

# BİR ÇEŞİT KIVRIMLANMA

Taştan REVI

## 1. ÖZET

Bir türdeş istifte (homogeneous multilayer) katmanlanmayla  $45^\circ$  den küçük açı yapan yan baskılar etkisinde konsantrik kıvrımlar oluşur. Yan baskıların devam etkileri sonucu kıvrımların sinüs eğrisi gibi olan ilkel şekli, yassıdaşıp köşelenerek «kutu kıvrımlara» (box folds) dönüşür. Daha sonraki evrelerde diyapir ve sürüklenme yapıları oluşur. Doğuşu «taban ayrılma yüzeyine» (basal detachment plane) bağlı konsantrik kıvrımlar bu yüzeyin altındaki katmanlardan kopmuştur.

## ABSTRACT

When an inhomogeneous multilayer is subjected to compressive stresses making an angle of less than  $45^\circ$  with the layering the deformation, macroscopically, takes the form of concentric folds. At further stages of the deformation box folds, diapirs and thrusting take place. The formation of concentric folds depends on the existence of basal shearing planes which return form by folding, and is always independent of rocks below.

## 2. TANITMA:

Kayalar tabiatında çeşitli şekil ve yapı değişiklikleri geçirirler. Bu değişmelerin tabiatı ve evreleri laboratuvarlarda yapılan deneyler ile aydınlatılmaya çalışılmaktadır. Hem boyut hem de şiddet yönünden kayalardaki deformasyon çok çeşitlidir. Oolit kırılanması ve yassılaştırması bir çok hallerde ancak mikroskop altında tanımlanabilirken, pek çok yapıların her tarafını bütünüyle görmek imkânsızdır. Yine, tortul kayalarda gözeneklerin kapanması ile dağ oluşumu bu deformasyonun iki zıt ucuna örnek verilebilir.

Kıvrım oluşumunun incelenmesinde tortul kayalar önemli bir yer alır. Çünkü bunlarda hem başlangıçta yatay olan yüzeyler (Örneğin katman yüzeyleri) vardır hem de çeşitli kayaç türleri sıralanması görülür. Ayrıca tortul kayalarda kıvrımlanmanın evreleri aynı yerde veya ayrı yerlerde görülebilir.

Bugün, gerek laboratuvar ve gerekse saha çalışmaları neticesi kaya deformasyonunun şekil ve sırası tanımlanmıştır. Bir istif ki, tortul kayalarda olağandır, yan baskıların etkisiyle çeşitli şekil değişikliklerine uğrarlar: genellikle oluşan yapıların şekli dayanıklı (competent) katmanlar tarafından belirlenir.

## 3. TEORİ :

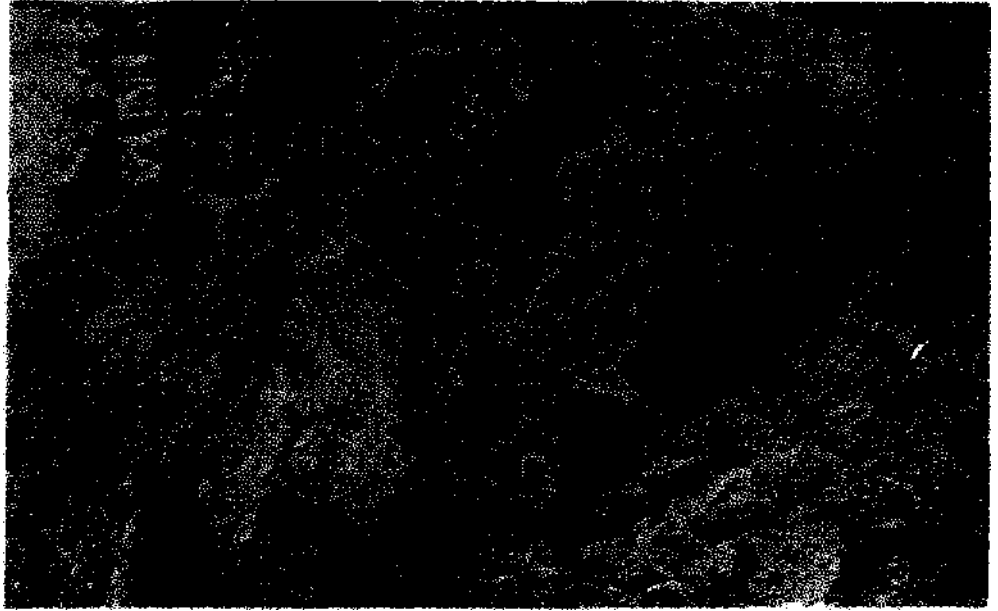
Başlangıçta, yan baskıların gerilimi (compressive stress) kalkarsa kayalar deformasyondan önceki durumlarına dönebilir. Bu «elastik evre»dir (elastic stage). «Elastiklik sınırı» (elasticity limit) aşıldıkça deformasyon geriye dönmezlik ve devamlılık kazanır. Bu da «plastik evre» (plasticity stage) olarak tanımlanır. Bu evrenin ilk başlarında elastik bir müddet geçerlidir ki elastik ve plastik evrelerin arasındaki bu geçiş «elastik-viskoz evre» olarak bilinir. İşte kıvrımlanma bu ara evrede oluşur. Eğer gerilimler katmanları etkilemeye devam ederse «kopma» (rupture) meydana gelir. Kopma olayı bazen elastik evrede de olur, ona bu kere «gevrek kırılma» (brittle failure) denir.

Kaya deformasyonunun bu seyrine derinlik, ısı ve gözenek suyu basıncı etkide bulunur. Ayrıca gerilimin artma oranı da önemli bir etkidir. Bunlardan başka «türdeş olmayan» (inhomogeneous) bir istifin anisotropisi, üyelerin bağlı dayanıklılığı ve en dayanıklı katmanların elastiklik sınırı da önemli birer etki unsurudur. Gayet bileşik bir olay

(\*) T. Profesör, Dr., Jeoloji Bölümü O.D.T.Ü., Ankara.

olan kaya deformasyonu esnasında kayaların akışkanlık özelliklerinin ve gerilimin değişimleri de bu deformasyon üzerinde etki yapar.

Görüldüğü gibi bütün bu etkenlerin toplu çalışması sonucu kayalar değişikliğe uğrarlar. Etkenlerin kendileri ve birbirlerine olan bağları çok değişik olabileceği için deformasyonun da çeşitleri o kadar fazladır. Unutulmamalıdır ki zaman en önemli unsurdur; kuvvetlerin etki süresi ve kuvvetlerin bıraktığı izlerin değişimlerinde payı büyüktür.



**Şekil ; 1 — Paralel ve benzer kıvrımlar bixarada. Sağ alt kenarda görülen çekiç 0.10 m. dir. (Foto T. Revl)**

Bükülme kıvrımların oluşabilmesi için yan baskıların katmanlanmaya  $45^\circ$  den az bir açı ile gelmesi gerekir. Ramfoerg (2) buna anisotropluk şartını da ilave eder. Bir karma istifde eğer dayanıklı katmanlar hemen eş kalınlığa ve «akışkanlığa» (viscosity) sahip ise aynı başlangıç dalga boyu ile kıvrımlanır. Kıvrımlanmanın ilk evresinde katmanlar eğrisi şeklini alır daha sonra bazı sebepler yüzünden bu şekil değişikliğe uğrar. Eğer başlangıç dalga boyunun kalınlığa oranı küçük ise kıvrımlar maximum «kısalma» (shortening) ile IB sınıf (1) çeşiti olur. Kıvrımların, dalga boyu-kalınlık oranı  $x/2$

#### 4. KONSANTİRİK KIVRIMLAR VE BAĞLI YAPILARI

"Kıvrımların geometrisi, kökenlerinden çok önce biliniyordu. Daha 1896 da Van Hise paralel ve benzer olarak kıvrımları iki grupta toplamıştı. Bugün paralel kıvrımlara morfolojik ve mekanik sınıflamalarda konsantrik, «egemen» (competent), «eğilme» (flexural) ve «eğili-kayma» (flexural-slip) isimleri de verilmektedir. Ayrıca «bükülme» (buckle) kıvrımlar ve IB sınıfı (Class IB) kıvrımlarla özdeştir, sadece mekanik prensipler değişikidir.

ise % 36 kısalma olur. Bu kısalma sınırı yan baskıların devamı ile aşıldığında ya «yassı paralel kıvrımlar» (flattened paralel folds) meydana gelir veya kırılma olur (3) (4).

Yine bîr karma istifte dayanıklı katmanlar az aralıklarla yer almış veya kıvrımların kanatlarında birbirine değiyorsa kıvrım dirseklerinde (hinge) boşluklar oluşur ki bu ralara eriyiklerden Kuvars veya Kalsit çökebilir - «eyer-damar» (saddle-reef) (1).

Bîtot (5) nun deneylerinden biliniyor ki kıvrımların dalga boyu yan baskıların şiddetine bağlı değildir.

Kıvrımlanma esnasında bir istifde kıvrımı iki bölgeye ayıran bir «durgun yüzey» (neutral surface) ve iki yanında da birer durgun şerit oluşur. Bir antiklinde bu durgun yüzeyin üzerinde kalan dış kısım gerilmeden, altında kalan iç kısım ise yan baskılardan etkilenir. Böylece bir konsantrik kıvrımda üç değişik yapısal bölge vardır, bunlar dıştan içe doğru: «gerilme bölgesi» (tension zone), «durgun bölge» (neutral zone) ve «baskı bölgesi» (compression zone) dir. Bu gerilme ve baskı sonucu katmanların alt ve üst yüzeylerine paralel makaslanmalar oluşur ki, bu da katmanların birbiri üzerinde kaymasına sebep olur. Bu olayın defa-

larca tekrarı kıvrımlanmanın gerilim artışı olmadan devam etmesini sağlar. Katmanların birbiri üzerinden kayma miktarı katmanların eğimine ve kalınlığına bağlıdır. Katman yüzeylerinde hemen her zaman görülen perdelikli yüz çizikleri (slickensides) bu kaymanın yönünü gösterirler. Bazen katman, fay ve eklem yüzeylerinde birden fazla yönlü birbirini kesen çizikler görülür. Bu çiziklerin bağlı yaşlarından (kesen, kesilenden genç olarak) değişik hareketlerin bağlı yaşları bulunabilir. Konsantrik kıvrımlanma görülen yerlerde perdelikli yüz çizikleri genellikle «dirsek izlerine» (hinge lines) dik olarak yer alır.



Şekil : 2 — Bir katman üst yüzünde perdelikli yüz çizikleri. Aşınmış katman fotoğrafın üst kenarından alt kenarına doğru kaymıştır. (Foto T. Revi)

Wegmann ve Schaer (6) bu çiziklere ilâve olarak hilâl şeklinde oyukların (lunules) da katman yüzeylerinde bulunduğunu gösterdiler. Kıvrım kanatlarında, kıvrım eksenine doğru eğimli gerilme çatlakları oluşur. Bunlar daha sonra sigmoid şekle dönüşüp Kuvars ve Kalsit ile dolabilir (1).

Yakın zamana kadar, kıvrım kanatlarında görülen bakışsız «sürünme kıvrımlar» (drag folds) eğili - kaymaya bağlıydı. Halbuki aynı tip küçük kıvrımların aynı zamanda kıvrım dirseklerinde hem de bakışsız olarak bulunması bu iddiayı çürüttü. De

Sitter (7) bunların gerilimden doğan dilinim dolayısıyla oluştuğu tezini savunur ve «parasit kıvrım» (parositic folds) ismini verir. Williams (8) ise parasit kıvrımların «laminasal akma» (laminar flow) dan oluştuğuna inanır. Rambergè (9) (10) göre «katman kısalması» (layer shortening) ile kıvrımlanmadan dolayı kısalmanın oranlarının farkından parasit kıvrımlar doğar. Örneğin «dayanaksız» (incompetent) bir katman bu katmanın yüzlerine paralel yan baskı ile kıvrımlanmadan kısalabilir-katman kısalması. Buna karşılık ince bir dayanıklı katman

eğer dayanıksız katmanlarla smırlanmışsa ancak kıvrımlanarak kısılabılır. Parazit kıvrımlar daha sonra oluşan büyük kıvrımların kanat ve dirseklerinde yer alır. Ramsay (1) genellikle bu son yoruma inanmakla beraber De Sitterin fikrinin de doğru olabileceğine işaret eder.

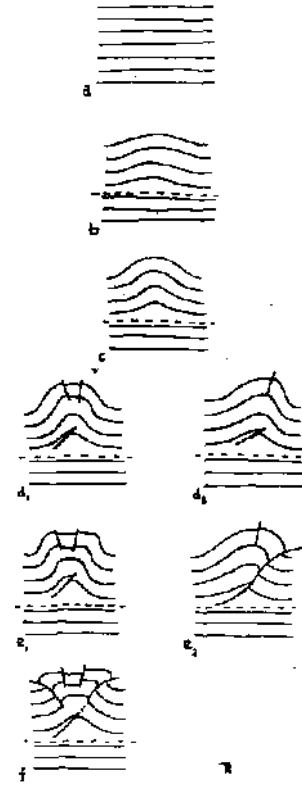
Gerilme bölgesinde, İnce, dayanıklı katmanların gerilmesinden dolayı «sucuk yapısı» (boudinage) oluşur. Baskı bölgesinde, kıvrım dirseklerinde katmanlara dik «uzalma» (strain) yüzünden «kayraksı dilinim» (slaty cleavage). Bu bölgede ayrıca katman yüzeylerine hemen hemen paralel gerilme çatlakları ile eğer katmanlar dayanaksız İse makaslanma çatlak çiftleri meydana gelir (1), Baskı bölgesinin özelliği «sürüklertim» (thrust) ve katman katlanmasının varlığı, gerilme bölgesinin özelliği İse katman yüzeylerine dik çatlakların ve çekim faylarının bulunmasıdır.

Durgun bölge teorik olarak bu hareketlerden etkilenmemiştir ama pratik olarak diğer bölgelerde oluşan yapılar, Örneğin faylar, bu bölgeye girip geçebilir.

Kıvrımlanma esnasında dayanıklı katmanlar kıvrım kanatlarından dayanıksız katmaları ezerek inceltir. Bu yüzden kanatlarda incelme dirseklerde de kalınlaşma olur ki bu Microliton kıvrımların (gleİtbretter folds) oluşumuna bir başlangıçtır.

Kıvrımlanma ilerledikçe kıvrım dirsekleri birbirinden uzağa itilir, kanatlar yay şeklini kaybedip doğrulaşır (bir doğru şeklini alır), dirsekler de köşelenir. Bu da akordiyon kıvrımların oluşumuna varır. Kıvrımların merkezindeki katmalar sıkışıp katlanırlar fakat bir noktadan daha aşağıda yer yokluğundan dolayı katmanlar kıvrılamazlar. İşte böyle birçok noktayı birleştiren yüzey kıvrımlanmanın derinliğini, derinlikteki sınırını çizmiş olur. Bu yüzeye «taban ayrılma yüzeyi» (basal detachment plane (Şekil 3) denir. Kıvrımlanma ilerledikçe baskı bölgesindeki katmanlar büyük baskılardan kurtulmak isterler. Bunun sonucu konsantrik kıvrımlarda orta blok yukarı itilir, aynı zamanda da İki yan blok birbirine doğru yaklaşır. Bu olaylar esnasın-

da kıvrımların değişik yerlerindeki hareketler birbirlerine uymazlar. Teorik olarak orta blok ile İki yan bloku ayıran yüzeyler değişik «gerilimlerin» (stresses) maximum olduğu yerlerdir. Bu yüzden sürüklenme oluşumu için en uygun yerlerdir. Orta bloğun yukarı İtilmesiyle kıvrımlar genişler, konsantrik şekilden uzaklaşıp köşeli bir biçime girer. Bu yeni şekil kıvrımlara «kutu kıvrımlar» (box folds) (Seki 3. e) denir. Bu dönüşmenin derecesi kıvrımların birbirlerinden olan uzaklıklarına ve kıvrımın ağırlığına bağlıdır. Kıvrım ağırlığı İse katmanların kalınlıklarıyla değişir. Eğer yan baskılar devam ediyorsa bir kopma kaçınılmaz olur. Bu kopma bakışımı İse orta blok İki yan bloğun üzerine bindirerek «diyapir» (diapîr) yapıları meydana getirir. (Şekil 3. f). Bindirme derinlerinde İtki fayı İken yüzeye doğru eğimi azalarak sürüklenme dolayısıyla olur. Diğer taraftan kopma eğer bakışimsız İse orta blok yalnız bir an blok üzerine sürüklenme ile çıkar (Şekil 3.ea) (3, 1).



Şekil 3. Bir tortul istifin Paralel kıvrımlanma evreleri. Kırık çizgi taban ayrılma yüzeyidir.

## BİBUOGRAFİK TANITIM

Konsantrik kıvrımların oluşumu taban ayrılma yüzeyine bağlı olduğundan bu çeşit kıvrımlara daima eşlik eder. Taban ayrılma yüzeyinin eğimi varsa üstteki kıvrımlanmış katmanlar kütlesi bu yüzey üzerinden kayabilir. Gerekli eğimin miktarı üstteki kayaların hacmi ile ters orantılıdır. «Çekimsel kayma tektoniğinin» (gravitational gliding tectonics) konsantrik kıvrımlarla ilgisi ve birinin diğerinin sonucu olabileceği böylece ortaya çıkar. Harrison ve Falcon (11) İranda bunun en güzel örneklerini vermişlerdir.

Konsantrik kıvrımlanma ile yakından ilgili olarak «boyuna zirve fayı» (longitudinal crest fault) vardır. Bu, kıvrım «eksen yüzeyi izine» (axial surface trace) paralel, çoğunlukla düşey, bir gerilme bölgesi yapısıdır. «Çapraz faylar» (cross-faults) da bu bölgede, eksen yüzeyi izine (veya dirsek çizgisine) diktir ve kanatlara (harita düzleminde) doğru kaybolurlar. Bu faylarda atım, dirsek çizgisinin yükselim noktasına doğru olduğu için eksen boyunca kıvrım boyunun uzamasına sebep olurlar. Dalımlı kıvrımların burnunda «yırtmaç faylar» (tear faults) oluşur ki bunlar da yine kıvrımın uzamasına aynı zamanda da dışarı doğru yayılmasına sebep olurlar(3).

De Sitter (3) kısalma miktarını kaya hacmi olarak hesaplanmıştır. Bundan kıvrımlanmanın derinliği diğer bir deyişle taban ayrılma yüzeyinin derinliği bulunabilir.

Eklemler kıvrımlarda en çok görülen küçük yapılarıdır. Bunlar gerilim-uzahım değişik evrelerdeki durumunu yansıtır. Eklemlerin oluşum ve tekrarı katmanların kalınlığına ve litolojisine bağlıdır.

- (1) Ramsay, J. G. : Folding and Fracturing- of Rocks McGraw-Hill Book Co. N.Y. 1967.
- (2) Ramberg, H. : Strain distribution and geometry of folds. Bull. geol. Instn, Univ. Upsala, Vol. 42. pp. 1 - 20.
- (3) De Sitter, I\* U. : Structural Geology. McGraw - Hill Book Co. N.Y. 2nd Ed. 1964.
- (4) Ramsay, J. G. : The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. J. Geol., Vol. 10, pp. 309 - 327, 1962 a,
- (5) Blot. M. A. : Theory of folding .of Stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis Bull. Geol. Soc. Am., Vol. 72, pp. 1595-1620. 1961.
- (6) Wegmann, E. & J. P. : Sohaer. Lunules tectoniques et traces de mouvements dans les plis du Jura. Eclog. geol. Helv., Vol. 50, pp. 491 - 496, 1957.
- (7) De Sitter, L. U. : Boudings and parasitic folds in relation to cleavage and folding. Geol. Mijn., Vol. 20, pp. 277 - 278, 1958
- (8) Williams, E. : The deformation of confined, incompetent layers in folding. Geol. Mag., Vol. 98, pp. 317-323, 1961.
- (9) Ramberg, M. : Evolution of drag folds. Geol. Mag., Vol. 100, pp. 97 -105, 1963.
- (10) Ramberg, H. : Selective buckling of composite layers with contrasted Theological properties,a theory for simultaneous formation of several orders of folds. Tetonophysics, Vol. 1, pp. 307 - 341, 1964 a.
- (11) Harrison, J. V., N. L. Falcon. : Gravity collapse structures and Mountatain Ranges, as exemplified in South -Western Iran. Quart. Journ. Geol. Soc. London, Vol, 92, pp. 91-102, 1936.