerinden ayırmak için bromoform türü ağır sıvı kullanılarak mineral ayırma işlemi gerçekleştirilmiştir.

Mineralojik-petrografik ve dokusal incelemeler sonucunda genel tane boyu dağılımı 100-150 μm arasında olduğu belirlenen zirkon mineralleri, TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü Laboratuvarlarında (Sachsen-Almanya) öncelikle manyetik separatör yardımıyla apatit+zirkon fraksiyonu olarak elde edilmiş ve daha sonra da di-iodo-metan ağır sıvı kullanılarak apatitlerden ayrılmıştır.

Tek zirkon tanelerinin $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yöntemiyle yaş tayini çalışmaları, Kober (1986, 1987) tarafından tanımlanan yöntemle göre TU Bergakademie Freiberg Mineraloji Enstitüsü İzotop Jeokimyası ve Jeokronoloji Laboratuvarlarında (Sachsen-Almanya) FINNIGAN MAT 262 model termal iyonizasyon kütle spektrometresinde (TIMS) gerçekleştirilmiştir.

Zirkon minerallerinin bolluğu, özşekilliliği, temizliği ve magmatik kristalizasyonu karakterize edebilme kabiliyeti bakımından Karaçayır Siyeniti' den BAL-74 ve Köseadağ Batoliti' nden de BAL-87 no'lu kayaç örnekleri temsili örnekler olarak seçilmiştir.

Her bir kayaç örneğinden uzun prizmatik biçimli, renksiz veya hafif bal-reçinemsiz renkli, son derece temiz ve özşekilli 10'ar adet zirkon tanesi seçilerek saf Rh'dan (rhenyum) yapılmış ve işlem öncesi yaklaşık 2000 °C ısı altında yüksek fırında ısıl işleme uğratılmış evaporasyon filamentine içine 30-40 büyütmeli binoküler mikroskop altında konularak çok ince uçlu çelik penseler ile mekanik olarak sıkıştırma yöntemi ile gömülmüştür.

Zirkon içeren bu evaporasyon filamentleri yüksek kaliteli saf çelikten imal edilmiş magazin içerisine yerleştirilmiştir.

Daha sonra zirkon içeren her bir evaporasyon filamentinin tam karşısına birkaç yüz mikrometre mesafede (100 büyütme binoküler mikroskop altında mikrometre ölçeğinde hassasiyetle) yine Rh'dan yapılmış ve evaporasyon filamentleri ile aynı sıcaklıkta ısıl işleme uğratılmış düz iyonizasyon filamentleri yerleştirilmiştir.

Yüksek vakum altında sıvı azot ile soğutulan iyonizasyon odasına konulan magazindeki her bir evaporasyon filamentleri öncelikle metamikleşme ve yüzeye yakın mikro çatlaklardaki "common Pb" olarak da adlandırılan ^{204}Pb kirliliğinden arındırmak için 1450°C 'de ısıtılmıştır.

Bu sırada evaporasyon filamentleri içerisinde gömülü olarak bulunan zirkon mineralinden açığa çıkan ^{204}Pb ve diğer iyonların iyonizasyon filamentine yapışmaması için iyonizasyon filamentleri de yaklaşık 1250°C ısıda muhafaza edilir.

Yaklaşık 1-1.5 dakika süren bu işlemten sonra, iyonizasyon filamentleri oda sıcaklığı değerine getirilir ve evaporasyon filamentleri ise bir adımda 1600°C ' ya kadar ısıtılır. Evaporasyon filamentleri içerisinde bulunan zirkondan çıkan Pb iyonları yüksek vakum altında hemen karşısındaki soğuk iyonizasyon filamentleri üzerinde kondense olur.

Yaklaşık 10 dakikaya kadar devam edebilen bu evaporasyon işlemi sonrasında, evaporasyon filamentleri oda sıcaklığı değerine getirilir ve bu sırada iyonizasyon filamentleri $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ 'de ($1180-1260^{\circ}\text{C}$) ısı altında yüksek vakumda iyonlaştırılır.

^{207}Pb , ^{206}Pb ve ^{204}Pb iyonlarının her biri 4 saniye geciktirme zamanı ile kütle spektrometresinde ölçülür. Her bir zirkon tanesi için 10 sayımdan oluşan 9 tarama evresinde analiz edilir.

Tek zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşları Stacey ve Kramers (1975) tarafından önerilen "common Pb" düzeltmesi ve uluslararası standartlar eşliğinde gerçekleştirilir.

2.2.4. Apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmaları

Apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmaları ile ilgili geniş bilgiler Ek C' de verilmektedir.

2.2.4.1. Yaş tayini

Tüm kayaç örneklerinden itibaren ayrılan apatitler, epoksi reçine içine gömülerek zımpara kağıtlarıyla aşındırılmış ve parlatılmıştır.

Fosil izler %23'lük HNO₃ (nitrik asit) içinde 15 saniye dağlandıktan sonra 50 µm kalınlığında uranyum içermeyen muskovit dış dedektör ile kapatılmıştır.

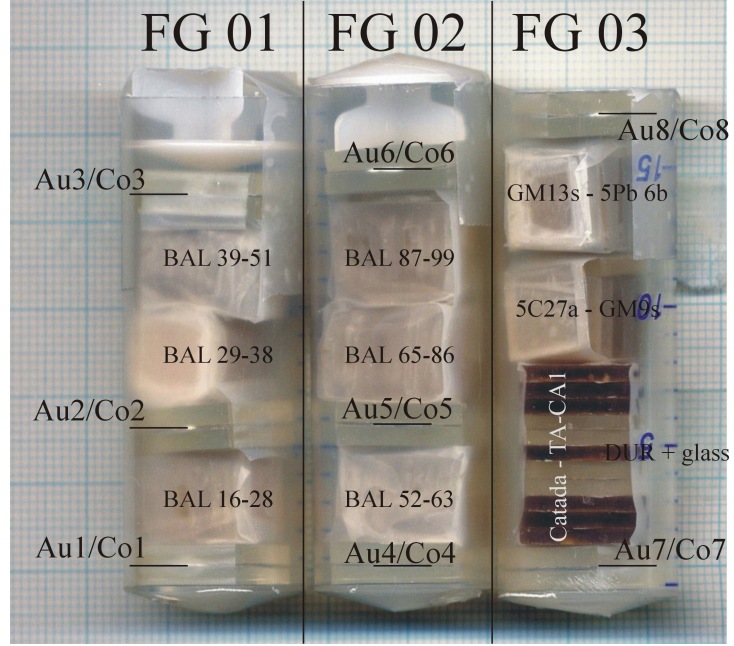
Technische Universität München'deki (Garching-München, Almanya) yeni FRM-II araştırma reaktörünün hidrolik kanalında iki ayrı irradyasyon içinde termal nötronlarla irradyasyon işlemine tabii tutulmuştur. Durango apatiti yaş standartından hazırlanmış 6 adet preparat da örneklerle birlikte aynı şekilde hazırlanarak nükleer reaktörde irradyasyon işlemi gerçekleştirilmiştir. Her bir irradyasyonda bilinmeyen örnek+durango apatiti yaş standartının yanısıra aynı zamanda IRMM 540R uranyum cam parçaları da epoksiye gömülerek uygun preparatlar haline getirilmiş (Şekil 2.28) ve aynı koşullarda termal nötronlarla irradie edilmiştir ve bu işlem sonrası örnekler soğumaya bırakılmıştır.

İrradyasyondan sonra, dış dedektörlerdeki nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş izler %40'lık HF içinde 40 dakika kimyasal dağlama işlemine uğratılmıştır.

İz sayımları 625 büyütme Olympus BX51 mikroskopta geçirimli ışık altında yapılmıştır. Dış dedektörler irradyasyon süresince olduğu gibi aynı pozisyonda, preparatlar üzerinde iz yönü aşağıda olacak şekilde yerleştirilir (Jonckheere ve diğ., 2003). Preparatta bulunan her bir apatit mineralindeki fosil izler (²³⁸U atomlarının parçalanması sonucu oluşan kendiliğinden oluşmuş parçalanma izleri/spontaneous fission tracks) ve bu apatit tanesine karşılık gelen muskovit dedektördeki “ induced ” izler (²³⁵U atomlarının nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu muskovit dedektör üzerinde oluşan izler) atlanmaksızın sayılmıştır.

Sayımlar sonucunda elde edilen veriler yardımıyla **Ç-kalibrasyon** yöntemiyle apatit parçalanma izi yaşları elde edilmiştir. Fosil ve nükleer reaktörde

irradiasyonla oluşturulmuş izlerin toplam sayısının >1000 olması için mümkün olduğunca her bir örnekte en azından 20 tane sayılmıştır.



Şekil 2.28: Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti örneklerini de içeren Orta Anadolu Granitoidlerine ait apatit preparatları ve değişik standart preparatların Technische Universität Bergakademie Freiberg (Almanya) Yerbilimleri Bölümü laboratuvarlarında hazırlanmış üç adet (FG 01- FG 02- FG 03) örnek setinin termal nötron bombardımanı için nükleer reaktöre gönderilmek üzere hazırlanmış paketi

2.2.4.2. Parçalanma izi uzunluk ölçümleri

İz-uzunluk ölçümleri Autoscan-Easylength modülü sunan Trackscan bilgisayar yazılımlı bir bilgisayara bağlı dijital masaya sahip 1500 büyütmeli Zeiss Axioplan mikroskopta yapılmıştır.

Hapsolmuş izleri yeterli sayıda açığa çıkarmak için, preparatlar, Gesellschaft für Schwerionenforschung (GSI)'da (Darmstadt-Almanya) yüzey normali ile 15° açı yapacak şekilde 365 MeV enerjili U-iyonları ışınlanmıştır (Jonckheere ve diğ., 2006). Bu şekilde gerçekleştirilen ağır iyon bombardımanı, apatit tanelerinde çok

sayıda ve birbirine paralel olarak gelişmiş izler yaratır. Böylece, çok sayıdaki paralel iz içeren apatit tanesinin kimyasal dağlama işlemi sırasında derinlere doğru nüfuz eden dağlama asitinin hapsolmuş yatay parçalanma izleri ile temasa geçme olasılığı artırılmış olur.

Hapsolmuş yatay parçalanma izlerinin (Ek C) TINT (track in track/iz içinde iz) veya TINCLE (track in cleavage/klivaj içinde iz) olup olmadığı ayırt edilmeksizin mümkün olduğunca her bir preparattan 100 yatay hapsolmuş iz uzunluğu ölçülmüştür, <100 içeren örneklerde ise tüm izlerin uzunluğu ölçülmüştür.

Termal tarihçe modellenmesi HeFTy 4.0 bilgisayar programı (Ketcham, 2005) ile gerçekleştirilmiştir. Bileşimsel bilginin olmaması nedeniyle Laslett ve diğ. (1987)'in kısmi onarılma kinetiği (partial annealing kinetics) denklemleri benimsenmiştir. Çoğu apatit bileşimleri Durango ($|Cl-Il \approx 0.88$) ile yakındır ve $0.75 < |Cl-Il < 1.0$ serisi içindeki değişiklikler onarılma kinetikleri üzerinde çoğunlukla makul bir etkiye sahiptir (Ketcham ve diğ., 1999).

3. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ'NİN JEOLJİK KONUMU, MİNERALojİK-PETROGRAfİK VE JEOKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

3.1. Jeolojik Konum

3.1.1. Karaçayır Siyeniti

Karaçayır yöresinde Paşadamı, Keleşen Tepe, Yellice Tepe, Evliya Tepe, Çatalçam Tepe, Eğrek Tepe, Şebüler Tepe, Ormancılar gazinosu, Mendeklik Tepe kuzeyi ve civarında oldukça geniş alanlarda yayılım gösteren (Şekil 3.1) ve ilk kez Yılmaz (1983) tarafından Karaçayır Granitoyidi olarak isimlendirilen bu birim, Ünal (1987) ve Boztuğ ve diğ. (1996) tarafından, daha çok siyenitik karakter sergilemesi nedeniyle Karaçayır Siyeniti olarak adlandırılmıştır.

Ünal (1987) tarafından Karaçayır' da yer alan siyenitlerin 5 farklı mineralojik karakterde (amfibol-biyotit siyenit, nefelin siyenit, biyotit-muskovit siyenit, kuvars siyenit, muskovit siyenit) olduğu ve arazide dairesel bir zonlanma gösterdiği ileri sürülmüştür.

Boztuğ ve diğ. (1996) Karaçayır Siyeniti' nin ana kütlelerinin iki mikalı siyenitler ile iki mikalı nefelin siyenitlerden oluştuğunu belirterek bu plütonun Orta Anadolu çarpışma sonrası alkali plütonizmanın önemli bir üyesi olduğunu ifade etmişlerdir.

Karaçayır Siyeniti, arazideki konumu itibariyle temel kaya niteliğinde olan ve geniş bir yayılıma sahip, mermer, kalkşist ve kuvarsit olarak gözlenen ve inceleme alanında Çeltek Dağı, Alçak gediği, Ağaran Tepe, Evliya Sırtı, Mendeklik Tepe ve çevresi, Eskiköy civarında yüzlek veren, ve bazı bölgelerde siyenitler içerisinde çatı kalıntısı olarak gözlenen Paleozoyik yaşlı Akdağmadeni Litodemi' ni (Yılmaz ve diğ., 1997) keser konumdadır. Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu' na (Yılmaz, 1982, 1883) ait taban konglomeralarından oluşan Susuzdağ üyesi tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir. Tokuş Formasyonu nummulitesli kireçtaşlarından oluşan Asar üyesi ile devam etmekte ve kumtaşı, kumlu kireçtaşı, kiltası şeyl aralanmasından oluşan Banaz üyesi ile son bulmaktadır. Karaçayır yöresindeki tüm birimler Orta Miyosen (Özden ve diğ.,

1999) yaşlı Evliya Tepede yüzlek veren Evliya Tepe Bazaltları tarafından kesilmekte ve Kuvaterner yaşlı alüvyonlar tarafından uyumsuzlukla üzerlenmektedir (Şekil 3.1).

Bölgede Çeltek Dağı eteklerinde ve Çeltek Dağı kuzey kesimlerinde Yılmaz (1980) tarafından Tekelidağ Karışığı olarak adlandırılan Üst Kretase yaşlı ve çoğunlukla serpantinit, tuf ve aglomeralardan oluşan ve kesme kırıklarının yaygın olduğu bir hamur ve hamur içerisinde mermer, kristalleşmiş kireçtaşı, radyolarit, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı çeşitli tortullar ve Senomaniyen yaşlı pelajik kireçtaşları, peridot (çoğunlukla verlit), gabro, diyabaz bloklarından oluşan birim Akdağmadeni Liodemi üzerine tektonik dokanakla gelmektedir (Yılmaz ve diğ., 1997).

Karaçayır Siyeniti, makroskopik olarak pembemsi yer yer sarımsı-beyazımsı renkli olup, alterasyon zonları boyunca kahverengimsi, kırmızımsı renkler göze çarpmaktadır. Birim içerisinde tanımlanan bileşenler, pembemsi renkli alkali feldispat mineralleri, ışığa tutulduğunda düzgün yüzeyler boyunca parlayan plajiyoklaz mineralleri, şeffaf muskovit mineralleri, siyah parlak renkli pulsu biyotit mineralleri ve siyahımsı renkli amfibol grubu minerallerdir.

Plütonik kütlelerin yaşı Boztuğ ve diğ. (1996) tarafından Üst Kretase sonrası-Orta Eosen öncesi bir dönem olarak belirtilmektedir.

Yapılan bu çalışma sırasında Boztuğ ve diğ. (1996) tarafından yapılan 1:25.000 ölçekli jeoloji haritasından yararlanılmış olup, bölgedeki yapısal unsurlara daha çok önem verilmiştir. Özellikle KD-GB doğrultulu faylar ve bu faylara yaklaşık dik konumlu olan KB-GD doğrultulu faylar harita üzerine yerleştirilmiştir (Şekil 3.1).

3.1.2. Köseadağ Batoliti

Köseadağ (Köse Süleyman Ziyaret Tepe, 2881m) ve çevresinde oldukça yaygın yüzlekler veren birim (Şekil 3.2) ilk kez Kalkancı (1974) tarafından Köseadağ Siyenitik Masifi daha sonra Boztuğ ve diğ. (1994) ve Boztuğ (2001) tarafından yapılan çalışmalarda ise çevre kayaçlarla olan uyumsuz ilişkisi ve oldukça geniş alanlar kaplaması nedeniyle Köseadağ Batoliti olarak

adlandırılmıştır. Kösedag Batoliti Eosen yaşlı volkanik lavlar ile piroklastik depolanma ve sedimanter kayaç araldanması ile volkano-sedimanter karakter sergileyen çevre kayaçları içerisinde sık yerleşimli subvolkanik bir batolit şeklinde yüzeylenmekte ve Mahmutoğlu yaylası ve Pazarbeleni yayla yörelerinde ise Alt Miyosen yaşlı, gölssel kireçtaşlarından oluşan Yukarıören Kireçtaşı (Boztuğ, 2001) tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Kösedag Batoliti' ni oluşturan derinlik kayaçlarından itibaren otohidrotermal alterasyon mekanizması ile türeyen ve başlıca killeşme, epidotlaşma, kloritleşme, silisleşme türü bozunmalara uğrayan siyenitik kayaçlardan itibaren oluşan Gemindere Metasomatiti Kösedag Batoliti ile aynı yaşa sahip ancak bu kayaçlardan itibaren türediği için biraz daha genç olarak değerlendirilmektedir (Boztuğ, 2001). Gemindere vadisi içerisinde gözlenen bu birim Yukarıören Kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir.

Maden mezası yöresinde gözlenen Maden Metasomatiti ise Kösedag Batoliti' nin oluşumundan sonra geriye kalan hidrotermal çözeltilerin çevre kayaçlardan itibaren (Aksu Formasyonu) hidrotermal alterasyonlarla meydana gelen kayaçlardan oluşan birim Kösedag Batoliti ile Aksu Formasyonu arasında gelişen bir konuma sahiptir (Boztuğ, 2001).

Kösedag Batoliti' ni uyumsuzlukla üzerleyen ve lagüner kireçtaşlarından oluşan Yukarıören Kireçtaşları fosil içeriğine dayanarak Boztuğ (2001) tarafından Alt Miyosen yaşlı verilmiştir.

İlk kez Kalkancı (1974) tarafından Keratofir birimi olarak adlandırılan ve siyahımsı-yeşilimsi renkli pofirik dokulu kayaçlardan oluşan Tüylüdere Bazaltı (Boztuğ, 2001) çalışma alanı içerisindeki en genç birimdir. Kalkancı (1974) tarafından Üst Eosen sonrası bir yaşa sahip olabileceği ileri sürülen birime Boztuğ (2001) tarafından Pliyo-Kuvaterner yaşı verilmiştir.

Kösedag Batoliti' ni oluşturan esas birimler makroskopik olarak pembemsi-grimsi renkli, orta-kaba taneli bir dokuya sahip olup, başlıca K-Feldispat, plajiyoklaz, biyotit ve amfibol grubu minerallerden oluşmaktadır. Bu kayaçlar içerisine yerleşen daha ince taneli kayaçlar ise genellikle mikrosiyenit-mikrokuvars siyenit bileşimli kayaçlardan oluşmaktadır.

Kalkancı (1974) tarafından yapılan çalışmada birim kendi arasında kenar fasiyesi, kuvarslı siyenit, biyotitli siyenit olarak 3 fasiyese ayrılanmıştır.

Boztuğ (2001) tarafından yapılan çalışmada ise, batoliti oluşturan kayaç örneklerinin arazi çalışmalarında sunmuş olduğu dokusal özelliklere göre orta-kaba taneli siyenit-kuvars siyenit ve ince taneli mikrosiyenit/mikrokuvars siyenit olmak üzere başlıca iki alt birime ayrılmıştır. Ancak, laboratuvarında gerçekleştirilen mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemeler sonucunda kuvars siyenit bileşimli kayaçların batolitin orta kesiminde, siyenit bileşimli kayaçların ise batolitin kuzey ve güney kesimlerinde ağırlıklı olarak buldukları belirtmiştir. Bu sonuçlardan yararlanarak, ilgili kayaç örneklerinin lokasyonlarını takip edip olası sınırlar halinde kuvars siyenit-siyenit ayrımı gerçekleştirmiş ve Köseadağ Batoliti siyenitler, kuvars siyenitler ve mikrosiyenitler/mikrokuvars siyenitler olmak üzere haritalanabilir üç litodem birimine ayırmıştır.

Köseadağ Batoliti' nde yürütülen çalışmalarda genel olarak çevre kayaçlarının Orta Eosen yaşlı volkano-sedimanter karakterli kayaçlar olduğu ve Köseadağ Batoliti' nin ise bu kayaçları sıcak dokanakla kestiği ileri sürülmüştür (Kalkancı, 1974; Boztuğ ve diğ., 1996; Boztuğ, 2001). Ayrıca, Kalkancı (1974) tarafından yapılan Rb-Sr radyometrik yaş tayini çalışmalarında Köseadağ Batoliti ana kütlelerini oluşturan kuvarslı siyenitlerin yaşı 42 ± 4 milyon yıl; damar kayaçlarını oluşturan pegmatitik biyotitli siyenitlerin yaşı ise 37 ± 2.7 milyon yıl olarak ölçülmüştür. Bu verilere dayanarak Köseadağ Batoliti' nin Üst Eosen yaşında olduğu belirtilmiştir (Kalkancı, 1974; Boztuğ ve diğ., 1994; Boztuğ, 2001).

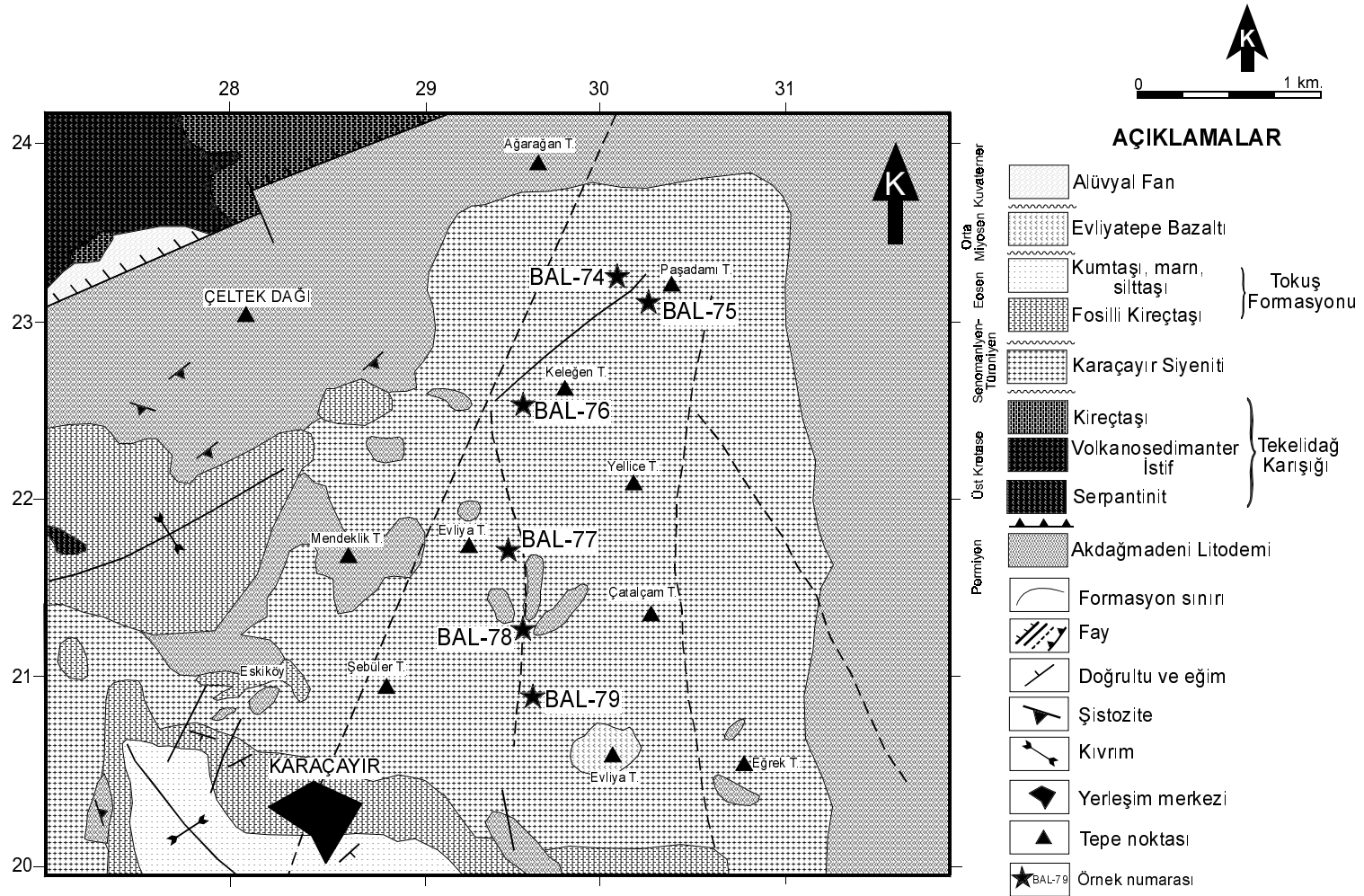
Bu çalışma kapsamında yürütülen tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaşlandırma yönteminde ise, Köseadağ Batoliti' nin yaşı 52.1 ± 6.4 milyon yıl olarak elde edilmiştir (Bölüm 4). Böylece, elde edilen bu son radyometrik yaş tayini çalışmaları ve önceki çalışmalar da dikkate alınarak, Köseadağ Batoliti' nin yerleşme yaşının Alt Eosen' e kadar inebileceği öne sürülmektedir.

Özellikle, Rb-Sr tümkayaç ve tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb evaporasyon yaşlandırma yöntemlerinin kapanma sıcaklıkları arasındaki fark, örneğin Rb-Sr tümkayaç yöntemi için 650 - 550 °C (Faure, 1986) ve tek zirkon ^{207}Pb - ^{206}Pb

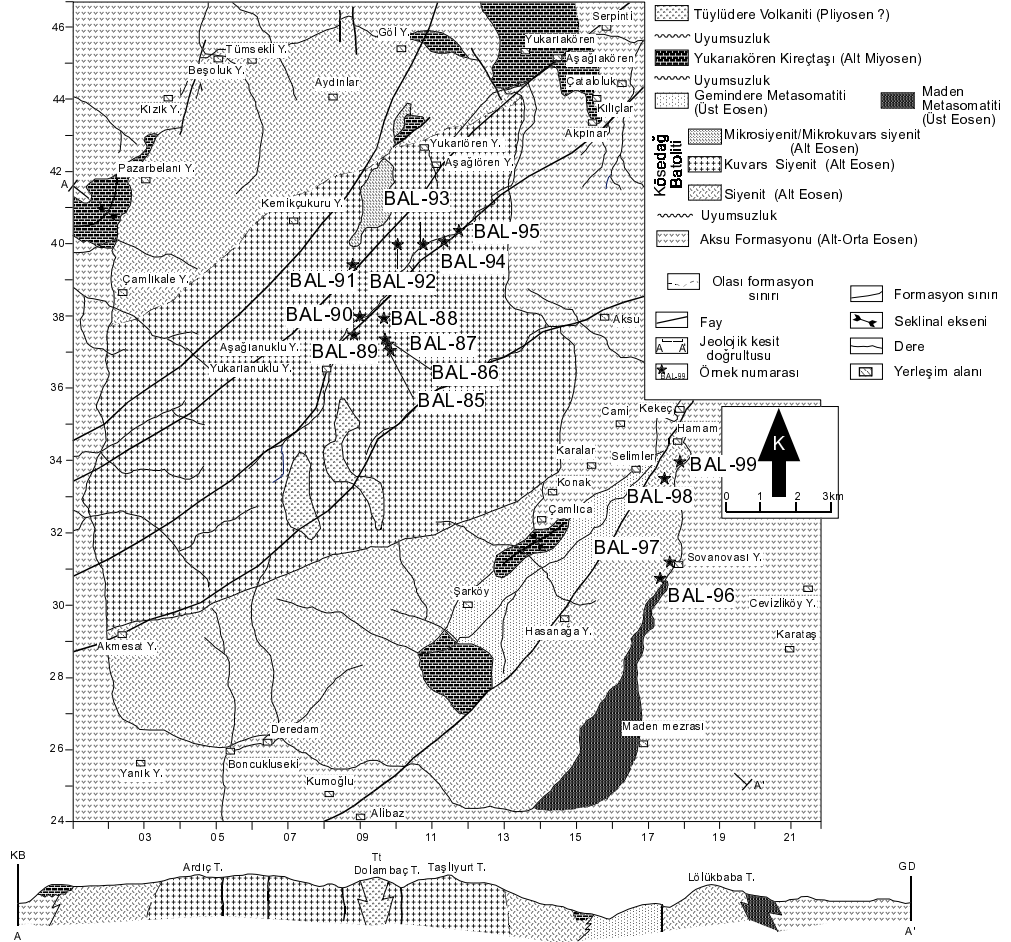
evaporasyon yaşlandırma yöntemi için yaklaşık 750-800 °C olduğu göz önüne alındığında, esas itibarıyla subvolkanik karakterli sığ yerleşim özelliği sunan Köseadağ Batoliti' nin yerleşme yaşının ve yöredeki volkano-sedimanter oluşukların yaşının Alt Eosen'e kadar inebileceği ileri sürülmektedir.

Diğer taraftan, çalışma alanının kuzey ve kuzeydoğu kesimlerinde Şebinkarahisar, Alucra ve Gümüşhane yörelerinde yaklaşık D-B doğrultulu yüzlekler şeklinde gözlenen Eosen yaşlı volkano-sedimanter birimlerin Alt-Orta Eosen yaşlı oldukları fosil verileriyle zaten belirlenmiş durumdadır (Okay ve Şahintürk, 1997; Boztuğ ve diğer., 2006).

Köseadağ Batoliti üzerinde yapılan bu çalışmada sırasında Boztuğ (2001) tarafından yapılan 1:25.000 ölçekli jeoloji haritası dikkate alınmış olup, batolitin apatit fission-track yöntemiyle yüzeylenme tarihçesinin açığa çıkarılması amaçlandığından dolayı bölgede KD-GB doğrultulu haritalanabilir ölçekli faylar revize edilen harita üzerine yerleştirilmiştir (Şekil 3.2).



Şekil 3.1. Karacayır yöresi ve yakın çevresinin jeoloji haritası (Boztuğ ve diğ. 1996' dan revize edilmiştir)



Şekil 3.2. Köseadağ Batoliti' nin (Suşehri-KD Sivas) jeoloji haritası (Boztuğ, 2001' den revize edilmiştir)

Kösedağ Batoliti ve Karaçayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinin mineralojik-petrografik incelemeleri yapıldıktan sonra petrolojik ve petrojenetik özelliklerinin saptanması amacıyla Karaçayır Siyeniti' ne ait 6 adet örnekte ve Kösedağ Batoliti' ne ait 15 adet üzerinde eser, nadir toprak element analizleri yapılmış ve bu sonuçlar çeşitli diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir.

Karaçayır Siyeniti ve Kösedağ Batoliti' ne ait birimler karşılaştırılmalı jeokimyasal yorumların yapılabilmesi için aynı diyagramlar üzerinde değerlendirilmiştir.

3.2. Mineralojik-Petrografik ve Jeokimyasal Özellikler

3.2.1. Mineraloji-Petrografi

Karaçayır Siyeniti ve Kösedağ Batoliti' nin mineralojik-petrografik ve ana element jeokimyası karakteristikleri sırasıyla Boztuğ ve diğ. (1996) ve Boztuğ (2001) tarafından ayrıntılı olarak verilmiştir.

Karaçayır Siyeniti tüm kayaç örnekleri analiz sonuçlarına göre Debon ve Le Ford (1983) isimlendirme diyagramında kuvars siyenit, siyenit, monzonit bölgesine düşmektedir (Şekil 3.15).

Makroskopik olarak pembemsi yer yer sarımsı-beyazımsı renkli olup, alterasyon zonları boyunca kahverengimsi, kırmızımsı renkler göze çarpmaktadır.

Holokristalin hipidiyomorf taneseli doku gösteren bu kayaçları oluşturan ana bileşenler, ortoklaz, albit, plajiyoklaz, muskovit, biyotit, hornblend; tali bileşenler ise apatit, zirkon ve titanit mineralleridir (Ek A).

Ortoklaz, grimsi-beyazımsı renkte, çoğunlukla yarı özşekilli-özşekilsiz olup, karlsbad ikizlenmesi yaygın olarak görülmektedir. Killeşme oldukça yaygındır (Şekil 3.5a, b).

Plajiyoklaz, yarı özşekilli-özşekilli, çubuğumsu prizmatik olup tipik olarak polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Mineralde yaygın olarak killeşme ve çok yoğun serizitleşmeler görülmektedir.

Albit, I. dizinin grimsi-beyaz girişim renklerine sahip olup, genellikle ipliksi, şerit ve yama biçimli lameller şeklinde ortoklaz mineralleri içerisinde gözlenmektedir (Şekil 3.5a, b).

Muskovit, yarı özşekilli, levha-yaprak şekilli olup tek yönlü mükemmel dilinimler ve paralel/pulsu sönme tipiktir (Şekil 3.3a, b).

Biyotit, yarı özşekilli-levhamsı olup, pulsu/paralel sönme, açık kahverengiden koyu kahverengiye değişen pleokroyizması ile tipiktir. Biyotit minerallerinin c eksenine dik geçen kesitlerinde dilinimsiz ve pleokroyizma göstermeyen oluşumları da gelişmiştir (Şekil 3.3a, b; Şekil 3.6a, b).

Hornblend, açık yeşilden koyu yeşile kadar değişen pleokroyizma gösteren levhamsı prizmatik biçimli genellikle yarı özşekilli-özşekilli minerallerdir. Sönme açıları 10° - 21° arasındadır. c eksenine dik kesitleri altıgen olarak gözlenmekle birlikte bazı kesitlerde karlsbad ikizleri gözlenmektedir (Şekil 3.5a, b).

Kuvars, özşekilsiz, renksizdir ve optik engebesi çok düşüktür.

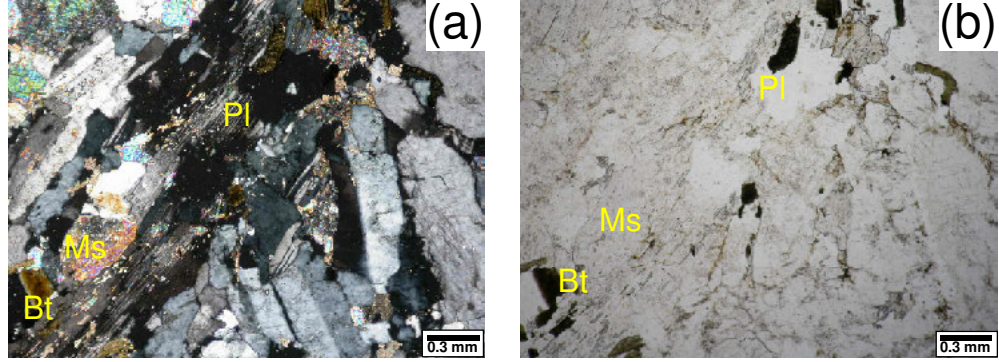
Apatit, grimsi siyah girişim renklerine sahip, optik engebesi oldukça yüksek, renksiz bir mineraldir. Küçük ve özşekilli kristaller prizmatik-iğnemsiz olup, c eksenine dik geçen kesitlerde altıgen şekillidir ve optik izotrop davranış sergiler. Çoğunlukla diğer mineraller (biyotit, harnblend) içerisinde kapanımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 3.7a, b).

Zirkon, özşekilli, kısa prizmatik biçimli, canlı girişim renklerine sahiptir. Oldukça yüksek optik engebeye sahip oluşu, çevresindeki pleokroyik hale (metamiktizasyon sonucu) ve koyu renkli mineraller içerisinde (özellikle biyotit) kapanımlar şeklinde gözlenmesi ile tipiktir (Şekil 3.4a, b; Şekil 3.6a, b; Şekil 3.7a, b).

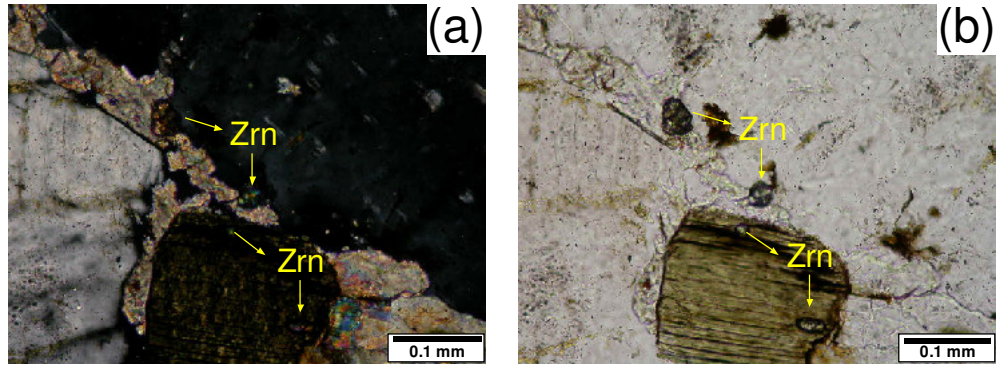
Titanit, kahverengimsi renkli, yarı özşekilli-özşekilli, tipik olarak eşkenar dörtgen şekillidir. Simetrik sönme gözlenir ve optik engebesi çok yüksek bir mineraldir.

Opak mineral, özşekilli-yarıözşekilli optik izotrop mineraldir.

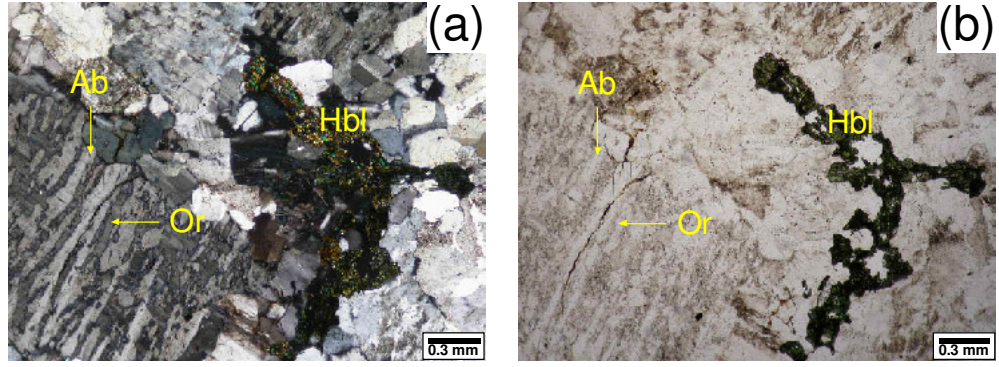
Kayaçlar içerisinde pertitleşmeler (Şekil 3.5a, b) ile birlikte karbonatlaşma (Şekil 3.6a, b), killeşme (Şekil 3.3a, b; Şekil 3.6a, b), serizitleşme (Şekil 3.3a, b) türü bozunmalar gözlenmektedir.



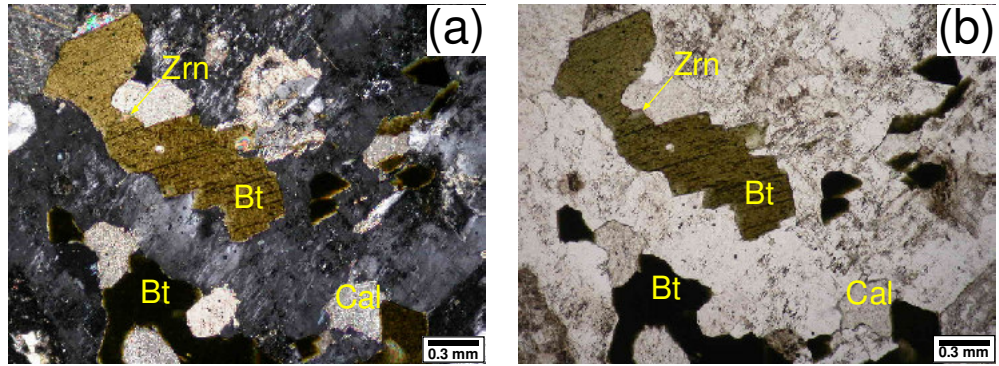
Şekil 3.3. Karacayır Siyeniti' nin (a) çift nikol, (b) tek nikoldeki genel görünümü (BAL-74)



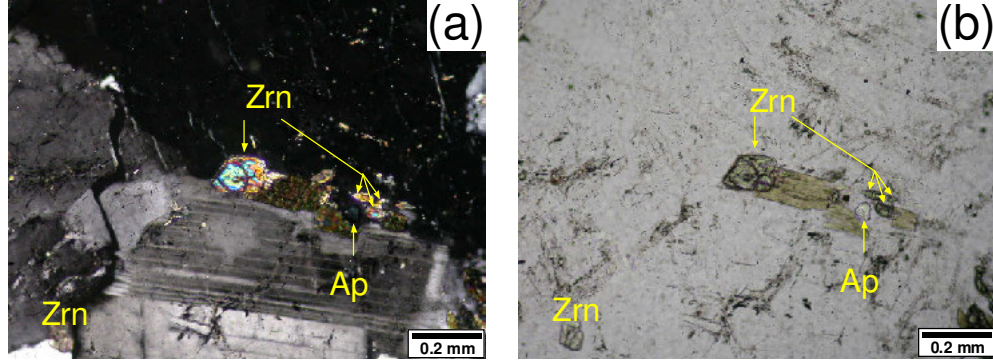
Şekil 3.4. Karacayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen zirkon minerallerinin (a) çift nikol, (b) tek nikol görünümü (BAL-74)



Şekil 3.5. Karaçayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen pertitik doku ve hornblend minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-75 nolu örnek)



Şekil 3.6. Biotit, bıçağımsı biyotit, zirkon mineralleri ve karbonatlaşma türü bozunmanın (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-76 nolu örnek)



Şekil 3.7. Zirkon ve apatit (c eksenine dik) minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikol görünümü (Karaçayır Siyeniti BAL-78 no' lu örnek)

Makroskopik düzeyde pembemsi-grimsi renkli, orta-kaba taneli bir dokuya sahip olan Kösedag Batoliti tüm kayaç örnekleri analiz sonuçlarına göre Debon ve Le Ford (1983) isimlendirme diyagramında siyenit, kuvars siyenit, monzonit ve kuvars monzonit bölgelerinde gözlenmektedir (Şekil 3.16).

Holokristalin hipidiyomorf taneli dokuya sahip olana kayaçlarda ana bileşen olarak ortoklaz, plajiyoklaz, biyotit, amfibol grubu mineraller (hornblend ve nadir olarak alkali amfibollerden hastingsit), klinopiroksen (ojit, diyopsitik ojit), tali bileşenler ise iğnemsiz apatit, zirkon, titanit ve ender olarak turmalin mineralleridir (Ek A).

Ortoklaz, grimsi-beyazımsı renkte, çoğunlukla yarı özşekilli-özşekilsiz olup, karlsbad ikizlenmesi yaygın olarak görülmektedir. Killeşme (Şekil 3.11a, b) oldukça yaygındır. Ortoklaz mineralleri içerisinde plajiyoklaz minerallerinin gözlenmesiyle ortaya çıkan antirapakivi dokusu (Şekil 3.8a, b) gözlenmektedir.

Plajiyoklaz, yarı özşekilli-özşekilli, çubuğumsu prizmatik olup tipik olarak polisentetik ikizlenme gözlenmektedir. Mineralde yaygın olarak killeşme ve çok yoğun serizitleşmeler görülmektedir (Şekil 3.8a, b).

Biyotit, yarı özşekilli-levhamsı olup, pulsü/paralel sönme, açık kahverengiden koyu kahverengiye değişen pleokoyizması ile tipiktir. Oldukça yaygın olarak kloritleşme türü bozunmaların gözlendiği biyotit minerallerinin c eksenine dik geçen kesitlerinde dilinimsiz ve pleokroyizma göstermeyen oluşumları da gelişmiştir (Şekil 3.10a, b).

Hornblend, açık yeşilden koyu yeşile kadar değişen pleokroyizma gösteren levhamsı prizmatik biçimli genellikle yarı özşekilli-özşekilli minerallerdir. Sönme açıları 10° - 21° arasındadır. c eksenine dik kesitleri altıgen olarak gözlenmekle birlikte bazı kesitlerde karlsbad ikizleri gözlenmektedir (Şekil 3.9a, b; 3.10a, b).

Ojit, özşekilli-yarı özşekilli c eksenine dik kesitlerinde sekizgen olup levhamsı prizmatik şekillidir. Canlı girişim renkleri, renksiz-soluk yeşil renklerde olan bu mineralin sönme açısı 38° - 43° arasında değişmektedir. Çekirdek kısmında korunmuş olan ojit minerallerinin çevresi hornblend, hornblend-biyotit veya sadece biyotit minerallerine dönüşmüş olup tipik olarak denge kristalizasyonuna işaret etmektedir (Şekil 3.9a, b; Şekil 3.10a, b).

Kuvars, özşekilsiz, renksizdir ve optik engebese çok düşüktür.

Klorit, yarı özşekilli ve levhamsı prizmatik olup biyotit minerallerinden itibaren bozunma ile oluştuklarından dolayı anormal mavimsi veya kahverengimsi girişim renkleri, yeşil renkleri ile tipiktir (Şekil 3.12a, b).

Tremolit-aktinolit, prizmatik kristalleri uzun prizmatik-iğnemsilifsi biçimlerde gözlenmektedir. Tremolit renksiz, aktinolit soluk yeşil renklindedir. Hornblend minerallerinin kenarlarından itibaren bozunması şeklinde ortaya çıkmaktadır (Şekil 3.14a, b).

Apatit, grimsi siyah girişim renklerine sahip, optik engebese oldukça yüksek, renksiz bir mineraldir. Küçük ve özşekilli kristaller prizmatik-iğnemsilifsi olup, c eksenine dik geçen kesitlerde altıgen şekillidir ve optik izotrop davranış sergiler. Çoğunlukla diğer mineraller (biyotit, hornblend) içerisinde kapanımlar halinde gözlenmektedir (Şekil 3.9a, b; Şekil 3.15a, b).

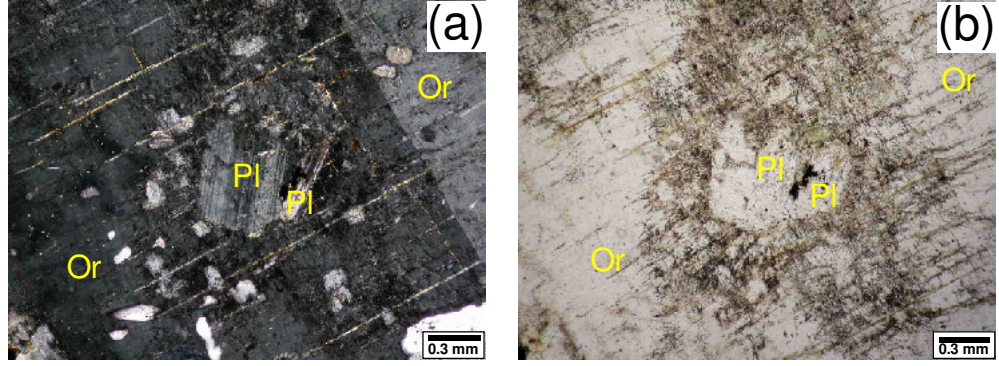
Zirkon, özşekilli, kısa prizmatik biçimli, canlı girişim renklerine sahiptir. Oldukça yüksek optik engebeye sahip oluşu, çevresindeki pleokroyik hale (metamiktizasyon sonucu) ve koyu renkli mineraller içerisinde (özellikle biyotit) kapanımlar şeklinde gözlenmesi ile tipiktir (Şekil 3.11a, b).

Titanit, kahverengimsi renkli, yarı özşekilli-özşekilli, tipik olarak eşkenar dörtgen şekillidir. Simetrik sönme gözlenir ve optik engebesi çok yüksek bir mineraldir (Şekil 3.11a, b).

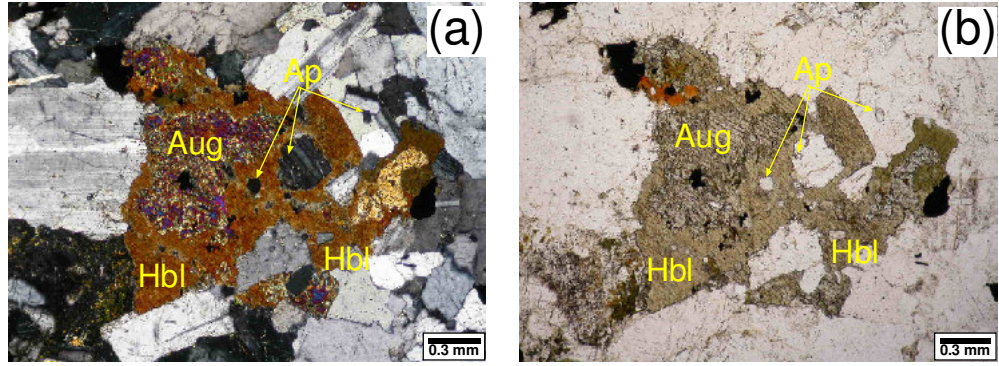
Turmalin, kısa prizmatikten ince-uzun ve iğneye kadar değişen şekillere sahiptir. İğne şekilli kristallerin ışımsal olarak dizilimi sonucu turmalin güneşi ortaya çıkar. Genellikle yeşil renklerde gözlenmektedir (Şekil 3.13a, b).

Opak mineral, özşekilli-yarıözşekilli optik izotrop mineraldir.

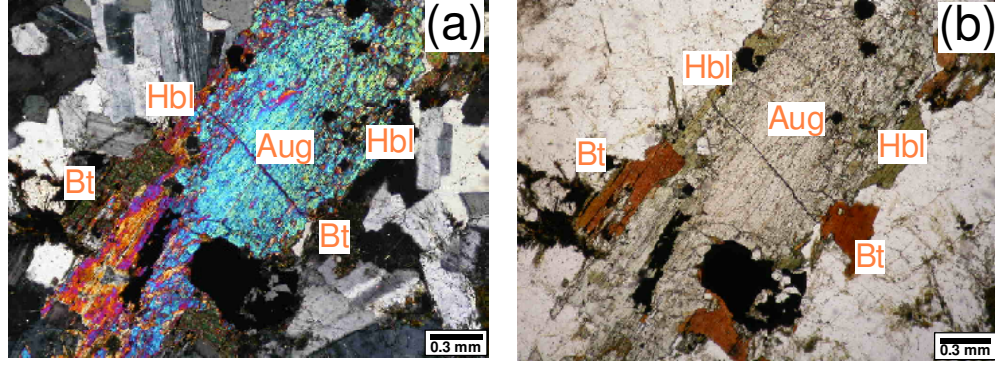
Kayaçlar içerisinde denge kristallenmesi (Şekil 3.9a, b; Şekil 3.10a, b), tremolit-aktinolit mineralleri ve klorit minerallerinin yanı sıra karbonatlaşma, killeşme, serizitleşme türü bozunmalar gözlenmektedir.



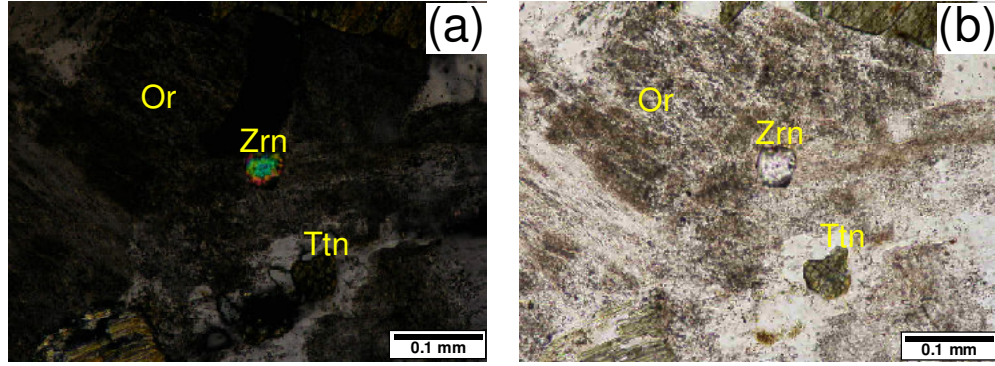
Şekil 3.8. Köseadağ Batoliti kayaç örneğinde gözlenen antirapakivi dokusunun (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (BAL-86)



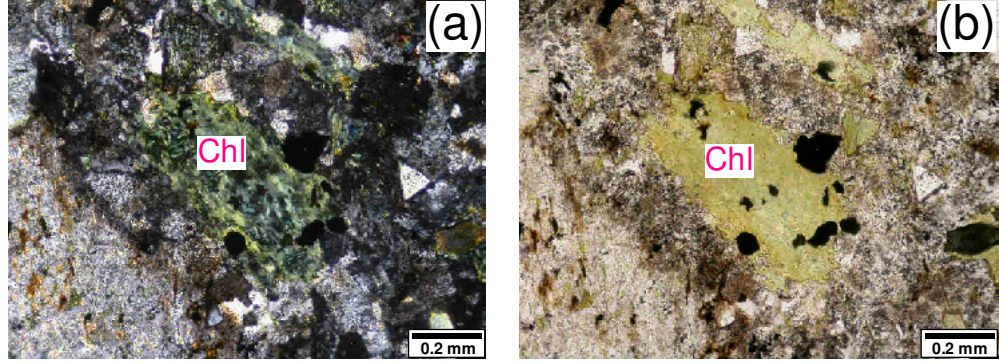
Şekil 3.9. Köseadağ Batoliti BAL-86 no' lu kayaç örneğinde denge kristallenmesi olayı ve apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü



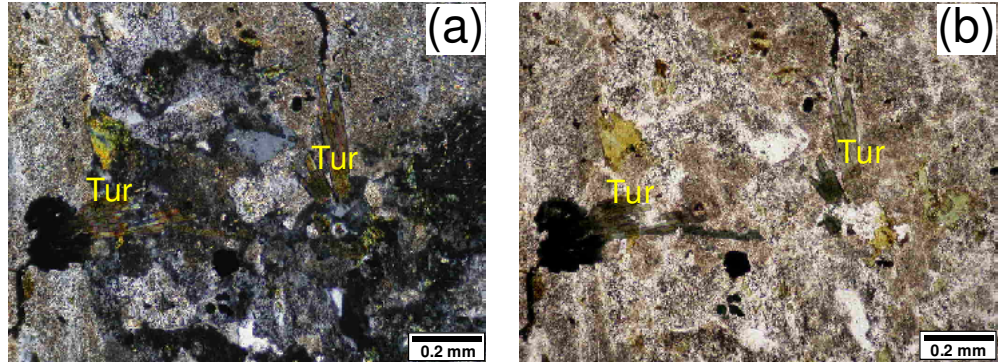
Şekil 3.10. Köseadağ Batoliti BAL-86 no' lu kayaç örneğinde denge kristallenmesi olayının (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü



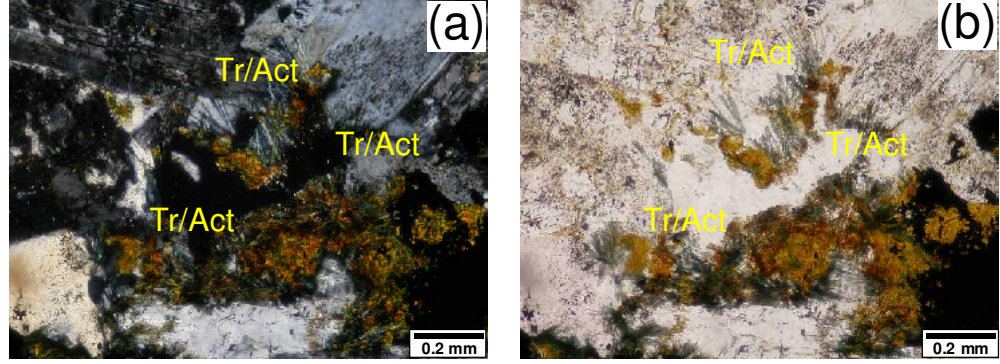
Şekil 3.11. Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri içerisinde gözlenen zirkon ve titanit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (BAL-87)



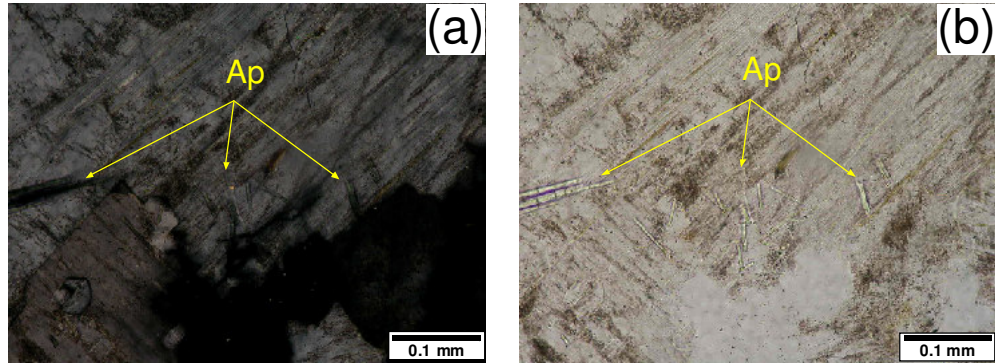
Şekil 3.12. Biyotitlerin bozunması sonucu gözlenen klorit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Kösedag Siyeniti BAL-89 nolu örnek)



Şekil 3.13. Kösedag Siyeniti' ne ait kayaç örneklerinde gözlenen turmalin minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikoldeki görünümü (Kösedag Siyeniti BAL-89 nolu örnek)



Şekil 3.14. Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri içerisinde hornblend minerallerinden itibaren oluşan lifsi/iğnemsli tremolit/aktinolit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (BAL-91)



Şekil 3.15. Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri içerisinde gözlenen iğnemsli apatit minerallerinin (a) çift ve (b) tek nikeldeki görünümü (BAL-96)

3.2.2. Ana element jeokimyası

Ana element jeokimyası verilerine göre, Karaçayır Siyeniti başlıca siyenit ve kuvars siyenit; Köseadağ Batoliti ise yine başlıca siyenit ve kuvars siyenitin yanısıra ender olarak da monzonit ve kuvars monzonit bileşimli, yüksek K-lu alkalin ve metalümino bileşim sergilemektedir (Şekil 3.16).

3.2.3. Eser ve REE jeokimyası

Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' nde Boztuğ ve diğ. (1996) ve Boztuğ (2001) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda başlıca ana ve sınırlı sayıda eser element jeokimyası verileri bulunduğundan; bu çalışma kapsamında her iki birim de eser ve REE jeokimyası bakımından ayrıntılı olarak incelenmiştir. Çizelge 3.1' deki Karaçayır Siyeniti' ne ve Çizelge 3.2 ' deki Köseadağ Batoliti' ne ait eser ve nadir toprak elementi (REE) jeokimyası verileri bu birimlerin kökensel incelenmesine yönelik olarak çeşitli diyagramlarda (Şekil 3.17, 3.18, 3.19, 3.20) değerlendirilmiştir.

Çizelge 3.1. Karaçayır Siyeniği' ne ait eser (ppm; ppb) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları**KARAÇAYIR SİYENİTİ ESER ve NADİR TOPRAK ELEMENT İÇERİKLERİ**

Örn No	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta
BAL-74	3	nd	61	71	nd	nd	1.0	1.6	1	27	36	2230	2.0	21	5.0	53	234	nd	1080	4.4
BAL-75	4	21	14	32	nd	nd	2.0	1.6	4	45	22	1840	1.6	26	6.2	21	175	nd	513	1.1
BAL-76	nd	nd	49	138	nd	nd	1.6	2.1	6	nd	139	5130	6.3	18	1.7	38	167	nd	3620	1.5
BAL-77	4	30	34	34	nd	nd	1.3	0.9	3	28	38	2550	1.0	14	2.1	11	100	nd	2080	0.9
BAL-78	4	10	21	nd	nd	nd	1.0	0.3	6	31	48	1180	0.8	17	2.2	20	48	1	1880	1.3
BAL-79	3	11	30	47	nd	nd	1.9	1.3	3	nd	55	6620	2.4	10	1.3	34	150	nd	3570	3.5

Örn No	Th	U	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BAL-74	55.5	5.2	nd	318	15	51.1	86.2	9.00	28.1	4.2	1.15	3.0	0.4	1.9	0.4	1.1	0.16	1.1	0.17
BAL-75	16.5	5.9	nd	345	12	19.9	45.4	5.33	18.2	3.1	0.71	2.4	0.3	1.7	0.3	1.1	0.18	1.2	0.21
BAL-76	36.0	4.7	2	134	42	68.2	132.0	15.1	55.3	10.5	3.18	9.3	1.3	6.3	1.2	3.7	0.57	3.8	0.53
BAL-77	5.7	1.8	nd	123	7	18.9	41.3	5.27	19.0	3.2	0.97	2.2	0.3	1.2	0.2	0.6	0.08	0.5	0.08
BAL-78	14.1	4.7	nd	124	10	27.9	58.6	6.89	24.3	3.9	1.22	2.8	0.3	1.6	0.3	0.8	0.11	0.7	0.10
BAL-79	8.9	1.8	4	64	13	76.0	144.0	16.0	54.2	7.3	1.79	4.7	0.5	2.3	0.4	0.9	0.12	0.7	0.08

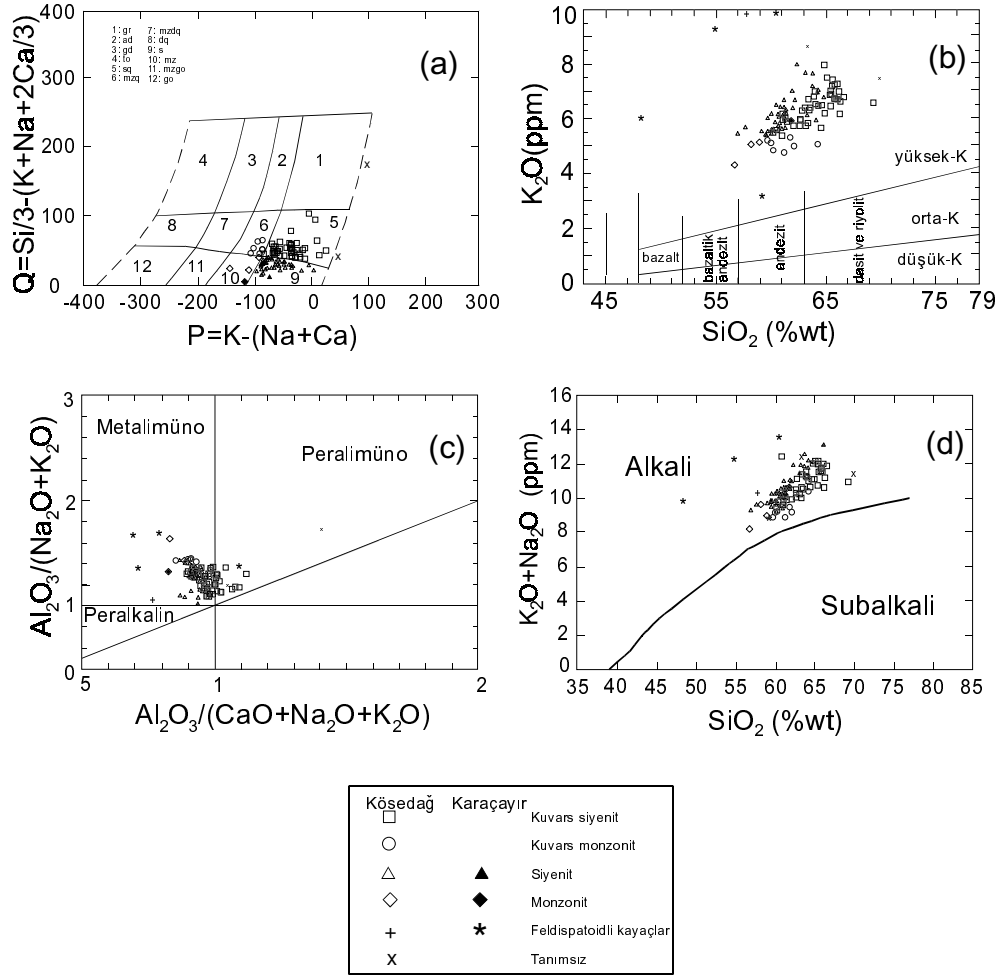
Çizelge 3.2. Köseadağ Batoliti' ne ait eser (ppm; ppb) ve nadir toprak element (REE; ppm) analiz sonuçları**KÖSEDAĞ BATOLİTİ ESER ve NADİR TOPRAK ELEMENT İÇERİKLERİ**

Örn No	Mo	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Bi	Tl	Co	Cr	V	Ba	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta
BAL-85	6	18	26	nd	9	1.0	0.8	0.6	2	nd	15	110	8.0	16	6.5	17	297	2	72	1.2
BAL-86	7	27	23	47	15	1.6	nd	0.5	7	nd	69	908	11.4	16	6.0	17	197	2	495	1.3
BAL-87	7	15	26	39	18	2.7	0.8	0.8	2	nd	13	87	16.1	17	13.4	32	362	4	66	2.3
BAL-88	6	43	31	71	32	2.8	1.6	0.6	4	nd	37	444	18.5	15	8.3	22	248	3	247	1.9
BAL-89	3	36	15	nd	11	1.7	0.4	0.6	5	nd	38	347	4.3	9	4.6	11	124	1	230	0.8
BAL-90	5	70	26	31	11	2.0	0.6	0.8	6	nd	61	583	9.5	16	6.5	19	200	2	395	1.3
BAL-91	7	49	37	49	17	2.4	1.2	1.1	7	199	63	660	7.1	17	7.7	25	239	2	371	1.7
BAL-92	6	70	29	53	9	2.4	0.7	0.5	8	nd	82	678	7.3	16	10.1	16	214	2	455	1.0
BAL-93	5	61	33	45	17	1.6	1.2	0.6	7	nd	82	743	6.8	17	5.1	16	214	2	502	1.0
BAL-94	4	71	32	62	23	3.3	1.7	0.4	9	nd	103	725	5.2	18	5.6	18	207	3	515	1.1
BAL-95	8	61	27	48	nd	1.1	0.7	0.4	8	26	96	621	6.6	17	3.1	12	179	2	446	0.8
BAL-96	7	22	34	63	15	2.2	0.7	0.7	3	nd	26	124	16.0	18	4.0	26	309	4	84	2.0
BAL-97	7	20	24	58	nd	0.5	nd	0.4	4	nd	80	774	4.6	16	2.2	11	212	2	307	0.7
BAL-98	6	107	18	72	nd	0.9	1.0	0.2	12	nd	128	775	2.9	16	3.5	10	131	1	560	0.6
BAL-99	6	35	26	39	5	0.5	0.8	0.4	5	21	66	837	4.4	17	5.6	8	179	1	540	0.4

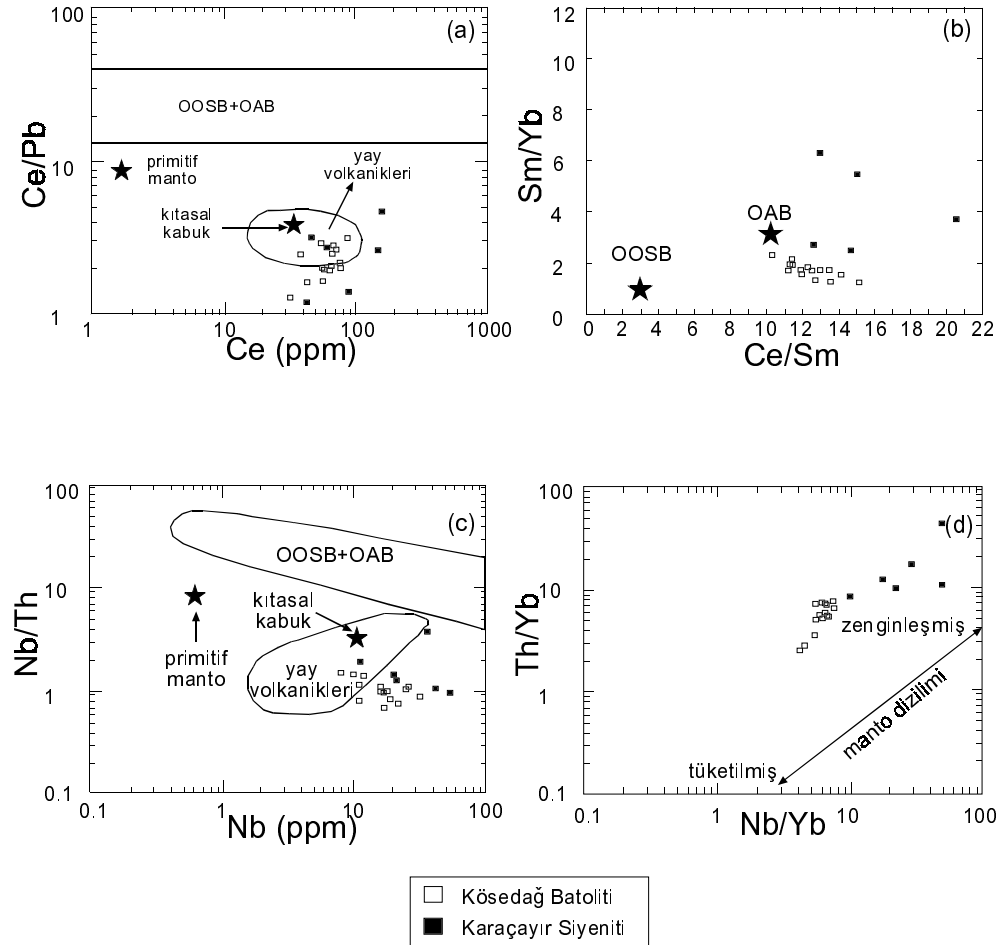
Çizelge 3.2. devam ediyor

KÖSEDAĞ BATOLİTİ ESER ve NADİR TOPRAK ELEMENT İÇERİKLERİ

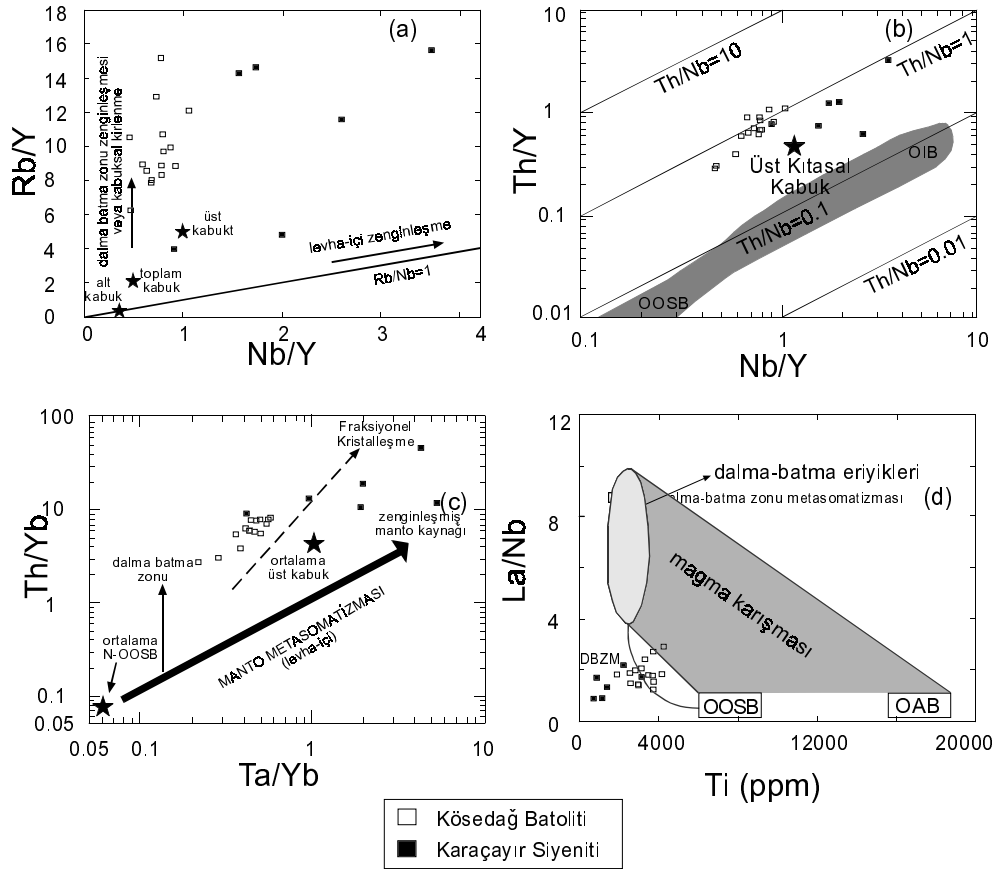
Örn No	Th	U	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BAL-85	17.9	4.8	3	248	23	36.2	66.3	7.37	24.7	4.7	0.59	4.1	0.7	3.7	0.8	2.7	0.44	2.9	0.48
BAL-86	24.8	10.5	4	200	25	34.6	66.5	7.76	27.4	5.6	1.31	5.0	0.8	4.4	0.9	2.9	0.46	3.1	0.50
BAL-87	36.8	11.6	3	494	30	42.1	84.6	9.04	29.2	5.6	0.50	4.7	0.8	4.7	1.0	3.6	0.61	4.3	0.72
BAL-88	29.6	12.8	5	269	25	32.0	65.0	7.14	24.4	4.8	0.83	4.1	0.8	4.2	0.9	3.1	0.50	3.6	0.59
BAL-89	13.8	3.3	2	151	14	20.7	37.5	4.40	15.5	3.0	0.66	2.7	0.4	2.4	0.5	1.6	0.25	1.7	0.27
BAL-90	22.8	8.0	3	217	24	37.1	69.9	7.94	27.5	5.2	1.05	4.5	0.8	4.0	0.8	2.7	0.43	2.9	0.46
BAL-91	24.1	7.9	5	266	27	40.2	76.5	8.74	30.4	5.9	1.13	5.1	0.8	4.5	0.9	3.1	0.49	3.3	0.54
BAL-92	16.3	5.1	3	391	25	30.8	57.4	6.81	24.5	4.8	1.24	4.4	0.7	4.0	0.9	2.7	0.43	2.9	0.49
BAL-93	14.7	3.7	3	178	20	29.7	55.4	6.47	23.4	4.5	1.30	4.2	0.7	3.6	0.7	2.3	0.37	2.4	0.38
BAL-94	18.3	7.0	3	207	26	33.9	63.9	7.75	27.9	5.6	1.31	5.1	0.8	4.2	0.9	2.8	0.43	2.8	0.44
BAL-95	8.6	3.5	3	103	20	30.0	55.7	6.55	24.1	4.9	1.36	4.2	0.7	3.5	0.7	2.3	0.34	2.2	0.36
BAL-96	24.2	8.8	3	96	32	38.5	74.9	8.79	30.3	5.9	0.74	5.3	0.9	5.2	1.1	3.7	0.63	4.2	0.64
BAL-97	9.6	2.9	2	66	14	17.2	31.3	3.60	13.2	2.8	1.34	2.5	0.4	2.3	0.5	1.5	0.24	1.6	0.25
BAL-98	6.9	2.5	1	121	21	27.9	53.4	6.62	25.3	5.2	1.52	4.6	0.7	3.7	0.8	2.3	0.35	2.2	0.35
BAL-99	5.3	2.1	2	232	17	23.8	42.8	5.10	18.7	3.8	1.32	3.3	0.5	2.9	0.6	1.9	0.28	1.9	0.29



Şekil 3.16. Karacayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' nin **(a)** Kimyasal isimlendirme (Debon ve Le Fort, 1983) diyagramındaki konumları, **(b)** Le Maitre (1989) diyagramındaki dağılımları, **(c)** Shand's (1927) indeksine göre dağılımları ve **(d)** Toplam alkaliler-silis (TAS) diyagramındaki (Irvine ve Baragar, 1971) konumları (subalkali-alkali ayırım çizgisi Rickwood, 1989' dan alınmıştır). Karacayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti verileri, sırasıyla Boztuğ ve diğ. (1996) ve Boztuğ (2001)'den alınmıştır



Şekil 3.17. Karacayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' ne ait örneklerin (a) Ce/Pb – Ce; (b) Sm/Yb – Ce/Sm; (c) Nb/Th – Nb; (d) Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) değişim diyagramlarındaki konumları. (a) ve (c) deki primitif manto Hofmann (1988) den; OOSB, OAB, yay volkanikleri ve kıtasal kabuk değerleri ise Schmidberger ve Hegner (1999) dan alınmıştır. (b) deki OOSB ve OAB Harms ve diğ. (1997) den alınmıştır. (d) deki manto dizilimi Miscovic ve Francis (2005) den alınmıştır



Şekil 3.18. Karacayir Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait örneklerin (a) Rb/Y – Nb/Y; (b) Th/Y – Nb/Y (Miscovic ve Francis, 2005); (c) Th/Yb – Ta/Yb; (d) La/Nb – Ti (ppm) değişim diyagramlarındaki (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) konumları. (a) daki dalma-batma zonu zenginleşmesi ve kabuksal kirlenme, levha içi zenginleşme vektörleri Pearce ve diğ. (1990) dan; alt kabuk, üst kabuk ve toplam kabuk bileşimleri ise Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır. (b) deki dalma-batma eriyikleri ve metasomatizması bölgeleri Schiano ve diğ. (1995) ve Yogodzinski ve diğ. (1995) den; MORB ve OIB bileşimleri ise Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır. (c) deki dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristalleşme vektörleri, sırasıyla, dalma-batma zonu ve fraksiyonel kristalleşmeyi tanımlar (Pearce ve diğ., 1990). (d) deki OOSB, OAB ve ÜKK (üst kıtasal kabuk) değerleri Taylor ve McLennan (1985) den alınmıştır

Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait örneklerin birlikte incelendiği eser element diyagramlarından Ce/Pb – Ce değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) örnekler çoğunlukla anlamsız bölgelere düşmekle birlikte bazı örnekler (çoğunlukla Köseadağ Batoliti örnekleri) yay volkanikleri özelliği göstermektedir (Şekil 3.17a).

Sm/Yb – Ce/Sm değişim diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) değerlendirilen Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait örnekler zenginleşmiş mantoyu karakterize eden okyanus adası bazaltlarına (OAB) benzerlikleri ile dikkat çekmektedirler (Şekil 3. 17b).

Nb/Th – Nb diyagramında (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti örnekleri çoğunlukla anlamsız bölgede dağılım göstermekle birlikte bir kısım örnekler yay volkanikleri bölgesinde konumlanmaktadır (Şekil 3. 17c).

Th/Yb – Nb/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) değişim diyagramındaki konumlarına bakıldığında ise Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti örnekleri daha çok zenginleşmiş mantoya benzer bir dağılım sergilemektedirler (Şekil 3. 17d). Bu diyagramda ayrıca Karaçayır Siyeniti' ne ait örneklerde Köseadağ Batoliti örneklerine göre daha yüksek Th ve Nb içeriği göze çarpmaktadır.

Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait örnekler Rb/Y – Nb/Y (Miscovic ve Francis, 2005) değişim diyagramında incelediğinde, özellikle Köseadağ Batoliti örneklerinin tamamı ve Karaçayır Siyeniti örneklerinin bir kısmı dalma-batma zonu zenginleşmesi veya kabuksal kirlenme yönünde bir dağılım sergilemektedir (Şekil 3.18a).

Th/Y – Nb/Y (Miscovic ve Francis, 2005) diyagramında Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti örneklerinin büyük bir kısmı Th/Nb= 1 olan bölgede yer almaktadır. Bu sonuç örneklerde belirgin bir Th zenginleşmesini işaret etmektedir (Şekil 3. 18b).

Th zenginleşmesi Th/Yb – Ta/Yb (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) diyagramında da kendini göstermekle birlikte örneklerin büyük bir kısmı metasomatizmaya uğramış zenginleşmiş manto kaynağı sergilemekle birlikte

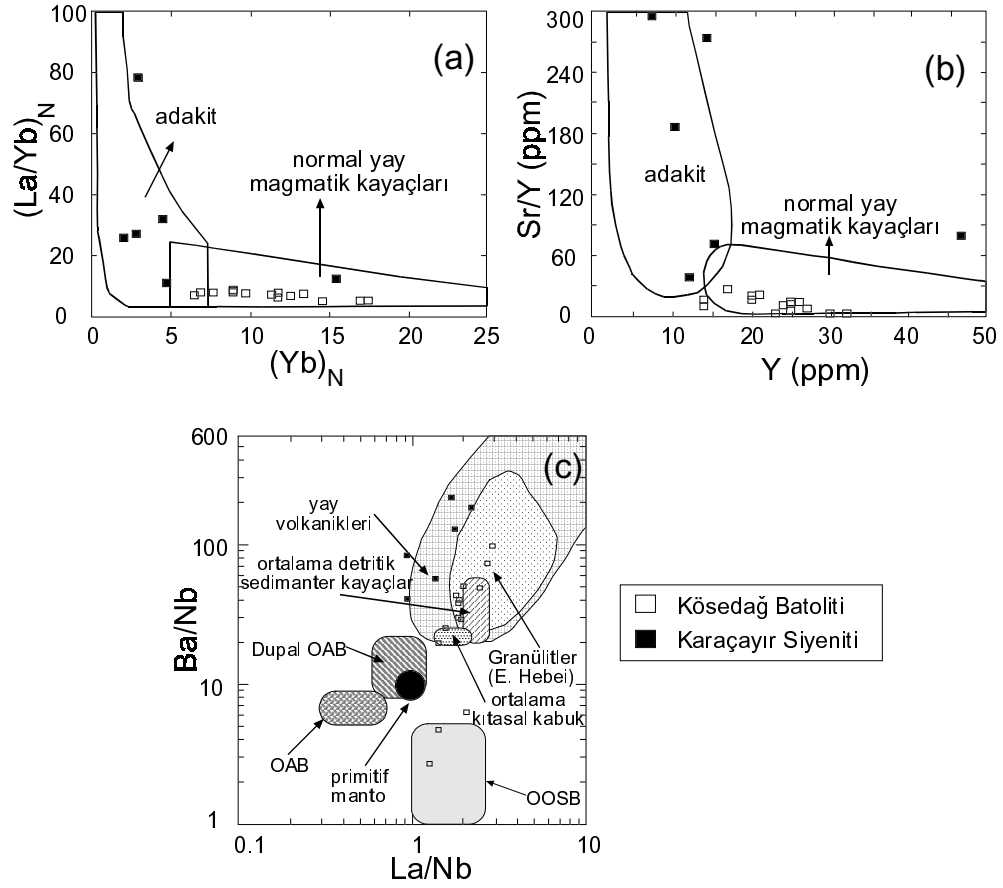
Kösedağ Batoliti kayaç örneklerinde fraksiyonel kristallenme etkisi gösteren bir yönelim gözlenmektedir (Şekil 3. 18c).

Diyagramlarda göze çarpan manto metasomatizmasının La/Nb – Ti (Pearce, 1982; Pearce ve diğ., 1990) değişim diyagramında tamamen dalma-batma zonu metasomatizması ile meydana geldiği görülmektedir (Şekil 3. 18d).

Karaçayır Siyeniti ve Kösedağ Batoliti'ne ait kayaç örnekleri sırasıyla Defant ve Drummond (1990) ve Martin (1999) tarafından ortaya konan adakitik kayaçlarla normal yay kayaçlarının ayırt edilmesinde kullanılan Sr/Y – Y ve $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ diyagramlarında incelenmiştir (Şekil 3.19a, b).

Çalışma alanı kayaçlarında gözlenen dalma-batma zonu bölgeleri ve değişik yay magmatizması karakteristiği adakitik kayaçlarla normal yay kayaçlarının ayırt edilmesinde kullanılan Sr/Y – Y (Defant ve Drummond, 1990) ve $(La/Yb)_{CN} - (Yb)_{CN}$ diyagramlarındaki (Martin, 1999) konumları incelendiğinde Karaçayır Siyeniti'ne ait kayaç örneklerini (BAL-76 hariç) tipik olarak adakit bileşimi göstermesine karşın Kösedağ Batoliti'ne ait örnekler ise normal yay karakteristiği sergilemektedir (Şekil 3.19a, b).

Diğer taraftan Jahn ve diğ. (1999) tarafından önerilen Ba/Nb – La/Nb diyagramında ise Kösedağ Batoliti kayaç örnekleri alt kabuk (granülit), yay, ortalama kıtasal kabuk okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB) gibi oldukça değişik kökenler sergilerken Karaçayır Siyeniti'ne ait örnekler ise yay volkaniklerine benzer bir köken sergilemektedir (Şekil 3.19c).



Şekil 3.19. Karacayir Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait örneklerin (a) $(La/Yb)_{CN}$ – $(Yb)_{CN}$ (Martin, 1999); (b) Sr/Y – Y (Defant ve Drummond, 1990) ve (c) Ba/Nb – La/Nb (Jahn ve diğ., 1999) konumları. (a) $(La/Yb)_{CN}$ – $(Yb)_{CN}$ normalizasyon değerleri Sun ve McDonough (1989) dan alınmıştır (c) deki Ba/Nb – La/Nb (Jahn ve diğ., 1999) diyagramındaki primitif manto Sun ve McDonough (1989); kıtasal kabuk ortalaması Taylor ve McLennan, (1985), Condie (1993); klastik sediment ortalaması Condie (1993); OOSB, OAB ve Dupal-OAB bileşimleri Le Roux (1986) dan alınmıştır

Martin ve diğ. (2005) tarafından belirtilenlere göre adakitik kayaların genel özelliklerine bakıldığında, bu tip kayalar genellikle ortaç bileşimli hornblend-andezitten, dasit ve riyolite kadar sıralanan bileşim alanına sahip olup,

bazaltik üyeleri eksik olan felsik kayaç gruplarında gözlenir (Defant ve Drummond, 1990; Maury ve diğ., 1996; Martin, 1999).

Aleutians ve Meksika' dan alınan ve esas olarak zonlu plajiyoklaz, hornblend ve biyotit kristalleri ile ortopiroksen ve klinopiroksen fenokristalleri, aksesuar mineral olarak apatit, zirkon, titanit ve titanomanyetit içeren, mafik andezit lavları üzerinde yapılan çalışmalar yapılmıştır (Kay, 1978; Rogers ve diğ., 1985; Calmus ve diğ., 2003).

Adakitik kayaçların bileşimlerinde SiO_2 içeriği >56 (%wt) ve Na_2O içeriği ($3.5 \text{ \%wt} \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7.5 \text{ \%wt}$) yüksek ve $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ oranının (~ 0.42) düşük, $t\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2$ içerikleri genelde yüksek ($\sim 7 \text{ \%wt}$), yüksek Mg # (~ 0.51) ve yüksek Ni ve Cr içeriklerine (sırasıyla 24 ve 36 ppm) sahiptir.

Defant ve Drummond (1990) adakitik kayaçların Sr içeriğinin tipik olarak yüksek (400 ppm) ve bazen aşırı yoğunluklara (3000 ppm) ulaştığını ifade etmişlerdir. Büyük iyon çaplı litofil elementler (LILE; Large Ion Lithophile Elements, Rb, Sr, Cs, Ba) bakımından zengin, Na ve K' ca bağıl olarak zengin olan adakitler kalıcılığı yüksek elementler (HFSE; High Field Strength Elements, Nb, Y, Zr, Ta, Hf) bakımından ise oldukça fakirdir. Nadir toprak element (REE) dağılımları tipik olarak düşüktür ve ağır nadir toprak elementleri (HREE) ($(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$) ve $\text{Yb} \leq 1.8 \text{ ppm}$, $\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$) güçlü bir şekilde fraksiyonlanırlar.

Nadir toprak element içeriklerinin düşük oluşu iki şekilde açıklanabilir: Bunlardan birincisi bu kayaçları oluşturan kaynak kayacın nadir toprak elementleri bakımından fakir olması; ikincisi ise, bu kayaçları oluşturan köken kayaçta nadir toprak elementlerini bünyesinde tutabilen mineraller vardır, fakat erime sonucu magmaya katılmamış olabilirler. Örneğin; mantoda granatlı peridotitlerin düşük dereceli kısmi ergimesi sonucu granit magması oluşmuştur. Ana kayaçtaki nadir toprak elementleri granatın bünyesinde kalmış ve granit magmasından itibaren oluşan granitik kayaçlar nadir toprak elementleri bakımından fakir kalmıştır.

Adakitik kayaçların nadir toprak element içerikleri düşükken plajiyoklaz mineralojisi ile denetlenen jeokimyasal karakteristikleri zengindir. Plajiyoklazlar anortit ($\text{CaAlSi}_3\text{O}_8$)-albit ($\text{NaAl}_2\text{Si}_3\text{O}_8$) olmak üzere iki uç üyeye ayrılır.

Plajiyoklazların bileşimindeki Na ve Al gibi elementler eser element bakımından önem taşımamaktadır. Ancak Ca elementine eşlik eden eser elementlerin varlığı (Sr, Ba, \pm Rb elementleri) adakitik kayaların bünyesinde bulunan Ca elementinin önemli kılmaktadır. Örneğin, alt kabuktan türeyen granülitlerde sırasıyla ortopiroksen, klinopiroksen, granat, plajiyoklaz, biyotit ve amfibol mineralleri bulunmaktadır. Bu kayaların kısmi ergimesi sonucu Ca elementi bakımından anortit türü plajiyoklazların eridiği düşünülürse, Ca elementine eşlik eden Sr elementi bakımından da zengin bir kayaç ortaya çıkacaktır.

Adakitlerin kimyasal karakteristikleri yaygın olarak (La/Yb_N) ile Yb_N (N: kondrite göre normalize edilmiştir) diyagramı (Martin, 1987, 1999) ve Sr/Y ile Y (Defant ve Drummond, 1990) diyagramları üzerinde gösterilir.

Adakitler >340 analizi içeren bir veri tabanı kullanılarak yukarıda bahsedilen ölçütler göz önüne alınarak sınıflandırılmıştır. Martin ve Moyen (2003) adakitleri silika içeriklerine bağlı olarak “yüksek-SiO₂ (HSA; SiO₂>60 wt %) adakitler” ve “düşük-SiO₂ (LSA; SiO₂<60 wt %) adakitler” şeklinde iki ana grupta toplandığını göstermişlerdir.

Yüksek-SiO₂ adakitleri Andes Austral Volkanik Zonu’ ndaki Cook Volkanı dışında tüm volkanik kayaları kapsamaktadır (Stern ve Kilian, 1996). Yüksek-SiO₂ adakitleri El Valle ve La Yeguada volkanlarını (Panama; Defant ve diğ., 1991, 1992), Mt. St. Helens (ABD; Smith ve Leeman, 1987), Kalimantan (Borneo; Prouteau ve diğ., 1996), Leyte, Mindanao ve Zamboanga (Filipinler; Sajona ve diğ., 1996, 1997), Mezcla (Meksika; Gonzalez-Partida ve diğ., 2003), Nevado Cayambe, Pinchincha, Antisana, ve Fuya-Fuya (Ekvador; Bourdon ve diğ., 2002; Samaniego ve diğ., 2002) ve Sambe ve Daisen (Japonya; Morris, 1995).

Düşük-SiO₂ adakitleri ya yüksek Mg-andezit yada adakit ile ilgili olan değişik kayaları içerir. Bunlar Austral Volkanik Zonun’ ndaki Cook Volkanı’ nda (Stern ve Kilian, 1996), Baja Kaliforniya’ daki volkanlarda (Rogers ve diğ., 1985; Calmus ve diğ., 2003), Adak ve Kormandosky (Aleutians; Kay, 1978; Yogodzinski ve diğ., 1995), El Baru (Panama; Defant ve diğ., 1992), Zamboanga (Filipinler; Sajona ve diğ., 1996), Cono de la Virgen (Ekvador; Samaniego ve

diğ., 2004 baskıda) ve Cerro Pampa (Arjantin; Mahlburg Kay ve diğ., 1993)' bulunmuştur. Bu adakitler piroksen mineralleri içermesi bakımından yüksek silika adakitlerinden farklıdır. Yüksek silika adakitleri, düşük silika adakitleri “(MgO=4–9 wt %; CaO+Na₂O >10 wt %; Sr >1000 ppm)” ile karşılaştırıldığında yüksek silika içeriklerinin yanı sıra daha düşük olan MgO (0.5 ile 4 wt %), CaO+Na₂O (<11 wt %) ve Sr (<1100 ppm) içeriğine sahiptir. Kayaç/İlksel manto normalize diyagramlarında karşılaştırılan yüksek ve düşük silika adakitlerinin bu diyagramda sergilediği dağılımlara bakılırsa;

- (1) düşük silika adakitleri yüksek silika adakitlerine göre daha yüksek hafif nadir toprak element (LREE) içeriklerine sahiptir,
- (2) düşük silika adakitleri önemli pozitif Sr anomalisi sunarken yüksek silika adakitlerinde bu anomali ya çok zayıf yada hiç yoktur,
- (3) düşük silika adakitler göreceli olarak Rb elementi bakımından fakirdir. Had safhadaki Sr konsantrasyonlarının yalnızca düşük silika adakit gruplarında bulunduğu dikkate alınmalıdır. Sr/Y' a karşı Y diyagramında iki grupta paralel yönelimler sunmakla birlikte düşük silika adakitleri verilen bir Y konsantrasyonu için daha yüksek bir Sr/Y oranına sahiptir.

Diğer önemli farklılıklar ise Cr/Ni' e karşı TiO₂ diyagramında olduğu kadar K/Rb ve oranı ve Nb konsantrasyonunda görülmektedir.

Adakitler için Martin ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmalarda adakitlerin Sr konsantrasyonu, Nb konsantrasyonu, Ti konsantrasyonu, Cr/Ni oranı, K/Rb konsantrasyonu hakkında detaylı bilgiler verilmiş olup bunlar kısaca aşağıda özetlenmektedir.

Sr konsantrasyonları

Yüksek Sr ve düşük Y konsantrasyonları ve bunlarla uyum gösteren yüksek Sr/Y oranları genellikle yüksek basınç, litosferik eriyik kökenini yansıtan adakitin karakteristikleri olarak tanımlanır (Defant ve Drummond, 1990; Drummond ve Defant, 1990). Eriyikteki Sr konsantrasyonu esas olarak bazaltik kaynaktaki Sr konsantrasyonuna bağlıdır. Üstelik bazı bazaltik kaynakların erime

sürecinde eriyikteki Sr zenginleşmesinin derecesi çoğunlukla kalıntı plajiyoklaz tarafından kontrol edilir ($Kd_{Sr} = 0.35$ ile 1.5 ; Rollinson, 1993).

Bununla birlikte Rollinson (1993) tarafından verilen ayırılma katsayısı (partition coefficients) kullanılarak yapılan basit hesaplamalar 100 ile 200 ppm içeren tipik bazalt bileşiminin %15 ile %25 arası kısmi ergimesi sonucu ayrılan plajiyoklaz içermeyen kalıntı magmalardan itibaren 1000ppm' den daha fazla Sr konsantrasyonunun meydana gelebileceğini göstermektedir. Bu yüksek silika adakitleri için hesaplanabilir fakat düşük silika adakitleri için hesaplanamaz. Bununla birlikte bazı hesaplamalarda 25 ppm Sr ile bir peridotitin %5 ile %10 eridiği ve buna ek olarak %20' sinin 700 ppm Sr ile litosferik eriyikten kirlendiği varsayılarak 1500 ile 2500 ppm Sr içeren magmalar oluşabilir. Sonuç olarak, adakitlerin tipik özelliği olarak dikkate alınan çok yüksek Sr içeriği muhtemelen düşük silika adakitleri için karakteristiktir ve daha önce orojenik granitler için önerilmiş olup (Tarney ve Jones, 1994) saf litosferik eriyikten ziyade metasomatize olmuş manto kökeni ile daha uyumludur.

Nb konsantrasyonları

Yüksek silika adakitleri ve düşük silika adakitleri benzer şekilde düşük Nb konsantrasyonlarına sahipken, düşük silika adakitlerinin Nb içerikleri 10 ppm' den daha yüksek alanlarda dağılım sergilemektedir. Her iki adakit grubu manto normalize çoklu element diyagramında K ve La ile karşılaştırıldıklarında negatif Nb ve Ta anomalisi gösterirler (Maury ve diğ., 1996; Martin, 1999). Bu davranışlar klasik olarak bazalt erimesi sırasında rutil gibi minerallerin kalıntı hareketlerinin yansıması olarak yorumlanır (Nb ve Ta için $Kd^{rutil/sıvı} > 20$; Green ve Pearson, 1987; Foley ve diğ., 2000). Üstelik, rutil fraksiyonlanması güçlü bir negatif Ti anomalisine neden olur ve bu burum adakitler için sürekli değildir. Durummond ve Defant (1990) daha çok felsik ile ortaç sınırlarda Nb-Ta $Kd^{amfibol/sıvı} \sim 4$ olan amfibollerin adakitlerdeki negatif Nb-Ta anomalisine neden olabileceğini ileri sürmüşlerdir. Daha sonraları yapılan çalışmalarda amfibol ve sıvı arasında Nb-Ta için $Kd < 1$ değerinin (Adam ve diğ., 1993; Klein ve diğ., 1997) belirlenmiş olduğu dikkate alınmalıdır. Bu teori çok ilginçtir, çünkü amfibol mineralinin sonraki fraksiyonel kristallenmede olduğu kadar bazaltın erimesi

sırasında rol oynadığı muhtemeldir. Diğer taraftan Rapp ve Watson (1995); Rapp ve diğ. (2003) amfibolün önemli bir rol oynamasının gerekli olmadığını, çünkü bazaltik eriyiklerde yapılan deneylerde rutil kapanımı içeren eklojit kalıntısının güçlü negatif Nb-Ta anomalileri gösterirken daima negatif bir Ti anomalisi göstermediğini gözlemlenmişlerdir.

Sonuç olarak yüksek silika adakitlerin Nb içeriği litosferik erime ile uyumlu iken, düşük silika adakitlerinin daha yüksek olan Nb içerikleri ise litosferik erime nedeniyle önceden metasomatize olmuş peridotitlerin erimesi ile daha uyumludur.

Ti konsantrasyonları

TiO₂ konsantrasyonu yüksek silika adakitlerinde %0.9' dan daha düşük olmasına karşın düşük silika adakitlerinde %3' den daha yüksek olabilir. Bazaltik eriyikler üzerinde yapılan tüm deneyler rutil veya ilmenitin kalıntı fazda olduğu göstermiştir (Rapp ve diğ., 1991; Rapp ve Watson, 1995). Üstelik yüksek Ti konsantrasyonları And' ların Merkez Volkanik Zonu' ndakine benzer okyanus adası magmaları ve yay magmalarında görüldüğü gibi manto peridotitlerinin erimesi sonucu meydana gelen ürünlerde yaygındır (Thorpe ve diğ., 1984; Wilson, 1991).

Cr/Ni oranı

Cr/Ni oranı bazı yüksek silika adakitleri (Cr/Ni 0.5 ile 4.5) ve düşük silika adakitleri (Cr/Ni 1 ile 2.5) belirgin bir şekilde birbirinden ayırır. OOSB' nin Cr/Ni oranı 2.4 ve 4.5 arasında değişir. Bazalt erimesi sırasında tüm kalıntı fazlar $Kd_{Cr/Ni}^{mineral/sivi} > 2$ (Rollinson, 1993) oranına sahiptir, bu kısmi ergime süresince magmadaki Cr/Ni oranının azalması ile sonuçlanır.üstelik yüksek silika adakitlerindeki Cr/Ni oranı pozitif bir şekilde #Mg ile karşılaştırılır, Cr/Ni oranını fraksiyonlanmaya bağlı bir parametre olarak artar.

Bazaltik olmayan bir kaynaktan türeyen düşük silika adakitleri düşük Cr/Ni oranı ve dar bir dağılım gösterir. Manto peridotitlerinin Cr/Ni oranı 1.5 civarındadır (Taylor ve McLennan, 1985; McDonough ve Sun, 1995) ve bu oran düşük silika adakitlerinin ortalama değeridir. Erime süresince birkaç kalıntı fazda $Kd_{Cr/Ni}^{mineral/sivi}$ değeri 1' den büyüktür (ortopiroksen=2, klinopiroksen=3,

granat=3.6), etkileri erime süresince esas kalıntı faz olan olivin tarafından tamponlanır ($Kd^{\text{amfibol/sıvı}} \sim 0.1$; Rollinson, 1993), bir D eşitliği içerisinde veya 1' den biraz daha büyük değerde sonuçlanır. Böylece düşük silika adakitlerinin Cr/Ni oranı hemen hemen manto peridotitleri eriyikleri ile uyumludur. Manto peridotitlerinin muhtemel metasomatizması adakitik eriyiklerde önemli değişiklikler yapılmamalıdır, bu oran $Cr_{\text{peridotit}}/Cr_{\text{adakit}}$ ve $Ni_{\text{peridotit}}/Ni_{\text{adakit}}$ çok yüksektir (10, 20 sırasıyla)

K ve Rb konsantrasyonları

K/Rb oranı düşük silika adakitlerinde yüksek silika adakitlerinden 4 kat daha büyük olabilir. Bu çoğunlukla düşük silika adakitlerinde Rb oranının düşük olmasından dolayıdır, çünkü K oranı her iki grupta aşağı yukarı benzerdir. Okyanusal bazaltlarda K/Rb oranı tipik olarak 1000 civarındadır. Bazaltik malzemelerin erimesi esnasında kalıntı mineraller $Kd_{K/Rb}^{\text{mineral/sıvı}} > 1$ (amfibol=6, klinopiroksen=1, granat=20; Rollinson, 1993) değerine sahiptir ve eriyikler $K/Rb < 1000$ değerine sahip olmalıdır. Yüksek silika adakitleri için ($K/Rb=250$) durum açıkça budur. K ve Rb her ikisinde peridotitik eriyikten kalıntısında mineral içerisinde aşırı derecede uyumsuzdur büyüktür (olivin, ortopiroksen, klinopiroksen, granat) ve bu nedenle manto değeri (~350) erime süresince aşırı bir fraksiyonlanma olmamalıdır. Meksika' daki adakitlerde gözlenen aşırı Rb tüketilmesi peridotitik kaynaktaki metasomatik amfibolün bulunması şeklinde yorumlanmıştır (Rogers ve diğ., 1985; Calmus ve diğ., 2003). Dilim eriyikleri ile manto peridotitlerinin metasomatizması ortopiroksen, klinopiroksen, granat, filogopit ve rihterit veya pargasit (Sen ve Dunn, 1994; Rapp ve diğ., 1999; Prouteau ve diğ., 2001) üretir. Schmidt ve Poli (1998) erime esnasında filogopit daha yüksek sıcaklıklarda (1150°C) erirken amfibol ilk kez 980-1000 °C sıcaklıklarda eridiğini göstermiştir. Amfibol eriyik tepkimesi klinopiroksen (%10), granat (%30) ve eriyik (%60) oluşturur (Francis ve Ludden, 1995; Dalpé ve Baker, 2000). Ionov ve Hofmann (1995) manto ksenolitlerindeki filogopitin K ve Rb bakımından zengin amfibollerin yüksek K ve düşük Rb konsantrasyonlarına sahip olabileceğini göstermiştir. Böylece amfibolün seçici erimesi, düşük Rb içeriğini ve düşük silika adakitlerinde karşılaştırılan yüksek

K/Rb açıklar. Burada pargazit içeren manto kaynağının dilim eriyikleri ile metasomatizmaya uğratıldığı önerilmektedir.

Topuz ve diğ. (2005) tarafından yapılan çalışmalarda adakitik kayaçların türediği magmaların oluşumuna ilişkin çeşitli petrojenetik modeller önerilmiştir.

Bunlar;

- (1) dalan genç ve sıcak okyanusal litosferin bazaltik kısmın erimesiyle (Defant ve Drummond 1990, 1993; Drummond ve Defant, 1990; Kay ve diğ., 1993) ve peridotitik manto kamasıyla litosfer diliminden türeyen eriyikler arasında meydana gelen etkileşimler (Stern ve Kilian, 1996; Rapp ve diğ., 1999, 2005; Smithies, 2000; Prouteau ve diğ., 2001) ile,
- (2) sulu bazaltik magmadan amfibol ve granatın yüksek basınçta parçalanması (Prouteau ve Scaillet, 2003) ile,
- (3) bazaltik magmalar ve/veya kıtasal kabuk tarafından itilen akışkanların serbest kalması sonucu sıcak mafik alt kabuğun kısmi erimesi (Smith ve Leeman, 1987; Atherton ve Petford, 1993; Wareham ve diğ., 1997; Yumul ve diğ., 2000; Chung ve diğ., 2003; Rapp ve diğ., 2003; Garrison ve Davidson, 2003; Stevenson ve diğ., 2005; Wang ve diğ., 2005) ile,
- (4) manto konveksiyonları ve sonradan oluşan erime ve peridotitlerle etkileşim sonucunda meydana gelen eski mafik alt kıtasal kabuk (eklojit) magmalardan türeme (Xu ve diğ., 2002; Gao ve diğ., 2004) ile olarak sıralanabilir.

Topuz ve diğ. (2005) tarafından yapılan Eosen Saraycık granitoidlerinde (Doğu Pontid) yapılan çalışmalarda çarpışma sonrası karaktere sahip Saraycık granitoidlerindeki granodiyorit ve dasit örneklerinin kimyasal özellikleri bakımından supra subduction zonunda saptanan yüksek silika adakitleriyle (HSA) benzer fakat biraz daha felsik ve yüksek alüminyum saturasyon indeksine sahip olma eğilimi gösterdiği belirtilmiştir. Kondrite göre normalize edilmiş diyagramda nadir toprak element dağılımlarının $(La/Yb)_{CN}$ ' nin yüksek oranları, ağır nadir toprak elementlerinin (HREE) yukarı doğru konkav şekilleri ve Eu

anomalisinin olmayışı ile karakterize edildiğini ifade etmişleridir. Bu bağlamda göreceli olarak Ba ve Sr elementlerinin yüksek bolluğu kadar, Y, ağır nadir toprak elementleri (HREE) ve Sc elementinin düşük bolluklarda olması şeklindeki bu dağılımın feldispat bakımından fakir, granat+amfibolce zengin mineral fraksiyonlanmasına işaret ettiği ileri sürülmüştür.

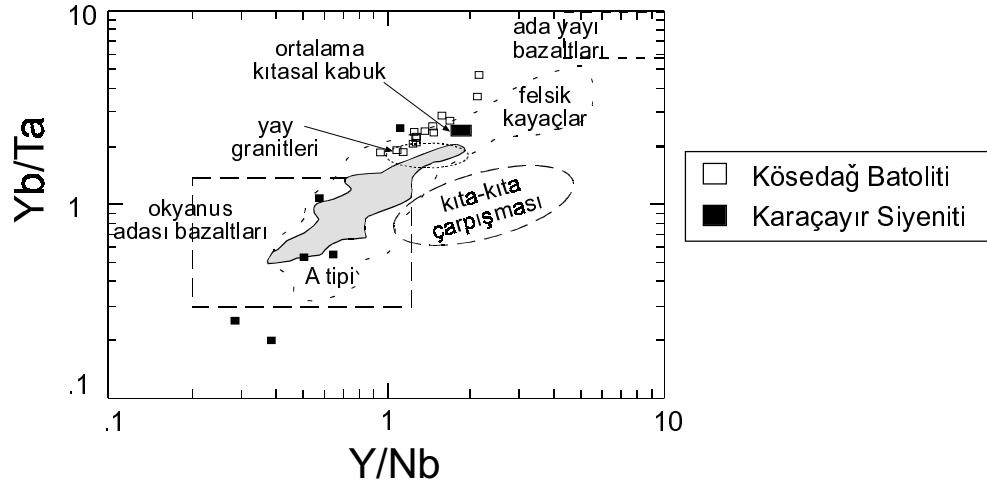
Boztuğ ve diğ. (1996) tarafından Karaçayır Siyeniti ve Boztuğ ve diğ. (1994) ve Boztuğ (2001) tarafından Köseadağ Batoliti üzerinde yapılan çalışmalar sırasında bu kayaların A-tipi bir karaktere sahip olduğunu belirtilmiştir.

A-tipi granitoidlerin jeodinamik konumunu belirlemede kullanılan Yb/Ta-Y/Nb diyagramlarındaki konumlarına (Şekil 3.20) bakıldığında Karaçayır Siyeniti' ne ait örneklerin bazıları anlamsız bölgede dağılım göstermekle birlikte bazı örnekler felsik A-tipi kayalar bölgesinde konumlanmaktadır. Köseadağ Batoliti örneklerine bakıldığında ise çoğunlukla felsik A-tipi kayalar bölgesinde dağılım sunmakta bir kısmı ise yay granitleri bölgesine düşmektedir.

A tipi granitoidler tanımlaması, ilk kez Loiselle ve Wons (1979) kıtasal rift zonları ve kıta içlerinde gözlenen orojenik olmayan tektonik konumlu "anorojenik", düşük su fugasitesi "anhydrous" koşullarında oluşan, zayıf alkalin (alkaline), türü granitoidleri tanımlamak için kullanılmıştır. Daha sonra Bowden (1985) tarafından bu kayalar için alüminalı (alüminos) teriminin kullanılmasının gerekli olduğunu belirtilmiştir.

Esas olarak ana element jeokimyası verilerinden molar $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ oranı ile mafik mineral topluluklarına dayanılarak yapılan bu sınıflamaya göre A-tipi granitoidler tamamen peralkalin karakterlidir.

A-tipi granitoidler, genelde kuvars siyenit, alkali feldispat granit, subalkalin ve peralkalin granitler ve bunların volkanik eşdeğerlerini kapsar.



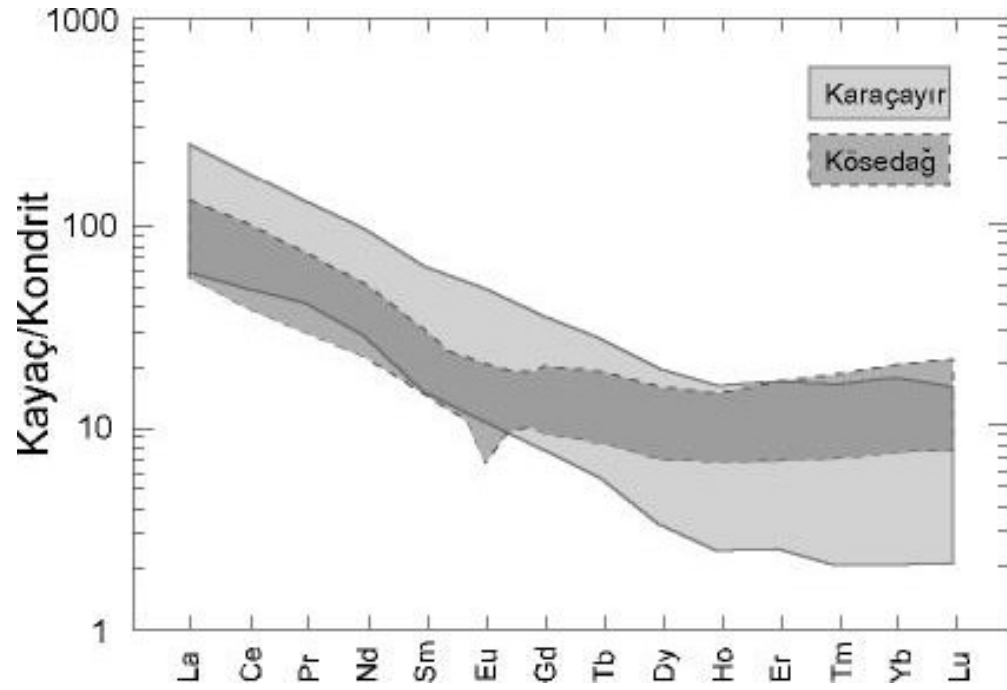
Şekil 3.20. Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti'ne ait örneklerin Yb/Ta-Y/Nb diyagramlarındaki konumları (Eby, 1990'a dayandırılarak Best ve Christiansen, 2001 tarafından hazırlanan diyagramdan alınmıştır)

Mineralojik açıdan mafik mineraller kristallenmenin geç evresinde oluşmuşlardır ve biyotit/hornblend ve sodik piroksen içerirler. Alkali feldispat türünde olan feldispatlar daha çok albit-ortoklaz katı eriyiği üyeleri ile temsil edilirler.

A-tipi granitoidler jeokimyasal açıdan SiO_2 , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe/Mg, F, Zr, Nb, Ga, Sn, Y, ve (Eu hariç) REE içerikleri yüksek, CaO, Ba, V ve Sr içeriklerinin düşük olması ile karakteristiktir.

Örümcek diyagramlarında (kondrit ile normalize) zenginleşmiş yataya yakın- Ağır REE' lerce hafifçe tüketilmiş (Ce/Yb_N)bir görünüm sunarlar. Belirgin olarak Eu negatif anomali gösterirler. En belirgin özelliklerden biri, yüksek Ga/Al oranıdır. Bu oranın ana ve bazı iz elementlere (Ce, Nb, Zr) karşı değişimleri özellikle alkalen ve peralkalen örneklerde A-tipi granitoidlerin diğer tiplerden ayrılmasını sağlar.

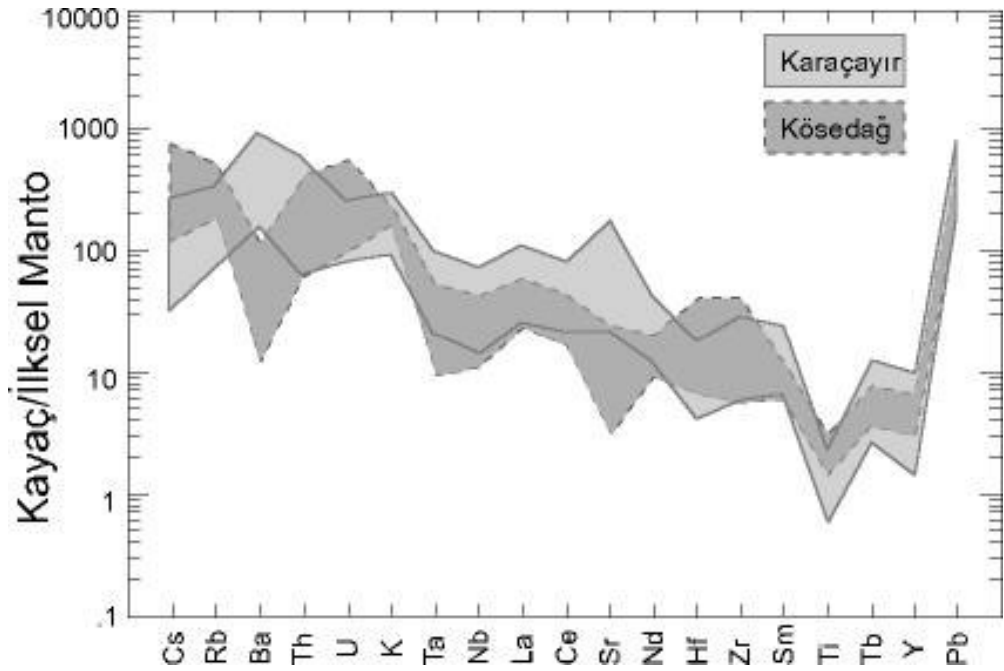
Ayrıca A-tipi granitoidler diğer tiplere göre F (metalüminal ve peralüminal) ve Cl'ce (peralkalen tiplerde) aşırı zengindir (Collins ve diğ., 1982).



Şekil 3.21. Karacayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin Kayaç/Kondrit (Sun, 1982) diyagramındaki konumları

Karacayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait kayaç örneklerinin Kayaç/Kondrit' e göre normalize edilmiş (Sun, 1982) nadir toprak element (REE) diyagramına bakıldığında, Karacayır Siyeniti kayaç örneklerinin hafif nadir toprak elementlerince (LREE) belirgin bir şekilde fraksiyonlanma gösterdiği, herhangi bir Eu anomalisi göstermediği ve ağır nadir toprak elementlerince (HREE) herhangi bir fraksiyonlanma göstermediği göze çarpmaktadır.

Köseadağ Batoliti örneklerinde ise tıpkı Karacayır Siyeniti' ne ait örneklerin sergilemiş olduğu yönelimler gözlenmekle birlikte tek farklılık plajiyoklaz fraksiyonlanmasından kaynaklanan negatif Eu anomalisidir.



Şekil 3.22. Karacayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait örneklerin Kayaç/İlksel Manto (Sun, 1982) normalize diyagramlarındaki konumları

Kayaç/İlksel Manto normalize diyagramında Karacayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait kayaç örnekleri genel olarak birbirlerine benzer bir yönelim sergilemekle birlikte oldukça önemli bazı karakteristik farklılıklar göze çarpmaktadır. Tipik özellikler niteliğindeki bu karakteristikler kısaca şöyle özetlenebilir:

Köseadağ Batoliti kayaç örneklerinde Ba ve Sr elementleri negatif anomali sunarken Karacayır Siyeniti' ne ait örneklerde her iki element bakımından pozitif bir anomali görülmektedir. Diğer taraftan Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri Cs bakımından önemli zenginleşmeler gözlenirken Karacayır Siyeniti' ne ait örneklerde bu element bakımından tam aksine önemli fakirleşmeler gözlenir.

4. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ' NİN TEK ZİRKON ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb EVAPORASYON YAŞ TAYİNİ

Zr(SiO₄) kimyasal bileşimine sahip olan zirkon mineralinin yapısında her Si atomu tetraederin 4 O atomu tarafından 1.61 Å mesafede sarılmıştır. Zr atomları ise 2.15 Å mesafede 4 O atomu arasında uzanmaktadır. O atomları arasındaki uzaklık ise 2.29 Å'dur. Böylece esas yapı birimi c eksenine paralel ve aralanmalı dizilen SiO₄ tetraederleri ve ZrO₈ üçgen dodekaederlerden oluşan bir zincir oluşturur (Robinson ve diğ., 1971).

Zirkon içerisinde bulunan elementler genellikle nadir toprak elementleridir ve bunların en önemlisi Hf elementidir. Hf içeriği %1-4 ve Hf/Zr ~0.02-0.04 arasındadır (Deer ve diğ., 1962). Ayrıca yüksek miktarda U (10-4000 ppm) ve ortaç miktarda Th (3-1000 ppm) içerir. U ve Th gibi elementlerin radyoaktif parçalanmaları zirkonun kristal atom ağında geniş tahribatlar yapar ve metamiktizasyon gelişir. Radyoaktif parçalanma sonucu metamiktizasyona dönüşüm dışında zirkon minerali oldukça dayanıklıdır (Göncüoğlu, 2001).

Diğer yöntemlerde kullanılan mineral türlerinden daha stabil olması, jeolojik olaylara karşı dirençli olması (U-Pb sisteminin kapalı kalabilmesi) gibi nedenlerle zirkon magmatizma olaylarının yaşlandırılması sırasında güvenle kullanılan bir mineraldir.

Magmatik kayaların yaşlandırılması sırasında sıkça kullanılan zirkon minerali başlıca granitten tonalite kadar değişen plütonik kayalarda ve ayrıca ortaç bileşimli kayalarda ve bunların volkanik ve piroklastik karışıklarında tali bileşen olarak bulunur. Ayrıca sodyumca zengin plütonik kayalarda (siyenit, nefelin siyenit) ve granit pegmatitlerde büyük ve iri zirkon kristali gelişimi gözlenir (Erkan, 1994).

Zirkon kristallerinin kimyasal bileşimi bakımından (Deer ve diğ., 1962) ilk oluştuklarında bünyelerinde kesinlikle herhangi bir ²⁰⁷Pb veya ²⁰⁶Pb izotopu bulunmamaktadır. Ancak, zirkonun kristal kafesinde bol miktarda bulunan U ve Th atomlarının (birkaç yüz ppm'den birkaç bin ppm'e kadar değişen miktarlarda) alfa parçalanması sonucu Pb izotopları meydana gelmektedir.

Çizelge 4.1. U-Th-Pb sistemine ait bozuşma parametreleri (Wagner, 1998; Güleç, 2001)

İzoto p	Bolluk (%)	Bozuşma Denklemleri	Bozuşma Sabitleri (y ⁻¹)	Yarı Ömür (y)	Referanslar
$^{238}_{92}U$	99.2743	$^{238}_{92}U \rightarrow ^{206}_{82}Pb + 8 \alpha$	1.5511×10^{-10}	4.268×10^9	Steiger ve Jäger (1977)
$^{235}_{92}U$	0.7200	$^{235}_{92}U \rightarrow ^{207}_{82}Pb + 7 \alpha$	9.8485×10^{-10}	0.7038×10^9	Steiger ve Jäger (1977)
$^{232}_{90}Th$	100.00	$^{232}_{90}Th \rightarrow ^{208}_{82}Pb + 6 \alpha$	4.9475×10^{-11}	14.010×10^9	Steiger ve Jäger (1977)

Tek zirkon $^{207}Pb/^{206}Pb$ evaporasyon yaşlandırma yöntemi, belirli bir parçalanma sabiti ve yarılanma ömrü prensibine göre (Steiger ve Jäger, 1977) zirkon kristal kafesinde meydana gelen ^{207}Pb ve ^{206}Pb izotoplarının kütle spektrometresinde miktarlarının ölçülmesi esasına bağlı olarak geliştirilmiştir. Bu yöntem için geçerli kapanma sıcaklığı, zirkon U/Pb yaş tayini için geçerli olan kapanma sıcaklığı (yaklaşık 750-800 °C) ile kabaca aynı olarak değerlendirilmektedir (Faure, 1986; Kober, 1986, 1987; Gehlers ve diğ., 1991).

4.1. Karaçayır Siyeni

Karaçayır Siyeni' nin yerleşim yaşının saptanması amacıyla Bölüm 2.2.3' de ve EK B' de ayrıntılı olarak anlatılan tek zirkon $^{207}Pb/^{206}Pb$ evaporasyon yaşlandırma yöntemine başvurulmuş olup elde edilen sonuçlar aşağıda verilmektedir.

Magmatik kristalizasyonu karakterize edebilme kabiliyeti bakımından Karaçayır Siyeni' ne ait BAL-74 no'lu kayaç örneğinden seçilen uzun prizmatik biçimli, renksiz veya hafif bal-reçinmsi renkli, oldukça temiz ve özşekilli, BAL-74-Z2, BAL-74-Z5, BAL-74-Z6, BAL-74-Z1, BAL-74-Z8, BAL-74-Z12 olarak

numaralandırılan toplam 6 adet zirkon tanesi üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda Karaçayır Siyeniti' ne ait $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verileri Çizelge 4.2' de verilmektedir.

$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırma yöntemi sonucunda Karaçayır Siyeniti için kullanılan 6 adet zirkon kristalinin (n=6) her birinde elde edilen BAL-74-Z2 için 89.6 ± 8.4 My, BAL-74-Z5 için 96.2 ± 11.0 My, BAL-74-Z6 için 103.5 ± 33.3 My, BAL-74-Z1 için 110.7 ± 9.7 My, BAL-74-Z8 için 110.9 ± 44.5 My, BAL-74-Z12 için 120.1 ± 17.2 milyon yıllık yaşlardan itibaren, %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması 2.90 olan **99.0±11.0** milyon yıllık ağırlıklı ortalama yaş (WMA, Weighted Mean Age) elde edilmiştir (Şekil 4.1).

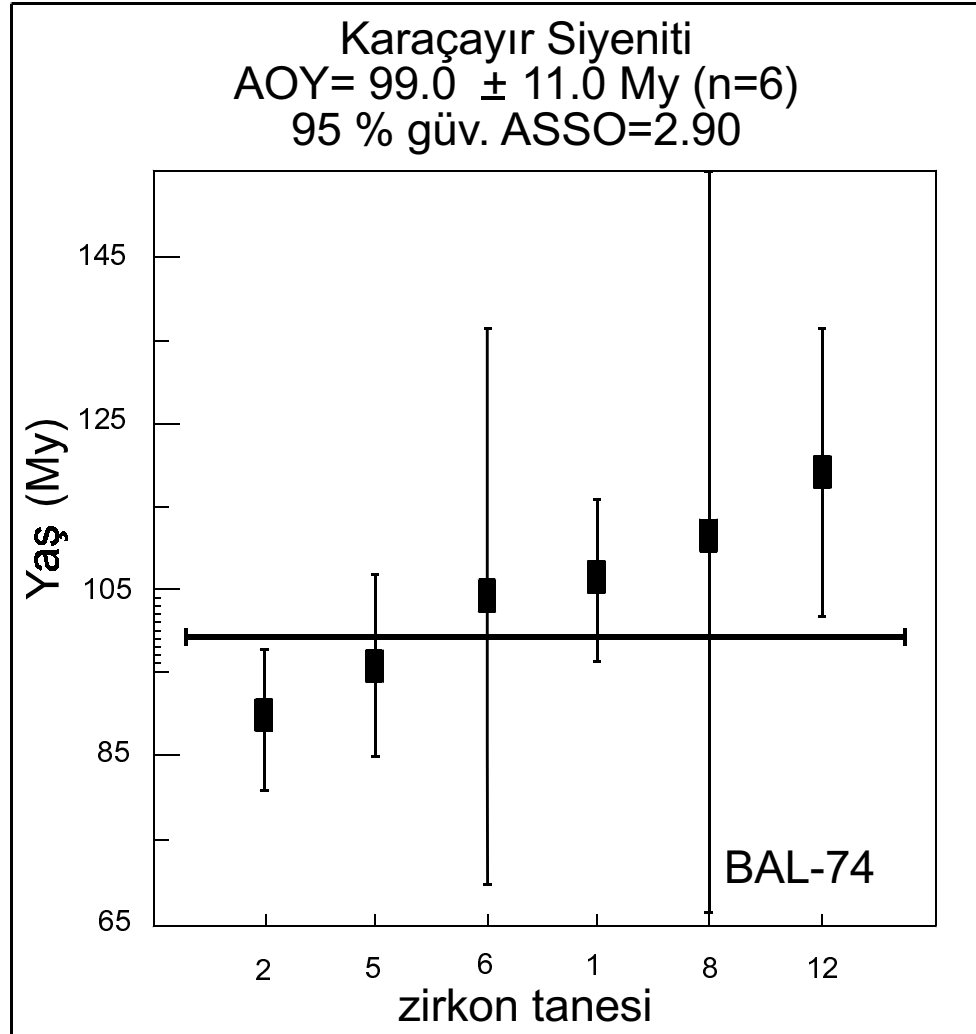
Üst Kretase (Senomaniyen-Turoniyen)' ye karşılık gelen 99.0 ± 11.0 milyon yıllık yaş verisi arazideki konumu itibariyle Paleozoyik yaşlı Akdağmadeni Litodemi' ni (Yılmaz ve diğ., 1997) kesen ve Eosen yaşlı Tokuş Formasyonu (Yılmaz, 1982, 1983) tarafından uyumsuzlukla örtülen Karaçayır Siyeniti' nin yerleşim/intrüzyon yaşı (emplacement/intrusion age) olarak değerlendirilmektedir (Şekil 4.2).

Çizelge 4.2. Karaçayır Siyeniti' ne ait BAL-74 no' lu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verisi

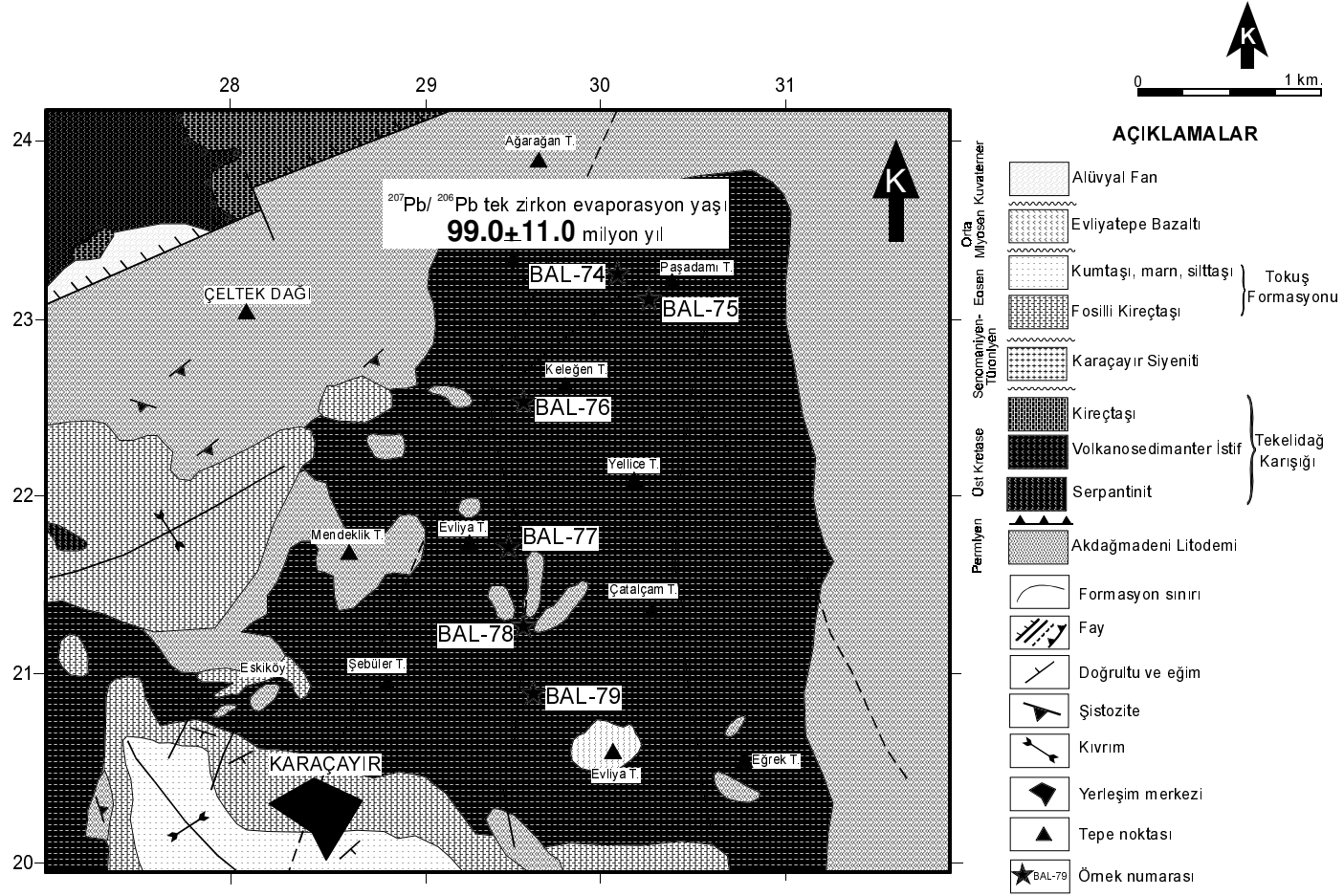
Birim	Örnek-Zirkon Numarası	Tarama Sayısı	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Yaşı (My) (My $\pm 2 \sigma$ hata)	Ağırlıklı ortalama yaş (My $\pm 2 \sigma$ hata)
Karaçayır	BAL74-Z2	90	0.053043 \pm 0.0000625	0.000371 \pm 0.00000456	0.047805 \pm 0.0000637	89.6 \pm 8.4	99.0 \pm 11.0
Karaçayır	BAL74-Z5	89	0.072498 \pm 0.00122	0.0017 \pm 0.0000856	0.04794 \pm 0.000118	96.2 \pm 11.0	
Karaçayır	BAL74-Z6	88	0.07438 \pm 0.00065	0.00182 \pm 0.0000807	0.048088 \pm 0.000572	103.5 \pm 33.3	
Karaçayır	BAL74-Z1	88	0.078598 \pm 0.000267	0.0021 \pm 0.0000175	0.048159 \pm 0.0000917	107.0 \pm 9.7	
Karaçayır	BAL74-Z8	53	0.062455 \pm 0.00072	0.000973 \pm 0.0000665	0.048239 \pm 0.000803	110.9 \pm 44.5	
Karaçayır	BAL74-Z12	90	0.074932 \pm 0.0005	0.00183 \pm 0.0000424	0.048427 \pm 0.000247	120.1 \pm 17.2	

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$ = yaygın ^{206}Pb değerine göre düzeltilmiş değer

2σ = 2 sigma hata değeri



Şekil 4.1. Karaçayır Siyeni' ne ait BAL-74 numaralı örnekte 6 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (**AOY**=Ağırlıklı Ortalama Yaş, **n**= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, **ASSO**= Ağırlıklı Standart Sapmaların Ortalaması)



Şekil 4.2. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnek ve elde edilen yaş verisinin Karacayir Siyeni'nin jeolojik haritası üzerindeki gösterimi

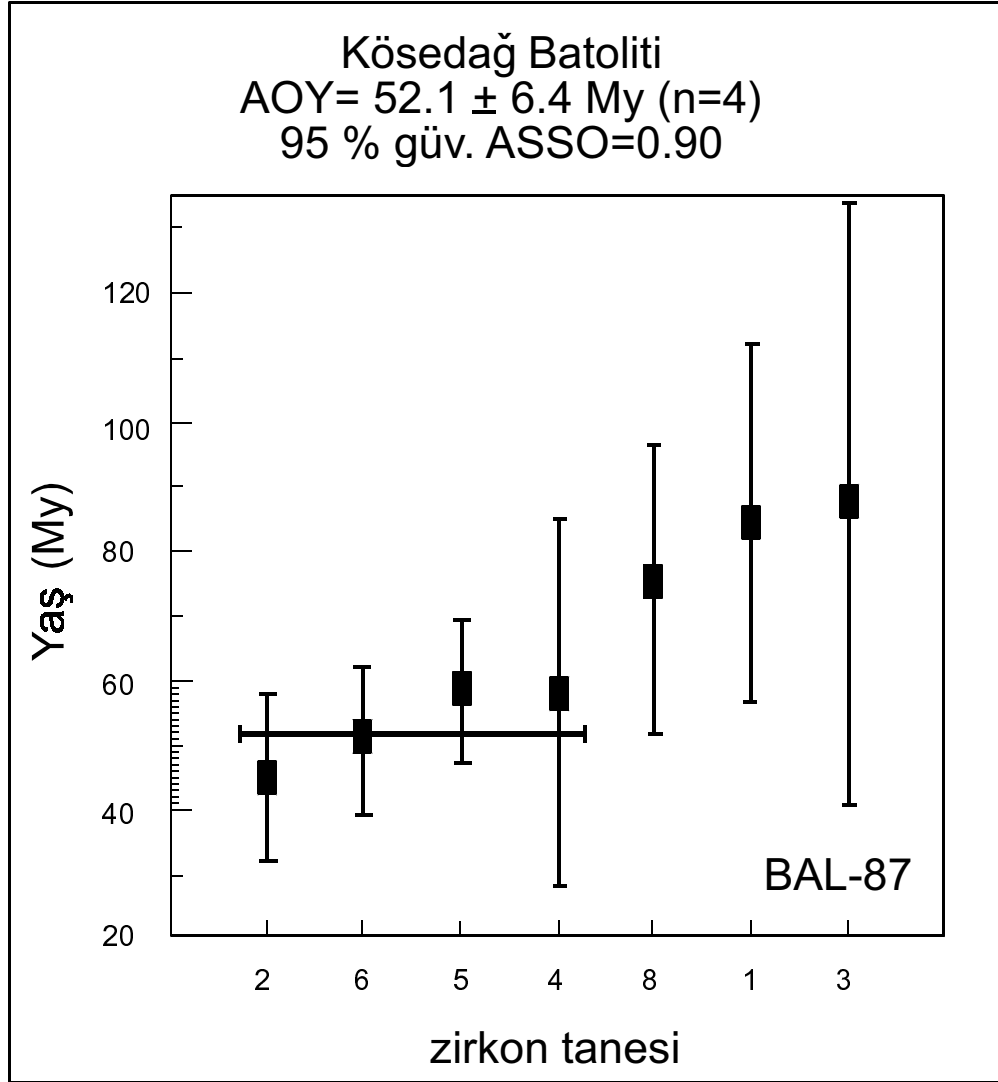
4.2. Köseadağ Batoliti

Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri içerisinde BAL-87 no'lu kayaç örneğinden seçilen özşekilli, uzun prizmatik biçimli, renksiz veya hafif bal-reçinemsiz renkli, oldukça temiz 7 (BAL87-Z2, BAL87-Z6, BAL87-Z5, BAL87-Z4, BAL87-Z8, BAL87-Z1, BAL87-Z3) adet zirkon tanesi üzerinde çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında BAL87-Z8, BAL87-Z1 ve BAL87-Z3 numaralı zirkon kristallerinin ^{204}Pb kirliliğinden (common Pb) kaynaklandığı düşünülen kalıntı veya yüksek yaşlar göstermesinden dolayı ağırlıklı ortalama yaş içerisinde değerlendirilememiştir. Toplam 4 adet zirkon kristali üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırma çalışmaları sonucunda elde edilen veriler Çizelge 4.3' de verilmektedir.

Köseadağ Batoliti kayaç örneklerinden BAL-87 no' lu örnekte $n=4$ zirkon kristalinden (BAL87-Z2 nolu örnekte 44.9 ± 2.9 My, BAL87-Z6 nolu örnekte 50.5 ± 11.2 My, BAL87-Z5 nolu örnekte 58.3 ± 11.0 My, BAL87-Z4 nolu örnekte 56.5 ± 28.4 My) elde edilen $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı, %95 güven sınırında, ağırlıklı standart sapmaların ortalaması 0.90 olan **52.1 ± 6.4** milyon yıl (Şekil 4.3) olarak bulunmuştur.

İpresiyen (Alt Eosen)' e karşılık gelen 52.1 ± 6.4 milyon yıllık tek zirkon $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşı, Kalkancı (1974) tarafından gerçekleştirilen Rb-Sr tümkayaç izokron yaş tayini çalışmaları sonucunda elde edilen ana kütleli oluşturan kuvarslı siyenitler için 42 ± 4 milyon yıl; damar kayaçlarını oluşturan pegmatitik biyotitli siyenit için 37 ± 2.7 milyon yıllık yaşlar ile ancak 1 sigma hata değerleri göz önüne alındığında yaklaşık %10'luk bir hata payı ile örtüşmektedir. Bu durum, Rb-Sr tümkayaç izokronu yaş tayini ile tek zirkon $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaş tayini yöntemleri arasındaki hassasiyet, tekrarlanabilirlik ve deteksiyon limitlerinden kaynaklanabileceği gibi, laboratuvarlar arasındaki interkalibrasyon sorunlarından da kaynaklanabileceği düşünülmektedir.

Böylece, arazide Alt-Orta Eosen yaşlı birimlerin içerisinde sığ sokulumlu batolit şeklinde yüzlek veren ve Alt Miyosen yaşlı gölgesel kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülen Köseadağ Batoliti' nin yerleşme/intrüzyon yaşı olarak 52.1 ± 6.4 milyon yıl (Alt Eosen/İpresiyen) önerilmektedir (Şekil 4.4).



Şekil 4.3. Kösedag Batoliti' ne ait BAL-87 numaralı örnekte 4 zirkon tanesi üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması (**AOY**= Ağırlıklı Ortalama Yaş, **n**= yaşlandırmada kullanılan zirkon tanelerinin sayısı, **ASSO**= Ağırlıklı Standart Sapmaların Ortalaması)

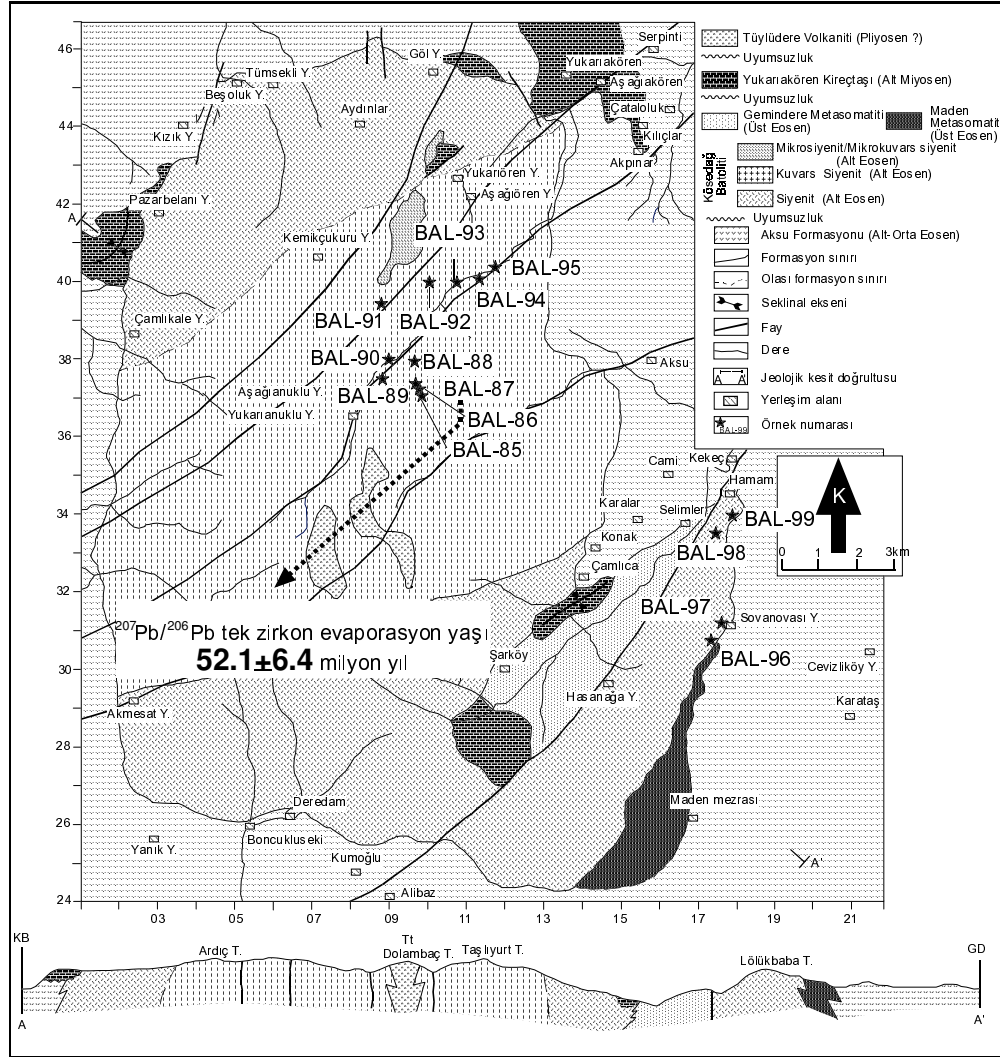
Çizelge 4.3. Kösedag Batoliti' ne ait BAL-87 no' lu örnek üzerinde yapılan $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı belirleme verisi

Birim	Örnek-Zirkon Numarası	Taramala Sayısı	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{204}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$ Yaşı (My) (My $\pm 2 \sigma$ hata)	Ağırlıklı ortalama yaş (My $\pm 2 \sigma$ hata)
Kösedag	BAL87-Z2	90	0.051414 \pm 0.000164	0.00032 \pm 0.000011	0.046916 \pm 0.000152	44.9 \pm 12.9	52.1 \pm 6.4
Kösedag	BAL87-Z6	90	0.063746 \pm 0.000124	0.00116 \pm 0.0000121	0.047027 \pm 0.000118	50.5 \pm 11.2	
Kösedag	BAL87-Z5	90	0.070822 \pm 0.00034	0.00164 \pm 0.0000267	0.047179 \pm 0.000114	58.3 \pm 11.0	
Kösedag	BAL87-Z4	79	0.11256 \pm 0.003	0.0045 \pm 0.000212	0.047145 \pm 0.000458	56.5 \pm 28.4	
Kösedag	BAL87-Z8*	51	0.050571 \pm 0.000348	0.000223 \pm 0.0000139	0.047486 \pm 0.000346	73.7 \pm 22.5	
Kösedag	BAL87-Z1*	42	0.081047 \pm 0.000412	0.0023 \pm 0.0000534	0.047691 \pm 0.000454	83.9 \pm 27.8	
Kösedag	BAL87-Z3*	36	0.068612 \pm 0.00131	0.00144 \pm 0.000125	0.047754 \pm 0.000838	87.0 \pm 46.8	

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}_{\text{corr}}$ = yaygın ^{206}Pb değerine göre düzeltilmiş değer

2σ = 2 sigma hata değeri

Yıldızlı (*) örnekler ortalama yaş topluluğundan farklı büyüklükte yaşlara sahip olduğundan dolayı ağırlıklı standart sapmaların ortalaması için dikkate alınmamıştır.



Şekil 4.4. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırması için kullanılan örnek ve elde edilen yaş verisinin Kösedag Batoliti'ne ait jeoloji haritası üzerindeki gösterimi

5. KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ'NİN APATİT FISSION-TRACK YAŞ TAYİNİ VE YÜZEYLENME TARİHÇESİ

İç-Doğu Anadolu'da yüzeylenen granitoid birimleri arasında, daha önce de belirtildiği gibi, güncel mostrada, tavan ve taban seviyeleri arasında maksimum fark başlıca Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'nde gözlenmektedir. Örneğin, Karaçayır Siyeniti'nde arazideki güncel mostrada topoğrafik olarak en alçak seviyedeki örnek 1671 m (asl ; above sea level / deniz seviyesinden yükseklik) ve en yüksekteki örnek ise 1987 m olmak üzere 316 m'lik bir yükseklik farkına sahip bir profil boyunca toplam 6 örnek; Köseadağ Batoliti'nde ise 1630 m ve 2821 m olmak üzere 1191 m'lik bir düşey yükseklik farkına sahip profil boyunca toplam 15 örnek alınmıştır.

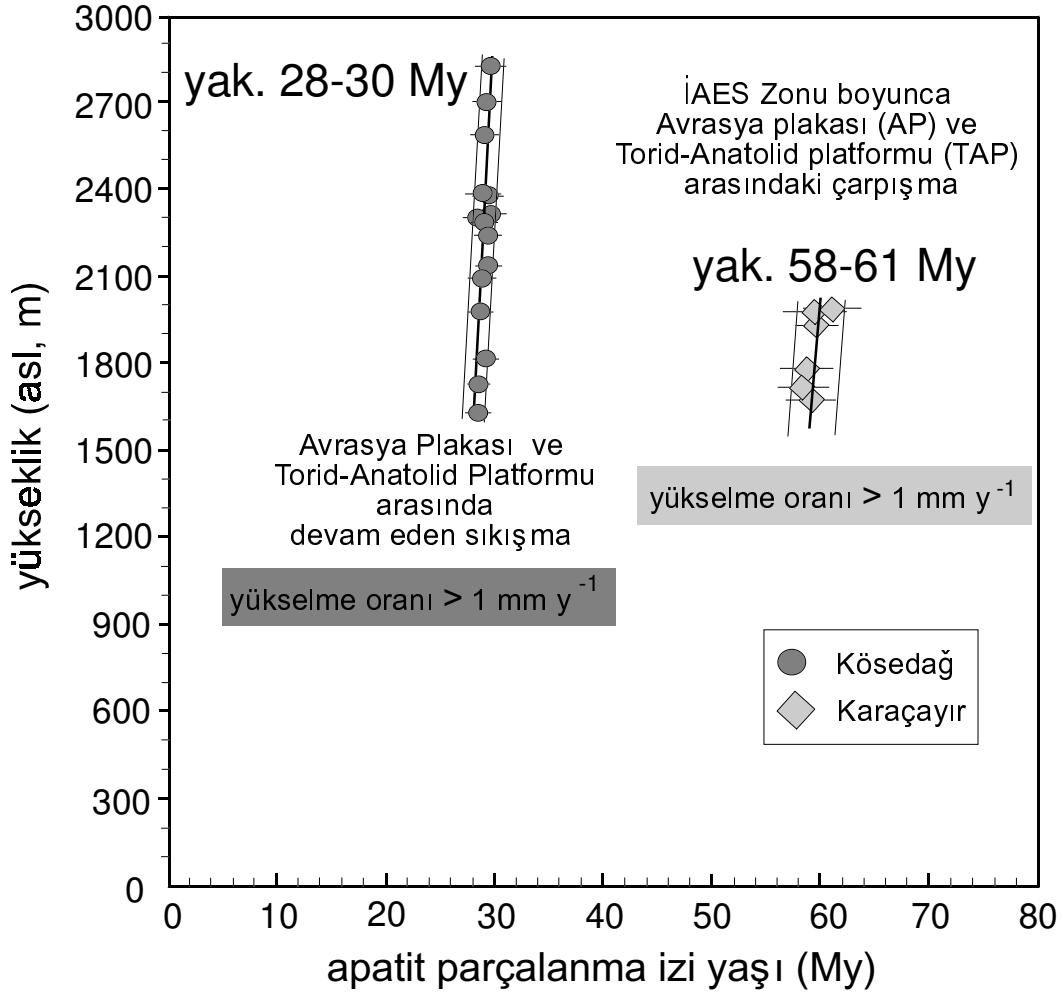
Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti'ne ait kayaç örneklerinin apatit fission-track radyometrik yaş tayini sonuçları Çizelge 5.1 ve Çizelge 5.2'de verilmiştir.

5.1. Karaçayır Siyeniti

Karaçayır Siyeniti'nden alınan 6 adet kayaç örneğinde yapılan mineral ayırma çalışmaları (Bölüm 2.2) sonucu elde edilen apatit mineralleri üzerinde yürütülen fission-track radyometrik yaş tayini çalışmaları (Bölüm 2.2.4) sonucunda **58.4 ± 2.3 milyon yıl ile 61.1 ± 2.6 milyon yıl** arasında değişen yaşlar (**Orta Paleosen/Selandian**) elde edilmiştir (Çizelge 5.1).

Elde edilen bu apatit fission-track yaş verileri her bir örneğin alındığı topoğrafik yüksekliğe göre yaş-yükseklik diyagramında değerlendirildiğinde, topoğrafik yükseklikten bağımsız olarak, diğer bir deyişle topoğrafik yüksekliğin verildiği y-eksenine paralel ve yaşı verildiği x-eksenine dik olacak şekilde 58-61 milyon yıl arasında bir dağılım sergilemektedir (Şekil 5.1).

Wagner ve Van den Haute (1992) ve Wagner (1998) tarafından belirtildiğine göre yaş-yükseklik diyagramlarındaki bu tür trendler tipik olarak yıllık yükselme hızı 1 mm'den daha fazla olan **çok hızlı hızlı tektonik yükselmeyi** (extremely fast tectonic uplift) karakterize etmektedir.



Şekil 5.1. Karacayir Sieniti ve Köseadağ Batoliti' ne ait yaş-yükselim diyagramı

Ayrıca, apatit fision-track çalışmalarında elde edilen uzunluk ölçümlerinin HeFTy Beta 4.0 (Ketcham, 2005) programında değerlendirilmesi sonucu elde edilen T-t modelleme diyagramları da yaklaşık 58-61 My önce gerçekleşen çok hızlı tektonik yüzeylenme ile uyum içerisindedir (Şekil 5.2). Örneğin, tüm kayaç örneklerinin T-t modelleme diyagramları yaklaşık 60 My civarında çok ani ve hızlı bir ısı kaybı ile yaklaşık 150 °C lik jeotermal gradyan değerinden yaklaşık 20 °C lik jeotermal gradyan değerine yükseldiğini göstermektedir (Şekil 5.3a, b, c; Şekil 5.4a, b, c). Bu şekilde gelişen çok ani ve

hızlı ısı kaybının derinlik kayaçlarında ancak çok hızlı tektonik yüzeyleme ile meydana geldiği bilindiğinden (Wagner ve Van den Haute, 1992 ; Wagner, 1998), apatit fission-track yaş verilerinin yaş-yükseklik diyagramında 58-61 My aralığında gösterdiği çok hızlı tektonik yükselme T-t modelleme çalışmasıyla da desteklenmiştir.

Diğer taraftan, çalışma alanının hemen kuzeyinde Dereli-Şebinkarahisar arasında yüzeyleyen granitoid kayaçlarında yürütülen apatit fission-track jeotermokronoloji yöntemiyle elde edilen yaş-yükseklik ve T-t modelleme çalışmalarında da benzer şekilde 57.4 ± 2.4 ile 47.8 ± 2.4 milyon yıl (Paleosen–Alt Eosen) arasında gerçekleşen ve yıllık yükselme hızı 1 mm'den fazla olan çok hızlı tektonik yükselme tanımlanmıştır (Boztuğ ve diğ., 2004).

Çizelge 5.1.Karaçayır Siyeniti' nin apatit fission-track jeotermokronoloji yaşları

Örnek No	Yükseklik (asl) (m)	İrradyasyon basamağı	Tane Sayısı	$\rho_s \pm 1\sigma$	N_s	$\rho_i \pm 1\sigma$	N_i	P (χ^2)	$\rho_d \pm 1\sigma$	N_d	$\xi \text{Age} \pm 1\sigma$ (Ma)
BAL-74	1975	FG-02	20	1.169 \pm 0.035	1127	1.273 \pm 0.036	1227	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	59.5 \pm 2.8
BAL-75	1987	FG-02	20	3.296 \pm 0.089	1371	3.495 \pm 0.092	1454	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	61.1 \pm 2.6
BAL-76	1928	FG-02	20	2.416 \pm 0.046	2802	2.622 \pm 0.048	3041	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	59.7 \pm 2.0
BAL-77	1780	FG-02	20	1.856 \pm 0.046	1626	2.042 \pm 0.048	1789	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	58.8 \pm 2.4
BAL-78	1714	FG-02	20	1.487 \pm 0.036	1701	1.651 \pm 0.038	1889	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	58.4 \pm 2.3
BAL-79	1671	FG-02	20	2.341 \pm 0.053	1976	2.570 \pm 0.055	2169	100.00	0.416 \pm 0.003	16955	59.1 \pm 2.2

FG-02 = irradyasyon sıra numarası;

ρ_s = kendiliğinden oluşan iz yoğunluğu (10^6 cm^{-2});

N_s = kendiliğinden oluşan iz sayısı;

ρ_i = indüklenmiş iz yoğunluğu (10^6 cm^{-2});

N_i = dış dedektördeki indüklenmiş iz sayısı;

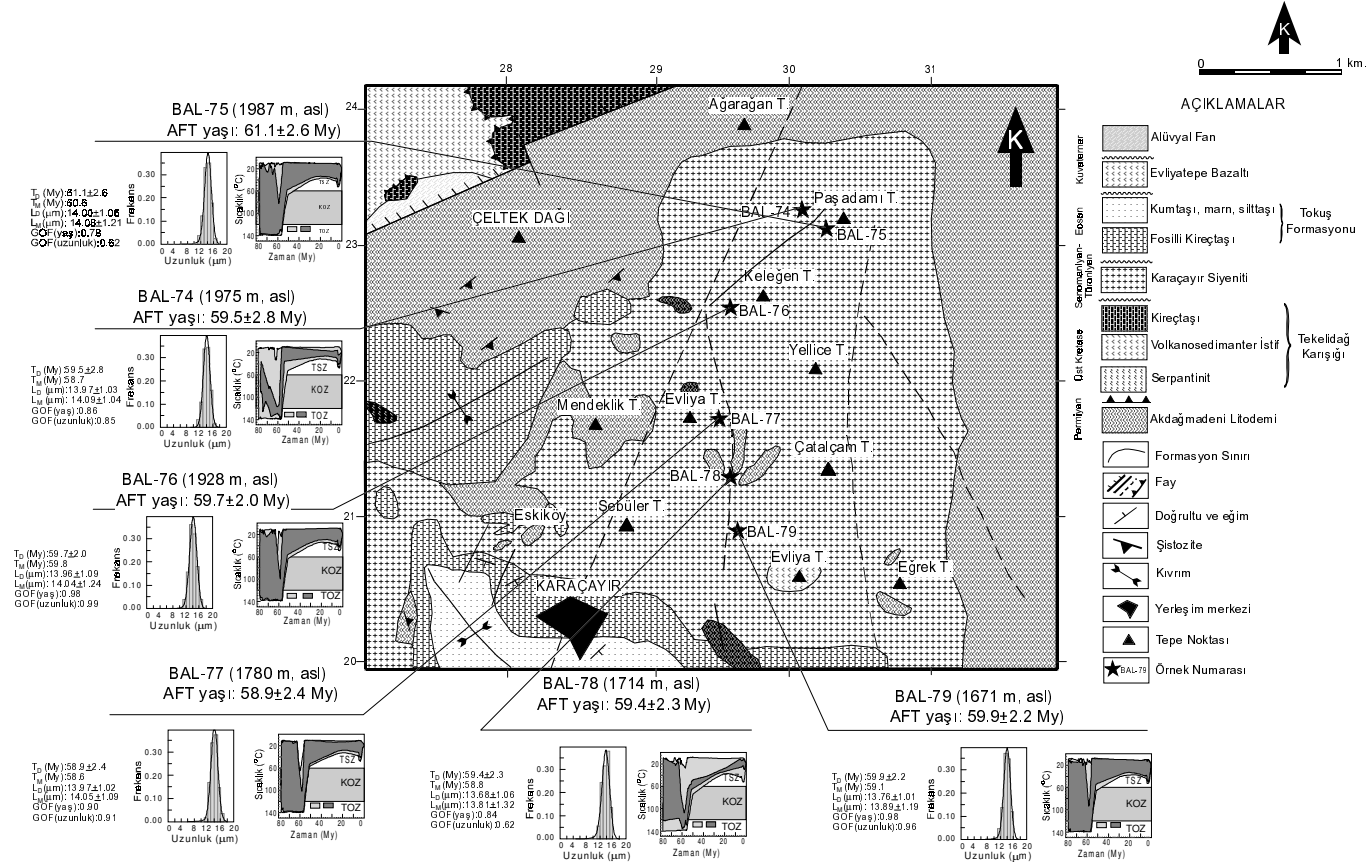
ρ_d = yoğunluk (10^6 cm^{-2});

P (χ^2) = %95 güven sınırında olasılıklı değer;

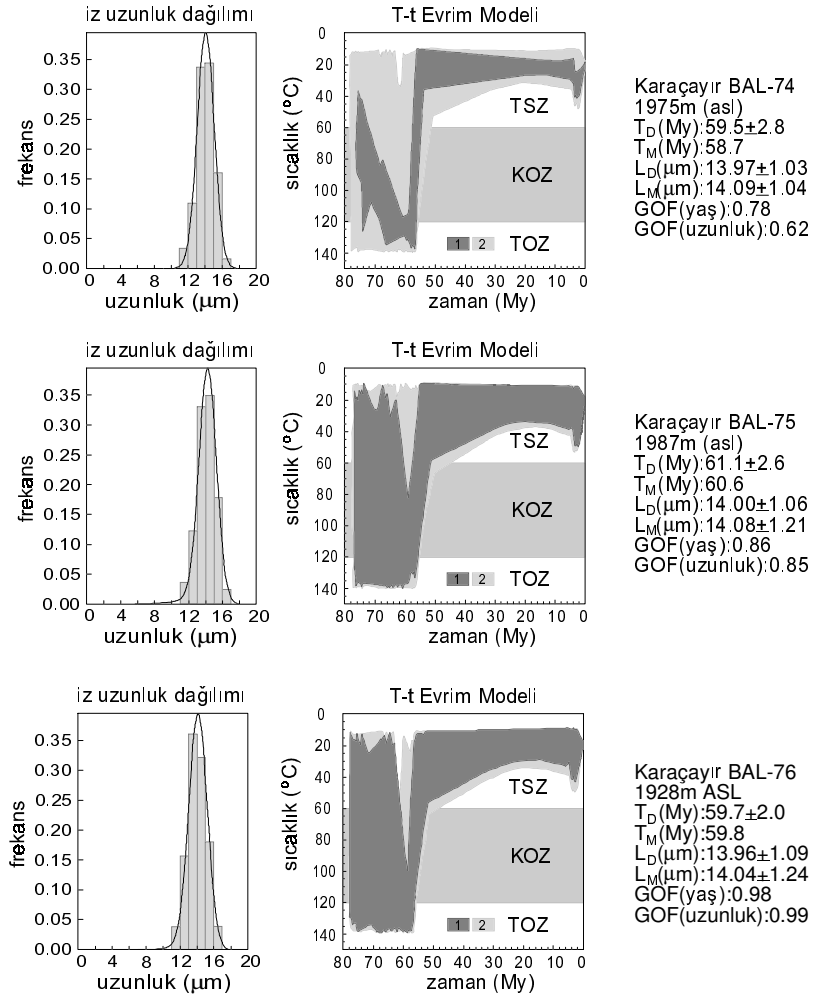
N_d = desimetredeki indüklenmiş iz sayısı;

(%) χ^2 değeri ; 1σ hatayı gösterir

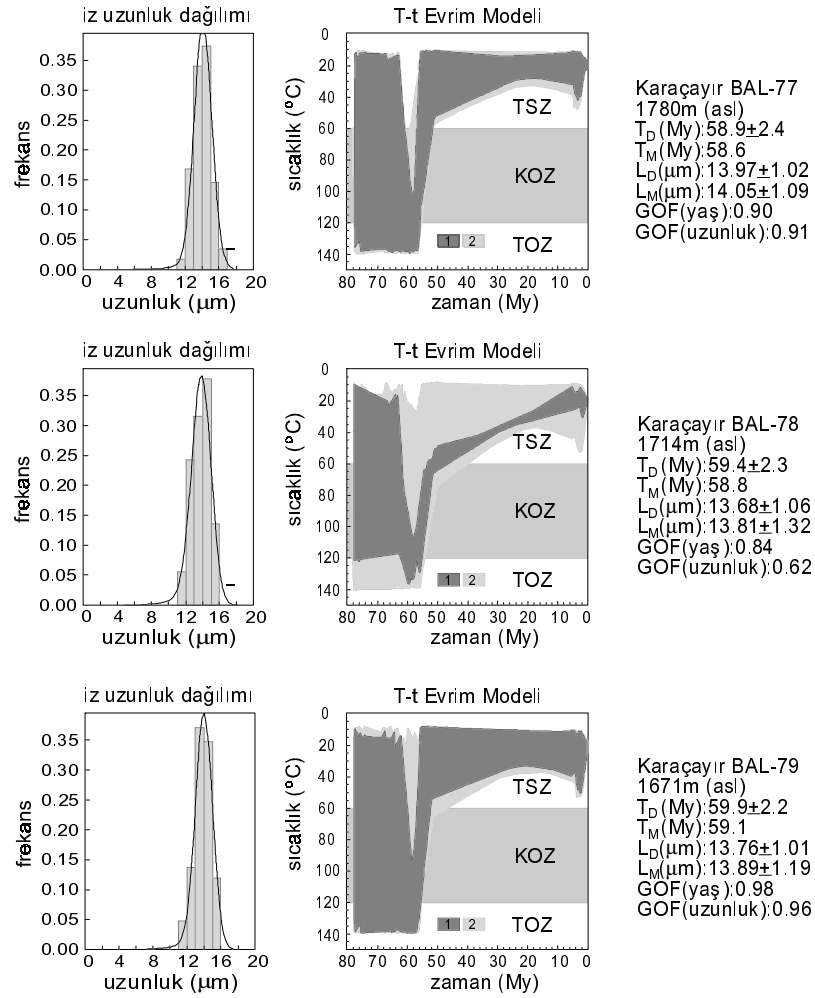
Yaşlar, havuz yaşlarıdır (pooled ages) ve desimetrede IRMM 540R camı için $\zeta = 313 \pm 6.1$ kullanılarak hesaplanmıştır



Şekil 5.2. Karacayır Siyeniti' ne ait apatit parçalanma izi yaşlandırması yönteminde kullanılan örnekleme haritası (her bir örneğe ait apatit parçalanma izi yaşları ve T-t modellemesi harita üzerinde gösterilmektedir)



Şekil 5.3. Karacayir Siyeniti (a) BAL-74, (b) BAL-75, (c) BAL-76 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol)



Şekil 5.4. Karacayir Siyeniti (a) BAL-77, (b) BAL-78, (c) BAL-79 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarılma Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol)

5.2. Kösedag Batoliti

Kösedag Batoliti' nde 1191 m' lik bir düşey yükseklik farkına sahip profil boyunca alınan toplam 15 adet örneğin mineral ayırma (Bölüm 2.2) ve apatit fission track çalışmaları sonucu (Bölüm 2.2.4) **28.3 ± 2.5 milyon yıl** ile **29.7 ± 1.2 milyon yıl** arasında değişen yaşlar (**Üst Oligosen**) elde edilmiştir (Çizelge 5.2).

Apatit fission-track yaş verilerinin yaş-yükseklik diyagramında (Şekil 5.1) değerlendirildiğinde, Kösedag Batoliti' ne ait örnekler 28-30 milyon yıl arasında bir dağılım sergilemektedir.

Yaş-yükselim diyagramında gözlenen bu dağılım Kösedag Batoliti' nin yüzeylenmesi esnasında yılda 1 mm' den daha fazla olan yükselme hızına sahip olduğunu ve yükselimin çok hızlı tektonik olaylar ile desteklendiğini göstermektedir (Wagner ve Van den Haute, 1992; Wagner, 1998).

HeFTy Beta 4.0 (Ketcham, 2005) programında değerlendirilen iz uzunluk ölçümleri sonucu elde edilen T-t modelleme diyagramları ise 28-30 milyon yıla karşılık gelen çok hızlı tektonik yüzeylenme ile uyum içerisindedir (Şekil 5.1). Kayaç örneklerinin T-t modelleme diyagramlarına bakıldığında yaklaşık 30 milyon yıl ile 28 milyon yıl arasına karşılık gelen zaman dilimi içerisinde tüm örneklerde 150 °C' yi işaret eden jeotermal gradyanda çok ani bir düşüş gözlenmekte ve bu değer 20 °C' ye karşılık gelmektedir (Şekil 5.5, 5.7, 5.8, 5.9, 5.10).

Kösedag Batoliti apatit parçalanma izi çalışmaları sırasında elde edilen T-t evrim modelleri, hızlı tektonik yükselme sonucu kayalarda meydana gelen ani soğuma (Wagner ve Van den Haute, 1992; Wagner, 1998) verisi ile uyum göstermektedir.

Doğu Pontidler' de Kompozit Kaçkar Batoliti' nin Ardeşen (Rize)-İspir (Erzurum) arası kesiminde Boztuğ ve diğ. (2005) taraftan yapılan apatit parçalanma izi (fission-track) jeotermokronoloji çalışmaları sonucunda, Oligo-Miyosen' de (17-23 milyon yıl apatit fission track yaşı) yıllık 0.4-0.5 mm yükselme oranına sahip çok hızlı bir tektonik yükselme modelini ortaya koymuşlardır.

Çizelge 5.2. Köseadağ Batoliti apatit fission-track jeotermokronoloji yaşları

Örnek No	Yükseklik (asl) (m)	İrradyasyon basamağı	Tane Sayısı	$\rho_s \pm 1\sigma$	N_s	$\rho_i \pm 1\sigma$	N_i	P (χ^2)	$\rho_d \pm 1\sigma$	N_d	$\xi \text{Age} \pm 1\sigma$ (Ma)
BAL-85	2821	FG-02	20	0.355±0.010	1219	0.776±0.015	2668	100.00	0.416±0.003	16955	29.7±1.2
BAL-86	2700	FG-02	20	0.301±0.009	1150	0.667±0.013	2549	100.00	0.416±0.003	16955	29.3±1.2
BAL-87	2585	FG-02	20	0.441±0.013	1183	0.985±0.019	2643	100.00	0.416±0.003	16955	29.1±1.2
BAL-88	2380	FG-02	20	0.488±0.014	1241	1.074±0.021	2732	100.00	0.416±0.003	16955	29.5±1.2
BAL-89	2240	FG-02	26	0.261±0.008	1101	0.577±0.012	2432	100.00	0.416±0.003	16955	29.4±1.2
BAL-90	2300	FG-02	20	0.301±0.009	1078	0.685±0.014	2452	100.00	0.416±0.003	16955	28.5±1.2
BAL-91	2383	FG-02	20	0.246±0.010	606	0.553±0.015	1360	100.00	0.416±0.003	16955	29.0±1.5
BAL-92	2290	FG-02	21	0.462±0.014	1031	1.025±0.021	2287	99.99	0.416±0.003	16955	29.3±1.3
BAL-93	2094	FG-02	22	0.363±0.011	1048	0.816±0.017	2357	100.00	0.416±0.003	16955	28.9±1.2
BAL-94	1975	FG-02	20	0.363±0.010	1315	0.818±0.015	2961	99.82	0.416±0.003	16955	28.8±1.1
BAL-95	1812	FG-02	20	0.402±0.010	1489	0.889±0.015	3295	100.00	0.416±0.003	16955	29.3±1.1
BAL-96	2315	FG-02	15	0.454±0.014	1103	0.991±0.020	2405	98.93	0.416±0.003	16955	29.8±1.2
BAL-97	2136	FG-02	20	0.409±0.010	1581	0.991±0.020	3483	100.00	0.416±0.003	16955	29.5±1.1
BAL-98	1725	FG-02	20	0.344±0.008	1744	0.782±0.012	3962	100.00	0.416±0.003	16955	28.6±1.0
BAL-99	1630	FG-02	20	0.383±0.012	1070	0.879±0.018	2455	100.00	0.416±0.003	16955	28.6±1.0

FG-02 = irradyasyon sıra numarası

ρ_s = kendiliğinden oluşan iz yoğunluğu (10^6 cm^{-2}); N_s = kendiliğinden oluşan iz sayısı;

ρ_i = indüklenmiş iz yoğunluğu (10^6 cm^{-2});

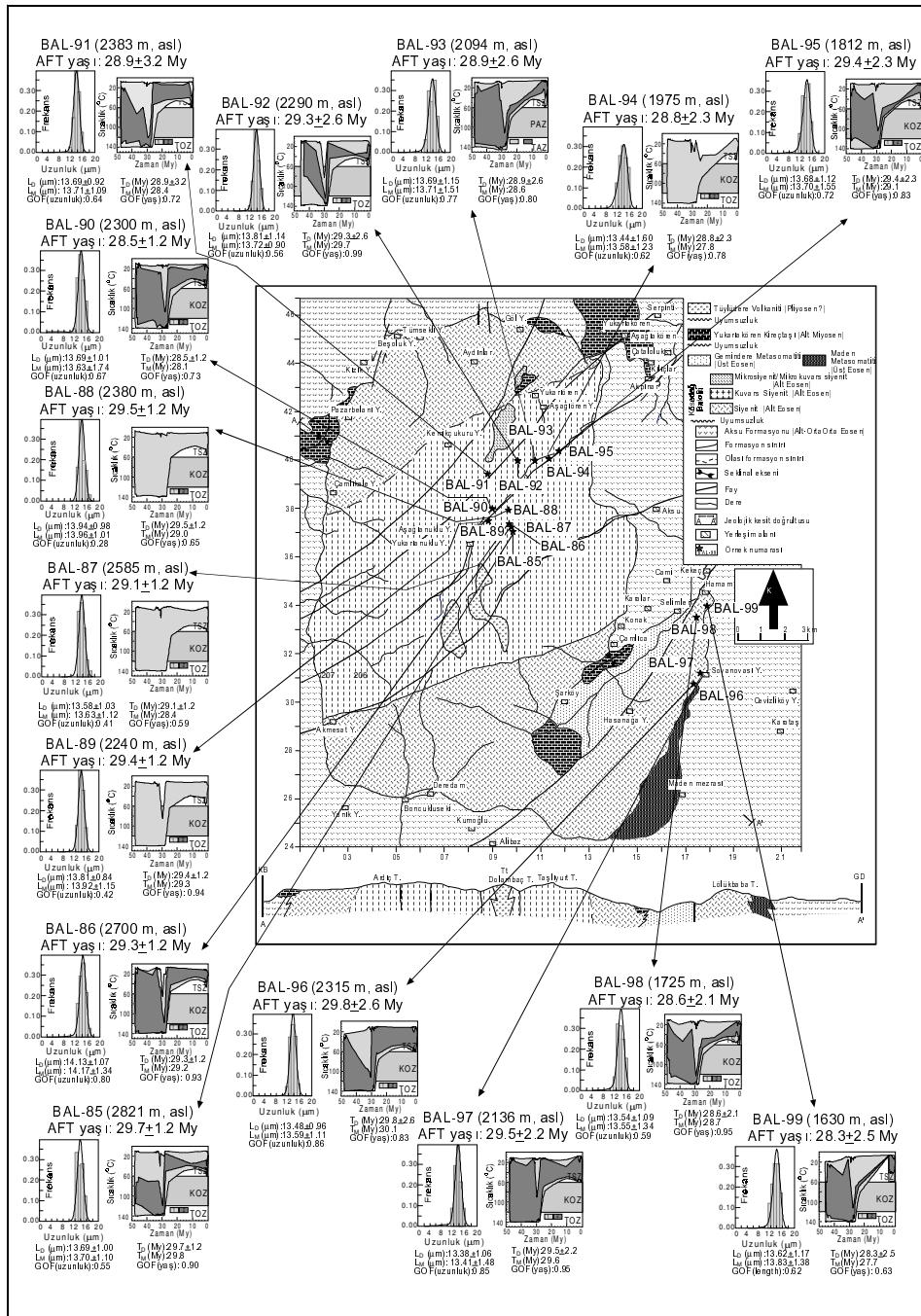
N_i = dış dedektördeki indüklenmiş iz sayısı;

ρ_d = yoğunluk (10^6 cm^{-2}); P (χ^2) = %95 güven sınırında olasılıklı değer;

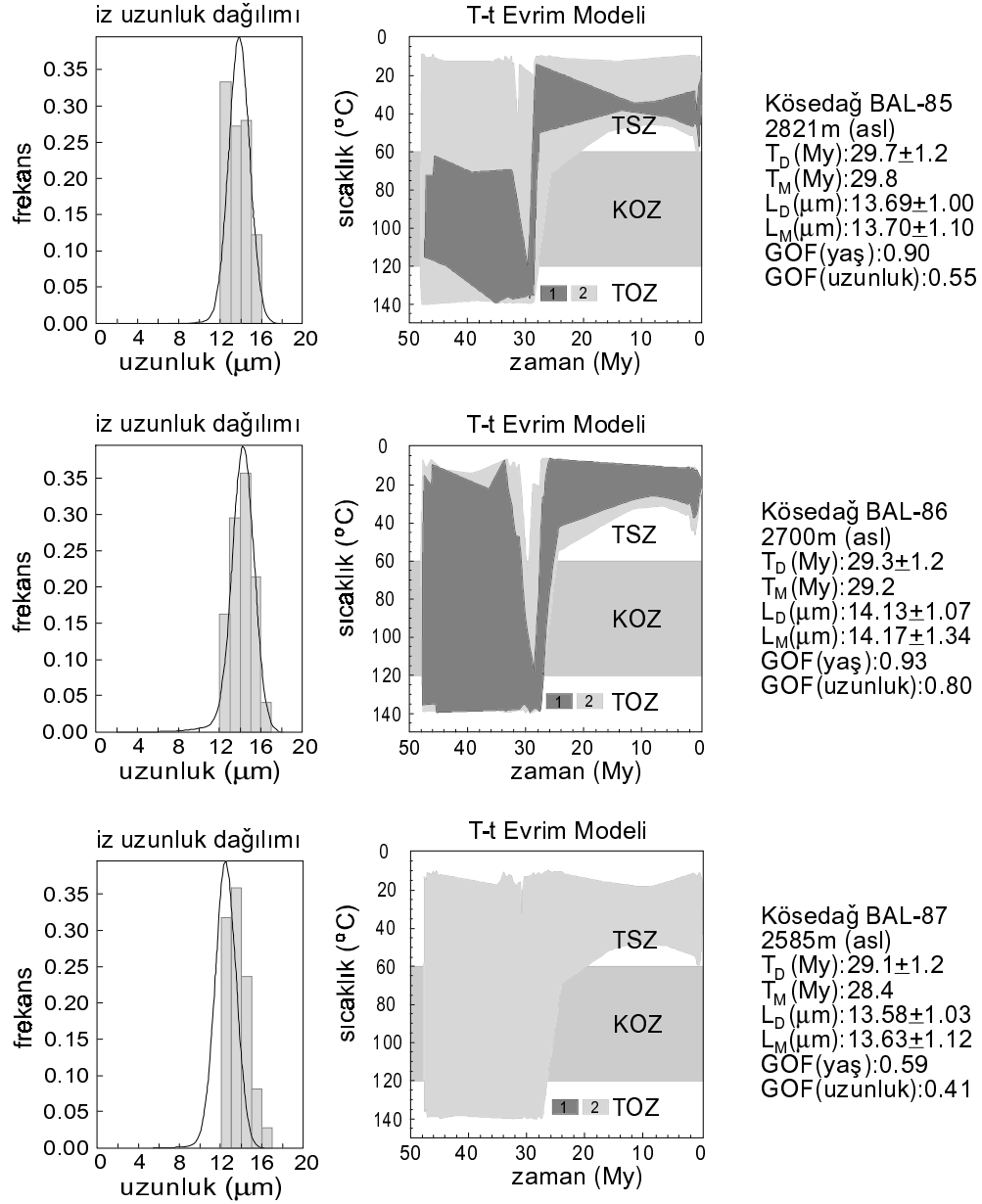
N_d = desimetredeki indüklenmiş iz sayısı;

(%) χ^2 değeri ; 1σ hatayı gösterir

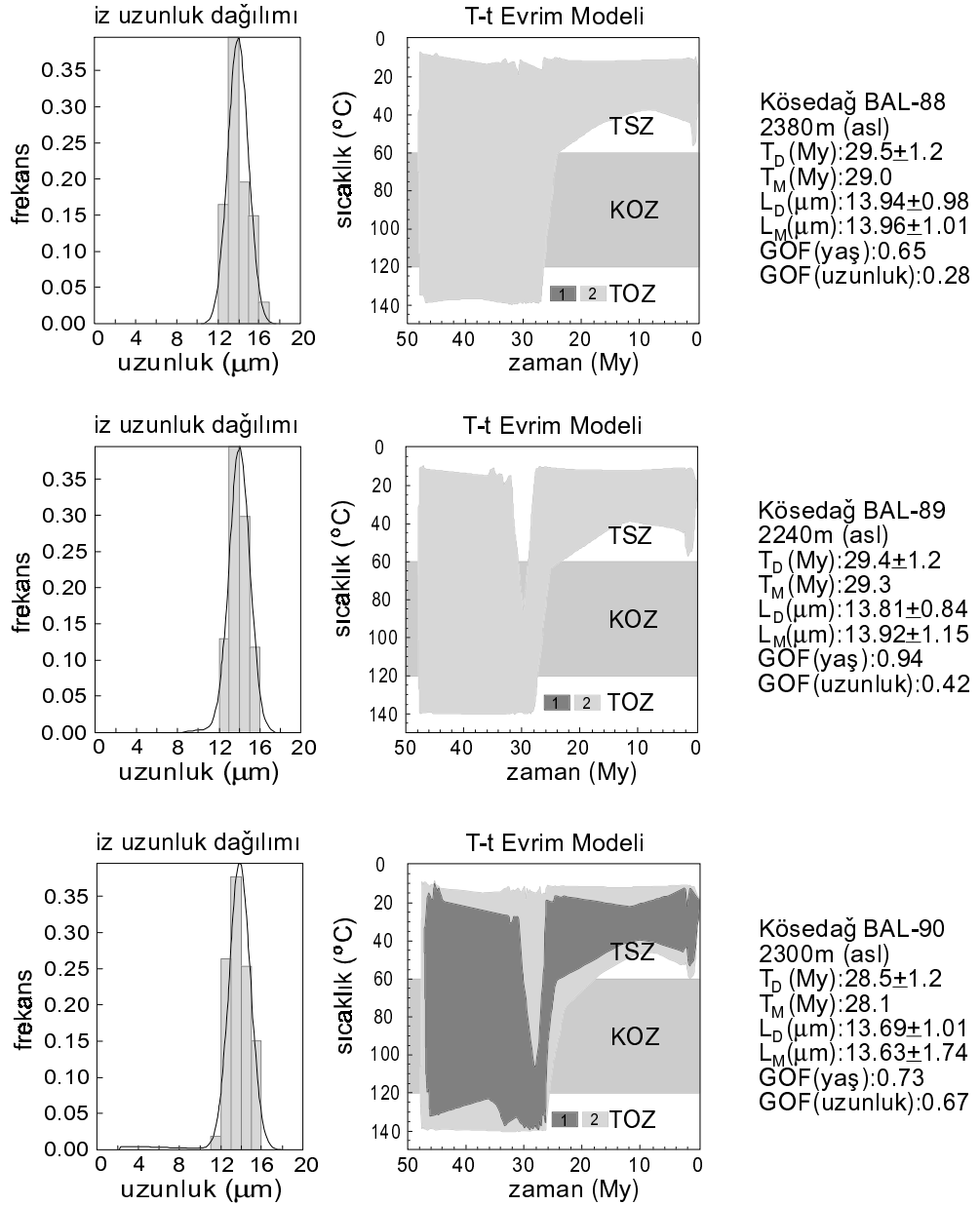
Yaşlar, havuz yaşlarıdır (pooled ages) ve desimetrede IRMM 540R camı için $\zeta = 313 \pm 6.1$ kullanılarak hesaplanmıştır



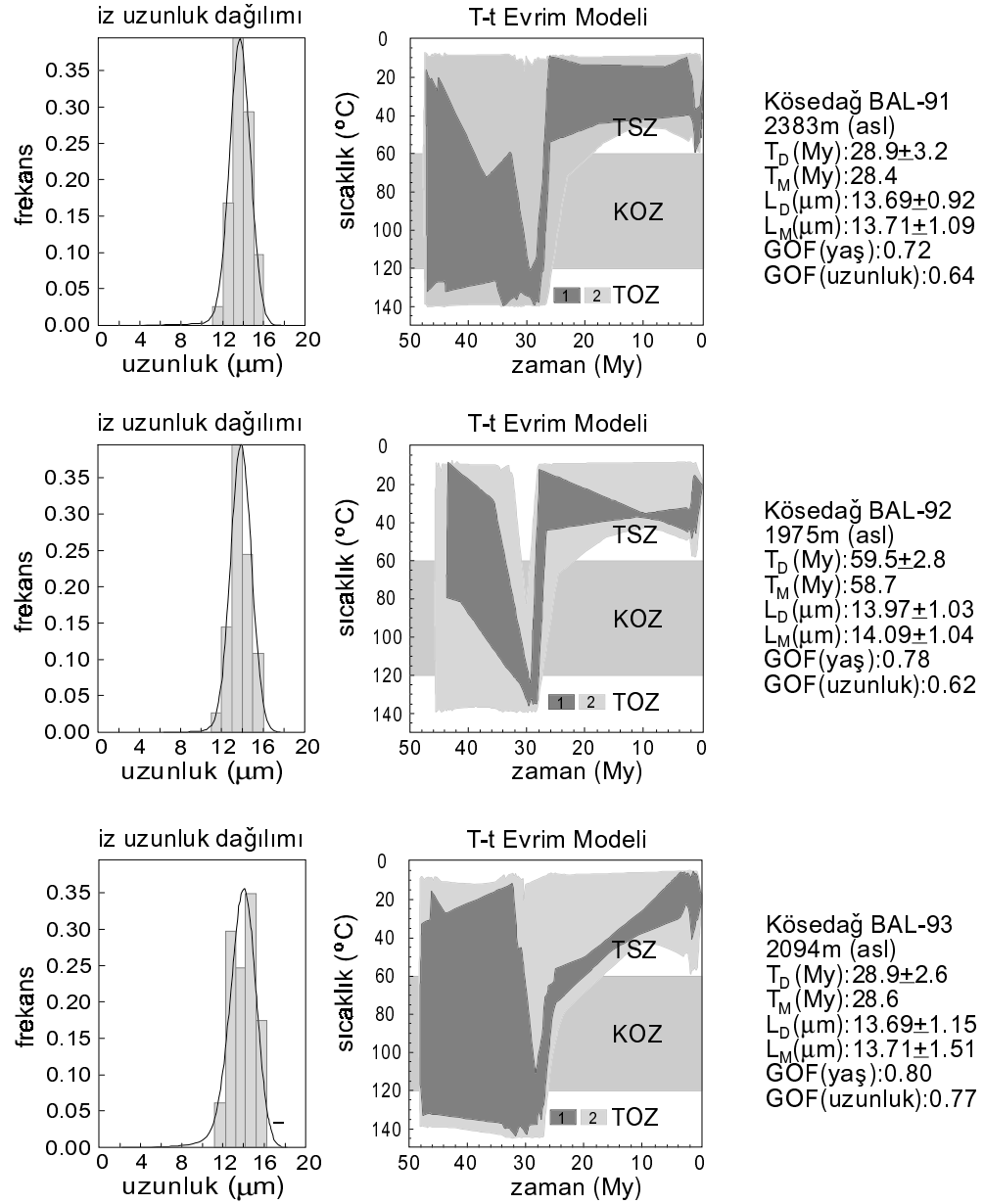
Şekil 5.5. Kösedag Batoliti' ne ait apatit parçalanma izi yaşlandırması yönteminde kullanılan örnekleme haritası (apatit parçalanma izi yaşları harita üzerinde gösterilmektedir)



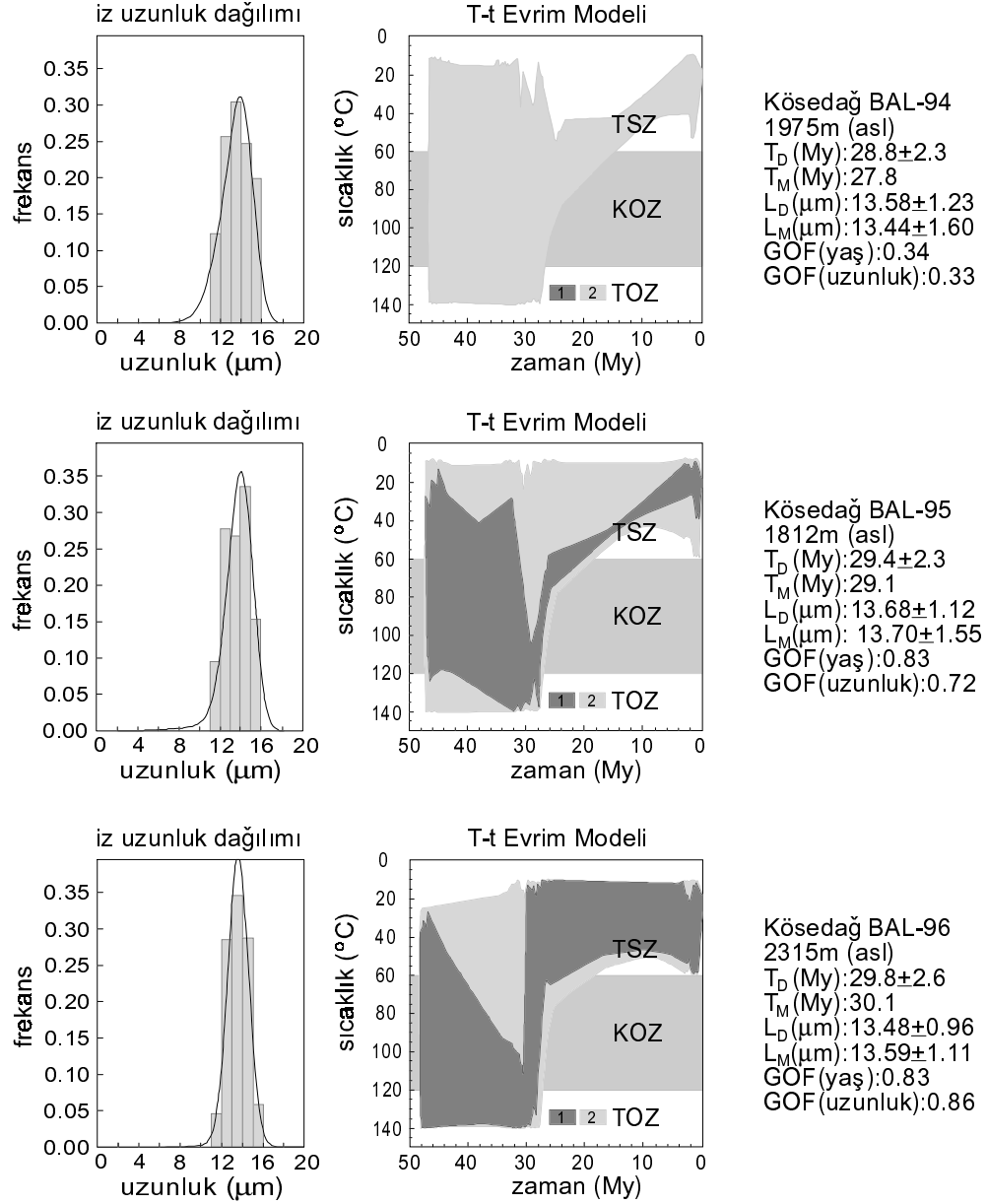
Şekil 5.6. Köseadağ Batoliti (a) BAL-85, (b) BAL-86, (c) BAL-87 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **KOZ:** Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **1:** Mükemmel yol, **2:** Kabul edilebilir yol)



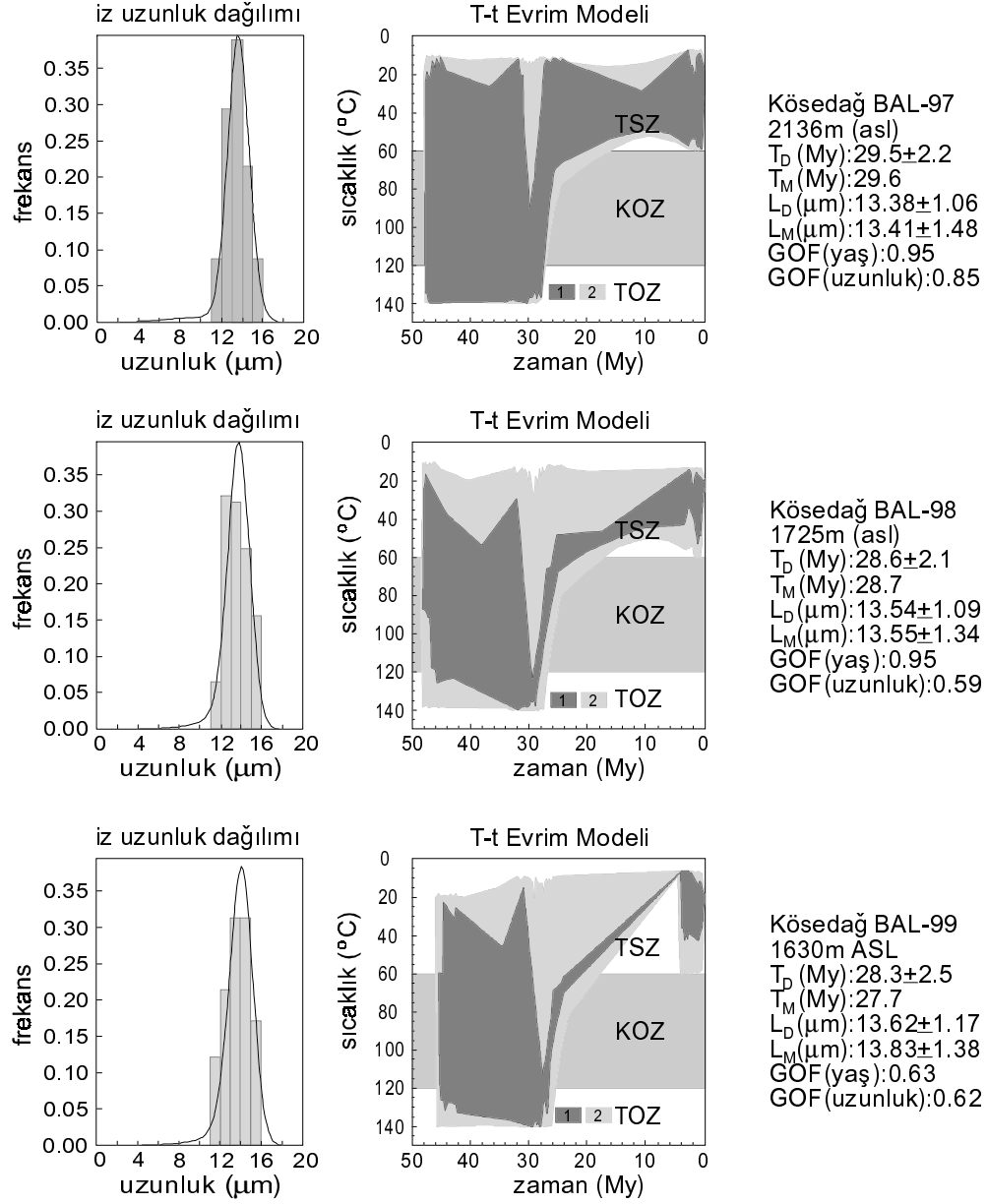
Şekil 5.7. Köseadağ Batoliti (a) BAL-88, (b) BAL-89, (c) BAL-90 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol)



Şekil 5.8. Köseadağ Batoliti (a) BAL-91, (b) BAL-92, (c) BAL-93 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **KOZ:** Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **1:** Mükemmel yol, **2:** Kabul edilebilir yol)

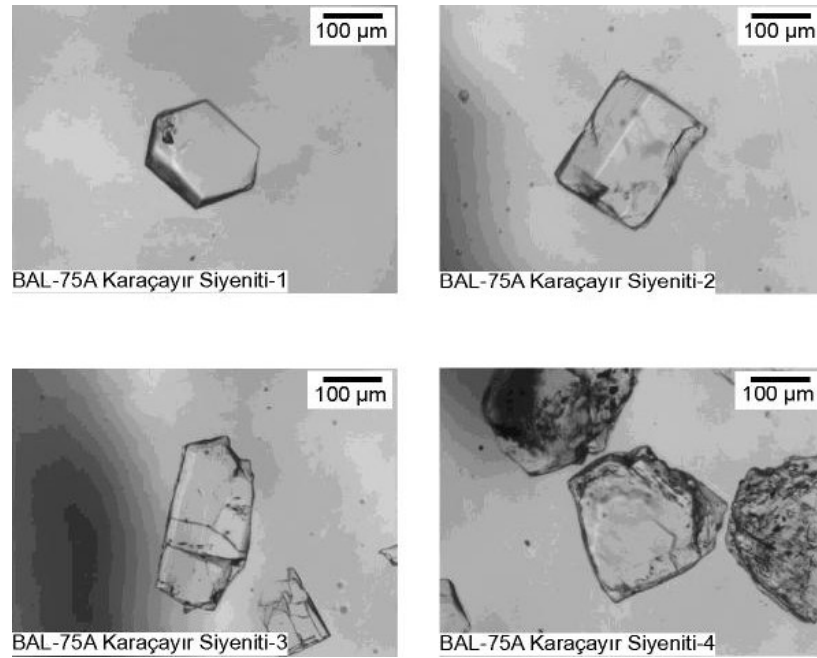


Şekil 5.9. Köseadağ Batoliti (a) BAL-94, (b) BAL-95, (c) BAL-96 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **KOZ:** Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ:** Toplam Stabilite Zonu, **1:** Mükemmel yol, **2:** Kabul edilebilir yol)

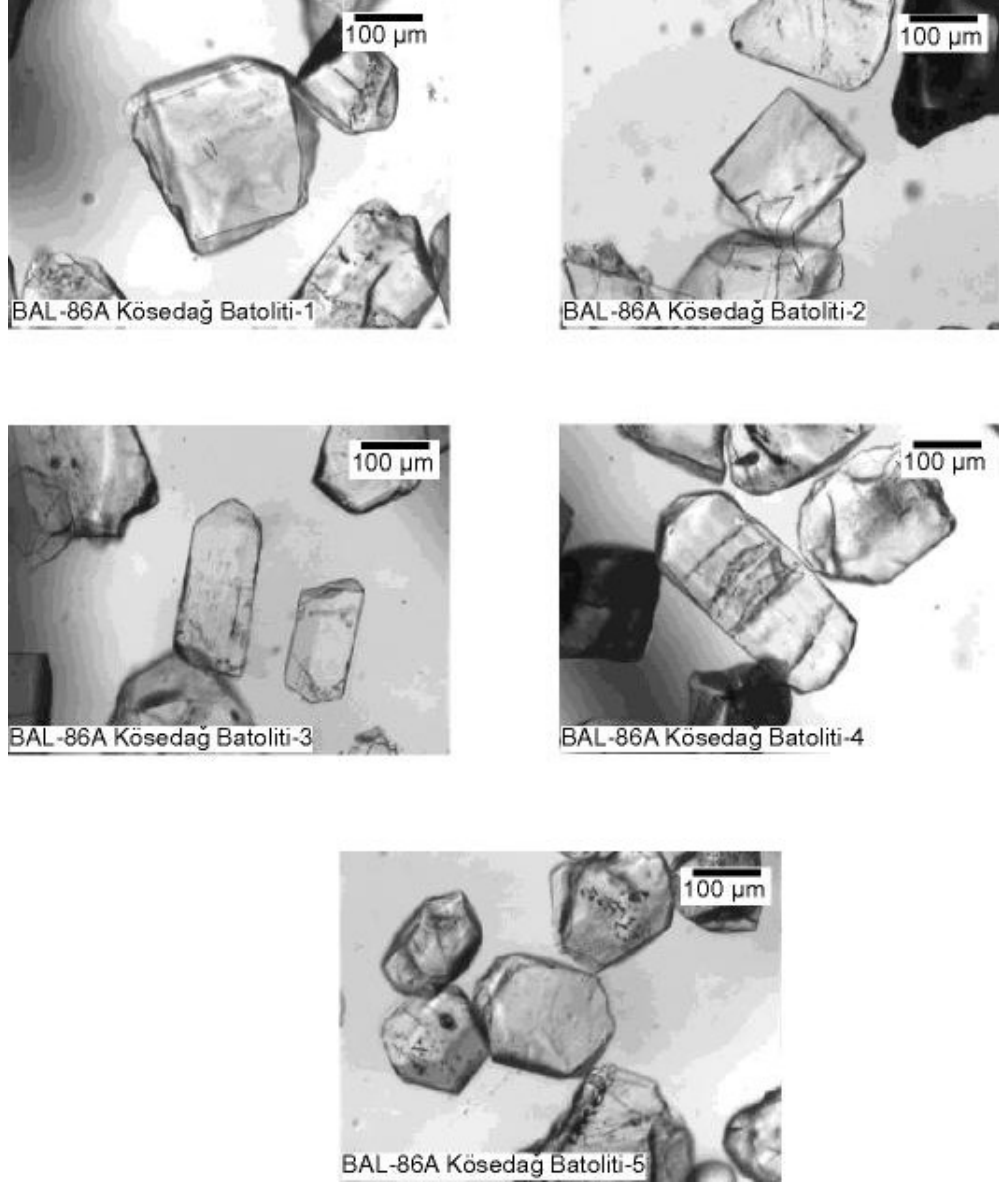


Şekil 5.10 Köseadağ Batoliti (a) BAL-97, (b) BAL-98, (c) BAL-99 no' lu örnekler için sıcaklık-zaman (T-t) modellemesi (**TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **KOZ**: Kısmi Onarımla Zonu, **TSZ**: Toplam Stabilite Zonu, **1**: Mükemmel yol, **2**: Kabul edilebilir yol)

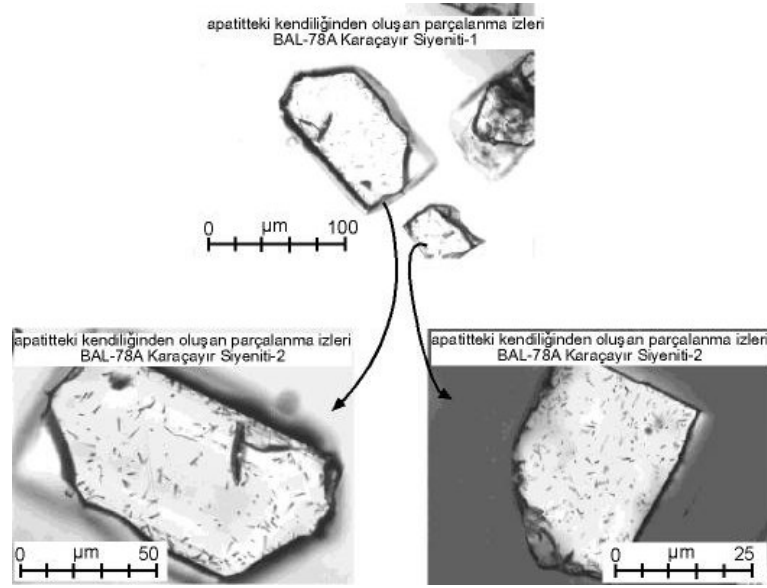
Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti kayaç örnekleri üzerinde yapılan apatit fission-track çalışmalarında yaş tayini ve iz uzunluk ölçümleri için iki grup örnek hazırlanmıştır. Bunlardan yaşlandırma için kullanılan gruptaki örneklerde öncelikle apatit içerisinde kendiliğinden oluşan izlerin (^{238}U atomunun kendiliğinden parçalanması sonucu oluşan fosil izler/spontaneous tracks) ortaya çıkması için preparatlar %23 HNO_3 ile 15 saniye dağlanmıştır. Daha sonra apatit minerallerinin üzerlerine muskovit dedektör yapıştırılıp termal nötronlarla bombardıman edilmiş ve indüklenmiş izlerin (^{235}U atomunun nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu muskovit dedektör üzerinde ortaya çıkan indüklenmiş izler/induced tracks) ortaya çıkması için ikinci dağlama işlemi muskovit dedektör üzerinde %40 HF asit ile 40 dakika yapılmıştır. İşlem sırasına göre dağlanmamış apatit mineralleri-kendiliğinden oluşan izlerin ortaya çıkması için dağlanmış apatit minerallerinin görünüşleri ve aynı örnekte apatit tanesi bulunan kendiliğinden oluşmuş izler ve muskovit dedektör üzerindeki indüklenmiş izlerin çeşitli büyütme ölçeklerinde çekilmiş fotoğrafları aşağıda verilmiştir.



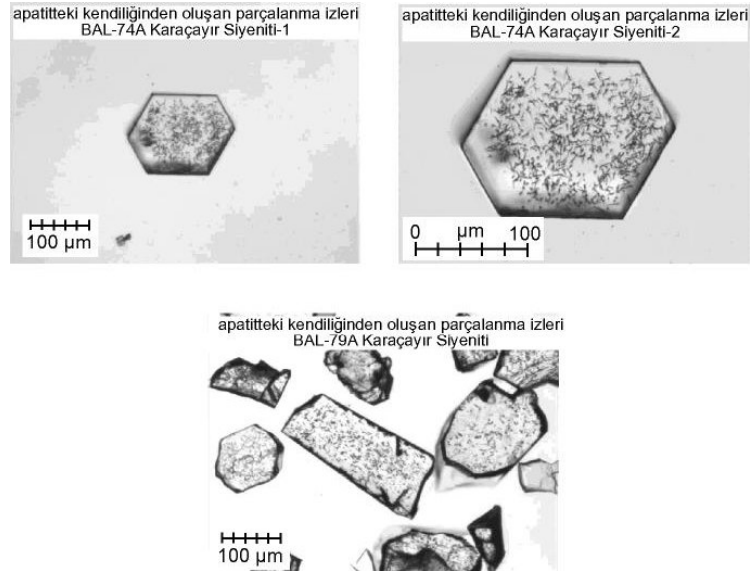
Şekil 5.11. Karaçayır Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit minerallerinin dağlanma işlemi öncesinde mikroskop altındaki görünüşleri (BAL-75)



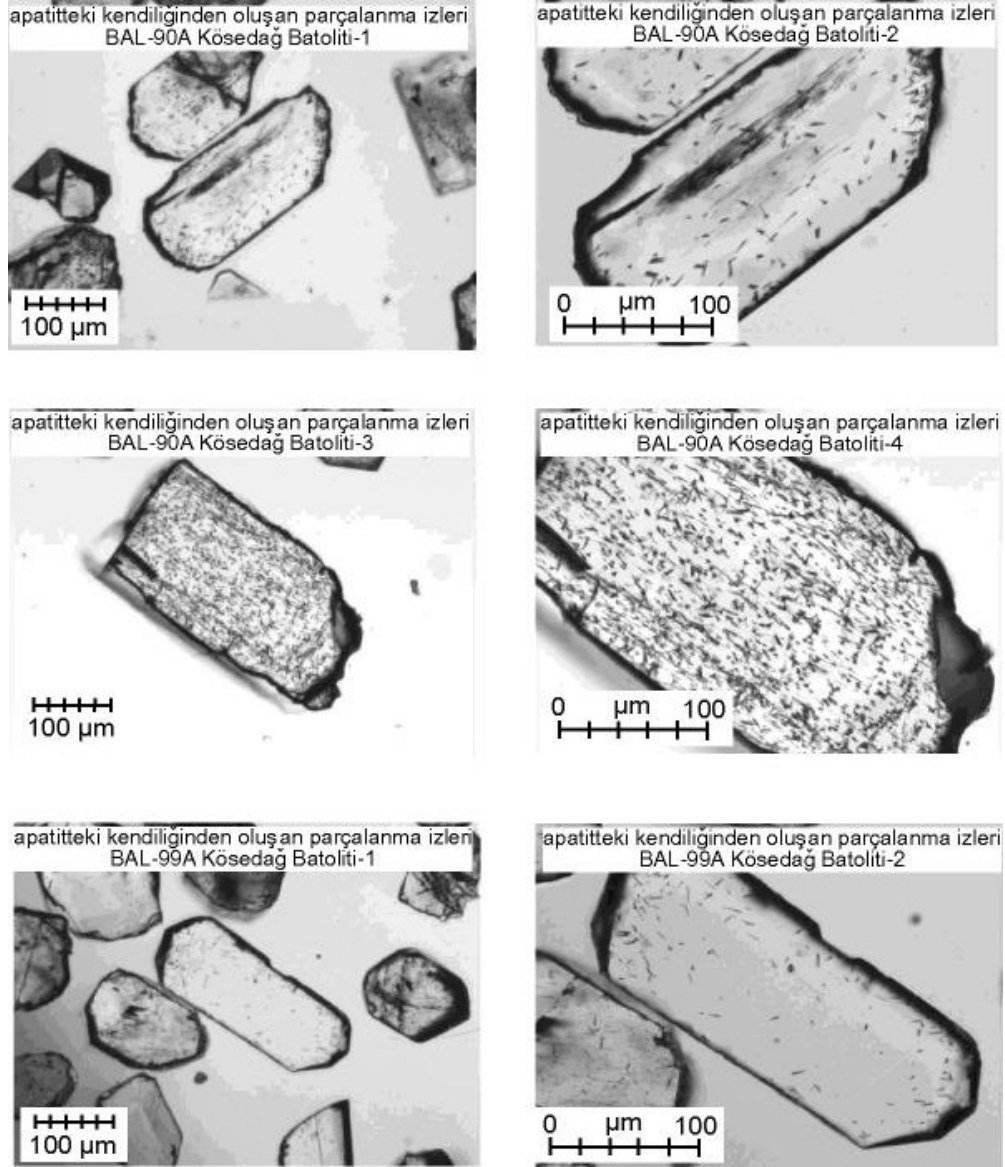
Şekil 5.12. Kösedag Batoliti kayaç örneklerindeki apatit minerallerinin dağlanma işleminde mikroskop altındaki görünümleri (BAL-86)



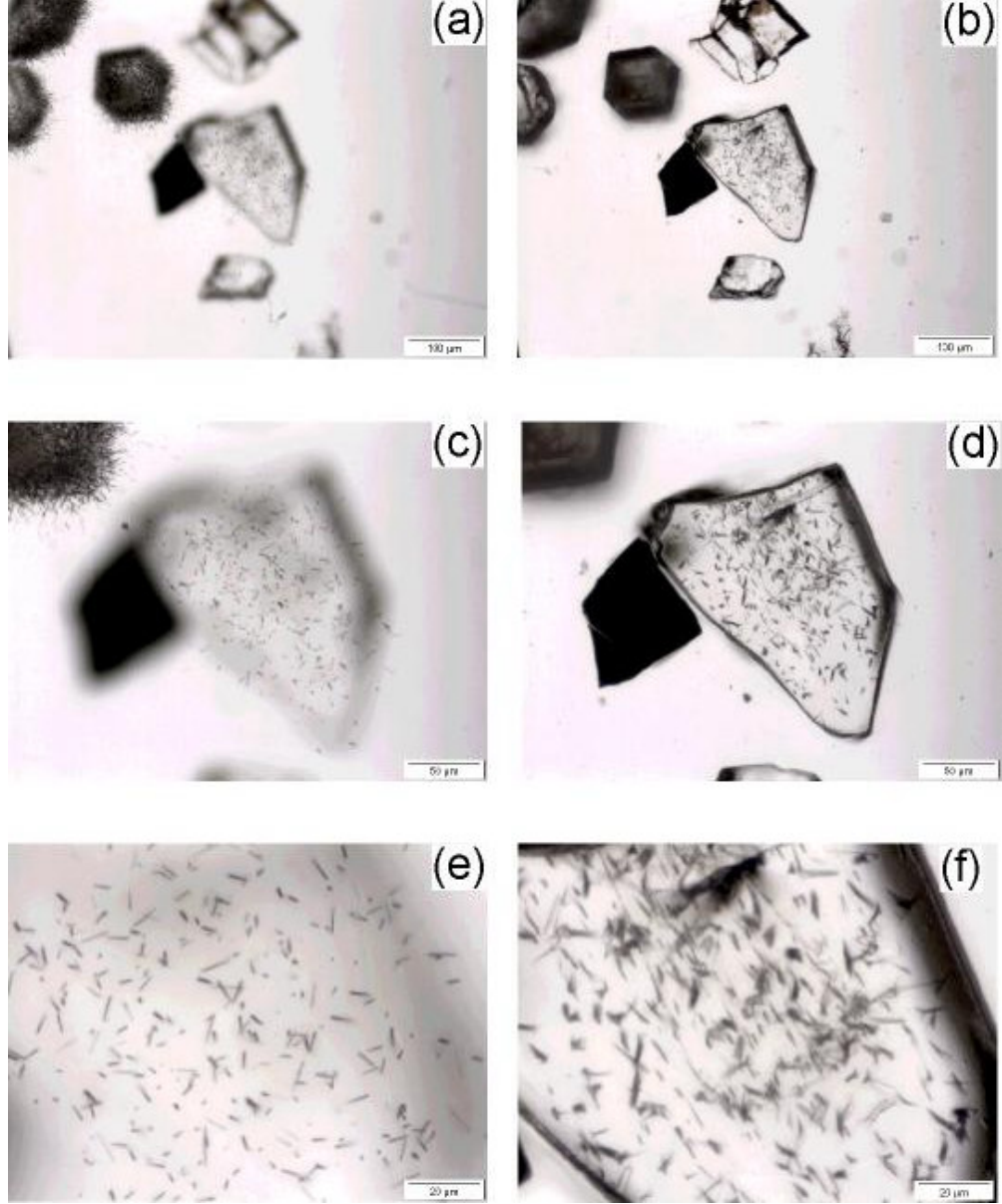
Şekil 5.13. Karacayir Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelerde mikroskop altındaki (BAL-78)



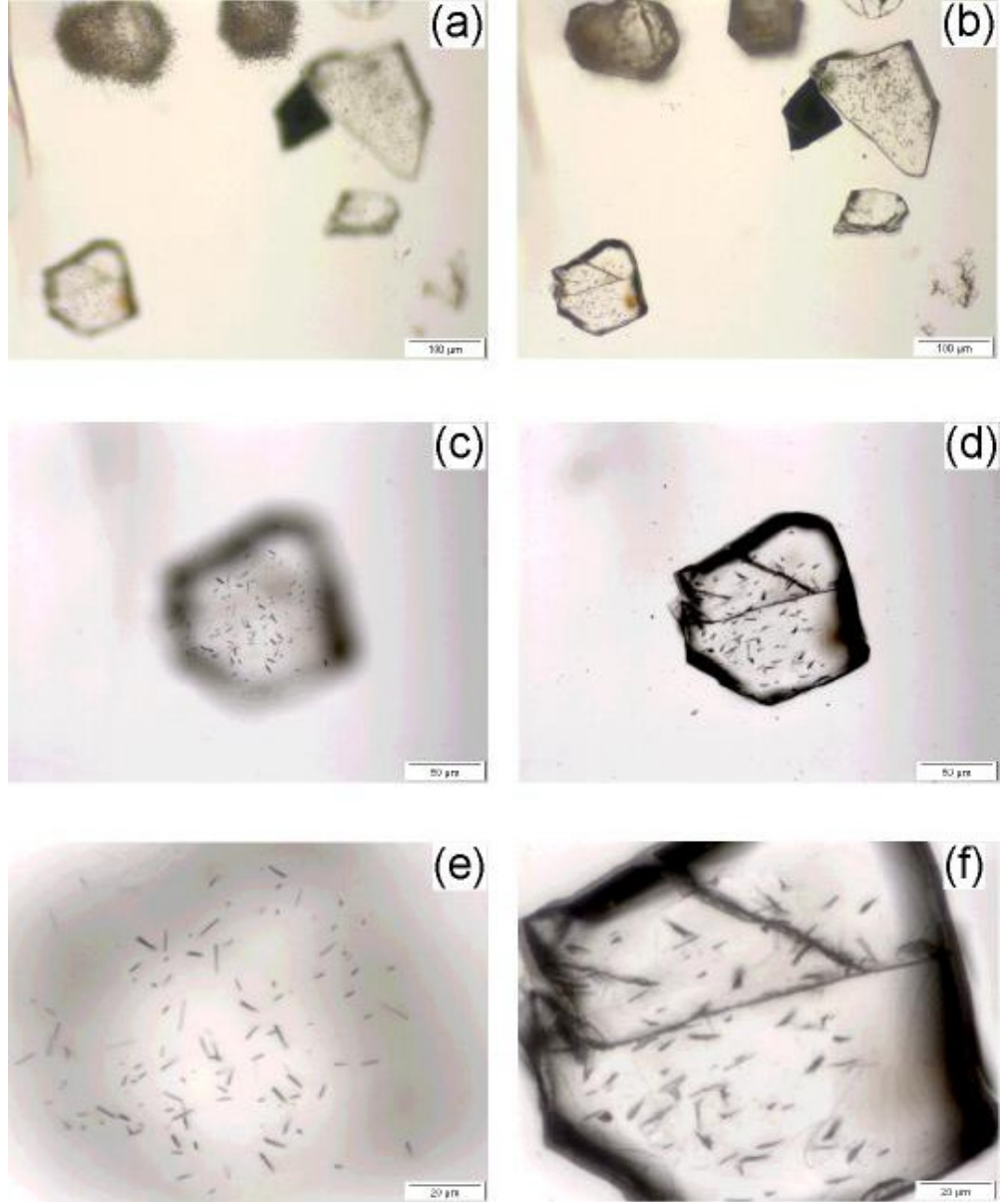
Şekil 5.14. Karacayir Siyeniti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelerde mikroskop altındaki (BAL-74 ve BAL-79)



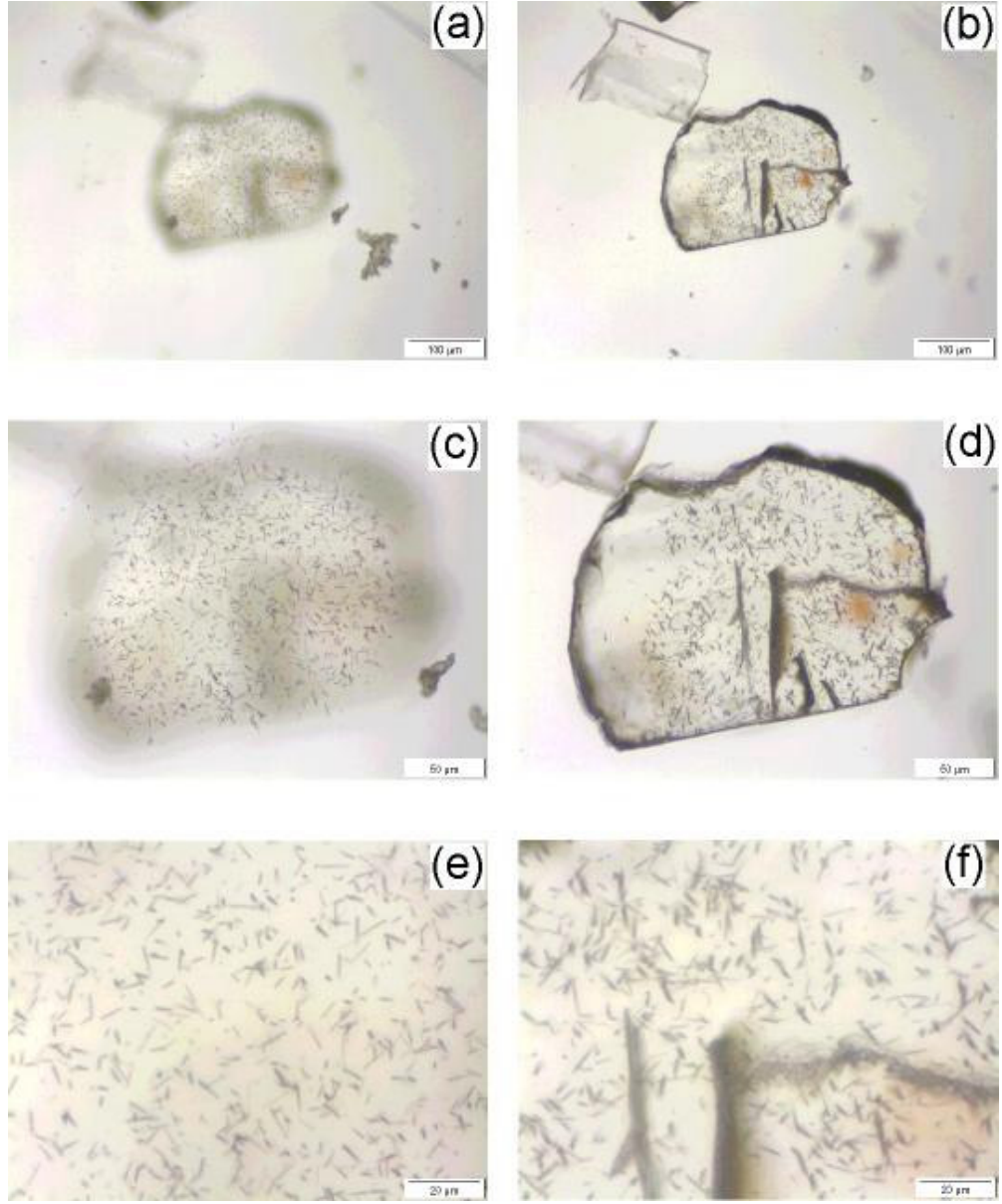
Şekil 5.15. Kösedag Batoliti kayaç örneklerindeki apatit mineralleri üzerinde yapılan dağlama işlemleri sonrasında kendiliğinden oluşmuş izlerin çeşitli büyütmelemlerde mikroskop altındaki (BAL-90 ve BAL-99)



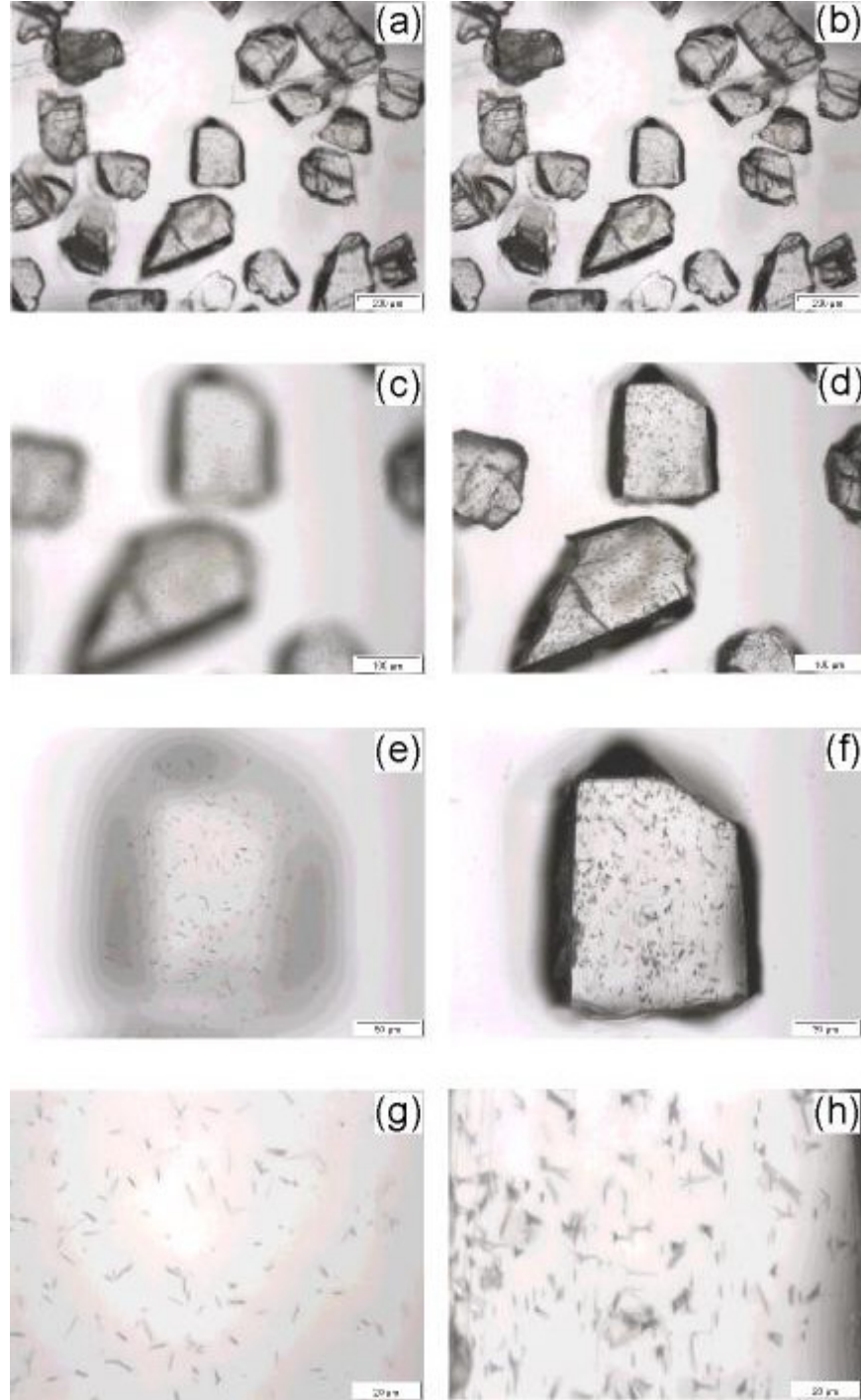
Şekil 5.16. BAL-74 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



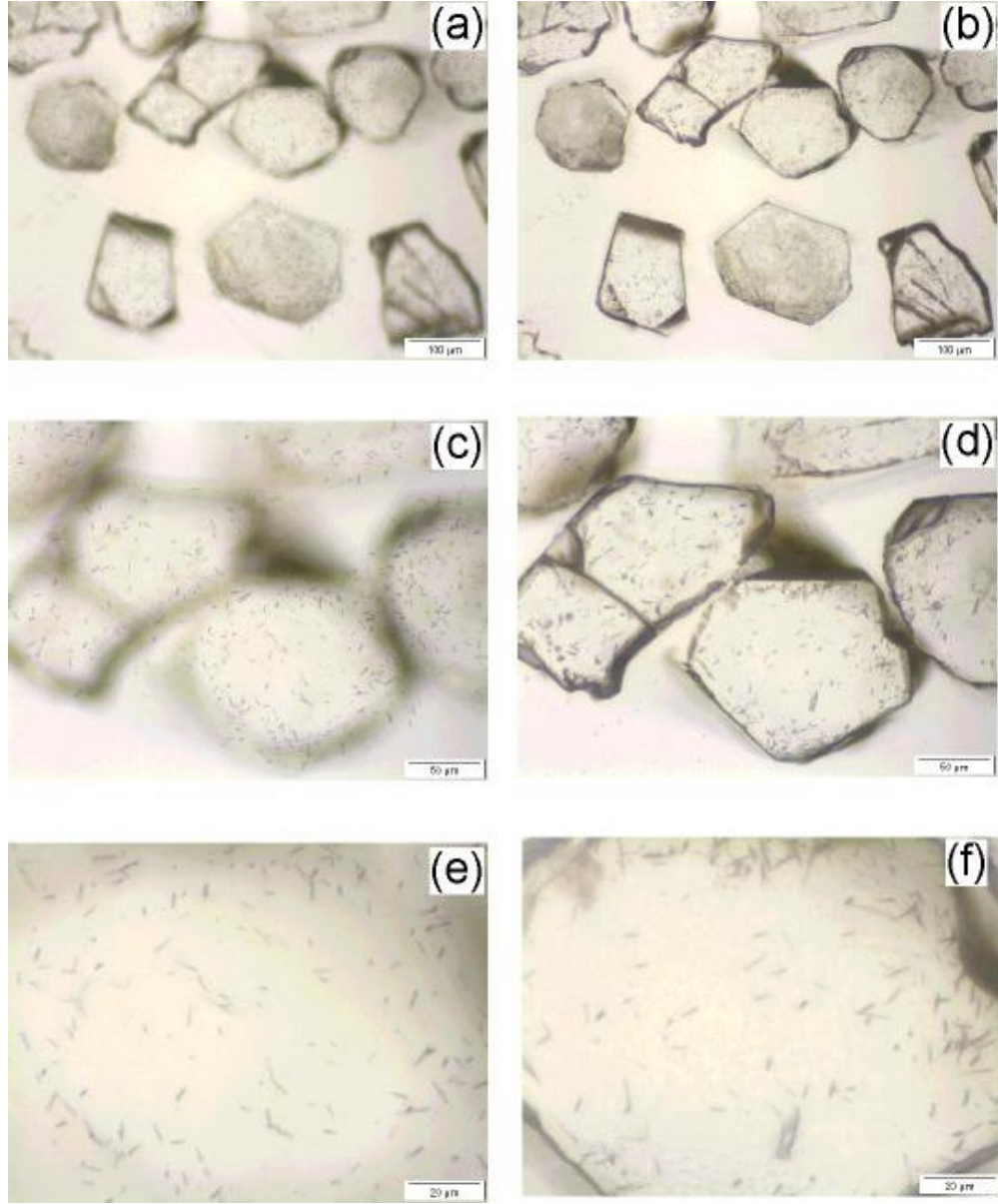
Şekil 5.17. BAL-74 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



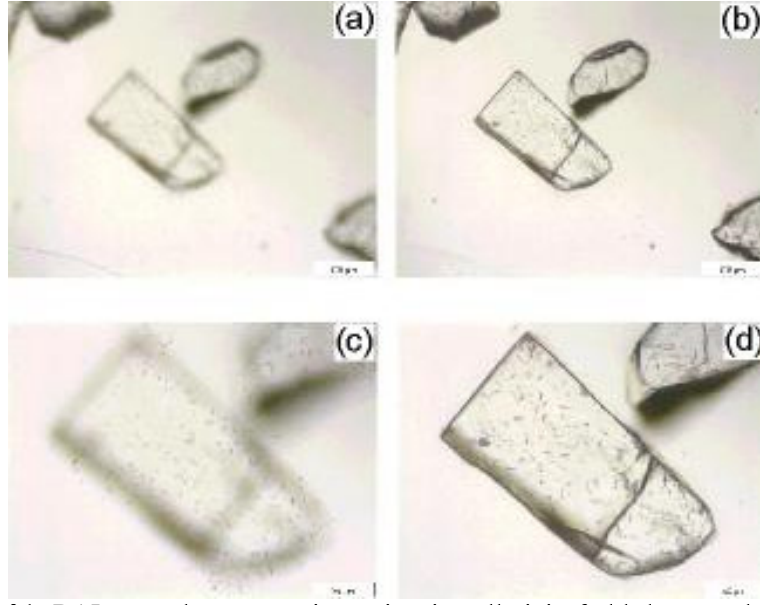
Şekil 5.18. BAL-75 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



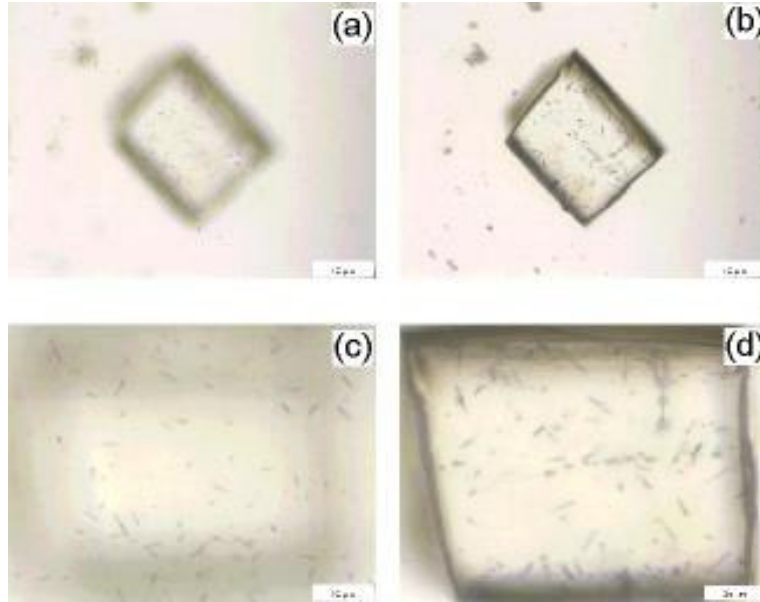
Şekil 5.19. BAL-77 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



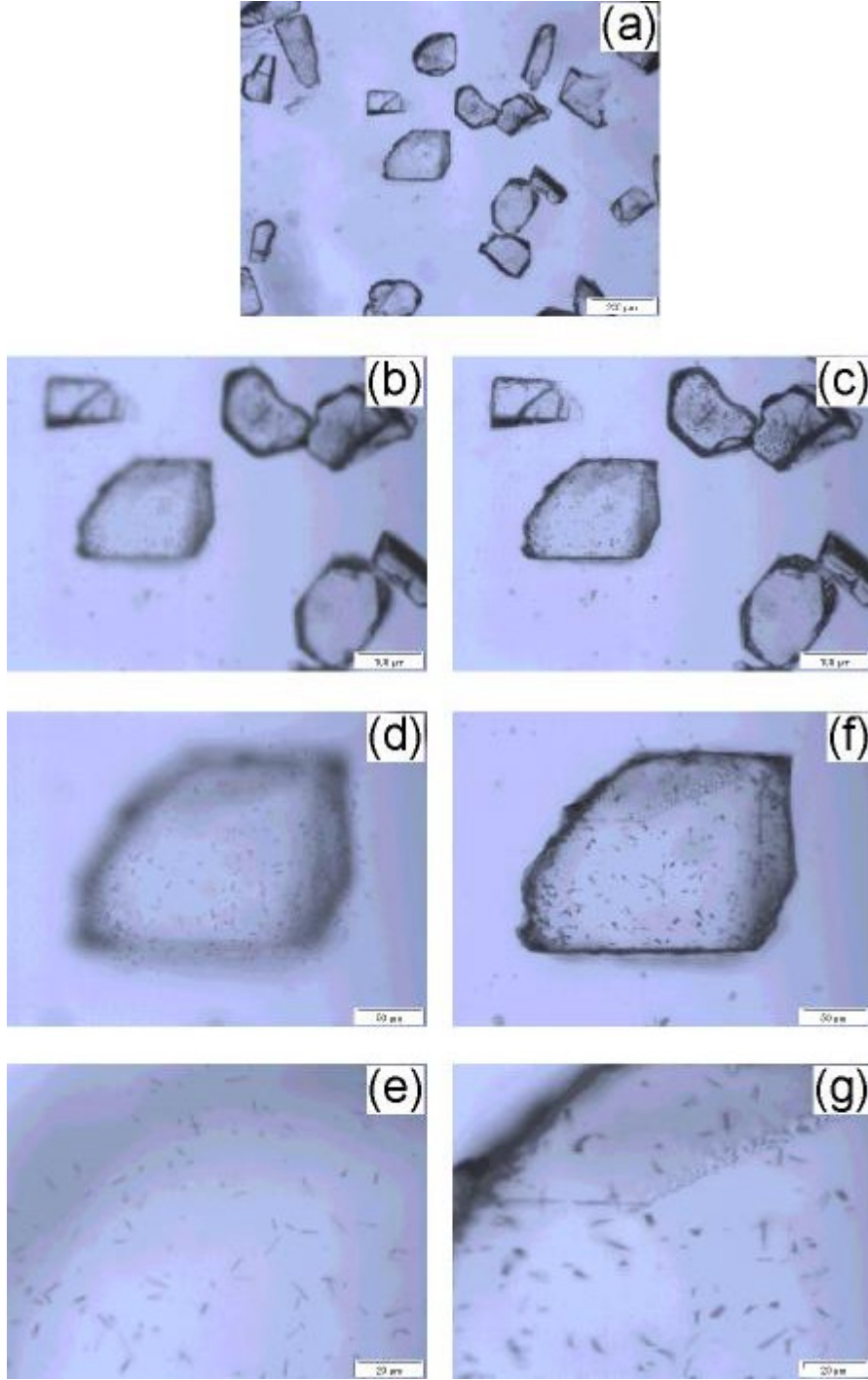
Şekil 5.20. BAL-78 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



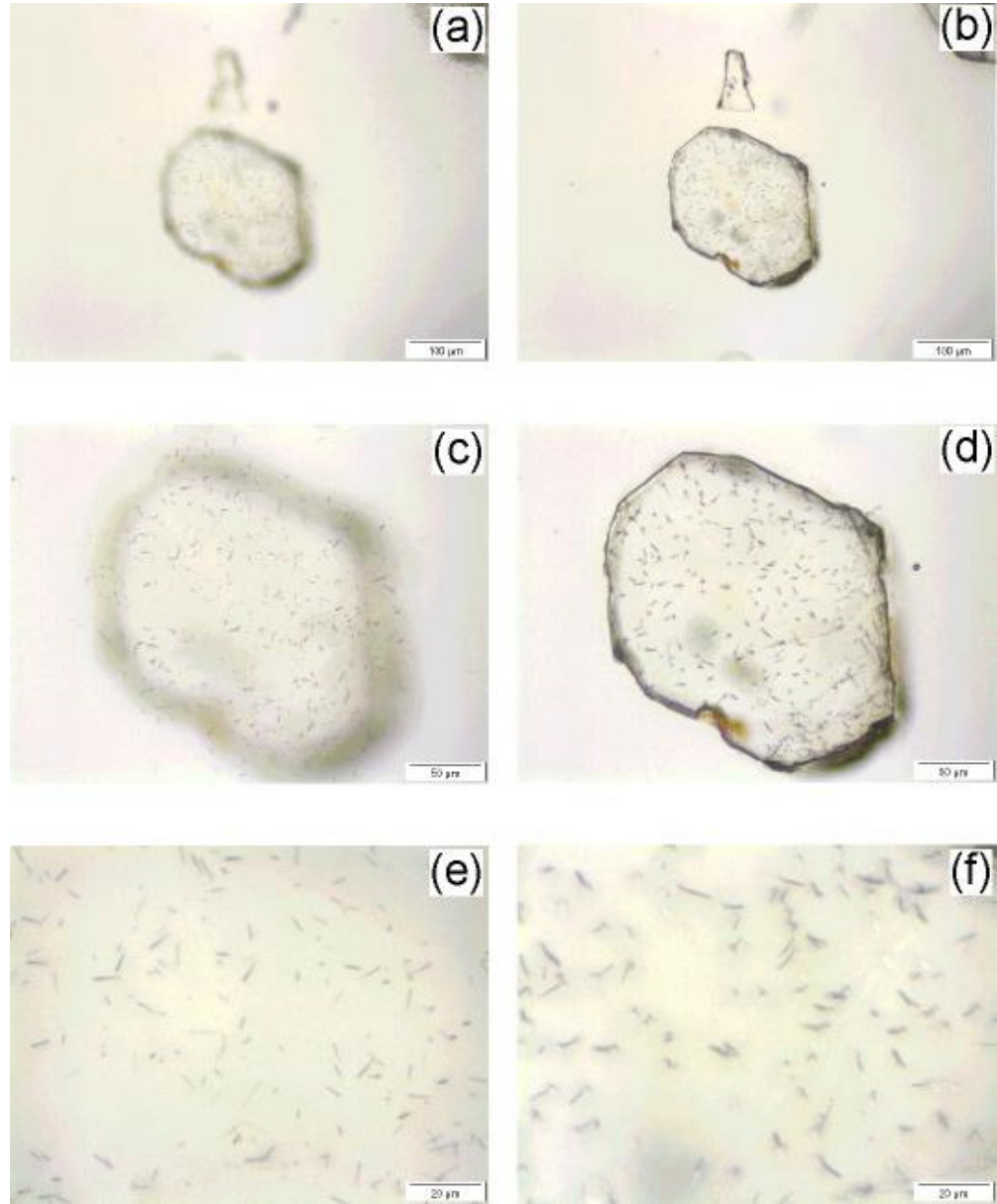
Şekil 5.21. BAL-79 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



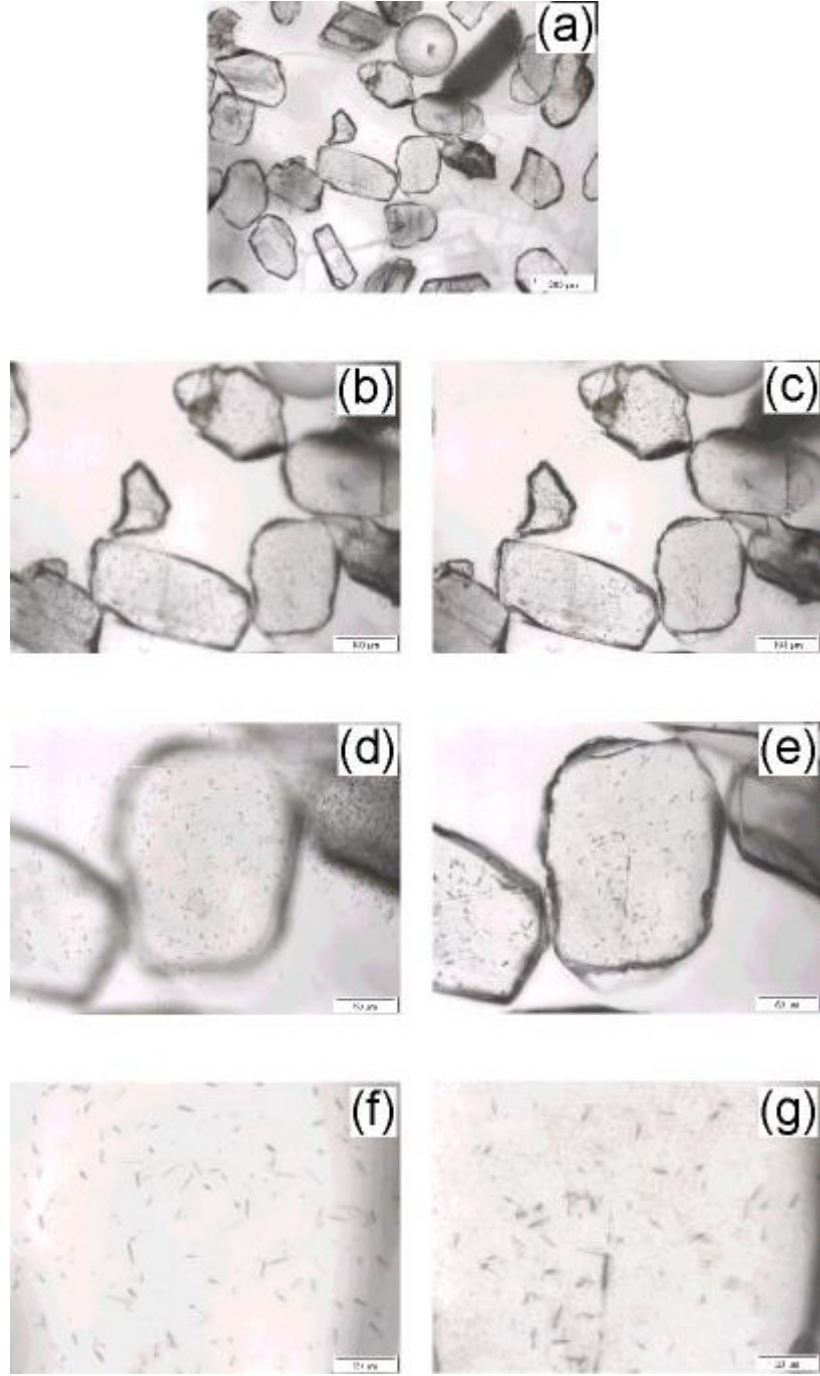
Şekil 5.22. BAL-79 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



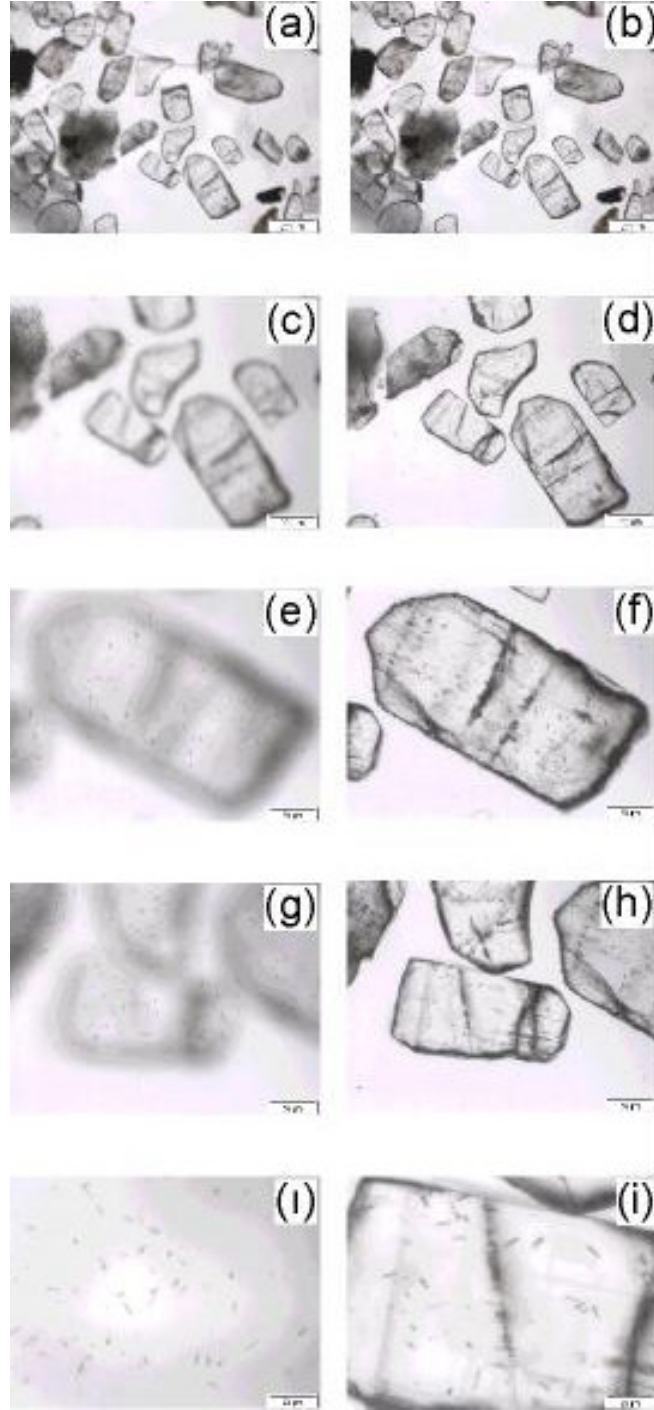
Şekil 5.23. BAL-85 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(b, d, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, f, g)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



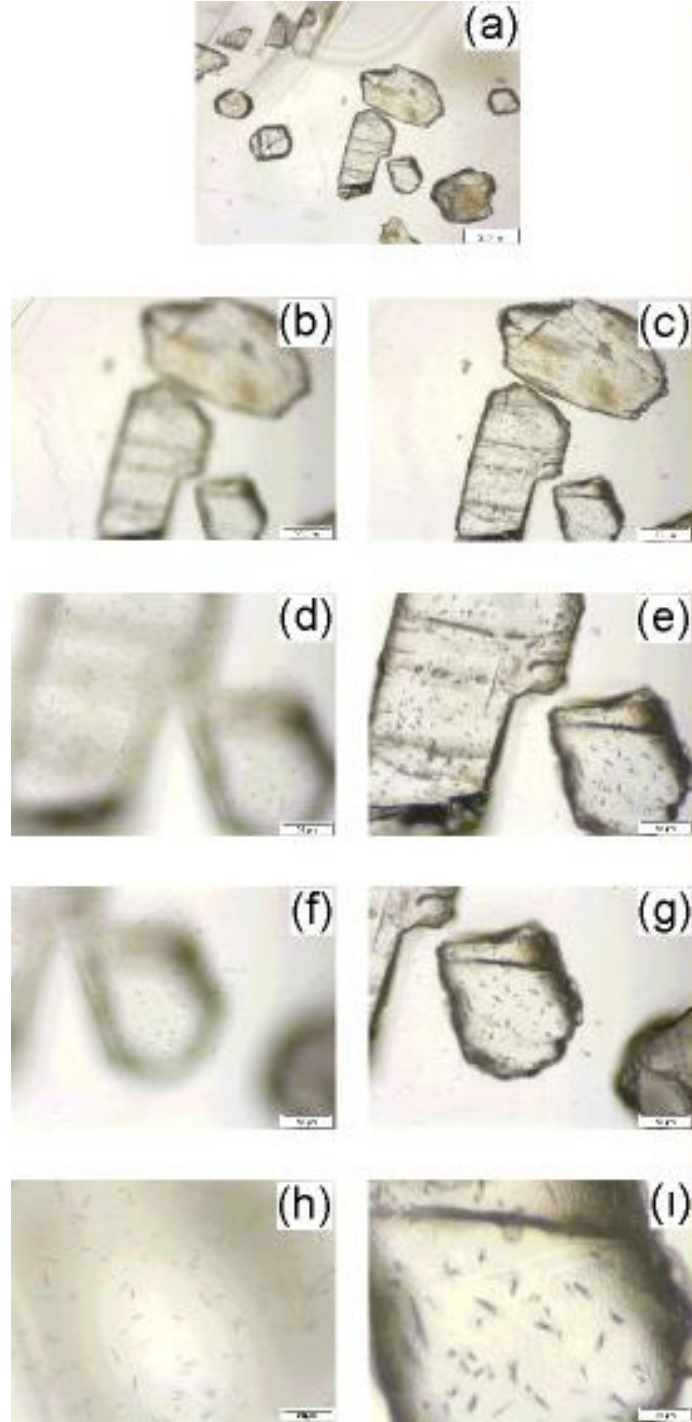
Şekil 5.24. BAL-87 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, d, e)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, f, g)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



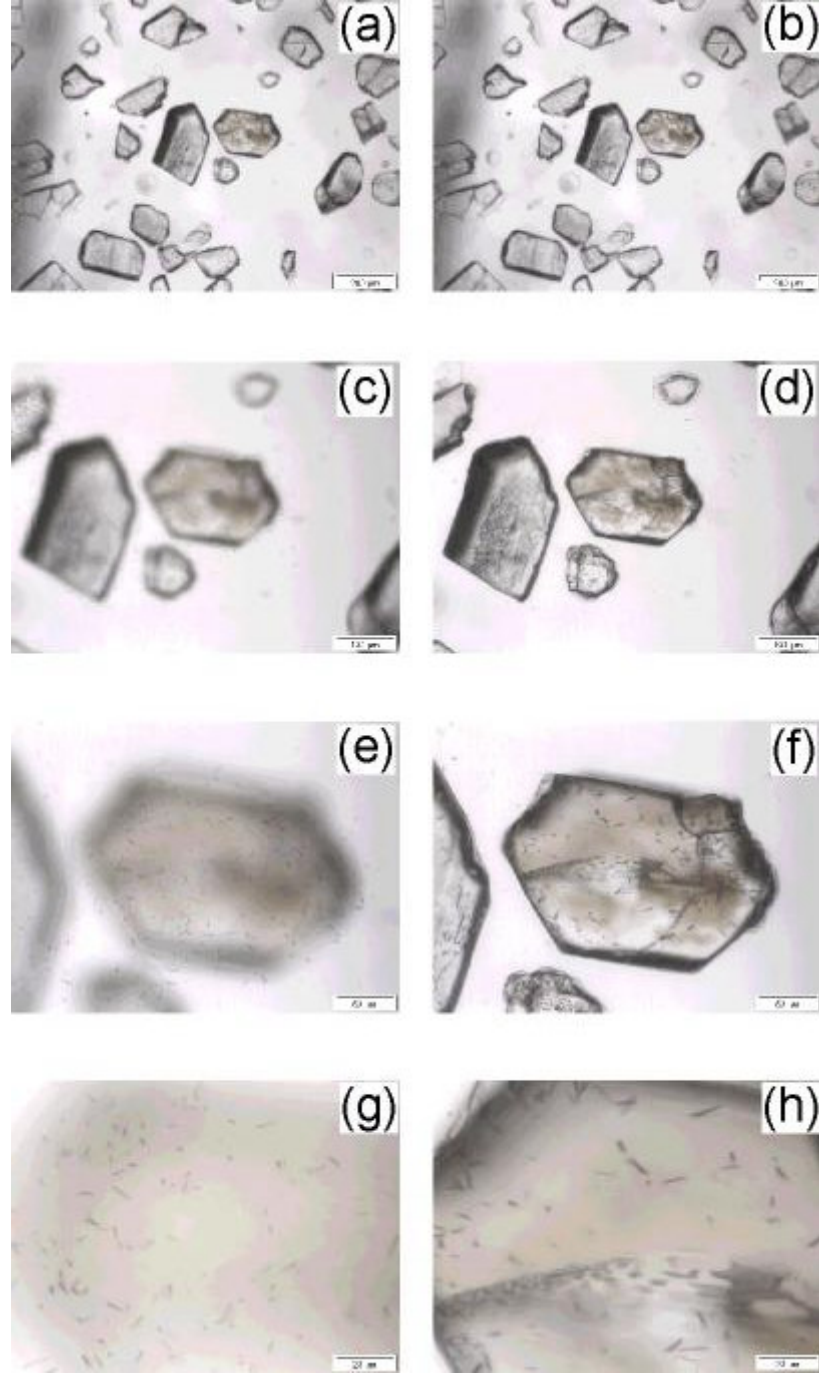
Şekil 5.25. BAL-88 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(b, d, f)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, e, g)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



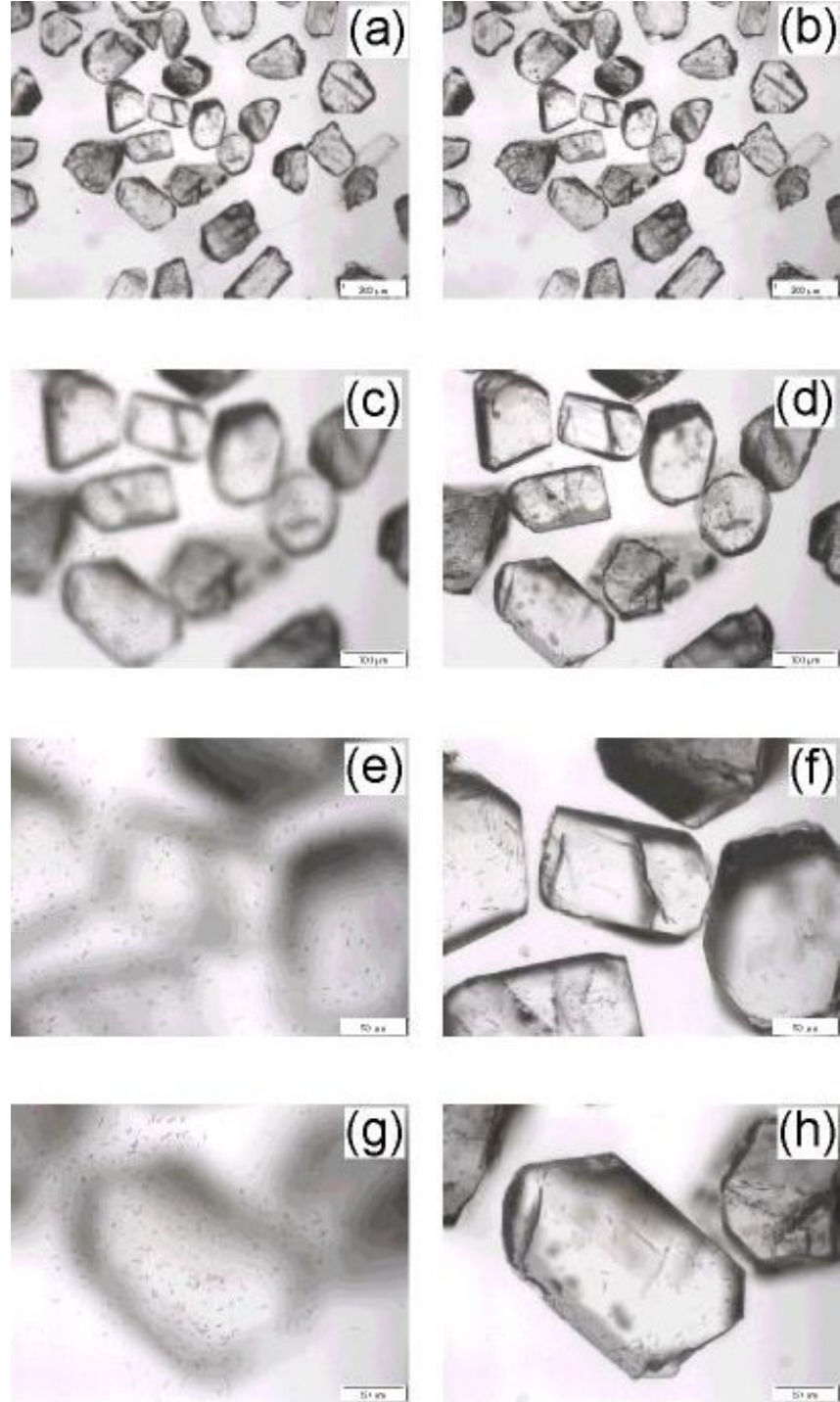
Şekil 5.26. BAL-89 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde (**a, c, e, g, i**) muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), (**b, d, f, h, j**) kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



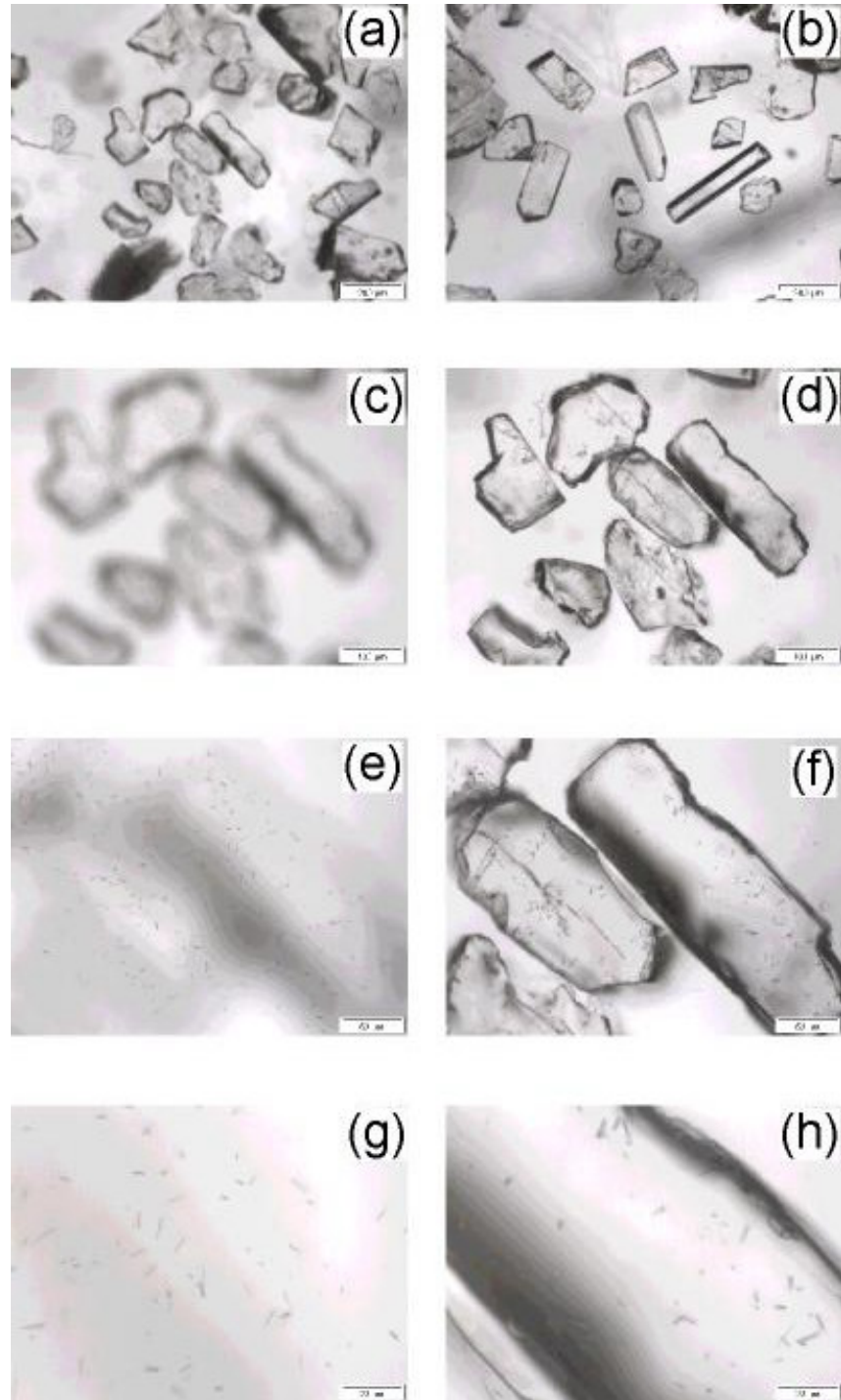
Şekil 5.27. BAL-92 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(b, d, f, h)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(a, c, e, g, i)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



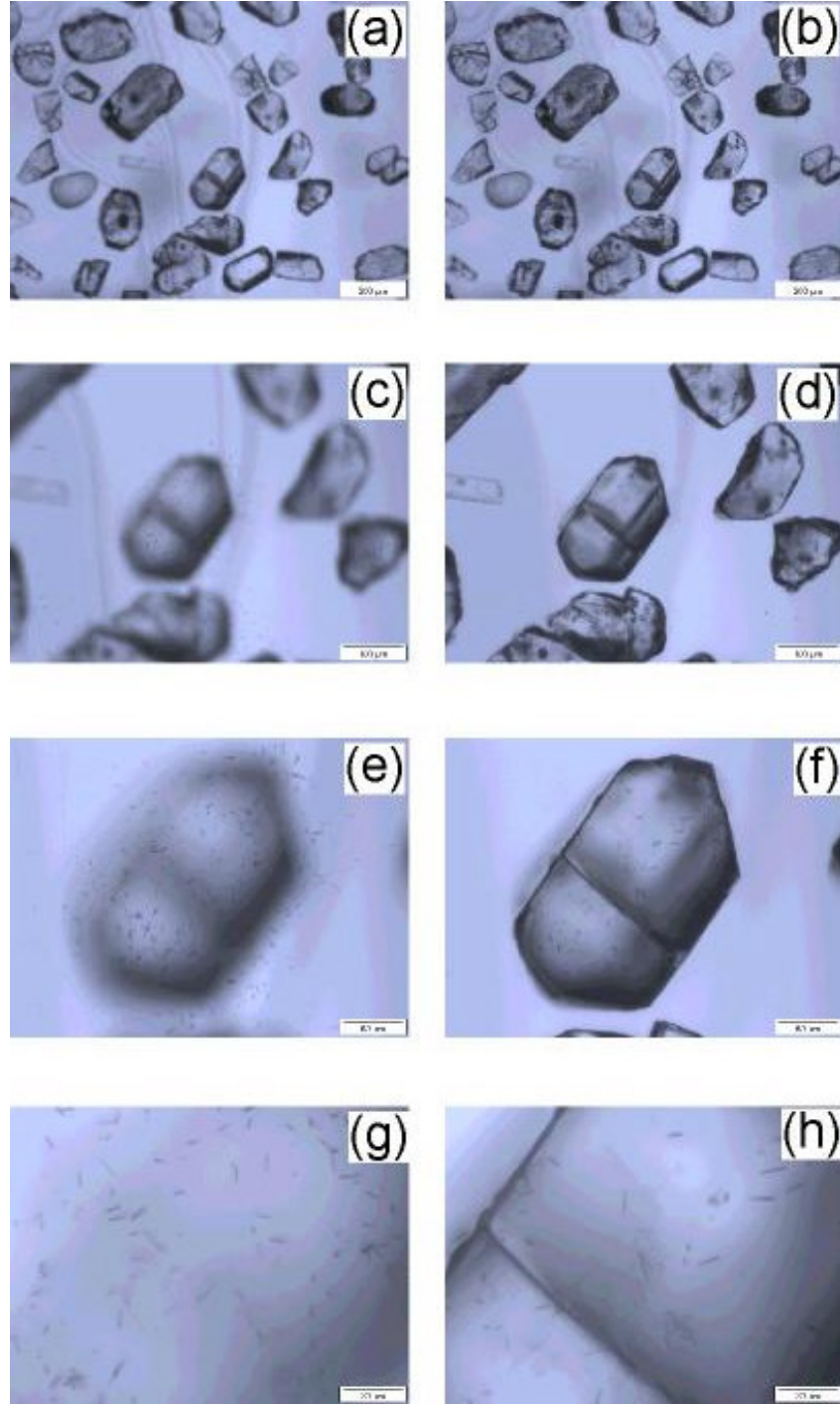
Şekil 5.28. BAL-93 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e, g)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f, h)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



Şekil 5.29. BAL-95 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e, g)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f, h)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



Şekil 5.30. BAL-97 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e, g)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f, h)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)



Şekil 5.31. BAL-99 nolu örneğe ait apatit minerallerinin farklı büyütmelerde **(a, c, e, g)** muskovit dedektör üzerinde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan izler (induced tracks), **(b, d, f, h)** kendiliğinden oluşmuş izler (spontaneous tracks)

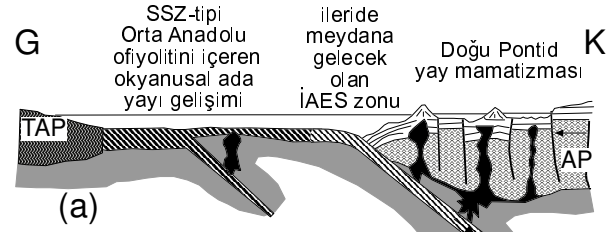
6. JEODİNAMİK EVRİM

Şengör ve Yılmaz (1981), Okay ve Şahintürk (1997), Yılmaz ve diğ. (1997), Boztuğ ve diğ. (2004) tarafından tanımlanan bölgesel jeolojik konum içerisine bağlı olarak değerlendirildiğinde, Karaçayır Siyeniti' nin oluşum ve yüzeylenme tarihçesi şu şekilde önerilebilmektedir (Şekil 6.1).

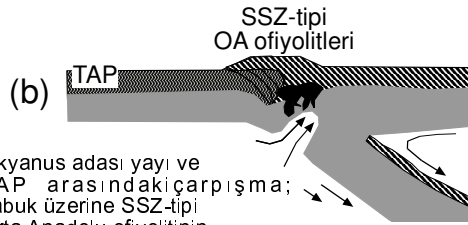
Torid-Anatolid platformu (TAP) Alt Kretase' den beri İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet zonu boyunca kuzeye doğru Avrasya levhasının (AL) altına daldığı bilinmektedir. Neo-Tetis' in kuzey koluna ait İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) okyanusu içerisinde meydana gelen okyanusal ada yayları, Senomaniyen-Türoniyen' de, okyanusun güneyindeki kıtasal levhayı oluşturan Torid-Anatolid platformu (TAP) ile çarpışmaya başlamıştır (Şekil 6.1a). Bu çarpışma, dalma-batma zonu üzerinde gelişen ofiyolit (supra-subduction zone-type ophiolite) karakterindeki Orta Anadolu Ofiyoliti ve subofiyolitik metamorfik temel kayalarının Torid-Anatolid platformu (TAP) üzerine yerleşimini sağlamıştır (Parlak ve Delaloye, 1999 ; Floyd ve diğ., 2000 ; Robertson, 2002 ; Garfunkel, 2004) (Şekil 6.1b).

Torid-Anatolid platformu (TAP) ve okyanusal ada yayı arasında meydana gelen bu çarpışmanın hemen devamında ortaya çıkan çarpışma sonrası litosferik dilim kopmasının yol açacağı gerilme rejimi altında Karaçayır Siyeniti Senomaniyen-Türoniyen' de yerleşimini tamamlamıştır (Şekil 6.1c).

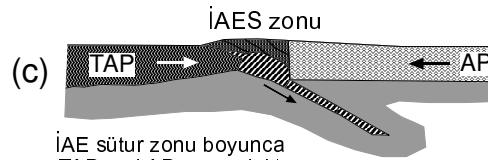
Böylece, Senomaniyen-Türoniyen' de meydana gelen Torid-Anatolid platformu (TAP) ve okyanusal ada yayı çarpışmasına bağlı olarak meydana gelen ve aynı zamanda Kampaniyen' e kadar devam eden çarpışma sonrası litosferik dilim kopması ve kopan dilimin astenosfere batması süreçlerinin yol açtığı gerilme rejimi etkisiyle meydana gelen Karaçayır Siyeniti Paleosen' de İzmir-Ankara-Erzincan (İAE) kenet zonu boyunca Torid-Anatolid platformu (TAP) ve Avrasya Levhası arasında meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonucunda yıllık yükselimi 1 mm' den daha hızlı olan çok hızlı bir tektonik yükselme rejimi altında yükselerek evrimini tamamlamıştır (Şekil 6.1d).



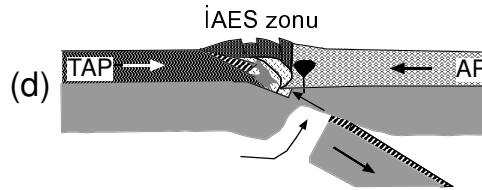
Pontidlerdeki yay magmatizması ve IAE okyanusunda SSZ-tipi Orta Anadolu ofiyolitlerini içeren okyanus adası yayının oluşumu (yaklaşık 100 My önce)



Okyanus adası yayı ve TAP arasındaki çarpışma; kabuk üzerine SSZ-tipi Orta Anadolu ofiyolitinin üzerlemesini takip eden litosferik dilim kopması (slab break-off) başlangıcı ve sıcak astenosferin yükselimi (yaklaşık 100-95 My)



İAE suture zone boyunca TAP and AP arasındaki kıta-kıta çarpışması (yaklaşık 58-61 My)



kıta-kıta çarpışması sonrasında gelişen litosferik dilim kopmasına bağlı bölgesel gerilme rejimi altında transtensional basen gelişimi, polijenik (çok kökenli) granitoidlerin yerleşmesi ve çok hızlı tektonik yükselme olaylarının birlikte gelişimleri (yaklaşık 60-50 My)

Şekil 6.1. Karaçayır Siyeniti' nin jeodinamik evrim modelinin şematik gösterimi

Diğer taraftan, çalışma alanının hemen kuzeyinde Dereli-Şebinkarahisar arasında yüzeylenen granitoyid kayaçlarında Boztuğ ve diğ. (2004) tarafından gerçekleştirilen apatit fission-track jeotermokronoloji yöntemiyle elde edilen yaş-yükselik ve T-t modelleme çalışmalarında da 48-57 My arasında gerçekleşen ve yıllık yükselme hızı 1 mm'den fazla olan çok hızlı tektonik yükselme tanımlanmıştır.

Kösedağ Batoliti' nin yüzeylenme tarihçesi ise aşağıdaki gibi önerilmektedir (Şekil 6.2).

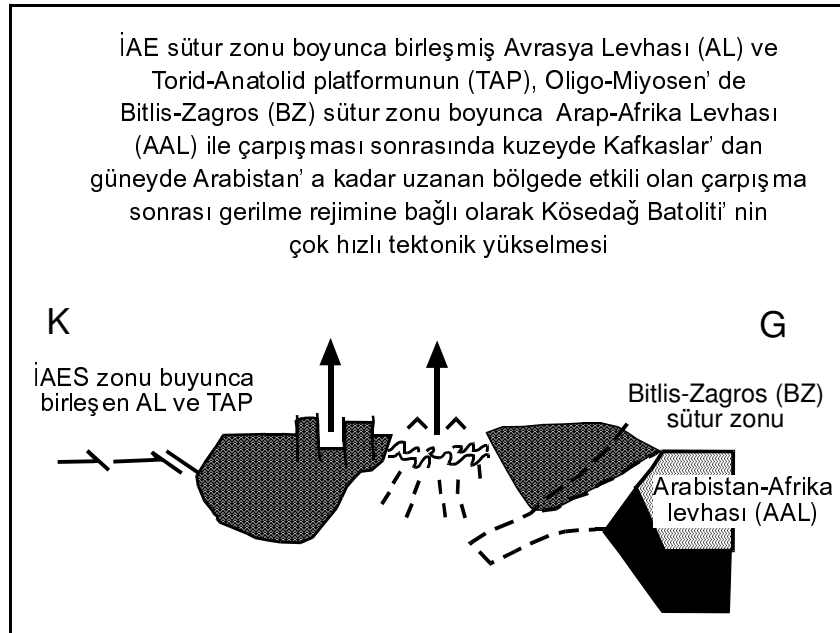
Neo-Tetisin kuzey kolunun tamamıyla kapanması Paleosen-Alt Eosen' e karşılık gelen dönemde kıta-kıta çarpışması sonucu gerçekleşmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bu dönemde meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonucunda Avrasya levhası ile Torid-Anatolid platformunun İzmir-Ankara-Erzincan kenet zonu boyunca kenetlenmesi sonucu tek bir levha davranışı sergilemeye başlayan Anadolu levhası (Avrasya levhası+Torid Anatolid platformu) ile Arap levhasının Bitlis-Zagros suture zonu boyunca çarpışması Oligosen' de bölgesel ölçekte meydana gelen en önemli olaydır (Bellahsen ve diğ., 2003; Elmas ve Yılmaz, 2003; Robertson ve diğ., 2006).

Diğer taraftan Anadolu levhası ve Arap levhası arasında meydana gelen bu çarpışma ve çarpışma sonrası litosferik dilim kopmasının yol açtığı gerilme rejiminin kuzeyde Kafkasya ve güneyde ise Arap levhasının kuzey kesimlerine kadar uzanan oldukça geniş alanları etkilediği ileri sürülmektedir (Şengör ve diğ., 2003).

Boztuğ ve diğ. (2005) taraftan Doğu Pontidler' de Kompozit Kaçkar Batoliti' nin Ardeşen (Rize)-İspir (Erzurum) arası kesiminde yapılan apatit fission-track jeotermokronoloji çalışmalarında 17-23 milyon yıllık apatit fission track yaşı ve yıllık 0.4-0.5 mm yükselme oranına sahip çok hızlı bir tektonik yükselme modelini ortaya koymuşlardır. Bu modelleme ve yaş verilerini bölgesel ölçekte Oligo-Miyosen' de Anadolu ve Arap levhası arasında meydana gelen ve Arap levhasının kuzey kesimleri ile Kafkasya arasında kalan çok geniş bir alanı etkileyen çarpışma sonrası gerilmeye bağlı tektonik rejimin ürünü olarak değerlendirmişlerdir.

Ulusoy (2004) ve Uysal ve diğ. (2006) tarafından Kuzey Anadolu Fay Zonu üzerinde yapılan radyometrik yaş tayini çalışmaları sırasında Oligo-Miyosen' i işaret eden aktiviteler saptanmıştır.

Kösedağ Batoliti' nde apatit fission track jeotermokronolojisi çalışmalarında yaş-yükseklik diyagramı ve zaman-sıcaklık modellemeleri sonucunda elde edilen 28-30 milyon yıllık yaş verisinin işaret ettiği çok hızlı tektonik aktiviteye bölgesel ölçekte Anadolu levhası ve Arap levhası arasında Bitlis-Zagros suture zonu boyunca meydana gelen çarpışmanın neden olduğu ileri sürülmektedir.



Şekil 6.2. Kösedağ Batoliti' nin jeodinamik evrim modelinin şematik gösterimi

7. SONUÇLAR

Karaçayır Siyeniti (Sivas kuzeyi) ve Kösedag Batoliti' nin (Suşehri-Sivas) zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yöntemiyle yerleşme yaşlarının ve apatit fission-track yöntemiyle yükselme yaşı, tipi ve hızı ile zaman-sıcaklık modellemesinin incelenmesi konulu bu çalışma sonucunda elde edilen veriler şu şekilde sıralanabilir.

1. Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti' ne ait kayaç örnekleri eser element değişim diyagramlarında incelenmiş ve kayaçların yay volkanikleri ve zenginleşmiş mantoyu karakterize eden okyanus adası bazaltlarına (OAB) olan benzerlikleri dikkat çekmiştir.

2. Karaçayır yöresi örneklerinin bazıları ve Kösedag yöresi örneklerinin tamamı dalma-batma zonu zenginleşmesi veya kabuksal kirlenme yönelimine benzer bir dağılım sergilemektedir.

3. Karaçayır Siyeniti ve Kösedag Batoliti kayaç örneklerinde Th zenginleşmeleri göze çarpmakla birlikte örneklerin büyük bir kısmı metasomatizmaya uğramış zenginleşmiş manto kaynağı ve bunun yanı sıra fraksiyonel kristallenme etkisi gösteren bir dağılım sunmaktadır.

4. Kayaç örneklerinin etkilendiği manto metasomatizması ise tamamen dalma-batma zonu metasomatizması sonucu meydana gelmiştir.

5. Karaçayır Siyeniti' ne ait kayaç örneklerini tipik olarak adakit bileşimi göstermesine karşın Kösedag Batoliti' ne ait örnekler ise normal yay özelliği sergilemektedir.

6. Kösedag Batoliti kayaç örnekleri alt kabuk (granülit), yay, ortalama kıtasal kabuk, okyanus ortası sırtı bazaltı (OOSB) gibi oldukça değişik kökenler sergilerken Karaçayır Siyeniti' ne ait örnekler ise yay volkaniklerine benzer bir köken sergilemektedir.

7. A-tipi granitoidlerin jeodinamik konumunu belirlemede kullanılan diyagramda ise Karaçayır Siyeniti anlamsız bölgede dağılım göstermekle birlikte bazı örnekler felsik A-tipi kayaçlar bölgesinde konumlanmaktadır. Kösedag Batoliti örneklerine bakıldığında ise çoğunlukla felsik A-tipi kayaçlar bölgesinde dağılım sunan örneklerin bir kısmı yay granitleri bölgesine düşmektedir.

8. Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarları ve Technische Universität (TU) Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü laboratuvarlarında (Sachsen-Almanya) yapılan mineral ayırma işlemleri

sonrasında elde edilen zirkon mineralleri üzerinde $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşlandırma çalışmaları yapılmıştır. Bu çalışmalar TU Bergakademie Freiberg Mineraloji Enstitüsü İzotop Jeokimyası ve Jeokronoloji laboratuvarlarında (Sachsen-Almanya) FINNIGAN MAT 262 model termal iyonizasyon kütle spektrometresinde (TIMS) gerçekleştirilmiştir. Karaçayır Siyeniti (BAL-74 nolu örnek) ve Köseadağ Batoliti (BAL-87 no'lu örnek) kayalık örneklerinden seçilen zirkon tanelerinin saf Rh'dan (rhenyum) yapılmış evaporasyon filamentleri içine gömülmesi ve yüksek ısı (1180-1260°C)-yüksek vakum altında yapılan iyonlaştırma çalışmaları sonrasında ^{207}Pb , ^{206}Pb ve ^{204}Pb iyonlarının her biri 4 saniye geciktirme zamanı ile kütle spektrometresinde ölçülmüştür. Her bir zirkon tanesi için 10 sayımdan oluşan 9 tarama evresinde analiz edildikten sonra tek zirkon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ evaporasyon yaşları Stacey ve Kramers (1975) tarafından önerilen "common Pb" düzeltmesi ve uluslararası standartlar eşliğinde gerçekleştirilmiştir.

9. Yapılan bu çalışmalar sonucunda Karaçayır Siyeniti $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı **99.0±11.0 milyon yıl (Senomaniyen-Turoniyen)** olarak saptanmıştır. Karaçayır Siyeniti' nin arazide sergilemiş olduğu konum ile de uyum gösteren bu yaş verisi birimin yerleşim/intrüzyon yaşı (emplacement/intrusion age) olarak kabul edilmektedir. Köseadağ Batoliti' ne ait zirkon taneleri üzerinde yapılan çalışma sonucunda ise $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı **52.1±6.4 milyon yıl (Alt Eosen/İpresiyen)** olarak saptanmıştır. Arazide Alt-Orta Eosen yaşlı birimlerin içerisinde sığ sokulumlu batolit şeklinde yüzeylenen ve Alt Miyosen yaşlı lagüner kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülen Köseadağ Batoliti' nin yerleşme/intrüzyon yaşı olarak 52.1±6.4 milyon yıl (Alt Eosen/İpresiyen) önerilmektedir.

10. Karaçayır Siyeniti' nde arazideki güncel mostrada topoğrafik olarak 316 m' lik düşey yükseklik farkına sahip profil boyunca toplam 6 örnek, Köseadağ Batoliti' nde ise 1191 m' lik bir yükseklik farkına sahip bir profil boyunca, 15 adet örnek alınmıştır. Bu örnekler üzerinde yapılan mineral ayırma (Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Kırmızı Öğütme laboratuvarları ile

Maden Mühendisliği Bölümü Cevher Hazırlama laboratuvarları ve TU Bergakademie Freiberg Jeoloji Enstitüsü (Sachsen-Almanya) laboratuvarlarında) işlemleri sonrasında elde edilen apatit mineralleri üzerinde yapılan aşındırma, parlatma işlemleri yapılmıştır. Yaş verileri için kullanılacak olan preparatlar fosil izlerin ortaya çıkması için %23'lük HNO₃ (nitrik asit) içinde 15 saniye dağlandıktan sonra 50 µm kalınlığında uranyum içermeyen muskovit dış dedektör ile kapatılmıştır. Technische Universität München'deki (Garching-München, Germany) yeni FRM-II araştırma reaktörünün hidroluk kanalında iki ayrı irradyasyon içinde termal nötronlarla irradyasyon işlemine tabii tutulmuştur. İrradyasyondan sonra, dış dedektörlerdeki nükleer reaktörde irradyasyonla oluşturulmuş izler %40'luk HF içinde 40 dakika kimyasal dağlama işlemine uğratılmıştır. İz sayımları 625 büyütme Olympus BX51 mikroskopta geçirimli ışık altında yapılmıştır. İz-uzunluk ölçümleri Autoscan-EasyLength modülü sunan Trackscan bilgisayar yazılımlı bir bilgisayara bağlı dijital masaya sahip 1500 büyütme Zeiss Axioplan mikroskopta yapılmıştır. Hapsolmuş izleri yeterli sayıda açığa çıkarmak için, preparatlar, Gesellschaft für Schwerionenforschung (GSI)'da (Darmstadt-Germany) yüzey normali ile 15° açı yapacak şekilde 365 MeV enerjili U-iyonları ışınlanmıştır. Hapsolmuş yatay parçalanma izlerinin ölçümü sırasında her bir preparattan 100 yatay hapsolmuş iz uzunluğu ölçülmüştür, <100 içeren örneklerde ise tüm izlerin uzunluğu ölçülmüştür.

11. Yapılan bu radyometrik yaş tayini çalışmaları sonucunda Karaçayır Siyeniti için **58.4 ± 2.3 milyon yıl ile 61.1 ± 2.6 milyon yıl** arasında değişen yaşlar (**Orta Paleosen/Selandian**) elde edilmiştir. Yaş-yükseklik diyagramında değerlendirilen bu yaş verileri, yıllık yükselme hızı 1 mm'den daha fazla olan **çok hızlı hızlı tektonik yükselmeyi** (extremely fast tectonic uplift) karakterize etmektedir.

Kösedağ Batoliti üzerinde yapılan apatit fission-track çalışmaları sonucu **28.3 ± 2.5 milyon yıl ile 29.7 ± 1.2 milyon yıl** arasında değişen yaşlar (**Üst Oligosen**) elde edilmiştir. Kösedağ Batoliti' nin yüzeylenmesi esnasında yılda 1 mm' den daha fazla olan yükselme hızına sahip olduğu hem yaş-yükselme

diyagramında hemde iz uzunluk ölçümleri sonucu elde edilen T-t modelleme diyagramlarında birbirleri ile uyumlu sonuçlar vermektedir.

12. Karaçayır Siyeniti ve Köseadağ Batoliti' nin jeodinamik evrimine bakıldığında, Senomaniyen-Türoniyende meydana gelen TAP ve okyanusal ada yayı çarpışmasına bağlı olarak meydana gelen ve aynı zamanda Kampaniyene kadar devam eden çarpışma sonrası litosferik dilim kopması ve kopan dilimin astenosfere batması süreçlerinin yol açtığı gerilme rejimiyle meydana gelen Karaçayır Siyeniti Paleosende İAE kenet zonu boyunca TAP ve AL arasında meydana gelen kıta-kıta çarpışması sonucunda yıllık yükselimi 1 mm'den daha hızlı olan çok hızlı bir tektonik yükselme rejimi altında yükselerek evrimini tamamlamıştır.

Köseadağ Batoliti' nin 28-30 milyon yıl arasında değişen yüzeyleme yaşı ve bu yüzeyleme esnasındaki çok hızlı tektonik aktivite bölgesel ölçekte değerlendirildiğinde, Oligo-Miyosen' de Anadolu levhası ve Arap levhası arasında Bitlis-Zagros suture zonu boyunca meydana gelen çarpışmanın neden olduğu düşünülmektedir.

8. KAYNAKLAR

- Adam, J., Green, T.H., and Sie, S.H., 1993**, Proton microprobe determined partitioning of Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb and Ta between experimentally produced amphiboles and silicate melts with variable F content. *Chem. Geol.*, 109, 29– 49.
- Akishin, P.A., Nikitin, O.T., Panchenkov, G.M., 1957**, A new effective ion emitter for the isotopic lead analysis. *Geochem Int*, pp. 500-505.
- Aktimur, H.T., Tekirli, M.E., ve Yurdakul, M.E., 1990**. Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 111, 25-37.
- Albrecht, D., Armbruste, P., Spohr, R., and Roth, M., 1982**, Small angle neutron scattering from oriented latent nuklear tracks. *Radiation Effects.*, 65, 145-148.
- Albrecht, D., Armbruste, P., Spohr, R., and Roth, M., Schauptert, K., and Stuhmann, H., 1984**, Small angle neutron scattering from oriented latent nuklear tracks. *Nucl. Instr. Meth. B2*, 702-705.
- Allegre, C.J., Albarede, F., Grunenfelder, M., Koppel, V. 1974**, ²³⁸U/²⁰⁶Pb-²³⁵U/²⁰⁷Pb-²³²Th/²⁰⁸Pb zircon geochronology in Alpine and non-Alpine environment. *Contrib Mineral Petrol* 43, 163-194.
- Artan, Ü. ve Sestini, G., 1971**, Sivas-Zara-Beypınarı bölgesinin jeolojisi. *MTA. Dergisi*, 76, 80-97.
- Atherton, M.P., and Petford, N., 1993**, Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362, 144– 146.
- Bean, C. P., Doyle, M. V., and Entine, G., 1970**, Etching of submicron pores in irradiated mica. *J. Appl. Phys.*, 41; 1454-1459.
- Bellahsen, N., Faccenno, C., Funicello, F., Daniel, J.M., and Jolivet, L., 2003**, Why did Arabia separate from Africa? Insights from 3-D laboratory experiments. *Earth and Planetary Science Letters*, 216, 365-381.
- Best, M.G. and Christiansen, E.H., 2001**, Igneous petrology. *Departmant of Geology Bringham Young University, Blackwell Science*, s. 458.
- Bilgiç, T., 2002**, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas paftası. *MTA Genel Müdürlüğü, Ankara*.

- Bourdon, E., Eissen, J.-P., Monzier, M., Robin, C., Martin, H., Joseph, C., and Hall, M.L., 2002,** Adakite-like lavas from Antisana Volcano (Ecuador): evidence for slab melt metasomatism beneath Andean northern volcanic zone. *J. Petrol.*, 43 (2), 199– 217.
- Bowden, P., 1985,** The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review). *J. Afr. Earth Sci.*, 3, 17-39.
- Boztuğ D., 2001,** Suşehri (Sivas)-Gölköy (Ordu) arasında KAFZ' nun kuzey ve güney kesimlerindeki granitoidlerin ve çevre kayaçların petrografik incelemesi. *Türkiye Bilimsel ve Araştırma Kurumu, Yer Deniz, Atmosfer Bilimleri ve Çevre Araştırma Grubu, Proje No: YDABÇAG-9, 113s.*
- Boztuğ D., Yılmaz S., ve Kesgin Y., 1994,** İç-Doğu Anadolu Alkalin Provansindeki Kösedag Plütunu (Suşehri-KD Sivas) doğu kesiminin Petrografisi, Petrokimyası ve Petrojenezi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 37, 1-14.
- Boztuğ, D., Yılmaz, S., and Alpaslan, M., 1996 ,** The Karaçayır Synite, North of Sivas An A-type, Peraluminous and Post-collisional Alkaline Pluton, Central Anatolia, Turkey. *C.Ü. Müh. Fak. Derg. Seri-A Yerbilimleri*, S.13, s.141-153.
- Boztuğ D, Kuşçu İ, Erçin Aİ, and Avcı, N., 2003,** Mineral deposits associated with the pre-, syn- and post-collisional granitoids of the Neo-Tethyan convergence system between the Eurasian and Anatolian plates in NE and Central Turkey. *In: Eliopoulos, D. et al. (eds), Mineral Exploration and Sustainable Development, 1141- 1144, Millpress, Rotterdam.*
- Boztuğ, D., Jonckheere, R., Wagner, G.A., and Yeğingil, Z., 2004,** **Slow Senonian and fast Palaeocene–Early Eocene uplift of thegranitoids in the Central Eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results.** *Tectonophysics*, 382, 213– 228.
- Boztuğ, D., Jonckheere, R.C., Enkelmann, E., Ratschbacher, L., and Wagner, G.A., 2005,** Geodynamic implications of rapid denudation of the granitoids at about 50 and 20 Ma in the eastern Pontides, Turkey: apatite fission-track results. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69, 10, Supplement 1, *Goldschmidt Conference Abstract, 2005, Geochronology of Tectonic Processes*, A 300.

- Boztuğ, D., Erçin, A.İ., Kuruçelik, M.K., Göç, D., Kömür, İ., and İskenderoğlu, A., 2006,** Geochemical characteristics of the composite Kaçkar batholith generated in a Neo-Tethyan convergence system, Eastern Pontides, Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, (in press).
- Calmus, T., Aguilon-Robles, A., Maury, R.C., Bellon, H., Benoit, M., Cotten, J., Bourgois, J., and Michaud, F., 2003,** Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico: the role of slab melts. *Lithos*, 66 (1–2), 77–105.
- Cameron, A.E., Smith, D.E., Walker, R.L., 1969,** Mass spectrometry of nanogram size samples of lead. *Anal Chem* 41, 525-526.
- Catanzaro, E.J., Kulp, J.L., 1964,** Discordant zircons from the Little Belt (Montana), Beartooth (Montana) and Santa Catalina Mountains (Arizona). *Geochim Cosmochim Acta* 28, 87-124.
- Chukhonin, A.P., 1978,** A mass spectrometric study of the forms taken by lead in zircon. *Geochim Int* 15, 186-189
- Chung, S-L., Liu, D., Ji, J., Chu, M-F., Lee, H-Y., Wen, D-J., Lo, C-H., Lee, T-Y., Qian, Q., and Zhang, Q., 2003,** Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31, 1021–1024.
- Collins, WJ., Beams, SD., White, AJR., and Chappell, BW., 1982,** Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- Compston, W., Williams, I.S., Meyer, C., 1984,** U-Pb geochronology of zircons from lunar breccia 73217 using a sensitive high mass-resolution ion microprobe. *J Geophys Res Suppl.* 89, B525-13534.
- Condie, K.C., 1993,** Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, 104, 1–37.
- Coppens, R., Durand, G., Roubault, M., 1965,** Etude de l'age des zircons par rapport des plombs 207 et 206; application a l'etude du granite de la

Clarte-Ploumanac'h (Bretagne, France). *Int Coll Gcochron Nancy, France*, pp. 1-9.

- Dalpe, C., and Baker, D.R., 2000**, Experimental investigation of large-ion-lithophile-element-, high-field-strength-element- and rare-earth-element-partitioning between calcic amphibole and basaltic melt: the effects of pressure and oxygen fugacity. *Contrib.Mineral. Petrol.*, 140, 233– 250.
- Debon, F. and 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.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 1962**, An Introduction to the Rock-forming Minerals. *Longmans, London* 582.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990**, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347, 662–665.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1993**, Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc. *Geology*, 21, 547– 550.
- Defant, M.J., Clark, L.F., Stewart, R.H., Drummond, M.S., de Boer, J.Z., Maury, R.C., Bellon, H., Jackson, T.E., Restrepo, and J.F., 1991**, Andesite and dacite genesis via contrasting processes: the geology and geochemistry of El Valle volcano, Panama. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 309– 324.
- Defant, M.J., Jackson, T.E., Drummond, M.S., De Boer, J.Z., Bellon, H., Feigenson, M.D., Maury, R.C., and Stewart, R.H., 1992**, The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *J. Geol. Soc. (London)*, 149, 569–579.
- Drummond, M.S., and Defant, M.J., 1990**, A model for trondhjemite– tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95, 21503– 21521.

- Durani, I.R., and Bull, R. K., 1987**, Solid State Nuclear Track Detection (Prinsiple, Methods and Applications). *Pergamon Press, Oxford*.
- Eby, G.N., 1990**, The A type granitoids: A review of their occurence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis: *Lithos*, 26, 115-134.
- Efe, A. ve Gökçe, A., 1999**, Maden köyü (İmranlı-Sivas) çevresindeki Pb-Zn yataklarının jeolojisi ve sıvı kapanım incelemeleri. *C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri*, 16, 29-38.
- Elmas, A., and Yılmaz, Y., 2003**, [Development of an oblique subduction zone - Tectonic evolution of the Tethys suture zone in southeast Turkey.](#) *International Geology Review*, 45, 9, 827-840.
- Erkan, Y., 1994**, Kayaç oluşturan minerallerin mikroskopta incelenmeleri. *JMO*, s.392.
- Faure, G., 1986**, Principles of isotope geology .*The Ohio State University Columbus, Ohio, p. 589*.
- Fleischer, R.L., and Price, P.B., 1964a**, Fission track evidence for the simultaneous origin of the tektites and other naturel glasses. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, 755-766.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., and Walker, R.M., 1965a**, Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission track in minerals and glasses. *J. Geophys. Res.*, 70, 1497-1502.
- Fleischer, R. L., Price, P. B., and Walker, R. M., 1975**, Nuclear Tracks in Solids; Principle and Application. *University of California Press, Berkeley*.
- Floyd, P.A., Göncüoğlu, M.C., Winchester, J.A., and Yalınz, M.K., 2000**, Geochemical character and tectonic environment of Neotethyan ophiolitic fragments and metabasites in the Central Anatolian Crystalline Complex, Turkey. in *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Special Publication 173*, edited by E. Bozkurt, J. Winchester, and J.A. Piper, pp. 183-202, *The Geological Society, London*.

- Foley, S.F., Barth, M.G., Jenner, G.A., 2000**, Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 933–938.
- Francis, D., Ludden, J., 1995**, The signature of amphibole in mafic alkaline lavas, a study in the Northern Canadian Cordillera. *J.Petrol.*, 36, 1171–1191.
- Froude, D.O., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., 1983**, Ion microprobe identification of 4100-4200 Myr old terrestrial zircons. *Nature* 304, 616-618.
- Gao S., Rudnick, R.L., Yuan, H-L., Liu, X-M., Liu, Y-S., Xu, W-L., Ling, W-L., Ayers, J., Wang, X-C., and Wang, Q-H., 2004** Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432, 892 – 897
- Garfunkel, Z., 2004**, Origin of the Eastern Mediterranean basin: a reevaluation. *Tectonophysics*, 391, 11 –34.
- Garrison, J.M., and Davidson, J.P., 2003**, Dubious case for slab melting in the northern volcanic zone of the Andes. *Geology*, 31 (6), 565– 568.
- Gehrels, G.E., McClelland, W.C., Samson, S.D., Patchett, P.J., and Brew, D., 1991**, U-Pb geochronology of Late Cretaceous and early Tertiary plutons in the northern Coast Mountains batholith. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 28, 899-911.
- Gentry, R.V., Sworski, T.J., McKown, H.S., Smith, D.H., Eby, R.E., Christie, W.U., 1982**, Differential lead retention in zircons: implications for nuclear waste containment. *Science* 216, 296-297.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., and Lovering, J.F., 1986**, Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contrib. Mineral. Petrol. Expl. Ass. J.*, 23, 93-102.
- Gonzalez-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chavez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., and Jones, D., 2003**, Paleocene adakite Au–Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *J. Geochem. Explor.*, 80, 25– 40.

- Goldich, S.S., Mudrey, M.G., 1972**, Dilatancy model for discordant U-Pb zircon ages. *Contrib Rec Geochem Anal Chem (Vinogradov volume)*, *Nauka Publ Office Moscow*, pp 415-418.
- Görz, H., 1974**, Microprobe studies of inclusions in zircons and compilation of minor and trace elements from the literature. *Chem Erde* 33, 326-357.
- Gökçen, S., 1982**, Zara-Hafik (SE-Sivas)ve Refahiye (SW-Erzincan) bölgeleri Eosen filişinin sedimanter petrolojik karşılaştırılması. *Yerbilimleri*, 9, 141-147.
- Gökten, E., 1993**, Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ Metamorfikleri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. *TJK Bülteni*, Cilt 36, s.83-93.
- Göncüoğlu, M.C., 2001**, Magmatik kayaçlarda radyometrik yaş tayini. *Boztuğ, D. Ve Otlu, N., (editörler), Magmatik Petrojenez, Tübitak Lisansüstü Yazokulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce*, 366-376.
- Green, T.H., and Pearson, N.J., 1987**, An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 55– 62.
- Güleç, N., 2001**, Magmatik kayaçların izoyop jeokimyası. *Boztuğ, D. Ve Otlu, N., (editörler), Magmatik Petrojenez, Tübitak Lisansüstü Yazokulu, 7-12 Haziran 2001, Akçakoca-Düzce*, 332-365.
- Hahn, O., and Strassmann, F., 1939**, Über den Nachweis und das Verhalten der bei Bestrahlung des Urans mittels Neutronen entstehenden Erdalkalimetalle. *Naturwissenschaften* 27, 11-15.
- Hakyemez, Y., ve Papak, I., 2002**, 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sivas paftası. *MTA Genel Müdürlüğü, Ankara*.
- Harms U., Cameron, K.L., Simon, K., and Bratz, H., 1997**, Geochemistry and petrogenesis of metabasites from the KTB ultradeep borehole, Germany. *Geologische Rundschau*, 86. 155-166.
- Hejl, E., and Wagner, G.A., 1990**, Geothermische und tektonische Interpretation von Spaltspurdaten am Beispiel der Kontinentalen Tiefbohrung in der Oberpfalz. *Naturwissenschaften*, 77, 63-71.

- Henderson, G.H., Bateson, S., 1934**, A quantitative study of pleochroitic haloes. *1st Proc R Soc London Ser A 145*, 563-581.
- Hinthorne, .JR., Anderson, C.A., Conrad, R.L., Lovering, J.F., 1979**, Single-grain $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and U/Pb age determinations with a 10 μm spatial resolution using the ion microprobe mass analyser (IMMA). *Chem Geol* 25, 271-303.
- Hofmann, A.W., 1988**, Chemical differentiation of the Earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297-314.
- Holland, H.D., Gottfried, D., 1955**, The effect of nuclear radiation on the structure of zircon. *Acta Cryst S*, 291-300.
- Hoppe, G., 1963**, Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrologische Auswertungen. *Abh Dtsch Akad Wiss Berlin 1*.
- Ionov, D.A., and Hofmann, A.W., 1995**, Nb–Ta-rich mantle amphiboles and micas: implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131 (3–4), 341–356.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971**, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth Sciences*, 8, 523-548.
- Jahn, B.M., Wu, F., Lo, C-H., and Tsai, C-H., 1999**, Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology*, 157, 119–146.
- Jonckheere, R., Ratschbacher, L., and Wagner, G.A., 2003**, A repositioning technique for counting induced fission-tracks in muscovite external detectors in single-grain dating of minerals with low and inhomogeneous uranium concentrations. *Radiation Measurements*, 37, 217-219.
- Jonckheere, R., Enkelmann, E., Min, M., Trautmann, C., and Ratschbacher, L., 2006**, Improved confined fission-track length measurements in apatite using ion irradiation and step etching. *Chemical Geology*, (in review).

- Kalkancı, Ş., 1974,** Etude Geologique et Petrochimique du Sud de la Region de Suşehri, Geochronologie du Massif Syenitique de Köse Dağ. (N de Sivas-Turquie). *These de doctorat de 3^e cycle, L'universite de Grenoble, 135 p.*
- Kay, R.W., 1978,** Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 4, 117– 132.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., and Marquez, M., 1993,** Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge–trench collision in southern south America. *Journal of Geology*, 101, 703– 714.
- Kazancı, N., 1991,** Suşehri (Sivas) civarındaki geç Miyosen tortullarının sedimantolojik özellikleri, KB Anadolu, Türkiye. *A. Suat ERK Jeoloji Sempozyumu Bildirileri*, s. 93-100.
- Ketcham, R.A., 2005,** Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58, 275-314.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., and Carlson, W.D., 1999,** Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 84, 1235-1255.
- Ketin, İ., 1955,** Yozgat bölgesinin jeolojisi ve Orta Anadolu Masifinin tektonik durumu. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 6, 1-40.
- Ketin, İ., 1959,** Akdağmadeni yakın civarının jeolojisi ve maden yatakları. *Maden Mecmuası*, 5, 8-12.
- Klein, M., Stosch, H.-G., and Seck, H.A., 1997,** Partitioning of high field-strength and rare-earth elements between amphibole and quartz-dioritic to tonalitic melts: an experimental study. *Chem. Geol.*, 138, 257– 271.
- Kober, B., 1985,** Radiogenblei-Evaporation aus Zirkon-Einzelkristallen in einer Zweiband-Thermionenquelle zur Bestimmung von $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern. *Fortschr Mineral* 63, 117.
- Kober, B., 1986,** Whole-grain evaporation for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age-investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93, 482-490.

- Kober, B., 1987**, Single zircon evaporation combined with Pb⁺ emitter bedding for ²⁰⁷Pb/²⁰⁶-age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications to zirconology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90, 63-71.
- Kosztolanyi, C., 1965** Nouvelle methode d'analyse isologique des zircons a l'etat naturel apres attaque directe sur le filament. *CR Acad Sci* 261, 5849-5851.
- Köhler, H., 1970**, Die Änderung der Zirkonmorphologie mit dem Differentiationsgrad eines Granits. *N Jahrb Mineral Mh* 9, 405-420.
- Köppel V., Sommerauer, J., 1974**, Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contrib Mineral Petrol* 43, 71-82.
- Krogh, T.E., 1973**, A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations, *Geochim Cosmochim Acta* 37, 485-494.
- Krogh, T.E., 1982**, Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using air abrasion technique. *Geochim Cosmochim Acta* 46, 637-649.
- Kurtman F., 1961**, Sivas-Divriği arasındaki sahanın jeolojisi ve jipsli seriler hakkındaki müşahedeler. *Maden Tetkik Arama Dergisi*, 56, 14-26.
- Kurtman, F., 1973**, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. *MTA Dergisi*, 8, 1-32.
- Lancelot, J., Vitrac, A., Allegre, C.J., 1976**, Uranium and lead isotope dating with grain by grain zircon analysis: a study of complex geological history with a single rock. *Earth Planet Sci Lett* 29, 357-366.
- Laslett, G.M., Dudy, I.R., and Gleadow, A.J.W., 1987**, Thermal annealing of fission tracks in apatite: 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol., (Isot. Geosci. Sect)* 65, 1-13.
- Le Maitre, R.W., 1989**, A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 1st ed. Blackwell, Oxford, 193pp.*

- Le Roux, A.P., 1986,** Geochemical correlation between southern African kimberlites and South Atlantic hotspots. *Nature*, 324, 243-245.
- Lehmann Chr., 1977,** Interaction of Radiation with Solids and Elementary Defect Production. *North-Holland, Amsterdam*.
- Levskiy, L.K., Murin, A.N., Zaslavskiy, V.G., 1969,** Use of thermionic emission in isotope analysis of lead and lithium. *Geochem Int* 6, 601-605.
- Lipova, I.M., Kuznetsova, G.A., Makarov, E.S., 1965,** An investigation of the met amid stale in zircons and eyrtolites. *Geochem Int* 2, 513-525.
- Loiselle, M. C. and Wones, D. R., 1979,** Characteristics of anorogenic granites: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11, 468.
- Mahlburg Kay, S., Ramos, V.A., and Marquez, M., 1993,** Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks of slab melting prior to ridge trench collision in southern South America. *J. Geol.*, 101, 703– 714.
- Mamedov, S.A., 1970,** Migration of radiogenic products in zircon. *Geochem Int* 7, 203.
- Martin, H., 1987,** Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28 (5), 921– 953.
- Martin, H., 1999,** The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46 (3), 411– 429.
- Martin, H., and Moyen, J.-F., 2003,** Secular changes in TTG composition: comparison with modern adakites. *EGS-AGU-EUG joint meeting, Nice, April, VGP7-1FR20-001*.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R.J., Moyen, F., and Champion, D., 2005,** An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79, 1 – 24.
- Maruette, M., Pellas, P., and Walker, R.M., 1964,** Etude des traces de fission fossiles dans le mica. *Buul. Soc. Franç. Minér. Crist.*, 89, 41-75.
- Maury, R.C., Sajona, F.G., Pubellier, M., Bellon, H., and Defant, M.J., 1996,** Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision

récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 167 (5), 579– 595.

McDonough, W.F., and Sun, S.S., 1995, Composition of the Earth. *Chem. Geol.*, 120, 223– 253.

Miskovic, A., and Francis, D., 2005, Interaction between mantle-derived and crustal calc-alkaline magmas in the petrogenesis of the Paleocene Sifton Range volcanic complex, Yukon, Canada. *Lithos* (in press).

Morris, P.A., 1995, Slab melting as an explanation of Quaternary volcanism and aseismicity in southwestern Japan. *Geology*, 23, 395– 398.

Nebert, K., 1961, Kelkit çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecrâ bölgelerinin jeolojik yapısı. *MTA Dergisi*, 57, 1-49.

Oberli, F., Kagami, H., Meier, M., Steiger, R.H. 1985, Correlated Sr-Nd and U-Pb systematics of total-rock, zircon and other accessory minerals. *Terra Cognita* 5, 324.

Okay, A., and Şahintürk, Ö., 1997, Geology of the Eastern Pontides. in: *Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region, Memoir 68, edited by A.G. Robinson, pp. 291-311, AAPG.*

Oosthuyzen, E.J., Burger, A.J., 1973, The suitability of apatite as an age indicator by the uranium-lead method. *Earth Planet Sci Lett* 18, 29-36.

Özden, S., Poisson, A., Öztürk, A., and Guezou, J.C., 1999, The geodynamic evolution of the northern neotethys: The tectonostratigraphy, deformation style and basin model of the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone in the central Anatolia, northern part of the Sivas Tertiary basin, Turkey. *Journal of Conference Abstracts*, 4, 1, s. 408.

Özden, S., ve Alpaslan, M., 1996, Kurtlapa-Çeltek arasında ofiyolitli karışık içerisinde yer alan farklı diyabazların birlikteliği. *İTÜ. IX. Müh. Sempozyumu, Jeo. Müh. Sektörünü*, s.153-159.

Özden, S., ve Över, S., 1998, Sivas Havzası kuzey kenarında (Sakardağ) Tersiyer yaşlı gerilme durumlarının saptanmasına fay topluluklarının kinematik analiziyle bir yaklaşım. *C.Ü Müh.Fak. Dergisi, Seri-AYer Bilimleri C. 15, S. 1, s. 21-32.*

- Parlak, O., and Delaloye, M., 1999,** Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics*, 301, 145–158.
- Pearce, J. A., Bender, J. F., De Long, S. E., Kidd, W. S. F., Low, P. J., Güner, Y., Şaroğlu, F., Yılmaz, Y., Moorbath, S., and Mitchell, J. G., 1990,** Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189-229.
- Pearce, J.A., 1982,** Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. Wiley, New York, 525-548.
- Pidgeon, R.T., O'Neil J.R., Silver, L.T., 1966,** Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science* 154, 1538-1540.
- Pidgeon, R.T., O'Neil, J.R., Silver, L.T., 1972,** Observations on the crystallinity and the U-Pb isotopic system of a metamict Ceylon zircon under experimental hydrothermal conditions (abstract). *2nd Europ Coll Geochron Cosmochron Isotop Geol, Heidelberg*, 118 p.
- Pin, C., Lancelot, J., 1982,** U-Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib Mineral Petrol* 79,1-22.
- Poldervaart, A., 1950,** Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. *Nature* 165, 574-575.
- Poldervaart, A., 1955,** Zircon in rocks. 1. Sedimentary rocks. *Am J Sci* 253, 433-461.
- Poldervaart, A., 1956,** Zircon in rocks. 2. Igneous rocks. *Am J Sci* 254, 521-554.
- Price P. B., and Walker, R. M., 1962a,** A new detector for heavy particle studies. *Phys. Lett.*, 3, 113-115.
- Price P. B., and Walker, R. M., 1962b,** Observations of charged-particle tracks in solids. *J. Appl. Phys.*, 33, 3400-3406.
- Price P. B., and Walker, R. M., 1962c,** Chemical etching of charged-particle tracks in solid. *J. Appl. Phys.*, 33, 3407-3412.

- Price P. B., and Walker, R. M., 1962d**, Observation of fossil particle tracks in natural micas. *Nature*, 196, 732-734.
- Prouteau G., and Scaillet, B., 2003**, Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *J. Petrol*, 44, 2203 –2241
- Prouteau, G., Maury, R.C., Rangin, C., Suparka, E., Bellon, H., Pubellier, M., and Cotten, J., 1996**, Les adakites miocènes du NW de Bornéo, témoins de la fermeture de la proto-mer de Chine. *C. R.Acad. Sci. Paris*, 323, 925– 932.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., and Maury, R.C., 2001**, Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature*, 410, 197–200.
- Pupin, J.P., 1980**, Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73, 207-220.
- Rapp, R.P., and Watson, E.B., 1995**, Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *J. Petrol.*, 36 (4), 891–931.
- Rapp, R.P., Watson, E.B., and Miller, C.F., 1991**, Partial melting of amphibolite /eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Res.*, 51, 1– 25.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., and Applegate, G.S., 1999**, Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem. Geol.*, 160, 335– 356.
- Rapp, R.P., Shimizu, N., and Norman, M.D., 2003**, Growth of early continental crust by partial melting of eclogite. *Nature*, 425, 605– 609.
- Rapp, R.P., Laporte, D., and Martin, H., 2005**, Interactions between the subducting slab and the mantle wedge during adakite petrogenesis:experimental constraints at 1.5–4.0 GPa. *Geophys Res. Abstracts*, 7, 08116
- Rickwood, P. C., 1989**, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22, 247-263.

- Robertson, A.H.F., 2002.** Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos* 65, 1–67.
- Robertson, A.H.F., Ustaömer, T., Parlak, O., Ünlügenç, U.C., Taşlı, K., and İnan, N., 2006,** The Berit transect of the Tauride thrust belt, S Turkey: Late Cretaceous–Early Cenozoic accretionary/collisional processes related to closure of the Southern Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences* (in press).
- Robinson, K., Gibbs, G.V., and Ribbe, P.H., 1971,** The structure of zircon: a comparison with garnet. *Amer. Min.*, 56, 782-790.
- Rogers, G., Saunders, A.D., Terrell, D.J., Verma, S.P., and Marriner, G.F., 1985,** Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico. *Nature*, 315, 389– 392.
- Rollinson, H., 1993,** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman, London*, 352 pp.
- Sajona, F.G., Maury, R., Bellon, H., Cotten, J., and Defant, M.J., 1996,** High field strength element enrichment of Pliocene–Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, western Mindanao (Philippines). *J. Petrol.*, 37 (3), 693–726.
- Sajona, F.G., Bellon, H., Maury, R., Pubellier, M., Quebral, R., Cotten, J., Bayon, F., Pagado, E., and Pamatian, P., 1997,** Tertiary and Quaternary magmatism in Mindanao and Leyte (Philippines); geochronology, geochemistry and tectonic setting. *J. Asian Earth Sci.*, 15 (2–3), 121– 153.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., and Monzier, M., 2002,** Transition from calc–alkalic to adakitic magmatism at Cayambe volcano, Ecuador: insights into slab melts and mantle wedge interactions. *Geology*, 30 (11), 967– 970.
- Samaniego, P., Martin, H., Robin, C., Monzier, and M., Cotten, J., 2004,** Temporal evolution of magmatism at Northern Volcanic Zone of the Andes: the geology and petrology of Cayambe volcanic complex (Ecuador). *J. Petrol.* (in press).

- Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Maury, R.C., Jochum, K.P., and Hofmann, A.W., 1995**, Hydrous, silica rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas. *Nature*, 377, 595-600.
- Schmidt, M.W., and Poli, S., 1998**. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation. *Earth Planet. Sci. Letters*, 163 (1–4), 361–379.
- Schmidberger, S.S., and Hegner, E., 1999**, Geochemistry and isotope ststematics of calc- alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)-implications for Late-Variscan orogenic development. *Contributions to Mineralogy Petrology*, 135, 373-385.
- Sen, C., and Dunn, T., 1994**. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 Gpa: implications for the origin of adakites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117,394–409.
- Shand, S.J., 1927**, Eruptive rocks. *Murby, London, 360p.* (*Gabbroid, metaluminous, peraluminous*).
- Shannon, R.D., Prewitt, C.T., 1969**, Effective ionic radii in oxides and fluorides. *Acta Cryst B* 25, 925-946.
- Sheslakov, G.I., 1972**, Diffusion of lead in monazite, zircon, sphene and apatite. *Geochem Int* 9, 801-807.
- Shukolyukov, Y.A., 1964**, Interpretation of discordant ages calculated from the isotopic ratios $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. *Geochem Int* 1, 843-852.
- Smirnova, E.V., 1967**, In: Gmelin (1970) Handbuch der anorganischen *Chcmie: Blei, C3, p. 851.*
- Smith, D.R., and Leeman, W.P., 1987**, Petrogenesis of the Mt. St.Helens dacitic magmas. *J. Geophys. Res.*, 92, 10313– 10334.
- Smithies, R.H., 2000**, The Archaean tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG) series is not an analogue of Cenozoic adakite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 182, 115– 125.
- Sommerauer, J., 1976**, Die cliemisch-physikalische Stabililat natürlicher Zirkone und ihr U-(Th)-Pb System. *Unpubl thesis, ETH Zurich, No. 5755, p. 151.*

- Stacey, J.S., and Kramers, J.D., 1975**, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model. *Earth Planet. Sci. Letters*, 26, 207-221.
- Steiger, R.H., Wasserburg, G.J., 1966**, Systematics in the Pb^{208} - Th^{232} , Pb^{207} - U^{235} , Pb^{206} - U^{238} systems. *J Geophys Res* 71, 6065-6090.
- Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977**, Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 359-362.
- Stern, C.R., and Kilian, R., 1996**, Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Austral Volcanic Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 123, 263– 281.
- Stern, T.W., Goldich, S.S., Newell, M.F., 1966**, Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morion gneiss, Minnesota. *Earth Planet Sci Lett* 1, 369-371.
- Stevenson, J.A., Daczko, N.R., Clarke, G.L., Pearson, N., and Klepeis, K.A., 2005**, Direct observation of adakite melts generated in the lower continental crust, Fiordland, New Zealand. *Terra Nova*, 17, 73 –79.
- Sun, S. S., 1982**, Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 179-192.
- Sun, S. S., and McDunough, W. F., 1989**, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. in Saunders, A. D., and Norry, M. J., eds., *Magmatism in the ocean basins: Geological Society of London Special Publication*
- Sunin, L.V., Malyshev V.I., 1983**, The thermoisochnron method of determining Pb-Pb ages. *Geochem Int* 20, 34-45.
- Şengör, A.M.C., and Yılmaz, Y., 1981**, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Özeren, S., Genç, T., and Zor, E., 2003**, East Anatolian high plateau as a mantle-supported, north-south shortened domal structure, *Geophysical Research Letters*, 30(24), 8045, doi: 10. 1029 / 2003 GL017858.

- Tarney, J., and Jones, C.E., 1994**, Trace element geochemistry of orogenic rocks and crustal growth models. *J. Geol. Soc., (London) 151*, 855– 868. (1–3), 89– 101.
- Tatar, Y., 1977**, Ofiyolitli amlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafı ve petrografisi. *MTA Ens. Dergisi*, S. 88, s. 56-72.
- Tatsumolo, M., Unruh, D.M., Naeser, C.W., Gramlich, J.W., 1973**, Grain by grain analysis applied to a U-Pb systematics study of zircon from Amitsoq Gneiss, Greenland (abstract). 3rd *Europ Colt Geochron Cosmochron Isolop Geol, Oxford, United Kingdom*.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985**, The continental crust: Its composition and evolution: *Oxford, UK, Blackwell*.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1975**, Precise isotopic analyses of lead in picomole and subpicomole quantities. *Anal 47*, 2214-2220.
- Thorpe, R.S., Francis, P.W., and O’Callaghan, L., 1984**, Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean volcanic rocks. *Philos. Trans. R. Soc. Lond., A 310*, 675– 692.
- Tilton, G.R., 1960**, Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *J Geophys Res 65*, 2933-2945.
- Tokel, S., 1977**, Doğu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşı kalkalkalen andezitler ve jeotektonizma. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 20, 49-54.
- Topuz, G., Alther, R., Schward, W.H., Siebel, W., Satır, M., and Dokuz, A., 2005**, Post-collisional plutonism with adakite-like signatures: the Eocene Saraycık granodiorite (Eastern Pontides, Turkey). *Contrib Mineral. Petrol.*, 15, 441 –455
- Ulakoğlu, S., 1985**, Suşehri (Sivas) dolayının jeolojisi. *İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi*, 5, 1-19.
- Ulusoy, U., 2004**, ESR dating of North Anatolian (Turkey) and Nojima (Japan) faults. *Quaternary Science Reviews*, 23 (1-2), 161-174.
- Uysal, I.T., Mutlu, H., Altunel, E., Karabacak, V., and Golding, S.D., 2006**, Clay mineralogical and isotopic (K-Ar, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints on the

evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 243, 181-194.

- Uysal, Ş., Bedi, Y., Kurt, İ., ve Kılınc, F., 1995**, Koyulhisar (Sivas) dolayının jeolojisi. *MTA Rapor No: 9838, 120 s (yayınlanmamış)*.
- Ünal, Ş., 1987**, Karaçayır (Sivas) Siyenit Masifinin mineralojik ve petrografik incelenmesi. *C.Ü. Fen Bilimleri Ens. Yüksek Lisans Tezi, 82 s., Sivas (yayınlanmamış)*.
- Üşümezsoy, Ş., and Ulakoğlu, S., 1988**, Suşehri önçukuru çanağının evrimi: Orta Anadolu'da çarpışma sonrası magmatik olgular. *İ.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 6, 1-21*.
- Wagner, G.A., 1972**, The geological interpretation of fission track ages. *Trans. Amer. Nucl. Soc., 15, 117*.
- Wagner, G.A., 1990**, Apatite fission-track dating of crystalline basement of Middle Europe: concepts and results. *Nucl. Tracks Radiat. Meas., 17, 277-282*.
- Wagner, G.A., 1998**, Age determination of young rocks and artifacts. *Physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology, Springer, p. 466*.
- Wagner, G.A., 1998**, Age determination of young rocks and artifacts. *Physical and chemical clocks in Quaternary geology and archaeology, Springer, p. 466*.
- Wagner, G.A., and Van den haute, 1992**, Fission-track-dating. *Ferdinand Enke, Stuttgart; Kluwer Academic, Dordrecht, p.285*.
- Wareham, C.D., Millar, I.L., and Vaughan, A.P.M., 1997**, The generation of sodic granitic magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib. Mineral. Petrol., 128, 81-96*.
- Welherill, G.W., 1956**, Discordant uranium-lead ages. *Trans Am Geophys Union 37, 320-326*.
- Williams, I.S., Compston, W., Black, L.P., Ireland, T.R., Foster, J.J., 1984**, Unsupported radiogenic lead in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages. *Contrib Mineral Petrol 88, 322-327*.
- Wilson, M., 1991**, Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach. *Harper Collins Academic., 466 pp*.

- Xu, J.-F., Shinjo, R., Defant, M.J., Wang, Q., and Rapp, R.P., 2002**, Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology*, 30 (12), 1111 – 1114.
- Yada, K., Tanji, T., and Sunagawa, I., 1981**, Application of lattice imagery to radiation damage investigation in natural zircon. *Phys. Chem. Mineral*, 7, 47-52
- Yada, K., Tanji, T., and Sunagawa, I., 1987**, Radiation induced lattice defect in natural zircon($ZrSiO_4$) observed at atomic resolution. *Phys. Chem. Mineral*, 14, 197-204
- Yalçınlar, İ., 1955**, Sivas 61-1, 61-4 paftalarına ait jeolojik rapor. MTA Enstitüsü Derleme Rapor No: 2577.
- Yılmaz, A., 1981a**, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 31-38.
- Yılmaz, A., 1981b**, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede bazı volkanitlerin petrokimyasal özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 51-58.
- Yılmaz, A., 1982**, Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *MTA Raporu 7230 (yayımlanmamış) Ankara*.
- Yılmaz, A., 1983**, Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. *MTA Dergisi*, S. 99-100, s. 1-18.
- Yılmaz, A., 1985**, Yukarı Kelkit çayı ve Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 79-92.
- Yılmaz, A., Okay A., ve Bilgiç T., 1985**, Yukarı Kelkit Çayı yöresi ve güneyinin temel jeoloji özellikleri ve sonuçları. *Maden Tetkik Arama Raporu*, 124 s.
- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Ağan, A., Göç, D., ve Aydın, N., 1997**, 1:100.000 ölçekli açınısına nitelikli Türkiye Jeoloji haritaları, No: 47, Sivas-F23 paftası. *MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdüleri dairesi, Ankara*, 15 s.

- Yılmaz, A., Uysal, Ş., Bedi, Y., Yusufoglu, H., Havzaoglu, T., Ağan, A., Gc, D., ve Aydın, N.,1995,** Akdağ Masifi ve dolayının jeolojisi. *MTA Dergisi* 117, s. 125-138.
- Yılmaz, A., ve zer, S., 1984,** Kuzey Anadolu Bindirme Kuşağı' nın Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümünün temel jeolojisi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi. *Ketin Sempozyumu*, s. 163-174.
- Yogodzinski, G. M., Kay, R. W., Volynets, O. N., Koloskov, A. V., and Kay, S. M., 1995,** Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region. Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, 107, 505-519.
- Yumul, G.P., Dimalanta, C.B., Bellon, H., Faustino, D.V., De Jesus, J.V., Tamayo, R.A., and Jumawan, F.T., 2000,** Adakitic lavas in the Central Luzon back-arc region,Philippines:lower crustal partial melting products? *The Island Arc*, 9, 499 –512.
- Zartman, R.E., 1982,** Some observations on discordance in the zircon chronometer (abstract). *5th Int Coll Geochron Cosmochron Isotop Geol Nikko, Japan*, pp 409-410.
- Zykov, S.I., Stupnikova, N.I., 1957,** Isotopic analysis of lead not requiring any preliminary chemical preparation of the mineral. *Geochem Int*, pp. 506-510.

9. ÖZGEÇMİŞ

11.04.1982 yılında Sivas' ta doğmuştur. İlk, orta ve lise öğrenimini Sivas' ta tamamladıktan sonra, 1999 yılında Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümünde öğrenimine devam etmiştir. 2003 yılında bu bölümden bölüm birincisi olarak mezun olmuş ve aynı yıl Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Mineraloji-Petrografi anabilim dalında yüksek lisans programına başlamıştır. Yüksek lisans çalışmaları sırasında 2.5 ay Institut für Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg (Sachsen, Germany)'de apatit fission-track çalışmaları yapmıştır.

EK A: KARAÇAYIR SİYENİTİ VE KÖSEDAĞ BATOLİTİ' NİN OPTİK MİKROSKOP İNCELEME SONUÇLARI

Birim	Örnek No	Ana Doku	Bozunma ve Özel Dokular	Mineralojik Bileşim	İnceleme Yöntemleri			Kayaç Adı
					İK	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	AFT	
Karaçayır Siyeniti	BAL-74	tanesel	karb, srs, klş	Pl, Or, Mu, Bt, Zrn, Ap	+	+	+	siyenit
	BAL-75	tanesel	pert, karb, klş, anr	Or, Pl, Ab, Qtz, Hbl, Ms, Tnt, Ap, Zrn	+		+	ku siyenit
	BAL-76	tanesel	karb, klş, srs, pert	Or, Pl, Ab, Qtz, Bt, Ms, Tnt, Ap, Zrn	+		+	siyenit
	BAL-77	tanesel	karb, klş, pert	Or, Pl, Ab, Qtz, Hbl, Tnt, Ap	+		+	ku monzonit
	BAL-78	tanesel	karb, klş, srs	Or, Pl, Qtz, Hbl, Bt, Tnt, Ap	+		+	ku monzonit
	BAL-79	tanesel	karb, klş, srs	Or, Pl, Hbl, Ap	+		+	siyenit
Kösedag Batoliti	BAL-85	tanesel	klş, srs, pert, iap	Or, Pl, Ab, Qtz, Bt, Ap	+		+	ku AF siyenit
	BAL-86	tanesel	klş, srs, anr	Or, Pl, Qtz, Bt, Hbl, Aug, Tr/Act, Ap,	+		+	ku monzonit
	BAL-87	tanesel	pert, iap	Or, Pl, Ab, Qtz, Bt, Aug, Tr/Act, Ap, Zrn	+	+	+	ku siyenit
	BAL-88	tanesel	klş, srs	Or, Pl, Qtz, Hbl, Aug, Tr/Act, Ap, Zrn	+		+	ku monzonit
	BAL-89	tanesel	klş, srs, kl	Or, Pl, Qtz, Bt, Ap, Zrn, Tur, Chl	+		+	ku siyenit
	BAL-90	tanesel	klş, srs, kl, karb, iap, anr	Or, Pl, Qtz, Bt, Ms, Tr/Act, Ap, Zrn, Chl	+		+	ku siyenit
	BAL-91	tanesel	klş, srs, kl	Or, Pl, Qtz, Bt, Ap, Tur	+		+	ku siyenit
	BAL-92	tanesel	klş, srs	Or, Pl, Bt, Aug, Ap	+		+	siyenit
	BAL-93	tanesel	klş, srs, kl, anr	Or, Pl, Qtz, Bt, Tr/Act, Ap, Chl	+		+	ku siyenit
	BAL-94	tanesel	klş, kl, anr	Or, Pl, Bt, Tur, Ap, Chl	+		+	siyenit
	BAL-95	tanesel	klş, srs, kl, anr	Or, Pl, Aug, Ap	+		+	siyenit
	BAL-96	tanesel	klş, srs, pert, iap	Or, Pl, Qtz, Bt, Hbl, Tr/Act, Ap	+		+	ku siyenit
	BAL-97	tanesel	klş, srs	Or, Pl, Bt, Tr/Act, Ap	+		+	AF siyenit
BAL-98	tanesel	klş, srs, op	Or, Pl, Bt, Aug, Ap	+		+	siyenit	
BAL-99	tanesel	klş, srs, kl, anr	Or, Pl, Qtz, Bt, Tr/Act, Ap	+		+	siyenit	

Kısaltmalar:

İK: İnce Kesit, **AFT:** Apatit Fission Track (Parçalanma İzi), **$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$:** $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ tek zirkon evaporasyon yaşı

Mineral kısaltmalar:

Or: ortoklaz, **Pl:** plajiyoklaz, **Ab:** albit, **Bt:** biyotit, **Ms:** muskovit, **Hbl:** hornblend, **Aug:** ojit, **Tr/Act:** tremolit/aktinolit, **Clh:** klorit, **Ap:** apatit, **Tnt:** titanit, **Zrn:** zirkon, **Tur:** turmalin, **Chl:** klorit, **Op:** opak mineral

Özel doku ve bozunma türleri:

anr: antirapakivi dokusu, **iap:** iğnemsli apatit, **dnk:** denge kristalizasyonu, **klş:** killeşme, **kl:** kloritleşme, **srs:** serisitleşme, **pert:** pertitleşme, **karb:** karbonatlaşma, **op:** opasitleşme

EK BÖLÜM B: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ TEK ZİRKON EVAPORASYON YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ

1. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ YAŞI İÇİN TEK ZİRKON TANESİNDE ÇİFT FİLAMAN TERMAL İYON KAYNAĞI KULLANARAK TÜM TANE EVAPORASYONU ARAŞTIRMALARI

İlk kez Kober (1986) tarafından ortaya konan ve geliştirilen bu metot için yapılan çalışmalar aşağıda özetlenmektedir (Kober, 1986; 1987)

İşlenmemiş zirkon tanelerinden (≤ 0.3 mm) direk olarak radyojenik kurşunun termal evaporasyonu ile $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ belirli yaşlarının analizi için bir teknik geliştirilmiş ve test edilmiştir. Evaporasyon analizleri termal iyon kütle spektrometresinde (thermal ion mass spectrometers/ThIMS) çift filaman kullanılarak yapılır. Bu metot aynı tane içerisindeki kurşun izotoplarının farklılıklarını ayırt etmek için kullanılan güçlü bir araçtır. Bu farklılık evaporasyon sırasında zirkondaki kurşun izotoplarının arasında gelişen aktivasyon enerjisi farklılığından kaynaklanır (Kober, 1986).

Kober (1986) tarafından ortaya atılan bu metodun geliştirilmesi için çeşitli örnekler üzerinde denemeler yapılmıştır ve test örneklerinden elde edilen evaporasyon sonucunda elde edilen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşları bu örneklerin literatürden bilinen U/Pb yaşları ile uyumlu sonuçlar vermiştir. Örneğin;

- ◆ Kaliforniya Marble Dağları'ndan alınmış olan granit örneklerinin kristalizasyon yaşları 1410 ± 30 milyon yıl
- ◆ Ağır mineral içeren çakıllardan alınmış "Ceylon" zirkonlarında 560 ± 40 milyon yıl (çakılları oluşturan pegmatitik kaynağın kristallenme yaşı)
- ◆ Güney Schwarzwald (GB Almanya)'da bir diateksitedeki her bir heterojen zirkon topluluğu içerisinde saptanan yaşlar 500 milyon yıl civarında bulunmuştur metamorfik zirkon oluşumuna işaret etmektedir ve Orta Preterozoik kalıntıları vardır.

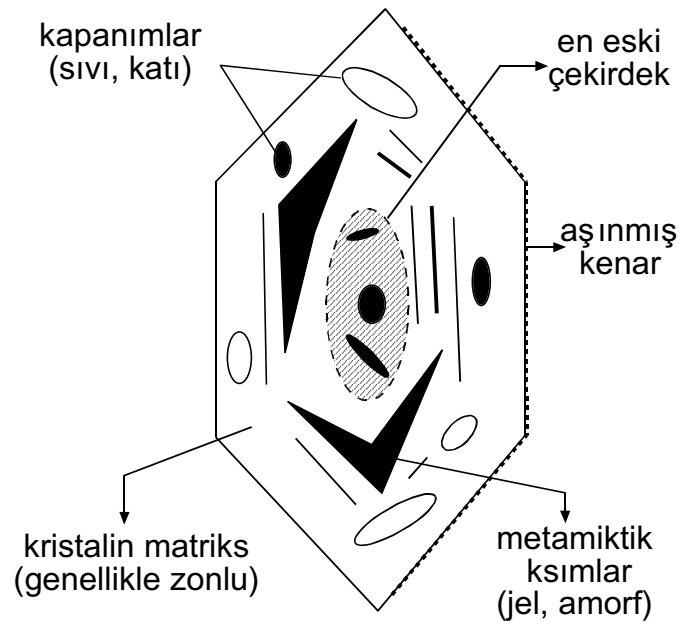
Evaporasyon analizleri, zirkon yoğunluğuna bağlı olan U/Pb analizleri ile ortaya konan diskordans-yönelimlere bakılmaksızın incelenen tüm zirkonların kristalin alanlarındaki kapalı sistem U/Pb evrimini gösterir. Bu nedenle zirkon

örneklerindeki U/Pb dağılımından elde edilen diskordiya-eğrisinin esası faz karışımlarından dolayı olmalıdır. Kristalin alandaki kurşun izotopları konkordandır ve bunlar karışım dizilimini son üyeleridir. Açık sistem şeklinde davranırlar ve U/Pb fraksiyonu yalnızca düşük Pb aktivasyon enerjisi ile bağlantılı olmalıdır. Örneğin; metamiktik zirkonlar.

Zirkon mineralleri jeokronolojik araştırmalar için kullanılan en önemli mineraller arasında yer almaktadır. Belirli şartlarda zirkon minerallerinin kristal kafesleri oldukça dayanıklıdır ve alterasyon, metamorfizma veya magmatik olaylara rağmen kristallenme zamanındaki U/Pb izotop bilgileri günümüze kadar saklanabilmektedir. Kapalı sistem davranışını yapısal özelliklerle ve radyoaktif eser elementler etkileyebilir. Yüksek U ve Th içerikleri değişik derecelerde radyasyon hasarlarına neden olabilir ve böylece U, Th ve Pb' un çoğalma veya azalma olaylarını arttırır. Bu nedenle aynı ortamdaki farklı zirkonlar içerisindeki izotopik saat veya tek zirkon tanesinin farklı alanlarındaki izotopik saat metamorfik şartlara karşılık değişebilir. Basit durumlara karşı konkordiya-eğrilerinde "diskordiya karşılaştırmaları" kullanılarak zirkon fraksiyanlarının farklı türlerinin U/Pb analizleri ile bir zirkondan farklı jeokronolojik bilgiler elde edilebilir (Wetherill, 1956). Çok taneli çok taneli zirkon örneklerindeki U/Pb izotop dağılımının jeolojik olarak taşıdığı anlam polimetamorfizma ile anlaşılması oldukça güç bir hal alabilir. Çok farklı zamanlarda bir araya gelen kristallerden elde edilen sonuçlar basit konkordiya/diskordiya diyagramlarında gözden kaçabilir (Steiger ve Wasserburd, 1966; Allegre ve diğ., 1974).

Bir zirkon topluluğundaki karışık jeokronolojik kayıtları ortaya çıkarmak için, her bir küçük zirkon tanesinin analiz edilmesine olanak sağlayan metotlar geliştirilmiştir (Krogh, 1973; Tatsumoto ve diğ., 1973; Tera ve Wasserburg, 1975; Lancelot ve diğ., 1976; Pin ve Lancelot, 1982; Oberli ve diğ., 1985). Bu tür tek-tane süreçleri kullanılarak yapılan çeşitli çalışmalarda her bir zirkonda U, Th, Pb izotopları ile taşınan jeokonolojik bilgiler başarılı bir şekilde çözümlenmiştir (örneğin, Lancelot ve diğ., 1976; Pin ve Lancelot, 1982; Oberli ve diğ., 1985). Fakat bu süreçler zirkonların hızlı kristal büyümeleri veya kristalde iç içe büyümelerle ve kristal olmayan zirkon alanları (amorf jeller, Livapo ve diğ., 1965;

Şekil 1.1) ile karakterize edildiği karmaşık bileşimli durumlarda hatalıdır. Tanecikteki amorf fazlar örneğin alterasyonun neden olabileceği (Steiger ve Wasserburd, 1966) karmaşık U/Th/Pb fraksiyonları sunabilirler. U/Pb izotop dağılımının evrimi zirkon olmayan zirkon olmayan kapanımlardan kaynaklanan izotoplarla ve (analitik olarak) kimyasal davranış sırasındaki element fraksiyonu ile daha karmaşık bir hal alabilir.



Şekil 1. 1. Zirkon kristalinin iç yapısının şematik gösterimi. Zirkonlar genellikle taneden taneye değişebilen ve açıkça gözlenebilen karmaşık bileşimler gösterirler. Taneler metamiktizasyon gelişimi (=amorf) ve kristalin alanlar ile karakterize edilebilir. Genç materyaller tarafından sarılan kalıntı çekirdek gözlenebilir. Taneler çeşitli türlerde kapanımlar içerebilir ve hidrotermal alterasyon ile aşındırılabilir.

Çok fazlı zirkonların analizi aynı mineral içerisinde bulunan fakat farklı olaylarla meydana gelen değişik fazlar arasındaki fiziksel ayrımı sağlayan metotlar gerektirir. İyon mikroprop kütle spektrometresi ile kristalin farklı bölgelerinin çözülmesi farklı kurşun bileşenlerinin analizi için oldukça iyi bir yaklaşımdır. Çeşitli Prekambriyen zirkon taneleri ve bu zirkonlarının her birinin U/Pb izotop dağılımları orta ile yüksek kütle çözünürlüklü kütle analizi yapan

aletler kullanılarak başarılı bir şekilde analiz edilmiştir (Hinthorne ve diğ., 1979; Compston ve diğ., 1984; Williams ve diğ., 1984). Fakat bu teknikler homojen kısımları oldukça küçük olan (0.1-1 μm ; Shukolyukov, 1964) her bir zirkon için yalnızca 10-40 μm 'lik çözünme ile sınırlıdır. Üstelik İyon prop kütle spektrometresi zaman alıcı ve karmaşık örnek hazırlama gerektirdiği kadar yararlı izotop verilerini garantilemek için düzeltme ve kalibrasyon süreçleri gerektirir (Hinthorne ve diğ., 1979). Rutin uygulamalar yalnızca bir kaç laboratuvarında yapıldığından dolayı araştırmaların sayısı oldukça sınırlıdır.

Bu yöntemi takiben tek zirkon kristalinde farklı kurşun bileşenlerinin ayırımına izin veren alternatif yaklaşımlar sunulmuştur. Bu yaklaşımlar, hassas süreçlere bağlı değildir ancak fizikokimyasal anlamda kurşun bileşenlerini ayırır.

1.1. Kütle Spektrometresinde Kurşun İzotop Analizi İçin Evaporasyon Teknikleri

Çok yönlü olaylar tarafından meydana getirilen kurşun izotop dağılımlarının jeokronolojik çözünmesi yapılabilir, çünkü tek zirkon tanesinde bulunan farklı kurşun bileşenleri için katılaşmanın çeşitli türleri vardır: radyojenik ve/veya yaygın kurşun izotop dağılımları tarafından belirtildiği gibi aksesuar kurşun bileşenleri kristal kafesinde yalnızca çok zayıf bir şekilde absorbe edilir veya kırık veya çatlaklar içerisinde yakalanır. Karışık süreçlerin olmadığı ve radyasyondan harap olan hasarlı bölgeler amorf jel yapıları ile ifade edilir. Bu yapılar tek başlarına genellikle taneler içerisinde küçük alanlarda sub-mikroskobik ölçekte meydana gelir fakat kristaller üzerinde geniş alanlarda baskın olabilirler. Bu metamiktik zonlar ve bu zonlar içerisinde meydana gelen radyojenik kurşun düşük dereceli metamorfik üzerlemelerde olduğu kadar alterasyon veya gömülü kayaların yükselimi sırasındaki basınç ferahlamasında fazlasıyla hassastır (Holland ve Gottfried, 1955; Catanzaro ve Kulp, 1964; Stern ve diğ., 1966; Pidgeon ve diğ., 1966, 1972; Goldich ve Mudrey, 1972; Oosthuyzen ve Burger, 1973; Sommerauer, 1976; Zartman, 1982). Yeniden kristallenme, dehidrasyon ve kimyasal çözünme olayları amorf zirkon alanlarındaki kurşun izotoplarının aktivasyon enerjilerinin düşük olmalarından dolayı kurşun kaybının fazla

olmasına neden olurlar (0.1-0.4 eV; Tilton, 1960). Diğer taraftan zirkon tanelerinin kristalin alanları çok daha fazla tutucudur (Pb aktivasyon enerjisi: 2.2-2.5 eV; Mamedov, 1970; Shestakov, 1972). Bu nedenle kurşun, kristalin alanlardan yüksek dereceli şartlarda ($>900\text{K}/627^\circ\text{C}$, Sommerauer, 1976) harekete geçer. Zirkon alanlarının yapısındaki farklılıktan dolayı kurşunun oldukça farklı hareketi diğer taraftan yorumu zor olan U/Pb dağılımları için göze çarpan bir nedendir. Bununla birlikte bu kurşun bileşenlerinin analitik olarak ayrılmasına olanak sağlayan belirli özellikleri vardır. Termal iyon kaynaklı kütle spektrometresinde vakum altında zirkonun ısıtılması farklı aktivasyon enerjilerine göre kurşun bileşenlerinin kristalden serbestleşmesini sağlar. U/Pb izotop dağılımını karmaşık bir hal almasına neden olan bu sorun zirkon tanesindeki farklı şekilde yapılanmış alanlarda bulunan kurşun bileşenlerinin ayrımı için kullanılır.

Termal iyon kaynaklı kütle spektrometresinde (ThIMS) ile tek zirkon tanelerin kurşun analizi için bir evaporasyon tekniği belirlemek üzere ilk deneme Kosztolanyi (1965) tarafından yapılmıştır. Bu çalışmalar sırasında her bir zirkon tanesinin pudra boyutuna getirilmesi için öğütülmesi ve bu öğütülmüş malzemenin HF/H₃PO₄ çözeltisinde katı kaynaklı kütle spektrometresine yerleştirilmesi önerilmiştir (Kosztolanyi, 1965). Coppens ve diğ. (1965) tarafından bir granitten alınan zirkon tanesi üzerinde uygulanan işlemler Chuckhonin (1978) tarafından ele alınmıştır. Spektrumlar aksesuar kurşun bileşenlerinin etkisini açıkça göstermiştir. Üstelik, H₃PO₄ çözeltileri kararlı fosforik kurşun komplekslerinden oluşturur, bu kompleksler yaygın ve radyojenik kurşun bileşenlerinin ileri düzeydeki analizleri için Si-jel metodu olarak kullanılır (Akishin ve diğ., 1957; Cameron ve diğ., 1969). Bu kompleksler 1500K/1127 °C sıcaklığa kadar yaygın kurşun bileşenlerini filaman üzerinde tutar ve böylece kurşun bileşenlerinin arka arkaya meydana gelen evaporasyonlarına neden olur. Bu nedenle Chuckhonin (1978) yaptığı çalışmada asit yerine H₂O kullanmıştır. Çeşitli kayaç örneklerinden alınan tek zirkon tanelerinde başvuru olan çeşitli yöntemler, direk olarak evaporasyona tabi tutulan radyojenik kurşunun jeolojiksel anlamını ortaya çıkarmıştır (Sunin ve Malyshev, 1983).

Bununla birlikte, tek zirkon tane analizinde rutin uygulamaları engelleyen problemlerden dolayı değişik teknikler geliştirilmeye başlamıştır:

(1) Küçük zirkon parçaları içerisindeki kısa göçlerden dolayı, kurşun bileşenleri evaporasyon filamanı üzerine yerleştirilen pudra haline getirilmiş zirkondan ızlı bir şekilde ayrılır (~2-3 dakika, Sunin ve Malyshev, 1983). Bu hızlı odaklanma hareketleri ve ölçümlerinin kısa olmasından dolayı hızlı bir şekilde birbirini izleyen kurşun bileşenlerinin analizlerinin istatistiksel kalitesinin az olduğu anlamına gelir.

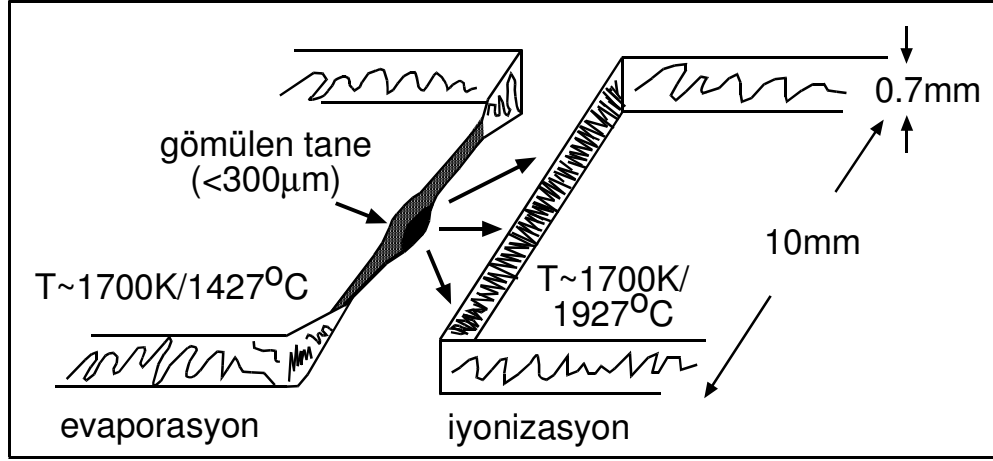
(2) Filaman üzerindeki pudra haline getirilmiş zirkonlar filaman üzerinde bir kaç mm dağılır ve yinede filamanın sıcaklık profilinde kalır. Küçük kısımlardaki sıcaklık gradyanı (kenarı ısı kaynağı ile kontakta olan) ve pudra halindeki zirkonların tamamı farklı kurşun bileşenlerinin analitiksel çözümlerini azaltır.

(3) Minerallerin öğütülmesi ard arda işlenmiş örnekler arasında birbirine karışarak kirlenme olasılığını artırır. Üstelik iyi öğütülmemiş zirkon tozları aletlerin kirlenip zarar görmesine neden olabilir. Bu zorluklar öğütülmemiş tane analiz edilerek üstesinden gelinmiştir. Bu analizlerin yapımı sırasında aşındırma yöntemi kullanılmıştır.

1.2. Tüm Tane Evaporasyonu

Bu yöntem için kullanılan teknik kırılmamış tüm zirkon tanelerinin (maksimum boyutu 0.3 mm) evaporasyonuna bağlıdır. Zirkon tanesi mikroskop altında katı kaynaklı bir MAT261 kütle spektrometresindeki (Şekil 1.2) renyumdan yapılmış çift filamanten biri olan evaporasyon filamanı içerisine gömülür.

Gentry ve diğ. (1982) tarafından gerçekleştirilen tek filaman yöntemine benzer şekilde çift filaman yönteminde de gömme 3 aşamada gerçekleştirilir (Kober, 1986). Birinci aşamada evaporasyon filamanına kano şekli verilir, ikinci aşamada her bir tane kano şeklinde evaporasyon filamanındaki çukurun merkezine yerleştirilir, üçüncü adımda ise renyum metal tane etrafına sarılır. İyonizasyon filamanı ile karşı karşıya gelen yüzeyde küçük bir açıklık bırakılır.



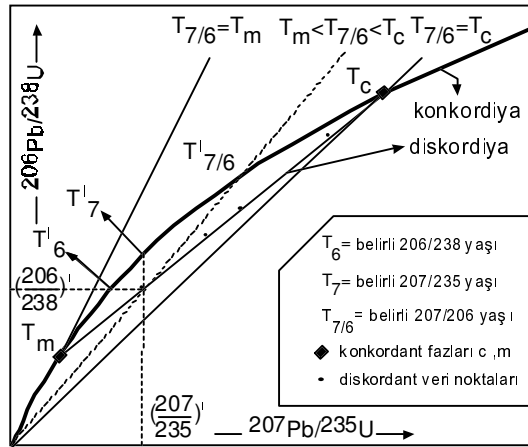
Şekil 1.2. Pb evaporasyon analizleri için kullanılan renyum-çift filaman düzeneği.

Düzenek MAT261 kütle spektrometresinin termal iyon kaynağının bir kısmıdır.

Aşındırma sürecinden önce tanenin kullanılmaması gerekir. Tüm taneler kaplandığında kristalin her yerinde eşit bir sıcaklık hakim olur. Bu nedenle tüm kristal alanı ve tüm kurşun bileşenleri tane içerisindeki konumları ne olursa olsun eşit evaporasyon şartlarına maruz kalır. Kütle spektrometresinde filamanların her ikisinin sıcaklığı yavaş bir şekilde artırılır (iyonizasyon filamanı $\sim 2200\text{K}/1927^\circ\text{C}$; evaporasyon filamanı $1600\text{-}1700\text{K}/1323\text{-}1423^\circ\text{C}$). 10^{-14} A da meydana gelen kurşun iyon demetlerinin oluşumuna kadar bu ısıtma devam eder. Evapore edilmiş örneğin hacmindeki çok az miktarda artış ($<0.3\text{ mm}$) ışın odaklama şartlarını optimize eder. Dedektör olarak geleneksel bir çoğaltıcı kullanılır. Yükselteç sisteminin doğrusallığı SRM 982 ve SRM 983 NBS izotop standartlarının analizi ile kontrol altında tutulur. Elde edilen veriler 204-206-207-208-207-206 tarama sırasında pik sekmeleri ile tamamlanır. $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı aksesuar kurşun bileşimlerini görüntüler. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranını İlk ve ikinci taramaların ortalamasından elde edilir, her taramada elde edilen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı jeokronolojik bilgiler taşır (Şekil 1.3). $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı fraksiyonlanma yöneliminin kontrolü ve farklılaşan radyojenik kurşun bileşenlerinin tanımında kullanılır.

Düşük ile orta evaporasyon sıcaklıklarında (500-1500K/327-1327°C) meydana gelen kurşun iyon ışını demetleri kararsız veya düşük şiddetli ise atılır. İzotop düzeni genellikle radyojenik kurşunla ortak olarak hızla değişen bir karışımı gösterir. Evaporasyonu daha yüksek sıcaklıklarda olan (1650K (1317°C)-1750K (1417°C)) olan daha kararlı fazdaki (=kristalin) kurşun üzerine dikkat çekmek ve bu ilk bileşenlerin analizlerini kabul etmemek için son çalışmalarındaki yaklaşımlar bu şekildedir.

Şekil 1.3'deki şema ile kristalizasyon yaşından düşük değerde olan $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ yaşlarının ürünü konkordiya eğrisinin altında diskordant veri noktaları gösterilmiştir.



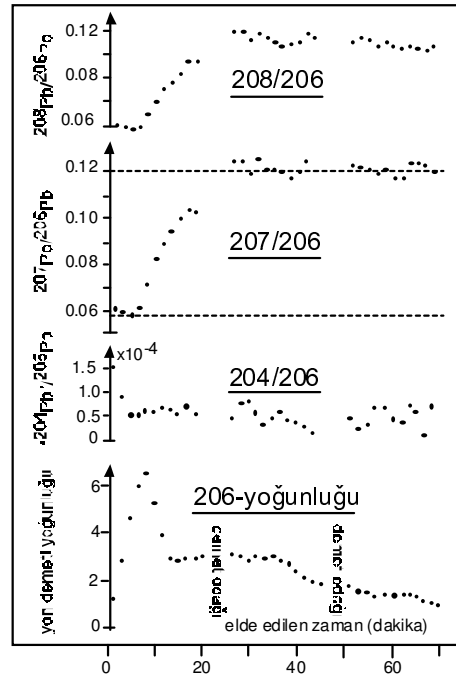
Şekil 1.3. Klasik konkordiya diyagramı (Wetherill 1956) şematik olarak iki-bölümde U/Pb izotop değişimini gösterir

Yaygın kurşun düzeltmesinin ihmal edilebilir olduğu durumlarda 206/204 oranının 5000 olduğu minimum değerde kararlı Pb iyonu demetinin olması durumunda (göreceli ışın dalgaları $\Delta I/I < \%5$) elde edilen veriler yalnızca jeokronolojik amaçlar için kullanılır. Böylece bu oran yükselteç ses seviyesinde oluşan Pb sinyallerinin minimum aralığını yansıtır. Süreçlerin etkin çalışması ve güçlerinin test edilmesi için farklı durumlarda çalışmalar yapılmış ve zirkon tanesinin kristalin alanındaki radyojenik kurşunun 1 ng' ı yaklaşık 10-15 dakika boyunca 10^{-14}A halinde iyon demeti olarak sonuç verdiği tahmin edilmiştir. Bunun anlamı evapore edilen kristalden tek bir yüklenmiş iyon kaydetmek için

5×10^{-14} A kurşun atomu gerektirmektedir. Üzerinde araştırmalar yapılan tüm zirkonlar tutulma alanındaki kurşun bileşenleri 1650K/1317°C-1750K/1417°C' de dar bir sıcaklık aralığını işaret etmektedir (Chukhonin, 1978). Sunin ve Malshyev (1983) tarafından belirtilen 2300K (2027°C)'ye varan sıcaklıklarda kurşun evaporasyonu kesinlikle gözlenmemektedir.

Şekil 1.4' te gösterilen veri metamorfik bir kayaktan (diateksite) alınan tek zirkon tanesi üzerinde yapılan çalışmaları yansıtmaktadır. Tek tane analizi için seçilen örnekte iki radyojenik kurşun arasındaki analitiksel farklılıklar araştırılmıştır (Kober, 1986).

Tüm araştırılmış zirkonların kristalin alanlarında görülen Pb/Pb yaşlandırılmalarının kristalizasyonun kendi yaşlarıyla yakın bir dağılım sergilediği belirtilmiştir.



Şekil 1.4. ^{206}Pb demeti yoğunluğunun ve 204/206, 207/206 ve 208/206 kurşun izotop oranlarına karşı elde edilen zamanın kaydı. Elde edilen bu kayıt metamorfik zirkondan (diateksite) sağlanmıştır (Kober, 1986'dan alınmıştır).

Çeşitli zirkon taneleri üzerinde uygulanan tüm tane evaporasyonu kristalin zirkon alanlarının bazı önemli özelliklerini ortaya koymuştur:

1. Bu alanlardaki yaygın kurşun miktarı 10^{-2} pikomol'den daha azdır ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranından tahmin edilmiştir, Kober, 1986).
2. Zirkon kafesindeki uranyum kökenli (uranojenik) ve toryum kökenli (torjenik) kurşunların aktivasyon enerjileri genellikle farklı değildir. Farklı radyojenik kökene sahip kurşun izotopları benzer kristalmiş gibi görünürler. Üstelik mineralin iz element heterojenitesi ve muhtemelen birde kristalizasyon olayı sırasında mineral kaynağını yansıtan değişik U/Th alanlarından buharlaşırlar. Yapılan gözlemden, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranı kayıtları genellikle pegmatitik zirkon olduğunda sabit değerlerle, granitik veya metamorfik zirkon olması durumunda ise sadece önemsenmeyecek oranlarda artan veya azalan değerlerle karakterize edildiği sonucu çıkarılabilir (Kober, 1986).
3. Zirkon taneleri içerisindeki kristalin alanlar kapalı U/Pb sisteminde radyojenik kurşun üretirler (Kober, 1986).

Göreceli olarak kristalin olan alanların genellikle tek-aşamalı gelişiminde yalnızca bir radyojenik kurşun bileşeni içerdiği, çok-safhalı tarihçelerde ise farklı olmayan radyojenik bileşikler içerdiği anlamına gelir. Buharlaşma çalışmaları sırasındaki problemler farklı kristalizasyon yaşlı kristalin alanlarda içsel büyümelerin ortaya çıkmasından olabilir. Bununla birlikte, bu sorunla ardışık buharlaşma ile farklı bileşiklerin tanımlanma şansı vardır.

2. TERMAL İYON KÜTLE SPEKTROMETRESİ KULLANARAK $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ YAŞI ARAŞTIRMALARI İÇİN TEK ZİRKON EVAPORASYON İLE Pb^+ EMİTÖR GÖMÜLMENİN BİRLEŞTİRİLMESİ VE ZİRKONOLOJİYE UYGULANMASI

Çift-filamanlı bir katı kaynaklı kütle spektrometresinde tek zirkon evaporasyonunu kullanarak Pb izotop analizlerinin duyarlılığı (Kober 1986) uygun Pb^+ emitör (yayıcı) gömülme teknikleri ile direkt olarak tek bir taneden Pb buharlaşması ile kombineli olarak geliştirilebilir. Direkt olarak kristallerden çıkan bileşimler ve daha başka elementlerle birlikte Pb'nun "soğuk" iyonlaşma filamanında birikimi, 1427-1527°C'lik sıcaklıkta incelenmiş taneleri buharlaştırmakla daha kolayca yapılabilir. 1400-1500K'de iyonlaşma filamanında birikme sıcaklığı uzun sürelidir ve sabit Pb^+ iyon demetleri gönderir. Yığılımlardaki "aktif belirteçler" HfO_2 ve SiO_2 'dir. Radyojenik Pb ile birlikte zirkon tanesinden onların serbest kalışı muhtemelen tanede bulunan iz element silikaların ayrışma reaksiyonuna bağlıdır.

Birleşik buharlaşma/emitör (yayıcı) gömülme teknikleri farklı köken ve izotop standartları olan doğal zirkonlara uygulanmıştır. Rutin bir şekilde, $2 \cdot 10^{-4}$ - $1 \cdot 10^{-3}$ 'lük bir Pb^+ iyonu ve %1'lik $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ oranlı standart bir sapma örneklerdeki ve standartlardaki Pb miktarlarından bulunmuştur. Metotlar hızlı bir şekilde Paleozoyik zirkon topluluğundan çıkan ± 15 -20My'lık yaştan standart bir sapma ile 'uygun' (concordant) zirkon evrelerindeki Pb izotopu ile ilgili bilgi oluşturabilir.

Zirkon minerali, kayaların yaşı, evrimi ve kökenindeki araştırmalar için büyük bir öneme sahiptir. Zirkonların, kristalizasyonları süresince Pb'dan radyoaktif U ve Th elementlerinin güçlü bir şekilde parçalanmaları oldukça yaygındır ve radyoaktivitenin göze çarpan bir taşıyıcısıdırlar. Bundan dolayı, magmatik ve metamorfik olayların yaşlandırılmasında temel oluştururlar.

Jeolojik çevrede, mineral kaynaklarının özgül koşullarındaki minerallerin kimyasal olduğu kadar, kristal yapısında da güçlü bir bağ vardır. Jeolojik çevredeki sık mineral karışımı ve yerel karakterin hassasiyeti, kompleks iç yapılarında, tek kristallerin özel karakteristikleri ve zirkon topluluklarında güçlü

varyasyonları belirtir. Çevresel koşullardaki değişikliklere her bir zirkon tanesinin özel tepkisi izotop kimyası ve evre ilişkisi düşünülerek kabul edilmiştir. Bu özellikle kristallerdeki Pb izotop örnekleri ve kristal içindeki eğimlerini doğru tutar. Tek bir tanede değişen Pb izotop yayılımı, katı veya sıvı inklüzyonlarda bulunan radyojenik Pb ve Pb bileşiklerinin değişimine bağlı olabilir. Aynı zamanda, metamiktizasyon evrelerinden yeniden kristalizasyon veya aşınma süreciyle Pb'nun yeniden yayılımına ve yeni gelişen kenarlarla oluşmuş radyojenik Pb'nun bileşimlerine bağlı olabilir.

Böylece, jeolojik çevreyi karakterize etmek için zirkon morfolojisinin taneden taneye (grain by grain) istatistiklerinin uyumu (örn., Poldervaart 1950, 1955, 1956; Hoppe 1963; Köhler 1970; Pupin 1980) kabul edilmek zorundadır. Alternatif metotlar rutin tek zirkon analizlerinden geliştirilmiştir. Tek zirkonlardan önemli jeokronolojik bilgilerin elde edilmesi ile atılım yapılmıştır (örn., Tera and Wasserburg 1975; Lancelot ve diğ., 1976). Tüm tanelerin kavranması, bununla birlikte kaçınılmaz olarak aynı kristalde bulunan çeşitli Pb bileşimlerinin analitik bir karışımı ile sonuçlanır. Özellikle bu, temizleme yöntemleriyle yerleştirilen ve kolay bir şekilde etkilenmeyen kristalin zirkon alanlarında farklı Pb bileşenlerinin farklı-yaşlarda oluştuğunu doğrular (taneleri filtreleme veya kenarlarının aşınması; Krough 1973, 1982). Güçlü bir alternatif olarak ıslak-kimyasal yöntemler yüksek-çözünürlüklü ikincil kütle spektrometresi ("SIMS"; örn., Hinthorne ve diğ., 1979; Froude ve diğ., 1983; Compston ve diğ., 1984; Williams ve diğ., 1984) kullanılan tek zirkon analizlerinin uygulamasıdır. Deneysel sonuçlar bu tekniğin uygun veri sağladığını göstermektedir. Şimdilik uygun olarak uyarlanan enstrümantasyonun sınırlı oluşu tek zirkon yaşlandırma tekniğinin kapsamlı rutin uygulamalarını engeller. Üstelik, tekniğin sınırlı geometrik çözümünün analizinden dolayı SIMS analizlerle zirkon tanelerindeki uygun evrelerin izlemesi bu ölçekte homojen olan kristallerle sınırlıdır (10-40 µm).

SIMS'li birincil iyonla artan zirkon buharlaşmasıyla farklı zirkon değerlerinden bütünleştirilmiş Pb bileşenlerinin yerine kristal alanlarından Pb'nun hareketliliği ile güçlü bir şekilde artan aktivasyonu seçici Pb izotop analizleri ve

konvansiyonel termal iyon kütle spektrometresinin (“ThIMS”) uygulanması kullanılabilir. Tek bir filamanlı katı-kaynaklı spektrometrede Pb emitörü (yayıcı) gibi zirkon materyalinin kendisinin kullanımının basit bir düşüncesi uzun süre önce yayınlanmıştır (Zykov and Stupnikova 1957; Kosztolanyi 1965) ve o zamandan beri yenilenen bir şekilde analitik değişikliklerle gelişmiştir (Chukhonin 1978; Gentry ve diğ., 1982; Sunin and Malyshev 1983). Bununla birlikte, kararlı ve uzun süreli Pb iyon demetleri daha fazla başarılı bir şekilde bir çift filaman düzeninde katı bir kaynaktan oluşturulur (Kober 1985, 1986). Test örneklerinin analizleri mevcut süreçlerle çıkan yaşlar için aşağı yukarı 30-40My’lık bir standart sapmayı göstermiştir (Kober 1986). Bu Fanerozoik zirkonlarda bahsedilen yetersiz yarı-nitelikli yaş tahminleriyle sonuçlanabilir. Çift-filaman düzeninin uygulanması daha önce yayınlanan evaporasyon tekniklerinin üzerinde en azından 10 üzerinde bir ilerleme demek olan aşağı yukarı $2 \cdot 10^{-5}$ ’lik bir Pb^{+} iyonunu garanti eder. Pb izotop analizi için ıslak-kimyasal yöntemlerle ThIMS temel tekniği karşılaştırılabilir (“Si-jel”-metodu; Akishin ve diğ., 1957; Cameron ve diğ., 1969; Krogh 1973). İnceleme altındaki taneden buharlaşan Pb atomlarının pek çoğu iyonlara dönüştürülemez ve izotop analizleri için elverişli değildir. Yeterli buharlaşma çalışmaları yayınlanan ıslak-kimyasal metotların benzeri olan uygun temel teknik kullanılarak iyonlaşma ve buharlaşma işlemi iki adımda ilerleyebilir. Pb evaporasyonu ve Pb^{+} emitör (yayıcı) gömülmenin basit bir kombinasyonu, zirkon mineralinin fiziko-kimyasal karakteristiklerine bağlı ve esas olarak “Si-jel gömülme” fikri tartışılacaktır. Si-jel gömülme tekniğinin temel özelliği Pb iyonlarının geniş bir miktarı ile kimyasal oluşumu yalnızca yüksek filaman sıcaklıklarda parçalanmış kararlı bileşimleri Pb’a dönüştürmektedir. Temel Si-jel gömülme tekniğinin emitör (yayıcı) bileşimi yüksek sıcaklıklarda Na_2SiO_3 ’ten ve $Pb_3(PO_4)_2$ ’tan oluşturulan $PbSiO_3$ olarak düşünülür. Pb fosfat, Pb silikatların oluşumuna kadar orta sıcaklık düzeyinde filamandaki Pb’u sabitleştirme de önemli olduğu dikkate alınır (Levskiy ve diğ., 1969). Bununla birlikte $PbSiO_3$, 1127°C’de erir ve hızlı bir şekilde 997-1027°C’de buharlaşır (Smirnova 1967). Bu Si-jel-gömülmenin kullanımı rutin Pb izotop analizlerinin uygulandığı sıcaklıklarda önemlidir (1127-1327°C; örn., Cameron ve

diğ., 1969). Bu nedenle, $PbSiO_3$ 'ün yerine bir $Pb/SiO_2/PO_x$ bileşimi “Si-jel” metodunun Pb emitörü (yayıcı) olarak daha uygun gibi görülmektedir.

Tek zirkon analizleri için birleşik bir buharlaşma/emitör (yayıcı) gömülme tekniğini oluşturmada esas sorun, $Pb/SiO_2/PO_x$ bileşimine benzer bir şekilde etkili bir Pb^+ iyonu gibi rol oynayan sabit bir bileşimde buharlaşmış Pb atomlarının nasıl transfer olacağına çözümlemesidir. Belli sıcaklıkların üstünde kristallerin termal uyumu esnasında, belirteçlerin termal olarak sabit Pb bileşiklerinden oluşan minerallerden yaygın bir şekilde serbest kaldığı bulunmuştur. Bu bileşikler çift-filamanlı bir termal iyon kaynağında yüksek derecede etkili Pb^+ iyon emitörü (yayıcı) olarak kullanılabilir.

2.1. Pb^+ Emitör Gömülme Tekniği ile Zirkon Evaporasyonun Birleştirilmesi

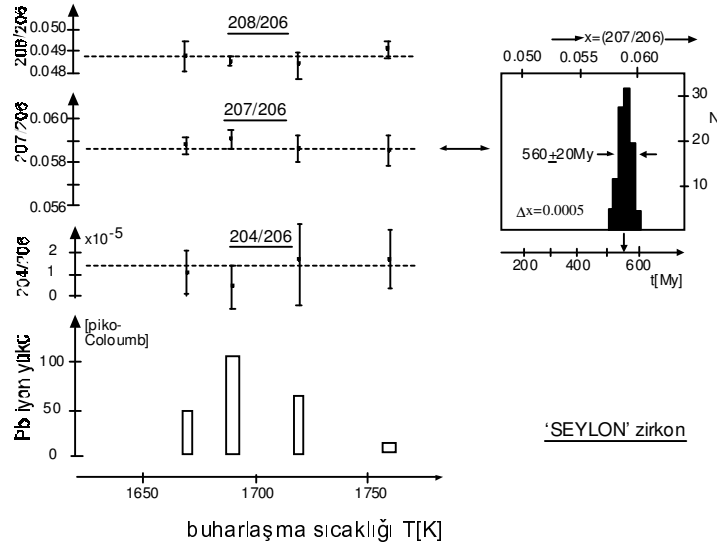
Günümüz çalışmaları için geleneksel şekilde çift filamanlı katı kaynaklı MAT261 termal iyon kütle spektrometresi kullanılmıştır. Filamanların sıcaklığı $\pm 10K(-263^\circ C)$ 'e göre ayarlanan dişli yüksek ısı termometresi ile kontrol altında tutulmuştur. Araştırılan zirkon tanelerinin termal hareketi Kober (1986) tarafından tanımlanan yöntemle güçlü bir şekilde izlenir. Genellikle 1-20 μg 'lık işlem görmemiş tek zirkonlar kano şekilli (Renyum) buharlaşma filamanı içine yerleştirilerek iyon kaynağı içinde sabitleştirilirler. İyonlaşma filamanının ilk sıcaklığı 1927°C civarında yükselir. Bu “ön koşul” son derece kararlı zirkon alanlarında ve en azından 1327-1377°C sıcaklıklarda serbestleşme ile oluşan radyojenik Pb izotoplarındaki bu tür Pb bileşiklerinin analitik ayrımını kesinleştirir. “verimsiz” Pb bileşiklerinin uzaklaşması 204/206 oranı ile ve ^{204}Pb işaretinin yoğunluğu ile denetlenir. Bu oran $1 \cdot 10^{-4}$ veya daha az ise veriyi elde etmek için analitik yöntem devam edilir. Bu durumda buharlaşma sıcaklığı en azından 1397°C'de artar ve iyonlaşma filamanın ısıtılması kesilir. Seçilmiş buharlaşma sıcaklığında buharlaşmanın 5-10 dak.lık bölümü izlenir. Pb ve başka element veya bileşiklerin buharlaşması ve soğuk iyonlaşma filamanı üzerinde serbestleşen materyallerin birikimi karşı karşıya elde edilir. Birikim buharlaşma akımının kesilmesiyle durdurulur. İyonlaşma filamanı akımı 1127°C civarındaki

bir sıcaklığa kadar tekrar yükselir. Bu sıcaklık, biriken Pb^+ iyonlarının yüksek derecede etkili bir biçimde dışarı verilmesi için uygulanan ve uzun süre (10-100 dak) içinde bulunduğu sıcaklığa yakındır. Çeşitli durumlarda çarpan üzerinde verinin ilk toplanması bir parça arttırılmış sıcaklıkta ($1227^{\circ}C$, 1-30 dak. süresince $I=1 \cdot 10^{-13}-1 \cdot 10^{-11} A$) bir Faraday çoklu toplayıcı kullanılarak elde edilen veriyle izlenebilir. Bu seriler farklı dedektör sistemlerinin hesaplanmasında ve fraksiyonlanma yönelimlerinin kontrolünde kullanılmıştır.

Pb 'nun yanıp kül olmasından sonra, iyonlaşma filamanı $1927^{\circ}C$ civarında artan sıcaklıkla temizlenir. Sonrasında başka bir taneden Pb buharlaştırma dönüşümü için araç gereçler hazır hale getirilir. Pb 'nun adım adım buharlaştırılmasında $1477-1527^{\circ}C$ 'ye kadar yavaş yavaş artırılarak oluşturulan buharlaşma sıcaklıklarında genellikle birkaç kere uygulanan iyonlaşma filamanında biriken izotop analizleri "hat dışı ekipman" tarafından izlenir. Küçük bir "Seylon" zirkon parçasında tanımlanan yöntemin uygulanması ile türetilen verinin (ortalama) kaydı Şekil 2.1. 'de gösterilmektedir.

$1 \cdot 10^{-13}$ 'e göre "Si-jel-gömülme" tekniğinin verim oranı ile yakın olan bu teknik kullanılarak Pb^+ iyonları test örneklerden tahmin edilir.

$^{207}Pb/^{206}Pb$ oranı için rutin olarak elde edilen verinin standart sapması %1'dir. Verinin doğruluğu zirkon buharlaşmasının başlangıcı süresince iyon kaynağında biriken ve kaynağın artırılan sıcaklığından dolayı tekrar hareketlenen yaygın Pb bileşikleri tarafından etkilenebilir. Yaygın Pb , bununla birlikte kaydedilen 204//206 oranı ile tanımlanabilir. Toplanan veriler üzerindeki yaygın Pb etkisi küçük bir yaygın Pb düzeltmesi ile kolaylıkla ortadan kaldırılabilir.



Şekil 2.1. Zirkon buharlaşma/ Pb^+ emitör-gömülme tekniğinin uygulandığı küçük bir 'Seylon' zirkon parçasından elde edilen ortalama Pb izotop verilerinin kaydı. Parçacık 1670K (1397°C), 1690K (1417°C), 1720K (1447°C) ve 1760K (1487°C) sıcaklıklar da 10'ar dak. bir çift-filamanlı katı kaynaklı MAT261 kütle spektrometresinde buharlaştırılmıştır.

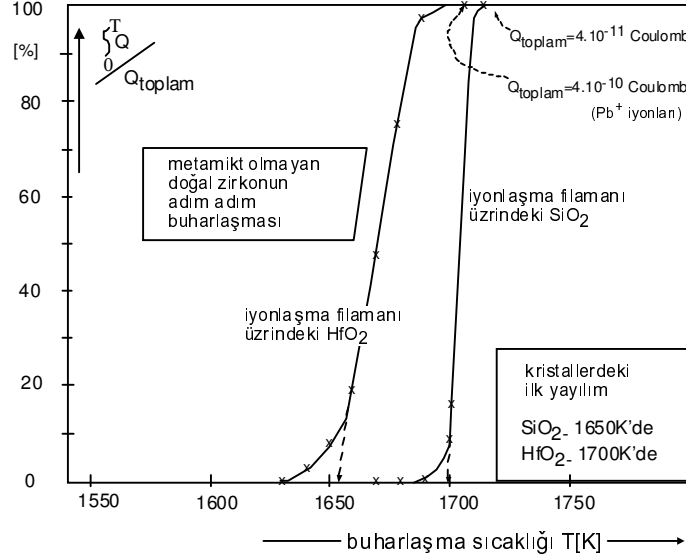
2.2. Aktif Hale Getirilen Belirteçlerin Doğası

Zirkonlar bir çok-element sistemlerine sahip ve çok-fazlı kompleks bir yapıda olarak bilinir. H_2O ve nadir toprak elementlere ek olarak, çoğu Zr ve Si'un yerini almayan düzinelerce daha pek çok iz elementi içerir, bu nedenle mikroskobik ve submikroskobik ölçekte farklı evrelerden oluşurlar (Görz, 1974). Zirkonlardan harekete geçirilen belirteçlerin genel kullanılabilirliği şu ana kadar araştırılmıştır, bununla birlikte kurşunun çok fazlı kümelerin yaygın bileşenlerini içerdiği tahmin edilmektedir. Emitör (yayıcı)-gömülme testleri, bu yüzden nadir toprak elementleri, Zr, Hf, U ve Th'dan bazıları ve oksitlerinin SiO_2 ile karışımı üzerine odaklanmıştır. İyi bir şekilde pudra haline getirilmiş oksitler μg miktarında H_2O çözeltilerden itibaren Renyum filaman üzerinde biriktirilmiştir. Benzer miktarda SiO_2 ile karıştırılmış bu oksitlerin kaplanması gömülmeye göre

Na_2SiO_3 eklenerek yapılır. Standart Pb izotopları daima asitlerle karışması engellenerek üretilen saf H_2O 'da gömülmeye taşınır (örn., $\text{Pb}/\text{SiO}_2/\text{PO}_x$ Si-jel metodu). Sabit ve güçlü Pb^+ iyon demetleri HfO_2 ve SiO_2 'nin bir karışımı olan yalnızca bir şekilde oluşturulur. İyonlar ve Pb^+ iyon yayılımının sıcaklık alanı (1127-1227°C) doğal zirkonlardan türeyen gömülme ile benzerdir. Sonuç olarak, harekete geçirilen belirteçlerin jeokronolojik olarak önemli olan radyojenik Pb ile birlikte termal olarak ele alınan tek zirkondan direk bir biçimde serbest kalabilen HfO_2 ve SiO_2 olduğu varsayılır. Termal olarak sabit $\text{Pb}/\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ bileşiğinin varlığı ile (örn., PbHfSiO_5) sabit Pb silikat fosfatlarla benzer bir şekilde yaklaşık 1127°C sıcaklıkta parçalara ayrılıp dağıldığı (PbSiO_3 'e göre yüksek) ve daha düşük sıcaklıklarda ($\leq 627-727^\circ\text{C}$) olduğu varsayılır.

Gömülmenin termal davranışına göre, belirteçlerin karışım oranına ve yükleme türüne göre Pb^+ iyonunun güçlü bir hassasiyetini gösteren $\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ süspansiyonlu testler tekrar edilerek not edilmelidir. Bu olasılıkla Renyum filaman üzerinde belirteçlerin heterojen birikiminin neden olduğu, farklı şekilde oluşan alanların üretiminden dolayıdır. Bu tür alanların ve gömülmenin homojen olmayan bileşiminin üretiminde zirkon tanelerinden direk buharlaşma olması durumundan kaçınılır. Moleküler bir sprej olarak radyojenik Pb ile birlikte "aktif hale getirilen belirteçler" serbest kalır.

Pb^+ iyonlarının etkili bir şekilde dışarı verilmesi için kabul edilen $\text{Pb}/\text{HfO}_2/\text{SiO}_2$ bileşiklerinin önemi daha başka deneylerin sonucuyla da desteklenmiştir: HfO_2 pudrası ve alternatif olarak SiO_2 (NaSiO_3 gibi) buharlaşma filamanında gömülü olan doğal zirkonlarla ("Marble Mountains" granitlerindeki zirkonlar, Kober 1986) karşı karşıya iyonlaşma filamanında biriktirilmiştir. Zirkonlar -263°C 'den yavaş yavaş arttırılan sıcaklıkta adım adım buharlaşmıştır. Her bir buharlaşma aşamasında, devamlı 5 dak, yüzey filamanındaki gömülme alanından oluşturulan bir Pb iyon demetinin izlenmesi denir. Pb^+ iyon yükü, her biri ayrı taneden oluşturulan normalize edilmiş toplam Pb^+ iyon yükü ve 1, 2, ..., i aşamaları için birleştirilmiş iyonlaşma filamanı üzerindeki ileri gelmiş olabilir. Bu hesaplama sonucundaki yük oranı buharlaşma sıcaklığına karşı uygulanan buharlaşma aşamaları biçiminde Şekil 2.2.de gösterilmiştir.



Şekil 2. 2. Vakum koşulları altında doğal zirkondan SiO_2 ve HfO_2 yayılımının “görünen” sıcaklıkları. Zirkonlardan SiO_2 ve HfO_2 ’nin serbest kalışı farklı sıcaklıklarda sırasıyla 1650K (1377°C) ve 1700K (1427°C)’de başlamıştır.

Sonuçlar zirkonlardaki HfO_2 ve SiO_2 ’nin serbest kalışı için (“görünür” sıcaklıklar: SiO_2 -1377°C, HfO_2 -1427°C) hafifçe farklı sıcaklık alanlarını göstermektedir. Yaklaşık 1700K’den yukarıda başlayan Hf serbestleşmesi doğal zirkonlara gömülme tekniğinin uygulanması için kontrol faktörüdür.

2.3. Kristal Zirkonda Pb’un Yeri

Yüksek sıcaklıklarda kristal zirkonlardan radyojenik Pb evaporasyonunun gözlemlenmiş yeniden üretilebilir özelliği, kristallerdeki bu izotopların yerini sınırlar, bilinmeyen her bir Pb bileşimi genel olarak ZrSiO_4 ’lü katı çözeltide zirkon kafesinde oluşur ve yalnızca yüksek sıcaklıklarda ayrışır ($\geq 1377^\circ\text{C}$ ’de).

Termal olarak kristallerde bulunan sabit Pb bileşimi yalnızca minerallerin temel yapılarında oluşmuş olabilir. Şimdiye kadar bilinen bütün Pb bileşimleri 1377-1477°C sıcaklıkta parçalara ayrılır. Kopel ve S.. (1974) uyumlu (concordant) U/Pb sistemi ile karakterize edilen zirkondaki elementlerin çoğunun uyumlu U/Pb

izotop yayılımını oluşturduğunun bilindiğini ileri sürdüler. Onların termal stabilitesi Si-jel gömülme tekniğinin önemine işaret eder. Bununla birlikte, fosfatlar genellikle önemli miktarda Pb olarak kabul edilir. Bu onların 206/204 oranlarında olduğunu gösterir. Common/yaygın Pb bileşenleri genellikle zirkonların evaporasyonu yüksek sıcaklıkta görülmez.

Radyojenik Pb izotoplarından oluşan zirkon kafesi bileşenlerinin ornatılması düşünülme zorundadır. Pb izotopları Zr için uygun değildir ve zirkondaki Hf yalnızca onlar 4+ durumunda olduklarında uygundur (Sommerauer 1976). Diğer bir deyişle, onların dalgaları (Zr^{4+} ve Hf^{4+} 'ün etkili iyonik dalgaları: 0.72-0.84Å ve 0.71-0.83 Å, Pb^{2+} ve Pb^{4+} 'ün etkili iyonik dalgaları: 1.18-1.29Å ve 0.78-0.94Å; Shannon and Prewitt 1969) zirkon kafesine uymak için çok fazladır. Bunun anlamı bir mekanizmanın yüksek oranda oksitlenmiş durumdaki yapılandırılan Pb izotoplarını oluşturduğu kabul edilmek zorundadır. Radyoaktif bozunmanın kendisinin gerekli koşullarda olduğu düşünülebilir. Bir U'un ve Th'un her bir dönüşümünde bir Pb atomu $7-8He^{2+}$ ve $4-6\beta^-$ partikülleri serbest bırakır. Böylece, β^- partiküllerinin kaynak kristallerinden kopması başarılıdır. A-partiküllerinin çoğu önemli derecede daha düşük bir alana sahiptir (0.01-0.03 mm, Henderson ve Bateson 1934) ve ağır radyojenik izotopları taşırlar. Sonuç olarak, kristallerde dengesiz bir kalıcı değişim oluşur. Pozitif aşırı değişim He^{2+} veya He^+ ile gerçekleştirilir. Radyojenik izotoplar özellikle radyojenik Pb izotopları ile elektron verme, zirkon kafesinde radyojenik Pb kullanımı ile değişimin yeniden dağılımının sağlanmasında önemli bir süreç olabilir.

2.4. Sonuçlar

Katı kaynaklı spektrometrelerin iyon kaynağındaki zirkonların termal uyumu zirkonun önemli özelliklerini açıklamıştır. Gözlemlenmiş olaylar, çoklu-iz element yayılımı, çoklu-faz toplulukları ve farklı kristal yapıları, bu mineralde karakterize edilen bütün yapıların ışığında tartışılabilir.

Tek bir tanede olan daha az kararlı fazlar yalnızca düşükten orta dereceye kadar olan sıcaklıktan etkilenirler. Zirkon içermeyen inklüzyonların buharlaşması ve amorf alanların onarılması esnasında Pb bileşenleri, çoğunlukla radyojenik ve

yaygın Pb'nun çeşitli karışımlarının olduğu taneden ayrılırlar. Böylece, termal olarak taneden serbest kalışlarının kontrolü ^{204}Pb işaretleri izlenerek kolaylaştırılabilir. Daha yüksek sıcaklıktaki (1327°C) farklı ısı değiştirilmiş iç yüzeyli bir kristalde sonuçlanır. O artık Pb ihtiva etmez. Sonuç olarak sıcaklığın daha fazlası duraylı fazlardaki “temizlenmiş” Pb ürünüdür.

1327°C - 1377°C 'lik sıcaklık oranlarındayken kristalin zirkon alanlarında yeni bir organizasyon başlar. U-Th-Pb yayılımının oluşumu ve daha fazla elementler muhtemelen iz element silikatlarının parçalarının başlangıcını gösterir. Bu sıcaklıklarda ZrSiO_4 matriks hala korunur, fakat önceki iz element serbestleşmesi ve yayılımı ile olasılıkla tetiklenen nokta hasar birikimine ve iz elementlerin yeniden dağıtımına maruz kalmış gibi görünür. 1377°C 'in üstündeki sıcaklıklarda SiO_2 önemli miktarda uzaklaştığı düşünülür. SiO_2 gerekli sıcaklıklarda çözülen iz element silikatlarından ve U ve Th'un radyoaktif bozunması durumunda parçalanan uranyum ve toryum silikatlardan çıkabilir. İlave SiO_2 tanelerde bulunan zirkon olmayan inklüzyonlardan ve onarılmış metamikt alanlardan sağlanabilir.

Daha fazla artan sıcaklıklarda (1427°C 'de) yüksek sıcaklık koşullarındaki kristal kafeslerin yeniden düzenlenmesi taneden HfO_2 'nin serbest kalışı ile devam eder. Hf'in küçük bir parçasının bu sıcaklıklarda hareketlendiği varsayılır. Örn., kristalin zirkonda nokta hasarların yeniden dağılımından dolayı, veya onarılmış metamikt alanlardaki kimyasal reaksiyonlardan dolayı.

Radyojenik Pb izotopları asıl iz elementlerle birlikte kristal zirkon alanlarından ayrılır. Kafesin yeniden organizasyonunda radyojenik Pb bileşimlerinin yayılımı ve Zr'lara benzer olan Pb mobilizasyonu için yüksek buharlaşma sıcaklıkları kararlı alanlardaki radyojenik Pb çekirdeklerini gösterir.

Zirkon tanelerinden Hf ve SiO_2 'nin serbest kalışı ve aynı zamanda çoğu kararlı evrelerde radyojenik Pb'nun buharlaşması tek zirkonlarda Pb izotop analizleri için ileri tekniklerin oluşturulması için temeldir. Vakum koşulları altında termal olarak kararlı Pb/Hf/ SiO_2 bileşikleri (PbHfSiO_5 ?) Pb, HfO ve SiO_2 karışımlarını oluşturur. Pb^+ iyonlarının serbest kalışıyla işaret edilen bu bileşimlerin parçalanma reaksiyonları, yalnızca 1400K üzerindeki sıcaklıkta

bulunabilir. Bu nedenle kararlı bileşimler ThIMS ile Pb izotop analizleri için etkili Pb^+ iyonu verici olarak kullanılabilir. Onların aşırı termal kararlılıklarına göre $PbSiO_3$ 'e göre daha üstündürler ve Pb-fosfat-silikatlara denktirler.

Termal iyon kaynaklı bir kütle spektrometresinde Pb/Hf/SiO₂ bileşikleri için Kober (1986) tarafından tanımlandığı gibi çift filaman kullanılabilir. Kararlı bileşikler buharlaşma filamanı içinde konulmuş tane ile karşı karşıya olan filaman üzerine buharlaşmış bileşiklerin biriktirilmesi ile oluşturulur.

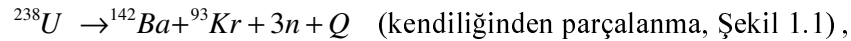
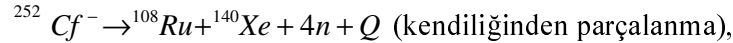
İzotop standart çözeltisi ve doğal zirkon taneli testler bir gömülmeden Pb^+ 'nın dışarı verildiği tek tane buharlaşma kombinasyonunun Protezoik ve Paleozoik zirkon topluluklarına uygun olduğunu göstermiştir.

EK BÖLÜM C: PARÇALANMA İZİ (FISSION-TRACK) JEOTERMOKRONOMETRİ YÖNTEMİNİN TEMEL PRENSİPLERİ VE JEOLOJİK UYGULAMA ALANLARI

1. NÜKLEER PARÇALANMA (FISSION) SÜREÇLERİ

Nükleer parçalanma ağır, kararsız (radyoaktif) izotopların içinde meydana gelen birkaç parçalanma şeklinden biridir. Bu parçalanma reaksiyonunda, kararsız çekirdek boyutları birbirinden farklı olan iki kız izotopa ayrılır. Bölünme reaksiyonları kendiliğinden veya nötron bombardımanı ile yapay olarak meydana gelmektedir. Parçalanma reaksiyonları, Hahn ve Strassmann (1939) tarafından ^{235}U atomlarının düşük-enerjili nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu keşfedilmiştir.

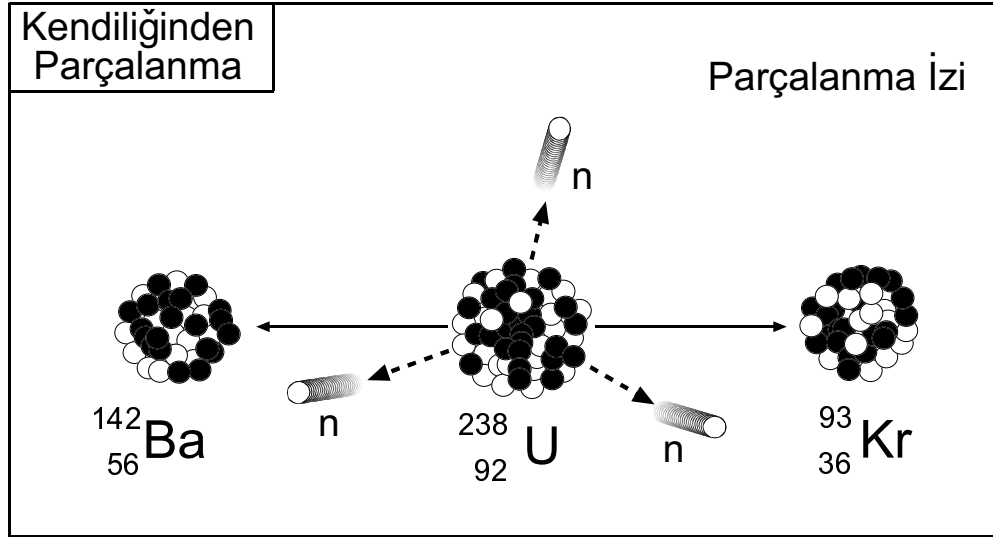
Bölünme reaksiyonu örnekleri;



$^{235}\text{U} + n \rightarrow ^{236}\text{U} \rightarrow ^{138.1}\text{I} + ^{95.35}\text{L} + 3n + Q$ (nükleer reaktörde termal nötron bombardımanı sonucu oluşan parçalanma, Şekil 1.2).

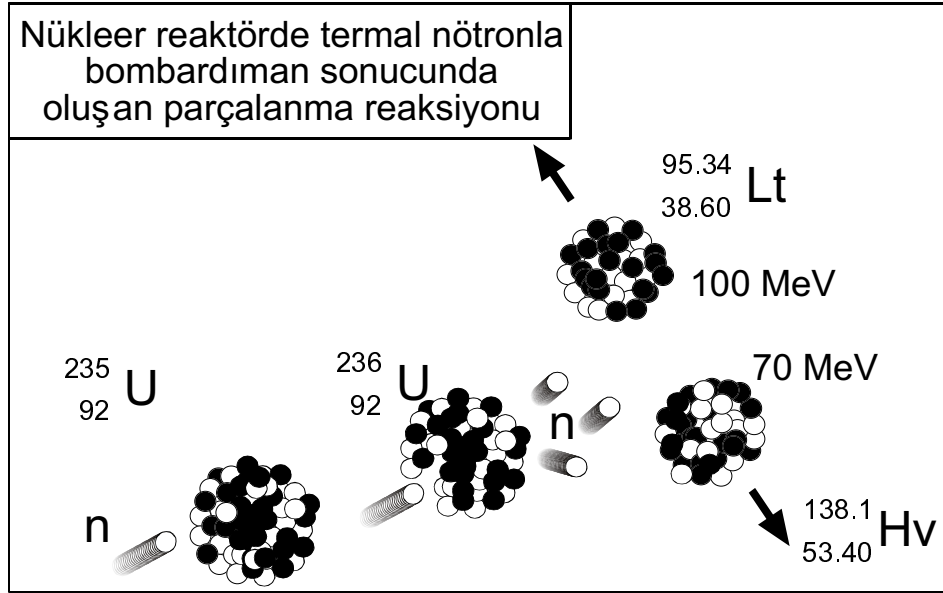
Her bir bölünme reaksiyonu birkaç nötronun ve Q enerjisinin büyük bir miktarının (tipik olarak 200 MeV, bu enerji $E=mc^2$ formülüne göre ortaya çıkan enerjidir) çok çabuk bir şekilde dışarı atılmasına neden olacaktır. Bu enerji esasen her ikisi de pozitif olarak yüklenmiş, yüksek hızda karşı yönlerde birbirinden uzaklaşarak hareket eden iki bölünme parçacığının kinetik enerjisinden dolayı ($E=1/2 mv^2$) yaklaşık $E \sim 170$ MeV olarak ortaya çıkmaktadır.

Bölünen izotop yalıtkan bir katının (kristal) kafes atomunda ise, bölünme reaksiyonu her iki parçacık yörüngeleri boyunca **parçalanma izi** denilen bir hasar izi yaratacaktır.



Şekil 1.1: ^{238}U atomunun kendiliğinden parçalanması (^{238}U atomu çekirdeğinden 3 nötronu atarak ^{142}Ba ve ^{93}Kr atomlarına ayrılır. (+) yüklü olan bu iki atom birbirini iter ortaya çıkan enerji sonucunda bozulan kristal kafesinde bir hasar izi meydana gelir) olayının şematik gösterimi (Wagner, 1998)

Parçalanma izi reaksiyonları genelde ikilidir, bunun anlamı çekirdek iki kız parçacığa ayrılır. Bu parçacıklar aynı izotopun parçalanmasının sonucu olsa bile her zaman aynı değildir. Kendiliğinden ^{252}Cf ve nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman sonucu oluşan ^{235}U parçalanma reaksiyonları üzerine tekrarlar, bu nedenle bu atomların mümkün olan çoğu parçalanma düzenlerinden yalnızca birini gösterir. Örneklerde gösterildiği gibi çoğu kez, kız izotoplar eşit olmayan kütlelere sahiptir. Bu yüzden parçalanma reaksiyonlarının asimetric olduğu söylenebilir.



Şekil 1.2: ^{235}U atomunun nükleer reaktörde termal nötronla bombardıman edilmesi sonucu meydana gelen parçalanma olayı (Bombardımandan önce apatit minerali üzerine uranyum içeriği sıfır olan bir dedektör yapıştırılır. Termal nötronlarla bombardıman edilen apatit minerali içerisinde olan ^{235}U dengesi, fırlatılan bir nötron ile bozulur öncelikle ^{236}U atomuna dönüşür ve çok kısa bir süre sonra parçalanma gerçekleşir. Parçalanma ile birlikte Hv (heavy) ve Lt (light) iki atoma ayrılan ^{236}U bünyesinden 3 nötron açığa çıkar ve bu sırada dedektör (muskovit) üzerinde hasar izleri meydana gelir)

2. PARTİKÜL İZLERİ VE PARÇALANMA İZLERİ

2.1. Katılardaki Partikül İzleri: Genellemeler

Yüklü bir partikül, yalıtkan bir katı içerisinde hızla geçtiğinde, geçmiş olduğu yön boyunca dar bir hasar izi gelişir. Partikül stabil hale ulaştıktan sonra katı içerisinde kalan bu hasar izi “**yüklü partikül izi**” (*charged particle track*) veya “**nükleer iz**” (*nuclear track*) olarak adlandırılır. İzlerin bu şekilde kaydedildiği katı genellikle **dedektör** olarak adlandırılır.

Herhangi bir nükleer izin uzunluğu, partikülün yükü ve enerjisi ile dedektörün bileşimine bağlı olarak (cam, mineral, plastik) μm ' den birkaç mm 'ye

kadar değişebilmektedir. İzlerin genişliği ise büyük ölçüde submikroskopik olup birkaç **nm** (nanometre) seviyesindedir.

Katılarda bu şekilde meydana gelen nükleer izler, genel olarak, kimyasal dağlama malzemeleri ile muamele edildiklerinde; bu kimyasallar, izlerden içeriye doğru kolayca nüfuz ederek izlerin belirli büyütmelerdeki optik mikroskoplarla görünebilir hale gelmesini sağlarlar. Kimyasal dağlanma, izleri bir boyutta genişletir ve izler optik mikroskop altında gözlenebilir hale gelir (Price ve Walker, 1962d). Optik mikroskop altında gözlenemeyen dağlanmamış iz genelde **gizli iz** (*latent track*) olarak adlandırılır.

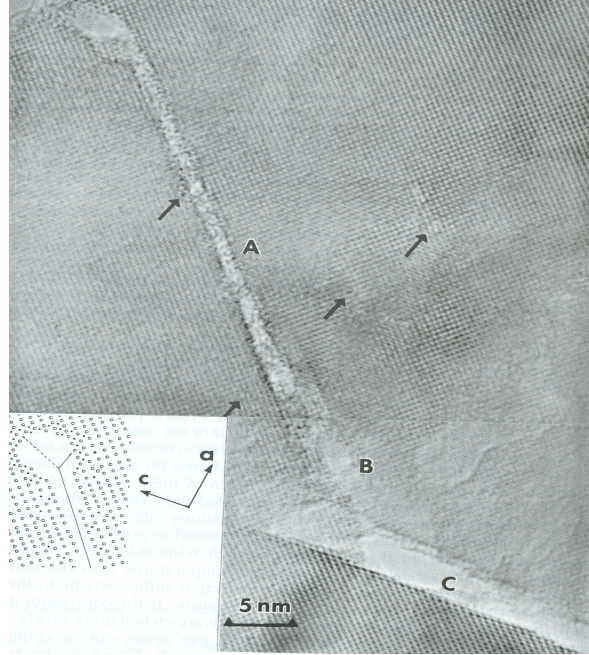
Nükleer iz çalışmalarını, değişik bilim dallarında radyometrik yaşlandırma yöntemi de dahil olmak üzere oldukça geniş bir uygulama alanı bulmuş ise de; gizli izleri oluşturan süreçler ile bu izlerin yapıları konusunda henüz tam anlamıyla uzlaşma sağlanamamıştır.

2.2. Gizli İzlerin Yapısı

2.2.1. İz genişliği

Aşırı derecede küçük olmalarından dolayı bir nükleer izin boyutunu kesin olarak tanımlamak zordur. Nükleer iz çalışmalarının yaygınlaşmasından önceki dönemlerde, doğal ve sentetik mikalarda uranyumun parçalanmasıyla oluşan gizli nükleer izlerin mikrofotografı, geçirimli elektron mikroskopunda (transmitted electron microscope; TEM) kontrast difraksiyon koşullarında çekilmiştir (Price ve Walker, 1962 a,b). TEM görüntüleriyle elde edilen bu izler, ~ 10 nm' lik bir genişliğe sahip koyu çizgiler şeklinde ortaya çıkmıştır. TEM görüntülerinde kristal kafes içerisindeki hasarlı bölgede meydana gelen elektron difraksiyonu nedeniyle ortaya çıkan ve ~ 10 nm' lik genişliğe sahip olan bu nükleer izlerin genişliği, bu izlerin maksimum genişliği olarak yorumlanmıştır. Hidroflorik asit ile kısa bir zaman aralığı boyunca gerçekleştirilen kimyasal dağlama işleminden sonra ise merkezi iz kanalları olarak değerlendirilen ve çapları 2.5-4 nm arasında değişen daha küçük çaplı izler de görüntülenebilmiştir (Price ve Walker, 1962 c). Daha sonraları (Yada ve diğ., 1981, 1987) tarafından yürütülen yüksek çözünürlüklü elektron mikroskobu (High Resolution Electron Microscopy;

HREM) çalışmalarında zirkon kristallerindeki uranyum parçalanma izlerinin görüntüleri elde edilebilmiştir. Bu görünümde izler; kafes düzlemleriyle olan açılara bağlı olarak genişlikleri 1.5-4 nm arasında değişen çizgisel hasar izleri olarak görülmektedir (Şekil 2.1).



Şekil 2.1. Zirkon mineralinin 100 yüzeyi ile (şekildeki yüzey) farklı açılar yapan üç uranyum parçalanma izinin (A, B ve C) yüksek geçirimli elektron mikroskobu altındaki görünümü. Oklar nokta hasarlarının yönünü belirtmektedir (Wagner ve Van den haute, 1992)

İz genişliklerini ölçmek için birçok dolaylı yöntemler geliştirilmiştir. Elektriksel ölçümler, muskovit mika içerisindeki gizli iz çaplarının 6-7 nm boyutunda olduğunu göstermiştir (Bean ve diğ., 1970). Elektriksel ölçüm yönteminde aşağıda belirtilen teknikler kullanılmıştır:

İz içeren ince bir dedektör, aynı zamanda kimyasal dağılayıcı asit işlevi de olan bir elektrolit içerisinde bölmeli bir duvar şeklinde yerleştirilmiştir. Bu düzenekte, izlerin çaplarının ilksel değeri ve dağılamaya bağlı olarak iz çapındaki büyüme hızı, iletkenlikteki değişimin bir fonksiyonu olarak işlemektedir.

Bir diğer yöntemde ise değişik enerjilere sahip ağır iyonlar tarafından bombardıman edilen dedektörlere (mika, plastik) küçük açılı X-ışını veya nötron saçınımı uygulanmıştır (Albrecht ve diğ., 1982, 1984). Bu deneylerin sonucunda iyonların kütle ve enerjilerine bağlı olarak hasar yarıçapları 2-6 nm arasında değişen aralıklarda ölçülmüştür.

Yukarıda bahsedilen deneysel çalışmalarda elde edilen veriler genel olarak şu şekilde özetlenebilir. Yüklenmiş ağır partiküllerin minerallerde bıraktıkları izler yüksek derecede hasara uğramış bir çekirdek zonuna sahiptir. Bu çekirdek zonunun genişliği 5 nm veya daha düşük değerlerde olup, daha az oranda hasar içeren ve yaklaşık 10 nm ye kadar ulaşabilen bir kuşak ile çevrelenir. Bütün bu durumlarda, gerek çekirdek zonunun, gerekse çevresindeki daha az hasarlı kuşağın çapları, dedektörün bileşimine ve aynı zamanda bombardıman eden parçacığın enerjisine bağlı olarak değişim gösterebilir.

2.3. İz Oluşumu

Bu çalışma kapsamında parçalanma izlerinin daha çok jeolojik malzeme ve ortamlardaki uygulaması konu edildiğinden; iz oluşumuyla ilgili temel teorik bilgiler için başlıca Fizik bilimiyle ilgili temel eserlere başvurulması önerilmektedir. Bu eserler arasında örneğin Fleischer ve diğ. (1975), Lehmann (1977), ve Durani ve Bull (1987) sayılabilir.

Ağır ve yüklü bir partikül, bir katı içerisinde yüksek hızla hareket ettiği zaman, bu yüklü ve hızlı partikül ile katının atom ve elektronları arasında bir dizi etkileşimler meydana gelir ki bu etkileşimler sonucunda partikülün hızı tedrici bir şekilde azalır ve nihayet hareketi sona erer. Partikül tarafından alınan yol “**menzil**” (range) olarak adlandırılır. Menzil çeşitli şekillerde tanımlanabilir, örneğin; başlangıç veya bitiş noktalarını birleştiren bir vektör olarak tanımlandığında, menzil vektörü “**R_v**” olarak tanımlanır. Başlangıç ve bitiş noktaları arasında alınan yolun toplam uzunluğu olarak tanımlandığında ise **toplam menzil** veya **çizgisel menzil “R”** olarak tanımlanır. Partikül tarafından alınan yol düz olduğunda, ki genellikle iz parçacıkları gibi ağır partiküllerin aldığı

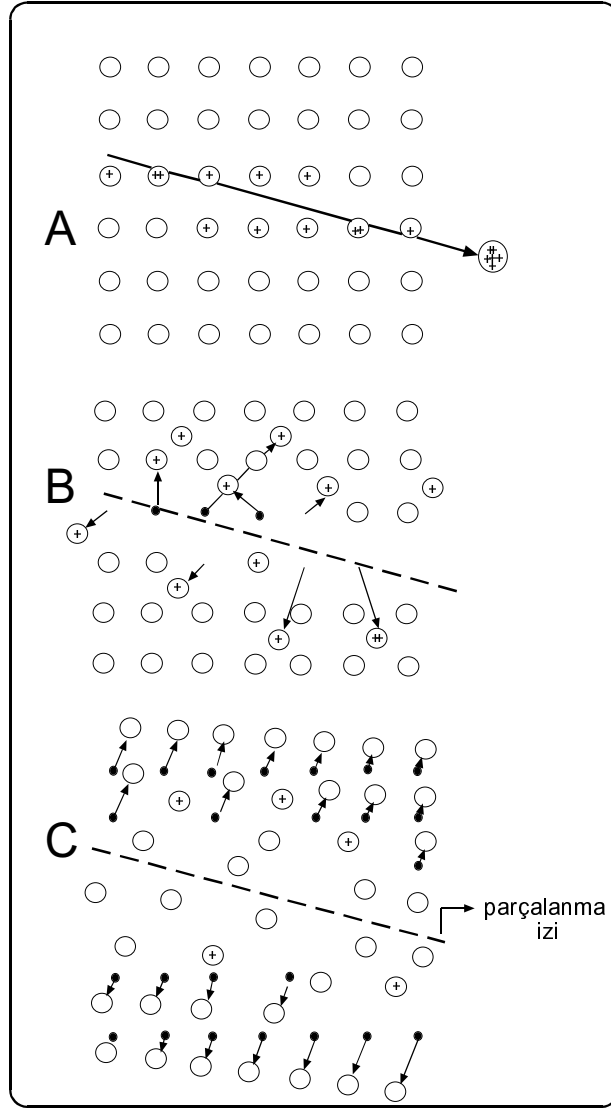
yol bu şekilde düzdür, menzil R değeri $R_v = R$ olarak tanımlanır; yani bir diğer deyişle vektörel menzil ile çizgisel menzil birbirlerine eşit olmaktadır.

Partikülün hareket ettiği yörünge boyunca birim uzaklıkta kaybettiği enerji miktarına $(-dE/dx)$ “**durma gücü**” (stopping power) denilir. İz oluşturan herhangi bir yüklü partikülün hızının yavaşlaması başlıca iki tür etkileşimin sonucu olarak ortaya çıkmaktadır. Bunlardan birincisi, katının kafesindeki atomlarla çarpışması (nükleer çarpışma, nükleer durma gücü); ikincisi ise elektronlarla oluşturduğu etkileşimlerdir ki elektronlarla meydana gelen bu etkileşimler, elektronların uyarılmasına veya yörüngelerinden atılmasına sebep olmaktadır. Bu durumda da kafes atomlarının iyonlaşma olayı meydana gelmektedir (elektronik çarpışma, elektronik durma gücü). Bu olay, aynı zamanda, “fission-track jeotermokronolojisi” olarak da bilinen “**parçalanma izi jeotermokronolojisi**” yönteminin asıl nedenini oluşturmaktadır. Bu durum, Şekil 2.2 de şu şekilde özetlenebilir:

(A) Yüklü partikül yüksek hızla katı içerisinde hareket ederken, elektronik etkileşim veya elektronik çarpışma nedeniyle bazı atomlar elektronlarını kaybederek pozitif yüklü iyonlar haline gelirler ve bu pozitif yüklü iyonlar yüklü partikülün katı içerisindeki hareket güzergahı boyunca meydana geldiklerinden bunlar aynı zamanda bir çizgisel dizilim de oluştururlar.

(B) Yan yana duran benzer yüklü atomlar birbirlerini iterler ve böylece bir seri boşluk alanı meydana getiriler.

(C) Bu boşluk “**parçalanma izi**” (fission track) olarak tanımlanır



Şekil 2.2: Fleischer ve diğ. (1975) tarafından tanımlanan iz oluşumunun üç aşaması. (A) Yüklü parçacığın hareketi ile atomların kafeslerinde meydana gelen iyonlaşma, (B) Coulomb geri tepkimesine göre, iyonların atom kafeslerinde yer değiştirmesi, (C) Parçalanma izlerinin oluşumu (Wagner ve Van den haute, 1992)

3. PARÇALANMA İZİ RADYOMETRİK YAŞ TAYİNİ TEMEL DENKLEMİ

Herhangi bir izotopik yaşlandırma metodu, diğer bir deyişle radyometrik yaş tayini, doğal olarak bulunan ve radyoaktif özelliği olan ebeveyn (parent) bir izotopun, kararlı bir doğurgan (daughter) izotopa dönüşmesi esasına dayanır. Bu esas şu şekilde formülize edilir:

$$N_D = (N_P)_0 - N_P$$

Formülde;

N_D = doğal olarak bulunan ve radyoaktif özelliğe sahip olan ebeveyn izotopun parçalanması ile oluşmuş doğurgan izotop

$(N_P)_0$ = ebeveyn izotopun $t=0$ anındaki ilksel miktarı

N_P = ebeveyn izotopun şu andaki ölçülmüş miktarını gösterir.

$N_D = (N_P)_0 - N_P$ formülü ile gösterilen olayın zaman içerisindeki değişimi veya zamana olan bağımlılığı şu şekilde ifade edilebilir:

$N_P \frac{d}{dt} = -\lambda N_P$ bağıntısının $t=0$ iken integrali alındığında

$$N_P = (N_P)_0 e^{-\lambda t}$$

$$(N_P)_0 = N_P e^{\lambda t}$$

$$N_D = N_P e^{\lambda t} - N_P$$

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

formülüne ulaşılmış olunur. Bu formül parçalanma izi metodunu da kapsayan izotopik yaş tayini yöntemlerinin çoğunluğu için geçerli olan temel bir formüldür.

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

Bu teorik hesaplamaların FT yöntemine uygulanmasında ise N_D yerine U^{238} izotopunun kendiliğinden parçalanması (spontaneous fission) sonucu oluşan izlerin (track) sayılması ile elde edilen değer (N_D) alınmaktadır. N_P yerine ise N^{238} alınır.

$$N_D = N_P (e^{\lambda t} - 1)$$

Buradaki λ değeri ise, sadece parçalanma (fission) ile oluşan λ_f değil, aynı zamanda U^{238} in Pb^{206} ya dönüşümüne neden olan α parçalanmasını ifade eden λ_α 'dan oluşmaktadır. Diğer bir deyişle

$$\lambda_d = \lambda_\alpha + \lambda_f$$

$$N_S = N^{238} (e^{\lambda_d t} - 1)$$

$$N_S = \lambda_f / \lambda_d N^{238} (e^{\lambda_d t} - 1) \quad (\lambda_d : \text{toplam bozunma sabiti})$$

Diğer taraftan, kendiliğinden parçalanma sabiti olan λ_f değeri, α parçalanma sabitinden çok küçük olduğu için, $\lambda_d \approx \lambda_\alpha$ olarak alınabilmektedir. Bu nedenle, yukarıdaki formül

$$N_S = \lambda_f / \lambda_\alpha N^{238} (e^{\lambda_\alpha t} - 1)$$
 şeklinde yazılabilmektedir.

Formülde t değeri çekildiğinde ise

$$t = 1/\lambda_\alpha \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f) (N_S / N^{238}) + 1]$$

formülü elde edilebilmektedir. Bu formülden itibaren işlem yapabilmek için U^{238} miktarının belirlenmesi ve kendiliğinden parçalanma (spontaneous fission) ile oluşan izlerin (track) sayısının bilinmesi gereklidir. Böylece, formüldeki değerlerden N_S değeri U^{238} ' in kendiliğinden radyoaktif parçalanmaya uğraması sonucu oluşmuş izlerin (spontaneous fission track) mikroskop altında sayımı ile bulunur.

U^{238} değeri ise şu şekilde bulunur:

$$U^{235} / U^{238} = I$$

olarak ve sabit bir katsayı şeklinde kabul edilmektedir.

$$U^{235} = I U^{238}$$

diğer taraftan, herhangi bir U^{235} izotopunun, nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucunda “induced fission track” meydana getirdiği bilinmektedir. Termal nötronlarla bombardıman sırasında, U^{235} atomlarından itibaren meydana gelen “induced fission-track” miktarı (N_i), U^{235} atomlarının

miktarına (N^{235}), U^{235} atomunun cross-section değerine (σ) ve termal nötron akısı katsayısına (ϕ) bağlıdır.

Bu izlerin miktarı, şu şekilde formülize edilir

$$N_i = N^{235} \sigma \phi$$

$U^{235} = I U^{238}$ bağıntısından hareketle $N_i = N^{235} \sigma \phi$ formülünden itibaren

$N_i = U^{238} I \sigma \phi$ formülü elde edilir.

Yukarıdaki parametreler

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_s / N^{238}) + 1]$$

formülünde yerine konulduğunda,

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_s / N_i) I \sigma \phi + 1]$$

temel formülü elde edilmektedir.

Parçalanma izi yaş ölçümü nükleer reaktörde irradyasyon ile oluşturulmuş iz yoğunluğuna göre kendiliğinden oluşmuş (fosil) iz oranının belirlenmesi ve termal nötron akısının belirlenmesine dönüşür.

$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (N_s / N_i) I \sigma \phi + 1]$ formülünde;

- $\lambda_{\alpha} = \alpha$ parçalanma sabiti (U^{238} için)
- $\lambda_f =$ kendiliğinden parçalanma (spontaneous fission) sabiti (U^{238} için)
- $N_s =$ Kendiliğinden parçalanmayla oluşan parçalanma izleri
- $N_i = U^{235}$ in termal nötronlarla bombardımanı sonucu oluşturulmuş (induced) parçalanma izleri
- $I = U^{235} / U^{238}$ değeri
- $\sigma = U^{235}$ cross-section sabiti
- $\phi =$ termal nötron katsayısıdır.

Burada, şimdiye kadar bahsedilen değerlerden gerek N_s , gerekse N_i mineralin birim hacminde bulunan parçalanma izlerinin (fission track) sayısını

göstermektedir. Oysa, parçalanma izi yaşlandırma yönteminde, mikroskop altında iki boyutlu düzlem ile kesişen parçalanma izleri ölçülmektedir. Bu durumda, düzlemsel parçalanma izleri sayısına δ denildiğinde;

$$\delta_S = N_S R_S \eta_S f(t)_S q_S g_S$$

$$\delta_i = N_i R_i \eta_i f(t)_i q_i g_i$$

formülleri ortaya konulmuştur. Bu formüllerde;

- $\delta_{S, i}$ = düzlemsel parçalanma izi yoğunluğu
- $g_{S, i}$ = geometri faktörü
- $N_{S, i}$ = sayılan parçalanma izi
- $R_{S, i}$ = parçalanma izlerinin ortalama dağlanma aralığı
- $\eta_{S, i}$ = dağlama yeterliliği faktörü
- $f(t)_{S, i}$ = dağlama zaman faktörü
- $q_{S, i}$ = gözlem faktörüdür.

Diğer taraftan, bu formüldeki değerlerden

$$g_i / g_S = G$$

$$\eta_i f(t)_i q_i / \eta_S f(t)_S q_S = Q$$

denildiğinde yukarıdaki temel formül,

$$t = 1/\lambda_\alpha \ln [(\lambda_\alpha / \lambda_f) (\delta_S / \delta_i) Q G I \sigma \varphi + 1]$$

şeklinde yazılabilir. *Bu pratik yaş denklemidir.*

- λ_α = sabit
- λ_f = sabit
- δ_S = kendiliğinden (spontaneous) ile oluşmuş izlerin bir düzlemdeki yoğunluğu
- δ_i = reaktörde oluşturulmuş (induced) izlerin bir düzlemdeki yoğunluğu

- Q = çalışılan laboratuvarın sabit değeri
 - G = sabit
 - I = sabit
-
- $\sigma = U^{235}$ cross-section değeri (sabit)
 - ϕ = termal nötron akısı (nükleer reaktör sabiti) olarak bilinmektedir.
Pratik yaş denkleminde en tartışmalı değerler;
- $\lambda_f = U^{238}$ spontaneous fission sabiti
 $I = U^{235} / U^{238}$ değeri
 $\sigma = U^{235}$ cross-section değeri (sabit)
 $\phi =$ termal nötron akısı (nükleer reaktör sabiti)

λ_f , ^{238}U kendiliğinden oluşmuş (fossil) parçalanmanın bozunma sabitidir ve

- iyonizasyon odaları ya da dönen kabarcık odaları (rotating bubble chamber) ile direk ölçümler,
- parçalanma ürünü ölçümlerini kapsayan radyokimyasal metotlar,
- mika ya da diğer dedektörlerde doğal parçalanma izlerinin birikimi (U-dedektörü sandviç metotları),
- bilinen yaş örneklerinin analizlerinde kullanılır.

3.1. Yaşlandırma Sistemleri

3.1.1. Mutlak yaklaşım: Mutlak yaklaşımın başlıca ilgisi, örnek irradyasyonu süresince etkili olarak parçalanan ^{235}U atomları kesrinin doğru bir tespitinin yapılmasıdır. Bunu yapmanın en etkili ve direkt yolu bir uranyum monitörü kullanmak ve bir irradyasyondan sonra bu monitördeki parçalanma ürünlerini ölçmektir (örn., γ -spektrometresi ile). Bu amaç için kullanılan metal monitörler ise Au ve Co'tır (daha az oranda Mn).

3.2.2. Yaş standart yaklaşımı: ζ -metodu

$$t = 1/\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} / \lambda_f) (\delta_s / \delta_i) Q G I \sigma \varphi + 1]$$

pratik yaş denkleminde $I \sigma \varphi / \lambda_f = Z$ denilirse yaş denklemi şu şekilde yeniden yazılabilir;

$$t = 1/(\lambda_{\alpha} \ln [(\lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i) Q G Z + 1]$$

Z değeri, aynı reaktör koşullarında (aynı φ) ve tamamen aynı yöntemle analiz edilen, bilinmeyen yaşlı örneklerle birlikte ışınlanmış, bilinen bir t_s yaş standardının analizinden elde edilir. Standart analizden;

$$Z = (e^{\lambda_{\alpha} t_s} - 1) / \lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i)_s G$$

denklemleri elde edilir.

ζ -kalibrasyon metodu Hurford ve Green (1982, 1983) tarafından geliştirilerek bu yaklaşıma özenli ve daha pratik bir yaklaşım sunulmuş, bunun sonucunda

$$\zeta = (e^{\lambda_{\alpha} t_s} - 1) / \lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i)_s G$$

$$\zeta = (e^{\lambda_{\alpha} t_s} - 1) / \lambda_{\alpha} (\delta_s / \delta_i)_s G \delta_m$$

denklemleri elde edilmiştir.

ζ -metodu kişisel, bazı boyutlara göre olan kalibrasyon faktörlerini gösterir. Bundan dolayı, her mineral türünde analiz yapmak isteyen ve bu metodu uygulamak isteyen her araştırmacı tarafından kalibrasyon kişisel olarak uygulanmalıdır.

ζ -kalibrasyon metodu, halihazırda, parçalanma izi yaş tayininde olabildiğince doğru sonuçlara ulaşmada önemli bir yöntemdir.

4. PARÇALANMA İZİ YAŞLANDIRMA YÖNTEMİNİN JEOLJİ- DEKİ UYGULAMALARI: DAĞ KUŞAKLARININ YÜZEYLENMESİNDE ETKİN OLAN ZAMAN-SICAKLIK (t-T) MODELLEMESİ

Herhangi bir mineral içinde ölçülen bir parçalanma izi yaşı (fission-track age), ilk bakışta, bu örnek içerisinde parçalama izlerinin birikmesi için geçen zaman dilimini gösteren bir fiziksel nicelik olarak kabul edilebilir. Bu fiziksel nicelik (radyometrik yaş) jeolojik olarak anlamlı olabileceği gibi anlamsız da olabilir. Ölçülen bu fiziksel niceliğin (yaşın) jeolojik yorumu, jeolojik olarak anlamlı bir olayla birlik oluşturup oluşturmadığını kapsar. Özellikle, jeolojik olarak anlamlı bir olayla birlik oluşturduğu ortaya konulduğunda, bu fiziksel nicelik, artık bir jeolojik yaş olarak değerlendirilir. Bu nedenle, herhangi bir radyometrik yaş tayini çalışmasında, ölçümler sonucunda elde edilen fiziksel nicelikler ile jeolojik yorum birbirlerinden açık bir şekilde ayırt edilmeli; bunlar uzay-zaman içerisinde bir bütünlük oluşturdukları zaman jeolojik olarak anlamlı veriler olarak değerlendirilmelidir. Böylece, bir parçalanma izi yaş ölçümü sırasında gösterilen analitik hassasiyet ve dikkat, aynı zamanda elde edilen sonucun jeolojik yorumu sırasında da gösterilmelidir.

Genellikle, parçalanma izi yaşı, örneklerin oluşum yaşından daha gençtir. Örneğin, 1970 li yıllarda başlıca obsidiyen oluşukları üzerinde uygulanan parçalanma izi yaş tayinlerinde elde edilen ilk sonuçlar oldukça şaşırtıcı ve hayal kırıklığına uğraticı özellikler sergilemiştir. Bu durumun ana nedeni, obsidiyen örneğinin oluşumundan itibaren meydana gelen parçalanma izlerinin, örnek içerisinde sabit olarak kalması ön koşulunun iyi anlaşılmasından kaynaklanmıştır. 1964' lü yılların başlarında Fleischer ve Price (1964) Güney Avustralya ve Güney Asya'da bulunan tektitler (australitler ve indoşinitler) üzerinde çalışırken; tektit oluşumunda beklenen 0.7 milyon yıldan oldukça genç parçalanma izi yaşları elde etmişlerdir. Australitlerden birinde, kendiliğinden oluşan izlerde altere olmuş oyuk görünimleri gözlemlemişlerdir. Bu oluşuklar üzerinde yürütülen laboratuvar çalışmaları sırasında, australitlerdeki parçalanma izlerinin ısıtma deneyleri sırasında daha yavaş dağıldıkları ve boylarının da

kısaldığı görülmüştür. Bu laboratuvar sonuçlarına dayanarak, Fleisher ve Price (1964), australitlerdeki parçalanma izlerinde görülen değişimin, tektitin yeryüzüne düşmesinden sonraki bir zaman diliminde ısınmaya maruz kalmasından türeyebileceğini ileri sürmüştür. Bu çalışmalardan çok kısa bir zaman sonra da doğal cam oluşukları ve minerallerdeki parçalanma izlerinin zaman içerisinde değişikliğe uğrayabilecekleri ve özellikle boylarının kısılabileceği gerçeğine ulaşılmıştır (Maurette ve diğ.,1964; Fleisher ve diğ., 1965).

Yukarıda belirtilen gelişmelerle birlikte, herhangi bir jeolojik oluşuğun parçalanma izi yaşının, bu oluşuğun (cam veya mineral) ilk oluşma yaşından çok genç olması dezavantajı, kısa bir zaman sonra büyük bir avantaja dönüştürülmüştür. Çünkü, parçalanma izlerinin zaman ve sıcaklığa bağlı olarak boylarının kısılması olayından yararlanılarak, duyarlı bir jeolojik termokronometre yöntemi olan **“fission-track jeotermokronolojisi”** yönteminin temelleri atılmıştır. Günümüzde, parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmaları, kayaçların oluşum yaşını belirlemekten ziyade, bunların yeryüzüne ulaşmaları (exhumation) sırasında ~300 °C nin daha altındaki sıcaklıklarda etkin olan yükselme tipi, hızı ve hangi zaman aralıklarında hangi sıcaklıklardaki jeotermal gradyandan etkilendiklerini konu alan zaman-sıcaklık modelleme çalışmalarında yaygın bir analitik yöntem olarak başarılı bir şekilde kullanılmaktadır. Diğer bir deyişle, parçalanma izi yöntemi, Rb-Sr ve K-Ar radyometrik yaş tayini gibi yöntemlerin etkili olduğu ~300-500 °C den daha düşük sıcaklıklardan başlayarak yeryüzüne yakın bölgelerdeki sıcaklıklara kadar değişen sıcaklık aralığındaki jeotermokronolojik saatteki boşluğu kapatmaktadır.

Yukarıdaki bölümlerde teorik olarak temel prensipleri verilen parçalanma izi (fission-track) radyometrik yaş tayini yöntemi oldukça değişik jeolojik sorunların çözümünde başarıyla uygulanmaktadır. Bunlardan başlıcaları (1) dağ kuşaklarının yüzeyleme tarihçesi (2) bünyelerinde volkan camı bulduran piroklastik yataklanmaların yaşlandırılması (tefrakronoloji), (3) basenlerin epirojenik yükselimi, (4) faylar boyunca yer değiştirmenin miktarı ve yaşı, (5) maden yataklarının yaşı ve termal tarihçesi, (6) meteorit çarpması, (7) okyanus tabanı yayılması, (8) arkeometri.

Parçalanma izi (fission-track) radyometrik yaş tayini yöntemi, jeolojik araştırmalarda kabuk deformasyonu ve evrimi konularında en önemli problemlerden birisini oluşturan dağ kuşaklarının yükselimi sırasında etkin olan yükselmenin (1) yaşı, (2) tipi ve (3) hızı'nın analitik olarak belirlenmesini mümkün kılmaktadır. Örneğin, dağ kuşaklarında yapısal unsurlara (dağ kuşaklarının ana eksen, faylar, kıvrımlar, vb) dik doğrultuda ve belirli bir yükseklik profili boyunca alınan örneklerden ayrılacak olan apatit minerallerinde yürütülecek parçalanma izi radyometrik yaş tayini verileri ile yükselmenin yaşı ve tipi (hızlı tektonik yükselme mi yoksa kabuktaki isostatik denge gereği ortaya çıkan durağan yükselme mi) belirlenirken; parçalanma izlerinde gerçekleştirilecek parçalanma izi uzunluk çalışmaları sonucunda ise yükselme sırasında etkin olan t-T modellemesi elde edilebilmektedir.

4.1. Sıcaklık-Zaman (T-t path) Modellemesi ve Parçalanma İzi Uzunluk Dağılımı

Bir örnekteki parçalanma izi boylarının dağılımı, örneğin jeolojik geçmiş boyunca maruz kaldığı termal evrimi gösterir ve böylece farklı zaman dilimlerinde farklı ısısal geçmişe sahip olan örnekler, kendilerine özgü bir parçalanma izi boyu dağılımı pateni sergilerler. Bu yüzden, minerallerde bulunan parçalanma izlerinin boylarının dağılımını incelemek suretiyle, o örneği bulduran kayacın jeolojik zaman içerisinde maruz kalmış olduğu zaman-sıcaklık modellemesi elde edilebilir.

Minerallerdeki parçalanma izlerinin boyları, mineral hazırlama işlemleri sırasında aşındırma-parlatma süreçlerine bağlı olarak mineral yüzeyi ile kesit yapmamış ancak mineral yüzeyine yakın mesafelerde bulunan ve ayrıca mineral yüzeyine tam paralel olan ve mineral yüzeyi ile başka bir parçalanma izi veya bir süreksizlik düzlemi boyunca irtibatlı olan parçalanma izlerinin boyu ölçülür. Bu tür izlere “yatay hapsolmuş izler” (horizontal confined tracks) denilir.

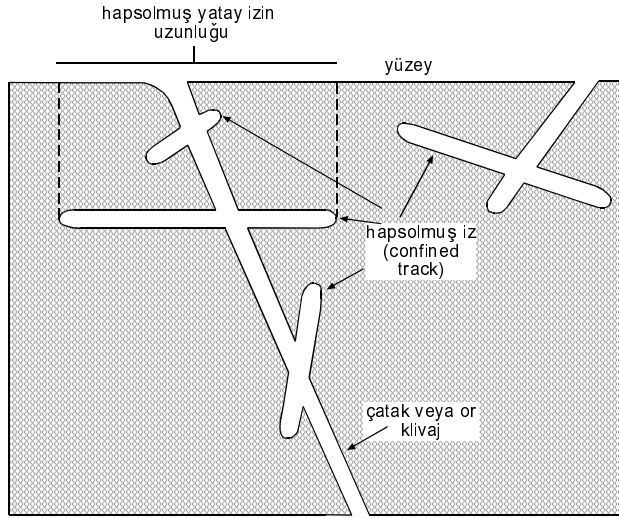
Bu izler mineral yüzeyine doğru bir başka parçalanma izi ile irtibatlanıyorsa “parçalanma izi içerisindeki parçalanma izi” (track in track/

TINT); veya bir süreksizlik düzlemi boyunca irtibatlanıyorsa “klivaj içindeki parçalanma izi” (track in cleavage/ TINCLE) olarak adlandırılır.

4.2. Parçalanma İzlerinin Değişime Uğraması (Annealing/Onarılma)

Parçalanma izi (Fission-track) yaşlandırma yönteminde elde edilen verilerin jeolojik yorumlanması sırasında, **izlerin değişime uğrayarak boylarının kısalması olayı** en önemli parametre olup başlıca aşağıda belirtilen nedenlerden dolayı gerçekleşmektedir.

1. Sıcaklık, şok dalga basıncı, sulu çözeltiler ve iyonlaştırıcı radyasyon, vb. değişik jeolojik parametreler; zaman ve miktar bakımından gerekli yeterlilikte etkili olduklarında, minerallerde oluşmuş olan gizli parçalanma izlerini silebilir. Ancak, şu ana kadar yapılan çalışmalarda ortaya konduğu kadarıyla, bu parametrelerin içerisinde en önemli olanı **sıcaklıktır**.



Şekil 4.1. İz uzunluk çalışmalarında kullanılan iki tip iz: hapsolmuş izler ve yüzeydeki izler (Wagner ve Van den haute, 1992’ den alınmıştır)

2. Parçalanma izi içeren herhangi bir mineralin daha uzun süre ve daha yüksek ısıda onarıma (annealing) maruz kalması, bu mineraldeki iz yoğunluğunun karakteristik bir şekilde azalmasına yol açar.

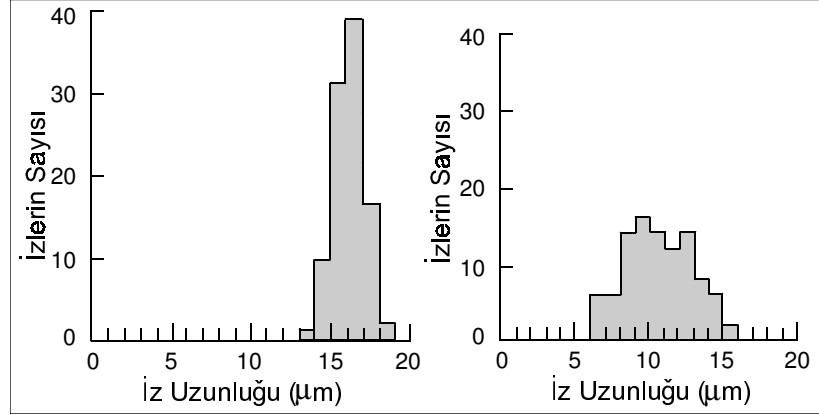
3. Sıcaklık arttırıldığında parçalanma izleri aniden kaybolmazlar, onarılma olarak tanımlanabilecek kısalma tedrici bir süreç olup dereceli olarak etkili olmaktadır. Yok olma yavaş yavaş gelişen bir süreçtir.

4. Parçalanma izlerinin onarılma işlemine (annealing) maruz kalması, genellikle oldukça uzun zaman dilimini kapsayan jeolojik zamanlar boyunca meydana geldiğinden, onarılma sıcaklığı (annealing temperature) bağıl olarak daha düşüktür. Diğer taraftan, apatit ve volkan camı gibi bazı jeolojik malzemelerde yeryüzüne çok yakın yüzey sıcaklığı koşullarında dahi parçalanma izlerinin herhangi bir onarılma işlemine maruz kalamayacağı tam stabilite zonuna (TSZ) erişilemeyebilir. Yani, diğer bir deyişle, bu tür mineral ve jeolojik malzemelerde yeryüzüne yakın sığıltaki sıcaklıklarda dahi jeolojik zamanlar boyunca izlerin onarılması işlemi gerçekleşebilir.

5. Parçalanma izlerindeki termal stabilite karakteristikleri mineralden minerale değişir. Örneğin, parçalanma izleri sfen'den, zirkon'a ve apatit'e doğru daha da artan bir termal kararsızlığa sahiptir. Yani, apatitteki parçalanma izleri daha düşük sıcaklıkta (~120 °C) onarılmaya maruz kalırken, zirkonda biraz daha yüksek sıcaklıkta (~225 °C) ve titanitte ise en yüksek sıcaklıkta (~275 °C) meydana gelmektedir.

Bu onarılma karakteristiklerinden dolayı, aynı örnekteki fosil parçalanma izleri (fossil/spontaneous fission-tracks) ile örneğin nükleer reaktörde termal nötronlarla bombardıman edilmesi sonucu meydana getirilen parçalanma izleri (induced fission-tracks) arasında önemli bir farklılık bulunmaktadır. Bu fark, nükleer reaktörde meydana getirilen parçalanma izlerinin herhangi bir jeolojik zaman dilimi boyunca sıcaklığa maruz kalmamış olmasından kaynaklanmakta ve bu nedenle teorik olarak maksimum büyüklükteki parçalanma izi uzunluğuna sahip olmasını mümkün kılmaktadır. Tipik olarak diğer parçalanma izlerine göre daha uzun olan bu parçalanma izleri aynı zamanda dar bir dağılım aralığı sergilerler (Şekil 4.2). Buna karşılık, fosil parçalanma izleri ise jeolojik zamanlar boyunca meydana geldiklerinden dolayı, jeolojik zamanlar sürecince etkili olan jeotermal gradyanın neden olacağı sıcaklıktan etkilenmiş olacaktadırlar ve bu

nedenle jeolojik zamanın süresi ve jeotermal gradyanın derecesine göre az veya çok onarılmaya (annealing) maruz kalmış olacaktırlar. Bu nedenle, fosil izlerin uzunluğu bağıl olarak daha kısadır ve daha geniş bir dağılım aralığında değişim sunarlar (Şekil 4.2).

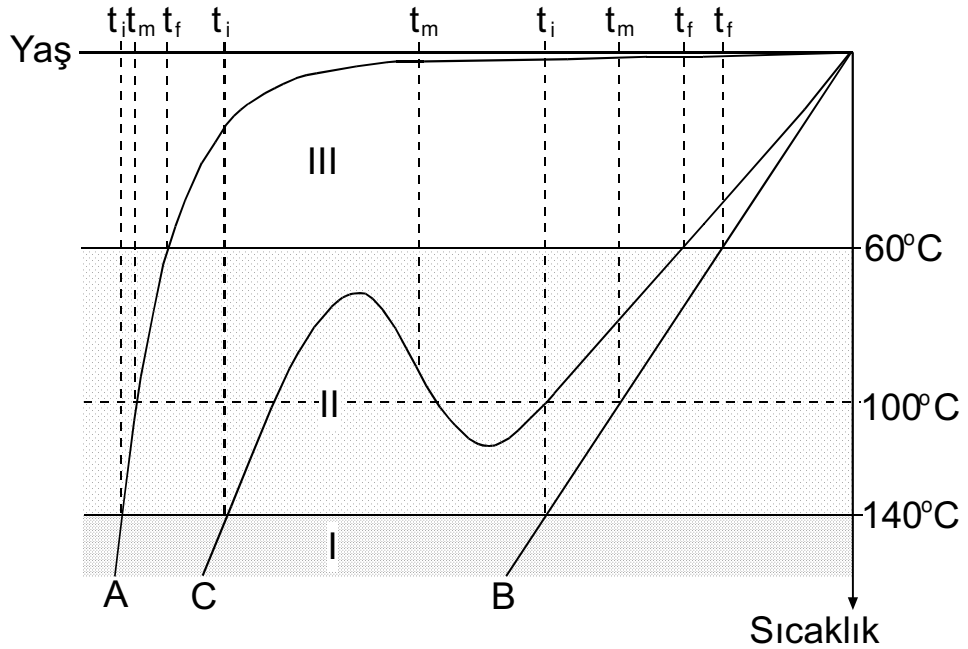


Şekil 4.2. Apatit mineralleri içerisinde nükleer reaktörde meydana getirilen hapsolmuş parçalanma izlerinin (solda) dar uzunluk dağılımı ve hapsolmuş fosil parçalanma izlerinin (sağda) geniş uzunluk dağılımının tipik görünümü (Gleadow ve diğ., 1986)

4.3. Parçalanma İzlerinde Kısmi Onarılma (Partial Annealing) ve Etkin Korunma (Effective Retention) Kavramları

Mineraller ve volkan camlarında parçalanma izlerinin onarılması konusunda yapılan tüm deneylerde, bu sürecin dereceli bir şekilde etkin olduğu sonucu ortaya çıkmıştır. Parçalanma izlerinin onarılması sırasında noktasal bir sıcaklık değeri yerine, bir sıcaklık aralığının etkin olduğu gözlemlenmiştir. Bu gözlemler, ilk kez Wagner (1972b) tarafından tanımlanan “**kısmi stabilite zonu**” kavramı yerine “**kısmi onarılma zonu (KOZ)**” (partial annealing zone-PAZ) kavramının tanımlanmasına yol açmıştır. Bu kavrama göre, herhangi bir jeolojik ortam, parçalanma izinin stabil bir şekilde korunması veya onarılmasına bağlı olarak üç zona ayrılır. Sıcaklığın aşağıya doğru arttığı bu zonlar Şekil 4.3’ de gösterilmiştir.

Yüksek sıcaklıklardaki **toplam onarılma zonu** (total annealing zone) veya **toplam kararsızlık zonunda “TKZ”** (total instability zone-TIZ) (**I no’lu zon**), gizli parçalanma izleri (latent fission-tracks), oluşumlarından hemen sonra hızlı bir şekilde onarılarak kapatılırlar. Çünkü, parçalanma izinin oluşumunu sağlayan süreçler sırasında mineralin kristal kafesinde (+) yüklü iyonlar haline gelen ve bu nedenle birbirlerini iterek kristal kafeste bir hasar izi veya yaygın tanımla parçalanma izi meydana gelmesine neden olan bu (+) yüklü iyonlar, kristal kafes içerisinde parçalanma izinin hemen yakınlarında bir yerlerde bulunmaktadır. Yüksek sıcaklık ortamında, bu (+) yüklü iyonlar tekrar mobilize olarak ilksel yerlerini almakta ve böylece oluşan gizli parçalanma izi hemen kapanmaktadır.



Şekil 4.3. Üç tip T-t evrim modeli A, B, C için ölçülen iz uzunluk yaşı t_m , soğuma zamanı t_i ve kısmi onarılma zonunun bitiminden itibaren başlayan soğumanın yaşı t_f gösterilmektedir (Wagner, 1990). I (tam onarılma zonu; TOZ), II (kısmi onarılma zonu; KOZ), III (toplam stabilite zonu; TSZ). t_o =oluşum yaşı; t_i =KOZ'nun taban kesimlerindeki son soğuma yaşı; t_f =KOZ'nun tavan kesimlerindeki son soğuma yaşı; t_m = KOZ'nun taban ve tavan seviyeleri arasındaki herhangi bir sıcaklığa ait ölçülen yaş ($t_m: t_i > t_m > t_f$) (Wagner, 1990)

Kısmi onarılma zonundaki “KOZ” (partial annealing zone-PAZ) (**II no’lu zon**) orta sıcaklıkta ise, parçalanma izleri tam onarılma yerine kısmen onarılırlar, diğer bir deyişle yukarıda belirtilen (+) yüklü iyonlar, gizli parçalanma izini tam onarma yerine kısmen onarılırlar.

Toplam stabilite zonunda “TSZ” (total stabilite zonu-TSZ) (**III no’lu zon**) düşük sıcaklık altında tüm izler stabildir. Bu zon içerisinde bulunan bir örnek, bu zon (III no’lu zon) içerisinde oluşmuş ve düşük sıcaklıktan dolayı herhangi bir onarılma işlemine maruz kalmamış parçalanma izleri içerebileceği gibi, II. no’lu zonda oluşmuş ve kısmi onarılmaya maruz kalmış parçalanma izlerini de içerebilir.

Sonuç olarak, parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmalarında, parçalanma izlerinin kesin olarak korunmaya başladığı ve herhangi bir değişimin artık meydana gelemeyeceği kesin sınırlarla tanımlanmış bir kapanma sıcaklığı (retention, closure, blocking temperature) kavramı yoktur. Bunun yerine, parçalanma izlerinin kısmen onarılmaya başladığı sıcaklık ile kısmen onarılmanın bittiği sıcaklık aralığı ile temsil edilen bir kısmi onarılma sıcaklık aralığı kavramı mevcuttur. Bu sıcaklık aralıkları farklı minerallerde farklı değerlerdedir ve en iyi tanımlanmış olanı apatit minerali için tanımlanmış olup; kısmi onarılma zonunun **alt sınırı yaklaşık 140-120 °C ve üst sınırı ise yaklaşık 70-40 °C** arasındadır (Wagner ve Van den haute, 1992).

Diğer taraftan, klasik jeotermokronoloji yöntemlerinde ana izotoptan türeyen kız izotopun birikmeye başladığı sıcaklığı tanımlayan kapanma sıcaklığı (closure temperature) , bloklama sıcaklığı (blocking temperature) veya tutma sıcaklığı (retention temperature) kavramlarının, parçalanma izi jeotermokronoloji yöntemindeki karşılığı ise parçalanma izlerinin etkin korunma sıcaklığı (effective retention temperature) kavramı olup, bu sıcaklık değeri farklı minerallerde farklı değerlerde olup; örneğin, apatit mineralinde yaklaşık 100 °C; zirkon için yaklaşık 210 °C ve titanit için ise yaklaşık 250 °C olarak önerilmiştir (Wagner ve Van den haute, 1992).

4.4. Sıcaklık-Zaman Modellemesi (T-t-Path) ve Parçalanma İzi Birikimi

Herhangi bir mineral I no'lu toplam kararsızlık zonunda (sıcaklığın en yüksek olduğu zon) kaldığı sürece, tüm gizli parçalanma izleri (latent fission-tracks) oluşumlarından sonra derhal onarılarak yok olurlar (Şekil 4.3). Mineral, bu zonda kaldığı sürece herhangi bir parçalanma izi birikimi yoktur ve bu nedenle parçalanma izi jeotermokronoloji yaş henüz sıfır değerindedir.

Sıcaklığın düşmesi veya diğer bir deyişle soğumanın başlamasıyla birlikte, mineral kısmi onarılma zonuna (II no'lu zon) girer ve bu andan itibaren parçalanma izi jeotermokronoloji saati çalışmaya başlar. Bununla birlikte, parçalanma izi jeotermokronoloji çalışmalarında, göz önünde bulundurulması gereken başlıca iki önemli nokta şu şekilde vurgulanabilir:

a- Mineral içerisinde oluşan gizli parçalanma izlerinin kayıt edildiği başlıca iki sıcaklık zonu mevcut olup, bunlardan birisi bağıl olarak orta sıcaklık değerlerine sahip olan kısmi onarılma zonudur ki (II no'lu zon) bu zonda gizli parçalanma izleri bağıl olarak daha fazla onarılma işlemine maruz kalırlar; diğeri ise daha düşük sıcaklık değerine sahip olan toplam stabilite zonu (III no'lu zon) olup, bu zondaki onarılma işlemi bağıl olarak daha azdır veya hiç yoktur.

b- Kısmen onarılma işlemine maruz kalan parçalanma izlerinin boyları doğal olarak kısalmış ve mineralin analiz edildiği yüzeyine ulaşma şansları herhangi bir onarılma işlemine maruz kalmamış parçalanma izlerine göre daha azdır.

Parçalanma izi oluşumu ve kısmi onarılma, kısmi onarılma zonu (II no'lu zon) içerisinde aynı anda oluştuğu için, mineralin birim alanındaki net parçalanma izi birikim oranı, bu zon içerisindeki sıcaklığa bağlıdır; örneğin, iz sıcaklık azaldıkça, diğer bir deyişle yüzeye yaklaşıldıkça parçalanma izi birikim oranı artar. Bu yüzden mineralin birim alanında biriken parçalanma izi yoğunluğu, sadece parçalanma izi birikme süresini değil aynı zamanda sıcaklık-zaman modellemesini de (T-t path) yansıtır.

Mineraldeki U içeriğine bağlı olarak meydana gelebilecek parçalanma izi birikimi başlıca üç değişik termal evrim modeli olarak ortaya çıkar (Şekil 4.4). Bu

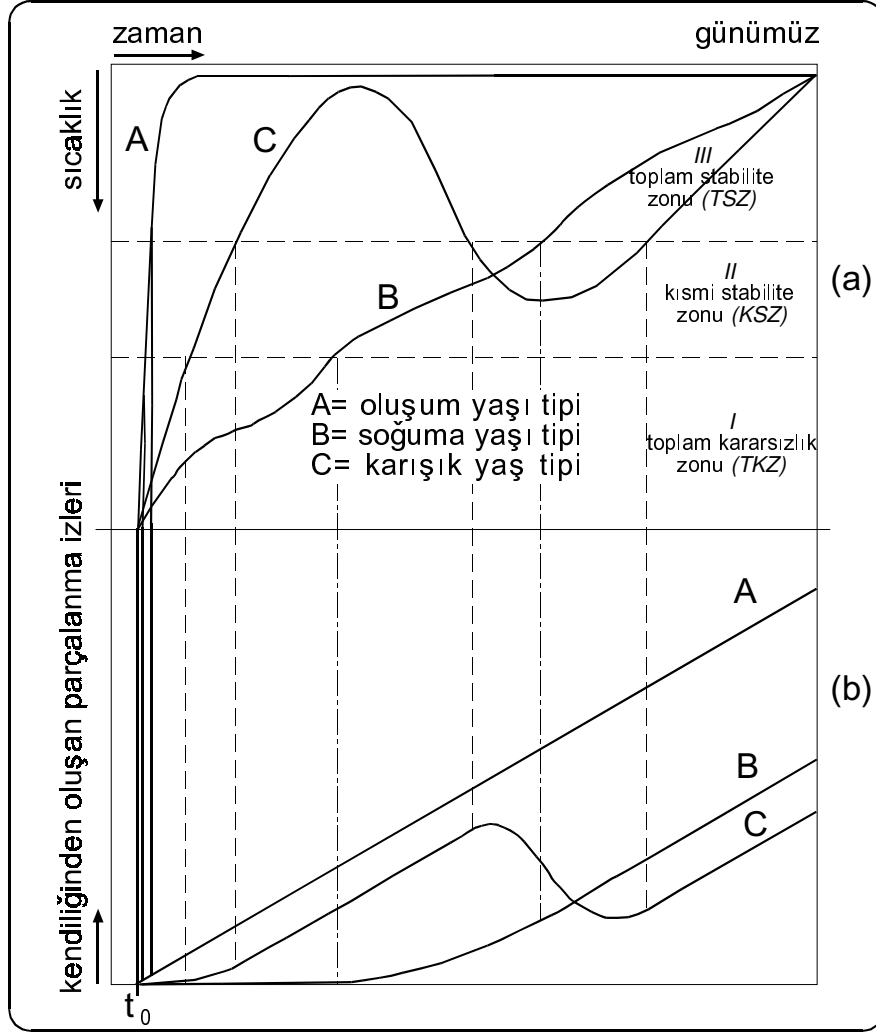
evrim modellerinin her birine karşılık gelen parçalanma izi birikimi ise Şekil 4.4 ün alt kesiminde gösterilmiştir.

Her üç termal evrim modeli için de mineralin t_0 anındaki oluşum sıcaklığının I no'lu zon içerisinde olduğu kabul edilir.

A ile gösterilen ve hızlı soğumayı karakterize eden termal evrim modeli, başlıca volkanik kayalarda etkin olan soğumaya karşılık gelir ki kayaç hızlı bir şekilde soğuyarak II no'lu zonu çabucak geçer ve jeolojik tarihçesi boyunca da III no'lu zonda kalarak evrimini tamamlar.

B ile gösterilen ve bağıl olarak daha yavaş bir şekilde soğumayı gösteren termal evrim modeli daha çok yükselmiş temel kayaçlarını içeren bölgelerde geçerli olup; parçalanma izi birikimi, mineralin oluşumundan epey bir zaman sonra başlamaktadır. Yükselmeye bağlı olarak düşen sıcaklık nedeniyle kısmi onarılma zonuna (II no'lu zon) geçiş sırasında parçalanma izi birikimi dereceli olarak artış gösterir. Kayacın evrimi sırasında, III no'lu zona ulaşıldıktan sonra, parçalanma izlerinin sayısı çizgisel olarak artar. Bu durumda, ölçülen parçalanma izi yaşları, mineralin t_0 oluşum yaşından bir hayli küçük olacak ve II no'lu zondaki soğuma yaşına karşılık gelecektir.

Daha kompleks termal evrim modelini gösteren ***C evrim modelinde ise,*** mineral önce normal bir şekilde soğuyarak II no'lu zona ve hatta III no'lu zona ulaşabilir ancak daha sonra tektonik olaylarla yeniden ısınmaya uğrayabilir ve bu yeniden ısınma sürecinde I no'lu zonun sıcaklığına ulaşmadan normal soğuma süreci boyunca soğuyarak nihayet III no'lu zona ulaşabilir. Kısmi onarılma zonu içerisinde bulunduğu sürece, artan sıcaklığa bağlı olarak onarılma nedeniyle mineralde önceden oluşan parçalanma izlerinin boyları kısalmış ve ayrıca birikmiş parçalanma izlerinin sayısı da azalmış olur. Bu durumda da ölçülen parçalanma izi yaşı, mineralin t_0 oluşum yaşından küçüktür. C termal modelinde, yeniden ısınma sırasında I no'lu zonda etkin olan sıcaklığa ulaşılması durumunda, mineralde önceden oluşum olan tüm parçalanma izleri tam onarılma nedeniyle yok olacağından, mineralin bu andan sonraki termal evrim modelini A veya B modelinden ayırmak olanaksızlaşacaktır.



Şekil 4.4. Kendiliğinden oluşan parçalanma izlerinin (spontaneous fission track) birikiminde termal tarihçenin etkisi. t_0 oluşum yaşı aynı fakat T-t evrim modelleri farklı olan üç hipotetik örnek, diyagramın üst kesimindeki iz onarılma zonu ile ilişkili olarak hızlı sabit soğuma (**A tipi**), yavaş sabit soğuma (**B tipi**) ve termal üzerleme gösteren kompleks soğumayı (**C tipi**) göstermektedir. Diyagramın alt kesiminde parçalanma izi birikimine ilişkin eğriler gösterilmektedir. Üç örneğin parçalanma izi yaşları birbirinden farklıdır ve örneğin oluşumu (A tipi) ve soğuması (B tipi) jeolojik olaylarla ilişkili olabilir veya direk jeolojik anlamı olamayabilir (C tipi) (Wagner, 1972)

4.5. Parçalanma İzi Yaş Tipleri

Herhangi bir kayaç örneğinin parçalanma izi yaşının jeolojik yorumu, bu kayaç örneğinin geçirmiş olduğu termal evrime bağlı olup, bu termal evrim parçalanma izlerinin boyunun ölçülmesi ile elde edilebilmektedir. Kayaç örneğinin geçirmiş olduğu T-t evrimine bağlı olarak parçalanma izi yaşları kayacın oluşumu, soğuması, yükselimi, aşınması, ikincil termal etkiler, vb. süreçlerin yaşını göstereceği gibi jeolojik olarak anlamsız herhangi bir yaş da olabilir (Wagner, 1972). Aşağıda Şekil 3.11' de görüldüğü gibi başlıca üç tip parçalanma yaşı bulunmakta olup; bunlar **A-tipi**, **B-tipi** ve **C-tip yaşlar** olarak adlandırılabilir.

4.5.1. A-pipi yaşlar (oluşum ve erken soğuma)

A tipi T-t evrimi, $(t_i - t_f) \ll t_f$ ile karakterize edilir (Şekil 4.3). Bu T-t evrim modelinde, ilgili kayaç örneğinin II no'lu KOZ'unda geçirdiği süre, III no'lu TSZ'unda kaldığı süreye göre ihmal edilecek kadar azdır. Diğer bir deyişle, kayaç örneği oluşur oluşmaz hemen çok hızlı bir şekilde II no'lu zonu geçerek III no'lu zona ulaşmıştır.

Bu tür T-t evrim modeline sahip örneklerdeki parçalanma izlerinin boylarında önemli bir kısalma meydana gelememektedir; çünkü, örnek, parçalanma izlerinde onarılmının meydana geldiği II no'lu KOZ'nu çok hızlı bir şekilde geçerek, artık herhangi bir onarılmının meydana gelemeyeceği toplam stabilite zonuna (TSZ) ulaşmıştır.

A tipi T-t evrim modeline sahip parçalanma izlerindeki dağılım, hem dar hem de simetrik olup, 14.5 ile 15 μm arasında bir ortalama uzunluk ile 1.0 μm civarında bir standart sapma değerine sahiptir. Gleadow ve diğ. (1986) tarafından "undisturbed volcanic" terimi ile adlandırılan A-tipi T-t evrim modeli sadece volkanik kayaçlarda değil aynı zamanda plütonik kayaçlarda da görüldüğünden, Wagner ve Van den Haute (1992), bu terimin kullanılmamasını önermektedir.

A-tipi T-t evrim modelinin jeolojik yorumlamasında iki farklı durum mevcuttur:

(1) Kayaç örneğinin oluşumunu takiben düzenli ve hızlı bir yükselme-soğuma meydana gelmişse, bu durumda $t_o \approx t_i \approx t_f$ olup, ölçülen parçalanma iz yaşı t_m ise kayaç örneğinin oluşum yaşını tanımlar.

(2) Kayaç örneğinin oluşumunu takiben meydana gelen yükselme-soğuma düzenli ve yavaş ise, $t_i \approx t_f$ olup, t_o oluşum yaşından önemli oranda daha gençtirler ve ölçülen parçalanma izi yaşı t_m ise kayaç örneğinin soğuması sırasında erken soğuma yaşını tanımlar.

4.5.2. B-tipi yaşlar (soğuma ve yükselme)

B-tipi T-t evrim modelinde, kayaç örneği, II ve III no'lu zonlarda bağlı olarak daha yavaş bir şekilde soğumaya uğrar ve bu soğuma tipinde (t_i-t_f) zaman aralığı, t_f (parçalanma izlerinin önemli miktarda kısmi onarılmaya uğradığı zaman aralığı) zamanına göre kısmen daha büyük değerlere sahiptir (Şekil 4.3).

KOZ'unda daha uzun zamanlar boyunca soğumanın sonucu olarak, fosil parçalanma izlerinin boyunda da önemli miktarlarda kısalmalar meydana gelir. B-tipi soğuma sırasında, kayaç örneği oluşum zamanı olan t_o yaşından epeyce sonra KOZ'unun alt sınırına ulaşır. Ölçülen parçalanma izi yaşı olan t_m yaşı, KOZ içerisindeki soğuma sırasında, parçalanma izlerinin belirli bir sıcaklıkta etkin bir şekilde biriktiği anı gösteren $t_o > t_i > t_m > t_f$ ilişkisine uyumlu bir yaşı tanımlar. Bu yüzden, *B-tipi T-t evrim modeline sahip bir örneğin parçalanma izi yaşı, aynı zamanda jeolojik soğuma yaşıdır.*

Diğer taraftan, B-tipi olarak tanımlanan T-t evrim modelinde, parçalanma izleri 12 veya 13 μm arasında değişen ortalama uzunluk ve 1.2 - 2 μm arasında değişen standart sapma değerlerine sahip olup, parçalanma izi uzunluk dağılımı ise aynı zamanda negatif eğilme de gösterir.

Tektonik yüzeylenme süreci, kayaçlardaki parçalanma izlerinin düşük sıcaklık rejimi altında birikmesine neden olur ve bu şekilde biriken parçalanma izlerinin gösterdiği yaş aynı zamanda tektonik yükselme yaşı olarak da kabul edilir. Kayaç dilimi, yukarıya doğru yükselmesine devam ettiği sürece, sabit bir şekilde soğur ve bu sırada, yükselme olayı erozyonel aşınma ile dengelenirse

jeotermal gradyan sabit kalır, yani parçalanma izleri birikimi sabit derinlikte muhafaza edilir. Böylece, ortalama yükselme hızı şu şekilde hesaplanabilir.

$$\text{Yükselme hızı} = \text{soğuma hızı} / \text{jeotermal gradyan}$$

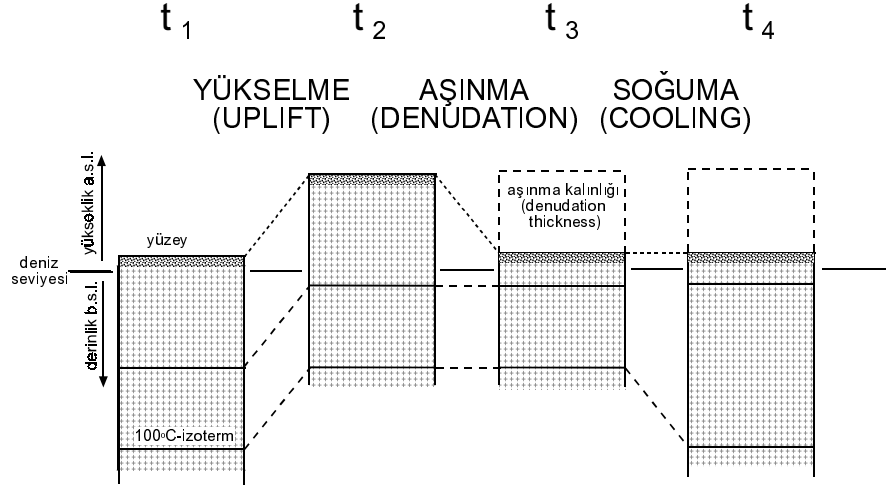
Bu formülle elde edilen parçalanma hızı yaşı da, şu anda yeryüzünde mostra vermiş olan kayaç örneğinin, parçalanma izi birikme sıcaklığını gösteren jeotermal gradyan değerini geçtiği andan günümüze kadar olan zaman dilimini gösteren “**yükselme yaşı**” olarak değerlendirilir. Burada dikkat edilmesi gereken nokta, soğumaya, sadece yükselme olayı neden olmamaktadır, bunun yanı sıra yükselmenin yol açtığı erozyonel aşınmada neden olmaktadır (Şekil 4.5).

4.5.3. C-tipi yaşlar (kompleks ve üzerlenmiş yaşlar)

C tipi T-t evrim modelinde, kayaç örneği, öncelikle I no’lu TOZ’undan II no’lu KOZ’una ve hatta III no’lu TSZ’una kadar soğuyabilir (Şekil 4.4). Bir süre sonra, II no’lu zon içerisinde iken sıcaklık değerinde yeniden ısınma ile bir artış meydana gelir ancak bu artış I no’lu zonun sıcaklıklarına kadar ulaşamayabilir. Bu durumda, mevcut bütün parçalanma izi kayıtlarının silinip, yeni sıcaklık değerini yansıtır biçimde parçalanma izi jeokronometresinin yeniden çalışmaya başlaması beklenir. Böylece, son sıcaklık yükselmesinden itibaren başlayan parçalanma izi jeotermokronometresi, artık A veya B tipi parçalanma izi yaşlarından ayırt edilemeyecek bir özellik kazanarak evrimine devam eder. Parçalanma izlerinin tam olarak kararlı bir duruma ulaşmaları ise, ilgili kayaç örneğinin, ancak, III no’lu zonun sıcaklık değerlerine, yani daha düşük sıcaklık değerine ulaşmasıyla mümkün olur. Kayaç örneğinin, II no’lu zon içerisinde kalma süresi ve bu süre içerisinde etkin olan sıcaklık değerine göre parçalanma izi uzunluklarında üzerlenmiş olan bir kısalma etkisi gözlenir.

C tipi T-t evrim modeline sahip bir örneğin parçalanma izi uzunluk dağılımı incelendiğinde, hapsolmuş yatay parçalanma izlerinin uzunluklarının ve aynı şekilde standart sapma değerlerinin de bağıl olarak daha düşük değerlerde olduğu görülür. Diğer taraftan, bi-modal dağılım gösteren parçalanma izi

uzunlukları ise aynı zamanda iki değişik evrede etkin olan iki farklı termal tarihenin kanıtı olarak değerlendirilir (Şekil 4.3).



Şekil 4.5. Yükselme, aşınma ve bir kıtasal bloktaki izotermilerin düşüşünün arasındaki nedensel ilişkinin sistematik örnekleme. t_1 zamanında jeotermal gradyana bağlı olarak belirli bir derinlikte 100°C olan kayaç kütesinin sıcaklığı t_2 zamanının başlangıcında meydana gelen hızlı yükselme sonucunda herhangi bir değişikliğe uğramaz, jeotermal gradyanı sabit kalır. Kayaç kütesinin hareketine bağlı olarak jeotermal gradyan pasif olarak hareket eder. t_2 zamanı ile t_3 zamanına arasındaki sürede meydana gelen aşınmaya bağlı olarak kayaç kütesindeki sıcaklık aşınan kesimin kalınlığı kadar düşüş gösterir. t_3 zamanı ile t_4 zamanı arasında soğuma olayı jeotermal gradyanın düşüşü ile açıklanır. Yükselme olayı aşınma olayı ile dengelenirse yani, aşınan kesimin kalınlığı kadar aşağı doğru gidilen mesafede sıcaklık sabit kalır. Bu durumda jeotermal gradyan apatitin kapanma sıcaklığını gösteren 100°C' ye eşit olur (Hejl ve Wagner, 1990)

Tablo 4.1. Farklı termal tarihteki örneklerin (apatitlerin) parçalanma izi yaşının jeolojik yorumu (Wagner ve Van den haute, 1992)

TERMAL TARİHÇE	JEOLJİK ORTAM		ÖLÇÜLEN PARÇALANMA İZİ YAŞI t_m ' DEKİ JEOLJİK YORUMLAMA	FOSİL PARÇALANMA İZLERİNİN BOYUTUNDAKİ KISALMA	YAŞ-DERİNLİK PROFİLİ
Erken soğuma (A tipi)	Genç volkanizma Erken yükselim		Oluşum yaşı Erken yükselim yaşı ($t_0 \geq t_i \approx t_m \approx t_f$)	Önemsiz	Stratigrafik profil Yükselim profili (unresolvable uplift rate)
Sabit soğuma (B tipi)	Plütonizma Sabit yükselim		Soğuma yaşı $T_{I\text{eff}}$ ($t_0 > t_i > t_m > t_f$)	Önemli	Yükselim profili (eğim=yükselim oranı)
Termal üzerleme gösteren kompleks soğuma tarihesi (C tipi)	Zayıf ($T \approx T_{II}$)	Gömülme jeotermal gradyanı arttırır	Anlamsız karışık yaş ($t_0 > t_i > t_m > t_f + T_{\text{max}}$ of event)	Güçlü	Kompleks profil (yükseltilmiş fosil KOZ profili)
	Güçlü ($T \approx T_I$) ama kısa	Meteor çarpması Kontak ısınma (siller, dayklar)	Isınma olayı yaşı ($t_0 > t_i \approx t_m \approx t_f + T_{\text{min}}$ of event)	Önemsiz	Kompleks profil yaşı ısı kaynağına doğru azalır
	Güçlü ($T \approx T_I$) ama uzun	Metamorfizma, kontakt ısınma (batolitler)	$T_{I\text{eff}}$ de olay sonrası soğuma yaşı ($t_0 > t_i > t_m > t_f + T_{\text{min}}$ (olayın))	Önemli	Karışık yada yükseklik profili

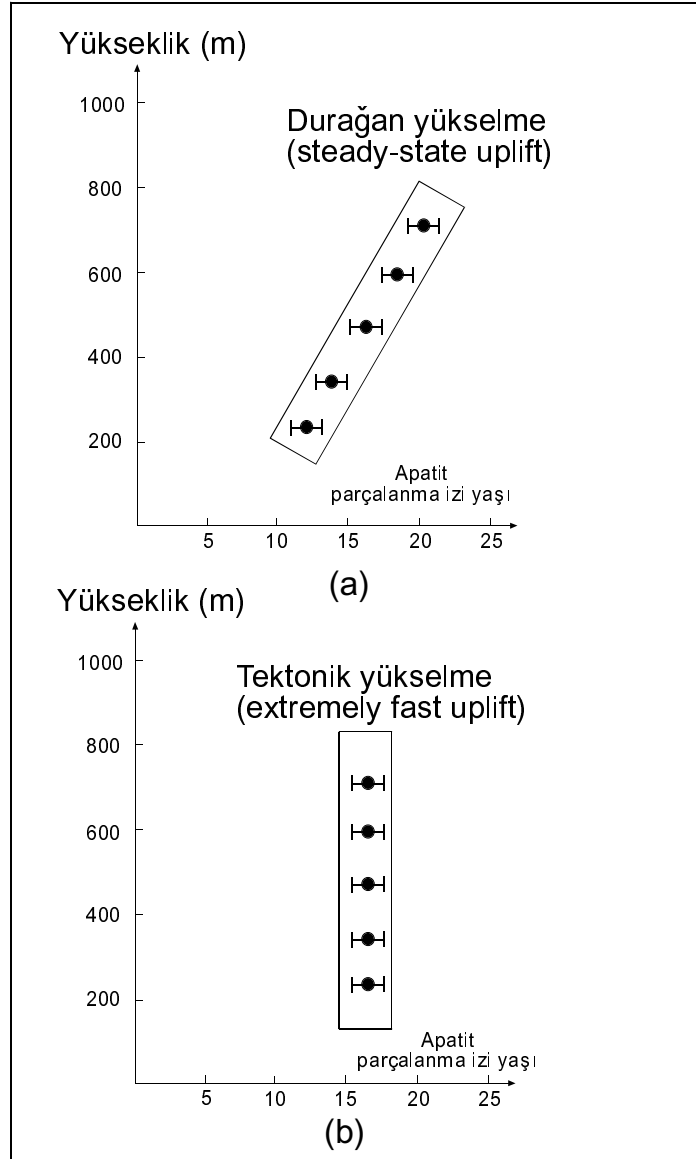
Sıcaklık için semboller; T_I : tam onarılma zonu için, T_{II} : KOZ için $T_{II/III}$: KOZ' un tavanı için, $T_{I\text{eff}}$: KOZ' un içindeki etkili tutulma sıcaklığı, T_{min} : Termal üzerleme sırasındaki min sıcaklık, T_{max} : termal üzerleme sırasındaki max sıcaklık, Zaman için semboller; t_0 : Oluşum yaşı, t_i : KOZ içerisine giriş zamanı, t_m : Ölçülen parçalanma izi yaşı; t_f : KOZ'dan ayrılma zamanı.

4.6. Yaş-Yükselim Profilleri

Parçalanma izi yaşlarının yorumu yaş-yükselim eğrisi ile yorumlanmaktadır. Genellikle jeolojik yaş süper pozisyon kuralına göre derinlikle birlikte artar. Özellikle kristallerden elde edilen parçalanma izi yaşları sıklıkla ters bir davranış gösterirler. Stratigrafik olarak yaşlı kayalar olsalar bile derinlikle birlikte azalan bir yaş gözlenir. Derinliğin artmasına paralel olarak artan sıcaklık, minerallerdeki tutulma sıcaklığını geçtiği andan itibaren yeni bir parçalanma izi saati çalışmaya başlar. Bu andan itibaren önceki saatin gösterdiği değer minerallerden silinmiş (izler tamamen yada kısmen onarılmış) yeni değerler kaydedilmeye başlamış olur.

Yaş-yükselim profilinin trendi ve şekli parçalanma izi yaşlarının yorumlaması ile yakından ilişkilidir ve kayaların termal tarihçelerinin çözümlenebilmesi için ipucu niteliği taşır. Son yıllarda yaş-yükselim profiline ait yorumlamalar başlıca iki grupta toplanmaktadır. Bu yorumlamaların yapılabilmesi için x ekseninde apatit parçalanma izi yaşı (milyon yıl) ve y ekseninde yükseklik (örneklerin arazide deniz seviyesinden itibaren yüksekliği, m.) değerlerinin olduğu bir grafik çizilir. Bu grafikte;

- Yaş-yükselim profiline ait eğri, düz bir çizgi şeklindeyse, burada yükselime neden olan etken tektonik olaylardır ve **tektonik yükselme (extremely uplift)** olarak tanımlanır (Şekil 4.7a).
- Yaş-yükselim profiline ait eğri, pozitif eğim sunan bir çizgi şeklindeyse yükselim yavaş soğuma ile gerçekleşmiştir ve **durağan yükselme (steady-stead uplift)** olarak adlandırılır (Şekil 4.7b).



Şekil 4.7. Apatit parçalanma izi jeokronolojisi verileri yardımıyla (a) durağan yükselme ve (b) tektonik yükselme olaylarının yükseklik-apatit parçalanma izi diyagramındaki trendleri