

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA OLUŞAN FAY KİLLERİNİN JEOKİMYASAL VE
İZOTOPİK AÇIDAN İNCELENMESİ**

Ozan ATALAY

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeoloji Mühendisliği **Anabilim Dalı**

Ocak - 2006

**KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA OLUŞAN FAY KİLLERİNİN
JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK AÇIDAN İNCELENMESİ**

Ozan ATALAY

Eskişehir Osmangazi Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Lisansüstü Yönetmeliği Uyarınca
Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı
Maden Yatakları ve Jeokimya Bilim Dalında
YÜKSEK LİSANS TEZİ
Olarak Hazırlanmıştır

Danışman: Doç. Dr Halim MUTLU

Ocak – 2006

Ozan Atalay' ın YÜKSEK LİSANS tezi olarak hazırladığı “KUZEY ANADOLU FAY ZONUNDA OLUŞAN FAY KİLLERİNİN JEOKİMYASAL VE İZOTOPIK AÇIDAN İNCELENMESİ” başlıklı bu çalışma, jürimizce lisansüstü yönetmeliğinin ilgili maddeleri uyarınca değerlendirilerek kabul edilmiştir.

Üye : Doç. Dr. Halim MUTLU

Üye : Prof. Dr. Erhan ALTUNEL

Üye : Do. Dr. Selahattin KADİR

Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun tarih ve sayılı kararıyla onaylanmıştır.

Prof. Dr. Abdurrahman KARAMANCIOĞLU

Enstitü Müdürü

ÖZ

Dünyadaki en büyük doğrultu atımlı fay zonlarından biri olan ve sayısız yıkıcı depremlerin oluşmasına yol açan sismik etkinliği nedeniyle Kuzey Anadolu Fayı Zonu (KAFZ)' nun jeokronolojik evrimini ortaya çıkarmak büyük önem taşımaktadır. Bugüne kadar KAFZ' nu meydana getiren fayların yaşlarına ilişkin yapılan tüm çalışmalar tektonik, morfolojik ve stratigrafik gözlemlere yöneliktir. Bu çalışmada, KAFZ boyunca oluşan fay killerinden toplanan örneklerin jeokimyasal açıdan incelenmesi amaçlanmıştır. KAFZ' dan toplam 90 adet örnek toplanmıştır. Örnekler üzerindeki laboratuvar çalışmaları, SEM ve XRD ile yürütülen mineralojik tayinler, duraylı (oksijen) izotop kompozisyonlarının belirlenmesine yönelik izotop çalışmaları ve ayrıca örneklerin major oksit, nadir toprak element ve iz element bolluklarının tespiti amaçlı kimyasal analizler şeklindedir. Elde edilen sonuçlar, sınırlı sayıda örnek içinde diyajenetik illit gelişiminin varlığını ortaya koymaktadır. Bu da, fayın kestiği ana kayaçların genellikle kireçtaşı, ofiyolit ve metamorfik olmasından kaynaklanmaktadır. Toplanan örnekler üzerinde yapılan oksijen, hidrojen ve karbon izotop analizleri sonuçları, KAFZ boyunca oluşan ana fay hareketleri sırasında magmatik ve/veya metamorfik kökenli akışkanların hareket ettiklerini göstermektedir. Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca farklı lokasyonlardan alınan illitik killerin oksijen izotop kompozisyonları birbirlerine benzer çıkmıştır ve bu da killerin aynı izotop kompozisyonuna sahip akışkanlardan çıktığını göstermektedir. Toplanan örneklerin iz element içeriği ise fraksiyonel kristallenmeyi göstermektedir. Kuzey Anadolu Fay boyunca meydana gelen geniş illitik kil mineralizasyonunun, fay killerinin hidrotermal alterasyonu ve psödotalitlerle alakalı olduğu ortaya konulmuştur. Örnekler içersinden, fay zonu dışındaki fay öncesi protolitlerinin, illitik kil mineralleri içermemesi hidrotermal süreçlerin fay zonu içersindeki alanlarla sınırlı

olduğunu göstermektedir. KAFZ boyunca oluşan ana fay hareketleri sırasında hareket eden akışkanların bazı bilinen büyük ölçekli fay zonları için daha önce yapılmış çalışmalarla sıkışma tipi orojenik kuşaklar boyunca benzer şekilde gelişmesi ve genellikle mezotermal cevher mineralizasyonu grlmesi ile uyurşma göstermektedir.

SUMMARY

The North Anatolian Fault Zone (NAFZ) one of the best-known and largest active continental fault systems in the world and its geochronological evolution is very important because of its seismic activity. Earlier studies focussing on the age determination of the fault activity have relied mainly on geological, geomorphological and seismological studies along the NAFZ. The aims are to present new data on the timing of the formation and displacement history of the NAFZ, and on the fluid flow history related to the evolution of the NAFZ. Totally 90 units sample collected along The North Anatolian Fault Zone. In the present study, we examine Laboratory studies on samples are mineralogical investigations with SEM and XRD, oxygen and hydrogen isotope compositions determination, REE analysis, trace element analysis and major oxide analysis. Based on a detailed petrographic analysis, existent diagenetic illit is very limited in samples because fault cut the limestone, ophiolite and metamorphic main rocks. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD values of the calculated fluid isotopic composition ($\delta^{18}\text{O} = 5.9 \text{ ‰}$ to 11.2 ‰ , $\delta\text{D} = -59$ to -73 ‰) are consistent with metamorphic and magmatic origin of fluids mobilised during active tectonism. Oxygen isotope compositions of the illitic clays from different locations along the NAFZ are similar, with narrow ranges in $\delta^{18}\text{O}$ values indicating clay precipitation from fluids with similar oxygen isotope compositions and crystallisation temperatures. Trace element analysis indicate fractional crystallisation. Extensive illitic clay mineralisation occurred along the NAFZ related to hydrothermal alteration of the fault gouges and pseudotachylytes. Samples representing the pre-fault protoliths outside the fault zone do not contain authigenic illitic clay minerals indicating that hydrothermal processes were confined to the areas within the fault zone. The interpretation of the fluid flow history of the NAFZ is in agreement with those reported previously for some well-known large-scale high-angle fault zones, which similarly developed along collisional-type orogenic belts and are commonly associated with significant mesothermal ore mineralization.

TEŞEKKÜR

Arazi ve büro çalışmalarında, gerek derslerimde ve gerekse tez çalışmalarında, bana danışmanlık ederek, beni yönlendiren ve her türlü olanağı sağlayan danışmanım Doç. Dr Halim MUTLU'ya, Sayın hocalarım Prof. Dr. Erhan ALTUNEL'e, Prof. Dr. Kadir SARIİZ'e, ve Tonguç UYSAL'a ve en önemlisi yüksek lisansım boyunca maddi manevi desteklerini benden esirgemeyen aileme çok teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET.....	iv
SUMMARY.....	vi
TEŞEKKÜR.....	vii
İÇİNDEKİLER.....	viii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	x
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xii
1. GİRİŞ.....	1
1.1. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Oluşumu.....	1
1.2. Çalışmanın Amacı.....	4
2. FAY KİLLERİ VE BUNLARIN YAŞLANDIRILMASINDA KULLANILAN YÖNTEMLER.....	5
2.1. Fay Kili ve Oluşumu.....	5
2.2. Fay Kili Yaşlandırma Yöntemleri.....	9
2.2.1. ESR Yaşlandırma Yöntemi.....	9
2.2.2. Fission Track Yaşlandırma Yöntemi	12
2.2.3. K-Ar Yöntemi.....	14

İÇİNDEKİLER (devam)

Sayfa

3. METOTLAR.....	15
3.1. İzotoplar.....	15
3.1.1. Radyoaktif İzotoplar.....	15
3.1.2. Duraylı (Kararlı) İzotoplar.....	16
3.1.2.1. Oksijen İzotopları.....	18
3.1.2.2. Hidrojen İzotopları.....	21
3.1.2.3. Karbon İzotopları.....	22
3.2. Mineralojik Tanımlamalar.....	23
3.2.1. X-ışını Difraksiyonu (XRD).....	23
3.2.2. Elektron Mikroskobu Taraması (SEM).....	24
4. ARAZİ ÇALIŞMALARI VE ÖRNEKLEME.....	25
5. MİNEROLOJİ.....	41
6. ANALİZLER.....	43
6.1. Kararlı İzotop Çalışmaları.....	43
6.2. İz Element Analizi.....	47
6.3. Nadir Toprak Elementi Analizleri.....	50
6.4. Major Oksit Analizleri.....	55
6.5. Radyoaktif İzotop Çalışmaları.....	62
6.5.1. K-Ar yönteminin örneklere uygulanması.....	62
7. SONUÇLAR.....	66
8. KAYNAKLAR DİZİNİ.....	68

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
1.1. Kuzey Anadolu Fay zonunun DEM görüntüsü.....	3
1.2. Kuzey Anadolu Fay zonu.....	3
2.1. a) Protomilonit b) Milonit.....	7
2.2. a) UltraMilonit b) Milonit Gnays.....	8
2.3. Kil ve Breş.....	8
2.4. a.)Apatit Fission Track b) Titanit Fission Track.....	13
2.5. Muskovit Fission Track.....	13
3.1. Farklı su kaynaklarının $\delta D - \delta^{18}O$ izotop diyagramı	21
4.1. Kuzey Anadolu Fay zonu üzerinde toplanan örneklerin ayrı ayrı segmentlerini gösteren harita.....	25
4.2. KAFZ'nun Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde açılan hendek ve alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	26
4.3. Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde Mursallı köyünde açılan hendek.....	26
4.4. Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde Yeniköy-Gölcük arasındaki bir yol yarmasında görülen fay (kırmızı çizgi)	27
4.5. KAFZ'nun Gölcük ile Kaynaşlı arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	27
4.6. Akyazı-Bolu segmenti üzerinde yer alan Kaynaşlı viyadüğü.....	28
4.7. Taşkesti civarındaki metamorfik kayaç yarmaları.....	29
4.8. Yenisefa köyü yakınında bir dere yatağının aşındırması sonucu ortaya çıkan fay kili zonu.....	29
4.9. KAFZ'nun Bolu-Kurşunlu arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	31
4.10. KAFZ' nun Dodas- Merzifon arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	32
4.11. KAFZ'nun Havza- Suşehri arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	34

ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.12. LGD-1a No'lu fay kili örneğinin lokasyonu	36
4.13. Almuş civarındaki mağmatik birimlerden alınmış ALM-1a ve ALM-1b No'lu örnekler.....	37
4.14. KAFZ' nun Suşehri- Karlıova arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.....	38
4.15. Yalnızbağ köyü yol yarması (YNB-1b ve YNB-2b).....	39
4.16. (YON-1b) Karlıova- Yoncalı köyü civarından alınan fay kili örneği	40
6.1. Örneklerin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri.....	46
6.2. Fay zonu üzerinden alınan fay killerindeki otojenik minerallerin iz element grafiği.....	49
6.3. Fay zonu üzerinden alınan fay killerindeki otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) grafiği.....	52
6.4. Fay zonu üzerinden alınan KSL ve KHS örneklerindeki otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) grafiği.....	54
6.5. DMN örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu.....	56
6.6. GRD örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu.....	57
6.7. YSF örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu.....	58
6.8. KHS örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu.....	59
6.9. KŞL örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu.....	60
6.10. Örneklerin SiO ₂ 'ye karşılık diğer major oksitlerinin Harker diyagramları.....	61
6.11. İllit Yaş Çözümlemesi (IAA) tekniği ile diyajenetik uç üyenin yaşının tespit edilmesi.....	64

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Cizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1. Kataklastik ve dinamik metamorfik kayaların sınıflandırılması ile ilgili çizelge (Higgins,1971).....	6
4.1. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Saroz - Dodas boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.....	30
4.2. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Dodas – Merzifon arası boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.....	33
4.3. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Havza – Suşehri arası boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.....	37
4.4. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Suşehri – Bingöl Karlıova boyunca alınan örneklere yönelik bilgiler.....	40
6.1. Otojenik mineraller ile birlikte oluşan kalsitlere karbon ve oksijen izotop analizleri sonuçları.....	44
6.2. Fay kili örneklerinin $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri	44
6.3. Otojenik minerallerin iz element analizleri (ppm).....	48
6.4. Otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) analizleri (ppm).....	51
6.5. KAFZ'dan toplanan fay killerindeki illitlerin major oksit kompozisyonları (%).....	55
6.6. KAFZ'nun batı sektöründeki illitlerin K-Ar yaşları (Ma: milyon yıl).....	63

1. GİRİŞ

1.1. Kuzey Anadolu Fay Zonunun Oluşumu

Ülkemizdeki neotektonik yapıların oluşumuna etki eden en büyük etken kıtasal çarpışma olayıdır. Tetis Okyanusunun Miyosen ortasında kapanması ile kıtasal çarpışma gerçekleşmiştir. Türkiye'deki neotektonik yapılar da bu kıtasal çarpışma sonucunda ortaya çıkmıştır. Orta Miyosen'de, Anadolu levhası ile Arabistan levhasının çarpışması ülkemizde neotektonik dönemin başlangıcı olarak kabul edilmektedir (Şengör, vd., 1979).

Türkiye, dünyada sismik olarak en aktif olan bölgelerden biridir. Türkiye, Afrika-Arap ve Avrasya plakalarının kıta çarpışmaları ile kompleks deformasyon izleri göstermektedir. Sismik olarak dünyanın en diri faylarından birisini oluşturan Kuzey Anadolu Fay Zonu, Arap ve Avrasya plakalarının çarpışması sırasında her iki plaka arasında kalan Anadolu plakasının batıya doğru kaçışıyla oluşmuştur. Kuzey Anadolu fayı, Avrasya ve Anadolu plakalarını sınırlayan sağ yönlü transform bir faydır (Şekil 1.1) (Şengör, vd., 1979).

Kuzey Anadolu Fay Zonu, Saros körfezinden doğuya doğru Karlıova'ya kadar devam eder. Kuzey Anadolu Fay Zonunun uzunluğu yaklaşık 1500 km olup toplam atım miktarı 25 km ile 85 km arasında değişmektedir (Şekil 1.2). birkaç yüz metreden 40 metreye kadar olan genişliğiyle tek bir zondur (Bozkurt, 2001).

1900-1995 yılları arasında Kuzey Anadolu fayı boyunca hasar yapıcı ve yüzey faylanması meydana getirmiş M_s^1 5.5 olan orta ve büyük magnitudlü 34 deprem meydana gelmiştir. Son yüzyıl içerisinde (1900-1995), özellikle 1939-1967 esnasında oluşmuş deprem serisi birçok araştırmacının dikkatlerini Kuzey Anadolu fayının üzerinde yoğunlaştırmıştır. Bu aralık içerisinde magnitudü 7.0 dan büyük yüzeyde faylanma oluşturmuş 6 deprem meydana gelmiştir. Bu depremler, fayın 800 km den daha fazla bir uzunluğunu kırmıştır. 1939 Erzincan depremi Türkiye'de oluşmuş en büyük deprem

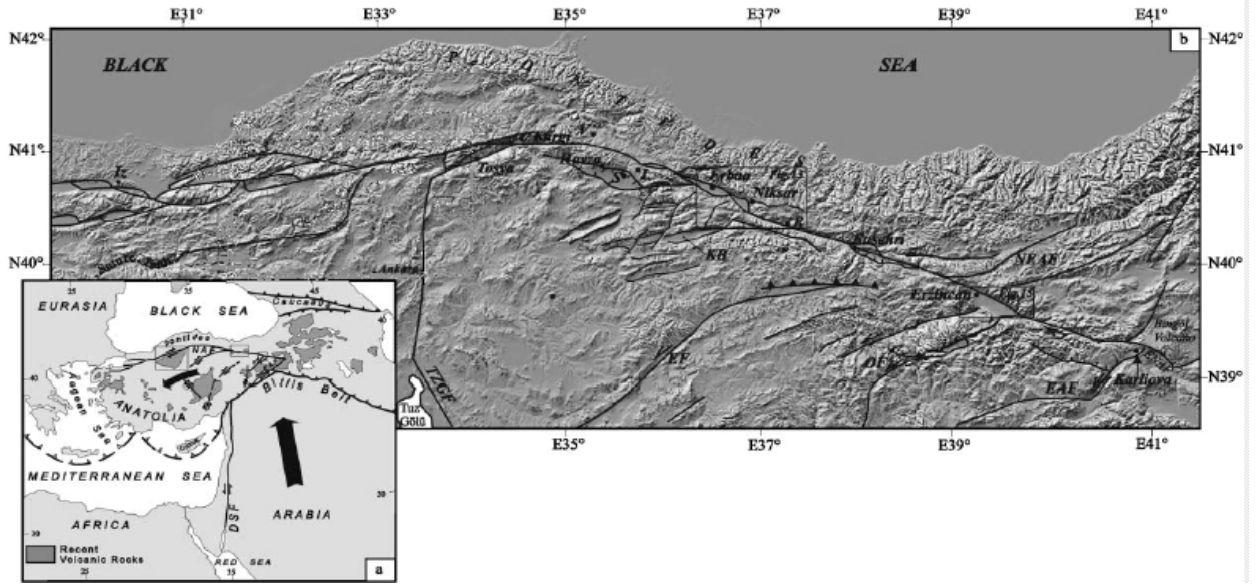
($M_s=7.9$) olup, 32962 kişi hayatını kaybetmiştir. Bu depremde Erzincan'dan Erbaa'ya oradan da Amasya'ya kadar uzanan 360 km uzunlukta yüzey faylanması meydana gelmiştir. Deprem 4.5 metreden daha büyük sağ yönlü yatay bir atım meydana getirmiştir (Ketin 1976). Binlerce insanın öldüğü, ekonomik kaybın olduğu Kocaeli'de büyüklüğü 7.4, Düzce'de büyüklüğü 7.2 olan son iki büyük depremlerden beri birçok yeni çalışma ile daha çok dikkate alınmıştır (Şengör vd., 2005).

KAF zonunun oluşum yaşına yönelik önceki çalışmalar bu fay zonu boyunca gözlenen sedimantolojik ve tektonik ilişkiye dayandırılmıştır.

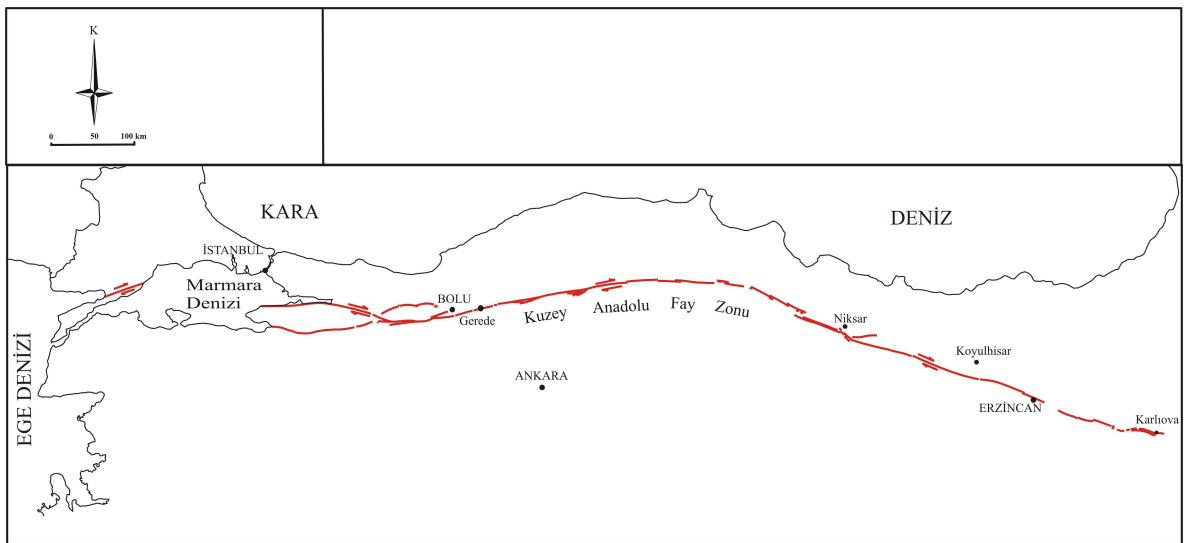
KAFZ için kesin bir oluşum yaşı verilememektedir. Sadece yaklaşımlar vardır. Ancak şunu söyleyebiliriz ki Anadolu-Afrika levhasının çarpışmasından sonra oluşmuş yapılarıdır. Pavoni (1961) KAF için Erken Tersiyer yaşta olabileceğini ileri sürmüştür. Ancak bu ileri sürmeyle birlikte daha sonra yapılan detaylı çalışmalar bu yaş aralığını daha geç zamanlara taşımıştır. Ketin (1976) KAF'ın rift zonu içinde Orta Miyosenden daha yaşlı sedimentler bulunmadığını belirtmiştir. Abdusselamoğlu (1959) Mudurnu civarında elde ettiği bulgulara dayanarak faylanmanın en azından Pliyosenden önce hareket etmeye başlamış olduğunu belirtmiştir. Tatar, Erzincan dolaylarında fay kollarından birinin pliyosen çökelleri ile örtüldüğünü belirterek faylanmanın Pliyosenden önce başlamış olması gerektiğini savunmuştur. Seymen Reşadiye dolayında yaptığı çalışmada Pontidlerle Anatolidler arasında ve Burdagaliyende meydana gelen bindirmenin fayla kesildiğini ve ötelendiğini belirterek faylanmanın Burdagaliyen sonrası meydana geldiğini göstermiştir. Seymen ve Aydın Göynük civarında Alt Miyosen yaşlı kayaçların faylanmadan etkilendiğini ve atıldığını belirtmiştir. Ayrıca Canitez, Arpat ve Şaroğlu fay boyunca yılda 1-2 cm'lik ortalama bir hareketin varlığını belirtmiştir. Eğer bu oranı kabul edip aynı zamanda fay boyunca ortalama 80 km'lik bir atım göz önüne alınırsa bu hızla bu atımın meydana gelmesi yine Burdagaliyen-Pliyosen arasına denk düşmektedir.

Barka (1984), KAF'ın yaşı ile alakalı şu görüşü ileriye sürmüştür. Fay ilk kez Tortoniyen sırasında oluşmaya başlamış Mesiniyen ile Pliyosenin hemen başında fayın terslenme gösterdiği belirtilmiştir. Yine Pliyosen-Erken Pleistosen döneminde KAF'ın

ana kırığının oluştuğu ve deformasyonun geniş alanlar yerine yalnız fay düzlemi boyunca yanıl hareketler şeklinde ortaya çıktığını belirtmiştir.



Şekil 1.1. Kuzey Anadolu Fay zonuunun DEM görüntüsü ; CKI: Çerkeş-Kurşunlu-Ilgaz Havzası; D:Düzce DAF: Doğu Anadolu Fayı; EF: Ecemiş fayı; G: Güvem; GM: Galata Masifi; İz:İzmit; KB: Kazova Havzası; KF: Korgun fayı; L: Ladik; NEAF: Kuzey Doğu Anadolu fayı; R: Reşadiye; S: Suluova; OF: Ovacık fayı; TZGF: Tuz Gölü fayı; V: Vezirköprü. (Ö. Adıyaman vd., 2001).



Şekil 1.2. Kuzey Anadolu Fay Zonu.

1.2. Çalışmanın Amacı

KAF zonunun oluşumu, yerdeğiştirme hikayesi, kaynağı ve yaşına yönelik çalışmalar oldukça sınırlı sayıda ve tartışmalıdır (Bozkurt, 2001). Bu çalışmalardan Barka, 1988 yılındaki çalışmasında fay ilk kez Tortoniyen sırasında oluşmaya başlamış Mesiniyen ile Pliyosenin hemen başında fayın terslenme gösterdiği belirtmiştir. D.P. McKenzie, 1970; Bozkurt, 2001; Şengör 1979 bu çalışmalara örnek teşkil eder. Kuzey Anadolu Fay Zonunun yaşına yönelik önceki çalışmalar bu fay zonu boyunca gözlenen sedimentolojik ve tektonik ilişkiye dayandırılmıştır (Şengör, 1979).

Bu çalışmanın amacı, KAF zonunun oluşum yaşına, yerdeğiştirme hikayesine yeni veriler sağlamak ve Kuzey Anadolu Fay Zonunun evrimi ile ilişkili akışkanların fay aktivitesi sırasındaki sıcaklık koşulları, kaynakları ve hareketleri hakkında bilgi edinmektir. Bu amaçta, KAF zonu boyunca yüzeylenen kayalardan ayrılmış kil minerallerinin minerolojik, izotopik ve jeokronolojik çalışmaları yapılmıştır.

2. FAY KİLLERİ VE BUNLARIN YAŞLANDIRILMASINDA KULLANILAN YÖNTEMLER

2.1 Fay Kili ve Oluşumu

Yerkabuğunun üst kesimlerinde kabuk soğuk olduğundan bu zonlarda gelişen deformasyonlar kırılgen türdendir ve bunlar kıvrım, fay, bindirme ve makaslama zonları meydana getirir. Bu tür yapısal unsurların eşliğinde genellikle metamorfik reaksiyonlar gelişmez. Buna karşılık deformasyona uğrayan kayalar ve bunların içindeki mineraller kırılır, ezilir ve ufalanır. İşte böyle yersel alanlarda gözlenen ve mekanik kuvvetlerin etkisiyle gelişen metamorfizma türüne kataklastik metamorfizma (kataklastik) adı verilir.

Yerkabuğunda çok şiddetli deformasyonların geliştiği alanlarda bölgesel orojenik metamorfizma ile kataklastik metamorfizma arasında özelliklere sahip dinamik metamorfizma bir diğer metamorfizma türü olarak ayırt edilmektedir. Dinamik metamorfizma kayalarda hem kataklastik metamorfizma gibi mekanik ufalanma-ezilme olayları meydana getirmekte hem de bölgesel metamorfizma gibi yeni mineral gelişimine neden olmaktadır. Kataklastik ve dinamik metamorfik kayalar, kayalardaki porfiroblastların boyutlarına göre ve mineral gelişimlerine göre sınıflandırılmıştır. Kataklastik ve dinamik metamorfik kayaların sınıflandırılmasıyla ilgili çizelge Çizelge 2.1'de verilmiştir (Higgins, 1971).

Dinamik metamorfik kayalar genel olarak milonit olarak bilinmektedir. Bunlar bölgesel metamorfik kayalarda olduğu gibi yeni mineral geliştiren, yapraklanma vb metamorfik fabrike sahip kayalardır. Milonitik (dinamik metamorfik) kayalar genellikle büyük bindirme zonlarında, kıtasal gerilme alanlarında ve bunlara benzer büyük ölçekli yapısal elemanlar boyunca gelişir.

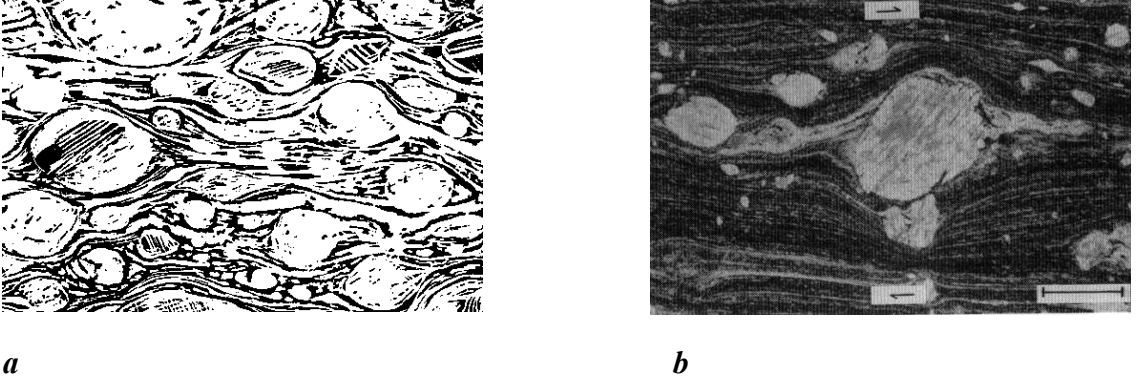
Çizelge 2.1. Kataklastik ve dinamik metamorfik kayaların sınıflandırılması ile ilgili çizelge (Higgins, 1971).

	Birincil kohezyonsuz kayalar	Birincil kohezyonlu kayalar				
		Kataklastik neomineralizasyon ve rekristalizasyona göre egemen		Neomin.-rekristaliz. kataklastiklere göre egemen		
		Fluksiyon yapısı gelişmemiş	Fluksiyon yapısı gelişmiş	Fluksiyon yapısı gelişmiş		
Kayadaki porfiroblastların yaklaşık % oranları	>50	Fay breşi	Mikrobreş	Protomilonit	Milonit gnays (Milonit şist)	Çıplak göz ile görülebilir
	<50			Milonit		
	>10	Fay kili	Kataklastik	Ultramilonit	Blastomilonit	>0.2mm
	<10					Fillonit

Protomilonit kohezyonlu bir kırılma/ezilme breşidir. Çıplak göz ile görülebilen merceksi parçalar içerir ve bunların araları daha ince taneli matriks gerci ile doldurulur. Merceksi parçalar kayanın %50'den fazlasını kapsar (Şekil 2.1.a).

Milonit kohezyonlu, kataklastik foliasyona sahip mikroskopik basınç breşi olarak tanımlanabilir. 0.2 mm'den daha büyük olan porfiroblastlar kayanın %10-50'sini oluşturur.

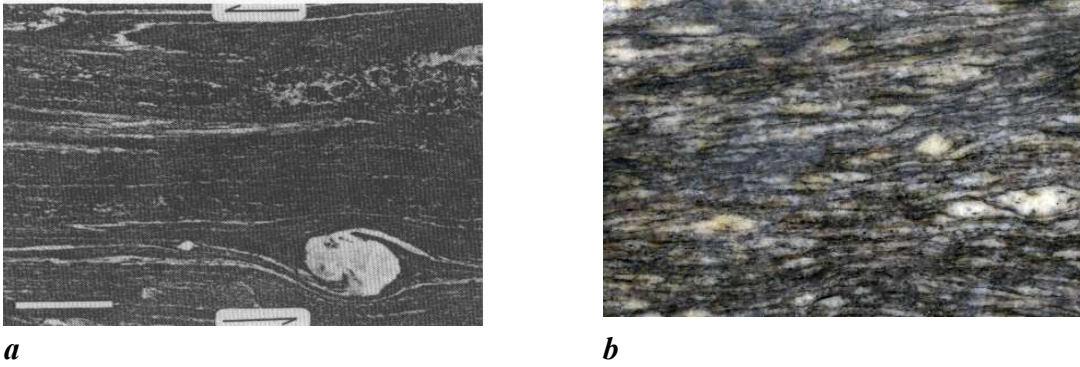
Milonitlerde az oranda yeniden kristallenme (rekristalizasyon) ve hatta yeni mineral gelişimi (neomineralizasyon) gözlenir, ancak egemen doku kataklastiktir (Şekil 2.1.b).



Şekil 2.1. a) Protomilonit b) Milonit (N. M. Jessell, 2000)

Ultramilonit kohezyonlu, afanitik, kataklastik foliasyonlu ileri derecede ezilme-kırılma ile gelişmiş bir basınç breşidir. Tane boyları oldukça incedir. Milonitte olduğu gibi, ultramilonitlerde de az oranda rekristalizasyon ve neomineralizasyon süreçleri görülür. Kataklastik doku egemendir. Ultramilonit, milonitleşmenin en ileri evresidir (Şekil 2.2.a).

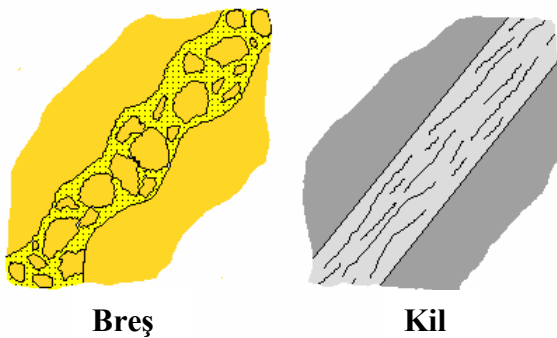
Milonit gnays iri taneli bir milonit ile gnays/şist arası bir kayadır. Gözlü (augen) bir dokuyla hem kataklasis hem de neomineralizasyon-rekristalizasyon ile gelişmiştir. Gözler genellikle felsik mineral porfiroblastları veya bunların ezilmiş, kırılmış yığılımları ile temsil olunur. Bunlar rekristalize olmakla birlikte kataklastik doku izleri sergilerler. Porfiroblastların çoğunluğu 0.5mm'den daha iri olup, kayanın %30'undan daha fazlasını oluşturur (Şekil 2.2.b).



Şekil 2.2. a) UltraMilonit b) Milonit Gnays (Menderes Masifi) (N. M. Jessell, 2000)

Breş, köşeliden yuvarlağa değişen parçalanmış gercin oluşturduğu kohezyonsuz bir kayadır. Çoğu parçalar çıplak göz ile görülebilir büyüklüktedir ve bunlar kayanın %30'dan daha fazla bir kesimini kapsar (Şekil 2.3).

Kil, faylar boyunca ezilme, ufalanma ile gelişen pasta benzeri, kil görünümlü kohezyonsuz kayalara verilen isimdir. Kayanın parçalanmış taneleri gözle görülemeyecek kadar ufaktır ve bunlar kayanın %30'dan daha fazla bir kesimini oluşturur.



Şekil 2.3. Kil ve Breş

2.2. Fay Kili Yaşlandırma Yöntemleri

Birçok fay kili yaşlandırma yöntemi mevcuttur. Dünyada en çok kullanılan fay kili yaşlandırma yöntemleri ESR (Elektron spin rezonans), Fission Track (bölünme izleri) ve K/Ar yöntemleridir.

2.2.1. ESR Yaşlandırma Yöntemi

ESR ile jeolojik fay hareketlerinin yaşlandırılması, fay zonundan örneklenen kuvars içindeki bozuklukların faylanma sırasında oluştuğu varsayımına dayanmaktadır. En son fay hareketinin yaşı (T), katkı dozla değer biçilen eşdeğer doz (D_E) ve (\dot{D}) doğal radyasyon doz yüzdesi kullanılarak fay yaşı hesaplanabilir. Fay hareketi sırasında oluşan çeşitli tipteki bozukluklar, ESR fay yaşlandırması için kullanışlı olduğu dikkate alınmıştır (Tanaka and Shidahara, 1985; Arıyama, 1985; Ito and Sawada, 1986; Fukuchi et al., 1986; Buhey et al., 1988; Fukuchi, 1989; Tanaka, 1990; Grün, 1992; Lee and Schwarcz, 1994).

Bunlar arasında (E_i) olarak gösterilen paramagnetik merkez vardır. Bu merkez $g = 2,001$ çevresinde keskin ESR sinyallerine yol açar ve bu da fay yaşlandırılmasında yaygın olarak kullanılır. Bu sinyal kullanılarak bulunmuş birkaç ESR yaşı kabul edilebilir görünmektedir. Ancak, bu sinyali güçlendirmek, geniş termal ya da mekanik enerji gerektirmektedir.

Fay kili yaşlandırmasının esası, faylanma sırasında termolüminesans sinyallerinin sıfırlanmasıdır. Bu olayın gerçekleşmesinde iki tip mekanizma göz önünde tutulmaktadır. Termal ya da makaslama ve hidrostatik basınç/gerilim etkileridir.

Termal etkiler: faylanma sonucunda ısı oluştuğu bilinmektedir. Faylanma yaşını bulmak için sıfırlamayı farklı termal dengelerde, kuvarsın farklı ESR

merkezlerinin (OHC, Ge, Al, Eç) kullanılması önerilmektedir (Fukuchi, vd.,1989). Termal deneyler, Al ve Eç merkezlerinin 350 °C üzerinde, OHC ve Ge merkezinin sadece 400 °C de tamamen sıfırlandığını göstermektedir. Böylece, farklı termal dengede farklı merkezler için aynı hesaplanan ESR yaşı, faylanma sırasında ESR sinyallerinin tamamen sıfırlandığını gösterecektir.

Basınç/Gerilim etkileri: İkeya vd.,1992 hidrostatik gerilimin, faylanma süresinde jeolojik ESR sinyallerini sileceğini belirtmektedir. Gerilim, yerdeğiştirmeler ve makaslama deneyleri, basıncın birkaç MPa ve yerdeğiştirmenin 10 cm'den az olması durumunda ESR sinyallerinin silinmesine sebep olabildiğini göstermektedir.

Diğer deneysel veriler ise, çeşitli merkezlerdeki ESR yaşlarının tane boyuna göre azaldığını ve kritik tane boyu altında sabit bir değere ulaştığını göstermektedir. İkeya vd., fay kili ESR yaşlandırması için yeni bir izokron metodu önermektedir (İkeya vd., 2001). Bu metot, çeşitli tane boyları için bulunmuş paleodozların, dışsal yıllık dozun fonksiyonu olarak grafipte yerleştirilmesiyle çıkan eğrinin eğimi izokron yaşını vermesidir.

Yeni bir ESR sinyali bulunmuştur. E_i sinyali ile örtüşmektedir. Aktif petrolojik fayların ince fay kili tabakalarından alınan kuvars tanelerinde görülmektedir. Bu yeni keşfedilen sinyal (R) yüksek mikrodalga güçlerinde daha iyi saptanmaktadır. R sinyalinin yoğunluğu yapay gamma ışınlarına maruz kalmasıyla artmaktadır. Oysa ki E_i sinyalinin yoğunluğu yapay gamma ışınına maruz kalınca azalmaktadır. En son faylanmanın yaşını yansıtan R sinyalinin eşdeğer dozu dikkate alınmıştır. R sinyali birkaç özelliğini, fay killerindeki kuvarsın R sinyallerinin eşdeğer dozuna bağlı sunmaktadır.

Bu yöntemle yapılan çalışmalara dünyadan örnek verecek olursak; Güney Kore'deki Wangsan fayı içinde ESR yaşlandırılması yapılmıştır (Lee H. K., Yang S. K., 2003). ESR yaşı bulunması için tek bir fay kili zonundan yararlanılmıştır. Bu bloktaki ortalama yükselme 0,04 cm/yıl'dır. Bu da Kuvaterner çökellerinin yer değiştirmesinin

yaşına dayanmaktadır. Reaktivasyon zamanındaki fay kili derinliği 220 m'dir. Buda ESR yaşı ve yükselme değerine göre değerlendirilmektedir. ESR yaşları fay hareketi sırasında geçmişte 220 m derinlikteki fay kilinin reaktivasyon zamanını gösterdiği sonucuna varılmıştır.

Türkiye'de yapılmış çalışmalar da mevcuttur. Bunlardan biri KAF ve NF (Nojima fayı, Japan) ESR ile yaşlandırılmasıdır (Ulusoy, 2004). Elektronspin rezonans (ESR) yaşı KAF ve NF fay killlerinden örneklenen kuvarsın içindeki Al, E¹ ve OH merkezlerinden elde edilmiştir. Bu veriler iki çelişkili kriterle test edilmiştir. Fay hareketleri süresince sinyallerin tamamen yenilenmesinin tanımlanmasında kullanılırlar. Bunlar tane boyutu ve izokron modelleridir. Tane boyutu metodu, tane boyutu azaldıkça yaşların da azalacağı esasına dayanmaktadır. Bunun sebebi de faylanma sırasında ince tanelerin çok yoğun strese maruz kalmalarıdır. Bu taneler tamamen yenilenince, sabit yaş elde edilir. İzokron metodu yeni oluşan kırık yüzeylerinin dışsal alfa ve beta radyasyonuna maruz kalmasına dayanmaktadır. Küçük taneler, geniş dozda değerler biriktirmelidir.

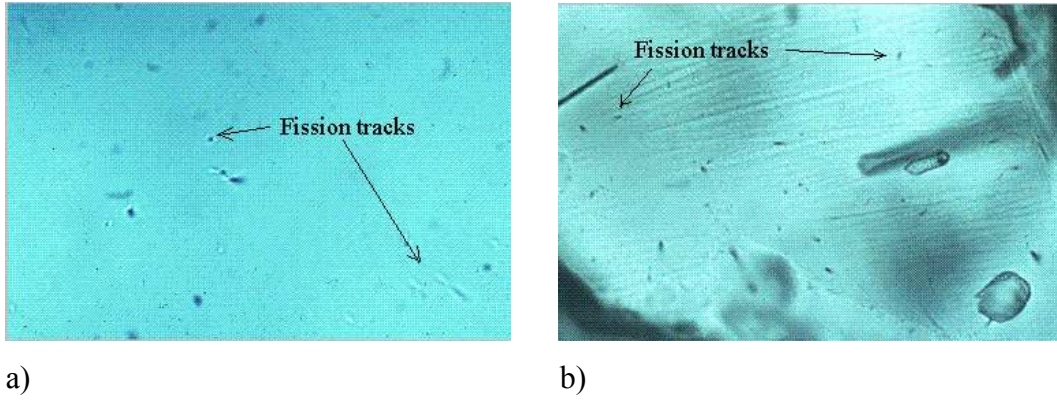
Tane boyu ile dışsal ürün dozu yüzdesinin izokron doğrusu kırılma prosesinin yaşını vermektedir. Çoğu örneğin azalan tane boyu ile küçük dozlarda ürün vermektedir. Buda önde gelen tane boyutu metodunun prensiplerini doğrulamaktadır. KAF için bulunan ESR yaşı Alt Miyosen'den Pliyosen olarak elde edilmiştir. Örneklerden biri faylanmanın başlangıcına yönelik $2,54 \pm 0,58$ Ma ilk yaş vermektedir. En genç yaş $0,59 \pm 0,1$ Ma'dır. Nojima fayından alınan örneklerden bulunan minimum yaş ise $1,56 \pm 0,22$ Ma'dır.

2.2.2. Fission Track Yaşlandırma Yöntemi

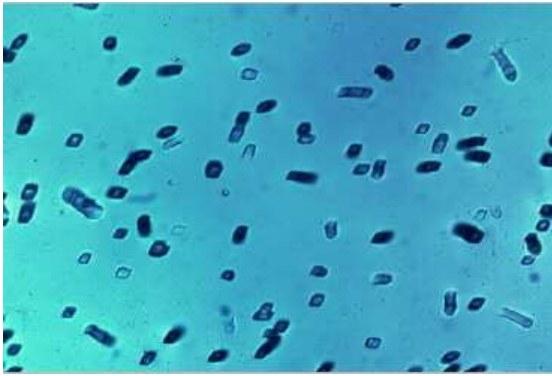
Uranyumun ^{238}U ve ^{235}U izotopları çoğunlukla alfa ve beta taneciklerinin yayılmasıyla bozunur. ^{238}U , yine de ara sıra kendi kendine olan bölünme yolu ile de bozunmaktadır. Bu süreç sırasında bölünen parçalar, orijinal U atomunun yakın çevresindeki kristal yapılara zarar vererek dışarı çıkmaktadır. Bu parçalar optik mikroskopta görünene kadar büyüeyebilirler.

Parçalanmış kısmın yoğunluğu ^{238}U atomlarının miktarını vermektedir. Bu da mineral oluşumundan beri gerçekleşen bozunmadır (sıcaklıkların sertleşme sıcaklığına düştüğü zamandan beri). Mineral içindeki mevcut U miktarı, ^{235}U atomlarının bölünmesi için mineralin termal nötronlara maruz bırakma ve bölünme izleri üretmesi ile saptanmaktadır.

Bu izlerin yoğunluğu ve toplam nötron akı-zaman miktarı, mineral içindeki ^{235}U miktarının saptanmasında kullanılabilir. ^{235}U ve ^{238}U arasındaki sabit ilişki, mineral içersindeki ^{238}U miktarı kullanılarak da bu izlerin yoğunluğu ve toplam nötron akı-zaman miktarı ve yaş saptanabilir. Bu metot kullanılarak apatit, titanit ve zirkon mineralleri yaşlandırılmaktadır (Şekil 2.4-2.5). Apatit ve titanit, ezilmiş kayalık örneğinden ağır akışkan ve elektro-manyetik tekniklerle ayrılır.



Şekil 2.4. a.)Apatit Fission Track b) Titanit Fission Track



Şekil 2.5. Muskovit Fission Track

Bu yöntemi çalışmalarında uygulayanlardan biri de H. Zwingmann ve N. Mancktelow'dur (2004). Avrupa Alplerindeki kilce zengin fay breşlerinin yaşlandırılmasında bu yöntem kullanılmıştır. Alınan sonuçlarda K-Ar yaşları ve fission track yaşları birbirleri ile tutarlıdır. Brittle deformasyonunun direkt yaşı için K-Ar yaşlandırılması uygulanabilirliği ispatlanmıştır. Yaşlar apatit ve zirkon fission track ile bulunmuştur.

2.2.3. K-Ar Yöntemi

Potasyum-Argon yöntemi, potasyum içindeki ^{40}K 'nın radyoaktif bozunma ile ^{40}Ar üretmesi esasına dayanır. K elementinin doğada çok yaygın olarak bulunması yanında bu metodun diğerlerine göre daha ucuz olmasından ötürü, K-Ar yaşlandırma teknikleri yaygın olarak kullanılmaktadır. K'un izotopik bileşimi iyi bilindiğinden, örnek yeterince K içeriyorsa (>%3), K miktarı XRF, AAS gibi yöntemlerle belirlenir ve ^{40}K matematiksel olarak belirlenir. Örneğin az miktarda K içermesi halinde, ^{40}K izotop seyreltmesi ve kütle spektrometresi yöntemleri ile ölçülür. ^{40}Ar ise gaz spektrometresi ile ölçülür ve yaş denklemleri ile örneğin yaşı belirlenir (Akçay M., 2002).

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ lazer tekniği, Tambach (Kenya) fay zonundan alınan psödotaklit örneklerine uygulanmıştır. Orojenik kuşakların tektonik evriminin anlaşılması çeşitli ölçeklerdeki tektonik yapının yaşının belirlenmesine bağlıdır. Çalışmada da $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırma tekniği ile lazer değerlerinin kullanılışı gösterilmektedir. Bulunan yeni verilerle, pseudotaklit formasyon yaşı 400 Ma olarak yorumlanmıştır (Sherlock S. C., Hetzel R., 2001).

Bunlar gibi birçok çalışma vardır. Batı Antartik Rift sistemindeki Senozoyik fayın pseudotaklitleriyle $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yaşlandırılması (Gianfranco Di Vincenzo vd., 2004), Kuzey Sidney havzasındaki fay killerinin K-Ar yaşlandırılması, Avustralya (H. Zwingmann, vd., 2004).

Bir başka çalışma ise Kuzey Menderes kompleksindeki granitoyit ve açılma deformasyonunun $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ yöntemiyle yaşlandırılmasıdır (Işık vd., 2004). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ verileri milonitik deformasyonun $22,86\pm 0,46$ Ma ortaya çıktığını göstermiştir. Granitoyitin soğuma yaşı ise $20,19\pm 0,28$ Ma'dır.

3. METOTLAR

3.1. İzotoplar

İZOTOPLAR bir elementin atom numarası aynı, atomik kütlesi farklı olan atomlarıdır. Atomlar, (+) yüklü protonları ve yüksüz nötronları içeren bir çekirdek ile onu çevreleyen ve (-) yüklü elektronları içeren yörüngelerden oluşmaktadır. Çekirdekdeki protonların sayısı Atom Numarası (Z) olarak bilinmekte ve bu sayı, nötr bir atomda, yörüngelerdeki elektron sayısına eşit olmaktadır. Proton sayısı (Z) ile nötron sayısının (N) toplamı, Atomik Kütle (A) olarak bilinmektedir ($A=Z+N$).

İzotoplar, Radyoaktif İzotoplar ve Duraylı (Kararlı) İzotoplar olarak kabaca iki gruba ayrılmaktadır. Radyoaktif izotoplar, radyoaktif bozuşma yoluyla (α -bozuşması, β -bozuşması, nükleer fizyon gibi) başka bir elemente dönüşen izotoplardır. Duraylı (kararlı) izotoplar, radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Radyoaktif bir izotopun bozuşması ile oluşan izotopa ise Radyojenik İzotop adı verilir; radyojenik izotoplar radyoaktif veya duraylı (kararlı) izotop özelliği gösterebilir.

3.1.1. Radyoaktif İzotoplar

Radyoaktif izotopların doğadaki derişim düzeyleri, radyoaktif bozuşma süreçleriyle kontrol edilmektedir. Doğal olarak oluşan radyoaktif izotopların yarı ömürleri (radyoaktif izotopun orijinal miktarının yarıya inmesi için gerekli süre) birkaç saniyeden milyarlarca yıla kadar değişen geniş bir aralığa sahiptir. Yarı ömürleri (yerkürenin yaşı ile karşılaştırılabilecek derecede) uzun olan izotoplar ve onların

radyojenik ürünleri, yerkürenin oluşumundan bu yana geçirdiği kimyasal ayrışma sürecinin incelenmesinde potansiyel izleyiciler konumundadır.

Radyoaktif-radyojenik izotop çiftlerinin kullanımını temel alan ve kayaçlar, mineraller ve sular gibi jeolojik malzemelerin yaşlarının saptanmasına yönelik olan jeokronolojik araştırmalar, izotopların jeolojideki ilk ve temel uygulama alanını oluşturmaktadır.

3.1.2. Duraylı (Kararlı) İzotoplar

Duraylı (kararlı) izotoplar, radyoaktif bozuşma göstermeyen izotoplardır. Bu tip izotopların doğadaki derişimleri, İzotop Ayrımlaşması adı verilen bir süreç ile kontrol edilmektedir.

Doğadaki elementlerin pek çoğu birden fazla duraylı izotopa sahiptir. Atomik kütlesi 40'dan daha küçük olan atomların farklı izotopları, çeşitli fiziko-kimyasal süreçler sırasında, birbirlerinden ayrılabilir. Bu ayrılma, İzotop Ayrımlaşması olarak isimlendirilmektedir. Jeotermal sistemlerde en yaygın fiziko-kimyasal süreçler, yoğunlaşma, buharlaşma, gaz fazı ayrılması ve mineral-akışkan tepkimeleri gibi süreçlerdir. İzotop ayrımlaşması, izotopların atomik kütleleri arasındaki fark ile orantılı olarak gelişmektedir. Atomik kütlesi 40'dan daha büyük olan izotoplarda bu fark (Δm) tüm kütlenin çok az bir bölümüne ($\Delta m/m$) karşılık geldiğinden, bu tip izotoplarda kayda değer bir ayrımlaşma gerçekleşmemektedir.

Duraylı izotopların ayrımlaşması, *Ayrımlaşma Faktörü* denilen bir katsayı ile ifade edilir:

$$\alpha = R_A/R_B \dots\dots\dots(1)$$

bu denklemde,

α = ayırılma faktörü,

R_A = A bileşenindeki ağır izotop / hafif izotop oranı,

R_B = B bileşenindeki ağır izotop / hafif izotop oranıdır.

Jeolojik malzemelerdeki duraylı izotop bileşimleri, belli bir standardın bileşiminden olan sapmalar şeklinde, δ (delta) parametresi ile ifade edilir:

$$\delta \text{ ağır izotop (\text{‰})} = \frac{(\text{ağır izotop / hafif izotop})_{\text{örnek}} - (\text{ağır izotop / hafif izotop})_{\text{standart}}}{(\text{ağır izotop / hafif izotop})_{\text{standart}}} \times 10^3 \quad (2)$$

veya,

$$\delta \text{ ağır izotop (\text{‰})} = \left[\frac{(\text{ağır izotop / hafif izotop})_{\text{örnek}}}{(\text{ağır izotop / hafif izotop})_{\text{standart}}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (3)$$

Farklı izotoplar için farklı standartlar kullanılmaktadır. Jeolojik malzemenin negatif delta parametresine sahip olması, malzemenin standart malzemeye oranla ağır izotop açısından fakir olduğunu, pozitif delta parametresine sahip olması ise ağır izotop açısından zengin olduğunu göstermektedir.

İzotop alış-veriş tepkimelerinde, A ve B bileşenlerine ait izotop bileşimleri δ parametresi cinsinden ifade edildiğinde,

$$\delta A = \left[\frac{R_A}{R_{STD.}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (4)$$

$$\delta B = \left[\frac{R_B}{R_{std.}} - 1 \right] \times 10^3 \quad (5)$$

olmaktadır.

Bu durumda ise ayırılma faktörü,

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} = \frac{10^3 + \delta A}{10^3 + \delta B} \dots\dots\dots(6)$$

şeklinde ifade edilebilmektedir.

İzotop ayırılması sırasında iki farklı faza ait izotop bileşimleri arasındaki fark, Δ_{a-b} parametresi ile gösterilmektedir:

$$\Delta_{A-B} = \delta A - \delta B \dots\dots\dots(7)$$

3.1.2.1. Oksijen İzotopları

Oksijen doğada en bol bulunan elementtir. Gaz, sıvı ve katı bileşikler içersinde bulunur. Bu tür oksijenli bileşikler çok geniş sıcaklık aralıklarında duraylı olduklarından oksijen, izotop jeokimyasında en kullanışlı elementlerinden biridir. Oksijen elementinin ^{16}O , ^{17}O ve ^{18}O olmak üzere üç duraylı izotopu vardır. İzotop analizlerinde, bu üç izotoptan, en bol bulunan ^{16}O ve ^{18}O izotopları kullanılır ve $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı ölçülür.

Karbonat minerali için analizler CO_2 gazı üzerinde gerçekleştirilir. Bu nedenle, öncelikle analiz edilecek mineralden CO_2 gazının elde edilmesi gerekmektedir. Farklı oksijen bileşikleri için değişik ayırım yöntemleri vardır. Elde edilen CO_2 gazı kütle spektrometresi yardımıyla analiz edilerek, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ oranı ölçülür. Ortalama okyanus suyu (SMOW) ve PeeDee Belemnite (PDB) analizlerde kullanılan standartlardır.

Yeraltı suyu, jeotermal akışkan, kayaç veya mineral gibi jeolojik malzemelerde yürütülen H- ve O-izotop analizleri, H/D ve - diğer oksijen izotoplarına oranla ^{17}O izotopunun doğadaki derişiminin çok küçük olması nedeniyle - $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ oranlarının ölçümünü hedef almaktadır.

Jeokimyasal uygulamalarda, jeotermal akışkan örneklerinin duraylı oksijen- ve hidrojen-izotop bileşimleri, referans standard bileşimlerinden olan sapmalar şeklinde, delta parametresi ile ifade edilmektedir. Referans olarak kullanılan standart ise Standart Ortalama Okyanus Suyu (**Standart Mean Ocean Water, SMOW**) bileşimidir.

$$\delta \text{ D } (\text{‰}) = \frac{(\text{D} / \text{H})_{\text{sample}} - (\text{D} / \text{H})_{\text{SMOW}}}{(\text{D} / \text{H})_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \dots\dots\dots (8)$$

$$\delta \text{ }^{18}\text{O} (\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O} / ^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 10^3 \dots\dots\dots (9)$$

Söz konusu SMOW bileşimi ilk defa Craig (1961) tarafından, *A.B.D. Standartlar Ofisinde* kullanılmakta olan *NBS-1* standardına göre tanımlanmıştır:

$$\text{D/H}_{(\text{SMOW})} = 1.050 \text{ D/H}_{(\text{NBS-1})} \dots\dots\dots(10)$$

$$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{(\text{SMOW})} = 1.008 \text{ }^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{(\text{NBS-1})} \dots\dots\dots(11)$$

SMOW, okyanus sularının ortalama izotop bileşimini yansıtmakta ve $\delta \text{ D} = 0 \text{ ‰}$ and $\delta \text{ }^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$ değerleriyle tanımlanmaktadır.

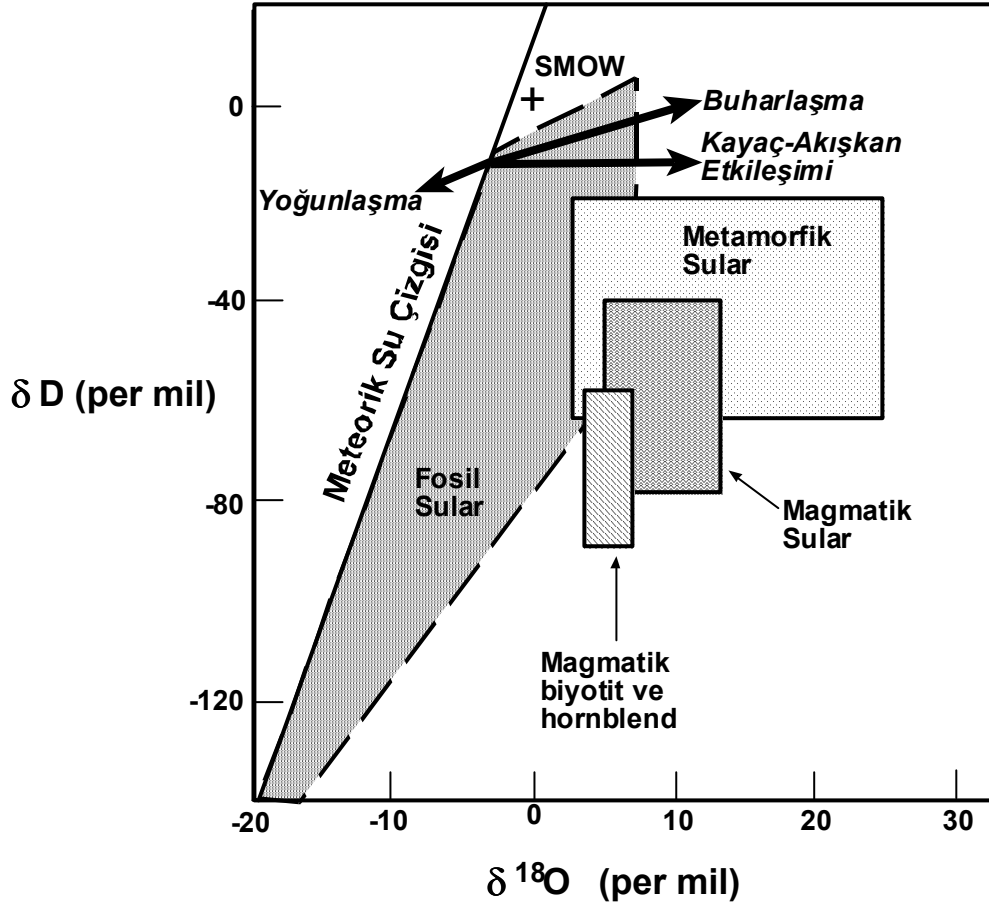
δD ve $\delta^{18}\text{O}$ değerleri kullanılarak doğal çözeltilerin değişik jeolojik ve jeokimyasal olaylara bağlı olarak izotop bileşimlerinde beklenecek değişimlere göre sınıflama yapılabilmektedir.

Dünya üzerindeki farklı lokasyonlardan alınan çok sayıdaki yağış (yağmur, kar) sularında gerçekleştirilmiş olan izotop analizleri, meteorik suların $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerlerinin

$$\delta\text{D} = 8 (\delta^{18}\text{O}) + 10 \dots\dots\dots (13)$$

denklemleri ile tanımlanan (Craig, 1961) çizgisel bir ilişkiye sahip olduğunu göstermiştir (Şekil 3.1). Meteorik suların $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 0 ile -60 ‰, δD değerleri ise $+10$ ile -400 ‰ arasında değişmektedir. Ayrıca bu değerler, bulunulan bölgenin enlemine ve deniz seviyesinden olan yükseltisine bağlı olarak da değişmektedir; enlem ve yükseklik arttıkça, $\delta^{18}\text{O}$ ve δD değerleri düşmektedir.

Doğal suların 5 ana bileşene (kaynağa) sahip olduğunu göstermiştir: 1) meteorik sular (ağışlar, akarsu ve göl gibi yüzey suları ve yeraltı suları), 2) deniz suyu, 3) derin kökenli fosil sular, 4) metamorfizma sürecinde salınan metamorfik sular ve 5) magmatik sular. Söz konusu bu bileşenlerin her biri kendilerine özgü izotop bileşimlerine sahiptir.



Şekil 3.1. Farklı su kaynaklarının izotop bileşimini ve fiziko-kimyasal süreçlerin su bileşimi üzerine etkilerini gösterir $\delta D - \delta^{18}O$ diyagramı (Taylor, 1974; Sheppard, 1977; Sheppard, 1981)

3.1.2.2. Hidrojen İzotopları

Litolojik birimler içerisinde bünyesinde H elementi barındıran mineraller son derece boldur. Bunlara ilave olarak hidrotermal çözeltilerin etkileri sonucunda oluşan alterasyon mineralleri arasında da bu tür mineraller bulunmaktadır. Örnek olarak klorit ve serizit cevher kütleleri içerisinde ve yan kayaçlar içerisinde son derece yoğundur. Klorit, serizit, muskovit, serpantin ve talk hidrojen izotop analizi için kullanılabilir olan minerallerdir. Ayrıca, değişik mineraller içerisindeki sıvı kapanımlar da hidrojen izotop analizi için kullanılabilirler.

Hidrojen izotop bileşimi belirlenmek istenen OH iyonu içeren mineral veya mineralleri içinde buldukları kayaçtan ayırmak gerekir. Belli işlemlerden geçen kayaçtan alınan OH, H₂ olarak elde edilir. Bu gaz, H ve D izotoplarının göreceli bolluklarını belirlemek için kütle spektrometresi yardımıyla analiz edilir. Analizlerde SMOW standartı kullanılır (Suzuoki ve Epstein, 1976).

3.1.2.3. Karbon İzotopları

Evrende bol miktarda bulunan elementlerden biri olan karbon, yeryuvarında ancak eser miktarda bulunur. Biyosferde karbon organik bileşikler halinde bulunur ve indirgen özelliindedir.

Karbonun iki duraylı izotopu bulunmaktadır. ¹²C ve ¹³C izotopları dışında karbonun bir diğeri izotopu daha vardır. Ancak ¹⁴C izotop duraylı olmayıp, radyoaktiftir. Yapılan ölçümler sonucunda karbon izotop değeri ($\delta^{13}\text{C}$) olarak gösterilir.

Karbon izotop analizleri çoğunlukla karbonatlı mineraller ve sıvı kapanımlarında bulunan CO₂ gazı için yapılır. Örnek hazırlama yöntemi, analiz için kullanılan malzemedeki CO₂ gazı elde etme esasına dayanır. Sonuçta elde edilen tüm CO₂ bir kütle spektrometresi yardımıyla analiz edilerek ¹²C ve ¹³C konsantrasyonları ölçülür (Hoefs, 1973).

Doğada iki ana karbon kaynağı vardır. Biyosfer ve karbonatlar. Bu iki karbon kaynağından kaynaklanan karbonun izotopsal farklılaşması da iki şekilde olmaktadır. Fotosentez yoluyla ve kimyasal izotop değişim reaksiyonları yoluyla.

Karbonalit ve kimberlit bacalarından alınan elmas örneklerine ait $\delta^{13}\text{C}$ değeri birbirlerine son derece benzer olup $\% -5 \pm 2$ 'dir. Bu değeri manto kökenli kayaların ergimesi sonucu oluşan magmanın ortalama karbon izotop bileşimi olarak kabul edilir.

Sedimanter ve metasedimanter kayalarındaki karbonun %22'si indirgen karbon, yaklaşık %78 ise oksitlenmiş karbondur. Böylece bu kayalar için ortalama karbon izotop bileşimi ‰-5,5'tir (Ohmoto ve Rye, 1979).

3.2. Mineralojik Tanımlamalar

3.2.1. X-ışını Difraksiyonu (XRD)

X ışını difraksiyonu bilinmeyen kristal halindeki malzemeleri tanımlamak için kullanılan etkili bir analitik tekniktir. Tek renkli X ışınları bilinmeyen malzemeleri interplanar aralıklarını saptamakta kullanılmaktadır. Bu çalışmada örnekler dövülerek toz haline getirilip analiz edilmiştir. Bu tip analiz rastgele oryantasyonlardaki taneler üzerinde yapılır. Işınla tüm kristalografik yönleri örneklenir. Bragg koşullarına olumlu girişim bulunduğu bir yansıma meydana gelmektedir ve nisbi pikler, tercih edilen oryantasyondaki tanelerin sayısı ile genellikle orantılıdır. X ışını spektrumu bu teknikte üretilmektedir. Böylece bilinmeyen yapısal kimliği ortaya çıkartılmaktadır. Kristal halindeki malzemenin karışımı da analiz edilebilmektedir. Ayrıca, pik konumundaki değişiklikler, ya bileşimsel varyasyon (katı çözeltili) ya da kolaylıkla algılanan yapısal durum bilgisini göstermektedir.

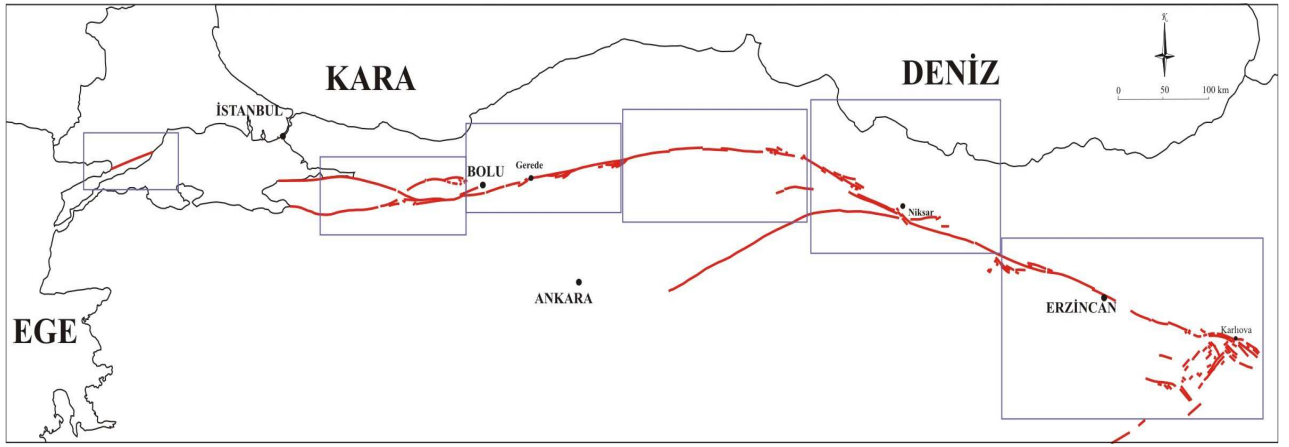
Malzemenin öğütülmesi ile yapılan X ışını difraksiyonunun avantajları ise (1) malzemenin hızlı tanımlanması, (2) kolay örnek hazırlama, (3) bilgisayar yardımıyla malzeme tanımlama, (4) bilinen kristal halindeki yapıların geniş arşivi, (5) çoklu örnek bölümüdür.

3.2.2. Elektron Mikroskobu Taraması (SEM)

Örneklerin morfolojik özelliklerinin yüksek çözünürlük ve büyütme altında incelenmesinde kullanılmaktadır. Elektron mikroskop taraması enerjik olarak iyi tanımlama, yüksek derecede odaklanan elektron ışınları örneği karşıdan karşıya taranmasından meydana gelmiştir. Elektron mikroskobu taramasının avantajları ise; (1) yüksek çözünürlüklü görüntüleme, (2) malzemelerin nicel ana analizlerinin yapılabilmesi, (3) hızlı temel haritalama, (4) az varvasyondaki iz element içeriklerinin tespiti, (5) geniş ölçek kapasitesi, (6) hızlı örnek tanıtımıdır.

4. ARAZİ ÇALIŞMALARI VE ÖRNEKLEME

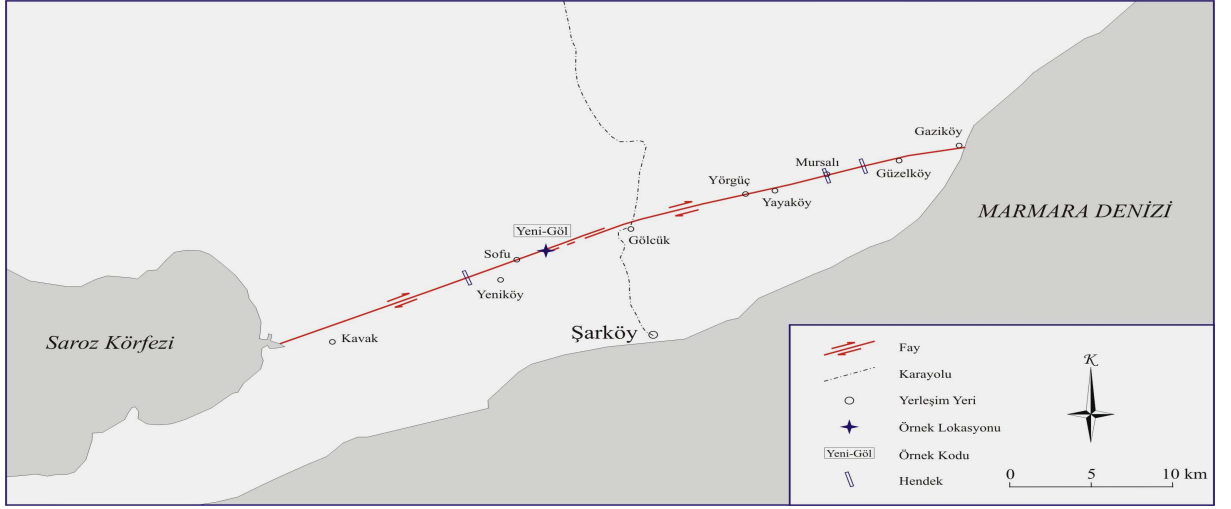
Kuzey Anadolu Fay Zonunu (KAFZ) oluşturan segmentler üzerinde fay kili örnekleme çalışmaları batıdan doğuya doğru yapılmıştır (Şekil 4.1).



Şekil 4.1. Kuzey Anadolu Fay zonu üzerinde toplanan örneklerin ayrı ayrı segmentlerini gösteren harita.

İlk olarak, KAFZ'nun en batı kolu olan Saroz-Gaziköy segmenti incelenmiştir. Segmentin kestiği kayalar genellikle kireçtaşı ve marndan oluşmaktadır. Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde Kavaklı-Yeniköy arası, Mursallı Köyü ve Gölcük-Güzelköy arasında olmak üzere toplam 3 adet hendek açılmıştır (Şekil 4.2). Bu hendeklerde fay tespit edilmesine rağmen fay kiline rastlanamamıştır.

Kuzey Anadolu fay zonu fay segmentlerinden alınıp sonuç veren örnek lokasyonlarının jeoloji haritaları Ek 9.1'de gösterilmektedir.

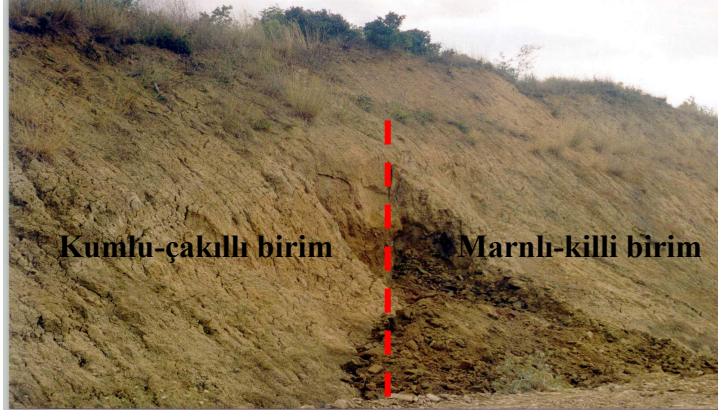


Şekil 4.2. KAFZ'nun Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde açılan hendek ve alınan örnek lokasyonlarını gösteren harita.



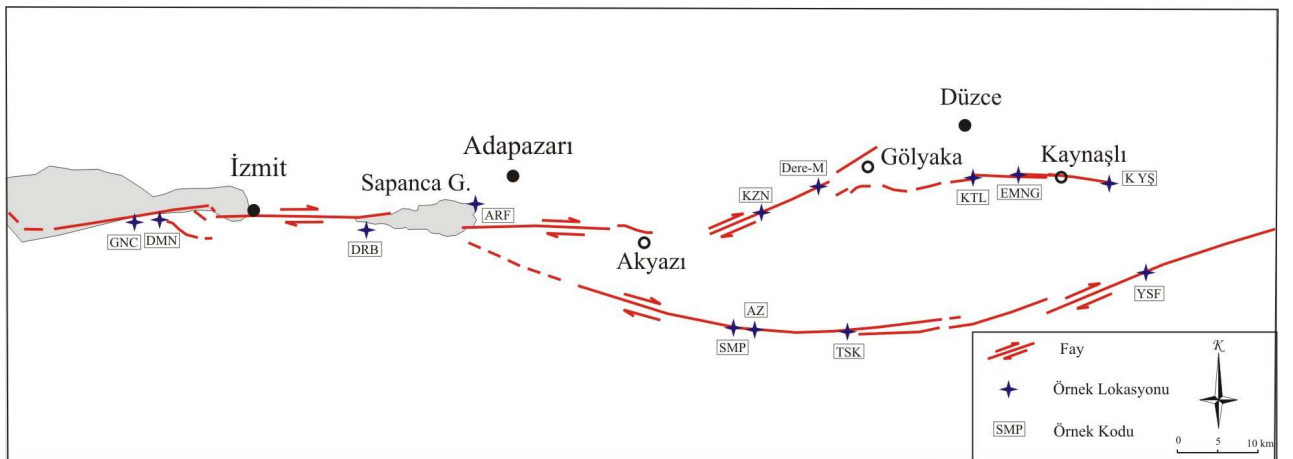
Şekil 4.3. Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde Mursallı köyünde açılan hendek.

Şekil 4.4'te gösterilen lokasyonda Miyosen yaşlı kum-çakıl içeren birim marnkil içeren bir başka birim ile faylanma nedeniyle karşı karşıya gelmiştir. Bu lokasyonda (Yeni-Göl) örneklenmiştir.



Şekil 4.4. Saroz-Gaziköy segmenti üzerinde Yeniköy-Gölcük arasındaki bir yol yarmasında görülen fay (kırmızı çizgi).

KAFZ, Gölcük-Kaynaşlı arasında sedimantasyonun devam ettiği havzalardan geçtiği için fay bu bölgede kalın, gevşek sedimentler ile örtülüdür. Hersek ile Akyazı arasında fay zonu boyunca fay kili alınamamıştır (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. KAFZ'nun Gölcük ile Kaynaşlı arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.



Şekil 4.6. Akyazı-Bolu segmenti üzerinde yer alan Kaynaşlı viyadükü. KYŞ no'lu örnek.

Fay zonu metamorfik kayalar içinde açık bir şekilde izlenmiş ve iki ayrı kil tabakasından fay kili (KYŞ-1a ve KYŞ-1c) örneklenmiştir (Şekil 4.6).

Gölyaka'nın 16 km güneyinde kalan Taşkesti beldesini Akyazı'ya bağlayan yol üzerindeki metamorfik kayaç yarmalarında fay kiline rastlanmıştır (Tşk-1a ve 1b) ve örnek alınmıştır (Şekil 4.7). Şekil 4.8'de Yenisefa köyü Mudurnu'ya bağlayan yolun hemen yakınındaki bir dere içinde gözlenen fay kili (YSF-1a ve 1b) ve metamorfik kayaç örnekleri (YSF-1c) toplanmıştır. Saroz'dan Dodas'a kadar alınan örneklerin, hakkında genel bilgi ve lokasyonlarının koordinatları Çizelge 4.1'de gösterilmektedir.



Şekil 4.7. Taşkesti civarındaki metamorfik kayaç yarmaları.

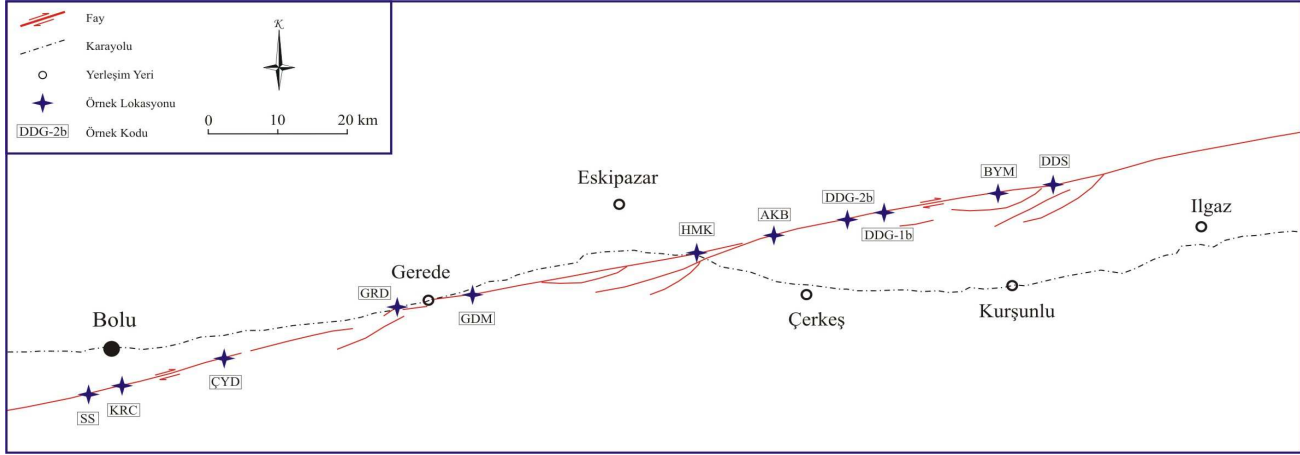


Şekil 4.8. Yenisefa köyü yakınında bir dere yatağının aşındırması sonucu ortaya çıkan fay kili zonu

Çizelge 4.1. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Saroz - Dodas boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.

Örnek No.	Segment	Lokasyon	Ana kaya	GPS Değerleri	
				E	N
Yeni-Göl	Saroz	Yeniköy-Gölcük arası	Kireçtaşı	272300,74	404048,418
DMN-1a	Gölcük	Değirmendere-Gonca arası	Kireçtaşı	294616,401	40434,443
GNC-1a	Gölcük	Gölcük-Karamürsel arası – Gonca mevki	Kireçtaşı	294490,626	404245,842
DRB-1a	Sapanca	Derbent-Kurtköy arası	Kireçtaşı	309490,704	40412,916
ARF-1a	Sapanca	Sapanca G.doğusu E-5 karayolu	Marn	301921,907	40444,583
KZN-1a	Düzce	Kızanlık köyü Karatepe civarı	Kireçtaşı	304714,379	40436,741
DereM-1a	Düzce	Değirmen-tepe Köyü Aksu deresi	Metamorfik kayaç	305418,689	404459,368
KTL-1a	Düzce	Kutlu Köyü	Altere Mağ. kayaç	319130,937	404619,384
EMNG-1a	Düzce	Eski Mengencik	Kireçtaşı	311352,01	404628,541
KYŞ-1a KYŞ-1c	Düzce	Kaynaşlı Viyadükü	Metamorfik kayaç	312225,773	404626,047
SMP-1a	Mudurnu	Samanpazarı köyü	Kristalize kireçtaşı	304545,803	403410,735
AZ-1a	Mudurnu	Azizağa çıkışı	Metamorfik kayaç	303717,187	403445,539
Tşk-1a Tşk-1b	Mudurnu	Akyazı Taşkesti	Metamorfik kayaç	305958,719	403538,505
YSF-1a	Mudurnu	Yenisefa Köyü	Altere Met. kayaç	31293,583	403951,36
SS-1a	Bolu-Gerede	Sultanbey-Sultanköy arası	Konglomera	31292,041	404059,408
KRC: 1a	Bolu-Gerede	Karacasu-termal tesisleri	Kireçtaşı	313720,896	40414,072
ÇYD-1a ÇYD-1b	Bolu-Gerede	Çaydurt mevki, Rüzgarlı köyü civarı	Kireçtaşı	31481,976	40442,033
GRD-1a	Bolu-Gerede	Gerede-Bolu çıkışı ~3.6 km	Kuvarsit	32913,444	404758,524
GDM-1b	Bolu-Gerede	Güney Demirciler Mah.	Mağmatik kayaç	321515,27	404829,493
HMK-1a	Bolu-Gerede	Hamamlı köyü civarı	(serpantinit)	32407,056	405220,415
AKB-1a	Bolu-Gerede	Gerede çayı- Akbaş köprüsü	Volkanik	324844,427	405359,743
DDG-2b	Bolu-Gerede	Dodurga köyü civarı	Ultramafik kayaç	325836,793	405546,782
DDG-1b	Bolu-Gerede	Dodurga köyü civarı	Ultramafik Gabro	33254,132	405615,421
BYM-1a	Bolu-Gerede	Gerede çayı	Volkanik kayaç	331311,09	405711,26
DDS-1b	Bolu-Gerede	Dodas köyü	Şist	331849,164	405737,458

Bolu-Gerede segmenti üzerinde 12 adet örnek alınmıştır (Şekil 4.9). İlk olarak Bolu'nun 6 km güneydoğusunda Sultan Köyündeki fay yüzeyinden konglomera örneği (SS-1a) alınmıştır.



Şekil 4.9. KAFZ'nun Bolu-Kurşunlu arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.

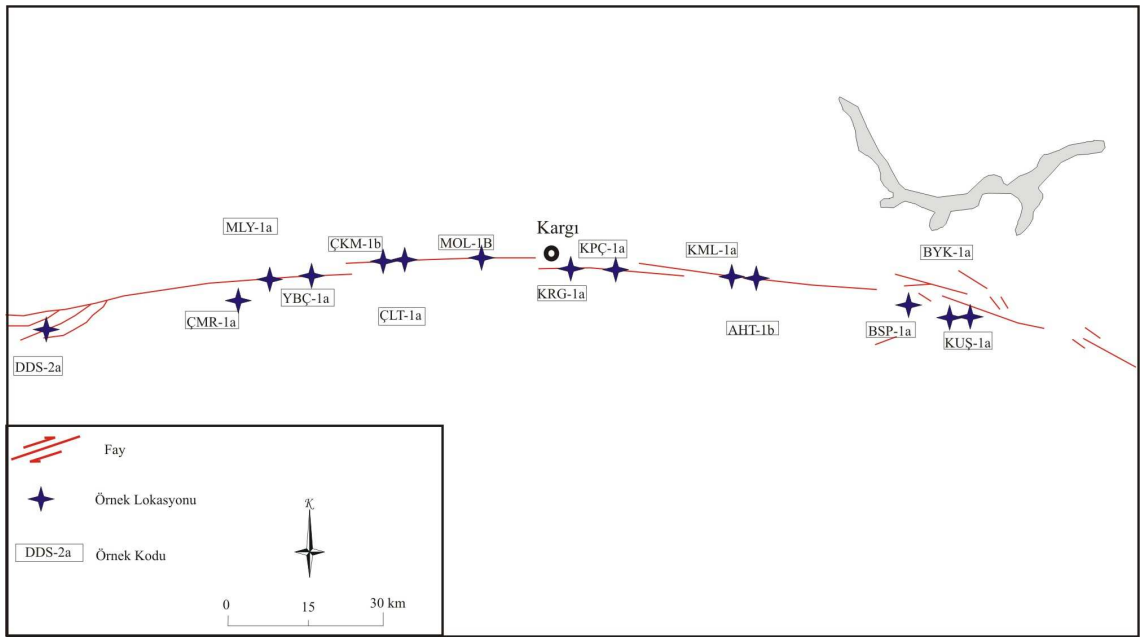
Gerede-Mudurnu segmentinde Bolu'nun 35 km doğusundaki GRD lokasyonu, Gerede- Mudurnu segmentinin 20 -30 cmlik fay kili zonunu temsil etmektedir. Bu örnek, Sakarya biriminden olan metamorfik kayaç parçalarının baskın olduğu parçalardan ibarettir. Gerede'deki fay zonu genişliği ise 15-17 km'dir.

Gerede-Mudurnu segmenti üzerinde olan YSF lokasyonu, Bolu ilinin 11 km güney batısında bulunmaktadır. Örnekler nehir yatağının içindeki fay skarpının üzerinden muhafazasız olan 1-1.5 m lik fay kili zonundan toplanmıştır. Fay zonu dışında bulunan Protolit mostra, Paleotetis okyanusunun zemininin parçalarının görüldüğü Üst Kretase Sakarya Biriminin içersindeki ofiyolitik melanjdır.

Mandıralar mevkiindeki kuvarsit yüzleğinden (GRD-1b) ana kayaç örneği alınmıştır. Dodurga mevkiinde ise bir başka ultramafik kayaç yüzleğinden kataklastik zon örneği (DDG-1b) alınmıştır. Bir sonraki fay kili Dodas köyü yakınındaki faydan (DDS-1b) alınmıştır.

KAFZ'nun Dodas- Merzifon arasında kalan kolunda 14 adet örnek toplanmıştır (Şekil 4.10, Çizelge 4.2). Dodas köyü yakınındaki fay yüzeyinden kataklastik kireçtaşı (DDS-2a) örneği alınarak başlanmıştır.

Çakmaklar Mahallesi'nin yaklaşık 1 km güneyinde bulunan ultramafikler içinden fay kili örneği (ÇMK-1a) alınmıştır.



Şekil 4.10. KAFZ' nun Dodas- Merzifon arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.

KAFZ, Kargı civarında doğuda Kamil'e kadar Kızılırmak boyunca devam etmektedir. Bu bölgede, Kargı'nın güneydoğusundaki konglomera yarmalarından (KRG-1a) ana kayaç örneği alınmıştır. Kamil'in 9 km doğusunda, yoğun şekilde

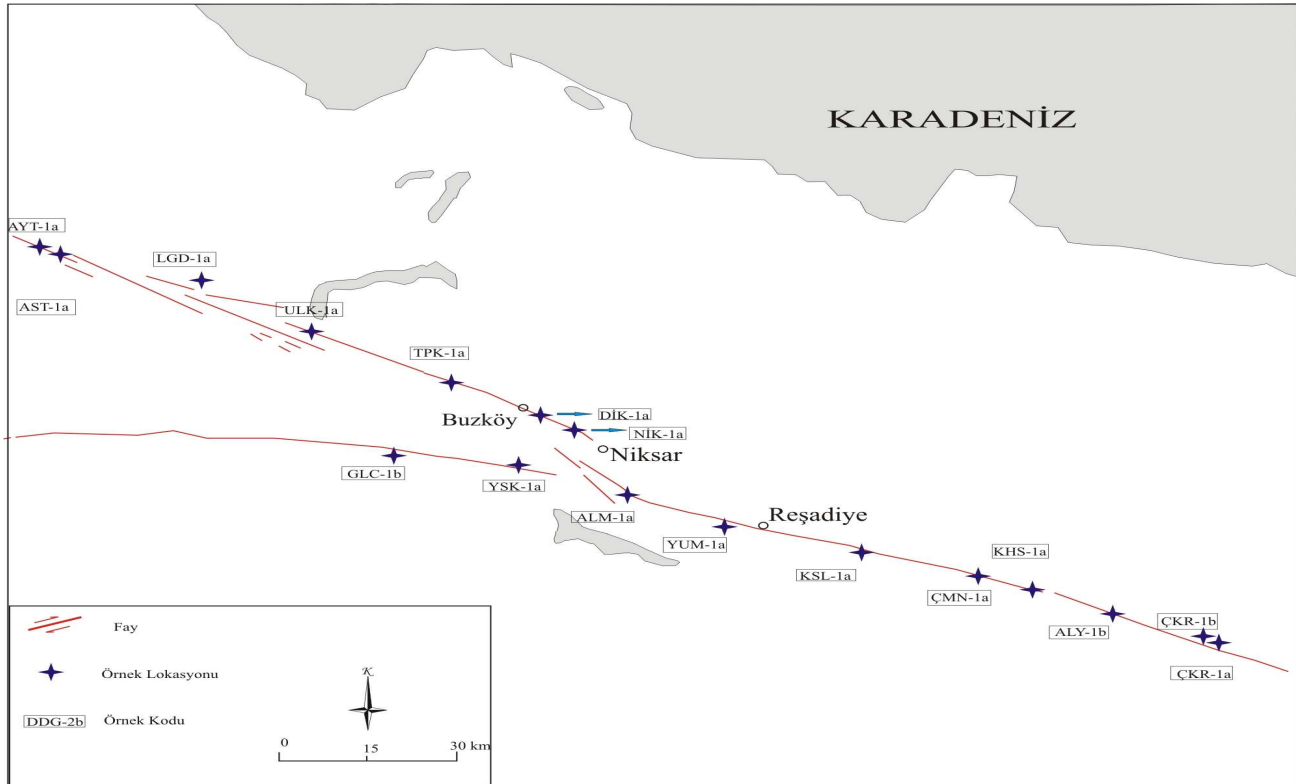
breşleşmiş kayalardan kataklastik (KML-1a) ve fay kili (KML-1b) örnekleri toplanmıştır.

Çizelge 4.2. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Dodas – Merzifon arası boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.

Örnek No.	Segment	Lokasyon	Ana kaya	GPS Değerleri	
				E	N
DDS-2b	Bolu-Gerede	Dodas köyü	Kireçtaşı	331841,323	405658,37
ÇMR-1a	Ilgaz-Tosya	Çomar köyü	Altere ultramafik	334434,638	412400,72
MLY-1a	Ilgaz-Tosya	Mülayim yaylası	Metamorfik	334834,977	41314,865
YBÇ-1a	Ilgaz-Tosya	Yukarı Berçin köyü	Mağmatik	335343,562	41422,982
ÇMK-1a	Ilgaz-Tosya	Çakmaklar mahallesi	Ultramafik	344436,917	41556,197
ÇLT-1a	Ilgaz-Tosya	Çeltikçi köyü	Ultramafik	346290,669	41614,843
MOL-1b MOL-2b	Ilgaz-Tosya	Mollalar köyü	Şist	341640,173	41632,322
KRG-1a	Kargı	Kargı	Konglomera	343015,312	41653,251
KPÇ-1a	Kargı	Karapürçek köyü	Kristalize kireçtaşı	343558,28	41037,541
KML-1a KML-2a	Kargı	Kamil civarı	Şist	345220,008	41643,563
AHT-1a AHT-1b	Kargı	Ahatlı doğusu	Kireçtaşı	345540,826	41633,522
BŞP-1a	Ladik	Beşpınar güneyi	Kumtaşı	351631,432	41433,731
BYK-1a BYK-2a	Ladik	Büyükdere köyü	Kireçtaşı	352238,751	41326,715
KUŞ-1a	Ladik	Kuşçular köyü	Kireçtaşı	352428,106	41344,223

KAFZ'nun daha doğudaki parçası olan yaklaşık 90 km'lik bir uzunluğa sahip Vezirköprü-Ladik segmenti boyunca fay kili veya kataklastik kayaç zonlarına rastlanmamıştır.

KAFZ'nun Havza (Samsun) ile Suşehri (Sivas) arasında kalan bölümü üzerinde toplam 17 adet örnek toplanmıştır (Şekil 4.11, Çizelge 4.3).



Şekil 4.11. KAFZ'nun Havza- Suşehri arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.

Ladik Gölünün yaklaşık 3 km güneydoğusunda yer alan bir kireçtaşı ocağından fay kili (LGD-1a ve 1b) ve ana kaya örnekleri (LGD-1c) alınmıştır (Şekil 4.12).

KSL lokasyonu Niksar–Erzincan segmenti üzerindeki Reşadiye kenti yakınlarındadır. Bu lokasyonda, genişliği 10 km ulaşan KAFZ, Sakarya biriminin ve üzerleyen Eosen kumtaşı- Şeyl biriminin sınırını teşkil etmektedir. Ezik zonlar, aktif toprak kayması, deforme olan alüviyal fanlar, fay kontrollü taraça depozitleri, uzamış tepeler, fayın bu alandaki tipik morfolojik özelliklerinden bazılarıdır. Örnekleme bölgesi, Eosen kumtaşı-şeyl biriminin içinde gelişmiş 40-50 cmlik fay kili, ana toprak kayma zonundadır.

Niksar- Erzincan segmenti üzerindeki KHS lokasyonu damar dolduran koyu kırmızımtrak- kahverengi fay kayaları göstermektedir. Örnekleme bölgesi, Reşadiye Koyulhisar beldeleri arasındaki yol yarması üzerinde gözlenen Kretase ofiyolitik melanj içerisinde deforme olmuş peridotit içinde gelişmiş 5-6 m uzunluğunda ve 30 cm kalınlığındaki damardan alınmıştır. Bu alanda, KAFZ birkaç iyi tanımlanan ayırt edilen faylar yerine tek fay olarak gözlenmektedir. Bu alandaki fay genişliği 6-8 km olduğu tahmin edilmektedir (Toprak, 1988).



Şekil 4.12. LGD-1a No'lu fay kili örneğinin lokasyonu

Yumurcaktaş mahallesi mevkiinden de fay kili (YUM-1a) alınmıştır. Bir diğer fay kili de Reşadiye'nin 14 km güneydoğusunda yer alan Kışlaoğlu mahallesinden (KŞL-1a) alınmıştır. KAFZ'nun Reşadiye segmenti üzerindeki diğer örnekler ise, Koyulhisar'ın güneyindeki Çimenli mahallesi civarındaki kireçtaşlarından alınan kataklastik zon örneği (ÇMN-1a) ile yine Koyulhisar'ın güneydoğusundaki magmatiklerden alınan fay kilidir (KHS-1a).

KAFZ'nun daha doğudaki Suşehri segmentinden ise iki adet örnek toplanmıştır. Koyulhisar ile Suşehri arasındaki Ağilyazı mahallesi kuzeyinde yer alan andezit (ALM-1a) ve kumtaşları (ALM-1b) üzerindeki fay yüzeyleri ayrı ayrı örneklenmişlerdir (Şekil 4.13).

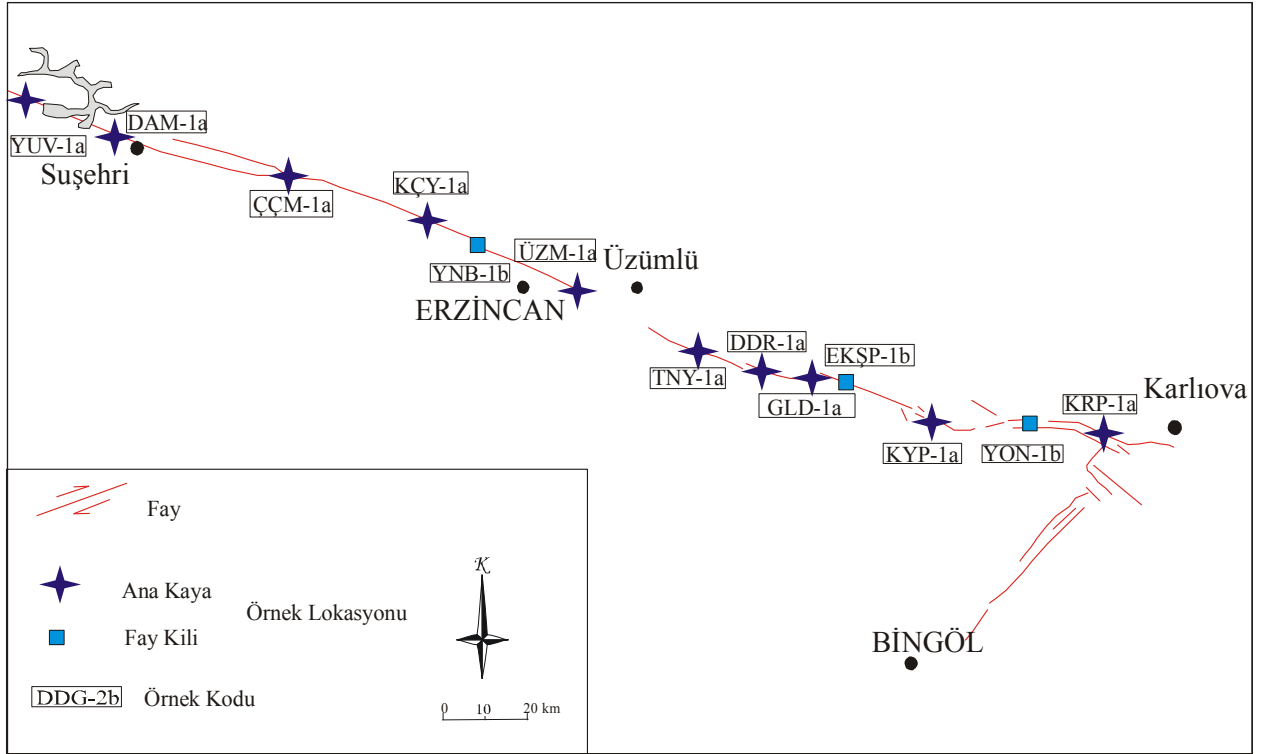


Şekil 4.13. Almuş civarındaki mağmatik birimlerden alınmış ALM-1a ve ALM-1b No'lu örnekler.

Çizelge 4.3. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Havza – Suşehri arası boyunca alınan örneklere ait genel bilgiler.

Örnek No.	Segment	Lokasyon	Ana kaya	GPS Değerleri	
				E	N
AYT-1a	Ladik	Alayurt köyü	Kireçtaşı	355212,28	405738,129
AST-1a	Ladik	Arslantaş köyü	Kireçtaşı	355340,001	405712,687
LGD-1a LGD-1c	Ladik	Ladik gölü doğusu	Kireçtaşı	3646,418	405338,656
ULK-1a	Ladik	Uluköy	Konglomera	362419,523	404749,216
TPK-1a	Erbaa	Tepekışla köyü	Mağmatik	364016,352	404050,754
DİK-1a	Erbaa	Dilekli köyü	Kireçtaşı	365136,349	403751,27
NİK-1a	Erbaa	Nıksar	Ultrabazik	36561,098	403559,095
GLC-1a	Ezinepazarı	Gölcük köyü	Ultrabazik	363424,831	403218,177
YŞK-1a	Ezinepazarı	Yeşilkaya köyü	Ultrabazik	365032,361	403058,93
ALM-1a	Reşadiye	Almuş	Mağmatik	37153,729	402750,076
YUM-1a	Reşadiye	Yumurcaktaş Mah.	Kumtaşı	371424,058	402417,932
KŞL-1a	Reşadiye	Kışlaoğlu Mah.	Kumtaşı	372949,461	402035,612
ÇMN-1a	Reşadiye	Çimenli Mah.	Kireçtaşı	374345,358	401752,389
KHS-1a	Reşadiye	Koyulhisar GD	Mağmatik	375030,326	401627,713
ALY-1a	Suşehri	Ağılyazı kuzeyi	Andezit	375942,777	401411,538
ÇKR-1a ÇKR-1b	Suşehri	Çakırlı güneyi	Mağmatik	381147,902	401043,277

Suşehri- Karlıova arasında çalışmalar sonucunda 13 lokasyondan toplam 18 adet fay kili, kataklastik zon ve ana kayaç örneği toplanmıştır (Şekil 4.14 ve Çizelge 4.4).

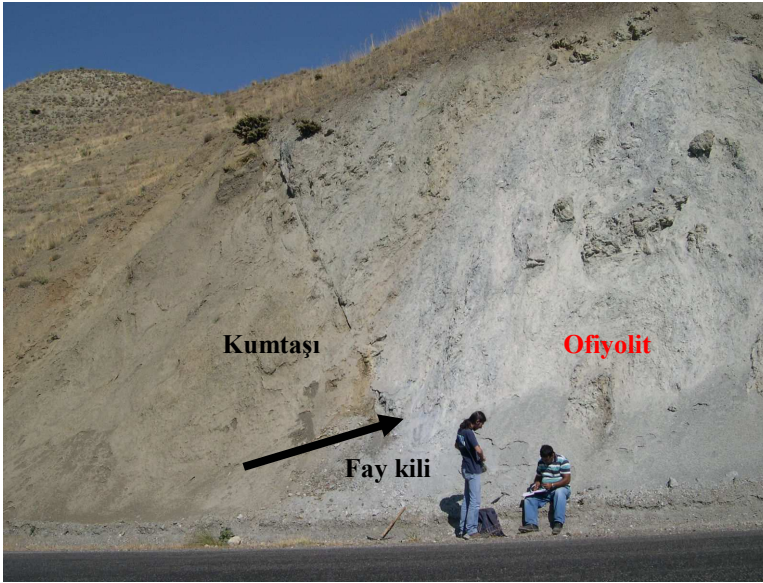


Şekil 4.14. KAFZ' nun Suşehri- Karlıova arasında kalan kolları üzerinde alınan örnek lokasyonları gösteren harita.

Erzincan segmentinin batı ucundaki Yuvacık köyündeki mağmatiklerden ana kayaç örneği (YUV-1a) alınmıştır. Daha doğuda, Refahiye'nin 10 km kuzeyindeki Damlıca köyünde yüzeyleyen ofiyolitik kayalardan ise kataklastik zon örneği (DAM-1a) alınmıştır. Bu lokasyonun 18 km doğusundaki Çukurçimen köyü yakınındaki ultrabaziklerden ana kayaç örneği (ÇÇM-1a) ile ofiyolitik kayalardan kataklastik zon örneği (ÇÇM-1b) alınmıştır.

Erzincan'ın yaklaşık 3 km batısında, Yalnızbağ köyünün hemen kuzeyinde, Trabzon-Gümüşhane yol yarmasında, KAFZ nedeniyle ofiyolitik kayalar kumtaşları üzerine bindirmektedir. Bu lokasyonda, hem ofiyolitlerde (YNB-1b) hem de kumtaşında (YNB-2b) gelişen fay killeri örneklenmiştir (Şekil 4.15). Erzincan'ın yaklaşık 15 km güneydoğusundaki KAFZ bu lokasyondan itibaren Fırat nehri, Erzincan-Erzurum kara ve demiryollarına paralel bir şekilde devam etmektedir.

KAFZ'nun en doğu kısmını oluşturan Karlıova'nın yaklaşık 4 km kuzeydoğusunda Yoncalı köyü civarındaki volkanik kayalardan fay kili örneği (YON-1b) alınmıştır (Şekil 4.16). Son olarak, Karlıova'nın 9 km doğusundaki Kargapazarı Mahallesi civarında yüzeyleyen volkaniklerden ana kayaç örneği (KRP-1a) alınmıştır.



Şekil 4.15. Yalnızbağ köyü yol yarması (YNB-1b ve YNB-2b)



Şekil 4.16. (YON-1b) Karlıova- Yoncalı köyü civarından alınan fay kili örneği.

Çizelge 4.4. KAFZ yapılan arazi çalışmalarında Suşehri – Bingöl Karlıova boyunca alınan örneklerle yönelik bilgiler.

Örnek No.	Segment	Lokasyon	Ana kaya	GPS Değerleri	
				E	N
YUV-1a	Erzincan	Yuvacık köyü	Mağmatik	384012,202	40054,319
DAM-1a	Erzincan	Damlıca köyü	Ofiyolit	384616,867	395950,07
ÇÇM-1a	Erzincan	Çukurçimen köyü	Ultrabazik	385751,378	395710,506
ÇÇM-1b			Ofiyolit	385920,512	39577,41
KÇY-1a	Erzincan	Koçyatağı köyü	Kumtaşı	391212,022	395429,754
KÇY-1b			Konglomera		
YNB-1b	Erzincan	Yalnızbağ köyü	Ofiyolit	39255,637	394840,334
YNB-2b			Kumtaşı, Konglomera		
ÜZM-1a	Erzincan	Üzümlü	Volkanik	394117,297	394119,511
TNY-1a	Erzincan	Tanyeri civarı	Ofiyolit	395244,03	393527,75
DDR-1a	Erzincan	Derindere köyü	Ofiyolit	40140,733	393145,703
GLD-1a	Erzincan	Güldiken köyü	Mağmatik	401610,727	39305,959
GLD-1b					
EKŞP-1b	Erzincan	Ekşipınar Mah.	Ofiyolit	403423,267	392433,893
KYP-1a	Erzincan	Kaynarpınar köyü	Ofiyolit	404713,478	392318,935
KYP-2b					
YON-1b	Karlıova	Yoncalı köyü	Volkanik	41315,196	392023,545
KRP-1a	Karlıova	Kargapazarı	Volkanik	41651,256	391919,639

5. MİNERALOJİ

KAFZ'nun batıda Saroz segmentinden başlayarak Orta Karadeniz Bölgesindeki Ladik (Samsun) segmentine kadar olan kısmındaki hakim litoloji kireçtaşı ve şistlerdir. Bu tür birimler potasyumlu mineral içermediklerinden dolayı, bunların içinde otojenik (diyajenetik) illit gelişimi oldukça nadirdir. Bu nedenle, diyajenetik illit sınırlı sayıda örnek içinde tespit edilmiştir. KAFZ'dan toplanan fay kili örneklerinde K-Ar analizine uygun olabilecek toplam 10 adet illit örneği belirlenmiştir. Kataklastik kireçtaşı ve metamorfik kayalardaki illitlerde metamorfik ve diyajenetik olmak üzere iki farklı politip gelişimi saptanmıştır. Kumtaşı ve magmatik kayalar ise karışık tabakalı illit/smektitten (I-S) oluşmaktadır.

GRD lokasyonundaki örnek, kilce zengin fay breşi, otojenik illit ve detritik mika karışımıdır. Kaolinit ve klorit daha az miktarda mevcuttur. 2M mika kapsayan GRD örneğinin $<2 \mu\text{m}$ olan tüm fraksiyonlarda XRD yapılmıştır. Nisbeten GRD örneği içindeki yüksek orandaki 2M mika, protolitle ilişkilidir. Protolit, bol metamorfik parçalar, mika, kuvars ve feldspar (plajioklas) karışımı kapsamaktadır.

YSF lokasyonundaki örnek yapraklanmalı fay kilidir. XRD analizleri, illit ve kloritin bu örnekte ana kil (fillosilikat) mineral bileşenleri olduğunu gösteriyor. İllit, kil boyu ($<2\mu\text{m}$) fraksiyonunda çok bol bulunmaktadır. $<2\mu\text{m}$ illit fraksiyonunun illite crystallinity (IC) değeri 0,58 $\Delta 2\theta$ civarındadır. Bu da diyajenetik koşulları göstermektedir (Merriman and Frey, 1999). Bu örneğin diğer fraksiyonlarının 2-1, 4-2 ve >4 IC değerleri daha düşük sırasıyla 0.32, 0.30 ve 0.27 $\Delta 2\theta$ sonuç vermiştir. Bunlar da anti-metamorfik illitlerin karakteristikleridir (Merriman and Frey, 1999).

YSF lokasyonundaki fay kili örneği, $<2 \mu\text{m}$ fraksiyonunda biraz kaolinit ve mika ile birlikte ana fillosilikat fazı olarak klorit içermektedir. Diyajenetik illit formasyonu hiç gözlenmemiştir. Epizonal metamorfik dereceye tekabül eden IC değeri 0.21 $\Delta 2\theta$ ile mikanın detritik olduğu ileri sürülmüştür (Merriman and Frey, 1999).

KSL lokasyonundan toplanan fay kayacı örnekleri koyu ve masif kayaların şiddetli alterasyonla illitik killere dönüşmesiyle karakterize edilmiştir. İllitce zengin ($R \geq 3$) illit-smektit karışık katmanı ana hidrotermal alterasyon ürünüdür. Kaolinit az miktarda görünmektedir.

Eosen kumtaşı-şeyl birimi, fay zonu dışında yüzeyleyen deforme olmamış ana (kaynak) kayaları göstermektedir. XRD analizleri kumtaşları ve şeyllerin güçlü bir alterasyon geçirmediğini göstermektedir. Klorit, kaynak kaya içindeki tek otojenik fillosilikat fazıdır ve sadece belirli miktarlar içerir.

6. ANALİZLER

6.1. Kararlı İzotop Çalışmaları

Örneklerde tespit edilen kalsit mineralleri üzerinde karbon ve oksijen izotop analizleri yapılmıştır. Çizelge 6.1’de görüldüğü gibi, kalsitlerin oksijen izotopik değerleri oldukça yüksektir.

GRD lokasyonu fay kilindeki otojenik 1M illit ve detritik 2M mika (18.6%) karışımı içeren $<0.2 \mu\text{m}$ fraksiyonunun $\delta^{18}\text{O}$ değeri 18 ‰’dir (Çizelge 6.2). Başka bir fay kili örneği olan, aynı alandan alınan GNC-1a örneğinin $\delta^{18}\text{O}$ değeri 18.4 ‰’dir. GRD ve GNC örneklerindeki killerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri yüksek olması düşük kristalleşme sıcaklığını yada $\delta^{18}\text{O}$ ’ce zengin akışkanlardan çöktüğünü göstermektedir.

Diğer lokasyonlardaki illit-smektit otojenik karışık katmanı içeren killerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri; KSL örneği için 15.6 ile 16.4 ‰ arasında, KHS örneği için ise 16.1 ile 16.7 ‰ arasında görülmektedir.

KSL fay kayacı örneklerinin ana kayalarının (kumtaşı ve şeyl) tüm kaya $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 17 ‰ civarındadır (Çizelge 6.2). KHS lokasyonundaki deforme olmuş ana kayanın (peridotit) $\delta^{18}\text{O}$ değeri, 11.2 ‰’dir.

δD değerleri orta-yüksek enlemlerdeki meteorik su izotopik kompozisyonuna benzemektedir. Alçak-orta enlem bölgelerinde meteorik sular döteryumca zengindir. Akışkanların düşük δD değerlerine sahip olmasının sebebi alçak-orta enlem bölgesindeki meteorik sulara yüksek boylam meteorik sularının katılması denilebilir.

Çizelge 6.1. Otojenik mineraller ile birlikte oluşan kalsitlerin karbon ve oksijen izotop analizleri sonuçları.

Örnek No.	Mineral	δC^{13} (‰) (PDB)	δO^{18} (‰) (PDB)	δO^{18} (‰) (SMOW)	δO^{18} çözültü(‰) (SMOW)
KYS-1a	Kalsit	-1.7	-9.4	21.2	11.66
KRC-1a	Kalsit	5.5	-6.1	24.5	14.96
DDG-2b	Kalsit	-3.3	-11.1	19.4	9.86
AKB-1a	Kalsit	-2.0	-11.7	18.8	9.26
DMN-1a	Kalsit	-7.1	-9.8	20.8	11.26
Derem-1a	Kalsit	-6.0	-11.6	18.9	9.36

İllitik killerin $\delta^{18}O$ değerleri kil çökeltten akışkanların oksijen izotop kompozisyonlarının bir fonksiyonudur. İllit-smektit karışık tabakalı KSL ve KHS lokasyonlarının oksijen izotop kompozisyonları benzer $\delta^{18}O$ değer aralığındadır. Bu da, aynı sıcaklık ve su-kayaç oranlarında olan benzer oksijen izotop kompozisyonuna sahip akışkanlardan çökelen killere olduğunu göstermektedir.

Çizelge 6.2. Fay kili örneklerinin $\delta^{18}O$ ve δD değerleri

Örnek	Tane boyutu (μm)	$\delta^{18}O$ (‰)	δD (‰) (SMOW)	$\delta^{18}O$ çözültü(‰) (SMOW)
GNC-1a	<0.2		-77	
GRD-1a	<0.2	18.0		11.9
KHS	<0.2	16.7	-78	10.66
KHS	0.2-0.5	16.7	-82	10.66
KHS	0.5-1	16.1	-88	10.06
KHS-2a	Ana kayaç (peridotit)	11.2	-77	
KSL	<0.2	16.3		10.26
KSL	0.2-0.5	15.6	-90	9.56
KSL	0.5-1	16.1		10.06
KSL	1-2	16.4	-76	10.36
KSL-1a	Ana kayaç (kumtaşı)	17.1	-76	
KSL-2a	Ana kayaç (şeyl)	16.9	-86	

δD değerleri, orta ile yüksek enlem arasındaki bölgelerin meteorik suların izotopik kompozisyonlarına benzerlik göstermektedir. İllitlere ait dar aralıktaki δD ve $\delta^{18}O$ değerleri, örnek lokasyonları arasındaki belirgin yanal uzaklık ve uzun jeolojik zaman aralığına rağmen hemen hemen tezdüze akışkan izotopik kompozisyonu göstermektedir (~ 57 ve ~ 8 Ma).

Killerin $\delta^{18}O$ değerleri, KAFZ boyunca olan mineral otojenezindeki magmatik ve/veya metamorfik akışkanların ilişkisinden dolayı denilebilir.

KLS ve KHS' nin bütün fraksiyonlarının $\delta^{18}O$ değerleri 14.8 ile 15.9 per mil (SMOW) arasındadır. GRD ve GRC'nin <0.2 fraksiyonları 17.3 ve 17.6 per mil'dir. Bu değerler oldukça yüksektir. İllitlerin oluşum sıcaklığı olarak 150-200 C düşünüldüğünde, metamorfik veya magmatik sıvıları yansıtmaktadır. Eğer kalsit mineralleri meteorik sularından çökelselerdi oluşum sıcaklıkları düşük (yaklaşık $< 50^\circ C$ veya daha az) olması gerekmektedir. Kalsit minerallerinin oluşum sıcaklığı ne kadar düşükse o kadar yüksek $d^{18}O$ değerine sahip olmalıdır. Bu da kalsit içeren meteorik suların derinlerde (yüksek sıcaklıkta) kayaçlarla etkileşime girdikten sonra çökeldiğini gösterebilir. Fakat aynı kalsit örneklerinin $d^{13}C$ değerleri ortalama kabuk değerlerine yakındır ve herhangi bir organik etkileşimin olmadığını göstermektedir.

Örneklerin mineral $\delta^{18}O$ değerleri kullanılarak formüle yerleştirildiğinde çözeltilinin $\delta^{18}O$ değerleri bulunmaktadır.

$$10^3(\alpha_b^a - 1) \approx 10^3 \ln \alpha_b^a \approx \delta_a - \delta_b = \Delta_b^a \quad \dots\dots\dots(14)$$

$$1000 \ln \alpha_b^a = \frac{A \times 10^6}{T^2} + B \quad \dots\dots\dots(15)$$

$$10^3 \ln \alpha_b^a \approx \Delta_b^a \approx \frac{A \times 10^6}{T^2} + B \quad \dots\dots\dots(16)$$

$$T=200\text{ }^{\circ}\text{C} = 473\text{ }^{\circ}\text{K}$$

$$\text{Kalsit için } A= 2,78 \quad B= -2,89$$

$$\text{İllit için } A=2,43 \quad B=-4,82 \text{ (Friedman and O'Neil, 1977).}$$

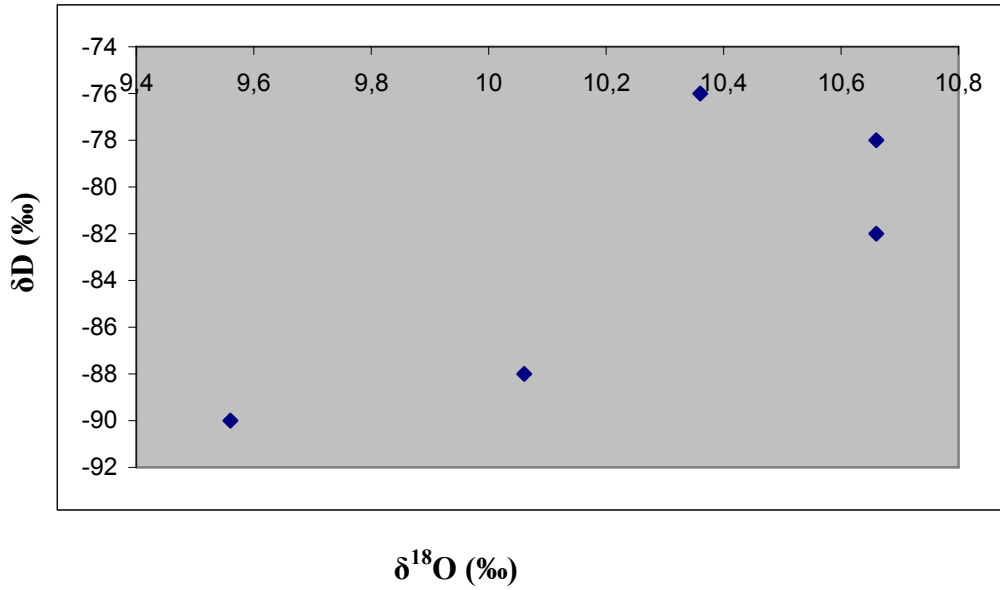
$$\delta_{\text{Kalsit}} - \delta_{\text{Su}} = \Delta_{\text{S}}^{\text{K}} = 2,78 (10^6(473^{-2})) - 2,89$$

$$\delta_{\text{Su}} = 9,533 - \delta^{18}\text{O}_{\text{Kalsit}}$$

$$\delta_{\text{İllit}} - \delta_{\text{Su}} = \Delta_{\text{S}}^{\text{I}} = 2,43 (10^6(473^{-2})) - 4,82$$

$$\delta_{\text{Su}} = 6,039 - \delta^{18}\text{O}_{\text{Kalsit}}$$

Sıcaklık 200 °C olarak alınmıştır. Formülde değerlerin yerleştirilmesiyle alınan sonuçlar çözelti $\delta^{18}\text{O}$ değerlerini vermektedir (Çizelge 6.1, 6.2). Bulunan çözelti $\delta^{18}\text{O}$ değerleri, δD (‰) değerlerine karşı grafiğe yerleştirildiğinde örneklerin çözeltilerinin magmatik veya metamorfik kökenli olduğu ortaya konulmuştur.



Şekil 6.1. Çözeltilerin oksijen ve hidrojen izotop bileşimleri

Bu sonuçlar ışığında, Şekil 6.1'de görüldüğü gibi duraylı izotop analizleri, KAFZ boyunca oluşan ana fay hareketleri sırasında magmatik ve/veya metamorfik kökenli akışkanların hareket ettiklerini göstermektedir.

6.2. İz Element Analizi

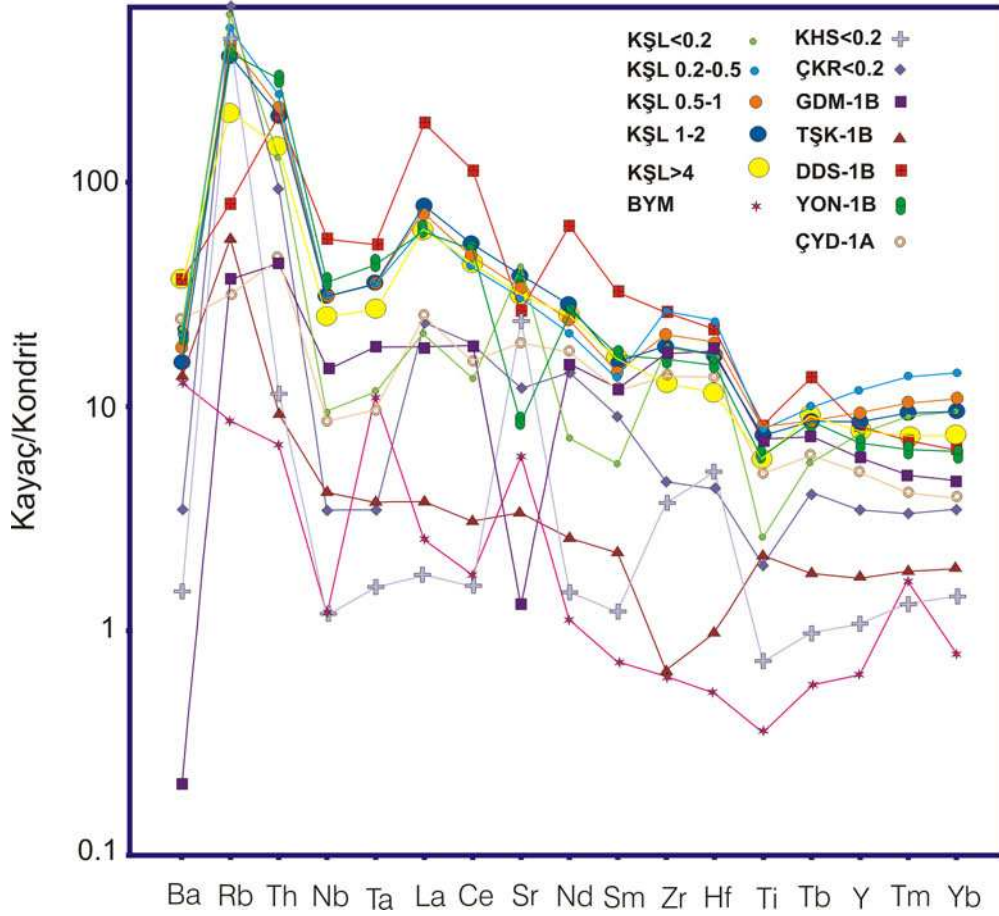
İz elementler kayaç içerisinde %0.1'den az oranda olup milyonda bir (ppm) veya daha az bulunmalarıyla birlikte milyarda bir (ppb) şeklinde ifade edilirler. İz elementler, kayaç içerisindeki konsantrasyonlarına bağlı olarak aksesuar mineral oluşturabildikleri gibi, esas olarak, kayaç oluşturan mineralleri oluşturan majör elementlerin yerlerini de alırlar. İz elementler genel olarak uyumlu ve uyumsuz olarak iki şekilde dağılım gösterirler. Ergime ve kristalizasyon sırasında minerali tercih eden elementlere uyumlu elementler, ergiyiği tercih eden elementlere ise uyumsuz elementler denilmektedir.

Uyumlu elementlerin uyumluluk dereceleri göstermiş oldukları iyonik potansiyellerine göre değişebilmektedir. İyonik potansiyeli 2.0'dan büyük olanlara high field strength (kalıcılığı yüksek olan) (HFS) elementler, iyonik potansiyeli 2.0'dan küçük olanlara ise large ion lithophile (kalıcılığı düşük olan) (LIL) elementler denilmektedir. Benzer iyonik potansiyele sahip elementler, benzer kayaçlarda benzer jeokimyasal davranışlar gösterirler. HFS elementleri Th, Ta, Nb, Zr, Hf, Sm, Ti, Y, Yb elementlerinden, LIL ise Sr, K, Rb, Ba, Cs elementlerinden oluşmaktadır. Hf ile Zr ve Nb ile Ta benzer iyonik potansiyele sahip oldukları için benzer jeokimyasal özellik göstermektedir.

Çizelge 6.3. Otojenik minerallerin iz element analizleri (ppm).

Örnek No.	KŞL <0.2 (I)	KŞL 0.2-0.5 (I)	KŞL 0.5-1.0 (I)	KŞL 1-2 (I)	KŞL >4 (I)	KHS <0.2 (I)	ÇKR <0.2 (S-K)	GDM (S)	BYM (S)	TŞK (S-I-K)	DDS (S-K)	YON (S)	ÇYD (S)
Li	21	31.4	33.9	38.5	27.8	4.9	24.9	8.6	14.3	12.8	46.7	36.7	44.6
Be	2.3	2.5	2.2	2.0	1.2	1.2	3.3	0.9	0.1	0.4	2.2	3.2	0.7
Sc	14.9	15.2	13.4	12.6	12.7	21.5	32.4	15.8	10.4	26.9	18.9	17.1	19.4
Ti	1610	4870	5060	4570	3620	453	1220	4420	219	1330	5070	3630	3130
V	159	198	180	156	117	116	105	167	43	155	65	152	122
Cr	85.2	108	101	87.1	81.3	15.6	3.38	55.9	1890	167	71.9	212	131
Co	9.5	9.6	8.7	8.6	14.5	23.4	43.3	12.8	149	40.2	11.8	21.8	18.4
Ni	50.2	47.5	42.0	38.7	40.1	7.94	9.07	26.6	1680	149	121	259	109
Cu	74.2	71.9	57.4	50.7	47.3	43.1	130	8.34	23.4	123	23.7	43.6	42.4
Zn	69.8	63.5	56.4	53.2	64.6	39.6	74.2	50.8	36.4	68.5	102	138	93.4
Ga	32.2	28.7	24.6	22.1	13	24.5	22.6	26.9	1.62	11.6	24.2	19.2	11.2
As	28.4	43.1	39.5	37.4	25.7	1.71	12.1	3.8	0.678	0.293	3.67	23.2	2.56
Rb	194	169	144	128	72.8	154	212	12.9	3.02	19.6	28.4	131	11
Sr	491	355	394	450	369	284	142	15	71	39	318	99	228
Y	15.2	23.5	18.7	17	15.5	2.2	6.9	11.8	1.28	3.4	16.3	13.8	10.2
Zr	122	181	143	125	87	26	32	118	4	5	180	112	93
Nb	3.3	10.8	11	10.8	8.8	0.4	1.2	5.2	0.4	1.5	19.5	12.6	3
Mo	0.2	0.5	0.6	0.7	1.4	0.1	0.8	0.7	0.2	0.8	0.57	2.4	0.18
Cd	0.05	0.07	0.06	0.07	0.09	0.02	0.03	0.04	0.04	0.03	0.06	0.10	0.13
Sn	1.8	2.3	2.2	1.9	1.3	0.7	2.0	1.4	0.3	0.4	1.4	2.8	0.9
Sb	1.2	2.5	2.4	2.1	1.5	0.02	0.23	0.02	0.05	0.01	0.1	0.9	0.2
Cs	18.9	14.3	11.3	10.1	5.03	23.9	6.01	1.27	0.23	1.63	1.89	15.4	0.36
Ba	152	145	126	110	251	10.4	23.8	1.4	89	94.3	251	141	168
Hf	3.57	4.81	3.81	3.37	2.30	1.02	0.86	3.51	0.11	0.19	4.44	3.04	2.72
Ta	0.23	0.71	0.72	0.71	0.55	0.03	0.07	0.37	0.22	0.07	1.06	0.86	0.19
W	0.40	1.21	1.28	1.34	1.67	0.06	0.95	0.18	62.7	0.19	0.67	1.47	0.24
Tl	0.87	0.79	0.69	0.62	0.37	0.55	0.21	0.003	0.03	0.04	0.08	0.78	0.08
Pb	6.62	17.60	18.3	16.7	13.9	0.97	6.54	0.391	1.68	1.59	13.9	17.1	6.90
Th	5.44	10.3	9.02	8.21	6.00	0.48	3.95	1.82	0.28	0.39	8.41	12.2	1.93
U	1.28	2.56	2.42	2.21	1.66	0.13	4.00	1.05	0.07	0.41	1.09	1.50	0.66

I= İllit, S= Smektit, K= Kaonilit



Şekil 6.2. Fay zonu üzerinden alınan fay killerindeki otojenik minerallerin iz element grafiği.

Grafikten anlaşıldığı gibi KŞL örneğinde fraksiyon küçüldükçe iz elementlerce bir zenginleşme söz konusudur. Fraksiyon küçüldükçe iz elementlerce olan zenginleşme kristalleşme süreciyle alakalı olduğu söylenebilir. Bu elementler fraksiyonel kristallenmede ilk kristalleşen elementlerdendir ve yüksek sıcaklıkta kristalleştikleri için çok küçük ve ince taneli kristallenmişlerdir denilebilir. Fraksiyon küçüldükçe iz element miktarının artması bu örneklerin birçok kez metamorfizmaya uğradığını gösterebilir. Örnek, geçirdiği metamorfizmalar sonucunda iz element miktarı artmış ve metamorfizma nedeniyle tane boyları yüksek miktarda küçülmüştür. Her bir metamorfizmada daha çok ufalanıp daha sonra kristallenme sırasında tekrar dışarıdan da iz element bünyesine alması ile örnek kayada iz element miktarı da o oranda yüksek çıkacaktır.

KSL örneği tipik toleyitik kıtasal kabuk ve üst kıtasal amfibolit gnays fasiyesi kompozisyonuna benzerlik göstermektedir. Kıtasal kabuk kayaları, Ba'dan Hf ye kadar olan uyumsuz elementlerce değişken zenginliklerde gözlemlenebilir ve bir o kadar da Ti'den Yb elementine kadar değişken fakirlik, tüketilmişlik söz konusudur.

DDS-1B, YON-1B, GDM-1B örnekleri Sr anomalisinde düşüş göstermektedir. Tüm örneklerde yüksek Rb içeriği görülmektedir. Bunun sebebi benzer iyonik potansiyele sahip olan Sr elementinin yerini almasıdır. Bu bahsedilen üç örnekte Sr anomalisinin çok düşük çıkmasının sebebi de denilebilir.

6.3. Nadir toprak elementi analizleri

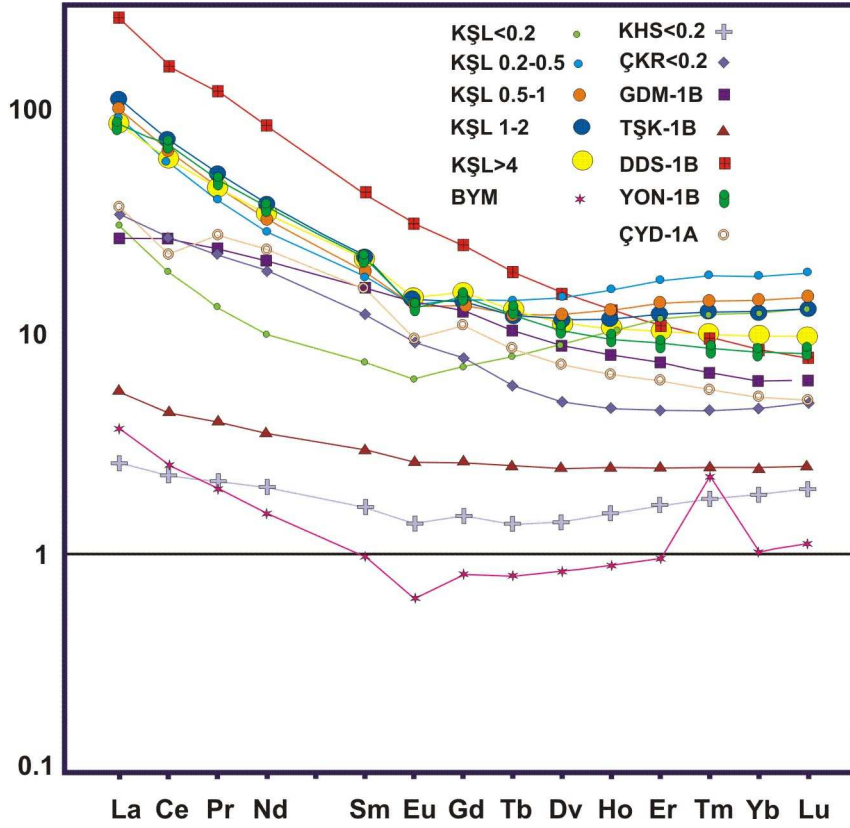
Lantanidler olarak da bilinen nadir toprak elementler atom numarası 57'den (La), 71'e (Lu) kadar olan elementleri içerir. Nadir toprak elementler benzer fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptirler ve bu durum nadir toprak elementlerin büyük bir bölümünün +3 yüklü olması ve yaklaşık benzer iyon yarıçapına sahip olmaları ile ilgilidir. Küçük atom numarasına sahip nadir toprak elementler, büyük iyonik yarıçapa sahip olup, hafif nadir toprak elementler (LREE) olarak; büyük atom numarasına sahip elementler ise küçük iyonik yarıçapa sahip olup ağır nadir toprak elementler olarak adlandırılırlar. Eu anomalisinin varlığı ya da yokluğu özellikle feldspatın rolünü göstermesi açısından önemlidir.

Toplanan örneklerin nadir toprak element analiz sonuçları Çizelge 6.4'te verilmektedir. KŞL örneğinin 0,2 den >4 fraksiyonuna kadar olan tüm fraksiyonlarında nadir toprak element analizi yapılmıştır. Sonuçlar ppm cinsinden verilmiştir.

Çizelge 6.4. Otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) analizleri (ppm).

REE→		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Örnek adı	Min.														
KŞL <0.2	I	6.89	11.5	1.2	4.6	1.1	0.35	1.44	0.29	2.25	0.57	1.90	0.31	2.08	0.32
KŞL 0.2-0.5	I	21.3	36.1	3.8	13.4	2.7	0.77	2.90	0.52	3.68	0.89	2.86	0.46	3.09	0.48
KŞL 0.5-1	I	23.6	40.7	4.3	15.2	2.9	0.77	2.73	0.45	3.05	0.72	2.25	0.35	2.38	0.37
KŞL 1-2	I	25.6	45.6	4.9	17.7	3.3	0.82	2.84	0.45	2.90	0.65	2.01	0.32	2.09	0.33
KŞL >4	I	20.1	37.7	4.3	16	3.3	0.84	3.12	0.47	2.81	0.58	1.68	0.25	1.63	0.25
KHS <0.2	I	0.6	1.38	0.2	0.9	0.3	0.08	0.30	0.05	0.35	0.09	0.27	0.05	0.31	0.05
ÇKR <0.2	S-K	7.8	16.4	2.1	8.9	1.8	0.53	1.58	0.22	1.24	0.26	0.73	0.11	0.77	0.12
GDM	S	6.0	16.3	2.3	9.8	2.4	0.80	2.58	0.38	2.22	0.45	1.21	0.17	1.03	0.16
BYM	S	0.8	1.5	0.2	0.7	0.2	0.04	0.17	0.03	0.21	0.05	0.16	0.06	0.17	0.03
TŞK	S-I-K	1.2	2.7	0.4	1.6	0.5	0.15	0.53	0.09	0.62	0.14	0.40	0.06	0.42	0.06
DDS	S-K	60.6	98.1	11.8	40.7	6.5	1.82	5.14	0.70	3.82	0.71	1.80	0.24	1.41	0.20
YON	S	19.8	43.1	4.6	17.2	3.4	0.75	3.00	0.45	2.61	0.53	1.48	0.22	1.39	0.20
ÇYD	S	8.4	13.8	2.6	11.1	2.4	0.56	2.22	0.32	1.81	0.37	1.00	0.14	0.87	0.12

I= İllit S= Smektit K= Kaolinit



Şekil 6.3. Fay zonu üzerinden alınan fay killeriindeki otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) grafiği.

Klastik sedimanter kayaçların içindeki kil mineralleri nadir toprak elementlerin en önemli bölümüdür. Kilce zengin sedimanların nadir toprak element içeriği sedimanter prosesleri kanıtlamak ve aydınlatmak için kullanılmaktadır.

KŞL fay kayası örneklerindeki illitik kil fraksiyonlarının kondritlere göre normalize edilmiş nadir toprak elementleri şablonu üst kıtasal kabuk kompozisyonu temsil eden (PAAS) Post-Archean Average Shale ile hemen hemen benzerdir (şekil 6.3) (Taylor and McLennan, 1985). Örnekler hafif nadir toprak element zenginliği ve sabit ağır nadir toprak element dağılımı ve negatif Eu anomalisi ile birbirleriyle benzerlik göstermektedir. Ortalama sedimanter nadir toprak element şablonu ile üst kıtasal kabuk nadir toprak element şablonu ile paralellik göstermektedir. ÇYD-1A örneği ise nadir toprak elementlerce metamorfik retrograde yeşil şist fasiyesleri ve amfibolit fasiyes

metariyolitleri ile benzerlik göstermektedir. TŞK-1B, metamorfik kayalardaki K-feldspar granolit fasiyesleri ile benzerlik göstermektedir.

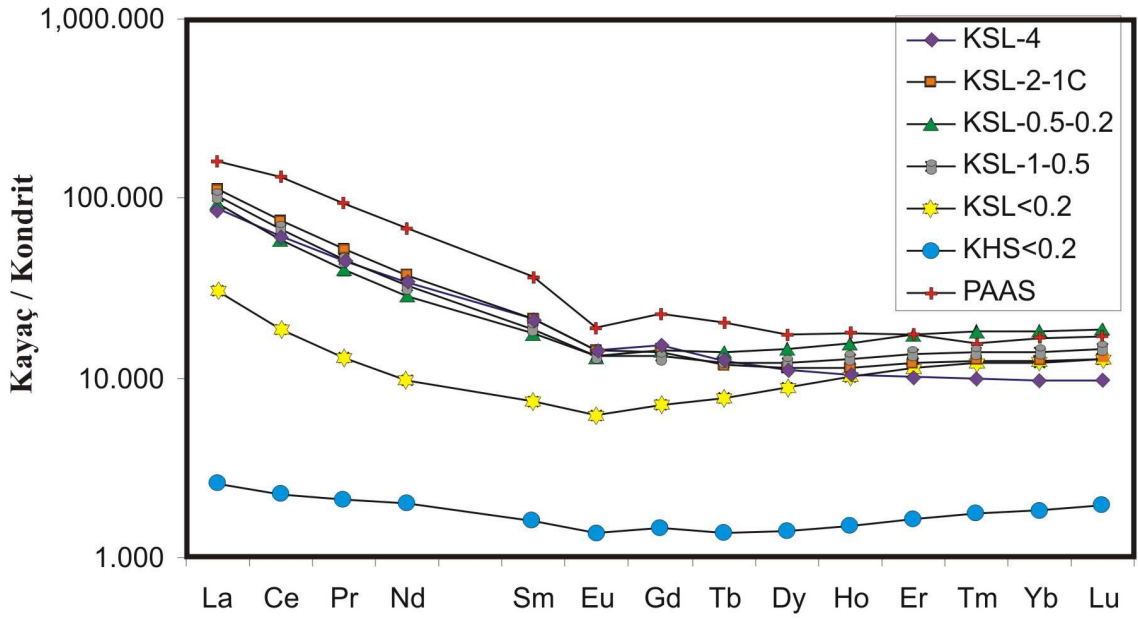
Eu anomalisine kadar tüm örneklerde nadir toprak elementlerce azalma gözükmemektedir. Eu ise belirgin bir negatif anomali göstermektedir. Bunun sebebi örnekler içerisindeki feldspat mineralinin fraksiyonlaşması veya kayacın kısmi ergimesi nedeniyle feldspatın alıkonulması ile açıklanabilir. Özellikle BYM örneği Eu anomalisinde çok farklı bir sonuç vermiştir.

Kondrite göre normalize edilmiş örneklerden özellikle KSL örneği için magmatik farklılaşmanın ilk ürünü denilebilir. LREE'lerden HREE'lere doğru daha az belirgin bir fraksiyonlaşma göze çarpmaktadır. Negatif Eu anomalisi göstermesine karşın HREE içeriği arttığından dolayı bu söylenebilmektedir. Eu anomalisindeki belirgin negatif anomalinin sebebini, Eu'nun Ca ve Sr elementleri ile birlikte plajyoklasların bünyesine girebileceğini akla getirmektedir. Mafik ve ultramafik kayalar genel olarak okyanus kabuğunun kayaç bileşimlerini oluştururlar ve ilksel magmanın yüksek sıcaklıkta kristalleşen manto kökenli ürünleridir. Grafikte görüldüğü gibi örnekler arasında ultramafik ana kayaların peridotit kimyasal kompozisyonuna benzerlik gösterenler vardır.

Yine de, KHS lokasyonunun damar materyallerindeki killer, önemli farklılıklarda nadir toprak elementi şablonu göstermektedir. Peridotit kompozisyonu sergilemektedir.

Farklı tane boylarının hafif nadir toprak element konsantrasyonları $<0.2\text{-}\mu\text{m}$ fraksiyonu hariç hemen hemen benzer bir yönelim sergilemektedir. Tane boyu küçüldükçe, ağır nadir toprak element konsantrasyonu artmaktadır. Negatif Eu anomalisi belirgin şekilde gözükmemektedir.

Bunun gibi nadir toprak elementler ultramafik ana kayalardan oluştuğu açıklanan peridotit kompozisyonuna benzemektedir.



Şekil 6.4. Fay zonu üzerinden alınan KSL ve KHS örneklerindeki otojenik minerallerin nadir toprak element (REE) grafiği

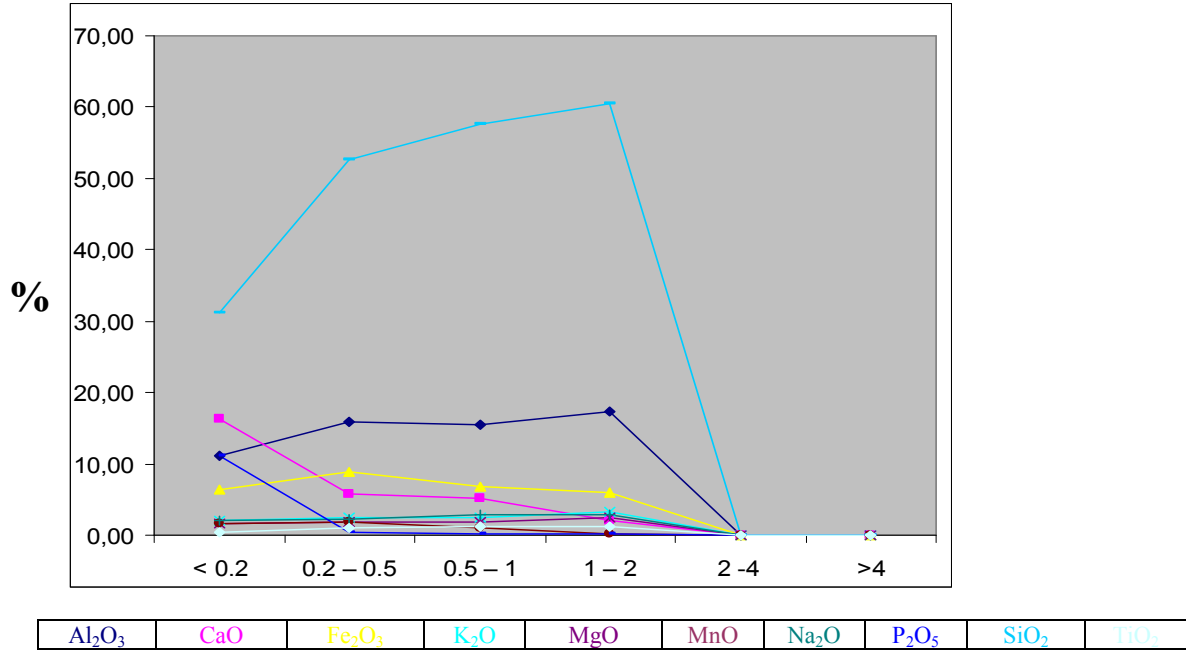
KSL örneği nadir toprak elementlerce zenginliği PAAS ile benzer şekildedir. KHS örneği KSL örneğine göre daha az miktarda nadir toprak elementi içermektedir. KSL örnekleri yüksek illitik killerden oluşmaktadır. KHS örneğinde ise düşük illitik kil daha fazladır.

6.4. Major oksit analizleri

XRD ve Elektron Mikroskop yardımı ile belirlenen illitler farklı fraksiyonlarda (<0.2, 0.2–0.5, 0.5–1 ve 1–2 mikron) zenginleştirilmiş ve daha sonra her fraksiyonun majör oksit kompozisyonları analiz edilmiştir. İçlerindeki su miktarının artan tane boyutu ile azalması nedeniyle, iri taneli illitlerin toplam oksit yüzdelerinin arttığı gözlenmiştir (Çizelge 6.5).

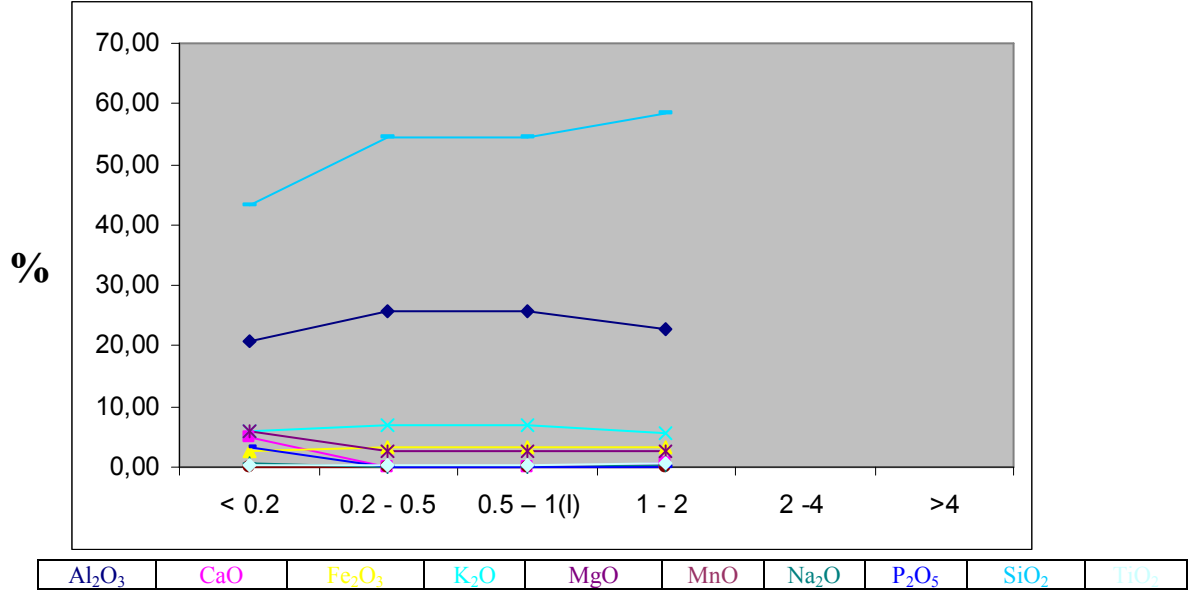
Çizelge 6.5. KAFZ'dan toplanan fay killerindeki illitlerin majör oksit kompozisyonları (%).

Örnek No.	Fraksiyon (µm)	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Toplam
DMN-1a (I)	< 0.2	11.05	16.21	6.43	2.00	1.68	1.56	2.04	11.10	31.17	0.51	83.76
	0.2 – 0.5	15.84	5.73	8.82	2.38	1.93	1.96	2.29	0.36	52.59	0.99	92.90
	0.5 – 1	15.41	5.18	6.74	2.46	1.85	1.12	2.88	0.24	57.56	1.14	94.57
	1 – 2	17.41	2.09	6.05	3.26	2.44	0.29	2.81	0.12	60.59	1.33	96.39
GRD-1a (I)	< 0.2	20.95	5.05	2.65	5.92	6.00	0.03	0.52	3.38	43.29	0.18	87.97
	0.2 – 0.5	25.89	0.04	3.31	7.09	2.61	0.03	0.08	0.01	54.34	0.42	93.83
	0.5 – 1	24.50	0.14	3.31	6.56	2.66	0.03	0.14	0.01	56.39	0.61	94.36
	1 – 2	22.94	0.60	3.45	5.71	2.48	0.04	0.18	0.04	58.45	0.78	94.66
YSF-1a (I)	< 0.2	17.94	7.03	10.64	3.01	7.09	0.10	0.31	1.03	38.59	0.49	86.23
	0.2 – 0.5	21.06	1.87	12.22	3.35	7.20	0.11	0.23	0.07	43.88	0.75	90.74
	0.5 – 1	19.58	3.84	11.08	3.20	6.61	0.10	0.45	0.11	44.34	0.98	90.30
	1 – 2	17.65	5.64	9.63	2.89	5.82	0.10	0.71	0.14	46.82	1.03	90.42
KHS-1a (I-S)	< 0.2	23.53	0.44	4.15	4.60	4.05	0.01	1.70	0.03	56.40	0.08	94.93
	1 – 2	21.38	1.74	8.37	4.03	2.59	0.03	0.08	0.18	50.21	0.88	89.50
	2 – 4	18.17	2.43	6.67	3.31	2.49	0.04	0.11	0.17	55.52	0.78	89.69
	> 4	13.54	6.37	5.66	2.37	3.70	0.10	0.20	0.19	52.24	0.68	85.06
KŞL-1a (I-S)	< 0.2	25.36	0.55	5.66	6.64	3.44	0.02	0.09	0.05	51.27	0.30	93.37
	0.2 – 0.5	24.60	1.12	9.78	5.84	2.80	0.03	0.04	0.17	48.64	0.80	93.82
	0.5 – 1	23.03	1.10	10.38	5.09	2.70	0.03	0.07	0.15	48.70	0.88	92.15
	1 – 2	21.61	1.78	8.43	4.36	2.60	0.03	0.07	0.18	53.41	0.87	93.34
	2 – 4	18.17	2.43	6.67	3.31	2.49	0.04	0.11	0.17	55.52	0.78	89.69
	> 4	13.54	6.37	5.66	2.37	3.70	0.10	0.20	0.19	52.24	0.68	85.06



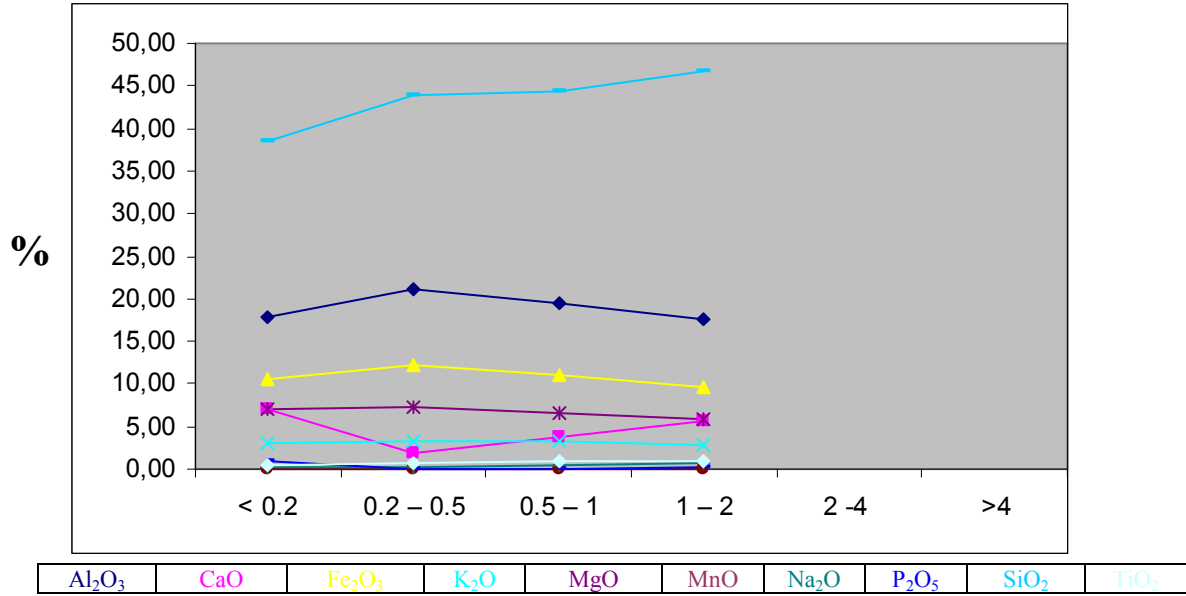
Şekil 6.5. DMN örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu

DMN örneğinde SiO₂ kompozisyonu 1-2 fraksiyonunda en yüksek değere ulaşmaktadır. Fraksiyon arttıkça SiO₂ miktarında da artış gözlenmektedir. Al₂O₃ kompozisyonu da aynı şekilde fraksiyon arttıkça artmaktadır. CaO, P₂O₅ kompozisyonları fraksiyon arttıkça azalmaktadır. Fe₂O₃ kompozisyonu ise 0.2-0.5 fraksiyonundan sonra fraksiyon arttıkça azalma göstermektedir. Diğer major oksit kompozisyonları ise fraksiyon arttıkça hemen hemen değişim göstermemişlerdir (Şekil 6.5).



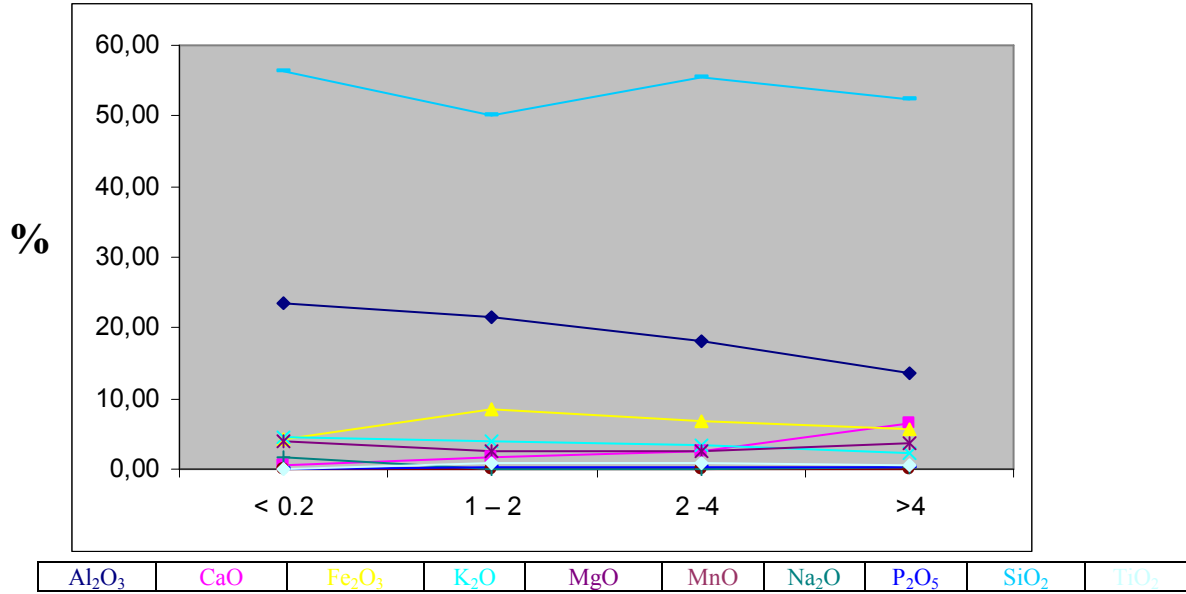
Şekil 6.6. GRD örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu

GRD örneğinin major oksit kompozisyonları fraksiyon artıkça fazla bir değişim göstermezler. SiO₂ kompozisyonu, fraksiyon artıkça artmaktadır. CaO kompozisyonu da fraksiyon artıkça azalmaktadır (Şekil 6.6).



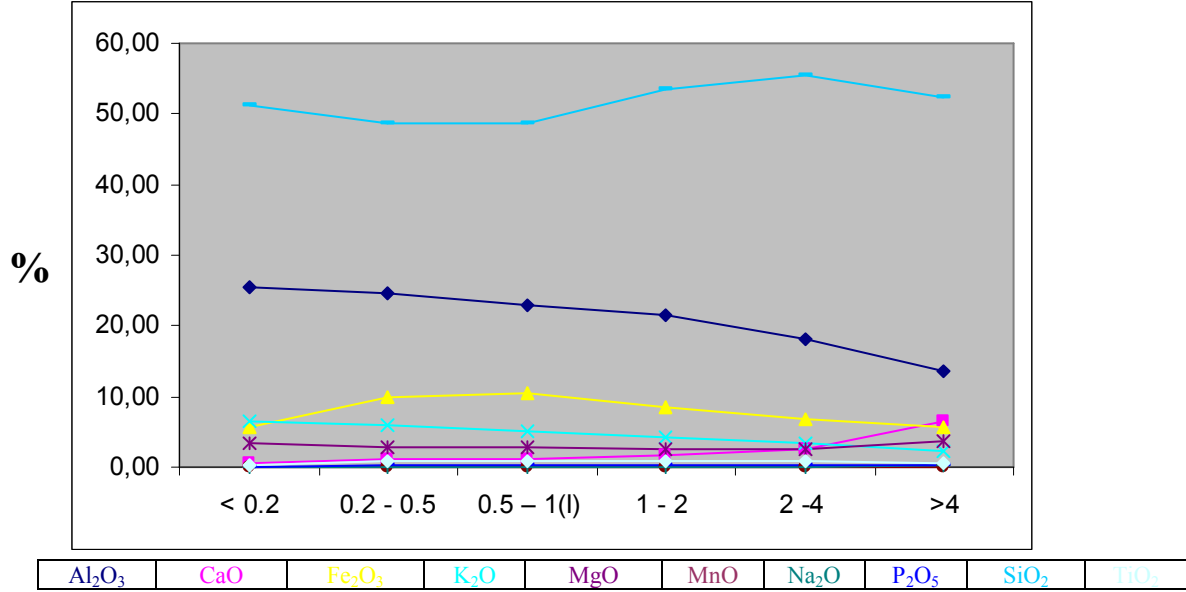
Şekil 6.7. YSF örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu

SiO₂ kompozisyonu fraksiyon artıkça artmaktadır. CaO hariç diğer major oksitler 0.2-0.5 fraksiyonunda en yüksek değerlerini göstermektedir. Fraksiyon artıkça da miktarlarında azalma gözükmemektedir. CaO ise 0.2-0.5 fraksiyonunda en düşük değerini göstermektedir ve fraksiyon artıkça da CaO kompozisyonu artmaktadır (Şekil 6.7).



Şekil 6.8. KHS örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu

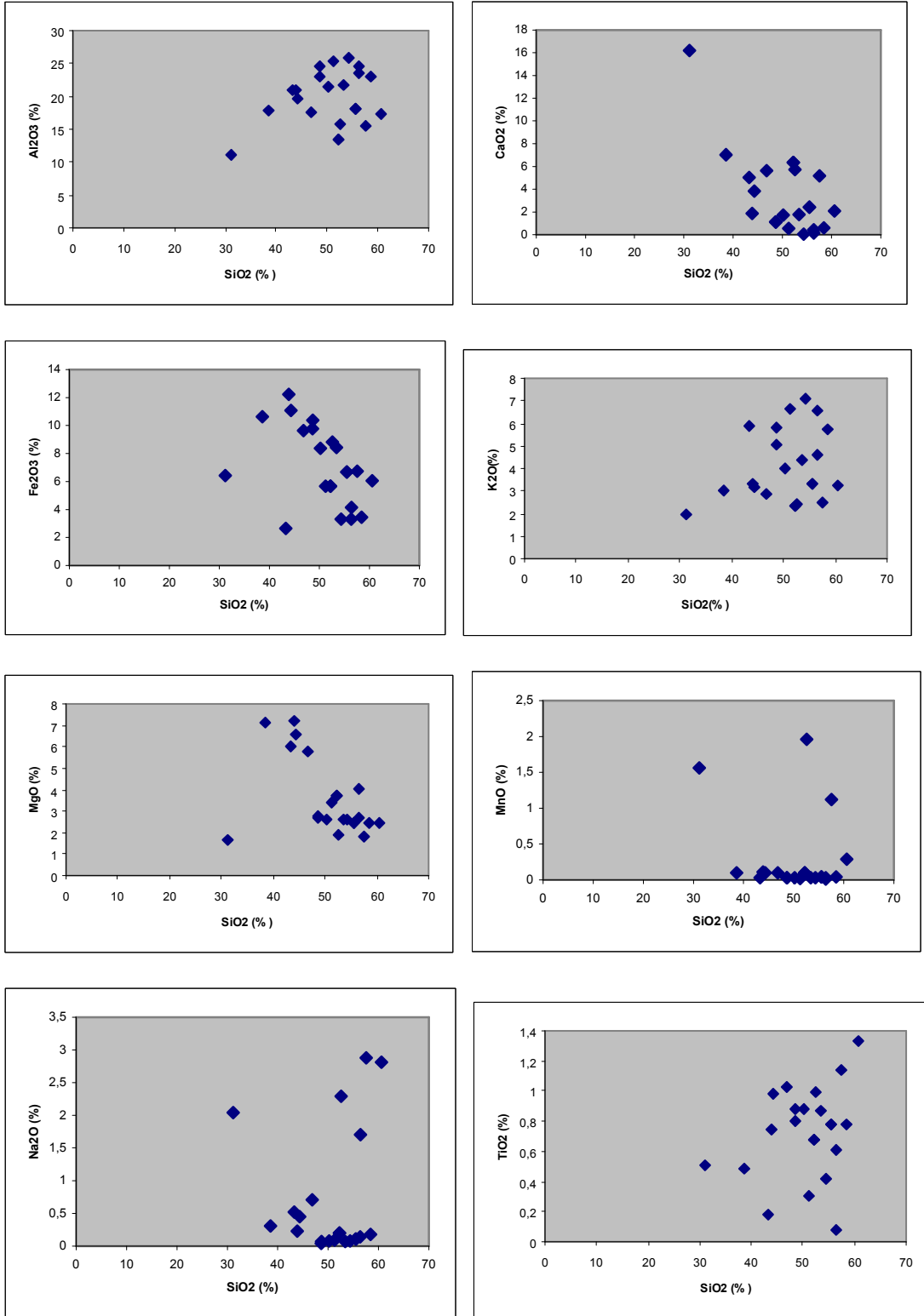
KHS örneğinin Al₂O₃ major oksit kompozisyonu fraksiyon artıkça azalmaktadır. Fe₂O₃ kompozisyonu ise 1-2 fraksiyonundan sonra düşüş göstermektedir. CaO kompozisyonu ise fraksiyon artıkça artış göstermektedir. SiO₂ kompozisyonu ise artan azalan bir grafik sergilenmektedir. Diğer major oksitler ise hemen hemen birbirine yakın değerler göstermektedir. Fazla bir değişim göstermezler (Şekil 6.7).



Şekil 6.9. KŞL örneğinin fraksiyonlarına göre major oksit kompozisyonu

KŞL örneğinin CaO yüzdesi fraksiyon büyüdükçe artma, Al₂O₃ miktarında da düşüş gözlemlenmektedir. Fe₂O₃ yüzdesinde ise 0.5-1 fraksiyonuna kadar artma, fraksiyon daha da büyüdükçe azalma gözükmektedir. Diğer major oksitlerde çok fazla bir değişim söz konusu değildir (Şekil 6.8).

Major oksit kompozisyonlarının değişimi bu örneklerin neomineralizasyon geçirdiğini göstermektedir.



Şekil 6.10. Örneklerin SiO₂'ye karşılık diğer major oksitlerinin Harker diyagramları.

Şekil 6.9’da SiO_2 artışına karşılık örneklerin CaO , MgO , Fe_2O_3 , MnO oranlarında azalma, K_2O , Na_2O , Ti_2O , Al_2O_3 oranlarında ise artma gözlenmektedir. Oksitlerdeki bu düzenli değişim fraksiyonel kristallenmeyi yansıtmaktadır.

6.5. Radyoaktif İzotop Çalışmaları

6.5.1. K-Ar yönteminin örneklere uygulanması

İllit örneklerinin farklı tane boyutları için yürütülen K-Ar analizleri sonucunda, metamorfizma derecesi yada sıcaklığın illit kristallerinin oluşumunu önemli şekilde etkilediği belirlenmiştir. Yüksek metamorfizma derecesi, örneklerde iyi kristalli veya iri taneli illitlerin oluşmasına neden olmuştur. Buna karşılık, düşük sıcaklıklarda ise duraysız ve daha ince taneli illitler gelişmiştir.

KAFZ’den alınan örneklerde saptanan metamorfik illitler düşük sıcaklıklarda retrograt (diyajenez yada hidrotermal) bir sürece maruz kalmış olsalardı, bu illitlerin yeniden kristalleşmeleri sonucunda önce ince illit tanecikleri ve daha sonra artan sıcaklık ile daha iri illit kristalleri oluşması gerekirdi. Örnekler bu nedenle değişik tane fraksiyonlarına ayrılmışlardır. Ancak KAFZ batı kısmından alınan örnekler sonucunda, faylanma sonucu oluşan hidrotermal süreçler sadece ince taneli illitlerin (<0.2 mikron) gelişimine olanak tanıdığı ve daha iri taneli yaşlı illitlerin ise tam olarak yeniden kristalleşmeye maruz kalmadıkları belirlenmiştir. Bununla birlikte, tane boyutu ile radyometrik yaş arasında doğrusal bir ilişki olduğu belirlenmiştir (örneğin GRD-1a; Çizelge 6.6). Bir başka deyişle, illitlerin tane boyutu arttıkça K-Ar yaşları da artmaktadır.

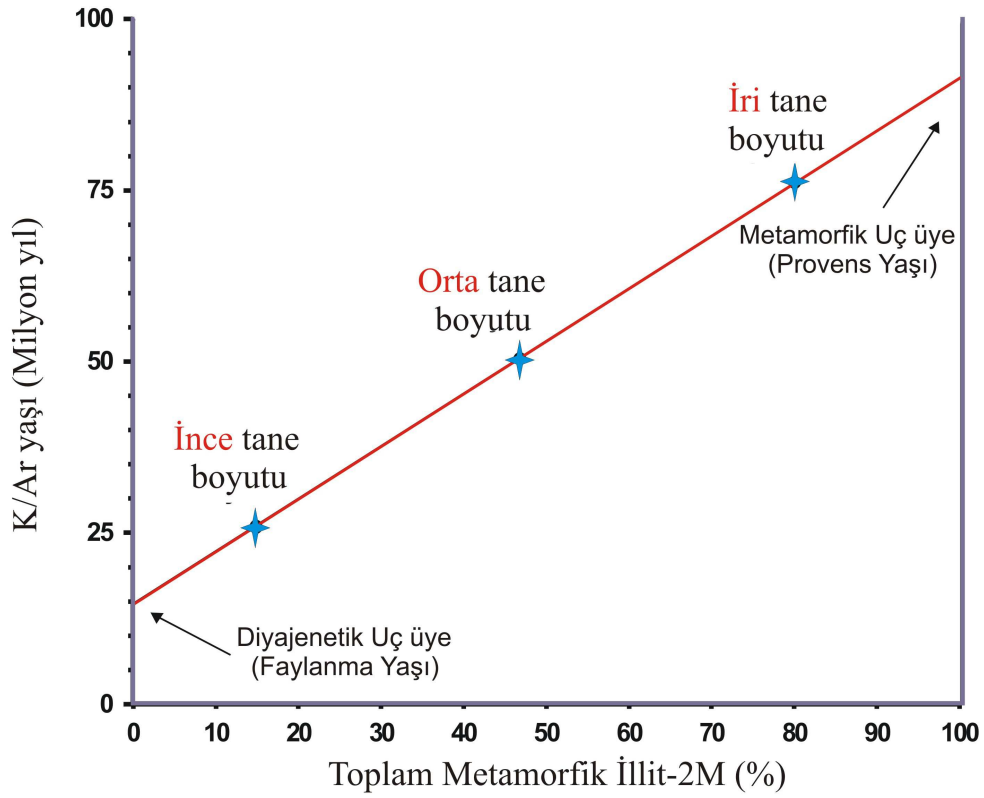
Çizelge 6.6. KAFZ'nun batı sektöründeki illitlerin K-Ar yaşları (Ma: milyon yıl).

Örnek No.	Fraksiyon aralığı (μm)	K-Ar yaşı (Ma)
GNC-1a	0.5 – 1 (I)	203.99
GRD-1a	< 0.2	81.08
GRD-1a	0.2 – 0.5	92.49
GRD-1a	1 – 2 (I)	115.23
KYŞ-1a	1 – 2 (I)	205.35
YSF-1a	< 0.2	37.59
YSF-1a	0.2 – 0.5 (I)	51.37

KAFZ'dan toplanan fay killeri içindeki illitler, metamorfik ve otojenik (diyajenetik) olmak üzere iki farklı bileşenden oluşmakta ve bu nedenle elde edilecek K/Ar yaşı, bu bileşenlerin münferit yaşını değil, bu her iki illit çeşidinin değişik oranlarda karışımından oluşan malzemenin yaşını yansıtmaktadır. Bu problem fay killerinin farklı tane boyutlarının yaşlandırılması ve örnek içindeki illit politiplerinin (metamorfik ve diyajenetik) miktarlarının tespit edilmesi ile çözülebilmektedir (Pevear, 1992). İllitlerin $1M$ and $1M_d$ politipleri diyajenetik, $2M_1$ ise metamorfik kökene sahiptir. Doğal olarak, farklı tane boyutları farklı metamorfik/diyajenetik illit oranları sergileyeceklerdir. Bu tane boyutlarına ait yaşların (Y), metamorfik/diyajenetik illit yüzdelere (X) karşılık bir X-Y grafiği üzerinde yerleştirilmesi ile bulunacak yaş (**Diyajenetik Yaş**) (ekstrapolasyon ile) muhtemelen faylanmanın yaşını verecektir.

Uygulanacak bu modelin tasarımı Şekil 6.10'da verilmektedir. İllitler içindeki metamorfik ve diyajenetik politiplerin farklı tane boyu aralıklarında yüzdelere ve yaşlarının tespit edilerek diyajenetik ve metamorfik yaşların ortaya konulması literatürde İllit Yaş Çözümlemesi (Illite Age Analysis: IAA) olarak bilinmektedir (Pevear, 1992; Grathoff and Moore, 1996; Pevear, 1999; Grathoff and Moore, 2001; Srodon, 1984). Bu yöntemin uygulanabilmesi için, her örnekten en az 3 farklı tane boyutunun K-Ar yaşı ve ayrıca metamorfik/diyajenetik illit yüzdelere belirlenmesi gerekmektedir. Bir örnek içindeki metamorfik ($2M_1$) ve diyajenetik ($1M_d$) politip yüzdelere bulunması ise, her bir politipin saf hali için elde edilen XRD profillerinin

örneklere ait XRD profilleri ile karşılaştırılmasını şart koşmaktadır. XRD piklerinin oranlanması ile politiplerin yüzdeleri bulunabilmektedir (Grathoff and Moore, 1996; Grathoff and Moore, 2001).



Şekil 6.11. İllit Yaş Çözümlemesi (IAA) tekniği ile diyajenetik uç üyenin yaşının tespit edilmesi.

Fayın doğu sektörüne ait illit örnekleri, kumtaşı ve magmatik kayalardan turediklerinden dolayı politip şeklinde değil karışık tabakalı illit/smektit (I-S) olarak gelişmişlerdir. Bu nedenle, I-S illit örneklerinde herhangi bir fraksiyon ayrılması yapılmamıştır. Bunların XRD analizleri ise, ayrılabilen en düşük tane boyutu olan <0.2 mikron boyutunda gerçekleştirilmiştir.

7. SONUÇLAR

Nadir toprak element analizleri sonucunda KSL örneği üst kıtasal kabuk kompozisyonunu temsil eden PAAS'a (Post-Archean Average Shale) benzerlik göstermektedir. KHS, TŞK örnekleri ise düşük illitik kilin daha fazla olması ve nadir toprak element değerlerinin düşük olması bu örneklerin peridotit kompozisyonunda olduğunu ortaya çıkarmaktadır. Bu örneklerde yaş tayini için gerekli olan diyajenetik illitin bulunamaması sonucu etkilemiştir. Tane boyu küçüldükçe, ağır nadir toprak element konsantrasyonu arttığı görülmektedir.

İllitleşme sırasındaki hareketlilik, sedimanter proses çalışmalarında dikkate alınmalıdır. Otojenik illitik kil minerallerinin nadir toprak element çalışmaları fiziko kimyasal koşullar hakkında önemli bilgiler sağlamaktadır.

Major oksit analizlerinden çıkan sonuçlar kristallenme sürecini ve bu sürece etki edebilecek faktörleri ve değişimleri gözlemek için kullanılmaktadır. Örneklerin major oksit kompozisyonlarının incelenmesi ile artan SiO₂'ye karşılık major oksitlerin grafiklerinden alınan sonuçlara göre örnekler neomineralizasyona maruz kalmış oldukları ve fraksiyonel kristallenme geçirmiş oldukları gözlemlenmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca farklı lokasyonlardan alınan illitik killerin oksijen izotop kompozisyonları birbirlerine benzer çıkmıştır ve bu da killerin aynı izotop kompozisyonuna sahip akışkanlardan çöktüğünü göstermektedir. İzotop kompozisyonlarının benzer olması kristallenme sıcaklıklarının da benzer olduğunu göstermektedir.

Toplanan örneklerin illitik kil $\delta^{18}\text{O}$ ve δD kararlı izotop analiz sonuçlarından yararlanılarak çözeltilerin $\delta^{18}\text{O}$ değerleri bulunmuştur. Çözelti $\delta^{18}\text{O}$ değerleri 9.56 ile 11.9 arasında çıkmıştır. Bu sonuçlarla çözeltilerin kökeni belirlenmiştir. Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca, fay hareketleri sırasında hareket eden akışkanların kökeni magmatik

ve/veya metamorfiktir. Tektonik olarak aktif alanlardaki akışkanların kaynağına bir alternatifte mantodur. Daha önceden yapılmış çalışmalardan buna örnek San Andreas fayı verilebilir. Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca dolaşan akışkanlar, metamorfik kaynaklı akışkanlara manto kökenli akışkanlarında katılmasıyla oluşmuş denilebilir.

Kuzey Anadolu Fay boyunca meydana gelen geniş illitik kil mineralizasyonunun, fay killerinin hidrotermal alterasyonu ve psödotalitlerle alakalı olduğu ortaya konulmuştur. KAFZ boyunca oluşan ana fay hareketleri sırasında hareket eden akışkanların bazı bilinen büyük ölçekli fay zonları için daha önce yapılmış çalışmaların sonuçları ile benzer olduğu görülmektedir. Büyük ölçekli fay zonlarında yapılan benzer çalışmalarla, sıkışma tipi orojenik kuşaklar boyunca benzer şekilde gelişmesi ortak noktadır.

Petrografik ve minerolojik veriler gösteriyor ki; fay kayacındaki ile ana kayadaki fillosilikat mineral takımları önemli derecede farklılar göstermektedir. Ana kayalar, otojenik illitik kil mineralleri ve fay kayaçlarını bağlayan hidrotermal illit formasyonları içermemektedir. Bu da sıcaklık ve akışkanlarla ilişkili olan kil mineral otojenezinin bölgesel tektonik olaylarla kontrol edilmediğini göstermektedir. Örnekler içersinden, fay zonu dışındaki fay öncesi protolitlerinin, illitik kil mineralleri içermemesi hidrotermal süreçlerin fay zonu içersindeki alanlarla sınırlı olduğunu göstermektedir. Bu da bu alanların tektonik olaylar ile fay zonunda hapsedilmiş olduğunu göstermektedir.

8. KAYNAKLAR DİZİNİ

- A.M.C. Sengör, Tüysüz, O. Imren, C. Sarkinç, M. Eyidogan, H. Görür, N. X. Le Pichon, and C. Rangin, The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance, *Journal of the Geological Society of London* 136, 269-282, 1979.
- A.A. Barka and K. Kadinskyade, Strike-Slip-Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics* 7(3), 663-684, 1988.
- A. Sengör, O. Tüysüz, C. Imren, M. Sarkinç, H. Eyidogan, N. Görür, X. Le Pichon and C. Rangin, The North Anatolian Fault: A new look, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 33, 37-112, 2005.
- A. Barka, H.S. Akyuz, H.A. Cohen and F. Watchorn, Tectonic evolution of the Niksar and Tasova-Erbaa pull-apart basins, North Anatolian Fault Zone: their significance for the motion of the Anatolian block, *Tectonophysics* 322(3-4), 243-264, 2000.
- A.M.C. Sengör and Y. Yilmaz, Tethyan Evolution of Turkey - a Plate Tectonic Approach, *Tectonophysics* 75(3-4), 181-241, 1981.
- B.A. van der Pluijm, C.M. Hall, P.J. Vrolijk, D.R. Pevear and M.C. Covey, The dating of shallow faults in the Earth's crust, *Nature* 412, 172-175, 2001.
- B. R. Lipin, G. A. McKay, G. N. Hanson, W. V. Boynton, R. I. Graunch, S. M. McLennan, W. F. McDonough, F. A. Frey, Geochemistry and minerology of rare earth elements, *Reviews in volume* 21, 1989.

- D.C. Thorstenson and D.L. Parkhurst, Calculation of individual isotope equilibrium constants for geochemical reactions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol 68, No 11 pp. 2449-2465, 2004.
- D. R. Pevear, Illite age analysis, a new tool for basin thermal history analysis, *Water-Rock Interaction*, Balkema, Rotterdam, 1992.
- D.R. Pevear, Illite and hydrocarbon exploration, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 96(7), 3440-3446, 1999.
- E. Bozkurt, Neotectonics of Turkey - a synthesis, *Geodinamica Acta* 14(1-3), 3-30, 2001.
- E. C. Robertson, Relationship of fault displacement to gouge and Breccia thickness, *Mining Engineering*, 1426-1432, October 1983.
- E. Herece, E Akay, *Kuzey Anadolu Fayı Atlası*, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, 2003.
- Faure, G., (2. ed.). *Principles of Isotope Geology*. John Wiley and Sons, New York, 1986
- Friedman, I. ve O'Neil, J. R., Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. Fleischer, M. (ed.) *Data of Geochemistry* (6. ed.). U.S.G.S. Prof. Paper 440, 1977.
- G.H. Grathoff and D.M. Moore, Illite polytype quantification using WILDFIRE(c) calculated X-ray diffraction patterns, *Clays and Clay Minerals* 44(6), 835-842, 1996.
- G.H. Grathoff, D.M. Moore, R.L. Hay and K. Wemmer, Origin of illite in the lower Paleozoic of the Illinois basin: Evidence for brine migrations, *Geological Society of America Bulletin* 113(8), 1092-1104, 2001.

- H. Craig, Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133, 1702-1703, 1961.
- H. K. Lee, H.P. Schwarcz, Criteria for complete zeroing of ESR signals during faulting of the San Gabriel fault zone, southern California. *Tectonophysics* 235, 317–337, 1994.
- H. K. Lee, J.S. Yong, ESR dating of the Wangsan fault, South Korea, *Quat. Sci. Rev.* 22, 1339-1343, 2003.
- H. K. Lee, H.P. Schwarcz, ESR dating of the subsidiary faults in the Yangsan fault system, Korea, *Quat. Sci. Rev.* 20, 999- 1003, 2001.
- H. P. Taylor, Jr., The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, 69, 843-883, 1974.
- H. Ohmoto, and R.O. Rye, Isotopes of sulfur and carbon: in H.L. Barnes ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Second Edition: John Wiley & Sons, 509-567, 1979.
- H. Zwingmann and N. Mancktelow, Timing of Alpine fault gouges, *Earth and Planetary Science Letters* 223(3-4), 415-425, 2004.
- H. Zwingmann, R. Offler, T. Wilson and S.F. Cox, K-Ar dating of fault gouge in the northern Sydney Basin, NSW Australia - implications for the breakup of Gondwana, *Journal of Structural Geology* 26(12), 2285-2295, 2004.
- I.T. Uysal, S.D. Golding and F. Audsley, Clay-mineral authigenesis in the Late Permian coal measures, Bowen Basin, Queensland, Australia, *Clays and Clay Minerals* 48(3), 351-365, 2000.
- I.T. Uysal, S.D. Golding and K. Baublys, Stable isotope geochemistry of authigenic clay minerals from Late Permian coal measures, Queensland, Australia:

- implications for the evolution of the Bowen Basin, *Earth and Planetary Science Letters* 180(1-2), 149-162, 2000.
- J. R. Gat, The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation, in: *Handbook of environmental isotope geochemistry*, P. Fritz and J.C. Fontes, eds. 1, pp. 21-47, Elsevier, Amsterdam, 1980.
- J. Srodon and D.D. Eberl, Illite, in: *Micas*, S.W. Bailey, ed., *Reviews in mineralogy* 13, pp. 495-544, Mineralogical Society of America, 1984.
- K. Tanaka and T. Shidahara, Fracturing, crushing and grinding effects on ESR signal of quartz. In *ESR Dating and Dosimetry* (Ikeya M. and Miki T., Eds), pp. 239-247. Ionics, Tokyo, 1985.
- K. Tanaka, Dating of fault movement by the ESR method, basis and application, Ph. D. Thesis, Univ. Kiyushu, Japan, 1990.
- M. Akçay, Jeokimya, Temel Kavramlar ve Uygulamaya Aktarımları, Trabzon, 2002.
- M. Ikeya, T. Miki and K. Tanaka, Dating of a fault by electron spin resonance on intrafault materials. *Science* 215, 1392-1393, 1982.
- M. Ikeya, A. Tani, C. Yamanaka,. Electron spin resonance isochrone dating of fracture age: grain-size dependence of dose rates for fault gouge. *Japan Journal of Applied Physics* 34, L334–L337, 1995.
- M.W. Higgins, Cataclastic Rocks, USGS Prof Paper 687-697, 1971.
- N.M. Jessell & J. L. **Urai** (eds.), *Australia: Stress Strain and Structure*. A volume in honour of W. D. Means, *The Virtual Explorer* 2, 2000.
- Ö. Adıyaman, J. Chorowicz, O. N. Arnaud, M. N. Gündoğdu, A. Gourgaud, Late Cenozoic tectonics and volcanism along the North Anatolian Fault: New structural and geochemical data, *Tectonophysics* 338, 135-165, 2001.

- P. Vrolijk, B. A. Van der Pluijm, Clay Gouge, *Journal of structural Geology* 21,1999.
- R. Grün, Remarks on ESR dating of fault movements, *J. Geol. Soc. Lond.* 149, 261-264, 1992.
- R. Hataya, K. Tanaka and T. Miki, Studies on a new ESR signal (R signal) of fault gouges for fault dating, *Quat. Sci. Rev.* Vol. 16, pp. 477-481, 1997.
- R. J. Merriman, M. Frey, Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks, *Low grade metamorphism*, Blackwell Sci. Oxford, 61-107, 1999.
- S.C. Sherlock, R. Hetzel, A lazer- probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study of pseudotachylite from the Tombach Fault Zone, Kenya, Direct isotopic dating of brittle faults, *Journal of Structural Geology* 23, 33-44, 2001.
- S. M. F. Sheppard, Identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes. *Volcanic Processes in Ore Genesis*. Geological Society London, Special Publication, 7, 25-41, 1977.
- S. M. F. Sheppard, Stable isotope geochemistry of fluids. Rickard, D. T. and Wickman, F. E. (eds.), *Chemistry and Geochemistry of Solutions at High Temperatures and Pressures*. *Phys. Chem. Earth*, 13/14, 419-445, 1981.
- S.R. Taylor and S.M. McLennan, The continental crust : its composition and evolution : an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, 312 pp., Blackwell, Melbourne ; Boston ; Oxford, 1985.
- T. Ariyama, Conditions of resetting the ESR clock during faulting, In *ESR Dating and Desimetry*, pp 251-258, Ionics, Tokyo
- T. Fukuchi, Theoretical study on frictional heat by faulting using elektron spin resonance, *Appl. Radio. Isot.* 40, 1181-1193, 1989.

- T. Fukuchi, N. Imai and K., Shimokowa, ESR dating of fault movement using various detect centers in quartz, the case in the South Fossa Manga, Japan, *Earth Planet Sci. Lett.* 78, 121-128, 1986.
- T. Ito and S. Sawada, Refinement of ESR dating method for active faults evolution of optimum ESR signals and establishment of the method for sample collection, *R. Soc. New Zeal. Bull* 24, 307-316, 1986.
- T. Suzuki, S. Epstein, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim Cosmochim Acta* 40 : 1229-1240, 1976.
- U. Ulusoy, ESR dating of North Anatolian (Turkey) and Nojima (Japan) faults, *Quaternary Science Reviews* 23(1-2), 161-174, 2004.
- V. Işık, O. Tekeli, G. Seyitoğlu, The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of extensional ductile deformation and granitoid intrusion in the northern Menderes core complex: implication for the initiation of extensional tectonics in Western Turkey, *Journal of Asian Earth Sci.* 23, 555-566, 2004.
- V. Toprak, Neotectonic characteristics of the North Anatolian Fault Zone between Koyulhisar and Susehri (NE Turkey), *METU Journal of Pure and Applied Sciences* 21, 155-166, 1988.
- W. Marjorie, *Igneous Petrogenesis*, 1989.
- W. N. Buhey, H. P. Schwarcz, R., Grün, ESR dating of fault gouge, the effect of the grain size, *Quart. Sci. Rev.* 7, 515-522, 1988.

