

# Kayma zonlarının mikrotektonik özellikleri : Tane yönelimi ve tane şekli analizleri

Petrofabric features in shear zones: Dimensional fabric orientation and grain shape analyses

İHSÂN SEYMEN, Selçuk Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kenya

ÖZ: Tüm-kristalli kayma zonlarının sünek davranışı sonucu gelişmiş kayma zonları içinde, taş yapıcı minerallerin kristal geometrileri ve tane yönelimleri sayımsal olarak incelenmiştir. Kristallerdeki tane yönelimleri ve şekillerindeki geometrik değişimler kayma zonunun tektonik tarihçesi ile ilişkilidir ve doku analizlerinden elde edilen sonuçları destekler niteliktedir. Buna karşılık, zpn içinde deformasyon miktarının ve deformasyon şiddetindeki değişimlerin saptanmasında tane şekli analizlerinin ölçüt olamayacağı sonucu ortaya çıkmaktadır.

ABSTRACT: In the shear zones, which are developed by ductile behaviour of crystalline rocks, the grain shape analyses were carried out and the rose diagrams of dimensional grain orientation were also produced. The geometrical variations of the shapes of the rock-forming minerals and their dimensional preferred orientation are related to the tectonic history of the shear zones and in agreement to the results derived from petrofabric analyses. In spite of these, it can be concluded that the statistical results, obtained from the grain shape analyses, do not reflect properly the absolute amount of natural deformation and the range of strain variation within the shear belts.

## GİRİŞ

Sünek kayaç davranışı sırasında ilerleyen homojen basit kayma devinimleri ile, zonal ve heterojen bir deformasyon şeklinde sonuçlanan kayma zonları, özellikle son yıllarda, çok sayıda yer bilimci tarafından ve değişik açılardan araştırılmıştır (Ramsay ve Graham, 1970; Ramsay ve Allison, 1979; Ramsay, 1980; Coward, 1976; Grocott, 1979; Simpson, 1980, 1983a ve 1983b). Kayma zonları içinde kristal topuluklarındaki poligonizasyon ve annealing rekristalizasyon yoluyla oluşan biçim değişimleri ve artan kayma deformasyonuna bağlı petrotektonik değişimler, sırasıyla Ramsay ve Graham (1970), Coward (1976), Grocott (1979), Simpson (1983a) ve Seymen (1986) tarafından incelenmiş bulunmaktadır. Kataklastik aşınma ürünü olarak gelişmiş milonitik kayma zonları ise, Watts ve Williams (1983) tarafından araştırılmıştır. Ayrıca, kayma zonu gelişimi ile mineral kimyasal değişimlere ilişkin olarak, Smith ve Williams (1983) tarafından elde edilen sonuçlar, kayma zonlarındaki dinamik metamorfizma olgusu, Beach (1980), Brodie (1980), Watts ve Williams (1983) tarafından irdelenmiştir. Son olarak Simpson (1983a), kayma zonlarında ortaya çıkan foliyasyon (bandlaşma) gelişmesini; Watts ve Williams (1983) ise, kayma zonlarındaki milonitleşme derecesini ve kayma miktarı ile kataklastik tane boyu arasındaki ilişkiyi açıklamışlardır. Ancak, tüm-kristalli kayaçlarda gelişmiş

kayma kuşaklarındaki tane şekli ölçümleri ile deformasyon miktarının (strain ratio) bulunup bulunamayacağı üzerine bir araştırma henüz yapılmamıştır. Fakat, Seymen (1970) Ramsay'in önerisi (1969, sözlü görüşme) üzerine, başlangıçta tüm-kristalli bir granitik kayacın eş-kimyasal (isochemical) deformasyonu sonucu oluşmuş bir kayma zonunda, tane yönelimi (dimensional shape orientation) ve tane şekli analizlerini (grain shape analyses) gerçekleştirmiştir.

Bu tür bir araştırmanın yapılabilmesi için, kayma deformasyonu ile deformasyon elipsi veya elipsoyidinin son durumunun önceden bilinmesi gerekir. Bu nedenle, deformasyon miktarının ve deformasyon elipsoyidinin son durumunun dolaylı yolla hesaplanabildiği kayma zonları (Ramsay, 1967, s. 83-91), araştırmanın amacına uygun düşmektedir. Buna göre, bir kayma zonunda sayımsal yöntemlerle elde edilen verilere dayalı olarak, «Kayaç dokusu deformasyon miktarının saptanmasında bir ölçüt olabilir mi?» sorusuna bu makalede yanıt verilmeye çalışılmaktadır.

## TANE ŞEKLİ ANALİZLERİNDE YÖNTEMLER

Tortul kayaçlardaki kırıntılı gereçlerin tane şekli analizleri tekniğiyle incelenmesi, petrografik açıdan gelenekleşmiş bir yöntemdir. Bu amaçla, tortulu

kayaç içindeki bir kırıntının tane şeklini tanımlayan değişik parametreler, Wentworth (1922), Cox (1927), Wadell (1932) ve Tickell (1947) gibi çok sayıda sedi\* manter petrograf tarafından önerilmiş bulunmaktadır. Metamorfik kayalara ilişkin tektonitlerde tane şekillerinin incelenmesi ise, Sander (1930, 1950) ve Ladurner (1952) tarafından klasikleşmiş yapıtlarında verilmektedir. Burada, tektonit dokusunda deforme olmuş ve bu nedenle uzamış veya yassılmış kristallerin tane şekli parametreleri, özellikle ince kesitler üzerinde saptanabilleri açıklanacaktır.

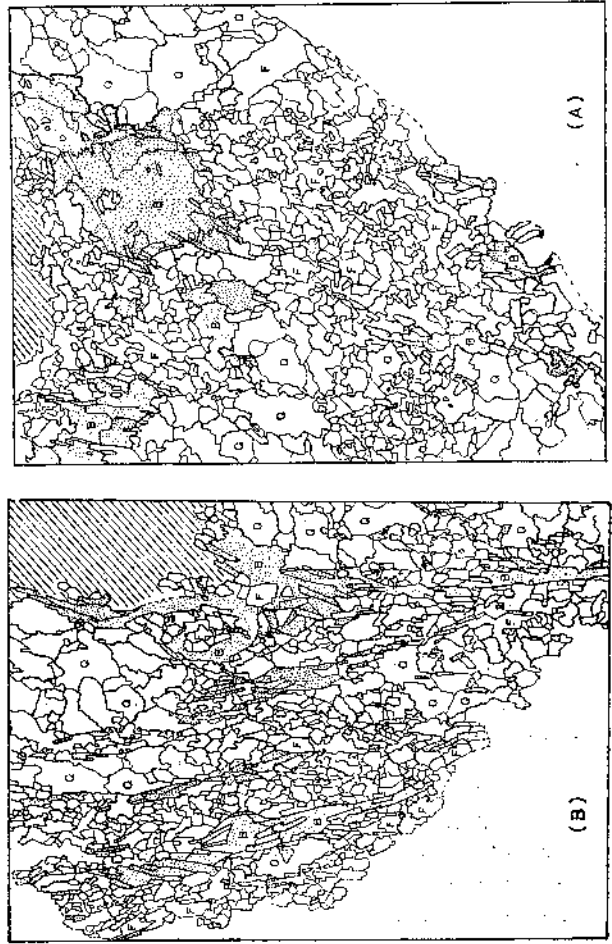
Taşın bileşeni olan bir tanenin şekil özelliğinin en kolay yolla belirlenmesi, o taneye ilişkin ve birbirine dik en uzun (L) ve kısa (W) eksenlerinin ölçülmesiyle yapılabilir. Mikroskopta mikrometrik oküler yardımıyla, fotomikrograflar (Şekil 1) üzerinde çıplak göz ve milimetrik cetvel ile ölçülebilen tanenin uzun eksenini (L) ve ona dik kısa eksenini (W) arasındaki orantı, R ile simgelenen bir parametreyi verecektir ( $R=L/W$ ). Bu parametre, onu ilk tanımlayan Schneiderhöhn'ün deyimiyile Laenglichkeit ya da boyutsuz bir büyüklük olan «uzunsakhk sayısı»dır. Sınır değerleri,  $L=W$  olması durumunda  $R=1$ , fakat  $L>W$  olması durumunda da  $R>1$  dir. Ancak,  $L=+\infty$  veya  $W=0$  olmasıyla  $R=+\infty$  olacaktır. Buna göre, tarif aralığı,  $1 < R < +\infty$  tür.

Eğer tektonik dokusu içinde yer alan bir tane başlangıçta her yönde eşit-yarıçaplı, diğer bir deyişle küresel (kesit düzleminde dairesel) veya kübik (kesitte kare) şekilli idiyse, onun başlangıçtaki uzun-saklığı  $R=1$  dir. Bu tane biçim değişikliğine uğradıktan sonra, uzunluğu (L) ile genişliği (W) ölçülerek elde edilecek R değeri ve uzun eksenin belirli bir karşılaştırma (referans) çizgisi ile yaptığı açı, tektoniti oluşturan deformasyon elipsinin son biçim ve konumunu verecektir. Yöntem, konglomeralarda çakıl deformasyonu için Flinn (1956), meta-karbonatlar\* da oolit deformasyonu için Cloos (1947) ve fosilli yataklarda fosil deformasyonu için Breddin (1956, 1964) ile Willman (1962) tarafından başarıyla uygulanmıştır.

İnce kesit haritaları (Şekil 2) üzerinde yapılabilecek ölçümlerle belirlenen diğer bir tane şekli parametresi, K, Cox (1927) tarafından sphericity, diğer bir deyişle «küresellik» olarak tanımlanmıştır:

$$K = \frac{47C \text{ (ince kesitteki tane alanı, A)}}{(\text{ince kesitteki tanenin çevre uzunluğu, p})^2}$$

Sedimentolojik açıdan kırıntının taşınması sırasındaki işlevlerin saptanmasında kıstas olabilen bu parametre yine boyutsuz bir sayıdır ve sınır değerleri  $-1 > K > 0$  dir. Tektonik dokusunda tane analizleri için ilk kez Seymen (1970) tarafından kullanılmıştır. Bu çalışmada, Şekil 3'te görüldüğü gibi, deformasyonun asal eksenini ile değişik ilişkiler içinde bulunan eşkenar çokgenlerin (üçgen, kare, beşgen ve altıgen), daha sonraki karşılaştırmalarda kullanılmak üzere, deforma olmamış ve  $X/Z=14/1$  oranında



Şekil 2 : Kayma zonunun biri az (A,  $y = 0,3$  ve  $X/Z = 1,3/1$  olan 68/12-i nolu) diğeri şiddetli (B,  $Y = 3,3$  ve  $X/Z = 14/1$  olan 68/12-ii nolu) deforme olmuş kesimlerdeki ince kesitlere ilişkin doku haritaları. Q, Ku\* vars; F, feldispat; B, biyotit topluluklarını ve oklar yönlü kesitlerdeki karşılaştırma çizgilerini göstermektedir.

Figure 2 : Textural maps with an unknown enlargement of the oriented thin sections. A, obtained from the least deformed part (i.e. from 68/12-i, where  $Y = 0.3$  and  $X/Z = 1.3/1$ ); B, obtained from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii, where  $y = 3.3$  and  $X/Z = 14/1$ ) of the ductile shear zone. Q, F and B inside the maps indicate quartz, feldspar and biotite aggregates respectively. Arrow show the reference lines.

deforme olmuş (Seymen, 1970'de 68/12-ii nolu ince kesit için) durumlarına ait K parametreleri hesaplanmıştır. Bu parametrenin, aşağıda tanımlanan T ve  $0$ , küresellik parametrelerine göre genelde ara bir değer taşıdığı görülmektedir (Şekil 3). Bu nedenle, incelemelerimiz sırasında yalnızca K parametresinin bilinmesi amacımız için yeterli olacağı görülmüş ve uygulamaya konulmuştur.

Wadell (1932), «düzlemde küresellik parametresi» ni,  $\theta_x = d_c/D_c$  bağıntısıyla tanımlamıştır. Öyle ki,  $d_c$ , tanenin alanına eş bir dairenin yarıçapı; ( $D_c$  ise, taneye dıştan teğet dairenin yarıçapıdır. Ayrıca, buna benzer diğer bir parametre,  $\theta_2 = c/C$  bağıntısı ile verilmiştir. Bu bağıntıda  $c$ , tanenin alanına eş dairenin çevre (çember) uzunluğu;  $C$  ise, tanenin kendi çevre uzunluğudur.

Şekil 3'teki temel geometrik şekillerin deformatsiyondan önceki ve sonraki  $\theta_x$  küresellik parametrelerinin değerleri bulunmuş ve  $K$  değerleriyle karşılaştırılarak, genelde  $\theta_2 > K$  bağıntısı elde edilmiştir.

Tickell (1947), tane şekli parametresi olarak  $T = s/S$  bağıntısını önermiştir. Buna göre,  $s$ , ince kesit düzleminde tane alanı;  $S$  ise, taneye dıştan teğet dairenin alanıdır. Şekil 3'teki temel geometrik şekillerde deformatsiyondan önce ve sonraki geometrilere ilişkin  $T$  parametreleri hesaplanmış ve genelde  $T < K$  bağıntısı bulunmuştur.

UNDEFORMED				DEFORMED			
R	$\theta_1$	K	T	R	$\theta_1$	K	T
1,00	0,31	0,59	0,20	17,39	0,19	0,09	0,03
1,10	0,31	0,59	0,40	12,50	0,22	0,09	0,05
1,00	0,70	0,70	0,50	15,80	0,25	0,14	0,06
1,00	0,79	0,70	0,60	14,00	0,21	0,13	0,04
1,00	0,85	0,87	0,70	14,20	0,24	0,14	0,05
1,00	0,85	0,87	0,70	13,50	0,24	0,15	0,06
1,10	0,90	0,90	0,80	12,30	0,26	0,17	0,09
1,10	0,90	0,90	0,80	15,60	0,28	0,13	0,05
1,00	1,00	1,00	1,00	14,00	0,27	0,24	0,07

UZAMA (ELONGATION) = 14,375

Şekil 3 : Deforme olmamış ve  $X/Z = 14/1$  oranında deforme olmuş eşkenar üçgen, kare, beşgen ve birim daireye ilişkin geometriler ve onlar üzerinde hesaplanmış  $E$ ,  $\theta_1$ ,  $K$  ve  $T$  tane şekli parametre değerleri.

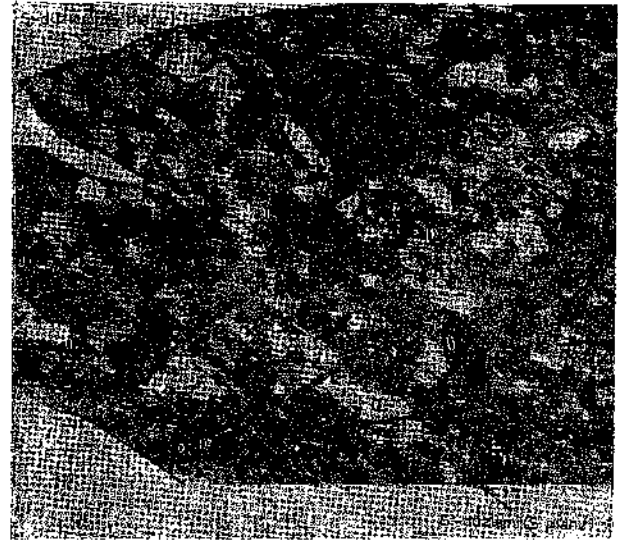
Figure S : Diagrams showing the geometry of the deformed and undeformed equi-dimensional triangle, square, pentagon and unit circle. For the deformed geometries,  $X/Z$  is chosen as 14/1. Lists at the margins exhibit the numerical values of the shape parameters,  $R$ ,  $\theta_1$ ,  $K$  and  $T$ , measured and calculated from the geometric figures above.

Yukarıda verilen karşılaştırmalar göstermiştir ki,  $R$  uzunsaklık sayısı dışındaki diğer üç parametre için  $T < K < 0_1$  bağıntısı geçerlidir. Sonuçta, en az hesaplama gerektiren  $R$  ve  $K$  indislerinin bulunmasının tane şekli analizleri için uygun ve yeterli olacağı görülür.

#### TANE ŞEKLİ ANALİZLERİNİN KAYMA ZONLARINA UYGULANMASI

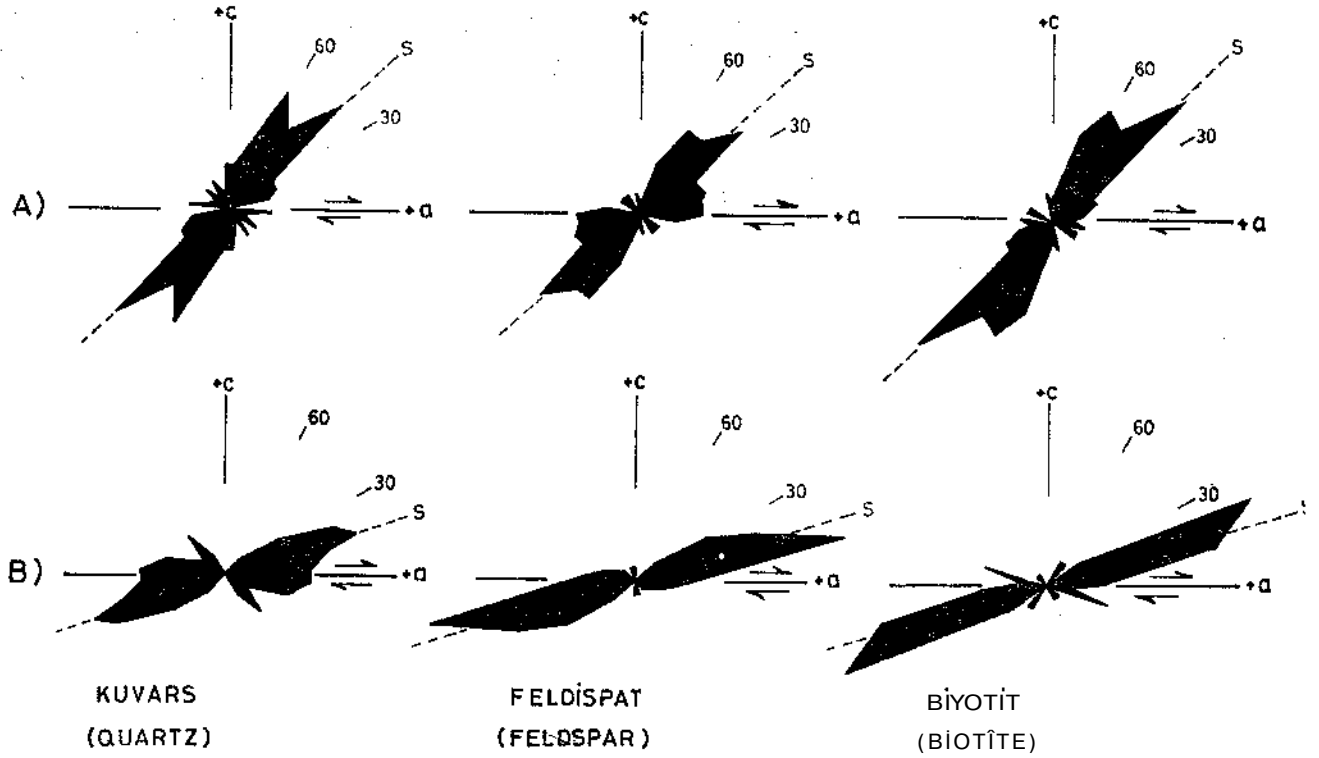
Tane şekli analizleri, biri 68/12 nolu kayma zonu (Seymen, 1970) az deforme olmuş kenar kesimine ve diğeri aynı zonu şiddetli deforme olmuş orta kesimine ilişkin (68/12-i) ve (68/12-ii) nolu iki ayrı ince kesit üzerinde uygulanmıştır (Şekil 2).

Bu amaçla, ince kesitlerin tüm alanını kapsayan büyütülmüş fotomikrografların elde edilmesi yamsıra (Şekil 1), optik donanımında eksenini etrafında dönebilen polarizör ve analizör ekli bir projeksiyon makinesi yardımıyla ve ABDİN normunda bir çizim kâğıdının bütün alanını kapsayacak büyüklükte ince kesitlerin doku haritaları çizilmiştir (Şekil 2A ve B).



Şekil 1 : Biotit granit içinde gelişmiş bir kayma zonu orta kesimine ilişkin (Seymen, 1970'de Şekil 1a, 68/1-ii) ve tüm ince kesit alanını kapsayan fotomikrograf (çapraz eksenli, X10). Kuvars (Q) ve feldspattan (F) oluşan matriks içinde biyotit pulları S-düzlemini belirlemektedir. Fotoğraf üzerindeki ok, yönlü ince kesitin karşılaştırma çizgisidir.

Figure 1 : Photomicrograph of the median portion of a shear zone developed in the biotite granite (Figure 1a, 68/1-ii in Seymen, 1970). It covers the whole thin section (cross-ni cols, X10). Biotite flakes indicate the S planes in a matrix composed of quartz (Q) and feldspar (F). Arrow on the photo represents the reference line for the oriented thin section.



Şekil 4 : Kayma zonunda tane yönelimlerine ilişkin gül diyagramları. A, sonun az deforme olan kesiminden ve B, zonan şiddetli deforme olan kesiminden elde edilmiştir. + a ve +c, kinematik eksenleri, S ise, asıl veya gözlemsel yapraklanma düzlemlerini göstermektedir.

Figure 4 : Eose diagrams of dimensional grain orientation. A, obtained from the less deformed part (i.e. 68/12-i), and B, from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii) of the ductile shear zone, -fa and -fc are the kinematic axes, and S represents the true or observed schistosity planes.

Çizim sırasında, taş yapıcı minerallerin kristal sınırları karanlık bir laboratuvar odası kullanılarak haritalanmıştır. Tane sınırları izlenirken, eş-yanma ya da sönme gösteren aynı cins komşu kristal sınırlarının belirginleştirilmesi için,  $n_n$  ve  $n_n$  yönlerindeki aykırılıktan yararlanılmak üzere analizör ve gerektiğinde polarizör, optik eksen etrafından değişik açılarda döndürülmüş, diğer bir deyişle ışığın titreşim düzleminin konumu sık sık değiştirilmiş ve ince kesit sabit tutulmak kaydıyla doku haritası tümlenmiştir. Haritalanan her bir kristalin bileşimi çizim kâğıdı üzerine mineralin baş harfleri yazılarak (kuvars = Q, feldispat = F ve biyotit = B) belirtilmiştir (Şekil 2). Sonuçta, yüzölçümleri  $cm^2$  mertebesinde olan ince kesitlerin yaklaşık  $1/2 m^2$  mertebesinde bir alana sahip olan büyütülmüşleri çizimle elde edilmiştir. Ayrıca, tane yönelimi ölçümlerinde gerekli olan yönlü ince kesitlere ilişkin karşılaştırma çizgisi haritalarda belirtilmiştir (Şekil 2). Analizler, boyutsuz parametreler ile gerçekleştirileceğinden büyütme oranının hesaplanmasına gidilmemiş, ancak, her iki ince kesitte büyütme oranının sabit tutulmasına özen gösterilmiştir.

Elde edilen doku haritaları (Şekil 2) üzerinde 1200 kristalde 6000 ölçme işlemi yapılarak, tane şekli ve yönelimi analizlerinde kullanılmak üzere her bir

tanenin, saydam milimetrik kâğıt yardımıyla kesit alan (A), özel bir cyclometer harita ölçer yardımıyla çevre uzunluğu (p), duyarlı milimetrik cetvel yardımıyla en uzun eksen (L) ve ona dik kısa eksen (W) sistematik olarak ölçülmüş ve kaydedilmiştir. Ayrıca, tanenin uzun eksen ile karşılaştırma çizgisi arasındaki  $\alpha$  açısı saptanmıştır. Ölçümler hangi mineral üzerinde gerçekleştirilmiş ise o mineralin simgesi kayıtlarda belirtilmiştir. Böylece, çıkartılan listede mineralin cinsi (Q = kuvars, F = feldispat, B = biyotit), A, p, L, W ve cc ile simgelenen beş ayrı ölçüm değeri bulunmaktadır. Ölçülen bu değerler, her bir tanenin tane şekli ve yöneliminin saptanmasında yeterlidir.

En az hesaplama gerektiren  $\alpha^*C^*$  değerleri yardımıyla tane yönelimlerini yansıtan gül diyagramları elde edilmiş (Şekil 4), R ve K parametreleri hesaplanarak tane şekli karakteristiklerini yansıtan histogramlar üretilmiştir (Şekil 5 ve 6).

#### TAME YÖNELİMLERİNİNİM YORUMU

Kayma zonu içinde, kenardan merkeze gidildikçe değişen oranlarda deformasyon geçiren kayacın bünyesindeki tanelerin yönelimleri,  $\alpha$  açılarının ölçülmesi ve zona ilişkin a-kinematik eksenine bağlı olarak gül diyagramlarında değerlendirilmesi ile sap-

tanabilmektedir (Şekil 4). Taş içinde değişik boyutta ve geometrideki kuvars, feldispat ve biyotit kristallerinin (Şekil 2) tane yönelimleri, optik eksen yönelimlerine dayalı doku analizlerinden elde edilen «asil» veya «gözlemsel yapraklanma düzlemleri» (S-düzlemi) ile genelde uyumludur (Şekil 4) (Seymen, 1970).

Şekil 4A'daki gül diyagramlarında kuvars, feldispat ve biyotitlerin bazı tane yönelimlerinin S-düzlemi gidişinden ayrıldıkları görülmektedir. Bunlardaki yönelim saçılması (fluctuation), ip 20° lik açılar arasında dağılmaktadır. Bu tür saçılmalar, hem tanelerin kristal geometrisinden (hâbit), hem de taştan önceden varlığı olası fakat silik gelişmiş bir başlangıç dokusundan kaynaklanmış olmalıdır. Ayrıca, bu gül diyagramları,  $y = 0,3$  ve  $X/Z = 1,3/1$  olduğu zonun çok az deformasyon geçirmiş kenar kesimine ilişkindir (Seymen, 1970'de Şekil 1b, 68/12-i). Buna rağmen, sayımsal olarak düşünüldüğünde, çok küçük bir de formasyonda bile kristalin bir kayaç bünyesinde yapraklanma oluşabilmektedir.

Şekil 4B'deki diyagramlar,  $y = 3,3$  ve  $X/Z = 14/1$  olduğu aynı kayma zonunun şiddetli deformasyon geçirmiş iç kesimine aittir (Seymen, 1970'de Şekil 1b, 68/12-ii). Burada feldispat ve biyotite ilişkin diyagramlarda, kristal sabiti ve ilksel dokudan kaynaklanan tane dizimlerinde sapmalar tümüyle ortadan kalkmıştır. Buna karşılık, kuvarsin tane yönelimleri, diğerlerine oranla halâ saçılmış durumdadır. Kuvarsardaki bu özellik, kayaç deformasyonu sırasında onun diğer mineral bileşenlerinden daha farklı davrandığını belgelemektedir. Benzer özelliğin, doku analizleriyle optik eksen yönelimlerinde de görüldüğü bilinmektedir (Seymen, 1970). Ayrıca, kuvars kristallerinde dalgalı sönmenin yaygın olarak görülmemesi ve deformasyon lamellerine hiç rastlanmamış olması (Seymen, 1970) ve de şiddetli deforme olmuş alanda anaç tanelerden türemiş küçük boyutlu kuvars kristallerinin daha sık izlenmesi (Şekil 1 ve 2), kayma zonunun tektonik evrimi içinde kuvarsların poligonizasyon geçirdiğini belgelemektedir. Bu nedenle kuvarslar, feldispat ve biyotitten farklı tane yönelimi Özelliği göstermektedir.

Yukarıdaki ayrıntılar dışında bir genelleme yapılabilecek olursa, Şekil 4A ve B'de sergilenen gül diyagramlarının analitik olarak karşılaştırılması, tane yönelimlerinin kayma zonu içindeki yapraklanmayı (S-düzlemini), diğer bir deyişle, son deformasyon olipsoyidinin XY-simetri düzlemini ortaya çıkarmaktadır. Buna göre, kayma zonunun kenar kesiminde tane yönelimleri ve yapraklanma a-kinematik eksenine veya kayma doğrultusu ile yaklaşık 45° açı yapmaktadır (Şekil 4A). Halbuki, zonun iç kesimlerine doğru bu doku öğelerinin ilerleyen basit kayma devinimleri nedeniyle büküldükleri, kayma doğrultusu ile giderek 45°den daha küçük açılı, fakat hiç bir zaman kayma doğrultusuna koşut olmayan konumlar kazandıkları gözlenmektedir (Şekil 4B).

Sonuçta, bu çalışmada uygulanan sayımsal yöntem, kayma zonlarında tüm-kristalli bir kayaç

bünyesinde yapraklanma gelişmesini mekanizma açısından ortaya koymakta (Ramsay, 1967; Ramsay ve Graham, 1970) ve Flinn (1965) kavramını desteklemektedir. Ancak, burada kullanılan yöntem, araştırmaya konu alman kayma zonlarının geliştiği Maggia Napı'ndaki (Ticino, İsviçre) benzer yapıları yerinde inceleyen Simpson'un (1983a) gözlediği ve yapraklanma malı yapıya eşlik eden foliyasyonlu (bandlaşmalı) yapının nasıl oluştuğunu açıklayamaz. Kayma zonları içinde lepidoblastik dokulu biyotit ve feldispat topluluğu (Şekil 1), granoblastik dokulu ve değişik geometrilerdeki kuvars agregaları ile ardalanmıştır (Şekil 2). Böylece, zon içinde foliyasyon düzlemleri (F-düzlemi, Simpson, 1983) belirlenmektedir.

Simpson (1983a), ayrıntılı çalışmaları ile, adı geçen foliyasyonlu yapıların kayma zonları oluşurken nasıl gelişebildiğini aydınlatmıştır. Ona göre, taşın ilksel dokusunda mevcut küresel ve yarı-küresel kuvars topluluğu kayma zonunun dışından duvar keşi mine doğru yaklaştıkça, topluluk içinde bulunan epidot ve feldispat kapammları ile beliren bir S<sub>1</sub>-yapısı (Sander, 1930, 1950) ortaya çıkmakta ve S<sub>2</sub>-yapısının gidişi kayma doğrultusu ile 45° lik bir açı yapmaktadır. Bir bakıma, epidot ve feldispat diğer bileşenlerden önce akmaya başlamaktadır. Zonun az deforme olmuş kenar kesiminde, heterojen deformasyonun bir sonucu olarak, ele alman kuvars agregası iki ayrı uçta değişik geometriler kazanmakta ve göz yaşı damlasına benzeyen küme yapısını (tear-drop aggregate) oluşturmaktadır. Zon içinde tümüyle yer ise, imbik-şekilli küme yapısı (retort-shaped aggregate) meydana getirmektedir. Bunlar zonun merkezinde, gnaysik dokulu başkalaşım kayaçlarından bilinen levhasal kuvars topluluklarına benzer şeritsel küme yapıma (ribbon aggregate) geçer (Simpson, 1983a'da Şekil 10). Daha önceki bir çalışmada Seymen (1970), el örneklerinde ve ince kesitlerde benzer mercekli kuvars topluluklarını gözleyerek haritalamış ve bunların kayma zonu içinde deformasyon ölçümünde kullanılabilir bellekler olabileceğini vurgulamıştır. Buna karşılık Simpson (1983a), bu konuda herhangi bir görüş belirtmemiştir.

#### TAME ŞEKLİ AMALİZLERİMİN YORUMU

Polimineralik kristalin kayaçlarda gelişmiş kayma zonlarında, deformasyon miktarının doğrudan ölçülmesine elverişli fosil, iyi yuvarlanmış çakıl ve kumların yokluğu ve otolit veya ksenolit gibi taş yapıcı öğelerin her yerde ve yeterli sıklıkta görülmemesi, sünek kayma zonları içindeki deformasyon miktarının dolaylı yollarla hesaplanmasını zorunlu kılmıştır. Böylece, bilinen yöntemlere göre (Ramsay, 1967, s. 83-91) ve dolaylı yollarla bir kayma zonu içinde belirli bir asalın ne oranda deforme olduğunu bulabilmekteyiz. Örneğin, Şekil 5A ve 6A'daki histogramlar, doku haritası Şekil 2A'da görüntülenen 68/12-i nolu ince kesitten elde edilmiştir. Bu histogramlar,  $y = 3,3$  ve  $X/Z$  oranının 1,3/1 olduğu az deforme olmuş kesime ilişkindir. Şekil 5B ve 6B'deki histogramlar ise, doku haritası Şekil 2B'de sergile-

nen 68/12-ii nolu ince kesite aittir. Bu kesit alanı,  $Y = 3,3$  ve  $X/Z$  oranı 14/1 değerinde olan zonun orta kesinine rastlamaktadır. Belirli çevre basıncı ve sıcaklık altında çeşitli minerallerin farklı deformasyon özelliği gösterdiği bilinen bir gerçektir (Turner ve Weiss, 1963). Bu nedenle, histogramlar, kuvars, feldispat ve biyotitler için ayrı ayrı üretilmiştir.

Diğer taraftan, histogramların daha sağlıklı olarak değerlendirilmesi ve yorumlanabilmesi açısından, birim daireden türeyen ve incelenen kesit alanlarına ilişkin deformasyon elipslerinin R ve K parametrelerinin de önceden bilinmesinde yarar vardır. **Şekil 2A'daki asalana ait deformasyon elipsinin uzunsaklık indisi  $R_{E1} = L_1/W_1 = X_1/Z_1 = 11,3$  ve küresellik**

$$K_{E1} = \frac{4 \cdot \pi \cdot (\pi \cdot L_1 \cdot W_1)}{\pi^2 (L_1 + W_1)^2} = 0,98$$

dir. Buna karşılık, Şekil 2B'deki asalana ilişkin deformasyon elipsinin uzunsaklık indisi  $R_{E11} = L_{11}/W_{11} = X_{11}/Z_{11} = 14$  ve küresellik indisi :

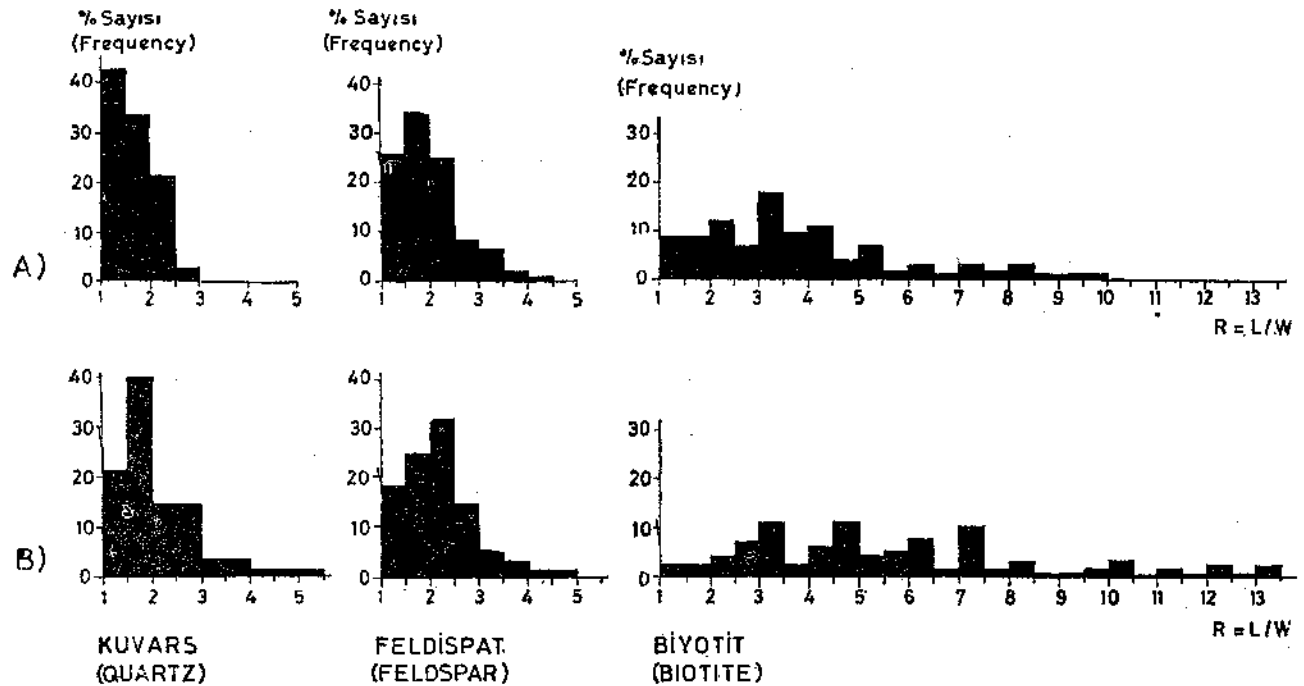
çıkılmaktadır.

$$K_{E11} = \frac{4\pi (\pi L_{11} \cdot W_{11})}{\pi^2 (L_{11} + W_{11})^2} = 0,24$$

Şekil 2'deki doku haritalarında görüldüğü gibi, taneler çoğunlukla girik ve üçlü kavşaklarda genelde  $120^\circ$  den farklı açı ilişkili sınırlar ile düzgün olmayan

geometrilere sergilemektedir. Böyle olmakla birlikte, hiç deformasyon geçirmemiş tüm-kristalli bir kayaç bünyesinde her bir tanenin yaklaşılabildiği düzgün ve eş-yarıçaplı temel bir geometrik şekil, diğer bir deyişle eşkenar üçgen, kare, beşgen ya da altıgen elde edilebilir (Şekil 3). Bunların başlangıç konumu de\* formasyonun asal eksenine göre sık sık değişse bile,  $X/Z$  oranının 14/1 olduğu bir deformasyondan sonra (Şekil 2fi'deki 68/12-ii nolu ince kesitte olduğu gibi), bu temel geometrik şekiller Şekil 3'te verilen deforme olmuş geometrilere gelirler. Yine aynı şekil üzerinde dizimlendiği gibi, değişik değerlerdeki R ve K tane şekli parametrelerine sahip olurlar.

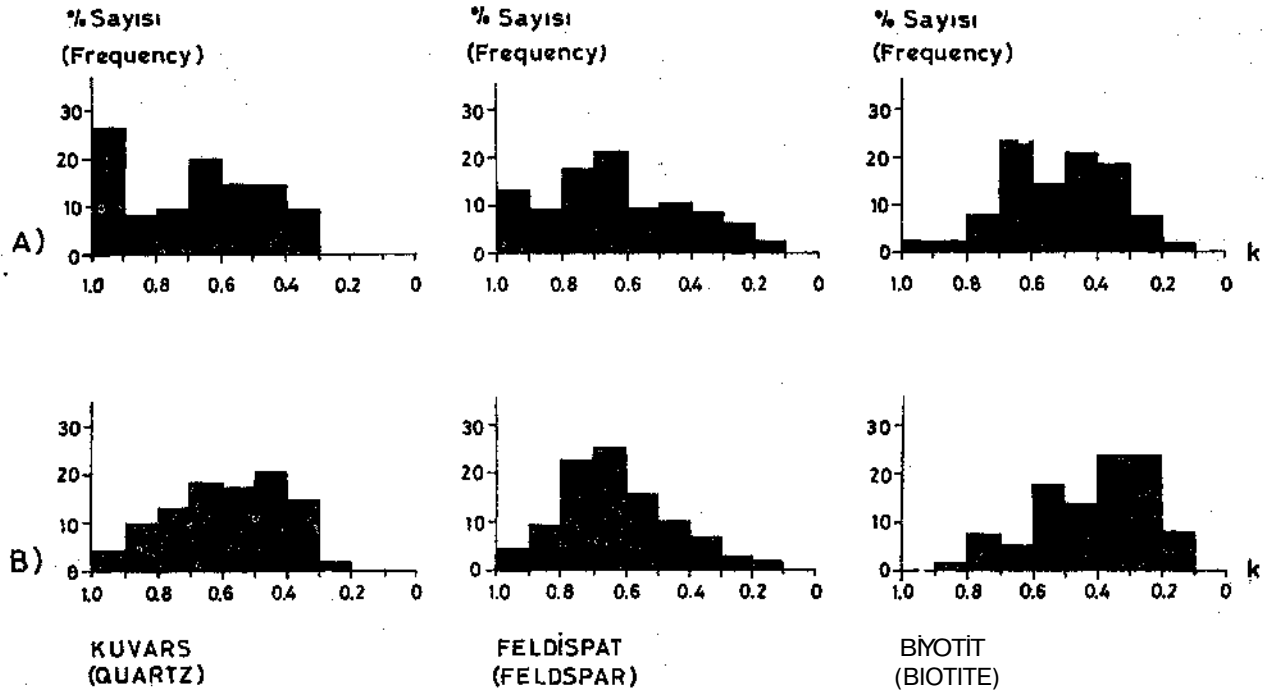
Şekil 5 ve 6'da verilen histogramlar, yukarıda hesaplanan deformasyon elipslerine ilişkin  $R_{E1}$ ,  $K_{E1}$  ve  $R_{E11}$ ,  $K_{E11}$  değerleri ile, deformasyondan önceki ve sonraki temel geometrik şekillerden elde edilen R ve K değerlerinin (Şekil 3) karşılaştırılmasıyla yorumlanabilirler. Buna göre, kayma zonunun az deforme olan kenar kesiminde kuvars ve feldispatlar, egemen tane şekli dağılımına göre, yarı-küresel/yarı-eliptik ve küt şekillidirler. Buna karşılık, biyotitler çok değişik şekilli, fakat genelde uzunsak ve yassıdır (Şekil 5A ve 6A). Zonun şiddetli deforme olmuş iç kesiminde ise, kuvars ve feldispatlar eliptik ve biyotitler daha uzamış ve yassılmışlardır (Şekil 5B ve 6B). Sonuçta, Şekil 3, 5 ve 6'dan elde edilen nümerik değerler yardımıyla kuvars, feldispat ve biyotitlerin, aynı çevre basıncı ve sıcaklıktaki izokimyasal deformasyon özellikleri sırasıyla aşağıdaki gibi irdelenebilir.



Şekil 5 : R IMınsaklık parametre değerlerinin dağılımını gösterir histogramlar. A, kayma zonu ve B, zonun şiddetli deforme olmuş kesimlerinden elde edilmiştir.

BİYOTİT  
(BIOTITE)

Figures : Histograms of frequency distribution of the R shape parameter. A, obtained from the least deformed part (i.e, 68/12-ii) of the ductile shear zone.



Şekil 6 : K Küresellik parametre değerlerinin dağılımını gösterir Histogramlar. A, kayma zonu az ve B ise, şiddetli deforme olmuş kesimlerinden elde edilmiştir.

Figure 6 : Histograms of frequency distribution of the K shape parameter. A, obtained from the least deformed part (i.e. 68/12-i) and B, from the most strongly deformed part (i.e. 68/12-ii) of the ductile shear zone.

#### Kuvars

İlgili deformasyon elipsinde  $R_{E1} = 1,3$  ve  $K_{E1} = 0,98$  olduğu aslında (Şekil 2A), kuvarslarda egemen  $R = 1,0-1,5$  (Şekil 5A) ve egemen  $K = 1,0-0,9$  değerliklidir. Ayrıca, ikinci dereceden baskın  $K = 0,7-0,6$  aralığına rastlamaktadır (Şekil 6A). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-3,0 ve K için 1,0-0,3 çıkmaktadır. Buna karşılık, ilgili deformasyon elipsinde  $R_{E1} = 14$  ve  $K_{E1} = 0,24$  olduğu diğer aslında (Şekil 2B), kuvarslardaki egemen  $R = 1,5-2,0$  (Şekil 5B) ve egemen  $K = 0,5-0,4$  dır (Şekil 6B). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,5 ve K için 1,0-0,2 dir. Halbuki, bu asalana uyan temel geometrik şekillerdeki R dağılımları 12,3-17,3 ve K dağılımları 0,24-0,09 arasında değişmektedir (Şekil 3). Buna göre, kayaç bünyesinin göstermiş olduğu ileri derecedeki akma (bu örnekte % 375) özelliğine karşın, kuvars kristalleri bu denli akmamaktadır. Halbuki, kuvars topluluğundan oluşan mercerlerdeki (Seymen, 1986'da Şekil 6b) uzunsaklık oranı 2,5-7,0 arasındadır. Böylece, kuvars topluluğunun bireysel kuvars kristallerine oranla daha kolay akabildiği ve tüm kayadaki akmanın yaklaşık % 50 sine ulaşabildiği ortaya çıkmaktadır.

Bu bulguların ışığında ve Şekil 4A'daki güldiyagramının yorumundan anlaşılmaktadır ki, deformasyonun küçük boyutta olması durumunda kuvarslardaki başlangıç (İlksel) doku Özelliği tane analizlerinde yansımaktadır. Ayrıca, daha sonraki tartışmalardan anlaşılacağı gibi, biyotit ve feldispatlara oranla deformasyona karşı daha dirençlidir (Augustithis, 1965, ile karşılaştırmız).

#### Feldispat

$R_{E1} = 13$  ve  $K_{E1} = 0,98$  değerleri taşıyan aslında (Şekil 2A), feldispatlardaki egemen  $R = 1,0-2,0$  (Şekil 5A) ve egemen  $K = 0,7-0,6$  dır (Şekil 6A). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,5 ve K için 1,0-0,1 bulunmuştur. Burada elde edilen değerler, kayaçtaki deformasyondan çok feldispatlardaki kristal habitinden ileri gelmektedir. Buna karşılık, deformasyon elipsinde  $R_{E1} = 14$  ve  $K_{E1} = 0,24$  olan şiddetli deformasyon geçirmiş aslında (Şekil 2B), feldispatların egemen uzunsaklık sayısı  $R = 2,0-2,5$  (Şekil 5B) ve egemen küresellik indisi  $K = 0,7-0,6$  olarak bulunmuştur (Şekil 6B). Toplam dağılım aralıkları ise, R için 1,0-5,0 ve K için 1,0-0,1 dir. Böylece, az deforme olmuş kesimdekilerden çok farklı olmayan tane şekli karakteristikleri saptanmaktadır. Buna göre, feldispatlar belirgin tane yönelimi kazansalar bile (Şekil 4B), kayaç bünyesine oranla çok sınırlı bir akma yetenekleri vardır.

#### Biyotit

Augustithis (1965), mikaların kuvarsa oranla deformasyon sırasında daha gevrek davranış gösterdiği görüşünü ileri sürmüştür. Halbuki, kayma zonları içinde biyotitlerin akmaya karşı son derece yatkın olduğu gözlenmiştir (Şekil 5 ve 6). Biyotitlerdeki egemen tane şekli parametreleri ve dağılımları, teorik olarak hesaplanmış temel geometrik şekillerdeki akma değerlerine (Şekil 3) yakın çıkmaktadır (Şekil 5 ve 6). Ancak biyotitler, incelenen kayaç örneğinin üçüncü dereceden önemli bileşendir (Seymen, 1986).

O halde, kayaç bünyesindeki toplam deformasyonun yalnızca biyotit kristalleri tarafından karşılanmış olabileceği düşünülemez. Hatta, ilgili diyagramlar dikkatlice incelendiğinde, biyotitlerdeki biçim değişimlerinin kayaçtaki deformasyon miktarının saptanması için bir ölçüt olamayacağı ayrıca görülebilir (Şekil 3, 5B ve 6B)

Buraya kadar açıklanan bulgu ve yaklaşımların ışığında, «Küçük miktarlarda taneler içi akma (translasyonel kayma) geçiren kristal toplulukları, nasıl oluyor da sonuçta büyük miktarlardaki kayaç deformasyonlarını oluşturabiliyor?» sorusu ortaya çıkmaktadır. Bu soruya «Tartışmalar ve Sonuçlar» bölümü içinde yanıt aranacaktır.

#### TARTIŞMALAR ve SONUÇLAR:

Yukarıda verilen sayımsal gözlemlerin ışığında, tektonit dokusunun kayaçtaki deformasyon elips veya elipsoyidinin bir görüntüsü olmasına (Flinn, 1965) karşın, tüm-kristalli kayaç bünyesindeki kristallerin bireysel biçim değişimleri deformasyon miktarının saptanmasında bir ölçüt olamayacağı sonucuna varılmaktadır. Bir genelleme ile, taşın egemen bileşenleri olan kuvars ve feldispat kristallerindeki bireysel biçim değişimleri, kayaç deformasyonunun mutlak değerinin çok gerisinde kalmakta; biyotit pulları ise, deformasyon miktarından bağımsız tane şekli karakteristikleri sunmaktadır. Sonuçta, yer kabuğu deformasyonu etkisinde kalan çeşitli minerallerin biçim değişimine (strain) karşı farklı davrandıkları, belirli ve sınırlı ölçülerde akma ve uzama geçirdikleri, buna karşılık belirgin tane yönelimi kazandıkları görülmektedir.

Tektonik konusunun temel ilkelerinden iyi bilinmektedir ki, kayaç bünyesinin plastik ve plastiko-viskoz olarak akması sırasında çok değişik işlevler meydana gelmektedir. Bunlar sırasıyla, Riecke ilkesine göre yeniden kristallenme, taneler arası kayma, ötelenme ve ikizlenme şeklinde taneler içi kayma, kinkleşme, çubuksu ve pulsus kristallerin rijit kütsel dönmesidir. Bunların, tektonit dokusu oluşumunda birlikte ve karmaşık tarzda işlevde bulunması yanısıra, kayma zonu gelişirken deforme olan anaç kristallerin ısınmayla deformasyondan kurtulması ve anaç taneden farklı boyut, şekil ve optik yönelim gösteren yeni kristalleri vermesi, diğer bir deyişle annealing rekristalizasyon ve poligonizasyon olguları da önemli olmaktadır (Seymen, 1970, s. 19-20). Böylece, kristal içi deformasyonlar (lattice distortion and dislocation) küçük değerler taşısa bile, kristaller arasında oluşan diğer hareketler nedeniyle kayaç bünyesinde görece olarak daha büyük boyutlarda akma ortaya çıkabilmektedir.

Diğer taraftan, Maggia Napı'nda aynı kayma zonlarını bölgesel olarak inceleyen Simpson (1983a), bu kez kayaç akması ile foliyasyonunlu'ya pı gelişmesi arasındaki ilişkiyi açıklamıştır. Ona göre, kronolojik açıdan önce mika ve epidotlar tane yönelimleri kazanarak yeniden kristalleşmektedir. Sonra, eş-boyutlu ve yarı-yuvarlak kuvars

toplulukları, taneler arası plastik deformasyon ve taneler içi kaymalar ile şekillerini değiştirmekte ve levhasal dizilimli (ribbon-like) topluluklar halinde bandlı yapıları geliştirmektedir. Kuvarslardaki akma\* ya koşut olarak da, taşın dokusunda bir matriks oluşturacak şekilde örgülenen feldispatlar (Şekil 1), taneler arası kayma (grain-boundary sliding) yoluyla deformasyona uğramaktadır. Yine Simpson'a (1983a) göre, tüm bu olayların karmaşık tarzda ve arka ar kaya devam etmesi, Maggia Napı'nın çekirdeğindeki Pre-Triyas yaşlı granitik kütle içinde paralel, yarı-paralel ve çatallanan kayma zonu takımlarını geliştirmiştir.

#### DEĞİNİLEN BELGELER

- Augustithis, S.S., 1965, On the phenomenology of plastic deformation of quartz and micas in some granites, *Tectonophysics*, 2, 455-473.
- Beach, A., 1980, Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the Lewisian Complex, *J. Struct. Geol.*, 2, 257-264.
- Bredden, H., 1956, Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge, *Dout. Geol. Ges. Z.*, 106, 227-305.
- Bredden, H., 1964, Die tektonische Deformation der Fossilien und Ges teine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz), *Geol. Mitt. Aachen*, 4, 1-68.
- Brodie, K.H., 1980, Variation in mineral chemistry across a shear zone in phlogopite peridotite, *J. Struct. Geol.*, 2, 265-272.
- Cloos, E., 1947, Oolite deformation in South Mountain Fold, Maryland, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 58, 843-918.
- Coward, M.P., 1976, Strain within ductile shear zones, *Tectonophysics*, 34, 181-197.
- Cox, E.P., 1927, A method of assigning numerical and percentage values to the degree of roundness, *J. Palaeontology*, 1, 179-483.
- Flinn, D., 1956, On the deformation of the Funzie Conglomerate, Fetlar, Shetland, *JY Geol.*, 64, 480-505.
- Flinn, D., 1965, On the symmetry principle in the deformation ellipsoid, *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- Grocott, J., 1979, Shape fabrics and superimposed simple shear strain in a Precambrian shear belt, W. Greenland, *J. Geol. Soc. London*, 136, 471-488.
- Ladurner, J., 1952, Zur Kenntniss vor Korundgefügen, *Neu. Jb. Min. Abh.*, 84, 142.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York, 568 s.
- Ramsay, J.G., 1980, Shear zone geometry: a review, *J. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Ramsay, J.G. ve Graham, R.H., 1970, Strain variation in shear belts, *Can. J. Earth Sci.*, 7, 786-813.
- Ramsay, J.G. ve Allison, I., 1979, Structural analysis of shear zones in an Alpinised Hercynian Granite, Schweiz Miner. Petrog. Mitt., 59, 251-279.



- Sander, B., 1930, Gefügekunde der Gesteine, Springer Verlag, Viyana, 352 s.
- Sander, B., 1950, Einführung in die Gefügekunde der Geologischen Körper, II., Springer Verlag, Viyana, 409 s.
- Seymen, İ., 1970, Petrofabric study of shear zone, unpublished MSc. Thesis, Univ. of London, Londra, 40 s.
- Simpson, C., 1980, Oblique girdle orientation patterns of quartz c-axes from a shear zone in the basement core of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland, J. Struct. Geol, 2, 243-247.
- Simpson, C., 1983a, Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones, J. Struct. Geol., 5, 61-72.
- Simpson, C., 1983b, Displacement and strain patterns from naturally occurring shear zone terminations, J. Struct. Geol., 5, 497-506.
- Tickell, F.G., 1947, The Examination of Fragmental Rocks, Calif. Stanford Univ. Press, 3rd eds., Palo Alto, 127 s.
- Turner, F.J. ve Weiss, L.E., 1963, Structural Analysis of Metamorphic Tectonites, Mc Graw-Hill, New York, 545 s.
- Wadell, H., 1932, Volume, shape and roundness of rock particles, J. Geol., 40, 443-451.
- Watts, M.J. ve Williams, G.D., 1983, Strain geometry, microstructure and mineral chemistry in metagabbro shear zones: A study of softening mechanisms during progressive mylonitization, J. Struct. Geol., 5, 507-517.
- Wellman, H.W., 1962, A graphical method for analysing fossil distortion caused by tectonic deformation, Geol. Mag., 99, 348-352.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediments, J. Geol., 30, 377-392.

Yazının geliş tarihi : 6.2.1986

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi: 22.11.1986

Yayıma verilmiş tarihi : 4.1.1988

