

MAKASLAMA BANDI YAPRAKLANMASININ YÖNLENMESİ İLE MİLONİTLERDE MAKASLAMA YÖNÜNÜN TAYINI: KEBAN KARIŞIĞINDAN ARAZİ KANITI

Gültekin SAVCI*

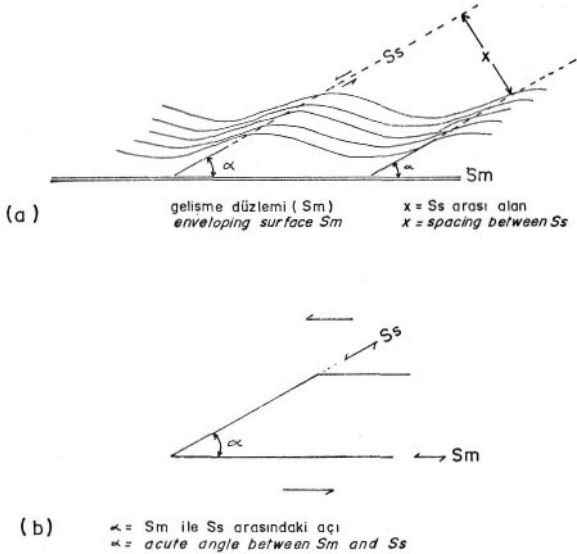
ÖZ— Alpin-Himalaya orojenik kuşağı, Bitlis suture zonunun, kuzeydoğu kısmının yapısal özellikleri yoğun iç deformasyonlar gösterir. Değişken litoloji ve Keban karmaşığında çoğunlukla bulunan yüksek gerilme zonlarının mikrostrüktürel özellikleri milonitik tekstürü karakterize ederler. Keban karmaşığı Neo-Tetis'in kuzey kolunun eski kıta kenarı çökel sıralanımında oluşmuştur. Makaslama bant yapraklanmalarının takımları, kuvvetlice yapraklanmış fillitik psammitlerden oluşan milonit zonlarında tek tek meydana gelir, iki iyi tanımlanmış mikroskobik kriter, göz strüktürlerinin kuyruk kısımları ve nispeten deforme olmamış merceksi agregalar arasında oluşmuş daha küçük ölçekli makaslama zonları, Keban karmaşığının litolojik olarak homojen olmayan gevrek-plastik bir makaslama zonundaki makaslama akla getirmektedir. Makaslama zonunun ağıs kısmından bu yöle belirlenen makaslama yönü, aynı makaslama zonundaki makaslama bantı yapraklanmasının yönlenmesine uygulanır. Strüktürlerin bu mikroskobik değerlendirilmeleri, deneysel çalışmalara dayalı olarak daha önceki araştırmalarda önerildiği gibi makaslama yönünde makaslama bantı yapraklanması ve milonitik yapraklanma noktaları arasındaki dar açı fikrini kuvvetlendirmektedir. Böylece, milonitlerdeki makaslama bantı yapraklanmasının yönlenmesini kullanarak arazide makaslama düşüncesinde karar kılınması öncülmüştür.

GiRiŞ

Makaslama bantı strüktürlerinin önemi plastik makaslama zonlarına ait son araştırmalarda gittikçe daha çok kabul edilmeye başlanmıştır (örneğin, Cobbold, 1977 *a,b*; Platt ve Vissers, 1980; White ve diğerleri, 1980; Simpson ve Schmid, 1983). Makaslama bantı yapraklanması çoğunlukla milonitlerde bulunan bir mikrostrüktürdür. Küçük ölçekli bir açık büklüm dilinimidir ve düşük bir açıda (tipik olarak 45° den daha az), ortalama tane şekli fabriği tarafından belirlenen daha eski yapraklanmanın (milonitik yapraklanmanın) saran yüzeyine doğru meydana gelir (Şek. 1) (Platt, 1979; Platt ve Vissers, 1980; White, 1979; White ve diğerleri, 1980; Gapais ve White, 1982). Makaslama bantı yapraklanması son birkaç yıl içinde yoğun olarak pelitik milonitlerde (fillonitlerde) (Sibson, 1977; Bell, 1978; Platt, 1979; White, 1979; White ve diğerleri, 1980), fillitlerde (Platt ve Vissers, 1980), kuvars milonitte (Berthe ve diğerleri, 1979 *b*; Gapais ve White, 1982) ve kuvarsfeldispatik milonitte (Gapais, 1979; Simpson, 1984) araştırılmıştır. White (1979) metallerin yüksek gerilme deformasyonu konusunda yaptığı deneysel çalışmaların ışığında, makaslama bantı yapraklanmalarının arazi ve mikrostrüktür gözlemlerini tartışmış ve yapraklanmanın, metallerin yüksek gerilme deformasyonu sırasında, özellikle yuvarlanma sırasında oluşan makaslama bantlarına benzediği sonucuna varmıştır. Fransa'da Bretanya'nın Hersiniyen kuşağından alınan kuvars milonit için bantlar arasındaki aralık Gapais ve White (1982) tarafından takriben 280 milimikron olarak gözlenmiştir; bantların genişliğini ise takriben 600 milimikron olarak ölçmüşlerdir, Platt ve Vissers (1980), Fransız Penninik Alplerindeki Vanoise masifinden alınan fillitik milonit için bantlar arası aralığı 2-20 cm ölçmüşlerdir. Berthe ve diğerleri (1980) ile Gapais ve White'a (1982) göre makaslama bantları milonitik yapraklanmayı üreten aynı deformasyonun son evresi sırasında gelişirler. Makaslama bantlarının, kaya zorla yüklenme gerilme derecesinde homojen olarak büyük kısım deformasyona uymaya muktedir olduğu zaman, nispeten düşük sıcaklıklarda geliştiğine inanılmaktadır; böylece büyük kısım deformasyon makaslama bantlardaki deformasyon tarafından uygun hale getirilir (Gapais ve White,

* Department of Geology, University of Houston, Houston, ABD.

1982, s. 13); buna benzer bir açıklama da diğer araştırmacılar tarafından getirilmiştir (örneğin, Berthe ve diğerleri, 1979 a,b; Platt, 1979; VWhite, 1979; Platt ve Vissers, 1980; VWhite ve diğerleri, 1980; Passchier, 1982; Simpson, 1984).



Şek. 1 - a - Makaslama bandı yapraklanmasının geometrisi (Platt ve Vissers, 1980, Şek. 9 dan değiştirilerek); b - Makaslama bandı yapraklanması (S_s ve milonitik yapraklanma (S_m) arasındaki dar açı makaslama yönünü işaret eder (veriler White ve diğerleri (1980), Simpson ve Schmid'ten (1983) derlenmiştir).

Platt (1979), Platt ve Vissers (1980) ve Passchier (1982) milonitlerde bulunan makaslama bandı yapraklanmasını «genişleme büklüm dilinimi» olarak düşünmüşlerdir. Platt ve Vissers (1980, s. 397) genişleme büklüm dilinimi «yapraklanmadaki çok açık mikrokıvrımların kolları boyunca küçük ölçekli plastik makaslama bant takımları» olarak tanımlamıştır. Makaslama bantlarındaki hareket düşüncesi, daha eski yapraklanma boyunca bir uzantı bileşenine sebep olmak gibidir.

Makaslama bantlarının iki takımı genellikle düşük bir açıda (45° den daha az) milonitik yapraklanmaya gelişir (Platt ve Vissers, 1980; White ve diğerleri, 1980). White ve diğerleri (1980, s. 178 ve 186) deneyel çalışmaların ışığında, bir milonitik kayada sadece bir makaslama bandı oluşursa makaslama bandı yapraklanması ve milonitik yapraklanma arasındaki dar açının daima makaslama yönünde işaret edeceğini önermişlerdir. Benzer sonuçlar Simpson ve Schmid (1983) tarafından da alınmıştır. Platt ve Vissers (1980, s. 407-410) makaslama bandı yapraklanmalarının iki takımının simetrik ortak eksenli ilerleyen bir deformasyon sonucunda oluşabileceğini ileri sürerler. Ayrıca makaslama

bantlarının tek bir takımının muhtemelen asimetrik ortak eksenli veya ortak eksenli olmayan ilerleyen deformasyonların bir sonucu olarak geliştiğine de işaret ederler. Azar azar artan gerilmenin başlıca yönlerinin, ilerleyen deformasyonun her anındaki toplam gerilmenin başlıca yönlerine paralel olduğu, ortak eksenli bir ilerleyen deformasyona maruz kalan bir milonitik yapraklanmalı milonitik kayanın küçük bir köşesini gözden geçirelim (Şek. 2a ve b): İlerleyen deformasyonda, başlıca azar azar artan gerilme ve toplam genime başlıca uzamalar tarafından belirlenir (yani S_1 : azar a/ar artan uzamanın başlıca yönleri, S_2 : toplam uzamanın başlıca yönleri) (Means, 1976, s. 226). Maksimum azar azar artan uzamanın yönünün (S_1) ve maksimum toplam uzamanın yönünün (S_2) ikisinin birden her an milonitik yapraklanmaya paralel olduğu, simetrik ortak eksenli ilerleyen deformasyon durumunda, makaslama bantlarının iki birleşik takımı, Platt ve Vissers (1980) tarafından belirtildiği gibi, düşük bir açıda (45° veya daha az) mevcut olma öncesi milonitik yapraklanmaya başlayabilir (Şek. 2a). Ortak eksenli bir deformasyonun her anında azar azar artan ve toplam gerilme elipslerinin (veya elipsoidlerinin) eksenleri birbirine uyar (Şek. 2a ve b). Bu nedenle, simetrik ortak eksenli ilerleyen deformasyon sırasında makaslama bantlarının her iki takımının, maksimum başlıca uzamaların yönüne (S_1 ve S_2) ve aynı derecede milonitik yapraklanmaya (S_m) doğru döneceği ve bunların tüm bu ilerleyen deformasyon tarihçesi boyunca aktif kalacağı aklı gelecektir. Platt ve Vissers (1980, s. 407) her iki takımın eş zamanlı aktivitesinin güç olacağını, bunların muhtemelen birbiri ardına veya değişik ölçeklerde aktif olacağını iddia ederler.

Maksimum azar azar artan uzamanın yönünün (S_1) ve maksimum toplam uzamanın yönünün (S_2) her ikisinin de milonitik yapraklanmaya (S_m) oblik olduğu bir asimetrik ortak eksenli ilerleyen deformasyon sırasında, milonitik yapraklanmaya uyumlu asimetrik makaslama bantlarının iki takımı oluşabilir (Platt ve Vissers, 1980; Şek. 2b). Şekil 2b de, makaslama bantlarının ilk takımı ve milonitik yapraklanma arasındaki dar açının, ikinci takım ve milonitik yapraklanma arasındaki dar açından daha büyük olduğu görülmektedir. Ortak eksenli ilerleyen deformasyonu birlikte, bu makaslama bandı yapraklanmaları maksimum başlıca uzamaların yönüne (S_1 ve S_2) doğru aynı derecede dönecektir. Makaslama bantları (Şek. 2b de hem 1 hem 2) ve milonitik yapraklanma arasındaki dar açı dönmeyle birlikte azalır, önce ikinci takım milonitik yapraklanmaya paralel olur. Bu anda, ikinci takım muhtemelen aktif olmamaya başlayacaktır, çünkü bu milonitik yapraklanmada bir ters atım yönünü gerektirir (Platt ve Vissers, 1980). Makaslama bantlarının ilk takımı böylece makaslama bantlarının tek bir takımı olarak aktif kalır.

Azar azar artan uzamanın başlıca yönlerinin (S_1) ilerleyen deformasyonun herhangi bir anında toplam uzamanın başlıca yönlerine (S_2) paralel olmadığı bir ortak eksenli olmayan ilerleyen deformasyon örneği Şekil 2c de gösterilmiştir. Ortak eksenli olmayan ilerleyen deformasyonun her anında azar azar artan ve toplam gerilme elipslerinin (veya elipsoidlerinin) eksenleri birbirine uymaz. Böylece ortak eksenli olmayan ilerleyen deformasyonun her anında makaslama bantlarının iki birleşik takımı maksimum azar azar artan uzamanın yönüne (S_1) doğru farklı derecede döneceklerdir. Bu durumda, basit makaslamanın (S_3) e yaslaşmayla paralel olarak birleşen S_m ye paralel olduğu varsayılır (Şek. 2c). Şekil 2c de gösterilen makaslama bantlarının ikinci takımı biriciden daha büyük derecede dönecektir. Daha hızlı dönen ikinci makaslama bandı, milonitik yapraklanmaya hemen hemen paralel olan noktaya ulaştığı zaman aktif olmamaya başlayacaktır. İlerleyen deformasyona maruz kalan tüm kaya gövdesini ifade eden aynı makaslama yönü düşüncesinde ilk takım hâkim olur ve aktif kalır (Platt ve Vissers, 1980).

KEBAN METAMORFİK KARMAŞIĞININ JEOLJISININ ANA HATLARI

Keban metamorfiteeri karmaşık bir şekilde deforme olmuştur ve Doğu Türkiye'deki Alpin-Himalaya orojenik kuşağının Bitlis suture zone içinde en kuzeydeki yapısal dilimini oluşturur. Bunlar tektonik olarak kuzeyde Mesozoyik yaşlı Munzur kireçtaşı ve Ovacık biriminin Mestrihtiyen yaşlı ofiyolitleriyle (özgül ve diğerleri, 1978), güneyde ise Kampaniyen-Mestrihtiyen yaşlı Elazığ volkanik ada yayı karmaşığı ile arakatlıdır (Hempton ve Savcı, 1982). Keban metamorfik karmaşığında üç ana litolojik birim ayrılanmıştır. Bu birimler arasındaki dokanaların hepsi kıvrımlı bindirmelerdir (Şek. 3b) veya Ramsay'ın (1980) düşüncesiyle gevrek-plastik makaslama zonlarıdır.

Mermer birimi kayanın % 95-98 ini kapsayan kalsit kristallerinden meydana gelmiştir. Kalsit kristalleri arasında bazı muskovit (% 1-2) ve epidot (% 2-3) kristalleri bulunur. Mermer birimi Pertek bölgesi çevresinde yersel olarak 1-50 m kalınlıkta amfibolit aratabakaları gösterir (Perinçek, 1979).

Fillitik psammitler 1-20 cm kalınlıktaki kalkışit tabakalarıyla yaygın olarak aralanmalıdır. Fillitik psammit koyu gri renkli, ince taneli ve % 75-80 kuvars, % 10-15 muskovit-serisit, % 5 demiroksit, % 4 klorit, % 4 kalsit, % 2 epidot ve çok az grafit ve plajiyoklastan oluşan bir kayadır. Kalkışit aratabakalı % 40-45 kalsit, % 25-30 kuvars, % 10-15 muskovit-serisit, % 10 demiroksit, % 5 klorit ve çok az plajiyoklast feldispatlarından meydana gelmiştir. Yapısal olarak en yüksek metamorfik birim kireçtaşlarından ibarettir ve mineral bileşimi: % 85-95 kalsit, % 2-5 demiroksit, % 3 kuvars, % 2 plajiyoklast, % 2-3 epidot ve çok az muskovit şeklindedir.

Bu eski kıta kenarı çökel sıralanımı Paleozoyik (?) ve Triyas arasında oluşmuştur (Kipman, 1981) ve Jurasikten Alt Kretaseye kadar düşük dereceli yeşil şist metamorfizmasına maruz kalmıştır (Savcı, 1983). Bunlar geç Kretasede sokulan hipabisal siyenit porfirler tarafından kesilmişlerdir. Keban metamorfiteerinde en azından iki nüfuz edici deformasyon evresi belgelenmiştir. Ayrıca bir de nüfuz edici olmayan deformasyonun kanıtı vardır. Keban metamorfik karmaşığının jeolojik yerleşimi ve tektonik tarihçesinin daha ayrıntılı tanımlaması için okuyucu Savcı'ya (1983) başvurabilir.

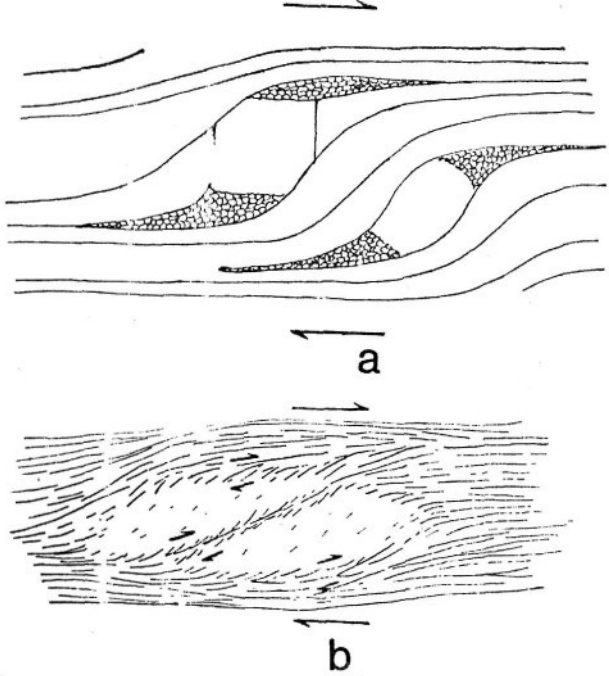
SEÇİLMİŞ MİLONİTLERİN MİNERALJİSİ VE MİKROSTRÜKTÜRLERİ

Aşağıda verilen fay kayalarının tanımlamaları gevrek-plastik makaslama zonunun plastik deformasyonla ilgili kısımlarındandır. Şekil 4, bu kuzeydoğu gidişli ve güneydoğuya eğimli, birkaç litolojisi (yani fillitik psammit, kalkışit ve kireçtaşı) içeren gevrek-plastik makaslama zonunun şematik haritası ve enine kesitteki görünümüdür.

Gevrek-plastik makaslama zonunda oluşan milonitik kütle (Şek. 4), zonda kuzeybatıdan güneydoğuya doğru 15 m içinde kendi tekstüründeki bir ilerleyen değişikliği gösterir. Kuzeybatıya doğru milonitik kayalar daha ince taneli olmaya başlar. Sıralanımın bu şekilde gelişmesindeki evre Şekil 4, 5 ve 7 de gösterilmiştir.

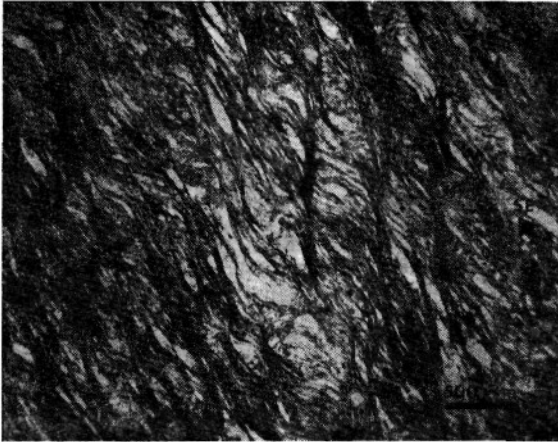
Tanımlanacak ilk örnek Keban metamorfik karmaşığının yüksek derecede gerilmeli kalkışitleridir. Bunlar % 40-50 kuvars, % 20 muskovit-serisit-klorit ve % 20-30 kalsitten meydana gelmişlerdir. Kalsit genellikle merceksi, 1.5 cm ye varan agregalar şeklinde oluşmuştur. Makaslanmış, yapraklanmış, kalsit-kuvars-mika-kloritçe zengin malzeme, makaslanmamış kalsitten mercekleri sararak Simpson'un (1983) düşündüğü şekilde ağıs bir makaslama zonunu belirler (Şek. 4b ve 5). Kuvars, muskovit, serisit ve klorit tanelerinin ortalama tercihi boyutsal yönelmeleri milonitik bir yapraklanmayı belirler. Simpson ve Schmid (1983, s. 1282-1283), eğer imbib şekilli tanelerin (göz-

lerin) kuyrukları, gözlü malzeme olarak aynı bileşimdeki ince taneli malzemeyi kapsarsa, bunların makaslama yönünü belirlemede kullanılabileceğini göstermişlerdir. Bu kuyrukların makaslama yönünde yapraklanma düzlemi boyunca uzandığına da değinmişlerdir (Şek. 6a). Bu ağsı makaslama zonunda kalsit gözlerinin kuyrukları çok ince taneli kalsit kristallerinden meydana gelmiştir. Bundan başka kalsitten mercerler arasında, kalsitten mercerleri ve gözlerini saran milonitik yapraklanma tarafından belirlenen, ana makaslama zonuna doğru düşük bir açıda (30° - 35°) daha küçük ölçekte makaslama zonları da sık sık meydana gelir. Şekil 5 te gösterildiği gibi, kalsitten mercerler arasındaki bu küçük ölçekli makaslama zonundaki yer değiştirmeyi güneydoğu üzeri kuzeybatı olarak düşünebiliriz. Simpson (1983, s. 63) bir ağsı makaslama zonunda, nispeten deforme olmamış mercerler arasındaki küçük makaslama zonları için mercerleri saran ana makaslama zonları olarak aynı yer değiştirmenin düşünüleceğini göstermiştir (Şek. 6b). Yukarıda değinilen kriterleri, yani göz strüktürlerinin asimetrisini (Şek. 6a) ve nispeten deforme olmamış mercerler arasında oluşmuş küçük makaslama zonlarındaki makaslama yönünü (Şek. 6b) kullanarak yine güneydoğu üzeri kuzeybatı olarak belirlenen makaslama yönünü düşünebiliriz (Şek. 5).



Şek. 6 - a - Makaslama yönünde yapraklanma düzlemi boyunca uzanan imbib şeklinde gözlerin kuyrukları (Simpson ve Schmid, 1983, Şek. 4 ten alınmıştır); b - Mercer şekilli agregaları çevreleyen ana makaslama zonları ile nispeten deforme olmamış agregalar arasındaki küçük plastik makaslama zonu (Simpson, 1983, Şek. 2a dan alınmıştır), aynı kaymayı geçirmiştir.

Tanımlanacak ikinci örnek Keban metamorfik karmaşığının fillitik psammitik bir milonilitidir. Bu % 75-85 kuvars, % 10-15 muskovit-serisit-klorit, % 5 feldispat, % 1-5 demiroksit ve yaklaşık % 1 epidottan oluşmuştur. Bu kuvvetlice yapraklanmış milonitlerdeki kuvars, feldispat, muskovit, serisit ve epidot tane veya kümelerinin tercihli boyutsal yönelmeleri iyi gelişmiş bir milonitik yapraklanmayı belirler (Sm) (Şek. 7). Bu kaya Şekil 7 de görüldüğü gibi, milonitik yapraklanmayla ilgili yaklaşık 30° oblik bir makaslama bandı yapraklanması (Ss) gösterir. Makaslama bandı yapraklanması genellikle mikaların tercihli mineral yönelmesiyle belirlenir. Bir makaslama bandından etkilendiği yerde milonitik yapraklanma, makaslama bandı siniriyle paralellik göstererek uzanır (Şek. 7). Bantların arasındaki aralık 100-780 milimikron arasında değişir. Bantların genişliği ise genellikle 10-170 milimikron arasındadır. Giriş kısmında White ve diğerleri (1980) ile Simpson ve Schmid'e (1983) göre değinildiği gibi makaslama bandı yapraklanması (Ss) ve milonitik yapraklanma (Sm) arasındaki açıl ilişkiler makaslama düşüncesini belirlemiştir (Şek. 1b). Bu kriterleri kullanarak bu milonitteki makaslamanın yönü de güneydoğu üzeri kuzeybatı olarak tanımlanmıştır (Şek. 7).



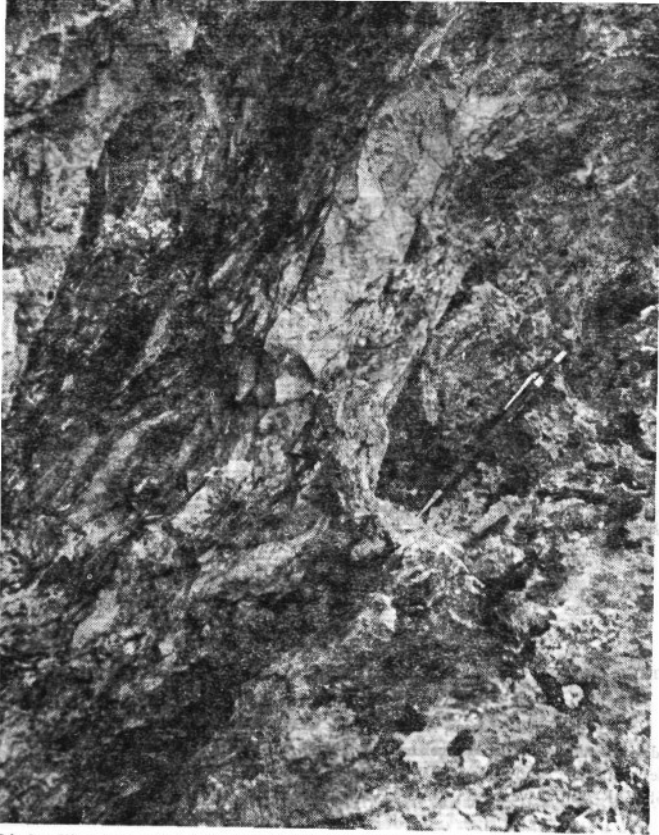
Şek. 7 - Çalışılan fillitik psammit-milonit içindeki makaslama bandı strüktürünün mikroskoptaki fotoğrafı (polarize ışıkta; kesit orta eksene dik). Dikey karanlık zonlarla belirlenen makaslama bandı yapraklanması (Ss). Beyaz taneler daha çok kuvarstır. Koyu renkli ince taneli malzeme mika ve klorittir. Sm ve Ss arasındaki ortalama açı 30° dir ve bantlar arasındaki aralık 500 milimikrona kadar çıkmaktadır. Makaslama güneydoğu üzeri kuzeybatı olarak düşünülmektedir.

Mikroskobik ölçekteki «makaslama düşüncesi» gözlemleri (yani göz strüktürlerinin asimetrisi (Şek. 6a) ve nispeten deforme olmamış mercekler arasında meydana gelmiş küçük makaslama zonlarındaki makaslama yönü (Şek. 5)), milonitik yapraklanmayla ilgili makaslama bantlarının durumu esas alınarak yapılan benzer gözlemleri ve sonuçları kaçınılmaz olarak doğrulamaktadır (Şek. 7). Böylece, bir arazi kanıtına dayalı yukarıdaki sonuç White ve diğerleri (1980) ile Simpson ve Schmid'in (1983) makaslama bandı yorumlamalarıyla uyum sağlamaktadır.

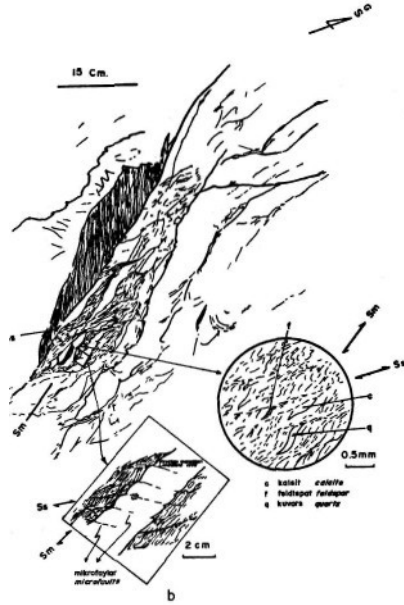
Araştırılan üçüncü örnek, aynı gevrek-plastik makaslama zonu içindeki bir kireçtaşı-kalkıştı biriminden ibarettir (Şek. 4). Yaklaşık bir metre kalınlıkta olan makaslama zonu bu kısmı kireçtaşı mercekleri ve bu mercekler arasındaki kuvars ve mikaca zengin kalkıştı tabakalarıyla karakterizedir. Bir mostra ölçüğünde milonitik yapraklanma; 20 cm uzunlukta ve 2-5 cm genişlikteki nispeten makaslanmamış kireçtaşı merceklerinin uzun eksenleriyle, kalsit, kuvars ve feldispatların tane şekilleriyle ve zonlarda 1-4 cm kalınlıkta kireçtaşı mercekleri arasında oluşmuş muskovit kristallerinin uzantılarıyla belirlenmiştir (Şek. 8). İnce milonitik zonlar % 35 kuvars, % 25-35 kalsit, % 5-7 feldispat ve % 20 muskovit-serisit-klorit bileşimindedir. Bu ince, kuvvetlice yapraklanmış zonlarda bazı küçük ölçekli açık büklüm dilinimleri bulunmaktadır. Bunlar milonitik yapraklanmanın örtün yüzeyine doğru düşük bir açıda (35°) oluşmuşlardır (Şek. 8). Bu açık büklüm dilinimlerinden etkilendiği yerlerde, milonitik yapraklanma bu büklüm sınırlarıyla paralellik göstererek uzanır. Büklüm dilinimi yüzeyleri arasındaki aralık 500-850 milimikron arasında değişmektedir. Bu açık büklüm dilinimleri, Şekil 7 de gösterilen ve White (1979), White ve diğerleri (1980) ile Gapais ve White (1982) tarafından tanımlanmış özelliklerinin benzeyişleri nedeniyle makaslama yapraklanması olarak yorumlananlarla benzer karakteristiğe sahiptir. Makaslama bandı yapraklanması ve milonitik yapraklanma arasındaki açılal ilişkilere (Şek. 1b) dayanarak hareket düşüncesine de bu yolla güneydoğu üzeri kuzyeybatı olarak karar kılınmıştır (Şek. 8). Bundan başka, makaslama bantlarından etkilenen yerlerde, kireçtaşı merceklerinin uçları eğrilir ve makaslama bandı sınırlarıyla paralellğe meyleder (Şek. 8). Kireçtaşı merceklerinin ana gövdesinde, mikrofaylar milonitik yapraklanmaya doğru yüksek bir açıda (58°) mercekleri keserler. Bu mikrofaylar sadece kireçtaşı merceklerinde meydana gelirler. Kireçtaşı merceklerinde meydana gelen mikrofayların yer değiştirmesi düşüncesi mercekler arasında gelişen makaslama bandı yapraklanmaları olarak düşünülünle aynıdır (Şek. 8). Makaslama bandı strüktürleri, aynı yüksek gerilme derecesinde olan Gapais ve White'in (1982) yoluyla aynı şekilde yorumlanmıştır; deformasyon mekanizması kireçtaşı merceklerindeki gevrek, kuvars ve mikaca zengin zonlarda daha plastiktir. Bu kuvars ve mikaca zengin zonlar, nispeten az deforme olmuş kireçtaşı mercekleri arasındaki kuvvetlice yapraklanmış İnce plastik makaslama zonlarından ibarettir. Böylece, farklı fiziksel Özellikteki İki kaya tipi deformasyona karşı tamamen farklı davranış tepkilerine sahiptir. Gevrek ve plastik deformasyonlar aynı makaslama zonu içinde aynı zamanda sıkı yakınlıkla oluşabilirler. Deformasyonun çoğunluğunun, yüklenilen gerilme derecesindeki hâkim deformasyon İşlemi ile uzlaşmadığı zaman, kuvars ve mikaca zengin kalkıştıteki plastik makaslama bantları şeklindeki deformasyonla ve kireçtaşı merceklerindeki gevrek mikrofaylar şeklindeki deformasyonla uzlaştığı sonucuna varılmıştır.

SONUÇLAR

İki iyi belirlenmiş mikroskopik kriter, Keban metamorfik karmaşığının litolojik olarak homojen olmayan gevrek-plastik bir makaslama zonunda, makaslama yönünü tayin için kullanılmıştır. Bunlar; (1) Yapraklanma düzlemi boyunca uzanan asimetric gözlü Strüktürlerin kuyrukları (Şek. 6a, Simpson ve Schmid, 1983); (2) Ağsı makaslama zonlarında, nispeten deforme olmamış mercek şekilli agregalar arasında meydana gelmiş, daha küçük bir ölçekteki makaslama zonları için düşünülen makaslama, bu parçaları çevreleyen ana makaslama zonu ile aynı yöndedir (Şek. 6b, Simpson, 1983). Aynı makaslama zonunda bulunmuş plastik milonit bantlarında (Şek. 4), makaslama bandı yapraklanması ve milonitik yapraklanma arasındaki dar açı, asimetric gözlü strüktürler ve nispeten makaslanmamış kalsit mercekleri ile beliren makaslama yönünü işaret eder (Şek. 5). Bu sonuç White ve diğerleri (1980) ile Simpson ve Schmid'in (1983) gevrek makaslama bandı yapraklanmalarının tek bir takımını gösteren, yüksek gerilme milonitleri için yaptıkları makaslama yorumlaması düşüncesiyle mutabakat halindedir. Makaslama bandı yapraklanmasının tek bir takımına sahip Keban milonitleri ortak akseni olmayan bir ilerleyen deformasyon sırasında meydana gelmiş olabilirler.



Şek. 8 a - Kireçtaşı mercerlerinde gevrek deformasyon özellikleri (*mikrofüyler*) ve kireçtaşı mercerleri arasında meydana gelmiş, daha fazla plastik, kuvars-mika yönünden zengin, kuvvetlice yapraklanmış ince zonlarda ise plastik deformasyon özellikleri (milonitik yapraklanma (Sm) ve makaslama bandı yapraklanması (Ss)) gösteren bir makaslama zonu.



Şek. 8b - 8a nın şematik çizimi.

KATKI BELİRTME

J.F. Casey, W.D. Means, A.M.C. Şengör ve W.S. Kidd'e bu makalenin ilk kaleme alınmasındaki çok yararlı görüşleri için çok teşekkür ederim. J. Butler'ın cesaretlendirme ve desteğini özellekle belirtirim. Arazi çalışması Türkiye Petrolleri Anonim Şirketi tarafından desteklenmiş, ayrıca NSF EAR-7910729 ve NASA NAG-524 ten parasal katkı sağlanmıştır.

Yayma verildiği tarih, 6 Haziran 1985

DEĞİNİLEN BELGELER

Beli, T.H., 1978, Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone: The Woodroffe Thrust: Tectonophysics, 44, 285-320.

- Berthé, D.; Choukroune, P. ve Jegouzo, P., 1979a, Orthogneiss, mylonite and noncoaxial deformation of granites: The example of the South Armorican shear zone: *J.Struct. Geol.*, 1, 31-42.
- ; — ve Gapais, D., 1979b, Orientations preferentielles du quartz et orthogneissification progressive en regime cisailant: l'exemple du cisaillement subarmoricain; *Bull. Mineral.* 102, 265-272.
- Cobbold, P.R., 1977a, Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands: *Can. J. Earth Sci.*, 14, 1721-1731.
- , 1977b, Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations: *Can. J. Earth Sci.*, 14, 2510-2523.
- Gapais, D., 1979, Deformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne centrale): *Bull. Mineral.*, 102, 249-264.
- ve White, S.H., 1982, Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite: *Texture and Microstruct.*, 5, 1-17.
- Hempton, M.R. ve Sava, G., 1982, Elazığ volkanik karmaşığının petrolojik ve yapısal özellikleri: *Türkiye Jeol. Kur. Bült.*, 25, 143-150.
- Kipman, E., 1981, Keban'ın jeolojisi ve Keban saryayı: *İstanbul Yerbilimleri Mecm.*, 1, 75-81.
- MTA Genel Müdürlüğü, 1961 a, 1:500 000 ölçekli jeoloji haritası, Erzurum paftası: MTA Yayl., Ankara.
- , 1961 b, 1:500 000 ölçekli jeoloji haritası, Sivas paftası: MTA Yayl., Ankara.
- Means, W.D., 1976, *Stress and Strain*: Springer-Verlag, New York.
- Özgül, N.; Tuşucu A.; Özyardımcı, N.; Bingöl, t.; Şenol, M. ve Uysal, S., 1978, Munzurların temel jeoloji özellikleri: *Türkiye Jeol. Kur. 32. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri Özelleri*, 10-11.
- Passchier, C.W., 1982, Mylonitic deformation in the Saint-Barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudoachlyte: *Gua Papers of Geology, Amsterdam. Univ. Doktora tezi.* 1.
- Perinçek, D., 1979, Palu, Karabegân, Elazığ, Sivrice, Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkânları: TPAO Rap. (basılmamış), 1361, 1-33.
- Platt, J.P., 1979, Extensional crenulation cleavage: *J.Struct. Geol.*, 1, 95-96.
- ve Vissers, R.L.M., 1980, Extensional structures in anisotropic rocks: *J.Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review; *J.Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Savcı, G., 1983, Structure and tectonics of the Keban Metamorphics in the northern margin of the Bitlis suture zone, SE Turkey: Master tezi (basılmamış), S.U.N.Y. Albany.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Sibson, R.H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *J. Geol. Soc. London*, 133, 191-213.
- Simpson, C., 1983, Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones: *J. Struct. Geol.*, 5, 61-72.
- , 1984, Borrego spring-SantaRosa mylonite zone: a late Cretaceous west-directed thrust in southern California: *Geol.*, 12, 8-11.
- ve Schmid, S.M., 1983, Some criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 94, 1281-1288.

White, S.H., 1979, Large strain deformation: J. Struct. Geol., 1, 333-339.

———; Burrows, S.E.; Carreras, J.; Shaw, N.D. ve Humphreys, F.J., 1980, On mylonites in ductile shear zones: J. Struct. Geol., 2, 175-187.
