



## Kuzey Menderes Masifinde Simav Makaslama Zonunun Mikro-tektonik Özellikleri, Batı Anadolu, Türkiye

### *Micro-tectonic Features of Simav Shear Zone, Northern Menderes Massif, Western Turkey*

Veysel IŞIK Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü,  
Tektonik Araştırma Gurubu, TR-06100-Tandoğan, Ankara

#### Öz

Menderes masifi, genişleme tektoniği rejimi etkilerini yaygınca taşır. Bu bakımdan masif, metamorfik çekirdek kompleks oluşumuna iyi bir örnektir. Masifin kuzey kesiminde Simav sıyrılma fayı litoloji, metamorfizma ve deformasyon özellikleri birbirinden farklı tavan ve taban blok birimlerini ayırır. Sıyrılma fayının taban blok kayalarını orta-yüksek dereceli metamorfitle, pegmatoyidler ve granitoyid intrüzyonları oluşturur. Tavan blokta ise şist-mermer topluluğu ve ofiyolitli melanj kaya türleri bulunur. Tüm bu birimler havza kenarları faylanmalar ile sınırlı, Neojen-Kuvaterner yaşlı volkano-sedimenter kayalar tarafından örtülür.

Simav makaslama zonu sıyrılma fayının taban bloğundaki deforme alanları temsil etmekte olup, iki farklı deformasyon evresi sunar. Bunlar sünümlü (milonitik) ve gevrek (kataklastik) deformasyonlardır. Deformasyonun sünümlü evresinde taban blok kayaları, değişen ölçülerde milonitleşme gösterir; Milonitleşme, protomilonit-milonit-ultramilonit ve blastomilonit aralığında gelişmiştir. Burada sünümlü deforme olmuş kayaların en belirgin özelliği milonitik foliyasyon ve lineasyon göstermeleridir. Milonitik foliyasyon metamorfik kayalarda ilksel foliyasyona düşük açılarda oblik ya da paralel gelişmiştir. Foliyasyon düzlemlerini biyotit, muskovit ile yassılaştırılmış kuvars mineralleri oluşturur. Feldispat, az oranda disten ve turmalin mineralleri de foliyasyon düzlemi boyunca dizilmiştir. Zonun diğer önemli elemanı olan lineasyonu ise uzamış kuvars, feldispat, disten, hornblend ile mika mineralleri oluşturur. Asimetrik porfiroklast, mika balığı, oblik rekristalizasyon, S-C, S-C dokusu, ötelenmiş taneler ve V-çek-ayır gibi mikro ve/veya mezo dokular, milonitlerde tespit edilen yaygın kinematik belirteçlerdir. Bu asimetrik belirteçler bölgedeki hareketin yönünü üst-K-KD olarak vermektedir. Milonitlerdeki rekristalizasyon, yeni tane oluşumu ve minerallerin diğer deformasyon özellikleri makaslama zonunda orta-üst yeşilşist - amfibolü fasiyesi metamorfizma koşullarını karakterize eder. Ar-Ar izotop yaş verileri makaslama zonunun minimum gelişim yaşını Oligosen - Erken Miyosen olarak öngörür.

Bölgedeki genişlemeli tektonizmanın ileri aşamasını oluşturan gevrek deformasyon evresi sıyrılma fayı, kataklastik zon gelişimi ve ilerleyen süreçte yüksek açılı\* fayların oluşumu ile temsil olur. Kataklastik zon içerisinde bulunan milonitik kayalar kırılma, faylanma ve ufalanma sonucu breş/kataklastit türü kayalara dönüşmüştür. Bu zon içerisinde alterasyon gelişimi de yaygındır. Simav makaslama zonu Menderes masifinin yüzeylemesinin kuzey kesimini kontrol eder. Son yıllarda masifin yüzeyleme mekanizması için simetrik ve asimetrik olarak iki model öne sürülmüştür. Simav makaslama zonunun, yapısal ve mikro-tektonik özellikleri ile izotopik yaş verileri masifin asimetrik yüzeylemeye bağlı geliştiğini ortaya koymaktadır.

**Anahtar Kelimeler:** Genişlemeli tektonik, Menderes masifi, Simav sıyrılma fayı, Milonit, Kataklastit, Kinematik belirteçler

### Abstract

*Menderes massif is commonly affected by extensional regime and a good example of forming a metamorphic core complex. Simav detachment fault in the northern part of Menderes massif separated footwall and hanging wall rocks, which is the feature of lithologic, metamorphism and deformation mismatch between them. The footwall consists of medium-high grade metamorphites, pegmatoids and granitoids. Schist-marble unit and ophiolitic melange comprise the hanging wall. Neogene and Quaternary sedimentary and volcanic rocks lie both unconformably and in fault contact above the footwall and hanging wall rocks.*

*Simav shear zone, characterized by deformed rocks below the Simav detachment fault, has two deformational events; these are ductile (mylonitic) and brittle (cataclastic) deformations. Ductile deformation event is the formation of variably developed mylonites in the footwall. The degrees of mylonite development vary from protomylonite to blastomylonite. The majority of deformed rocks in the shear zone have mylonitic foliations and lineations. Mylonitic foliation is parallel and/or sub-parallel to the earlier foliation of metamorphic rocks. Mylonitic foliation is defined by preferred grain-shape orientation of biotite, muscovite and quartz ribbons. Lineation, other important element, is defined by stretched quartz, and preferred orientations of feldspars, kyanite, hornblende and mica grains. The common kinematic indicators found in the zone is asymmetric porphyroclasts, mica fish, S-C and S-C fabric, recrystallized oblique foliation, displacement grains and 'V'-pull-apart fabrics. These asymmetric structures indicate a top-to-the-N-NE shear sense. Recrystallization, neo-mineralization and other deformational features of grains in the shear zone suggest medium-high-grade greenschist - amphibolite facies metamorphism conditions. Recent <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar isotopic dating implies that minimum age of shear zone is Oligocene - Early Miocene.*

*Progressive stage of extension regime in the region constitutes brittle deformation that involves the development of the cataclastic zone below the Simav detachment fault and high-angle normal faults in later stage. Cataclastic zone, describing an area here affected by brittle deformation in the detachment fault of footwall, include breccia/cataclasite that is product of mylonitic rocks of a variably fracturing, fragmentation, crushing, and alteration product. Exhumation of the northern part of Menderes massif was controlled by Simav shear zone. Structural, micro-tectonic features and isotopic data indicate that Simav shear zone is resulted from asymmetric exhumation of Menderes massif.*

**Key Words:** *Extension tectonic, Menderes massif, Simav detachment fault, Mylonite Cataclasite, Kinematic indicators.*

### GİRİŞ

Kıta kabuğu alanlarında en önemli genişleme tektonik ürünü metamorfik çekirdek kompleksleridir (Lister ve Davis, 1989; Malavieille, 1993). Metamorfik çekirdek komplekslerin genel özellikleri ilk kez Batı Amerika'da Basin & Range bölgesinde yoğun deforme, dom biçimli metamorfize olmuş magmatik ve sedimanter kayalar için kullanılmıştır (Crittenden ve diğ., 1980). Buna göre çekirdek kompleksler kıta kabuğunun büyük oranda genişlemesi sırasında sıyrılmaya fayları (detachment fault) boyunca yüzeylenmiş orta-derin kabuk kayaları ile temsil olur. Sıyrılmaya fayları düşük açıda düzlemsi ve/veya kubbemsi ve domsu geometriye sahip düşük açılı - yatay makaslama zonları olup, farklı litoloji, yaş ve deforme tarihçesine sahip kaya birimlerini karşı karşıya getirir (Örn. Crittenden ve diğ., 1980; Davis ve Lister, 1988). Bu fayların tavan bloğunu sedimentler ve volkanik kayalar ile düşük dereceli metamorfik kayalar, taban blok kesimini

ise yüksek dereceli metamorfikler ve intrüzif kayalar oluşturur (Crittenden ve diğ., 1980; Miller ve diğ., 1983). Taban blok kayaları çoğu zaman milonitleşme şeklinde sünümlü deforme özellikleri sunar (Coney, 1980). Dahası, buradaki milonitlerin normal hareket yönlü makaslama zonlarında oluştuğu ve bu makaslama zonlarının ana fayın orta kabuk kesimindeki devamını temsil ettiği yorumu getirilmiştir (Wernicke, 1981). Ayrıca sünümlü (milonit) ve gevrek (kataklasit) fay kayalarının bu makaslama zonlarında birlikte görülmesi, deforme ilerleyen karakterde kabuğun derin kesimlerindeki kayaların sığ kesimlere taşınması sonucu geliştiğini gösterir (Örn. Davis, 1980; Miller ve diğ., 1983; Davis ve Lister 1988; Işık ve diğ., 2003a).

Lister ve diğ. (1984)'in Ege denizi adalarında, Kiklad masifinde metamorfik çekirdek kompleksi gelişimini belirtmesinin ardından Ege'nin farklı bölgelerinde genişleme tektoniğine bağlı olarak sıyrılmaya fayları boyunca yüzeylenen metamorfik

çekirdek kompleksi oluşumları tanımlanmıştır (Işık ve diğ., 2004).

1990'lı yıllardan itibaren Menderes masifinde yapılan saha, mikro-tektonik ve jeokronolojik çalışmalarında masifin metamorfik çekirdek kompleksi özellikleri taşıdığını ortaya koymuştur (Örn. Verge, 1993; Bozkurt ve Park, 1994; Hetzel ve diğ., 1995a; Işık ve Tekeli, 1998; 2001; Gessner ve diğ., 2001b) (Fig. 1). Masifin farklı kesimlerinde tanımlanan sıyrılmaya faylarının, masifin Tersiyer genişleme tektoniği ile yüzeye çıkmasının (exhumation) ana

mekanizmasını oluşturduğu düşünülmektedir (Örn. Bozkurt ve Park, 1994; 1997a; Hetzel ve diğ., 1995a; Işık ve Tekeli, 2001; Gessner ve diğ., 2001b, Işık ve diğ., 2003a).

Bu çalışma Menderes masifinin kuzeydoğu kesiminde genişleme tektoniğinin izlerinin görüldüğü alanları kapsar. Simav makaslama zonu olarak haritalanan bu alanlarda arazi ve mikro-tektonik incelemeler ile şu sorulara yanıt aranacaktır: (1) makaslama zonunun deformasyon özellikleri nedir? (2) zon içerisindeki sünümlü ve gevrek deformasyon gelişimi nasıldır? (3) zon içerisindeki kayaların oluşum ortamı ve yaşı nedir? (4) makaslama zonunun hareket yönü nedir? ve (5) Simav makaslama zonunun, masifin yüzeyleme tarihçesi içerisindeki önemi nedir?

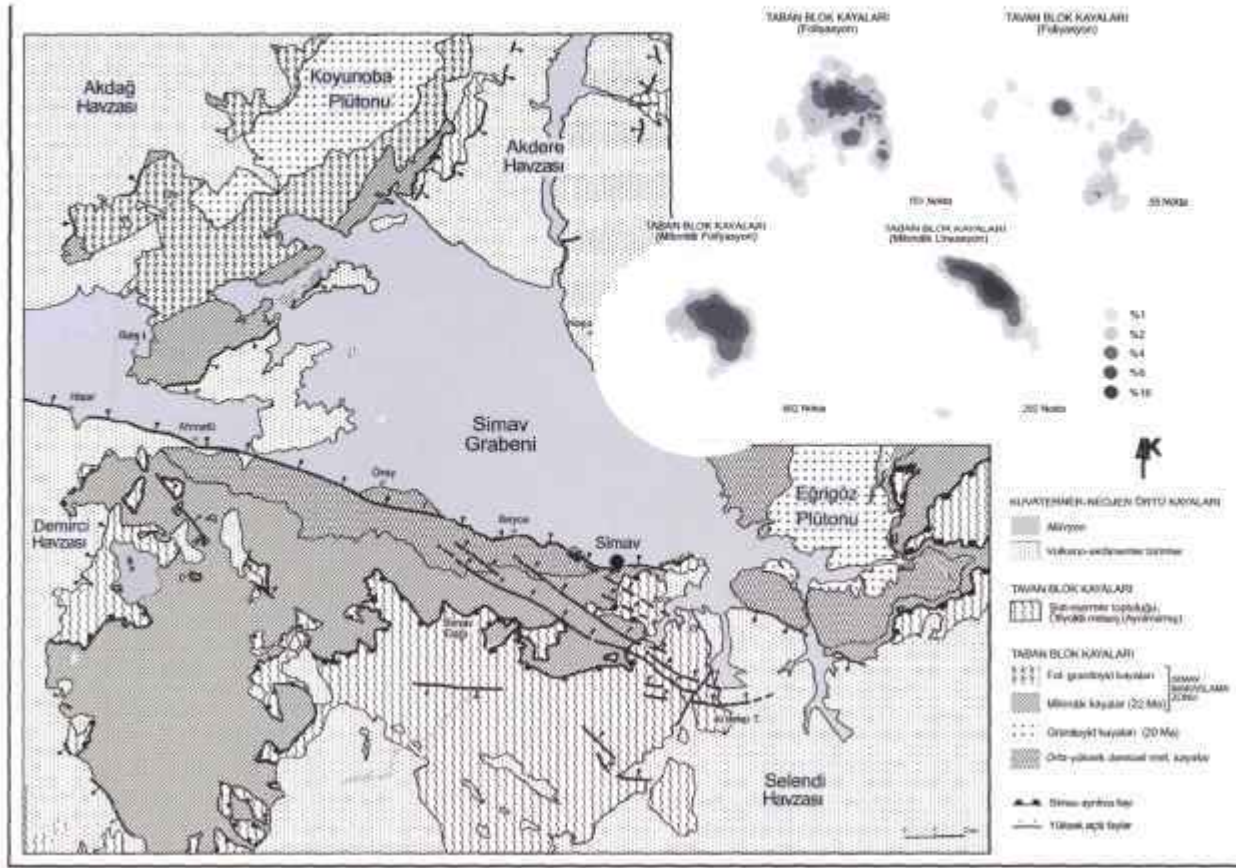
### JEOLJİ

Menderes masifi, Batı Anadolu'da geniş alanlar içerisinde yayılım gösterir. Masifin kuzey ve kuzeybatı ile güney kesimleri tektonik ilişkili iken doğu kesimi Neojen havza çökelleri ile örtülüdür. Masifin genel olarak iki ana tektono-metamorfik birimden oluştuğu kabul edilir. Bunlar; Prekambriyen-Kambriyen(?) yaşlı çekirdek ve Paleozoyik-Erken Tersiyer yaşlı örtü kayalarıdır (Dora ve diğ., 1995). Masifin çekirdek kayaları paragnays, ortognays, orta-yüksek dereceli şist, metagranit ve metagabro ile temsil olur (Dora ve diğ., 1990; 1995; Candan ve Dora, 1998). Örtü birimlerini ise kalın şist, fillit, kuvarsit ve mermer ile temsil olunan metasedimenter kayalar oluşturur (Konak ve diğ., 1987). Ancak Menderes masifinin çok evreli metamorfizma ve deformasyon tarihçesi, masif için önerilen basit çekirdek ve örtü birimleri şemasının kurulmasında güçlükler oluşturmaktadır. İki birimin dokanak ilişkileri tartışma konusudur. Bir grup araştırmacı örtü ve çekirdek arasındaki dokanak ilişkisinin intrüzif olduğunu belirtir (Erdoğan, 1992; Bozkurt ve Park, 1994; Bozkurt ve diğ., 1995). Ancak sözü edilen alanlardaki kayalardaki izotop yaşlandırmaları (Pb-Pb ve U-Pb metodlarıyla elde edilen zirkon yaşları  $546.2 \pm 1.2$  My: Hetzel ve Reischmann 1996;  $-550$  My: Loos ve Reischmann 1999) buradaki granit intrüzyon yaşlarının Geç Prekambriyen-Erken Kambriyen olduğunu gösterir. İkinci grup araştırmalarda ise ma-



Şekil 1. Menderes masifinin Batı Anadolu'daki konumu, İzmir-Ankara kenedi Batı Anadolu'yu Sakarya zonu ve Menderes-Toros bloğu olarak ikiye ayırır. Büyük Menderes ve Alaşehir grabenleri Menderes masifini güney, orta ve kuzey olmak üzere üç coğrafik alana böler.

Figure 1. Map showing the Menderes massif in western Turkey. İzmir-Ankara suture separates western Turkey as two major tectonic units namely the Sakarya zone and Menderes-Taurus block. Alaşehir and B. Menderes grabens divided the Menderes massif into three geographic domains.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası. Haritada inceleme alanında ölçülen yapısal elemanlar stereo-nette gösterilmiştir. Milonitik ve milonitik olmayan taban blok kayaları ile tavan blok kayalarından elde edilen ölçümler GEORient 4.2 programı yardımıyla kontur diyagramları elde edilmiştir. Buna göre taban bloktaki milonitik olmayan foliyasyon ölçümleri ve tavan bloktaki kayaların foliyasyon ölçümlerinde nokta maksimumları genelde dağınıklık gösterir. Diyagramda bu veriler KKD, D, GD ve GB alanlarında yoğunlaşır. Taban blok kayalarının milonitlerinde ise ölçümler belli bir bölgede yoğunlaşmaktadır. Bu kayaların foliyasyon ölçümlerinden elde edilen yoğun nokta maksimumları diyagramın GD bölgesinde toplanmıştır. Milonitik lineasyon verilerinde de benzer durum izlenir. Milonitik lineasyonların bulunduğu diyagram üzerinde kutup noktaları hemen hemen tamamı KD bölgesinde yoğunlaşır.

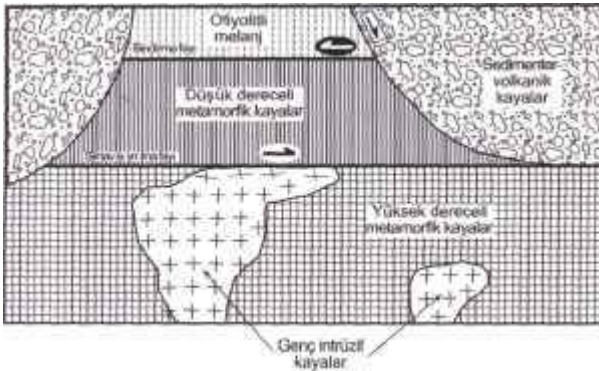
*Figure 2. Geologic map of the study area. Map includes structural elements plotted on stereographic projection. Data gathered from mylonitic and non-mylonitic footwall rocks and hanging wall rocks are prepared as contour diagrams using GEORient 4.2. Note foliation measurements of non-mylonitic rocks of footwall and hanging wall rocks appears to be statically random distribution. Points on stereo-net concentrate on NNE, E, SE and SW regions of stereographic projection. Mylonitic foliation measurements from footwall have local concentrations. These foliation measurements from mylonitic rocks locate on SE region of stereographic projection. Same situation is also seen on mylonitic lineation measurements. Note that points of mylonitic lineation are concentrated on NE region of stereographic projection.*

sifin çekirdek ve örtü birimleri arasında uyumsuz bir ilişki olduğu vurgulanır (Çağlayan ve diğ., 1980; Şengör ve diğ., 1984; Konak ve diğ., 1987; Dora ve diğ., 1995). Üçüncü grup araştırmacılara göre, çekirdek ve örtü kayaları arasındaki dokanak tektoniktir (Örn. Hetzel ve diğ., 1998, Ring ve diğ., 1999; Işık ve Tekeli, 2001; Gessner ve diğ., 2001). Hetzel

ve diğ. (1998)'e göre dokanak, genişlemeli tektonik sonucu normal fay karakterinde yeniden aktif olmuş bindirme faylarıdır. Yukarıda sözü edilen dokanak ilişkisi lokal gözlemler ile ortaya konulduğuna göre ya çekirdek-örtü kavramının yeniden gözden geçirilmesi ya da çekirdek-örtü birimlerinin tektonik tarihçesi için daha detay çalışmaların ortaya konulması gerekmektedir.



İnceleme alanı Menderes masifinin kuzeydoğu kesiminde yer alır (Şekil 1). Bölgenin jeoloji incelenmesi ve 1/25.000 ölçekte haritalanması ilk kez Akdeniz ve Konak (1979) tarafından formasyon bazında gerçekleştirilmiştir. Masifin bu bölümü Prekambriyen (?) - Tersiyer yaşını temsil eden farklı kaya birimleri ile temsil olur. Orta-yüksek dereceli metamorfik kayalar inceleme alanının temelini oluşturur. Bu kayalar genç inrüzyonlar tarafından kesilir. Simav sıyrılma fayı bu kaya birimlerini düşük dereceli metamorfik kayalar ile ofiyolitli melanj kaya topluğundan ayırır (Şekil 2, 3). Bölgedeki diğer litoloji türünü Neojen-Kuvaterner yaşlı sedimentler ve volkanik birimlerden oluşan havza çökelleri oluşturur (Şekil 2, 3).



Şekil 3. İnceleme alanı içerisindeki litoloji ve bunların ana yapısal elementler ile ilişkisini gösterir sadeleştirilmiş kolon kesit.

*Figure 3. Column section showing lithology and main structural elements in the study area.*

İnceleme alanı içerisindeki orta-yüksek dereceli metamorfik kayaların geniş bir bölümünü gnays (bantlı gnays, orto gnays, biyotit gnays) ve şistler oluşturur. Bu litolojiler daha az oranda amfibolü ve mermer mercekleri kapsar. Bu metamorfikleri Menderes masifinde tanımlanan çekirdek kayaları ile dengelemek olasıdır. Tipik litolojileri Simav'dan başlayarak doğuya Ahmetli'ye kadar yaklaşık doğu-batı yönünde uzanır (Şekil 2); bu kesimde birimin güney sınırını makaslama zonu oluştururken kuzey sınırı ise alüvyon çökelleri ile örtülür. Simav-Şaphane karayolu üzerindeki yarmalarda da bu metamorfik kayaların taze yüzeylemeleri bulunur. Yüksek dereceli metamorfiklerin foliyasyon düzlemleri genelde KD-GB, ikinci derecede ise KB-GD doğ-

rultuludur; Eğim yönleri GB ve GD'yadır (Şekil 2). Bu kayaların granitoidler ile intrüzif ilişkisi belirgindir. Ayrıca pegmatoyid ve applitlerce kesilir. Migmatitik bantlı gnays inceleme alanının yapısal olarak en alt kesimlerinde yüzeyler. Birim, kalınlıkları bir kaç mm ile bir kaç cm arasında değişen açık-koyu renkli bantların ardalanmasından oluşur. Yaygın kıvrımlanmalıdır. Bant kalınlıkları birimin üst kesimlerinde belirgin olarak azalmaktadır. Çekirdeğin yaygın diğer kaya türünü oluşturan biyotit gnayslar, Simav Dağı kuzey yamacı boyunca ve inceleme alanının kuzeybatısında Eğrigöz plütunu çevresinde yer almaktadır. Biyotit minerallerinin oluşturduğu foliyasyon düzlemleri belirgindir. Yer yer şist arakatmanları içerir ve değişik düzeylerinde mermer, amfibolü bant ve mercekleri bulunur. Kalınlıkları bir veya birkaç metre arasında olabilen mermer ve amfibolitler çevre kayaları ile benzer yapısal özellikler sunar. Amfibolitler yeşil, yeşilimsi siyah, mermerler ise beyaz, bej ve gri renklidir. Her iki kaya türünde açık ve koyu renkli seviyelerin oluşturduğu bantlaşmayı görmek olasıdır. Diğer bir kaya türü olarak izlenen ortognayslar Koyunoba granitoidinin güney kesimlerinde gözlenir. Belirgin milonitik deformasyon özellikleri gösterir. Feldispat, kuvars, muskovit ve turmalin minerallerinin oluşturduğu uzama mineral lineasyonu tipiktir. İnceleme alanındaki orta-yüksek dereceli metamorfik kayalar orta ve güney Menderes masifinin Pan-Afrikan kayaları ile karşılaştırılabilir.

Orta-yüksek dereceli metamorfikler pegmatoyidler tarafından kesilir. Bu ilişki Simav-Şaphane karayolu üzerindeki yarmada ve Öreyler güneyinde görülmektedir. Bu kesimlerde yaklaşık K-G doğrultudaki pegmatoyidler çevre kayaların foliyasyonu ile uyumsuz ve maksimum kalınlıkları bir kaç metredir. Açık renkli minerallerce zengin bu damarlar beyaz ve kirli beyaz renklidir. Yaygın mineral bileşimini feldispat ve turmalin oluşturur. Kuvars, biyotit ve muskovit bu kayaların ikinci derecedeki mineral bileşimidir. Çoğunlukla orta-iri taneli olup tane boyutları birkaç mm veya birkaç cm'dir.

Simav sıyrılma fayının taban bloğunu oluşturan diğer litoloji türünü granitoid kayaları (Eğrigöz ve Koyunoba plütonları) oluşturur. Bunlar inceleme alanının kuzeydoğusunda ve kuzeybatısında birbirinden Neojen örtü ile ayrılmış olup inceleme ala-

nının dışında kuzeye doğru geniş alanlarda yayılımı bulunur. Eğrigöz plütonu, inceleme alanının kuzeydoğusunda yüksek dereceli metamorfizmaları keser. İnceleme alanının dışında kuzeyde ise bunların milonitik kayalarını ksenolit olarak bulundurulur. Çalışma sahasının kuzeybatısında yer alan Koyunoba plütonunun bir bölümü Simav makaslama zonu içerisinde deforme olmuş olarak gözlenir (Şekil 2).

Granitoidler, taze yüzeylerinde bej, pembemsi gri renkli olup genel olarak orta taneli ve el örneklerinde holokristalin taneler dokuludur; özellikle plütonun kenar kesimleri ise yersel ince tanelidir. Granodiyorit, granit ve monzonit bu plütonların kaya türünü oluşturur. Yer yer felsik daha az oranda mafik bileşimli dayklar ile kesilir. İnce tane dokulu dayklar genelde bir kaç 10 cm kalınlıkta az oranda 0.5 - 1 m arasındadır.

Simav sıyrılma fayının üst kesimlerini, litolojik olarak farklılıklar sunan allokton konumlu kaya birimleri oluşturur (Şekil 2, 3). Bunlar yapısal olarak alttan üste doğru; düşük dereceli metamorfizma gösteren şist-mermer topluluğu ve ofiyolitli melanaj olup bu çalışmada ayırım yapılmaksızın haritalanmıştır. Şist-mermer topluluğu düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşur. Metapelit, metapisamit ve mermer yaygın kaya türüdür. Birim içerisinde daha az oranda metabazit ve metaultramafitler yer alır. İnceleme alanı içerisinde en geniş yayılımları Simav Dağı'nın güney yamaçlarındadır; diğer kesimlerde ise daha sınırlı yüzeylemeleri bulunur. Topluluğu yeşilşist fasiyesi metamorfizması gösteren mikaşist, kalkşist, fillit, kuvarsit, amfibolit, metaultramafit ve mermer oluşturur.

Şistler yeşil ve kahverenginin değişen tonlarına sahiptir. Çoğunlukla ince taneli ve iyi foliyasyonludur. Değişen ölçülerde kıvrımlanma gösterir. Birim içerisinde yersel mermer arakatmanları olağandır. İnceleme alanının kuzeydoğusunda ise mermerler ile ardalanmalı, güneydoğusunda şist oranı önemli ölçüde azalmakta ve mermerler egemen kaya türü olarak izlenmektedir. Mermerler şist-mermer topluluğunun üst kesimlerinde kalın ve geniş yayılım sunar. Alt seviyelerde ise daha çok şistler içerisinde arakatlılar halinde bulunur. Mermerler bej, gri, pembemsi renklere ve ince-orta tanelidir. Orta-kalın katmanlanmalı, yoğun kırıklanmalı ve yer yer

breşik görünümlüdür. Amfibolitler ile birlikte az oranda metaultramafitler küçük yüzeylemeler halinde görülürler. Bunlar topluluk içerisinde yanal devamlılıkları çok geniş olmayan band ve mercek konumludur. Yeşil, koyu yeşil renkli amfibolitler ince bantlı ve kıvrımcıklı iken metaultramafitler masif bir görünüm sergiler. Şist-mermer topluluğunu Menderes masifinin diğer kesimlerinde belirtilen örtü kayaları ile denetirmek olasıdır.

Bu kesimin diğer kaya birimini oluşturan ofiyolitli melanaj, inceleme alanı güneyinde sınırlı bir alanda yüzeylenmektedir. Birim başlıca serpantinleşmiş peridotit, radyolarit, diyabaz, volkano-sedimenter ve kireçtaşı bloklarından oluşur. Blok boyutları değişken olup birbirleri ile ilksel ilişkileri yoktur. Kırıklanma ve ezilme tüm birimlerinde egemendir. Peridotitler kırıklanma düzlemlerinde yoğun serpantinleşme gösterir. Açık koyu yeşil renkli bu bloklar serpantinleşmenin yoğun olduğu kesimlerde mavimsi yeşil renklidir. Kireçtaşı blokları gri ve bej renkli rekristalize, orta-kalın tabakalanmalı ve yoğun kırıklanmalıdır.

Neojen havza çökelleri, birbirleri ile yanal ve düşey ilişkiler sunan karasal sedimenter ve volkanik kayalardan oluşur. Bu birimler inceleme alanının diğer kayalarını havza kenarları faylı olarak örter (Şekil 2).

## SİMAV MAKASLAMA ZONU

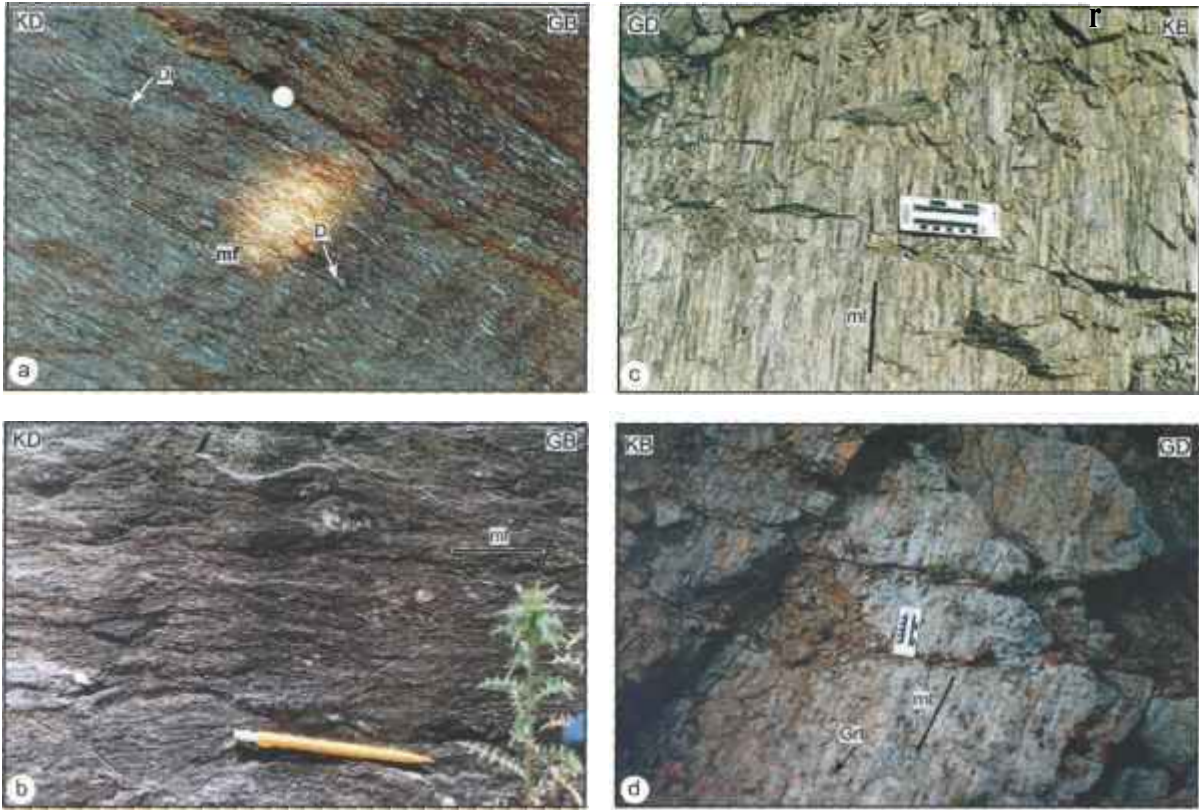
Simav makaslama zonu, sıyrılma fayının altında bulunan deforme alanları temsil etmektedir. Makaslama zonunun geniş yayılımları inceleme alanının güney ve kuzeybatı kesimlerinde yer alırken, kuzeydoğu kesiminde ise sınırlı yayılımı izlenmektedir. Simav makaslama zonu içerisinde orta-yüksek dereceli metamorfizmaları, pegmatoyid ve granitoid kayaları sınırlı (milonitik) ve gevrek (kataklastik) deformasyondan etkilenmiştir. Deformasyon oranı makaslama zonunun her kesiminde aynı olmayıp heterojen bir dağılım gösterir. Bu durumun nedeni, makaslama zonunun geometrisi ve zon boyunca deforme olan kayaların ilksel litoloji türüdür. Makalenin bu bölümünde Tersiyer genişleme tektoniği ile ilişkili sınırlı ve gevrek deformasyon oluşumlarının mezo ve mikro ölçekteki özellikleri verilecektir.

**Sünümlü (Milonitik) Deformasyon**

Orta-yüksek dereceli metamorfitletler ile bunları kesen pegmatoyid ve granitoyidler değişen oranlarda sünümlü deformasyondan etkilenmiştir. Milonit Jeşme göstermeyen yüksek dereceli metamorfik kayaların milonitleşme gösteren kayalarına geçişi Simav-Ahmet'li hattında belirgindir. İnceleme alanının güneybatısında geniş alan içinde haritalanan makaslama zonu bölgesinde derin vadiler içerisinde de bu geçişi izlemek mümkündür. Ayrıca magmatik dokulu Koyunoba plütönu kenar kesimlerine doğru deforme olmuş kesimlerine tedrici geçiş gösterir. Bu durum inceleme alanının dışında Eğrigöz plütönünde da görülmektedir (Işık ve Tekeli, 2001; Işık ve diğ., 2004).

**Mezoskopik Özellikler**

Makaslama zonunda, sünümlü deformasyonun yaygın litoloji türünü protomilonit, milonit ve ultramilonit oluşturur. Bunun dışında ilksel kaya özelliğinin belirgin gözlemlendiği ancak tespit edilebilir streyn etkisinde kalmış fakat bilinen tipik milonit tanımını göstermeyen kayalar da makaslama zonu içinde gösterilmiştir. Protomilonit-milonit ve ultramilonit dizilimini makaslama zonunun her kesiminde görmek olası değildir. Bu durum milonitik deformasyonun her seviyede eşit şiddette gelişmemesinden kaynaklanmış olmalıdır. Makaslama zonunun yaygın kaya türünü protomilonitler oluşturur. Protomilonitlerin el örneklerinde kayaların ilksel dokularının değişimi zayıf gözlenirken, milonitlerde daha belirgindir;



Şekil 4. (a) milonitik foliyasyon. Çoğu disten mineralleri foliyasyona paralel veya yarı paralel konumdadır, (b) milonitik foliyasyon düzlemlerinin dalgalı görünümü, (c) milonitik lineasyon. Biotit (koyu renkli), feldispat, kuvars ve az muskovit (açık renkli) mineralleri lineasyonu oluşturur, (d) milonitik lineasyon. İlksel kayası şist olan milonitte iri granat mineralleri lineasyon yönünde dizili bir görünüm sunar. Di = disten, Grt = granat, mf = milonitik foliyasyon, ml = milonitik lineasyon.

*Figure 4. (a) mylonitic foliation. Note the most kyanite minerals parallel or subparallel to the mylonitic foliation, (b) close-up view of wavy mylonitic foliation, (c) mylonitic lineation. Lineation is defined by biotite (dark colour), feldspar, quartz and minor muscovite minerals (light colour), (d) mylonitic lineation. Note the large porphyroclasts in the mylonite, derived from schist, aligned parallel to the lineation. Di = kyanite, Grt = garnet, Mgn = mylonitic gneiss, mf = mylonitic foliation, ml = mylonitic lineation*

El örneklerinde özellikle porfiroklast boyutlarında küçülme, uzamış kuvars şeritleri ve mika taneleri ile belirgindir. Ultramilonitler oldukça ince tanelidir. Az miktarda feldispat ve mika porfiroklastları gözlenir. Makaslama zonu içerisinde bulunan kayaların önceki kaya renklerinden farklı olarak önemli bir renk değişimi gözlenmez. Ancak ultramilonitler protolitlerine göre daha koyu renklidir.

Makaslama zonu içerisinde milonitik kayaların en belirgin özelliği foliyasyon ve lineasyon göstermeleridir (Şekil 4). Her iki özellik mezoskopik ve mikroskopik ölçekte gözlenir. Bu kayaların makaslama zonu içerisinde kalan kesimlerinde önceki foliyasyon düzlemleri milonitik foliyasyon tarafından üzerlenmiştir (Şekil 4a). Milonitik foliyasyon, metamorfik kayalarda ilksel foliyasyona oblik ya da paralel gelişmiştir. Milonitik foliyasyon düzlemleri KB doğrultulu ve eğim yönleri ise GB'ya doğrudur. Ortalama eğim miktarı 270 dir (Şekil 2). İkincil olarak KD doğrultulu ve GD'ya eğimlidir. Milonitik foliyasyon düzlemlerini biyotit, muskovit ile yassılaştırmış kuvars mineralleri oluşturur. Feldispat, az oranda disten ve turmalin mineralleri de foliyasyon düzlemi boyunca dizilmiştir. Foliyasyon düzlemleri genelde dalgalı olup (Şekil 4b) bazen kıvrımlanmalar gösterir. Bu düzlemlerin kalınlıkları ve sürekliliği ilksel kaya dokusuna ve deformasyon şiddetine bağlı olarak farklılık sunmaktadır. Pegmatoyid ve granitoidlerde gelişen milonitik foliyasyon daha belirgin olarak gözlenir. Özellikle deformasyonun yoğun olduğu kesimlerde pegmatoyid kayalarında milonitik foliyasyon ve lineasyon tipiktir. El örneklerinde orta-iri muskovit tanelerinin tercihli yönelimi ile yassılaştırmış kuvars ve feldispat mineralleri milonitik foliyasyonu oluşturur. İri feldispat mineralleri de bu foliyasyon boyunca basıklaşma sunar. Koyunoba plütununun deforme alanlarında foliyasyon düzlemleri özellikle biyotit minerallerinin dizilimi ile farkedilir. Plütunun dış kesimlerine doğru ise foliyasyon gelişimi daha da belirginleşir. Bu kesimlerde biyotit oranında farkedilir bir artış gözlenmektedir.

Makaslama zonunun diğer önemli elemanı milonitik lineasyondur. Uzamış kuvars, feldispat, disten, turmalin, hornblend ile mika yaygın mineral lineasyonunu oluşturur (Şekil 4c, 4d). Yönelimi çoğunlukla KKD-GGB olan bu lineasyonların çok

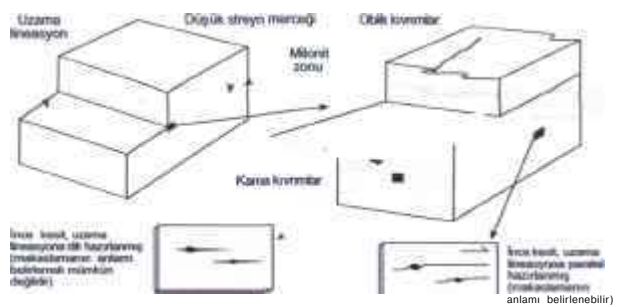
azı KB-KD yönelimlidir. Dalım yönleri ise genelde GB, az bir kısmı da GD veya KD'dur (Şekil 2).

Makaslama zonu içerisinde yapılan çalışmaların temel amaçlarından biri hareket yönünün belirlenmesidir (Şekil 5). Hareket yönünün belirlenmesinde birçok belirteçler kullanılır (Simpson ve Schmid, 1983; Lister ve Snoke, 1984; Simpson, 1986; Passchier ve Trouw, 1996) (Şekil 6). Bu belirteçler mezoskopik ve mikroskopik ölçekte gelişmiş olabilir. Çalışma alanındaki deforme kayaların mostralarında milonitik foliyasyona dik ve lineasyona paralel olan yüzeylerde tespit edilen kinematik belirteçler, asimmetrik porfiroklast (Şekil 7a, 7b, 7c) veya asimmetrik görünüm kazanmış damar (Şekil 7d) ile S-C fabrik ve mika balıklarındır. Kinematik belirteçler bölgedeki geç orojen genişleme tektoniğine bağlı olarak gelişmişler ve hareketin üst-K-KD olduğunu göstermektedirler.

### Mikroskopik Özellikler

Çalışmanın bu bölümünde, makaslama zonu içerisinde bulunan kayaların mikro doku özellikleri verilecektir. Bu amaçla araziden alınan yönlü örneklerden yönlü ince kesitler hazırlanmıştır. Bu ince kesitler milonitik foliyasyona dik, lineasyona ise paralel hazırlanmış olup, örnek üzerindeki gerekli işaretlemeler ince kesit üzerine taşınmıştır (Şekil 5).

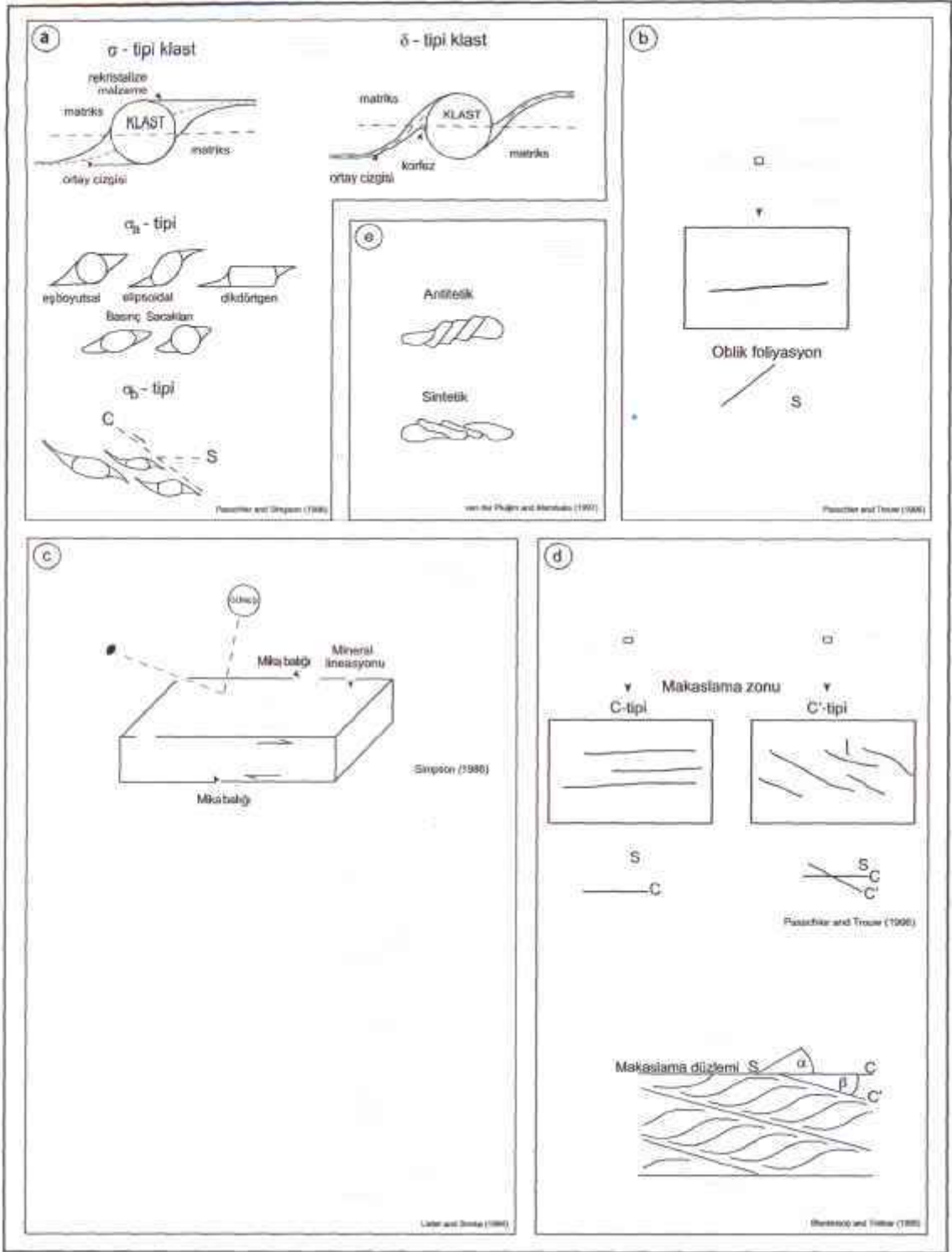
Milonitik deformasyon ince kesitlerde daha belirgin olarak gözlenmektedir (Şekil 8). Makaslama zonunun kaya türleri protomilonit - blastomilonit aralığındadır. Bu zon içerisinde bulunan gnaysik



Şekil 5. Milonit zonu geometrisinin şematik görünümü (Passchier ve Trouw 1996)

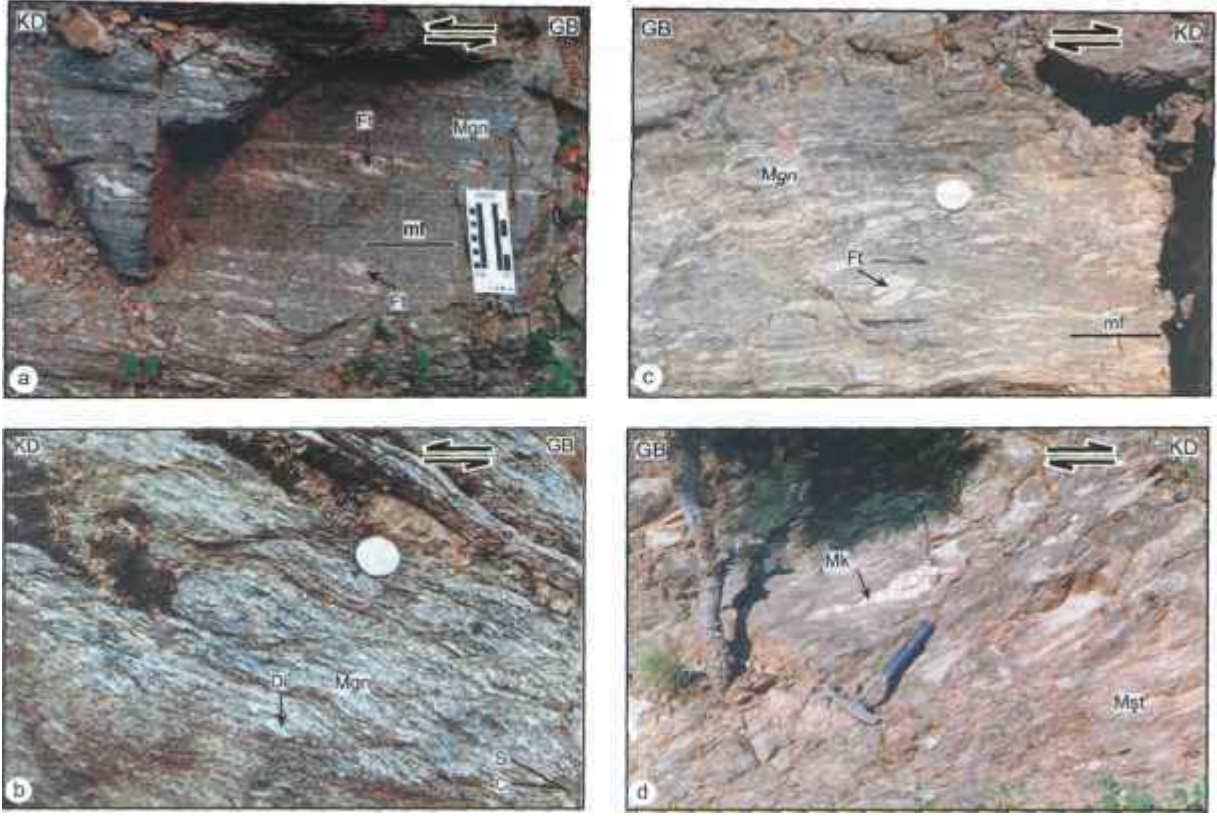
Figure 5. Schematic diagram showing the geometry of a mylonite zone (Passchier ve Trouw 1996)





Şekil 6. Yaygın asimetric kinematik belirteçler, (a) asimetrik porfiroklast, (b) oblik foliyasyon, (c) mika balığı (d) S-C, -C fabrik, (e) porfiroklastlarda antitetik ve sintetik mikro kırıklarla

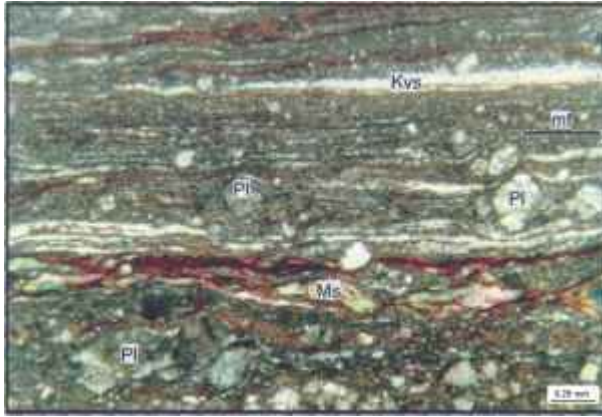
Figure 6. Common asymmetric kinematic indicators. (a) asymmetric porphyroclast, (b) oblique foliation, (c) mica fish, (d) S-C, and -C' fabric, (e) antithetic and synthetic microfractures in grains.



Şekil 7. Milonitik kayalarda mezoskopik asimetrik belirteçler (a) milonitik deformasyon etkisinde kalmış gnays içerisinde asimetrik şekil gösteren feldispat mineral kümesi. Bu asimetri makaslamanın anlamını üst-KD olarak işaret eder, (b) milonitik deformasyondan etkilenmiş distenli gnays içerisindeki asimetrik disten porfiroklastları. Kayada mezoskopik S-C fabrikte belirgindir. Disten porfiroklastlarının asimetrisi makaslamanın anlamını üst-KD olarak işaret eder, (c) Milonitik orto gnays içerisindeki feldispat porfiroklastı. Asimetrik klastlar makaslamanın anlamını üst-KD olarak verir, (d) milonitik şist içerisindeki asimetrik kuvarsit damarı. Damarın asimetrik şekli makaslamanın anlamını üst-KD olarak belirtir. Di = disten, Ft = feldispat, Mgn = milonitik gnays, Mk = milonitik kuvarsit, Mst = milonitik şist, C = C-düzlemi, mf = milonitik foliyasyon, S = S-düzlemi

*Figure 7. mesoscopic asymmetric indicators within the mylonitic rocks. (a) a large feldspar grain with asymmetric shape. Note the asymmetry of the porphyroblast indicating a top-to-NE shear sense, (b) asymmetric kyanite porphyroblast in kyanite gneisses affected by mylonitic deformation. Note that some kyanite porphyroclasts tend to curve along mylonitic foliation, and some of the kyanite grains have two opposite tails. Note the S-C fabric. Asymmetric features of kyanite porphyroclasts indicate top-to-NE shear sense, (c) feldspar porphyroblast in mylonite with ortho gneiss protolith. Note that the large porphyroclasts are surrounded by foliated matrix. Asymmetry of the porphyroblast indicates a top-to-NE shear sense, (d) asymmetric quartz vein in mylonitic schist, indicating top-to-NE shear sense. Di = kyanite, Ft = feldspar, Mgn = mylonitic gneiss, Mk = mylonitic quartzite, Mst = mylonitic schist, C = C-plane, mf = mylonitic foliation, S = S-plane*

kayalarda milonitik foliyasyonu kuvars şeritleri, rekristalize kuvars ve mika mineralleri ile tercihli tane yönelimi gösteren biyotit, plajioklas bazen muskovit, sillimanit, disten ve turmalin porfiroklastları oluşturmaktadır. Şist kökenli milonitlerde de benzer olarak rekristalize kuvars, biyotit ve muskovit taneleri milonitik foliyasyonu oluşturur; ayrıca foliyasyon yönünde tercihli uzanımına sahip plajioklas, muskovit, biyotit, disten, stavrolit, granat, opak mineral taneleri gözlenir. Amfibolitlerde ise horblend mineralleri makaslama yönünde uzunlamasına dizilim göstermektedir. Mermerlerde, rekristalize kalsit ve/veya tercihli uzanımına sahip kalsit porfiroklastlarının oluşturduğu bir foliyasyonu izlemek mümkündür. Pegmatit türü kayalar ise ilksel kaya dokuları ile belirgin dokusal farklılık oluşturur. Kuvars ve muskovit taneleri uzamış rekristalize taneler olarak foliyasyonu oluşturur. Feldispat ve turmalin taneleri büyük ölçüde bu foliyasyon yönünde tercihli tane uzanımı sunar. Granitoidlerde ise milonitik



Şekil 8. Milonitik foliyasyonu gösterir mikro foto (çift nikol). Milonitik foliyasyonu rekristalize kuvars ve mika mineralleri oluşturur. Feldispat ve muskovit porfiroklastları milonitik foliyasyon yönünde tercihli dizilim sunar. Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Pl = plajioklas, mf = milonitik foliyasyon

*Figure 8. Microphotograph showing mylonitic foliation. Mylonitic foliation is marked by recrystallized quartz and mica grains. Feldspar and muscovite porphyroclasts are elongate parallel to mylonitic foliation. Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, mf— mylonitic foliation*

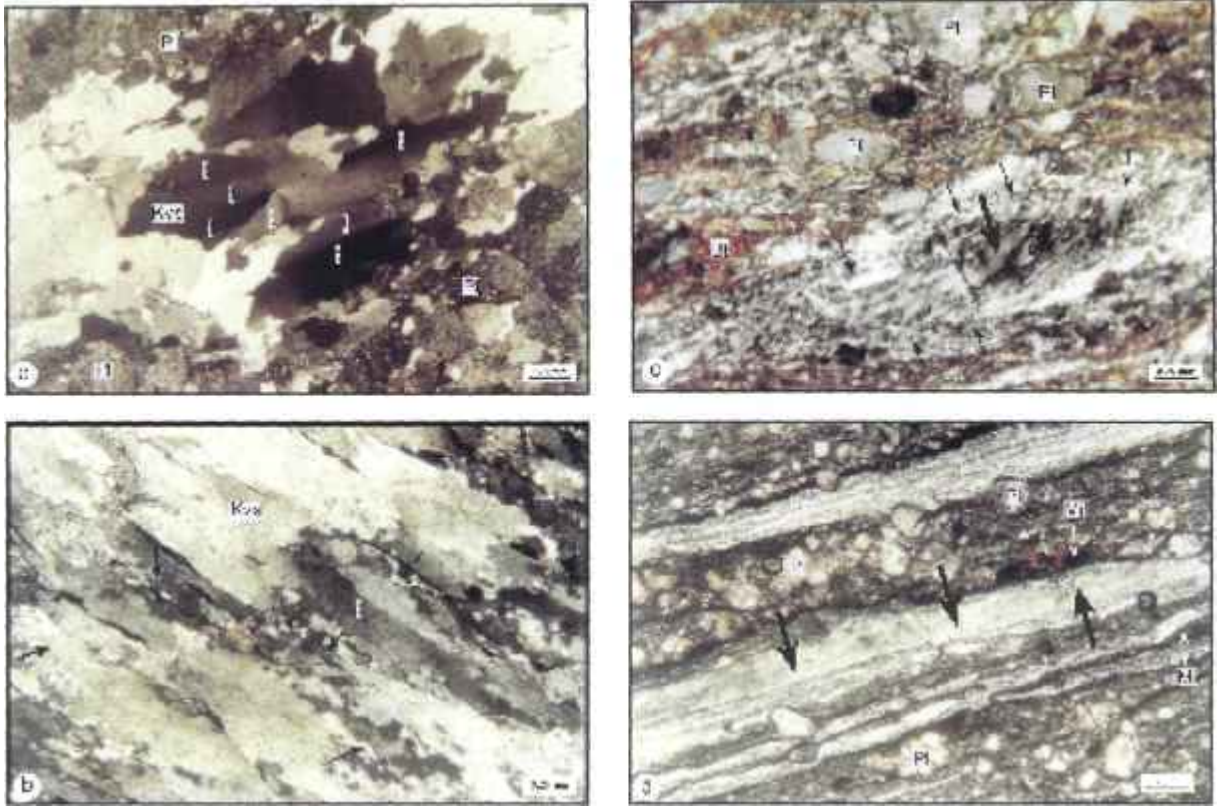
foliyasyonu rekristalize kuvars ve biyotit mineralleri oluşturur. Bu kayaların diğer bileşenleri sünümlü deformasyonun şiddetine bağlı olarak foliyasyona paralel uzanım sunar.

### Deforme Taneler

Kuvars: Dalgalı sönme kuvars tanelerinin tipik deformasyon özelliğidir (Wilson, 1973). Deformasyonun artmasıyla bu minerallerde deformasyon bantları ve lamelleri gelişimi gözlenir (Vernon, 1976). Artan deformasyon ile birlikte kuvars tanesi çevresinde tanecik (subgrain) oluşumu ve orta kesiminde kalıntı iri kristalinin oluşturduğu tipik çekirdek-örtü dokusunun (core-mantle structure) oluşumu söz konusudur (Hippertt, 1998). Hippertt (1998)'e göre kuvars minerallerinde dinamik rekristalizasyon, genelde tanecik rotasyonu (subgrain rotation) ile lokal olarak ise tane-sınır göçü (grain boundary migration) sonucu gelişir. Deformasyon sırasında yeni tane oluşumu için üç model önerilmiştir (Wilson, 1973). Buna göre yeni kuvars taneleri ya eski tane dokanağında veya tane içerisinde, ya da iki tanecik dokanağında gelişebilir.

Simav makaslama zonunda, deforme kuvars taneleri milonitik kayaların yaygın mineral türünü oluşturur. Milonitik deformasyonun zayıf geliştiği alanlarda tane sınırları girintili-çıkıntılı bir görünüm sunmaktadır. Bu kesimlerde tanecik oluşumu bazı kuvars minerallerinde belirgindir (Şekil 9a). Milonitik deformasyonun daha etkin olduğu kesitlerde ise çekirdek-örtü dokusu gözlenir. Burada iri kalıntı kuvars tanesi ince rekristalize tanelerince sarılmıştır (Şekil 9b). Çoğu tanelerinde rekristalizasyon gözlenir (Şekil 9c). Kuvars minerallerinde yaygın olarak gözlenen diğer bir özellik ise uzamış tanelerinin oluşturduğu şerit (ribbon) dokusudur. (Şekil 9d). Bu şeritler milonitik foliyasyona paralel olup, rekristalize kuvars taneleri tarafından oluşturulur. Şerit dokusu bazen iyice uzamış tek bir tane olarak da izlenir. Şeritlerin içsel özelliği de milonitik deformasyonun derecesi ile yakın ilişkidir. Koşulların nisbeten düşük olduğu durumlarda şeritler içerisindeki rekristalize tane sınırları düzensiz, yönelimleri ise milonitik foliyasyona obliktir. Deformasyon ve sıcaklık koşullarının yüksek olduğu kesimlerde ise





Şekil 9. Milonitik kayalarda kuvarsların mikro dokusal özellikleri (çift nikol). (a) kuvars minerallerinde tanecik (sub-grain) oluşumu. Dalgalı sönme belirgindir. Kuvarsların tane sınırları girintili-çıkıntılıdır. Plajioklaslar altere porfiroklastlar halinde mikro fotonun alt ve üst kesimlerinde yer alır, (b) rekristalize kuvars taneleri (oklar ile gösterili). Mikro fotoda dalgalı sönme gösteren kalıntı ve uzunlamasına bir şekil sunan kuvarslar, rekristalize kuvars taneleri ile çevrili görülür, (c) çekirdek-örtü dokusu. Bu mikro fotoda iri, dalgalı sönme gösteren şerit dokulu kuvars (iri okla gösterili) rekristalize ince kuvars taneleri ile çevrelidir (küçük oklar ile gösterili). Mikro fotonun diğer bölümlerinde rekristalize kuvars taneleri mika mineralleri ile birlikte milonit içerisindeki matriksi ve foliyasyonu oluşturur. Kaya içerisinde diğer bileşenlere göre nisbeten daha dayanımlı feldispatlar porfiroklast olarak izlenmektedir, (d) şerit dokusu (oklar ile gösterili). İyice uzamış kuvars tanesinin dokanağını küçük rekristalize kuvarslar oluşturur. Altere plajioklas porfiroklastları ise ince taneli rekristalize kuvars ve mika tanelerinin oluşturduğu matriks ile çevrilidir. Bt = biyotit, Kvs= kuvars, Mi = mika, Pl = plajioklas, t = tanecik

*Figure 9. Microstructural features of quartz grains in mylonitic rocks (cross-polarised light). (a) Quartz grains display subgrains, undulatory extinction. Note that they have serrated-boundaries and display an incipient of recrystallization. Note the Plagioclases showing alteration, (b) recrystallized quartz grains (arrows). Note older elongate quartz with undulose extinction surrounding recrystallized quartz grains, (c) core-mantle structure. in this micro photo, fine-grained recrystallized quartz grains (solid arrows) surround large ribbonlike quartz grains with undulose extinction. Note both recrystallized quartz and mica grains constitute mylonitic foliation of rock. Note that plagioclase porphyroclasts behaved as a rigid object with respect to other grains, (d) ribbon texture (arrows). Note that recrystallized quartz minerals have been localised at the margins of highly elongate quartz grains. Feldspar porphyroclasts with commonly altered set in matrix minerals of recrystallized quartz and mica. Bt = biotite, Kvs = quartz, Mi = mica, Pl = plagioclase, t = subgrain*



şerit duvarları milonitik foliyasyona paralellik gösterir. Şeritler içerisindeki rekristalize tane sınırları deformasyon koşuluna bağlı olarak girintili-çıkıntılıdan düzgün sınırlı olana kadar değişir.

Feldispat: Laboratuvar çalışmaları, metamorfizma koşullarına bağlı olarak feldispatların değişen tipik mikro fabrik özelliklerini ortaya koymuştur (Örn. Tullis ve Yund, 1985; 1987). Bu tanelerde dalgalı sönme, kink bantları, mikro faylanma, çekirdek-örtü dokusu, pertileşme ve rekristalizasyon tipik mikro dokulardır (Pryer, 1993; Passchier ve Trouw, 1996). Marshall ve Wilson (1976) dalgalı sönmenin belirgin görülmesinin tanecik gelişimi ile ilişkili olduğu görüşündedir. Barker (1990)'a göre dalgalı sönme kristal kafesinin yamulması ve bükülmesi sonucu pre- ve sin-tektonik kuvars ve feldispat minerallerinde yaygındır. Smith ve Brawn (1988) deformasyon ikizlenmesinin mekanik olarak oluştuğunu ve morfolojileri ile diğer büyüme ikizlenmelerinden ayrıldığını ifade eder. Bu ikizler çoğunlukla albit ve periklin kanununa göre oluşur (White, 1975). Kink bantları ise kristal kafesi içinde farklı yönelimlere sahip zonlardır (Barker, 1990). Çekirdek-örtü dokusu dinamik olarak rekristalize olmuş küçük tanelerin aynı mineral bileşimindeki kristal çekirdek etrafında bulunmasıdır (Passchier ve Trouw, 1996). White (1975)'a göre çekirdek-örtü dokusu klastların kenarlarında yeterli streyn (strain) enerjisinin birikmesi sonucu bu kesimde gelişen dinamik rekristalizasyon ile meydana gelmektedir.

İnceleme alanındaki milonitlerde, feldispatlar genellikle porfiroklastlar halinde ve ince taneli matrisli mineralleri içinde saçılmış olarak gözlenir. Uzunlamasına görünen taneleri milonitik foliyasyona paralel veya oblik konumdadır. K-feldispat ve plajyoklas taneleri çoğunlukla parçalanma, kırılma ve mikro faylanma gibi tipik gevrek deformasyon özellikleri gösterir (Şekil 10a). Milonit ve ultramilonit türü kayalarda feldispat porfiroklastları giderek küçülmekte ve yuvarlaklaşma eğilimi artmaktadır. Porfiroklast sınırları düzgünden kavisli veya girintili-çıkıntılıya kadar değişmektedir. Porfiroklast boyutları orta-iridir. Feldispat porfiroklastlarının boyutlarının değişimini kırılma kontrol etmektedir. Kırılma tane içinde sınırlı kalabildiği gibi taneyi

boydan boya katetmiş olarak gözlenir. Bu tanelerdeki kırılma gelişigüzel parçalanma ya da sistematik ayrılma ve/veya ötelenme şeklindedir (Şekil 10a). Sistematik kırılma sunan tanelerin kırılma düzlemleri milonitik foliyasyon ile yüksek açılar oluşturur. Ayrılan kesimleri kuvars, biyotit daha az oranda klorit ve muskovit ile bazen porfiroklastın kendi parçaları doldurmuştur (Şekil 10b). Bazı porfiroklastlarda faylanmalar sonucu ötelenmeler gelişir. Tane ölçeğinde gelişen bu mikro faylanmalar antitetik veya sentetik gelişme gösterir (Şekil 10b, 10c).

Feldispat porfiroklastlarında yaygınca izlenen deformasyon özelliklerinden bir diğeri de dalgalı sönmedir (Şekil 10c). Özellikle K-feldispatlarda belirgindir. Porfiroklastlarda ayrıca deformasyon ikizlenmesi ve kink bantlaşması da görülmektedir (Şekil 10d, 10e). Plajyoklastlarda albit ikizlenmesi dışında bu deformasyonun oluşturduğu ikizlenmeler yaygınca bulunur. Bu porfiroklastlarda yer alan deformasyon ikizlenmeleri ya incelemeye dar bir noktada kamalanmakta veya tane içinde aniden son bulmaktadır. Tanecik oluşumu gösteren feldispat porfiroklastlarında ise deformasyon ikizleri tanecik dokanalarında incelemeye dar bulmaktadır.

Kink bantları plajyoklastların aksine K-feldispatlarda nadir olarak izlenmektedir. Bu bantlar dar zonlar şeklinde taneyi katetmekte olup, bu durum albit ikizlenmesi gösteren tanelerindeki zikzaklaşmalar ile kolayca ayırt edilmektedir. Kink bantları ikiz lamelleri ile yüksek açılar oluşturur.

Feldispat porfiroklastlarındaki tanecik gelişimi özellikle ikizlenme gösteren plajyoklastlarda lamellerin tahrip edilmesi ile belirlenmektedir. Tanecik duvarları boyunca ikiz lamelleri saptırılma, bükülme şeklinde değişmiştir (Şekil 10e). K-feldispatlarda ise porfiroklast içinde farklı bölgelerde farklı açılarda sönme göstermesi ile kolayca fark edilmektedir (Şekil 10f). Bazen feldispat porfiroklastları, ince taneli feldispatlar tarafından sarılmıştır. Bu tür porfiroklastlar tipik çekirdek-örtü dokusunu oluşturur (Şekil 10 f). K-feldispat ve plajyoklas porfiroklastları etraflarını saran rekristalize örtü tanelerine göre belirgin olarak daha büyüktürler. Çekirdeği oluşturan

feldispat porfiroklastlarının sınırları girintili-çıkıntılı görünümündedir.

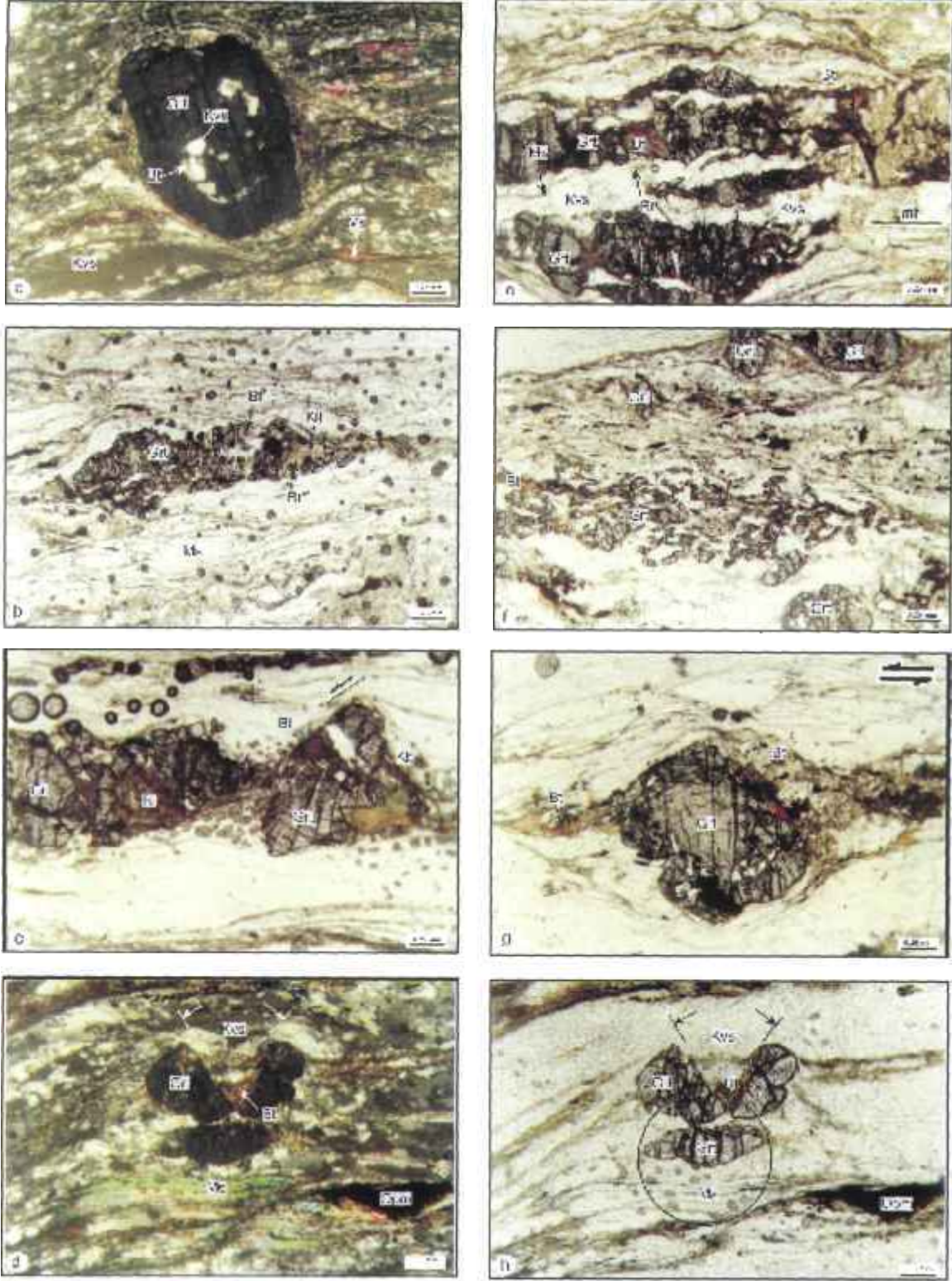
**Biyotit, Muskovit:** Biyotit ve muskovit minerallerinin deformasyon etkisinde gösterdiği ana doku, farklı geometri ve büyüklüklerdeki kink oluşumudur (Hörz, 1970; Vernon, 1976; Kanaori ve diğ., 1991). Bu minerallerin, deformasyon karşısındaki davranışları karmaşıktır. Milonitik deformasyonun ilk safhalarında, tanelerde bükülme, kinkleşme ve kırılmalar oluşurken ileri safhalarda ince taneli yeni biyotit, muskovit tanelerinin oluşumu gelişir (Kerichvedig., 1980).

Milonitik deformasyondan etkilenmiş biyotit ve muskovit taneleri benzer deformasyon özellikleri sunar. Makaslama zonu içerisinde milonitik foliyasyon, mika minerallerinin foliyasyon yönünde tercihli uzaması ve/veya rekristalizasyon göstermesi ile tanımlanır. Deformasyonun düşük olduğu kayalardaki taneleri zayıf dalgalı sönme ve az bükülme gösterirken, kuvvetli deformasyondan etkilenen mika porfiroklastlarında kink bantlaşması ve belirgin dalgalı sönme izlenmektedir (Şekil 11a). Kink bandları bu tanelerde yaygın gözlenen deformasyon özelliğidir. Bazı taneleri bükülme yerlerinden lokal olarak kırılmıştır (Şekil 11b). Kırılma şekilleri düzensiz olup, kırılma sonucu açılan boşluklarda biyotit, muskovit ve opak mineral agregatları bulunur. Kırık yerlerinde yersel kloritleşme izlenir. Mika porfiroklastları genelde girintili-çıkıntılı tane sınırı gösterir (Şekil 11c). Bazı porfiroklastları (001) dilinim düzlemleri boyunca oluşan kaymalar ile ötelenmelere sahiptir. Deforme biyotit ve muskovit minerallerinde izlenen bir diğer mikro dokusal özellik ise, kuvars ve feldispat tanelerine benzer şekilde çekirdek-örtü dokusunun oluşumudur (Şekil 11d). Burada iri mika porfiroklastı ince rekristalize taneleri tarafından çevrelenir. Yoğun milonitleşmenin olduğu kesimlerde rekristalizasyon yanında, yeni mika minerallerinin oluşumu da söz konusudur.

**Granat:** Şist ve gnaylarda yaygınca bulunan mineraldir. Kırılma, parçalanma, ufalanma tanelerde ötelenme ve alterasyon granatlarda yaygınca gözlenen deformasyon özelliğidir (Şekil 12). Milonitik

deformasyondan etkilenen kayalar içerisinde yer alan granatlar iri, orta ve ince taneli olarak gözlenir. İri taneli mineralleri yaygın mineral kapanımı içerir (Şekil 12a). Kuvars, biyotit az oranda muskovit ve rutil kapanım mineralleri olup, yer yer kartopu dokusu oluştururlar. Bazı tanelerinde bol kuvars kapanımlan granat minerallerine elek dokusu görünümü kazandırmıştır. Bu dokular milonitik deformasyon öncesine aittir. Milonitik deformasyon ile birlikte granat tanelerinde kırılma ve/veya parçalanma gelişir (Şekil 12b). Bu tanelerde kırılmalarda milonitik foliyasyona diktir; ayrıca foliyasyona oblik sentetik ve antitetik mikro faylanmalar da gözlenir (Şekil 12c). Bir kısım granat minerallerinde ise V-şekilli kırılma ve boşluk oluşumu söz konusudur. Açılan boşluklar kuvars, biyotit ve klorit mineralleri ile doldurulmuştur (Şekil 12d). Bazı taneler rekristalize kuvars ve mika tanelerinin oluşturduğu milonitik foliyasyon tarafından katedilmiştir. Deformasyonun yoğun olduğu milonitlerde parçalanma oldukça ileri aşamadır. Ana porfiroklastan kopan parçalar milonitik foliyasyon boyunca ötelenmiştir (Şekil 12e, 12f). Ayrıca milonitik foliyasyon yönünde basıklaşma ve asimetric tane görünümü sunan granatlar bulunur (Şekil 12g, 12h). Porfiroklastların tane sınırları ovalimsi girintili çıkıntılıdır. Granat içerisindeki kapanım mineralleri milonitik deformasyondan az oranda etkilenmiştir. Örneğin granat içerisinde kapanım olarak bulunan kuvars tanesi dalgalı sönme veya deformasyon lamelleri şeklinde deformasyon özelliği gösterirken, granat tanesi dışında bulunan kuvars mineralleri ise rekristalizasyon sunar. Bu da granatların kapanım ilişkisinin milonitleşme öncesine ait olduğunu gösterir. Altere tanelerinde yoğun kloritleşme ve biyotitleşme izlenir.

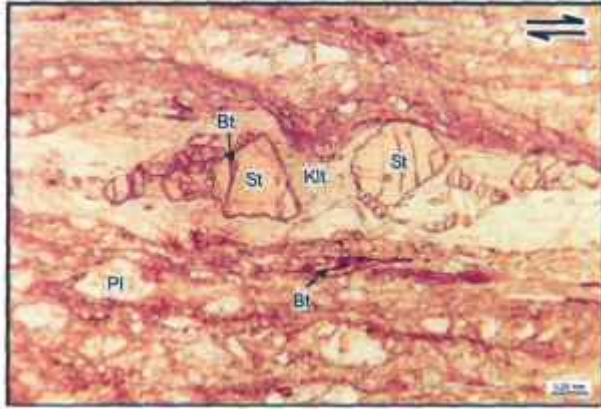
**Stavrolit:** İnceleme alanında stavrolit porfiroklastları ilksel kayası şist olan milonitlerde gözlenmektedir. Çoğu taneler iri porfiroklast şeklindedir. Yassılaşıma, kırılma, parçalanma ve ötelenme yaygın deformasyon özelliğidir (Şekil 13). Bu tanelerdeki kırılma ve ötelenme, milonitik foliyasyona göre dik ve antitetik-sentetik olabilmektedir. Açılan kırık alanları diğer porfiroklastlarda olduğu gibi kuvars ve biyotit minerallerince doldurmuştur.



Şekil 12. Milonitik kayalar içerisindeki granat mineralinin mikro dokusal özellikleri, (a) granat porfiroklastı. Porfiroklast, ince rekristalize kuvars ve mika tanelerinin oluşturduğu matris içerisinde belirgin büyüklüktedir. Tane içerisindeki kuvars ve biyotit kapanımları porfiroklastın milonitik deformasyon öncesi dokusal özelliğidir. Milonitik

foliyasyon porfiroklastı alt ve üst kesimlerinde kavşaklar yaparak çevreler. Porfiroklastın düşük enerjili yüzeylerinde ise rekristalize mika ve kuvars mineralleri basınç gölgesi oluşturur (çift nikol), (b) granat porfiroklastında tipik gevrek deformasyon özellikleri. Kırıklanmalar ile açılan boşluklarda kuvars, biyotit ve klorit bulunur (tek nikol), (c) granat mineralinde mikro faylanması (tek nikol), (d) V-şekilli kırıklanma sunan granat porfiroklastı. Buradaki kırık boşluğunu rekristalize mika ve kuvars taneleri doldurur (çift nikol), (e) granat porfiroklastı milonitik foliyasyon boyunca uzanım sunmakta olup foliyasyona paralel ve dike yakın kırıklanmalara sahiptir (tek nikol), (f) deforme granat porfiroklastlarının milonitik foliyasyon boyunca parçalanması. Bu kesimde porfiroklasttan kopan parçalar birbirinden bağımsız olarak yer değiştirir. Deformasyonun daha zayıf etkilediği granat porfiroklastlarında ise tane bütünlüğü muhafaza edilmiş görülür (tek nikol), (g) iri granat porfiroklastının monoklinal şekli. Milonitik deformasyon etkisiyle porfiroklast farkedilir bir asimetrik görünüm kazanmıştır. Aynı porfiroklasttaki birbirine zıt yönelimli ve rekristalize biyotit ve kuvars minerallerinin oluşturduğu kanatlar dikkat çekicidir (tek nikol), (h) granat porfiroklastının basıklaşması ve asimetrik görünümü (daire içinde gösterili) (tek nikol). Mikro fotoda granat tanesi milonitik foliyasyon yönünde uzamış ve zayıf bir asimetri kazanmıştır. Bt = biyotit, Grt = granat, Klt = klorit, Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Opm = opak mineral, af = antitetik mikro faylanma, mf = milonitik foliyasyon

*Figure 12. Microstructural features of garnet in mylonitic rocks. (a) garnet porphyroblast. A large garnet porphyroblast is set in a matrix of recrystallized quartz and mica grains. Quartz and biotite inclusions the porphyroblast represent previous deformation features. Note the mylonitic foliation displaying curve upper and lower side of porphyroblast. Garnet porphyroblast have shadows are composed of quartz and mica grains, (b) microphotograph showing brittle deformation of a garnet porphyroblast. Note the quartz, biotite and chlorite-filled cracks (polarised light), (c) Garnet mineral show microfaulting (polarised light), (d) garnet porphyroblast with V-shaped fracture filled with recrystallized biotite, quartz (cross-polarised light), (e) garnet porphyroblast is elongate along the mylonitic foliation and show fracturing that is parallel and perpendicular to the foliation plane (polarised light), (f) fractured garnet grain is extended along the mylonitic foliation. This porphyroblast show more displacement and rotation. Note that slightly deformed garnet porphyroclasts have preserved their wholeness (polarised light), (g) monoclin-shaped garnet porphyroblast. Note that garnet porphyroblast define asymmetric shape from which extend opposite tails consisting of recrystallized quartz and biotite (polarised light), (h) microphotograph showing flattened and asymmetrical-shaped garnet grain (within circle). Note how garnet porphyroblast is extended along mylonitic foliation. Bt = biotite, Grt = garnet, Klt = chlorite, Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Opm = opaque mineral, af = antithetic microfaulting, mf = mylonitic foliation*



Şekil 13. Milonitik kayalar içerisindeki stavrolit mineralinin mikro dokusal özellikleri (tek nikol). Stavrolit porfiroklastı tipik gevrek deformasyon özellikleri sunar. Porfiroklasttan kopan parçalar matrisi içerisinde foliyasyon boyunca ötelenir. Kırık boşluklarını rekristalize mika, kuvars ve klorit doldurur. Porfiroklast ayrıca

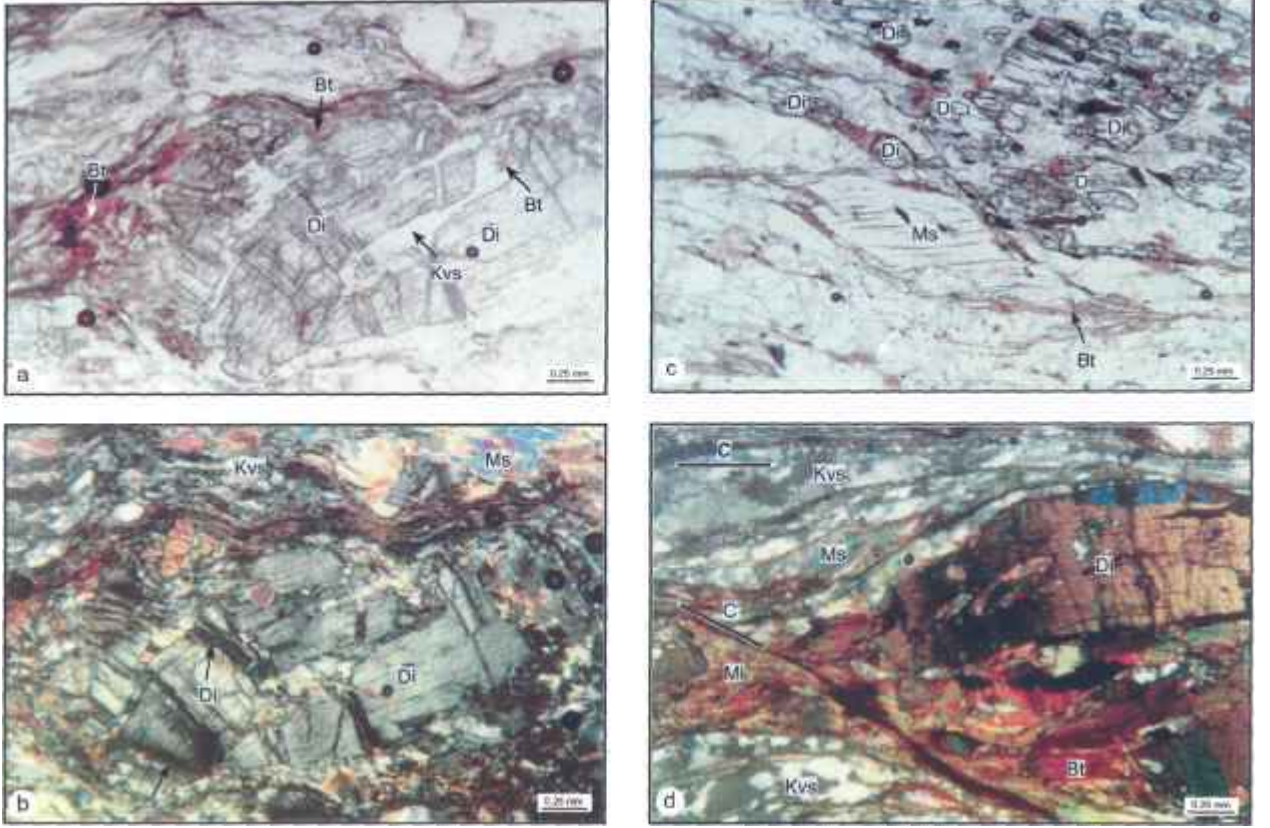
farkedilir ölçüde asimetrik bir görünüm sunar; bu asimetri diğer asimetrik belirteçler ile uyum içindedir. Bt = biyotit, Klt = klorit, Kvs = kuvars, St = stavrolit

*Figure 13. Microstructural features of staurolite in mylonitic rocks. Microphotograph showing brittle deformation of a staurolite grain. The fragments of porphyroblast show displacement along the mylonitic foliation and fracture gaps was filled with mica, quartz and chlorite minerals. Note the asymmetrical shape of staurolite porphyroblast that consistent with other sense of shear kinematic indicators. Bt = biotite, Klt = chlorite, Kvs = quartz, St = staurolite.*



Disten: Makaslama zonu içerisindeki milonitlerde deforme disten taneleri mezoskopik ve mikroskopik ölçekte gözlenir (Şekil 7, 14). Bu tanelerde yassılaşıma, kırılanma, parçalanma ve ufalanma yaygınca gözlenen deformasyon yapılarıdır (Şekil 14a). Ayrıca bükülme ve dalgalı sönme gösteren

taneleri de bulunur (Şekil 14b). Diğer rijid porfiroklastlarda olduğu gibi disten porfiroklastlarında da milonitik foliyasyona dik veya oblik kırılma veya ötelenme izlenir. Bazı parçalanmış porfiroklastlar rotasyona uğramıştır. İleri derecede parçalanmış porfiroklastlar, tane agregatları halinde milonitik



Şekil 14. Milonitik kayalarda disten mineralinin mikro dokusal özellikleri, (a) iri disten porfiroklastında gözlenen yoğun gevrek deformasyon etkileri. Porfiroklastta kırılanma ve mikro faylanma belirgindir (tek nikol), (b) iri disten porfiroklastın belli bölümlerinde bükülme ve dalgalı sönmenin görüldüğü mikro foto (ok ile gösterili) (çift nikol), (c) mikro fotoda çok iri disten porfiroklastının bir bölümü görülmektedir (tek nikol). Disten porfiroklastı parçalanmış ve parçaları foliyasyon yönünde yer değiştirme gösterir. Kırılmalar çoğunlukla distenin dilinim düzlemleri boyunca gelişir. Disten porfiroklastının hemen altında bulunun tipik asimetrik muskovit balığı makaslamanın anlamını üst-KD olarak verir, (d) milonitik foliyasyon yönünde uzanımına sahip disten porfiroklastının bükülmesini ve belirgin dalgalı sönmesini gösterir (çift nikol). C ve C' foliyasyon düzlemleri belirgindir. Bt = biyotit, Di = kyanite, Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, C = C-düzlemi, C' = C'-düzlemi

*Figure 14. Microstructural features of kyanite in mylonitic rocks. (a) microphotography showing brittle deformation of large kyanite porphyroblast. Note the fracturing and microfaulting of grain (polarised light), (b) a large kyanite porphyroblast displays bending and undulose extinction (arrows) (cross-polarised light), (c) microphotograph showing apart of large kyanite porphyroblast (polarised light). Note that kyanite porphyroblast display fracturing and its fragments lie on the mylonitic foliation. Common fracturing at this kyanite grain carried out its cleavage plane. Note asymmetric muscovite fish giving top-to-NE shear sense, (d) kyanite porphyroblast with bended and undulose extinction is extended along the mylonitic foliation. Note C- and C'-planes (cross-polarised light). Bt = biotite, Di = kyanite, Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, C = C-planes, C' = C'-planes*

foliyasyon yönünde dizilim sunar (Şekil 14c). Dalgalı sönme özellikle bükülmenin fazla olduğu porfiroklaslarda daha belirgin izlenir (Şekil 14d). Tane sınırları yer yer saçaklı bir görünüm sergiler. Bir kısım disten porfiroklastları dilinim düzlemleri boyunca kaymalar gösterir. Bu nedenle asimetric tane şekli kazanmıştır.

**Sillimanit:** Sillimanit taneleri milonitleşmiş gnays ve şistlerde bulunmaktadır. Kaya içerisinde iğne şekilli olarak biyotit, biyotit-kuvars veya plajoklas dokanaklarına gözlenmektedir. Sillimanitler kaya içerisinde milonitik foliyasyon yönünde mineral yığınları şeklindedir. Bu yığınları oluşturan tanelerin uzunlamasına yönelimleri genelde milonitik foliyasyona paralel veya obliktir (Şekil 15).

**Hornblend, Kalsit:** Köken kayacı amfibolit ve mermer olan kayalar sünümlü deformasyon etkileri gösterir. Hornblendler genelde kırılan ve parçalanmış olarak gözlenir. Deformasyonun yoğun olduğu alanlarda yamulma ve basıklaşma gösterir. Kalsit mineralleri sünümlü deformasyonun geniş aralığında uzama, basıklaşma ve rekristalizasyon



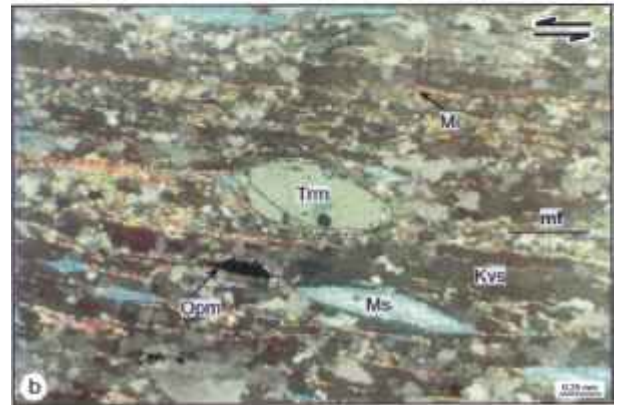
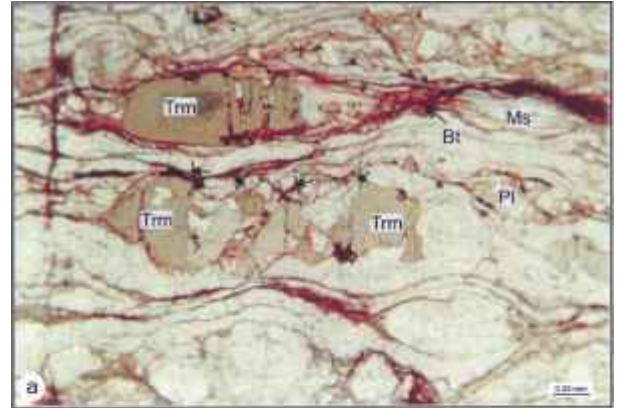
Şekil 15. Milonitik kayalar içerisindeki sillimanit mineralinin mikro dokusal özellikleri. Mikro fotoda ince taneli rekristalize kuvars ve mika tanelerinin oluşturduğu C foliyasyonuna paralel sillimanit porfiroklastı görülür (çift nikol). C foliyasyonu C-düzlemini ve sillimanit porfiroklastım yaklaşık 300 açılarda keser. Sillimanit tanesinin ucu C foliyasyonu içerisinde incelmış ve hafifçe bükülmüştür. Kvs = kuvars, Sil = sillimanit, C = C-düzlemi, C = C'-düzlemi

*Figure 15. Microstructural features of staurolite in mylonitic rocks. Note that the sillimanite grain is parallel to the C-foliation defined by recrystallized quartz and mica. C'-plane is oblique to the C-plane and also sillimanite porphyroclast (300). Note that the tip of sillimanite porphyroclast were weakly bended along the C-foliation. Kvs = quartz, Sil = sillimanite, C = C-plane, C = C'-plane*

gösterir. Yoğun deforme alanlarda tek bir kalsit tanesi uzayan şeritler olarak izlenir.

**Turmalin, Opak mineral:** Turmalin taneleri özellikle pegmatoyid ve ortognaylarda yaygınca gözlenmektedir. Bu kayaların makaslama zonu içerisinde kalan ve milonitik deformasyon gösteren kesimlerindeki taneleri milonitik foliyasyona paralel tercihli rotasyona uğramıştır. Taneleri kırılma ve parçalanma şeklinde gevrek deformasyon özelliği göstermektedir (Şekil 16a). Turmalin milonitleşmenin yoğun olduğu kesimlerde tane yamulması sonucu asimetric bir görünüm kazanmıştır (Şekil 16b). Kırılma milonitik foliyasyona dik bazı tanelerinde ise V-şekilli olacak şekilde yüksek açılardadır. Oluşan boşluk alanları kuvars, biyotit ve klorit minerallerince doldurulmuştur.

Tüm milonitik kayalarda gözlenen opak mineraller, deformasyonun az olduğu seviyelerde kırılanlar şeklinde gözlenirken, milonitleşmenin ileri düzeylerde geliştiği koşullarda, taneleri milonitik foliyasyon yönünde parçalanmış veya uzayan tane deformasyonu sunar (Şekil 16b).



Şekil 16. Milonitik kayalar içerisindeki turmalin ve opak mineralinin mikro dokusal özellikleri, (a) mikro foto,

turmalin porfiroklastlarında kırılma ve ötelenme şeklinde gevrek deformasyon etkilerini gösterir (tek nikol), (b) rekristalize kuvars ve mika minerallerinin oluşturduğu milonitik foliyasyon içerisinde asimetrik şekil kazanmış turmalin porfiroklastını gösterir mikro foto (çift nikol). Porfiroklast birbirine zıt yönde uzanan kanatlara sahiptir. Tanenin asimetrisi ve kanat geometrisi asimetrik muskovit balıkları ile birlikte makaslamanın anlamını üst-KD olarak işaret eder, Bt = biyotit, Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Opm = opak mineral, Pl = plajiyoklas, Trm = turmalin, mf = milonitik foliyasyon

*Figure 16. Microstructural features of tourmaline and opaque mineral in mylonitic rocks. (a) microphotography showing brittle deformation of tourmaline porphyroblast, such as fracturing and displacement its fragments (polarised light), (b) microphotography showing asymmetric tourmaline porphyroblast in the mylonitic foliation characterised by recrystallized quartz and mica (cross-polarised light). Note that porphyroblast have tails with opposite direction and consistent with top-to-the NE shear sense, (c) photomicrograph display opaque minerals with asymmetric geometry (polarised light). Bt = biotite, Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Opm = opaque mineral, Pl = plagioclase, Trm = tourmaline, mf = mylonitic foliation.*

### Asimetrik Mikro Yapılar

Asimetrik porfiroklast: Mezoskopik ve mikroskopik boyutta yaygınca gözlenen kinematik belirteç türüdür. Makaslama zonlarında kuvvetli deformasyona uğramış kayalarda ince taneli matriks içinde nisbeten rijit taneler bulunur. Bu iri rijit taneler önceki kayanın kalıntı minerallerini temsil eder ve porfiroklast olarak adlanır (Barker, 1990). Milonitlerde porfiroklastlar monoklinik bir şekile ve dinamik olarak rekristalize minerallerin oluşturduğu kanatlara sahiptir. Porfiroklast geometrisi ve bunların kanatları makaslamanın anlamını belirlemede kullanılabilen bir belirteçtir (Şekil 6a) (Passchier ve Simpson, 1986). Passchier ve Simpson (1986) porfiroklastları kuyruk geometrilerine ve eksen simetrisine göre 7 ve 8 olarak iki sisteme ayırır (Şekil 6a).

İnceleme alanında makaslama zonu içerisinde bulunan kayalarda feldispatlar porfiroklast olarak yaygınca gözlenir (Şekil 17a, 17b). Ayrıca mika mineralleri, disten, granat, stavrolit ve hornblend mineralleri de porfiroklast oluşturur (Şekil 17c, 17d). Porfiroklast boyutları milonitik deformasyonun derecesine bağlı olarak mm veya cm arasında değişmektedir. Tane sınırları genelde kavisli veya girintili-çıkıntılı bir görünüm sunar. Porfiroklastlar uzunlamasına milonitik foliyasyona oblik veya paraleldir. Çoğu porfiroklastlar birbirine zıt yönde uzanan kanatlara sahiptir (Şekil 17e). Kanatlar genelde uç kesimlerinde çok ince, porfiroklastlara yakın kesimlerinde ise ince ve/veya kalındır. Kanat kesimlerini çoğunlukla rekristalize kuvars, musko-

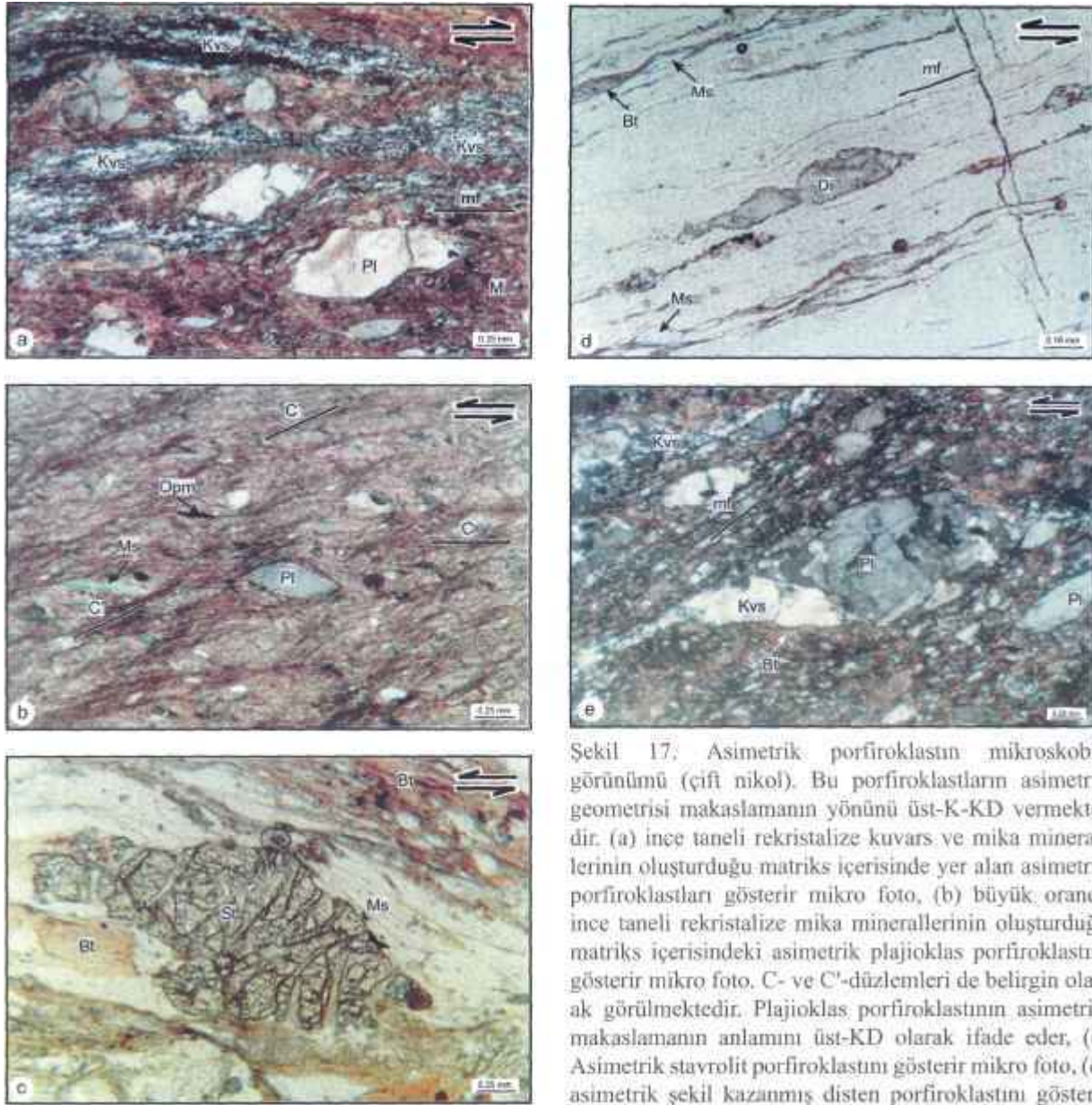
vit ve biyotit ile klastların ufalmış parçaları oluşturur (Şekil 17e).

Asimetrik bu porfiroklastlar makaslamanın hareket yönünün belirlenmesinde yaygınca kullanılmaktadır. İnceleme alanındaki milonitler içerisinde gözlenen asimetrik porfiroklastlar çoğunlukla o-tipi porfiroklastlardır (Şekil 17). 5-tipi porfiroklast gelişimi oldukça sınırlı gözlenir. Asimetrik porfiroklastların birbirine zıt yönde uzanan kanatların konumu makaslamanın anlamını üst-K-KD vermektedir.

Oblik rekristalizasyon: Makaslamanın anlamını belirlemede kulandan diğer bir kinematik belirteç de oblik rekristalizasyondur (Simpson ve Schmid, 1983; Lister ve Snoke, 1984) (Şekil 6b). Simpson ve Schmid (1983) uzunlamasına oblik konumlu bu tanelerin dinamik rekristalizasyona uğramış tane ve tanecik olduğu ve ilerleyen milonitik deformasyonun geç safhasında oluştuğu görüşündedir. Liste ve Snoke (1984) oblik konumlu olan foliyasyonun artan streyn ile birlikte makaslama düzlemine paralel konuma gelebileceğini belirtir.

İnceleme alanında bu dokuyu milonitlerde rekristalize kuvars taneleri ve taneciklerinin ana miloniti foliyasyon ile oblik konumu oluşturur (Şekil 18a). Bu kayalarda oblik rekristalizasyon gösteren kuva taneleri ve/veya tanecikleri milonitik foliyasyon ile 10° - 30° arasında verev durumdadır (Şekil 18b). Bu foliyasyonu kuvars şeritleri ve rekristalize mil mineralleri oluşturmaktadır. Buna göre miloniti içerisindeki rekristalize kuvars tanelerinin oblik durumu makaslamanın anlamını üst-K-KD olarak verir (Şekil 18c).



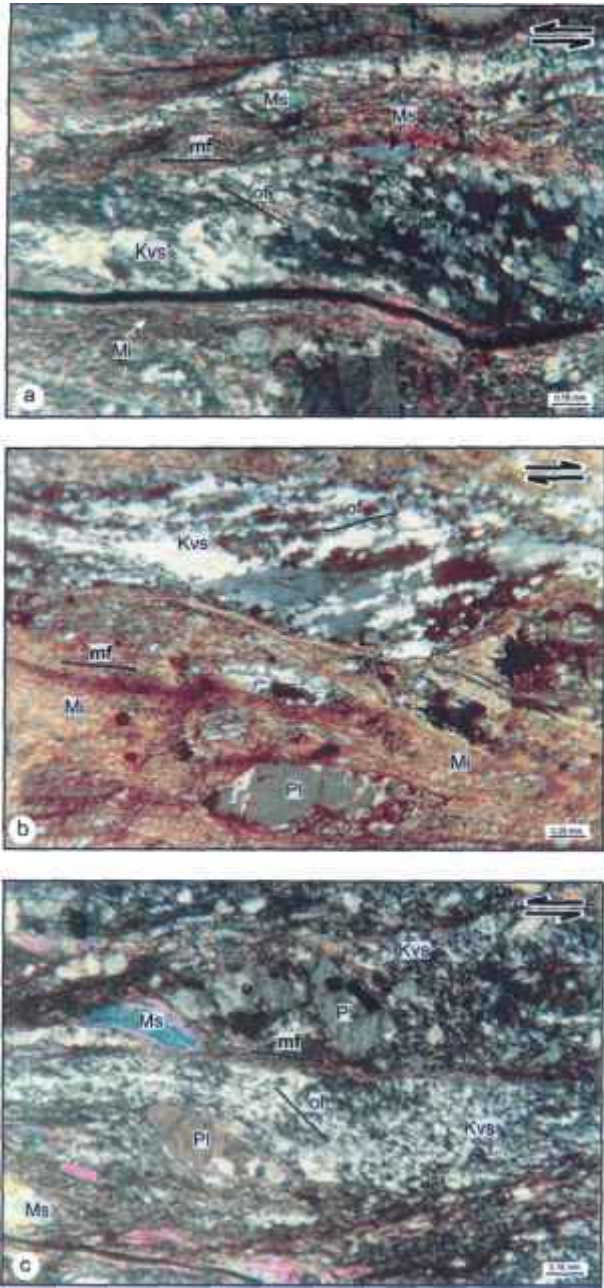


Şekil 17. Asimetrik porfiroklastın mikroskopik görünümü (çift nikol). Bu porfiroklastların asimetrik geometrisi makaslamanın yönünü üst-K-KD vermektedir. (a) ince taneli rekristalize kuvars ve mika minerallerinin oluşturduğu matriks içerisinde yer alan asimetrik porfiroklastları gösterir mikro foto, (b) büyük oranda ince taneli rekristalize mika minerallerinin oluşturduğu matriks içerisindeki asimetrik plajioklas porfiroklastını gösterir mikro foto. C- ve C'-düzlemleri de belirgin olarak görülmektedir. Plajioklas porfiroklastının asimetrisi makaslamanın anlamını üst-KD olarak ifade eder, (c) Asimetrik stavrolit porfiroklastını gösterir mikro foto, (d) asimetrik şekil kazanmış disten porfiroklastını gösterir

mikro foto. Benzer asimetriyi yakın çevresindeki mika balıkları da gösterir, (e) ince taneli rekristalize mika ve kuvars minerallerinin oluşturduğu matriks içerisinde yer alan ve birbirine zıt yönde kanatları bulunan asimetrik plajioklas porfiroklastını gösterir mikro foto. Kanatlar porfiroklasta yakın kesimde daha kalın uçlara doğru gittikçe incelmektedir. Bt = biyotit, Di = disten, Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Opm = opak mineral, Pl= plajioklas, St = stavrolit, mf = milonitik foliyasyon

*Figure 17. Microscopic view of asymmetric porphyroclasts (cross-polarised light). Asymmetric geometry of porphyroclasts indicate top-to-the N-NE shear sense, (a) microphotograph displaying asymmetric porphyroclast within fine-grained recrystallized quartz and mica matrix, (b) microphotograph show asymmetric plagioclase porphyroclast in fine-grained recrystallized micas. Note the C- and C'-planes, (c) microphotograph show asymmetric staurolite porphyroclast, (d) microphoto showing asymmetric kyanite and mica porphyroclasts, (e) microphoto shows asymmetric plagioclase porphyroclast with opposite tails within fine-grained recrystallized mica and quartz matrix. Note that tails are thick, but are getting thinner far away from the porphyroclast. Bt = biotite, Di = kyanite, Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Opm = opaque mineral, Pl = plagioclase, St = staurolite, mf= mylonitic foliation.*





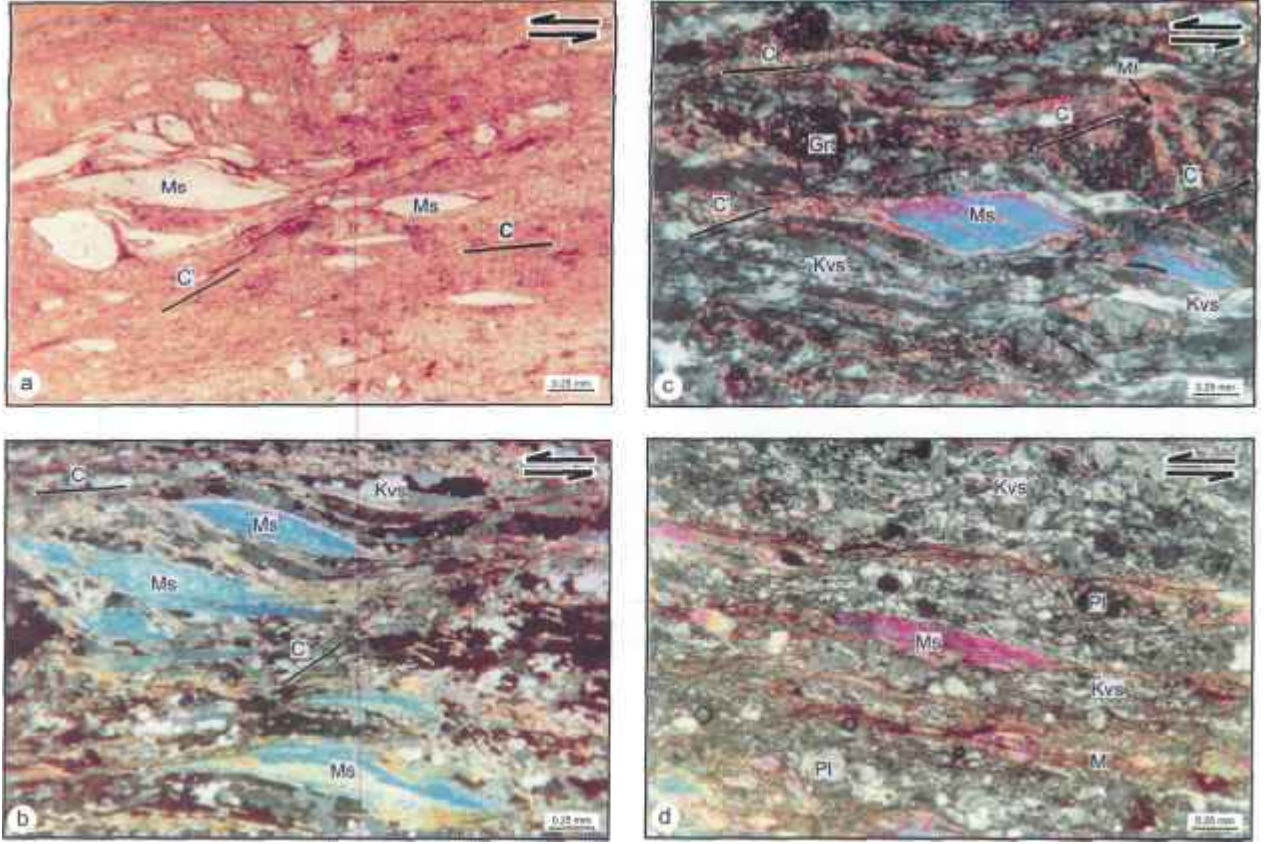
Şekil 18. Oblik rekristalizasyonun mikroskop görünümü (çift nikol). (a) mikro foto milonitik foliyasyona vev rekristalize kuvars minerallerinin dizilimini gösterir. Oblik foliyasyonu oluşturan rekristalize kuvars tanelerinin milonitik foliyasyon ile açısal ilişkisi makaslamanın anlamının üst-K olduğunu işaret eder. Mikro foto (b)'de yine rekristalize kuvars mineralleri görülmektedir. Bu minerallerin milonitik foliyasyon ile oluşturduğu açı yaklaşık 220 dir. Hareketin yönü üst-KD'dur. Fotoğrafın alt kesiminde asimetrik feldispat porfiroklastı bu yönelimi destekler şekildedir. Mikro foto (c)'de de milonitik

foliyasyon ile oblik ilişki sergileyen rekristalize kuvars mineralleri bulunur. Burada da makaslamanın anlamı üst-KD olup fotodaki asimetrik feldispat porfiroklastı ve mika balığı ile karşılaştırılabilir. Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Pl = plajyoklas, mf = milonitik foliyasyon, of = oblik foliyasyon

Figure 18. Photomicrographs showing oblique foliation (cross-polarised light). (a) photomicrograph display recrystallized quartz minerals that are oblique to mylonitic foliation. Angular relationship between recrystallized quartz constituting oblique foliation and mylonitic foliation indicates top-to-the Nshear sense. Photomicrograph (b) illustrate recrystallized quartz minerals. These minerals make an angle of 220 to mylonitic foliation. Direction of movement is top-to-the NE. Asymmetric feldspar porphyroclast also support this sense of shear direction, (c) photomicrograph exhibit oblique relationship between mylonitic foliation and recrystallized quartz minerals. Top-to-the NE shear sense can compare with other kinematic indicators, such as asymmetric feldspar porphyroclast, mica fish, in photomicrograph. Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, mf= mylonitic foliation, of= oblique foliation.

Mika balıkları: Milonitik kayalar mika balıkları olarak adlandırılan mercek şekilli muskovit ve biyotit porfiroklastları içerir (Lister ve Snoko, 1984). Milonitik foliyasyona veya makaslama bantlarına göre genelde asimetrik olan mika balıkları makaslamanın anlamını belirlemede çok iyi bir belirteçtir (Davis ve Reynolds, 1996) (Şekil 6c).

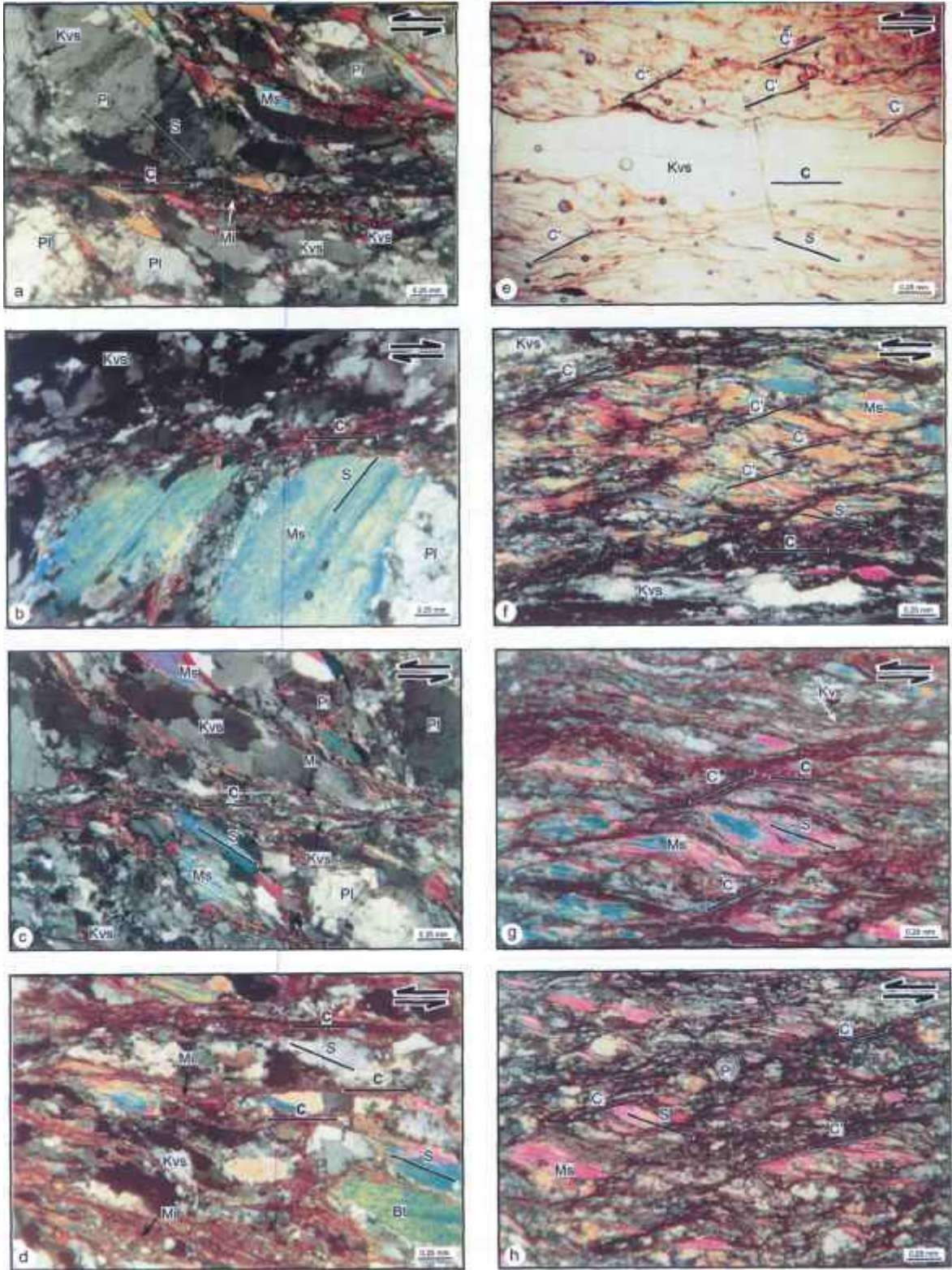
İnceleme alanında milonitlerde değişen boyutlarda mercek şekilli muskovit ve biyotit porfiroklastları bulunur (Şekil 19). Bu porfiroklastların dilinim düzlemleri makaslama düzlemine (milonitik foliyasyon düzlemine) oblik veya pareldir. Milonitik foliyasyona vev olan porfiroklastlar 6° ile 42° arasında değişen açılara sahiptir (Şekil 19a, 19b). Asimetrik bu muskovit ve biyotit porfiroklastları kendi tanesinin parçalarından oluşan kanatlara sahiptir (Şekil 19c, 19d). Mika balıkları diğer kinematik belirteçler ile aynı mekanizmanın ürünüdür ve bölgedeki makaslamanın anlamını üst-K-KD olarak vermektedir (Şekil 19).



Şekil 19. Mika balıklarının mikroskop görünümü, (a) asimetrik muskovit balığını gösterir mikro foto (tek nikol). Muskovit balıkları C foliyasyonu ile hemen hemen paralel, C'-düzlemine ise verevdir, (b) mikro foto, milonitik foliyasyon (C-düzlemi) ile vevv konumlu mika balığını gösterir (çift nikol). İri muskovit porfiroklastları C'-düzlemi içinde uçları incelme ve bükülme gösterir, (c) birbirine zıt yönde kanatlan bulunan mika balığını gösterir mikro foto (çift nikol). Porfiroklastın kanatlarını büyük ölçüde rekristalize muskovit oluşturur, (d) birbirine zıt yönde kanatları bulunan muskovit balığını gösterir mikro foto (çift nikol). Porfiroklastın kanatlarını oluşturan rekristalize taneler uzun mesafeler içinde izlenir. Mika balıklarının bu asimetrik konumları makaslamanın anlamının üst-K-KD olarak belirtir. Grt = granat, Kvs = kuvars, Mi = mika, Ms = muskovit, Pl = plajiyoklas, C = C-düzlemi, C' = C'-düzlemi, ml = milonitik foliyasyon

*Figure 19. Microphotographs of mica fish. (a) microphotograph show asymmetric muscovite fish (polarised light). Muscovite fish are nearly parallel to C-plane, whereas oblique to C'-plane, (b) photomicrograph displaying mica fish oblique to mylonitic foliation (C-plane) (cross-polarised light). Note that large muscovite porphyroclasts tend to be thinning and bending in C-plane, (c) microphotograph shows mica fish with opposite tails (cross-polarised light). Note that tails composed of mainly aggregate of recrystallized muscovite, (d) microphotograph shows mica fish with opposite tails (cross-polarised light). Note that tails with recrystallized grains elongate long distance. Asymmetric geometry of mica fish indicate top-to-the N-NE shear sense. Grt = garnet, Kvs = quartz, Mi = mica, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, C = C-plane, C' = C'-plane, ml = mylonitic foliation*





Şekil 20. S-C ve -C fabriğinin mikroskop görünümü, (a) mikro foto S- ve C-düzlemleri arasındaki açısal ilişkiyi belirgin olarak vermektedir (çift nikol). S-düzlemlerinde orta-iri taneli plajiolklas, muskovit, biyotit ve kuvars mineralleri, C-düzlemlerinde ise ince taneli rekristalize kuvars ve mika mineralleri yer alır, (b) mikro fotoda S-düzlemini



iri muskovit porfiroklastı temsil ederken C-düzlemi boyunca rekristalize mika ve kuvars mineralleri gözlenir (çift nikol). Muskovit porfiroklastı C-düzlemi ile dokanağında zayıf bir bükülme ve taşlanma gösterir, (c) mikro fotoda da S- ve C-düzlemleri arasındaki açısal ve dokusal ilişki belirgindir (çift nikol). C-düzlemleri ince taneli rekristalize mineralerce oluşturulurken S-düzlemlerinde orta - iri taneli porfiroklastlar bulunur, (d) S- ve C-düzlemi erinin genel görünümünü gösterir mikro foto (çift nikol). Mikro fotoda C-düzlemlerini büyük ölçüde rekristalize mika mineralleri oluşturmaktadır, (e) mikro fotoda, C- ve C'-düzlemleri belirgindir (tek nikol). Fotonun orta kesimindeki kuşak rekristalize kuvars ile kuvars şeritlerinin olduğu kesimdir. Kısa mesafelerde devamlılık sunan C'-düzlemleri bu kesimlerde devamlılığı kaybolmaktadır, (f) C'-düzlemlerindeki süreksizliğin belirgin olarak gözlemlendiği mikro foto (çift nikol). Mika balıkları bu düzleme doğru hafif kavislenme göstermektedir, (g) C- ve C'-düzlemleri arasındaki açısal ilişkiyi yakından gösterir mikro foto (çift nikol), (h) C- ve S-düzlemleri arasındaki açısal ilişkiyi gösterir mikro foto (çift nikol). Bu mikro fotolardaki S-, C- ve C'-düzlemlerinin ilişkisi makaslamanın anlamını üst-K-KD olarak işaret etmektedir. Bt = biyotit, Kvs = kuvars, Ms = muskovit, Mi = mika, Pl = plajiyoklas, S = S-düzlemi, C = C-düzlemi, C' = C'-düzlemi

*Figure 20. Photomicrographs showing S-C and C' fabric. (a) photomicrograph shows angular relationship between S- and C-planes (cross-polarised light). S-planes are defined by plagioclase, muscovite, biotite and quartz, but C-planes are composed of small recrystallized quartz grains and mica minerals, (b) within this photomicrograph, S-plane is marked by muscovite porphyroclast, and C-plane is defined by recrystallized mica and quartz minerals (cross-polarised light). Muscovite porphyroclast curve weakly into C-plane and is truncated by C-plane, (c) Angular and textural relationship between S- and C-planes are obvious (cross-polarised light). C-planes are defined by small recrystallized grains whereas S-planes are defined by medium-large porphyroclasts, (d) photomicrograph display S- and C-planes (cross-polarised light). C-planes are mainly composed of recrystallized micas, (e) photomicrograph showing S- and C-planes (polarised light). Centre of photo consist of belt with recrystallized quartz and quartz ribbon. C'-planes occur only short distance and terminale in the belt, (f) photomicrograph displaying C'-planes (polarised light). Mica fishes show weakly bending toward C'-planes, (g) photomicrograph shows close-view of relationship between C- and C'-planes (cross-polarised light). All relationships between S-C-planes and C'-planes, and/or among the S- C- and C'-planes in this photomicrographs indicate top-to-the N-NE shear sense, (h) photomicrograph shows angular relationship between S- and C'-planes (cross-polarised light). Bt = biotite, Kvs = quartz, Ms = muscovite, Mi = mica, Pl = plagioclase, S = S-plane, C = C-plane, C' = C'-plane*

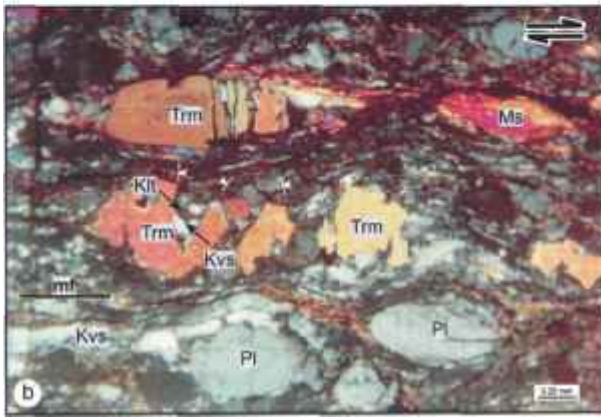
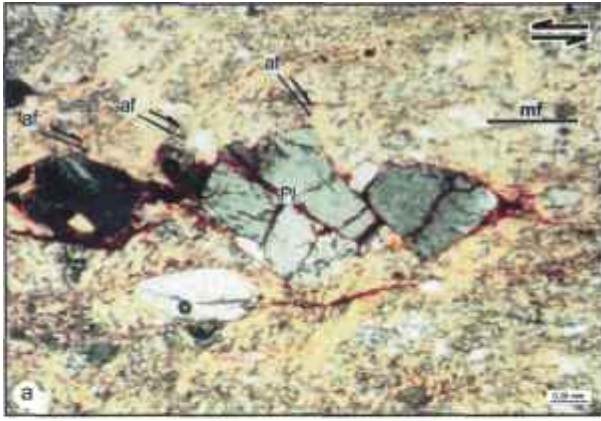
### Milonitik Deformasyonun Sıcaklık Koşulları

İnceleme alanında makaslama zonu içerisinde gelişen milonitleşme sıcaklığı, milonitik deformasyon sırasında meydana gelen rekristalizasyon, yeni tane oluşumu ve minerallerdeki deformasyon özelliklerine dayanmaktadır. Milonitlerdeki mikroskopik özellikler deformasyonun şiddeti ve türü hakkında önemli ipuçları vermektedir.

Makaslama zonu içerisinde milonitik deformasyondan etkilenen kayalardaki kuvars taneleri, dalgalı sönme, deformasyon bantları, tanecik oluşumu ve rekristalizasyon şeklinde deformasyon özelliği göstermektedir. Bazı kuvars kristalleri kuvvetli yassılaştırma sunar. Milonitler içindeki kuvars taneleri

kuvvetli tercihli yönelim gösterecek şekilde yaygınca rekristalizasyona sahiptir. Rekristalizasyonun ilerleyen aşamalarında poligonal mikro doku gözlenir. Passchier ve Trouw (1996) göre 300 °C'nin altındaki sıcaklıklardaki kuvarslarda en önemli deformasyon özelliği dalgalı sönme iken, 300-400 °C arasında deformasyon bandı ve rekristalizasyon oluşur. Wilson (1973) ise kuvarslarda rekristalizasyonun bölgesel metamorfizmanın biyotit zonunda, poligonal dokunun ise biyotit-kordiyerit zonundaki oluştuğunu ortaya koymuştur.

İnceleme alanında milonitik kayalardaki feldis patlar, milonitik deformasyon sırasında çoğunlukla gevrek davranış göstermektedir. Kırıklanma, defor-



Şekil 21. (a) ince taneli, büyük ölçüde mika minerallerinin rekristalizasyonun oluşturduğu matriks içerisinde mikro faylanma gösteren plajyoklas porfiroklastın mikroskop görünümü (çift nikol). Mikro faylanma makaslamanın anlamına göre antitetik konumdadır. Porfiroklastta gelişen mikro fay yüzeyi düz veya kavislidir. Mikro fotodaki asimetric muskovit balığı makaslamanın anlamını üst-KD olarak işaret eder, (b) milonitik foliyasyon boyunca uzanan turmalin porfiroklastında V-çek-ayır dokusunu gösterir mikro foto (çift nikol). Turmalinde gelişen dokuda V şekli hareket yönünde açılma sunmaktadır. Klt = klorit, Kvs = kuvars, Ms = muskovit, Pl = plajyoklas, Trm = turmalin, af = antitetik mikro faylanma, mf = milonitik foliyasyon

*Figure 21. (a) microscopic view of plagioclase porphyroblast with microfault within the matrix consisting of fine-grained mica minerals (cross-polarised light). Microfaulting is antithetic with respect to the direction of shear sense. Microfault surfaces in porphyroblast have either plane or curve. Asymmetric muscovite fish in photograph*

*indicate top-to-the NE shear sense, (b) photomicrograph show tourmaline porphyroblast with "V"-pull-apart structure oriented along mylonitic foliation (cross-polarised light). Opening shape of "V" in tourmaline mineral consistent with shear direction. "V"-pull-apart structure show top-to-the NE shear sense. Klt = chlorite, Kvs = quartz, Ms = muscovite, Pl = plagioclase, Trm = tourmaline, af = antithetic microfaulting, mf = mylonitic foliation*

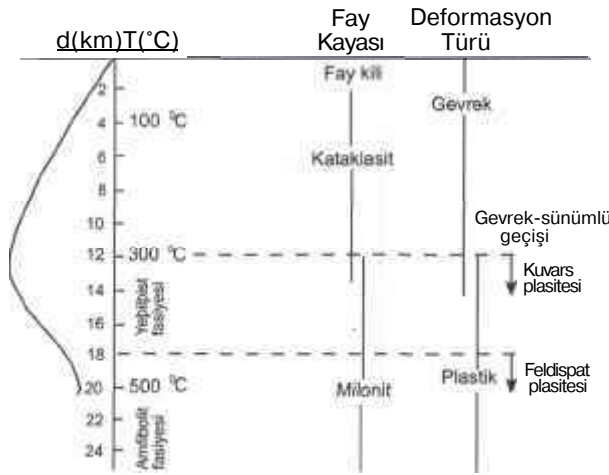
masyon ikizi, dalgalı sönme, feldispat tanelerinde yaygınca gözlenen tane deformasyonu özellikleridir. Bazı ince kesitlerde, iri feldispat çekirdeğinin ince rekristalize tanelerinin çevrelediği çekirdek-örtü dokusu tipiktir. Feldispatlar çok düşük dereceli metamorfizma koşullarında (300 °C'nin altında) kırılma ve parçalanma şeklinde deforme olurken, (Passchier ve Trouw, 1996) düşük dereceli koşullarda (300-400 °C arasında), tüm feldispatlar mikro kırılma ve mikro faylanma gösterir (Simpson, 1985). Bu koşullarda, feldispat minerallerinde dalgalı sönme, deformasyon bantları, deformasyon ikizlenmesi ve kink bantları görülebilir (Pryer, 1993). Düşük ve orta dereceli metamorfizma koşullarında (400-500 °C arasında) ise feldispatlarda rekristalizasyon ile tipik çekirdek-örtü dokusunun gelişimi söz konusudur (Passchier ve Trouw, 1996). Simpson (1985)'a göre K-feldispatların uzun eksenleri boyunca streyn ile ilişkili mirmekit oluşumu bu sıcaklıklarda başlar.

Biyotit ve muskovitler, rekristalizasyona ve çoğunlukla mekanik olarak rotasyona uğramış minerallerdir. Bu minerallerde dalgalı sönme, bükülme ve kinkleşme yaygınca gözlenen mikro dokulardır. Passchier ve Trouw (1996)'a göre, bu mineraller 250 °C'nin üzerindeki sıcaklıklarda bu özellikler ile temsil olur. Yine kalsit minerallerindeki deformasyon ikizlenmesi, deformasyon sırasındaki sıcaklık ve streyni belirlemede kullanılmaktadır.

Granat, stavrolit, disten, sillimanit ve hornblend taneleri yüksek oranda kırılma göstermektedir. Bazı örneklerde bu taneler parçalara ayrılmış ve mi-

lonitik foliyasyona paralel saçılmış olarak izlenir. Bazı kesimlerde bu tanelerde yassılaşıma tipiktir.

Milonitik deformasyondan etkilenen kayalar içerisinde bulunan tüm bu minerallerde gözlenen deformasyon özellikleri, milonitik deformasyonun oluşumu sırasında sıcaklığının 250 ile 500 °C arasında olduğuna işaret eder (Şekil 22). Bu da Simav makaslama zonundaki kayaların milonitleşmesinin metamorfizmanın yeşilist - amfibolit fasiyesi koşullarında geliştiğini belirtir.



Şekil 22. Kabuk içerisinde derinlere doğru fay kayaları ve bu kayaların deformasyon ilişkisini gösterir şematik model (Pluijij ve Marshak, 1997'dan sadeleştirilmiştir)  
Figure 22. Schematic model for fault rocks in the crust, showing relationship between fault rocks and deformation in depth (modified from Pluijij and Marshak, 1997)

### Milonitik Deformasyonun Yaşı

Son yıllarda Menderes masifinde elde edilen izotopik yaşlar masifin yüzeyleme tarihçesini önemli ölçüde ortaya koymuştur. Işık ve diğ. (2004) Simav makaslama zonundan elde ettiği  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  yaşları, bölgedeki genişleme tektoniğin Erken Miyosen öncesi olduğunu ortaya koymaktadır. Bu araştırmacılara göre, Simav makaslama zonunun milonitleri -23 My  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  yaşını ve sin-tektonik Eğrigöz granitoyidi ise -20 My yaşını vermektedir. Buna göre, makaslama zonu ve milonitlerin oluşumu Oligosen - Erken Miyosen olarak yorumlanmaktadır.

### Gevrek (Kataklastik) Deformasyon

Makaslama zonunun diğer deformasyon safhasını gevrek deformasyon oluşturmaktadır. Deformasyonun bu safhasında, gevrek deformasyon yapılan bu deformasyon öncesi yapıları üzerler, Bu deformasyonun oluşuklarını Simav sıyrılma fayı ve sonraki gelişim safhasını temsil eden yüksek açılı fay zonları oluşturur. Simav sıyrılma fayı dokusal ve litolojik farklılıklar sunan taban blok kayaları ile tavan blok kayaları arasındaki sınırı oluşturmaktadır. Bu çalışmada sıyrılma fayının hemen altındaki taban blok kayalarındaki gevrek deformasyon oluşukları "kataklastik zon" içerisinde toplanmıştır. Buna göre kataklastik zon terimi, Simav sıyrılma fayı boyunca çeşitli derecede gevrek deformasyon ve alterasyondan etkilenen alanları tanımlamak için kullanılmıştır.

### Makroskopik ve Mezoskopik Özellikler

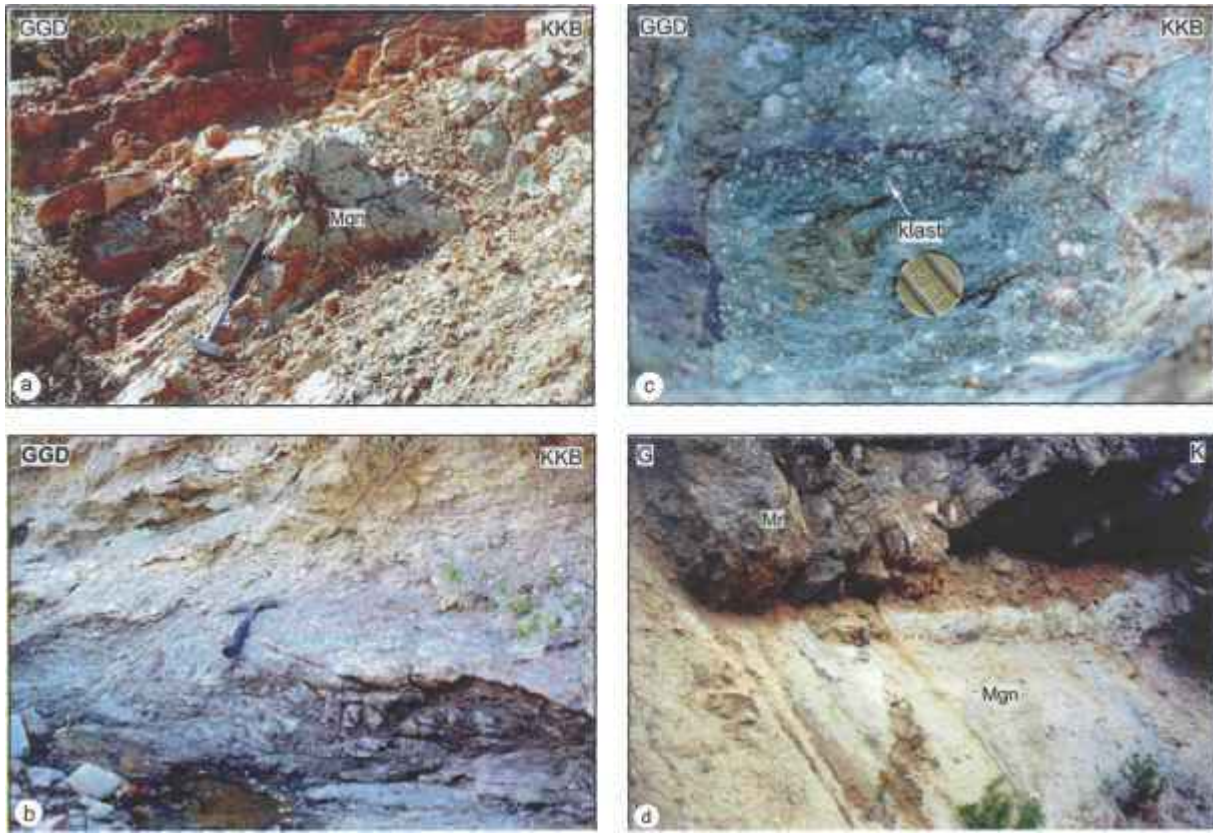
İnceleme alanında gevrek deformasyona bağlı faylanmalar geometrik konumlarına göre düşük açılı sıyrılma fayı ve yüksek açılı faylar olarak gruplandırılabilirler. Simav sıyrılma fayı olarak tanımladığımız bu fay, inceleme alanının güney ve güneybatısında uzun mesafeler boyunca izlenmekte ve üstte yer alan düşük dereceli metamorfizma geçirmiş şist-mermer topluluğu kayalarını alttaki milonitik deformasyon etkisinde kalmış taban blok kayalarından ayırır. Sıyrılma fayının hareket yüzeyini inceleme alanının her kesiminde görmek olası değildir. Gözlenebilen kesimlerinde bu yüzeyler düz ve iyi korunmuş fay çizikleri gösterir. Fay çizikleri milonitik lineasyon ile aynı yönelime sahiptir. Fay yüzeyi alttaki milonitlerin foliyasyon düzlemleri ile hemen hemen paralel veya düşük açılarda verev konumdadır. Bu durum, sünümlü (milonitik) deformasyon ile gevrek deformasyon gelişiminin aynı rejimin ve ilerleyen deformasyon sürecinin ürünleri olduğunu belirtir.

İnceleme alanı içerisinde sıyrılma fayı düzleminin hemen alt kesimi kataklastik zon olarak tanımlanmıştır. Zonun kalınlığı -100 metredir. Ancak tipik özelliklerini -30 metre içinde görmek olasıdır. Kataklastik zonun en iyi görüldüğü kesimler incele-



me alanının güneybatı ve kuzeydoğusunda yer alır. Bu zon içerisinde bulunan milonitik kayalar mostra ve el örneklerinde kırılma, faylanma, parçalanma, ezilme ve alterasyon şeklinde tahribata uğramıştır (Şekil 23). Kataklastik zonun alt seviyelerini kırılma ve faylanma etkisinde kalmış kayalar oluşturur (Şekil 23a). Kınklanma ve faylanmalar milonitik foliyasyona oblik ve/veya paraleldir. Zonun bu kesiminde kayadaki milonitik deformasyon özellikleri önemli ölçüde korunmuş olarak gözlenir. Kataklastik zonun üst kesimlerine doğru, gevrek deformasyon

etkilerinde belirgin bir artış izlenir (Şekil 23b). Alt kesimlerin kınklanma ve faylanma özelliklerine karşın, üst kesimlerinde ezilmeler ve ufalanmalar egemen olup breş ve kataklasit türü kayaların oluşumu gözlenir. Ayrıca klorit ve epidot minerallerinde artış, buradaki kayalara farkedilir yeşilimsi bir renk kazandırmıştır (Şekil 23c). Zon içerisindeki breş ve kataklasit türü kayalar iki bileşenden oluşmaktadır. Bunlar matriks ve matriks içerisinde köşeli, yarı köşeli kaya/mineral parçalarıdır. Gözlenebilir klastların boyutları birkaç mm veya bir kaç cm dir.



Şekil 23. Gevrek deformasyon özellikleri, (a) kırılma gösteren milonitik gnaistan görünüm, (b) kataklasitik zonun genel görünümü, (c) kataklasitik zon içinde klorit breşten yakın görünüm. Yeşil renkli matriks içerisinde kaya klastları görülmektedir, (d) yoğun kırılma ve parçalanma gösteren milonitik gnaistan görünüm. Sıyırılma fayının üstünde tavan blok kayasını oluşturan ve yoğun kırılma sunan mermer bulunmaktadır. Mgn = milonitik gnaiss, Mr = mermer

*Figure 23. Brittle deformation features. (a) view of the mylonitic gneiss showing fracturing, (b) close-up view of cataclastic zone, (c) close-up view of chloritic breccia in cataclastic zone. Note rock fragments in green-coloured matrix, (d) photograph display mylonitic gneiss with intense fracturing and fragmenting. Note that marble above the detachment fault exhibit fracturing. Mgn = mylonitic gneiss, Mr = marble*

Matriks ve klast oranları yersel değişiklikler gösterir. Kataklastik zonun üst kesimini sıyrılma fayı sınırlar. Zonun en alttan üste doğru zayıf gevrek deformasyondan kuvvetli gevrek deformasyona doğru bir sıralama sunması, gevrek deformasyon yoğunluğunun sıyrılma fayına doğru arttığını belirtir (Şekil 23d).

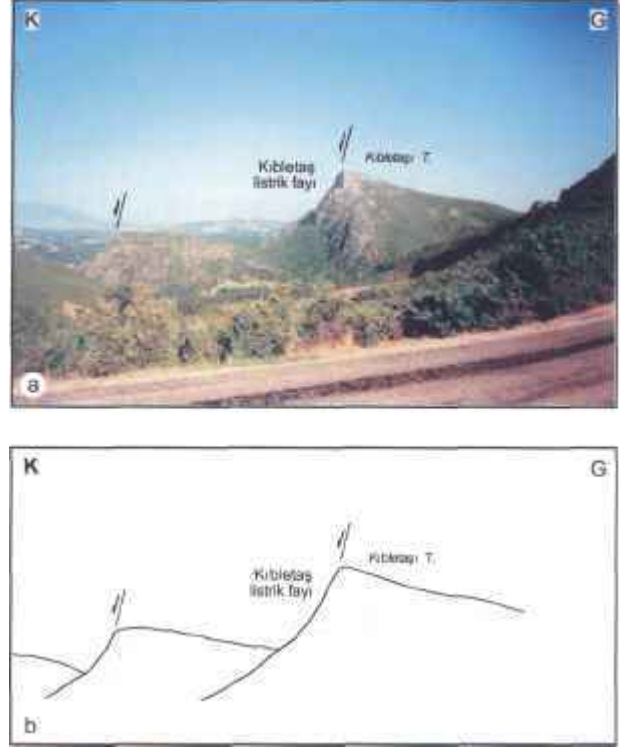
K-G yönlü genişleme sistemi içinde inceleme alanında oluşan diğer gevrek deformasyon özelliği yüksek açılı faylardır. Bunlardan özellikle makroskopik boyutta olanlar inceleme alanının güneyinde yer almaktadır (Şekil 2). Bu faylar bölgenin bu kesimindeki düşük açılı faylar ve kaya birimlerini keser - ötelere konumdadır. Yüksek açılı faylar BKB-DGD ve KB-GD doğrultuya sahiptir. Göreceli hareketin gözlemlendiği yüzeylerde normal atım gösterirler. Hareket yönü çoğunlukla KD'ya doğrudur. Ancak çok az oranda GB'ya eğimli faylar bulunmaktadır. Bir kısmı ise KD-GB doğrultuludur. Bazıları listrik bir görünüm sunacak şekilde, başlangıçta yüksek açılı olup fay düzleminin alt kesimleri derinlere doğru daha düşük açılarda devam etmektedir. Bunun tipik örneği Kibletaş Tepe'de görülür (Şekil 24a, 24b). Kibletaş listrik fayı olarak tanımladığımız bu fayın listrik geometrisi tavan bloğunda yer alan rekristalize kireçtaşının fay düzlemine doğru eğimlenmesi (tilting) ile belirginlik kazanır (Şekil 24b). Fayın eğim atımı yaklaşık 275 metre olup KKD'ya eğimlidir (Şekil 24a). Bu durum, yüksek açılarda gelişen faylanmanın derinlere doğru eğiminin azaldığını ifade eder.

Simav grabeninin güney kesimi yüksek açılı faylar ile sınırlanır (Şekil 2). Grabenin kuzey kanadında ise Akdere havzasının kayaları yer alır (Seyitoğlu, 1997). Bu geometrik ilişki Simav grabeninin yarı-graben (half-graben) tipinde olduğunu gösterir. Yüksek açılı faylar bölgedeki genişlemenin geç evrelerini temsil etmekte olup, Simav sıyrılma fayına göre post-tektoniktir.

### Mikroskopik Özellikler

Kataklastik zonun mikroskopik incelemelerinde, önceki milonitik kaya dokularının belirgin olarak

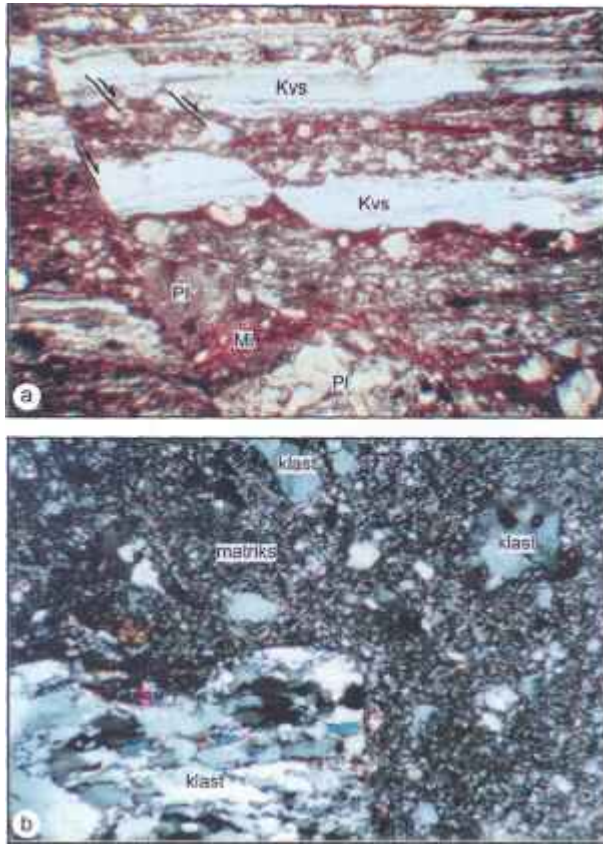
tahrip olduğu gözlenir. Kataklastik zonun alt kesimi deformasyon şiddetinin daha zayıf geliştiği alanlar olup kırılma ve faylanma özelliği sunar (Şekil 25a). Zonun, gevrek deformasyonun yoğun geliştiği kesimlerinde ise ince taneli matriks içinde değişen boyutta yer alan mineral ve kaya klast oluşumları gözlenmektedir (Şekil 25b). Klastlar, ince-orta ve



Şekil 24. (a) Kibletaş listrik fayının genel görünümü, (b) Kibletaş listrik fayının geometrisini gösterir şematik kesit.

*Figure 24. (a) view of Kibletaş listric fault, (b) schematic cross-section of geometry of Kibletaş listric fault*

iri taneli, köşeli ve yarı köşelidir. Kuvars ve feldispat gözlenebilen mineral klastlarıdır. Bu tanelerde, dalgalı sönme, deformasyon bantları ve kinkleşme görülmesi klastların öncelikle milonitik deformasyon etkisinde kaldığını belirtir. Yine milonitik dokunun gözlemlendiği kaya klastları da bulunur. Matriks malzemesini ise değişen oranlarda klorit, kuvars, serizit, epidot ve Fe-oksit oluşturur.



Şekil 25. (a) mikro foto kataklastik zonun alt kesmini temsil etmektedir (çift nikol). Mikro faylanma özellikle rekristalize kuvars minerallerinin oluşturduğu seviyeleri atıma uğratılmasıyla belirgindir, (b) kataklastik zonun üst kesimlerini temsil eden kayanın mikroskop görünümü. Milonitik kaya, gevrek deformasyon koşullarında büyük ölçüde tahrip olmuştur. Fotoda orta-iri klastlar ince taneli matris içerisinde bağımsız köşeli-yarı köşeli taneler halinde bulunur. Kvs = kuvars, Mi= mika, Pl = plajyoklas,

*Figure 25. (a) photomicrograph show lower part of cataclastic zone (cross-polarised light). Note that microfaulting slip layers consisting of recrystallized quartz minerals is obvious, (b) photomicrograph exhibit upper part of cataclastic zone. Note that mylonitic rock was largely disturbed due to brittle deformation. Photograph show medium-large, angular and subangular clasts within fine-grained matrix. Kvs = quartz, Mi = mica, Pl = plagioclase*

## TARTIŞMA

Ege bölgesinde (Yunanistan, Ege Denizi ve Batı Anadolu) hala etkinliğini sürdüren genişleme tektoniğinin kinematiği konusunda farklı modeller bulunmaktadır. Bunlar: (1) tektonik kaçma (tectonic escape) (Dewey ve Şengör, 1979; Şengör ve diğ., 1985), (2) yayardı açılma / yitimin geriye çekilmesi (back-arc spreading / subduction roll-back) (Mc Kenzie, 1978; Le Pichon ve Angelier, 1979; 1981; Jackson ve Mc Kenzie 1988; Thomson ve diğ., 1998; Jolivet ve diğ., 1999; Okay ve Satir, 2000) (3) orojenik çökme (orogenic collapse) modelidir (Dewey, 1988; Seyitoğlu ve Scott, 1991; 1996).

Tektonik kaçma modelinde, Kuzey ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket eden Anadolu levhasının batıda engellenmesi buna bağlı olarak Ege denizi ve Batı Anadolu'da D-B yönlü sıkışma, K-G yönlü genişlemenin geliştiği belirtilir (Dewey ve Şengör, 1979). Bu şekilde bölgede meydana gelen genişleme miktarı minimum %30, olasılıkla %50 civarındadır (Şengör 1979; 1980). Ancak Şengör (1982) ve Şengör ve diğ. (1985) bu büyüklükte gerilmenin yalnızca D-B yönlü sıkıştırma sonucu olabileceğini düşünmenin eksik olacağını bölgedeki K-KD yönlü transfer faylarının gerilmede etkili olduğu görüşündedir. Tektonik kaçma modeline göre Ege denizi ve Batı Anadolu'daki genişlemenin başlangıcı Tortoniyen (~10 Ma) dönemidir. Diğer model olan yayardı açılma modelinde, Ege bölgesinde meydana gelen genişlemenin kaynağı Afrika levhasının kuzey kenarını oluşturan Doğu Akdeniz okyanusal litosferin Helenik yayı boyunca kuzeye dalması olarak gösterilir (Le Pichon ve Angelier 1979; 1981). Bunun sonucu olarak dalan levha üzerindeki Ege bölgesi, kabuk incelmesi ve genişleme etkisinde kalmıştır. Bu modelle ilişkili ve yakın zamanlarda üzerinde çalışma yürütülen yitimin geriye çekilmesi modelinde, dalan levhanın geriye doğru çekilmesi ve buna bağlı üstteki levhada gerilme etkisinin oluştuğu önerilir (Thomson ve diğ., 1998). Yayardı açılma modelinde Ege bölgesindeki genişlemenin başlama yaşı Geç Serravaliyen-Tortoniyen (13-12 Ma) olarak öngürülürken (Le Pichon ve Angelier, 1981), yitimin geriye çekilmesi modeline göre ise bölgeki gerilmenin başlan-



gıç yaşı Oligosen'dir. Bir diğer model olan orojenik çökme modeli, orojenez sırasında kabule kısılması ve beraberinde önemli miktarda kabuk kalınlaşması üzerine Kurulmuştur. Kabuk kalınlaşmanın neden olduğu derine gömülme ve magmatik aktivite kabuğu ısıtır ve yersel zayıflıklar oluşur. Sonuçta derinlerde kaya dayanımının aşıldığı durumlarda akma ve yanal gerilme başlar. Bu olay üst kabuğun gerilmesine ve böylece gerilme yapılarının oluşmasına yol açar (Dewey, 1988). Seyitoğlu ve Scott (1991; 1996) bu modelin Batı Anadolu'daki gerilmeyi en iyi açıklayan model olduğu ve K-G gerilmesinin bu bölgede Paleojeni izleyen dönemde, İzmir-Ankara kenet zonunun orojenik çökmesi ile Engeç Oligosen - Erken Miyosen'de gerçekleştiği görüşündedir.

Modellerden de anlaşılacağı üzere Batı Anadolu'da gerilmenin başlangıç yaşı konusunda belirgin farklılıklar bulunmaktadır. Batı Anadolu yaklaşık D-B ve K-G gidişli gerilmeli havzalar içermekte olup, kökenleri ve yaşları ile ilgili farklı görüşler bulunmaktadır. Şengör ve diğ. (1985) ve Şengör (1987) K-gidişli havzaların Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun kapanmasına bağlı K-G yönlü sıkışma ile ilişkilendirir ve havzaların Erken Miyosen sedimentleri ile dolduğunu belirtir. Tortoniyen yaşlı K-gidişli havzaların D-B gidişli havzalar (asi yapılar) tarafından kesilerek gelişimlerini K-G genişlemeli rejim altında devam ettirdikleri öne sürülmektedir (Şengör ve diğ., 1985; Yılmaz ve diğ., 2000). Bölge için oluşturulan volkanik gelişim modelinde de volkanik karakter değişimi ve tektonik rejim arasında yakın ilişki üstte verilen model ile uyum içinde olduğu belirtilir (Yılmaz, 1990; Güleç, 1991, Yılmaz ve Karacık, 2001, Yılmaz ve diğ., 2001). Buna karşın Batı Anadolu'da bu havzalarda, Seyitoğlu ve Scott (1991) ve Seyitoğlu ve diğ. (1992)'nin sedimentler kayalardaki palinolojik yaş verileri (Eskihisar sporomorf topluluğu) ve bunlar ile ilişkili volkanitlerden elde edilen K-Ar izotop yaşları (20-14 Ma) bölgedeki genişlemenin Erken Miyosen'de olduğunu belirtir. D-B gidişli Alaşehir grabeninde yapılan manyetostratigrafi çalışması, grabende çökmenin Erken Miyosen'de başladığını doğrular gözükmektedir (Şen ve Seyitoğlu, 1998). Ayrıca, Seyitoğlu ve Scott (1992) ve Seyitoğlu ve

diğ. (1997) tektonik rejim değişiminin volkanik karakter ile birebir örtüşmediğini, kalk-alkalen volkanizmanın genişlemeli rejim içerisinde gelişebileceğini belirtir. D-B gidişli havzalardaki küçük memel topluluklarından elde edilen yaş verileri grabenlerdeki Miyosen yaşı ile farklılıklar gösterir. Ünay ve Bruijn (1998) ve Sarıca (2000), Büyük Menderes ve Alaşehir grabenlerinin küçük memeli topluluklarının Geç Pliyosen-Geç Pleistosen olduğu görüşündedirler. Koçyiğit ve diğ. (1999) ve Bozkurt (2000) bu grabenlerde (Büyük Menderes ve Alaşehir) yukarıda verilen iki farklı yaş önerisini, bölgede iki farklı genişleme fazı ile açıklanacağını ileri sürer. Buna göre ilk faz İzmir-Ankara kenet zonu boyunca orojenik çökme sonucu gelişir; Bu genişlemeyi bölgede kısa süreli (Geç Miyosen-Erken Pliyosen) K-G yönlü sıkışma rejimi takip eder (Koçyiğit ve diğ. 1999). Batı Anadolu'daki ikinci genişleme fazı ise Anadolu levhasının batıya doğru hareketi ile ilişkilendirilir (Koçyiğit ve diğ., 1999, Bozkurt, 2000). Seyitoğlu ve diğ. (2000) ise, bölgede Koçyiğit ve diğ. (1999)'in sıkışma rejimi içerisinde değerlendirdiği kıvrımlanmaların genişlemeli tektoniğin ürünleri olarak değerlendirir.

Havzaların temelini oluşturan ve bu havzalara malzeme veren Menderes masifinde son 10 yıl içerisinde yapılan çalışmalar bölgedeki genişleme rejiminin gelişimi ve yaşı ile ilgili önemli sonuçlar ortaya koymaktadır. Bu çalışmaların önemli bir bölümü Menderes masifinin bir metamorfik çekirdek kompleks olduğu yönündedir. Masif içerisinde genişlemeli tektoniğe bağlı oluşmuş dört makaslama zonu haritalanmıştır (Işık ve diğ. 2003a (bknz. Şekil 2); 2003b; 2004 (bknz. Şekil 1b)). Bunlar güneyden kuzeye doğru Kayabükü, Büyük Menderes, Alaşehir ve Simav makaslama zonlarıdır.

Masifin güney bölümünde yer alan Kayabükü makaslama zonu olup, Bozkurt ve Park (1994) tarafından haritalanmıştır. Bu araştırmacılara göre bölgedeki Tersiyer genişleme rejime bağlı olarak makaslama zonu boyunca taban bloğunu oluşturan gözlü gnayslar, şist ve mermer litolojileri ile temsil olan tavan blok kayalarından ayrılır. Gözlü gnayslar kalk-alkali, S-tipi granit kökenli kayalar olup (Bozkurt ve diğ., 1995), bu kayalar sünümlü makaslama

zonu içerisinde değişen ölçülerde milonitleşmiş ve makaslama zonunun güneye yönelimli hareketi temsil eden çok sayıda kinematik belirteçler içermektedir (Bozkurt ve Park, 1994; 1997a; 1997b). Ayrıca, Bozkurt ve Park (1999) makaslama zonunun tavan bloğunu oluşturan kayaların bu deformasyon oluşturmundan farklı özellikte ve taban bloktaki kayaların tersi yönünde hareket ettiğini belirtir.

Büyük Menderes makaslama zonu masifin orta bölümünde yer alır. Makaslama zonunun üstünü sınırlayan Büyük Menderes sıyrılma fayı alttaki metamorfik kayalardan üstteki Neojen yaşlı sedimanter kayaları ayırır. Bu makaslama zonu Başçayır (Emre ve Sözbilir, 1997) ve Güney sıyrılma fayı (Ring ve diğ., 1999; Gessner ve diğ., 2001b) olarak da isimlendirilmiştir. Büyük Menderes makaslama zonu kuzeyde yer alan Simav ve güneydeki Kayabükü makaslama zonuna göre daha genç olup gerilme rejiminin ilerleyen dönemlerinde gelişmiştir (Işık ve diğ., 2003a; 2003b; 2004). Makaslama zonu yarı-sünümlü ve gevrek deformasyon özelliği sunar (Işık ve diğ., 2003b). Büyük Menderes makaslama zonu içerisinde K-KD yönelimli hareketler bu makaslama zonunun gelişimini temsil eden G-GB yönelimli deformasyon oluşumlarınınca üzerlenmiştir (Lips ve diğ., 2001; Bozkurt, 2001; Işık ve diğ., 2003b). Bozkurt (2001) bölgedeki kuzey yönelimli hareketleri bulduran deformasyon yapılarının sıkışma rejiminin ürünü olduğunu ve sonraki güney yönü temsil eden yapıların gerilme rejimi yapıları ile üzerlendiğini belirtir. Buna karşın Işık ve diğ. (2003 b) ve Seyitoğlu ve diğ. (2003) kuzey yönelimli yapılarında genişleme rejimine bağlı yapılar olduğu görüşündedir.

Masifin orta bölümünün kuzey kesiminde ise Alaşehir makaslama zonu ve bununla ilişkili Alaşehir sıyrılma fayı bulunmaktadır. Bölgedeki bu sıyrılma fayı farklı araştırmacılar tarafından değişik adlarla çalışılmıştır (Başçayır sıyrılma fayı: Emre ve Sözbilir, 1997; Çamköy sıyrılma fayı: Koçyiğit ve diğ., 1999; Kuzey sıyrılma fayı: Gessner ve diğ., 2001b, Ring ve diğ., 2003). Alaşehir sıyrılma fayı grabenin Neojen sedimanter kayalarından, deforme metamorfik ve magmatik kayalarından ayırır (Işık ve diğ., 2003a). Sıyrılma fayının taban bloğunu

oluşturan metamorfik ve granitoid kayaları genişleme rejimine bağlı iki farklı deformasyon özelliği sunmaktadır. Işık ve diğ. (2003a) bu kayalardaki sünümlü-gevrek deformasyon geçişini ayrıntılı olarak ortaya koymuştur. Gerek sünümlü gerekse gevrek deformasyon sonucu gelişmiş kayalardaki kinematik belirteçler hareketin yönünü K-KD yönelimli olduğunu gösterir (Hetzl ve diğ., 1995b; Koçyiğit ve diğ., 1999; Işık ve diğ., 2003a). Bazı çalışmalarda Alaşehir sıyrılma fayının yüzeyleme mekanizmasının "rolling-hinge modeline" uygun olduğu belirtilmiştir (Seyitoğlu ve Şen, 1998; Gessner ve diğ., 2001b; Seyitoğlu ve diğ., 2002).

Masifin en kuzeyinde bulunan Simav makaslama zonu ve bununla ilişkili sıyrılma fayı ilk kez Işık ve diğ. (1997) ve Işık ve Tekeli (1998; 1999; 2001) tarafından ortaya konulmuştur. Bu çalışmada ayrıntılı özellikleri sunulmaktadır.

Son dönemde Menderes masifinde arazi çalışmaları, mikrotektonik ve izotopik yaş analizleri değerlendirilmeleri sonucu, masifi etkileyen genişleme rejimi ile ilgili bazı modeller öne sürülmüştür. Bir grup araştırmacıya göre Menderes masifi, simetrik metamorfik çekirdek kompleks olarak yüzeylenmiştir (Ring ve diğ., 2003). Bazı çalışmalarda bu durum masifin orta kesimi için önerilmektedir (Hetzl ve diğ., 1995; Gessner ve diğ., 2001b). Buna karşın diğer grup araştırmacılar masifin yüzeylenmesinin asimetric geliştiği görüşünü savunur (Seyitoğlu ve diğ., 2003). Ring ve diğ. (2003) Menderes masifinin yüzeylenmesinin simetrik olduğu ancak yüzeylenmenin önce masifin güney ve kuzey kesimlerindeki Likya ve Simav sıyrılma fayları boyunca ardından yine simetrik olarak Büyük Menderes ve Alaşehir sıyrılma fayları boyunca gelişimini sürdürdüğü yönündedir. Seyitoğlu ve diğ. (2003) ise masifin yüzeylenmesini güney kesimde yer alan ana kırılma hattına (main breakway) bağlı olarak asimetric bir yüzeyleme mekanizmasını önermektedir. Bu modele göre genişleme rejimi güneyde Kale-Tavas havzasını da kontrol etmiş bir fay olarak başlamakta ve kuzeyde İzmir-Ankara zonuna kadar uzanmaktadır. Diğer bir ifade ile Simav sıyrılma fayı, Datça fayı ve Kale-Tavas havzasını kontrol eden fayın kuzey uzantısıdır. Masifin ilerleyen yüzeyleme aşaması

Büyük Menderes ve Alaşehir sıyrılma fayları ile kontrol edilmektedir (Işık ve diğ., 2003b; Seyitoğlu ve diğ., 2003).

### SONUÇLAR

İnceleme alanı içerisindeki kaya toplulukları değişen ölçülerde genişleme tektoniği etkileri taşır. Bu çalışma ile elde edilen verilere göre şu sonuçlara ulaşılmıştır:

a) Simav sıyrılma fayının alt bloğunu oluşturan kayalar genişleme rejimi içerisinde iki farklı deformasyon evresi sunar. Bunlar; sünümlü (milonitik) ve gevrek (kataklastik) deformasyon evreleridir.

b) Deformasyonun milonitleşme evresinde orta-yüksek dereceli metamorfiter, pegmatoyid ve grani-toyid intruzyonları değişen ölçülerde milonitleşmiştir. Milonitleşme protomilonit-milonit-ultramilonit aralığındadır. Milonitik foliyasyon ve lineasyon bu deformasyonun tipik yapısal elementleridir. Asimetrik porfiroklast, mika balığı, oblik rekristalizasyon, S-C ve-C mikro dokular milonitlerde tespit edilen yaygın kinematik belirteçlerdir. Bu asimetrik dokular üst-K-KD makaslama anlamı verir. Milonitlerdeki rekristalizasyon, yeni tane oluşumu ve minerallerin diğer deformasyon özellikleri makaslama zonunda orta-üst yeşilist fasiyesi metamorfizma koşullarını karakterize eder. Milonitleşmenin minimum yaşı Oligosen - Erken Miyosen'dir.

c) Gerilme rejiminin gevrek deformasyon özelliği sıyrılma ve yüksek açılı fayların oluşumu ile temsil olur. Simav sıyrılma fayının alt ve üst kesimlerinde yaygın gevrek deformasyon yapıları oluşmuştur. Kataklastik zon olarak tanımlanan kesimde milonitik kayalar kırılma, faylanma ve ufalanmanın eşlik ettiği breş/kataklasit oluşumları gözlenir.

d) Bölgede gevrek deformasyonun diğer bir aşamasını yüksek açılı faylar oluşturur. Çoğu yaklaşık BKB-DGD doğrultum bu faylar inceleme alanındaki diğer birimleri keser konumludur.

e) Simav makaslama zonu Menderes masifinin yüzeylemesinin kuzey kesimini kontrol eder. Buradaki yapısal ve mikro-tektonik özellikleri ile izotopik yaş verileri masifin asimetrik yüzeylemeye bağlı geliştiğini ortaya koymaktadır.

### KATKI BELİRTME

Yazar bu makaleyi yıllarca birlikte çalıştığı ve bilimsel çalışmalarına yön veren bugün aramızda olmayan Okan Tekeli'ye atfetmektedir. Bu çalışma Tübitak ve Ankara Üniversitesi tarafından desteklenmiştir. Yazar, ayrıca değerli görüş ve katkılarından dolayı Cemal Göncüoğlu, Ergun Gökten ve Gürol Seyitoğlu'na teşekkürlerini sunar.

### EXTENDED SUMMARY

The Menderes massif (MM), good example of metamorphic core complex formation, lies within western Turkey. The generally accepted view is that MM has a structure with core at the base and overlying cover unit. Precambrian-Cambrian (?) core consists of para gneiss, ortho gneiss, medium-high-grade schist, meta-granite and meta-gabbro in MM (Dora et al., 1995; Candan and Dora, 1998). Paleozoic-Early Tertiary cover unit is characterised by metasedimentary rocks including schist phyllite, quartzite and marble (Konak et al., 1987).

The study area extends from south of Simav town to the most northeast border of MM (Fig. 1). Simav detachment fault separates brittlely deformed hanging wall rocks from the mylonitic to non-mylonitic footwall rocks (Işık et al., 1997; Işık and Tekeli, 1998; 2001) (Fig. 2). Study area of footwall consist of medium-high-grade metamorphic rocks, pegmatite and igneous rocks. The oldest are banded gneiss, ortho gneiss biotite gneiss, schist and few amounts of amphibolites and marbles. Field relations and petrography of the metamorphic rocks show it to have been deformed and metamorphosed in the amphibolite facies, to sillimanite-K-feldspar grade in the study area. The metamorphic rocks are cut by pegmatitic rocks. These units are intruded by two Tertiary igneous bodies (Fig. 2, 3). One of them is Egrigöz granitoid and the other is Koyunoba granitoid, which includes granodiorite, quartz monzonite and granite, and lesser amounts of quartz diorite and diorite. All of these units are cut by younger dikes of variable composition.



The hanging wall of the study area is lithologically heterogeneous. These units, from structurally lowest to highest, consist of schist-marble unit and ophiolitic melange. Neogene sedimentary and volcanic rocks and Quaternary deposits expose in large areas and cover the older rocks (Fig. 2).

Within the Simav shear zone, the ductile and brittle deformations are superimposed upon medium-high-grade metamorphites, pegmatites and granitoid bodies. These rocks are mylonitized within the shear zone. Non-mylonitic rocks grade into protomylonite, mylonite, and locally ultramylonite with increasing strain in the footwall. The degree of mylonitization increases structurally upward in the footwall. The Simav shear zone range from a few to tens of meters. Near the detachment the mylonitic fabric is overprinted by brittle deformation.

The dominant structural feature of the study area of ductile (mylonitic) deformation is the pervasive sub-horizontal mylonitic foliation and gently plunging stretching lineation (Fig. 4). Foliations commonly strike NW to NE, dipping gently to moderately SW to NE, and less commonly SE - NW (Fig. 2). The lineation defined by stretched quartz, feldspar grains plus grain shape preferred orientations of mica, amphibole and kyanite, is generally remarkably systematic in orientation and shows a mean trend of approximately NE-SW, and plunge SW (Figs. 2, 4).

Quartz minerals in rocks of shear zone include undulose extinction, deformation bands, subgrains and recrystallized grains (Fig. 9). Deformation of quartz resulted in the development of either quartz ribbons or core-and-mantle structures. In core-and-mantle structure, an original old quartz grain is surrounded by a marginal zone consisting of subgrains and fine-grained aggregates of newly recrystallized grains. Deformation bands are usually high angles to ribbon boundaries. Within the ribbons, grains have lobate to smooth boundaries, and contain subgrains and new grains. Deformation behaviour of feldspars in the Simav shear zone is mostly brittle and lesser amounts ductile fashion (Fig. 10). Feldspars in relatively less intense ductile (mylonitic) deformation

are fractured and contain patch undulose extinction and deformation twins. Off sets along fractures, which are filled quartz and biotite, resulted in the formation of pull-apart structure. Large feldspar porphyroclasts surrounded by fine recrystallized grains, core-and-mantle structure, is very common in ortho gneissic mylonite. Muscovite and biotite in mylonites show preferred orientation parallel to the main foliation of the rock. They are mostly recrystallized or mechanically rotated minerals (Fig. 11). In weakly developed mylonites, minor undulose extinction and bending is common. With increasing mylonite intensity, biotite and grains are bended, kinked and sometimes folded in broad folds with strong undulose extinction. Detachment of mica layers along cleavage planes is observed. Garnet, staurolite, kyanite, sillimanite, hornblende, tourmaline, opaque minerals are usually highly fractured (Figs. 12, 13, 14, 15, 16). In some samples, garnet, staurolite and kyanite are disseminated and fragments are strung out along a horizon parallel to mylonitic foliation. Garnet is locally replaced by biotite, and staurolite and kyanite are replaced by muscovite. Kyanite is usually fractured along cleavage planes and shows very distinct undulose extinction (Fig. 14). Hornblende is usually fractured along cleavage planes, and shows patchy undulose extinction. With the formation of a mylonitic foliation, offset of the amphibole grains along fractures sometimes resulted in asymmetric porphyroclasts with a-structures. Retrograde reactions of amphibole to biotite are common. All of these minerals contain a biotite - and quartz-filled extensional fracture that is perpendicular to mylonitic foliation.

Microstructural features of these minerals in Simav shear zone constrain temperature during mylonitic fabric formation to between 250 0C and 500 0C. Therefore, the mylonitic fabric formed under greenschist - amphibolite facies-grade conditions (Fig. 22).

Several types of asymmetric microstructures described by asymmetric porphyroclasts, mica fish, S-C, and S-C fabric, oblique quartz grain-shape foliation and 'V'-pull-apart microstructures were used to

determine the sense of shear in the mylonitic rocks (e.g. Simpson and Schmid, 1983; Lister and Snoke, 1984; Simpson, 1986; Passchier and Trouw, 1996) (Fig. 6). In this study, thin sections from oriented specimens are cut parallel to the lineation and normal to the foliation, and following kinematic indicators are determined in the Simav shear zone.

Asymmetric porphyroclasts are proven to be useful shear sense indicators in the Simav shear zone. Porphyroclasts are comprised predominantly of feldspar, kyanite, garnet and staurolite, and lesser amounts of quartz, tourmaline, hornblende and polimineralic aggregates of feldspar, quartz,  $\pm$  biotite. They can be seen both in outcrop and thin section (Figs. 7, 17). Porphyroclasts often have narrow mantles and elongated tails of variable sized dynamically recrystallized quartz, feldspar and mica, which are similar to o-type porphyroclasts (e.g. Passchier and Simpson 1986) suggesting a sense of shear where upper levels moved up to the north-northeast (Fig. 17). In oblique quartz grain-shape foliation, long axes of recrystallized quartz grains and subgrains formation within quartz ribbons are oblique to boundaries of the quartz ribbons and are inclined in the direction of shear (Fig. 18). Mica fish are commonly seen either in mylonitic or ultramylonitic rocks. Biotite and muscovite fish are oriented with their (001) planes inclined 100-300 to the sub-horizontal mylonitic foliation (Fig. 19). Mica fish consistently give a top the north-northeast sense of shear. S-C, -C' fabric developed in many mylonitic rocks in the Simav shear zone (Fig. 19). S-planes are generally defined by quartz ribbons, mica, feldspar, kyanite, sillimanite, hornblende, and tourmaline porphyroclasts, while C-planes are defined by recrystallized quartz and mica, and re-oriented quartz ribbons mica and feldspar. C-planes are oblique to S-planes. Micas sometimes in the S-surfaces bend and curve into parallelism with the C-planes. C'-type shear band cleavage commonly seen in mylonitic mica schist-bearing garnet, staurolite and mylonitic gneiss-bearing kyanite and sillimanite in lower plate, are inclined at 18-250 to the mylonitic foliation. They have normal fault geometry and transect mylonitic foliation. These also indicate

top-to-the northeast sense of shear (Fig. 20). "V"-pull-apart-shaped extensional fractures, perpendicular to mylonitic foliation, filled with chlorite, biotite and quartz, in rigid porphyroclasts of feldspar, tourmaline, garnet, kyanite are common and suggest top-to-the northeast shear sense (Fig. 21).

Brittle deformation is superposed onto mylonitic rocks of the Simav shear zone, and resulted in the formation of cataclastic zone. The cataclastic zone in the study area describes an area effected by varying degrees of brittle deformation and alteration. It ranges from a few meters to tens of meters. The zone consists of fracturing, faulting, brecciated and alteration products (Figs. 23, 25). Angular and surrounded monomineralic and polimineralic rock fragments, ranging from a few millimetres to a few centimetres across, are found in fine-grained matrix of chlorite, epidote, calcite and opaque minerals. Simav detachment surface constitutes the uppermost part of the shear zone. Detachment surface was locally protected. Slickenlines on detachment surface are generally NE-SW-trending and consistent with shear sense of kinematic indicators in mylonites. High-angle normal faults accommodated predominantly down-slip motion, are consistently younger structures than Simav detachment fault, which are interpreted to be late stage of Tertiary extension tectonics in the study area. These faults show a WNW striking and listric-normal sense of motion (Fig. 24).

The most common alterations observed in study area are the alteration of biotite and garnet to chlorite, partial replacement of feldspar to sericite and calcite, and the replacement of hornblende to biotite and chlorite, and the replacement of kyanite to sericite.

The age of mylonitic deformation in Simav shear zone is constrained by isotopic ages from mylonitic rock of shear zone and Eğrigöz granitoid (Işık et al 2004). Syn-tectonic muscovite in mylonite and biotite in Eğrigöz granitoid have been analyzed using;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating technique; muscovite and biotite yielded plateau age of  $22.86 \pm 0.47$  Ma,  $20.19 \pm 0.2$  Ma, respectively. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite age of

22.86±0.47 Ma in gneissic mylonite represent the minimum ductile extensional deformation age in the northeastern part of Menderes massif. Biotite age illustrate that 20.19±0.28 Ma is cooling age of granitoids. These data demonstrate that ductile extensional deformation in NE part of Menders massif commenced during the Oligocene - Early Miocene (Işık et al. 2004).

in conclusion, this study displays formation of Simav shear zone during late orogenic Tertiary extension deformation. Detailed micro-tectonic analysis of rocks in the Simav shear zone show that two deformational events have been recorded. The first deformational event produced a variably developed mylonitic fabric, and second event was the formation of cataclastic zone and high-angle faults. Ductile (mylonitic) deformation is characterized by mylonite development vary from protomylonite to ultramylonite, pervasive mylonitic foliation several kinematic indicators (eg. asymmetric porphyroblast, S-C, -C fabric, biotite fish, oblique foliation), greenschist - amphibolite facies grade (250 - 500 °C) metamorphism

Brittle deformation clearly postdated mylonitization along the Simav detachment fault. Brittle deformation include cataclastic zone (fracturing, faulting various cataclastic rocks and alteration products), Simav detachment fault and high-angle faults. Isotopic ages suggest that ductile extensional deformation in the study area commenced before the early Miocene.

Recently, two models have been proposed for exhumation of Menderes massif. Ring et al. (2003) suggested that Menderes massif was exhumed as a symmetricly. However, Seyitoğlu et al. (2003) proposed that the Datça - Kale fault is a main breakaway fault that caused the exhumation of Menderes massif, and Simav detachment fault is evaluated as a northern continuation of Datça - Kale fault. Progressive exhumation stage of Menderes massif was controlled by Alaşehir and Büyük Menderes detachments in the Menderes massif (Işık et al., 2003b; Seyitoğlu et al., 2003). Structural, micro tectonic features and isotopic data indicate that Simav shear

zone was evaluated as a part of asymmetric exhumation of Menderes massif.

### DEĞİNİLEN BELGELER

- Akdeniz, N. and Konak, N., 1979. Simav-Emet-Tavşanlı-Dursunbey-Demirci yörelerinin jeolojisi. MTA Derleme No: 6547, 108 s (Yayınlanmamış).
- Barker, A.J., 1990. Introduction to metamorphic textures and microstructures. Blackie and Son Ltd., Glasgow, 162 p.
- Berthe, D., Choukroune, P. and Jegouzo, R., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- Blenkinsop, T.G. and Treloar, P.J., 1995. Geometry, classification and kinematics of S-C fabrics. *J. Struct. Geol.*, 17, 397-408.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif: an incipient metamorphic core complex in western Anatolia, Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 151, 213-216.
- Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Park, R.G., 1995. Geochemistry and tectonic significance of augen gneisses from the southern Menderes massif (west Turkey). *Geol. Mag.*, 132, 287-301.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1997a. Evolution of a mid-Tertiary extensional shear zone in the southern Menderes massif, western Turkey. *Bull. Soc. Geol. France*, 168(1), 3-14.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1997b. Microstructures of deformed grains in the augen gneiss of southern Menderes massif, western Turkey and their tectonic significance. *Geol. Rundsch.*, 86, 109-119.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1999. The structure of the Paleozoic schists in the southern Menderes Massif, western Turkey: a new approach to the origin of the Main Menderes metamorp-



## SİMAV MAKASLAMA ZONUNUN MİKRO-TEKTONİK ÖZELLİKLERİ

- hism and its relation to the Lycian Nappes. *Geodinamica Acta*, 12,25-42.
- Bozkurt, E., 2000. Timing of extension on the Büyük Menderes Graben, western Turkey, and its tectonic implications. Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds) *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 173,385-403.
- Bozkurt, E., 2001. Late Alpine evolution of the central Menderes Massif, western Turkey. *Int. J. Earth Sciences*, 89, 728-744.
- Candan, O. and Dora, Ö.O., 1998. Menderes masifi'nde granülit, eklojit ve mavişist kalıntıları: Pan-Afrikan ve Tersiyer metamorfik evrimine bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 41(1), 1-35.
- Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes; an overview. Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (eds), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*. Geol. Soc. Am. Mem., 153,7-31.
- Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (eds), 1980. Cordilleran metamorphic complexes, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 153,400 pp.
- Çağlayan, M.A., Öztürk, E.M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U., 1980. Menderes masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum. *Jeoloji Mühendisliği*, 10, 9-19.
- Davis, G.H., 1980. Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona. Crittenden, M.D., Coney, P.J. and Davis, G.H. (eds), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes*. Geol. Soc. Am. Mem., 153, 35-77.
- Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension: perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 218, 133-159.
- Davis, G.H. and Reynolds, S.J., 1996. *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley & Sons, USA, 776 pp.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiple and continuum tectonics in a convergent zone. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 90, 84-92,
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7,1123-1139.
- Dora, Ö.O., Kun, N. and Candan, O., 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 2, 102-115.
- Dora, Ö.O., Candan, O., Dürr, S. and Oberhansli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes massif. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 1, 53-72.
- Emre, T. and Sözbilir, H., 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes grabens, western Anatolia. *I.E.S.C.A., Proceedings*, 1, 73-93.
- Erdoğan, B., 1992. Problem of core-mantle boundary of Menderes massif. *I.S.E.M.G., Geosund*, 20, 314-315.
- Gessner, K., Piazzola, S., Güngör, T., Ring, U., Kröner, A. and Passchier, C.W., 2001a. Tectonic significance of deformation patterns in granitoid rocks of the Menderes nappes, Anatolide belt, southwest Turkey. *International Journal of Earth Sciences* 89, 766-780.
- Gessner, K., Ring, U., Johnson, C., Hetzel R., Passchier, C. W. and Güngör, T., 2001b. An active bivergent rolling-hinge detachment system: Central Menderes metamorphic core complex in western Turkey. *Geology* 29, 611-614.
- Güleç, T.S., 1991. Crust - mantle interaction in western Turkey: Implications from Sr and Nd isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary volcanics. *Geological Magazine*, 128, 417-435.
- Hanmer, S.K. and Passchier, C., 1991. Shear sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 90,1-71.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U. and Dora Ö.O., 1995a. Bivergent extension in orogeni

- belts: The Menderes massif (southwestern Turkey). *Geology*, 23, 455-458.
- Hetzel, R. Ring, U., Akal, C. and Troesch, M., 1995b. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 152, 639-654.
- Hetzel, R. and Reischmann, T., 1996. Intrusion age of Pan-African augen gneisses in the southern Menderes massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geol. Mag.*, 133, 565-572.
- Hetzel, R. Ramer, R.L., Candan, O. and Passchier, C.W., 1998. Geology of Bozdag area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geol. Rundsch.*, 87, 394-406.
- Hippertt, J.F.M., 1993. 'V'-pull-apart microstructures: a new shear-sense indicator. *J. Struct. Geol.*, 15, 261-277.
- Hippertt, J.F.M., 1998. Breakdown of feldspar volume grain and lateral mass transfer during mylonitization of granitoid in a low metamorphic grade shear zone. *J. Struct. Geol.*, 20(2/3); 175-193.
- Hörz, F., 1970. Static and dynamic origin of kink bands in micas. *J. Geophys. Research.*, 75, 965-977.
- Işık, V., Tekeli, O. and Çemen, L., 1997. Mylonitic fabric development along a detachment surface in northern Menderes massif, western Anatolia, Turkey. *Geol Soc Ara., Annual Meeting, Abstracts with programs* 29, A-220.
- Işık, V. and Tekeli, O., 1998. Structure of lower plate rocks in metamorphic core complex: northern Menderes Massif, western Turkey. *Abstracts, Third Int Turkish Geol Symp. Ankara, Abstr. P.* 268.
- Işık, V. and Tekeli, O., 1999. Microstructure of deformed grains in the granitic mylonites of lower plate: northern Menderes massif, western Turkey. *EUG 10, J. Conference Abstracts*, 4 (1), 730.
- Işık, V. and Tekeli, O., 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): Evidences for metamorphic core complex formation. *Int. J. Earth Sci.* 89, 757-765.
- Işık, V., Çemen, İ., Tekeli, O. and Seyitoğlu, G. 2001. Ductile-brittle transition in Salihli granitoid below the Karadut detachment surface, Menderes massif, Western Turkey. *4th Int. Turkish Geology Sym., CU, Adana, Turkey*, p. 213
- Işık, V., Çemen İ. and Seyitoğlu, G. 2002. Ductile-brittle transition along the Alaşehir and Simav shear zones and their structural relationships, Menderes massif, western Turkey. *GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs, Denver, USA, v.34, no.79-13*, p. 179
- Işık, V., Seyitoğlu, G. and Çemen, İ. 2003a. Ductile-brittle transition along the Alaşehir shear zone and its structural relationship with the Simav detachment, Menderes massif, western Turkey. *Tectonophysics* 374, 1-18.
- Işık, V., Seyitoğlu, G. and Çemen, L., 2003b. Extensional structures of the Menderes core complex, western Turkey. *GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs, Seattle, USA, v.35*, p.27-28.
- Işık, V., Tekeli, O. and Seyitoğlu, G., 2004. The 40-Ar/39Ar age of extensional ductile deformation and granitoid intrusions in the northern Menderes core complex: Implications for the initiation of extensional tectonics in western Turkey. *Journal of Asian Earth Science* 23, 555-566.
- Jackson, J. A. and Mc Kenzie, D., 1988. The relationship between plate motions and seismic moment tensors and rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East. *Geophysical Journal*, 93, 45-73.
- Jolivet, L., Faccenna, C, D'agostma, N., Fournier, M. and Worrall, D., 1999. The kinematics of back-arc basins, examples from the Tyrrhenian, Aegean and Japan Seas. *MAC Niocaill*,

- C, Ryan, P.D. (Eds). Continental Tectonics. Journal of the Geological Society, London, Special Publication 164, 21-53.
- Kanaori, Y., Kawakami, S. and Yairi, K., 1991. Microstructure of deformed biotite defining foliation in cataclastic zones in granite, central Japan. *J. Struct. Geol.* 13(7), 777-785.
- Kerrich, R., Allison, I., Barnett, R.L., Mass, S. and Starkey, J., 1980. Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 221-242.
- Koçyiğit, A., Yusufoğlu, H. and Buzkurt, E., 1999. Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 156, 605-616.
- Konak, N., 1982. Simav dolayının jeolojisi ve metamorf kayaçlarının evrimi. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri Dergisi, 3, 313-337.
- Konak, N., Akdeniz, N. and Öztürk, E.M., 1987. Geology of the south of Menderes massif, correlation of Variscan and pre-Variscan events of the Alpine Mediterranean Mountain Belt (Guide book for the field excursion along western Anatolia, Turkey) IFCP Project No. 5,42-53.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 69, 1-42.
- Le Pichon, X. and Angelier, J., 1981. The Aegean sea. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 300; 357-372.
- Lips, A.L.W., Cassard, D., Sozbilir, H. and Yilmaz, H., 2001. Multistage exhumation of the Menderes Massif, western Anatolia (Turkey). *Int. J. EarthSci.* 89, 781-792.
- Lister, G.S., Banga, G. and Feensta, A., 1984. Metamorphic core complexes of Cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology*, 12, 221-225.
- Lister, G.S. and Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *J. Struct. Geol.* 6, 617-638.
- Lister, G.S. and Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary Continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, 11,65-94.
- Loos, S. and Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *J. Geol. Soc. London*, 156, 1021-1030.
- Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts: insights from the Basin and Range and the Late Paleozoic Variscan belt. *Tectonics*, 12, 1115-1130.
- Marshall, D.B. and Wilson, C.J.L., 1976. Recrystallization and peristerit formation in albite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 55-69.
- Mc Kenzie, D., 1978. Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt: The Aegean sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society*, 55, 217-254.
- Miller, E.L., Gans, P.B. and Garing, J., 1983. The Snake Range decollement: an exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition, *Tectonics*, 2, 239-264.
- Okay, I. A. and Satir, M., 2000. Coeval plutonism and metamorphism in a latest Oligocene metamorphic core complex in northwest Turkey. *Geological Magazine* 137, 495-516.
- Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *J. Struct. Geol.*, 8, 831-844.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 289 pp.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspar from a major crustal thrust zone: the Grenville front,



- Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.*, 15, 21-36.
- Ring, U., Gessner, K., Güngör, T. and Passchier, C.W., 1999. The Menderes massif of western Turkey and the Cycladic massif in the Aegean-do they really correlate? *J. Geol. Soc. London*, 156, 3-6.
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. and Gessner, K., 2003. Tectonic denudation of a Late Cretaceous-Tertiary collisional belt-regionally symmetric cooling patterns and their relation to extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geological Magazine* 140, 1-21.
- Sarıca, N., 2000. The plio-Pleistocene age of Büyük Menderes and Gediz grabens and their tectonic significance on N-S extensional tectonics in West Anatolia: mammalian evidence from the continental deposits. *Geol. J.*, 35, 1-24.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.* 128, 155-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1992. Late Cenozoic volcanic evolution of the NE Aegean region. *J. Volc. Geotherm. Res.* 54, 157-176.
- Seyitoğlu, G., Scott, B.C. and Rundle, C.C., 1992. Timing of Cenozoic extensional tectonics in west Turkey. *J. Geol. Soc. London*, 149, 533-538.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B.C., 1996. The cause of N-S extensional tectonics in western Turkey: tectonic escape vs. back-arc spreading vs. orogenic collapse. *J. Geodynamics*, 22, 145-153.
- Seyitoğlu, G., 1997. The Simav graben: an example of young E-W trending structures in the late Cenozoic extensional system of western Turkey. *Turkish J. Earth Sci.*, 6, 135-141.
- Seyitoğlu, G., Anderson, D., Nowell, G. and Scott, B.C., 1997. The evolution from Miocene potassic to Quaternary sodic magmatism in western Turkey: implications for enrichment processes in the lithospheric mantle. *J. Volc. Geotherm. Res.* 76, 127-147.
- Seyitoğlu, G. and Şen, Ş., 1998. The contribution of first magnetostratigraphical data from E-W trending grabens fill to the style of late Cenozoic extensional tectonics in western Turkey. *Third Int Turkish Geol Symp. Abstracts*, 188.
- Seyitoğlu, G., Çemen, İ. and Tekeli, O., 2000. Extensional folding in the Alaşehir (Gediz) graben, Western Turkey; *Journal of Geological Society of London*, 157, 1097-1100.
- Seyitoğlu, G., Tekeli, O., Çemen, İ., Şen, Ş. and Işık, V., 2002. The role of flexural/rolling hinge model on the tectonic evolution of Alaşehir graben, western Turkey. *Geological Magazine*, 139, 15-26.
- Seyitoğlu, G., Çemen İ., Işık, V. and Catlos, E.J., 2003. Late Cenozoic exhumation processes of Menderes massif and related extensional basin formation in western Turkey. *GSA, Annual Meeting Abstracts with Programs*, Seattle, USA, v.35, p. 27.
- Simpson, C. and Schmid, S.M., 1983. An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, 1281-1288.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7, 503-511.
- Simpson, C., 1986. Determination of movement sense in mylonites. *J. Geol. Education*, 34, 246-261.
- Smith, J.V. and Brown, W.L., 1988. *Feldspar minerals*, vol 1. Springer, Berlin Heidelberg.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian Transform Fault: its age, offset and tectonic significance. *J. Geol. Soc. London*, 13, 269-282.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye'nin Neotektoniğinin Esasları. *Türkiye Jeol. Kurumu Konferanslar Dizisi*:2, Ankara, 40 s.
- Şengör, A.M.C., 1982. Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler. *Batı Anadolu'nun Genç Tektoniği ve Volkanizması Paneli, Türkiye Jeoloji Kurultayı*; 59-71.

- Şengör, A.M.C., Satır, M. and Akkök R., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, 3, 693-707.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, E., 1985. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation: Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. in: Biddle, K.T. and Christie-Blick, N. (eds). *Strike-slip Faulting and Basin Formation*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogist Spec. Publ., 37, 277-264.
- Şengör, A.M.C., 1987. Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. In: Coward, M.P., Dewey, J.F. and Hancock, P.L. (eds). *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 575-589.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B. and Brix, M.R., 1998. Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology* 26, 259-262.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallization of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13, 238-241.
- Tullis, J. and Yund, R.A., 1987. Transition from cataclastic flow to dislocation creep of feldspar: mechanism and microstructures. *Geology*, 15, 606-609.
- Ünay, E. and de Bruijn, H., 1998. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO*, 60, 431-466.
- Verge, N.J., 1993. Oligo-Miocene orogenic collapse tectonics in western Anatolia and the extensional exhumation of the Menderes Massif metamorphic-core-complex. in: Seranne, M. and Malavielle, J. (eds). *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*. Documents des Bureau de Resherches Geologique et Minieres, France, 219,202.
- Vernon, R.H., 1976. *Metamorphic Processes; Reactions and Microstructure Development*. George Allen&Unwin Ltd., Australia, 247 pp.
- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending in an extending orogen, *Nature*, 291, 645-648.
- White, S.H., 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 287-304.
- Wilson, C.J.L., 1973. The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, 39-81.
- Yılmaz, Y., 1990. Comparison of young volcanic associations of western and eastern Anatolia formed under a compressional regime: a review. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 44, 69-77.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.Ç., Gürer, E., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A., 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? in: Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D. (eds). *Tectonism and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 173, 353-384.
- Yılmaz, Y. and Karacık, Z., 2001. Geology of the northern side of the Gulf of Edremit and its tectonic significance for the development of the Aegean grabens. *Geodinamica Acta*, 14, 31-43.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş.Ç., Karacık, Z. and Altunkaynak, Ş., 2001. Two contrasting magmatic associations of NW Anatolia and their tectonic significance. *J. Jeodynamics*, 31, 243-271.

Makale Geliş Tarihi : 25. 02. 2003

Kabul Tarihi : 01. 03. 2004

*Received : February 25, 2003*

*Accepted : March 1, 2004*