

AKTİF TEKTONİK

1. GİRİŞ

Tektonik, dünya kabuğunun deformasyonu ile ilgili her türlü süreç, yapı ve yüzey şekilleri ile ilgilenir. Geniş anlamda bu yapıların ve yüzey şekillerinin zaman içindeki evrimi ile ilgilenirken global ölçekte kıtaların ve okyanus basenlerinin orijini ile, bölgesel ölçekte dağ zincirlerini oluşturan yapılarla, yerel ölçekte ise küçük kıvrımlar, fay diklikleri, fay yarıkları ile ilgilenir.

Tektoniğin zaman ölçeği tamamen sürecin özelliğine bağlıdır. Örneğin, kıtaların oluşması birkaç milyar yıl, geniş okyanus basenlerinin oluşumu bir kaç yüz milyon, dağların oluşması ise bir kaç milyon yıl sürerken tepe oluşturan kıvrımlar birkaç yüz bin yılda oluşabilir. Birkaç metre yükseklikteki fay diklikleri ise deprem sırasında oluşabilir.

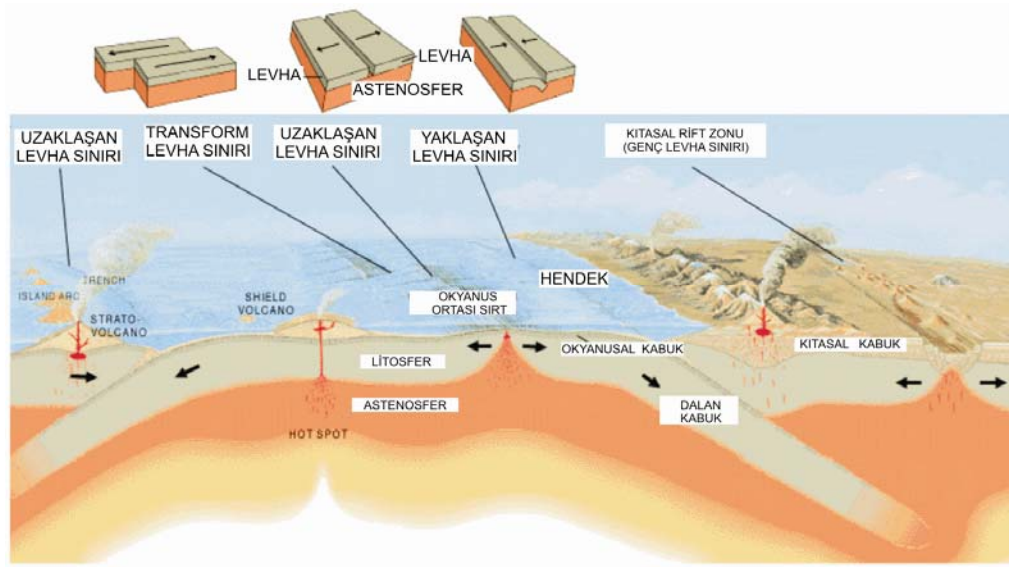
Süreçlerin hızı ise gene çok değişiktir. Örneğin fay yarığının ilerlemesi saniyede birkaç kilometreye ulaşabilirken, kıtaların hareketi yılda birkaç on santimetre ile sınırlıdır.

Aktif tektonik, insanlık tarihini de içine alacak bir zaman dilimi içinde dünya kabuğu üzerinde deformasyona neden olan tektonik süreçleri inceler. Aktif tektoniğin en önemli elemanlarından olan **tektonik jeomorfoloji** aktif fayların tanınması, jeolojik yapıların oluşumu, sismik tehlike değerlendirmesi, ve dünya yüzeyinin oluşumu gibi konuları içeren uygulamaların, önemi gittikçe artan bir aleti olmuştur.

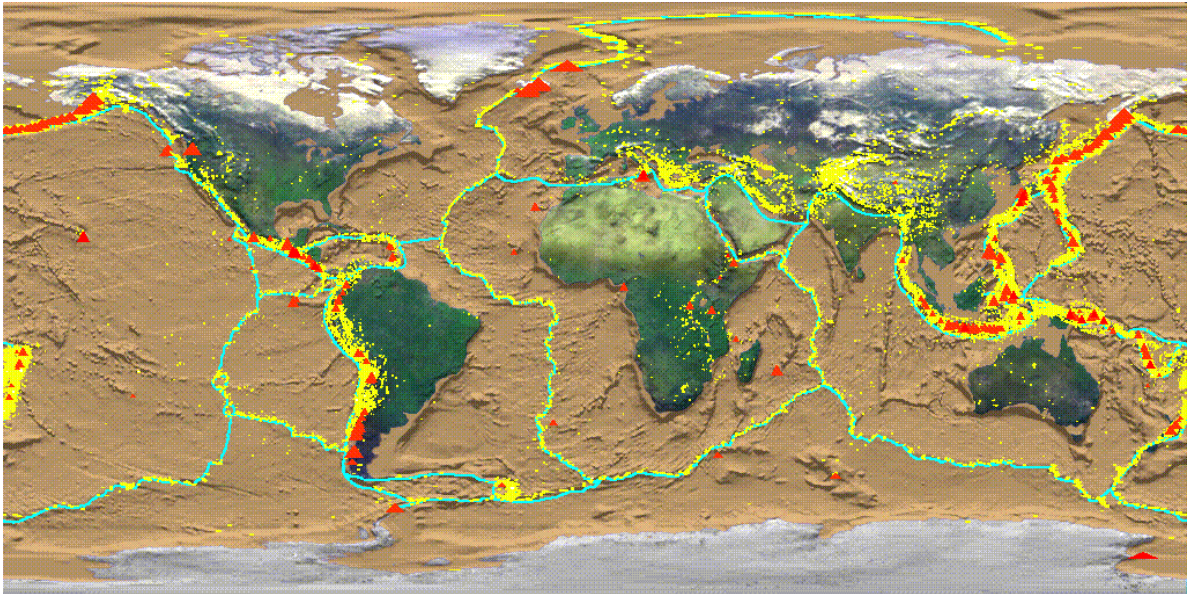
Neotektonik, tektonik rejim değişikliğinin zamanı bakımından zamansal bir kavramdır. Herhangi bir bölgede, son tektonik rejim değişikliğini izleyen ve günümüzde de süren döneme **Neotektonik Dönem** denir. **Tektonik rejim**, belli bir bölgeyi denetleyen gerilme sistemidir. Dönemin uzunluğu veya kısalığına göre bu dönemi ifade eden yapısal unsurlar ve birtakım jeolojik olaylar ortaya çıkmış olabilir. Dönem kısa ise özellikle üst kabukta sıkışmayı ifade eden yapısal unsurların belirmesi güçtür. Ancak çekmeyle ilgili yapılar daha kolayca ortaya çıkabilirler. Bu şekilde sıkışmalı (saf makaslama) bölgelerde ilk hareket noktası normal faylar ve tansiyon çatlakları olabilirler. Zamanın uzunluğu, volkanik etkinliğe kadar uzanan bir dizi jeolojik olayın ortaya çıkabilmesine imkan verebilir. Yerbilimlerinde 1960'ların sonlarında gündeme gelen levha tektoniği mekanizması, yeryuvarımızda birincil hareketliliğin yatay doğrultuda olduğunu göstermiştir. Düşey yöndeki izostazik hareketler ve bu sırada meydana gelen yapılanmalar yatay gerilmelerin yansımaları durumundadır

2. TEKTONİK REJİMLER

Bir bölgedeki tektonik rejim, *sıkışma*, *çekme* veya *basit makaslama* sistemlerinden birisi tarafından denetlenir. Örnekleri ülkemizde de görüldüğü üzere başlı başına basit makaslama rejimleri belli bir uzunluğun üzerindeki doğrultu atımlı faylar çevrelerinde söz konusudur. Levhaların birbirlerine göre verev hareketleri bazı sınırlarda bu durumu ortaya çıkarabilir. Okyanus ortası sırtları öteleyen ve okyanus tabanı yayılmasını dengeleyen transform fayların çevrelerinde yarattıkları basit makaslama, neden oldukları jeolojik olaylar bakımından da farklı bir durumdur. En belirgin yapılanmalar, kıta içi durumlu doğrultu atımlı faylar çevrelerinde gelişir. Bu şekilde en genel olarak tektonik rejimleri *çekme* ve *sıkışma* olarak ikiye ayırabiliriz.



Şekil 2.1

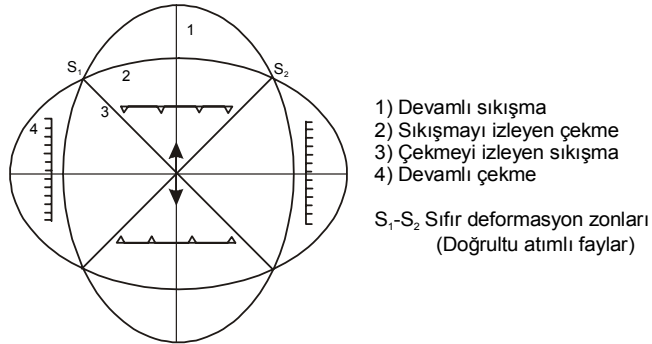


Şekil 2.2.

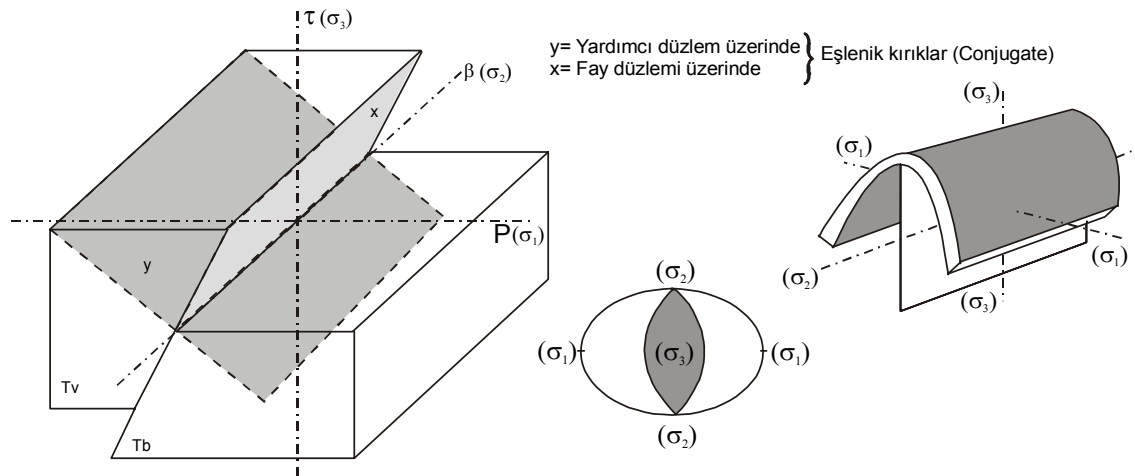
2.1. SIKIŞMALI TEKTONİK REJİM (Saf makaslama) (Compressive tectonics)

Başlıca levhaların göreceli sıkışmaları, sıkışmalı rejimi doğurur. Bu rejimi karakterize eden yapılar, rejimler içerisinde en zengin çeşitliliğe sahiptir. Bunlar progresif bir deformasyonda birbiri ardısıra ortaya çıkarlar. Levha içleri yoğun torsiyon rijiditesine sahip oldukları için en şiddetli deformasyonlar levha kenarlarında belirirler. Bunlara yığışım prizmalarındaki imbrike yapılarla karakterize edilirler. Burada levha kenarının ve burada gelişen sıkışmalı deformasyonların alanı ve genişlikleri tam bir ölçüye uymazlar. Bu konuya levhaların büyüklükleri bakımından bakmak gerekir. Örneğin; 6000 km genişlikteki bir levhanın kenarı diye bahsettiğimiz alan birkaç yüz km genişlikte olabilir.

Şekil 2.3.



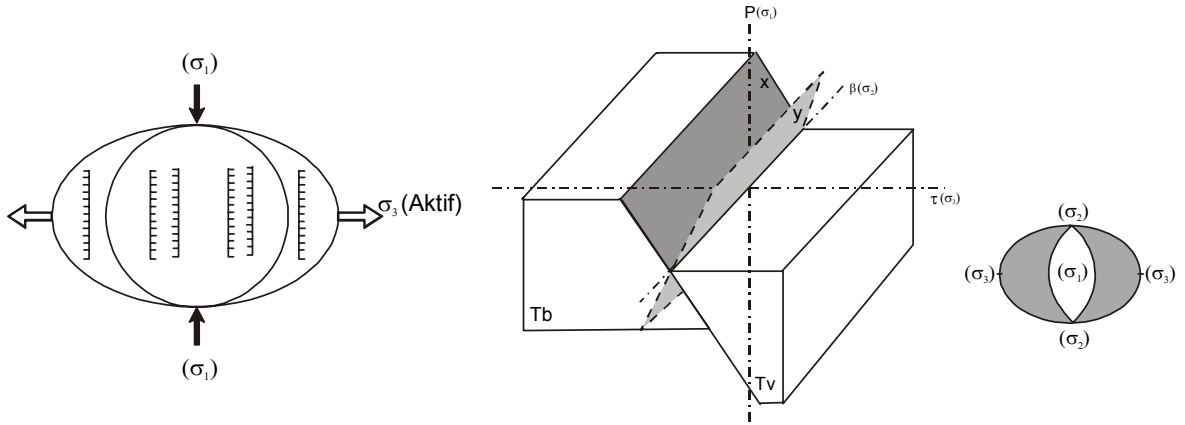
Türkiye'miz gibi neotektonik dönemi kısa olan alanlarda tüm deformasyon yapıları gevrek davranış karakterinde ortaya çıkarlar, çünkü, henüz derinlerdeki bir plastik deformasyonun yüzeye çıkabilmesi (erozyonlarla) mümkün olmaz. Bu tür rejimler derinliği sığdan çok derine kadar olabilen sismik etkinliklere yol açarlar. Bu deprem iç merkezler, çarpışma zonuna yakın kesimlerde 200-250 km daha içeride olan kesimlerde yeniden sıkışmalı rejim sergilerler. Bu tür aktif yapılar üzerinde meydana gelen hareketlilik oldukça geniş bir alanda etkili olur. Nedeni, kayaçlarda kompresif dayanımın çok yüksek olmasıdır.



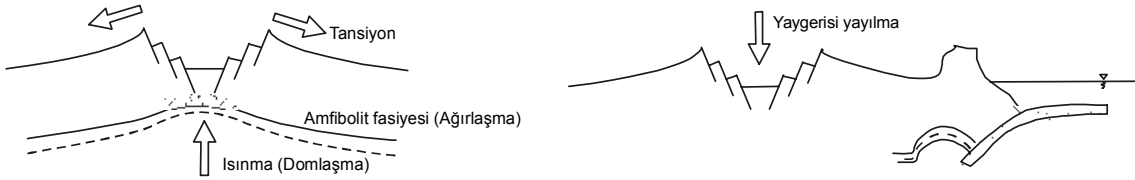
Şekil 2.4.

2.2. ÇEKME TEKTONİK REJİMİ (Extensional Tectonics)

Genellikle kıta içi alanlarda ya doğrudan lokal ısınmaya veya bir yay gerisi yayılma şeklinde dalma batmaya bağlı olarak gelişirler. Herhangi bir bölgede, önceki çarpışmalarla kabuğun aşırı derecede kalınlaşmasında sonunda bir orojenik çökmeye ve dolayısıyla bir çekme rejimine sahne olacağı ileri sürülür. Bunların içerisinde örneği görülen en gerçekçi olanı lokal ısınmaya ve dalma batmaya bağlı olanlardır. Anadolu levhamız gibi batıya itilirken Yunan makaslama zonunda aşırı derecede sıkışmanın belirli bir bölgede yapılanmaya yol açacak yeterli çekme gerilmesi doğurması da mümkündür. Benzer durum aslında saf makaslama sırasında da gelişmektedir. Fakat saf makaslama ilerleyici yamulmanın geç evresinde çekme yapıları görülürken, Anadolu'nun batısında bu durum herhangi bir sıkışma yapısına neden olmadan en erken aşamada ortaya çıkmaktadır. Dolayısıyla burada rejimin özgün çekme olduğunu söyleyebilmekteyiz.



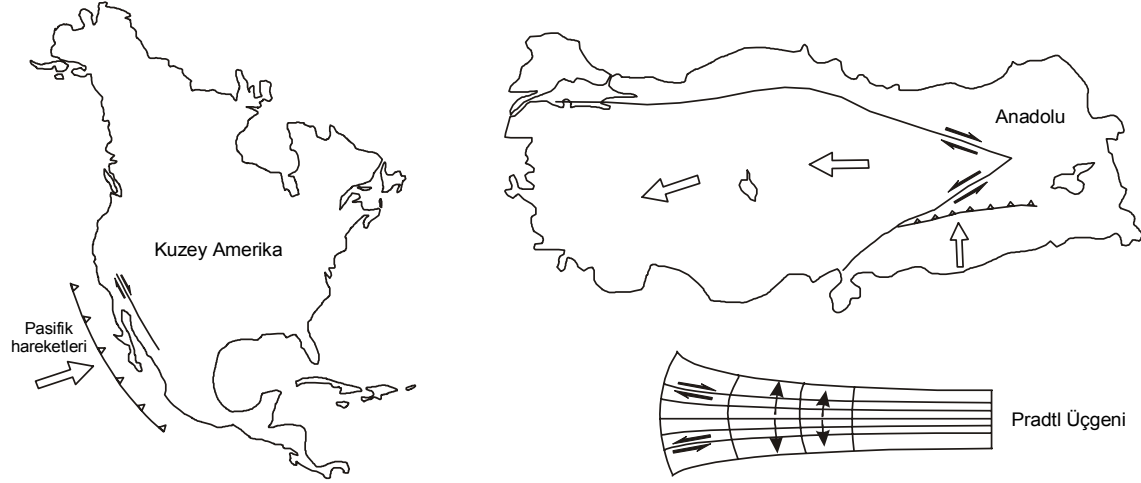
Şekil 2.5.



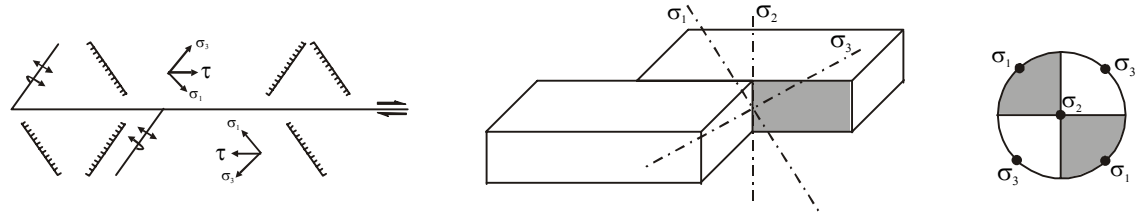
Şekil 2.6.

2.3. DOĞRULTU ATIM TEKTONİK REJİMİ (Basit makaslama) (Strike-slip tectonics)

Doğrultu atımlı faylar özellikle sıkışmalı alanlarda en çok rastlanan yapılar olmalarına karşın bir basit makaslama rejiminde ana yapının karakteristik şekilde bir doğrultu atımlı fay, diğer yapılarında ikincil olmaları gerekir. Levha hareketlerinin verrev yaklaşmalı durumlarında veya ülkemiz gibi iki süper levha arasında sıkıştırılmakta olan alanlarda özgün doğrultu atımlı rejimler görülebilir.



Şekil 2.7



Şekil 2.8

Doğrultu atımlı faylar, meydana gelmeleri için büyük bir gerilme birikimini gerektirdiklerinden şiddetli sismik etkinliğe neden olurlar. Sıkışmalı bölgelerde ortaya çıkan dar kısa uzanımlı doğrultu atımlı faylarda da sismik etkinlik görülürse de özgün basit makaslama rejimlerinde yapı, ülkemizdeki gibi genellikle uzun mesafeli olduğu için çok geniş alanlarda etkili olan hareketliliğe yol açarlar.

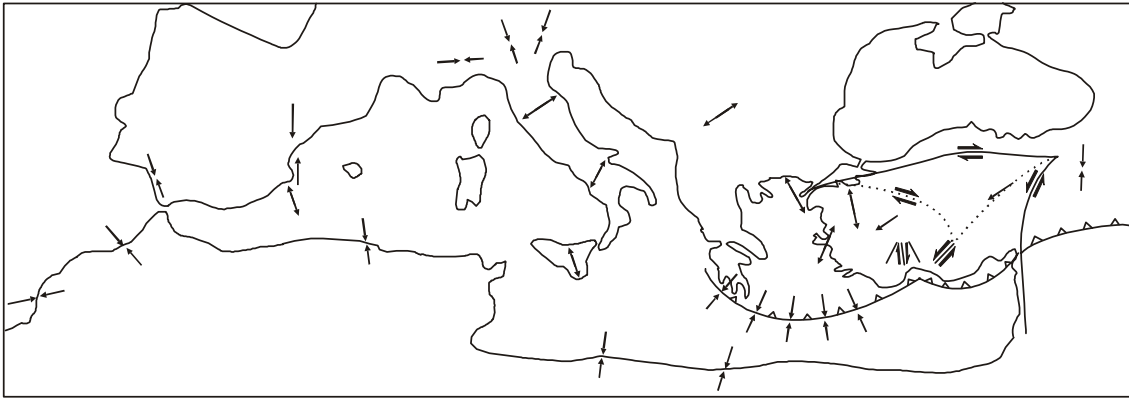
Neotektonik çalışmalarda arazide en belirgin şekilde tanınabilecek yapılar doğrultu atımlı faylardır. Gerek birimleri uzun mesafeli ötelemelerinden, gerekse güncel ya da çok genç depolarda ötelenmelere neden olduklarından kolayca tanınabilirler. Günümüzde meydana gelen bu tür yapılarda, meydana gelen depremlerde esasen hareketlilik güncel olarak görünmekte ise de geçmiş 500.000 yıla yayılı şekilde, örneğin; drenajda meydana gelen çarpılmalar, uzun mesafeli ötelenmeler neotektonik dönemin uzunluğu ve bölgesel yamulma oranı hakkında bile fikir verebilirler.

2.4. TÜRKİYE ÇEVRESİNDE VE AKDENİZ BÖLGESİNDE GÜNCEL GERİLME DURUMU

Afrika ve Lavrasya levhalarının çarpışma bölgesi olan ve Türkiye levhacığının (platelet) bulunduğu kesimde levhalar arası yakınsama tüm bölgeye bir K-G sıkışması olarak yansımaz. Bu durum, sismik kayıtlarda da kendisini gösterir. Bu durumun nedeni, Akdeniz bölgesinde birtakım küçük levhaların ve bunları sınırlayan değişik yönelimli levha sınırlarının bulunmasıdır.

K-G yakınsama, Triyas'tan beri sürmektedir. Bölgede, ligosen sıralarında başlayan çarpışma (İzmir-Ankara-Erzincan zonunun oluşumu) kıtasal alt blokların hareketlenmelerine yol açmış, Orta Miyosen sonunda, doğu Akdeniz bölgesinde Neotetis güney kolunda meydana gelen çarpışma, izleyen evrede ve özellikle Pliyosen'den sonra bölgede batı yönlü de bir sıkışma gerilmesinin doğmasına yol açmıştır. Bu gerilme, neden olduğu yamulma hızı bakımından da daha önceden beri çalışmakta olan D-B yönlü büyük yapılarda batı yönlü bir çekme bileşeninin doğmasına yol açmıştır.

Akdeniz tabanının Anadolu altına dalmasıyla 180-250 km derinliklerde meydana gelen ısı artışı, Anadolu levhası içerisinde kimi volkanik olaylara ve yay gerisi gerilme ve genişleme olaylarına yol açmıştır. Bütün bu olaylar, etkileri bugünde süren birtakım alt gerilme alanlarının doğmasına yol açmıştır.



Şekil 2.9

Kompresyonel Rejim Altındaki Bölgeler

- Helenik yayın önyüzü: bu kesim Levanten, İyon ve Adriyatik denizlerine bakmaktadır. Ege altına doğru dalan bir deprem zonu bu şekilde meydana gelir. Bu kesimde sıkışma, KB-GD'dan KD-GB'ya doğru yelpaze tarzında bir gelişim gösterir
- Doğu Alplerde, K-G doğrultusunda, orta Alpler önülkesinde KB-GD doğrultusunda, batı Alplerde ise D-B doğrultusunda bir sıkışma etkisi görülür.
- Cezayir'in kuzey Atlas zonu ve Tunus ile Sicilya'nın batı kısımlarına kadar yine kompresif bir yelpaze söz konusudur.

- Güneybatı Fas'ta kompresif gerilmeler batıda KD-GB, doğuda ise KB-GD durumudur.
- Azor adaları çizgisinin doğu kısmı ile GB İspanya'da K-G'den KB-GD'ya doğru gelişir.

Tansiyonel Rejim Altındaki Bölgeler

- Batı Cezayir'in Alboran denizi ve Cebelitarık boğazının güney kesimlerinde KD-GB'dan K-G'e kadar genişleme söz konusudur.
- Sicilya'nın doğu kısmıyla Apeninlerde bir genişleme yelpazesi söz konusudur. Sicilya'da KB-GD'dan, güney İtalya'da KD-GB, kuzey İtalya'da da D-B'ya doğru değişir.
- Geniş anlamda, Ege denizi sahası. Bu bölge geniş olarak Ege dalma batma zonu, orta derinlik deprem bölgesi üzerinde yer alır. Sahanın kuzeyinde KB-GD'dan, güneyinde KD-GB'ya kadar değişir.
- Karpat yayının GD bölgesinde de yine tansiyonel rejimler hakimdir.

Anadolu levhası üzerinde doğu Anadolu bölgesinde bir sıkışma rejimi söz konusuyken, Pliyosen'den itibaren ortaya çıkmaya başlayan KAF ve DAF çevrelerinde özgün basit makaslama rejimi ve bağlı yapılarını meydana getirmişlerdir. Anadolu levhası üzerinde karmaşık etkilerin altında bulunan alt bölgeler söz konusudur. Akdeniz levhası dalmasının meydana getirdiği sıkışma, Anadolu levhasının batıya kaçması, Akdeniz levhasının sıkışmaya rağmen meydana getirdiği yay gerisi yamulma prosesi, bu kesimde karmaşık durumların ortaya çıkmasına yol açar.

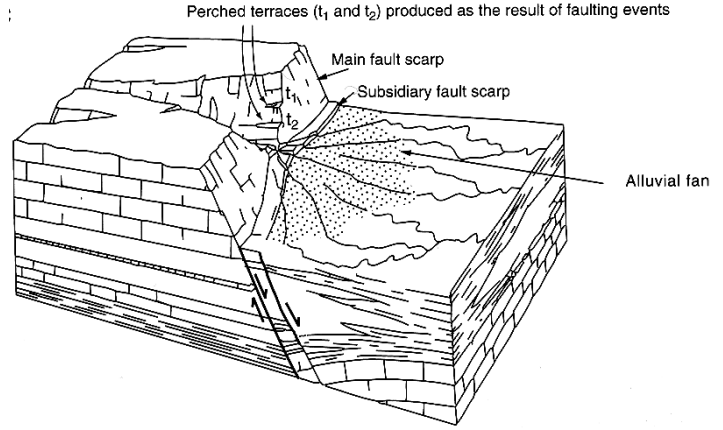
Gerek doğu Anadolu'da gerekse Kırşehir-Toros bloğu adı da verilen Anadolu levhacığı üzerinde en göze çarpan neotektonik unsurlar, K-G yönlü saf makaslamanın ortaya koyduğu KD-GB ve KB-GD yönelimli, sırasıyla sol ve sağ yanal doğrultu atımlı faylardır. Gerek deprensellik gerekse kıta içi yamulmanın oransallığı bunun yanında da bu yamulmaların yol açtığı havza oluşumları bu doğrultu atımlı faylanmaların kontrollerinde gelişmekte ve öngörülmektedir. Bu yapılar ister tam bir basit makaslamanın eseri isterse saf makaslamaya bağlı yapılar olarak meydana gelsinler, yamulmanın ölçülmesine ait metodlar ve havza oluşturmaları benzer şekillerde cereyan eder. Her ne kadar genişlemeli yapılarda havza oluşturmakta iseler de Anadolu'da, kenarları düz hatlarla sınırlandırılmış uzunlamasına ovalar güncel gerilme durumunu anlatmakta olan ve gelişmelerini halen sürdüren havzalar durumundadırlar. Bu nedenle, neotektonik çalışmalarda doğrultu atımlı faylanmaların üzerinde özellikle durulmalıdır.

3. TEKTONİK JEOMORFOLOJİ VE FAYLAR

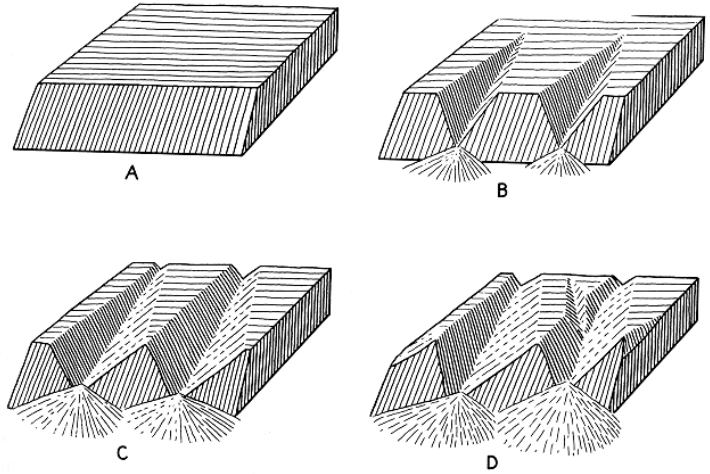
Hangi tektonik rejimde olursa olsun, tektonik hareketler yeryüzünde karakteristik bir şekil oluştururlar.

3.1. NORMAL FAYLARLA GELİŞEN YÜZEY ŞEKİLLERİ

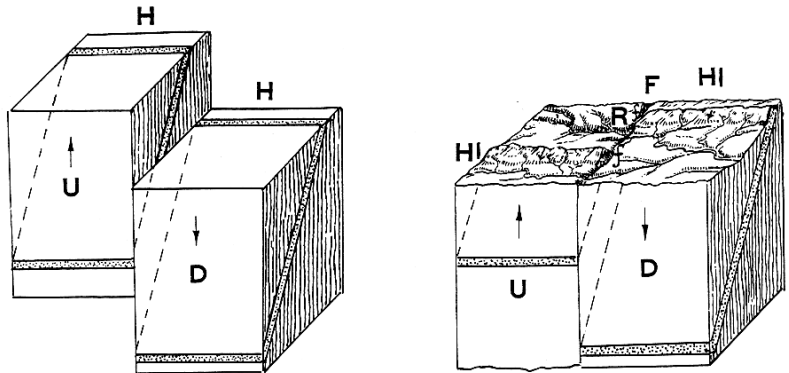
Şekil 3.1. Normal faylarda gelişen fay dikliği (fault scarp) ve alüvyon yelpazesi (alluvial fan)



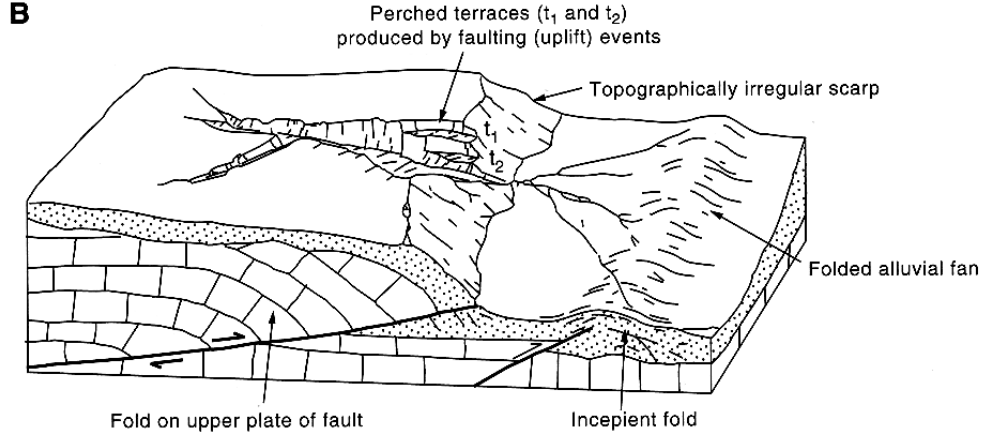
Şekil 3.2. Fay dikliği üzerinde gelişen üçgen yüzeyler (triangular facets) ve allüvyon yelpazeleri.



Şekil 3.3. Eğimli tabakaları kesen bir normal fayda blokların aynı seviyeye kadar aşınması nedeniyle ortaya çıkan yanıl ötelenme.



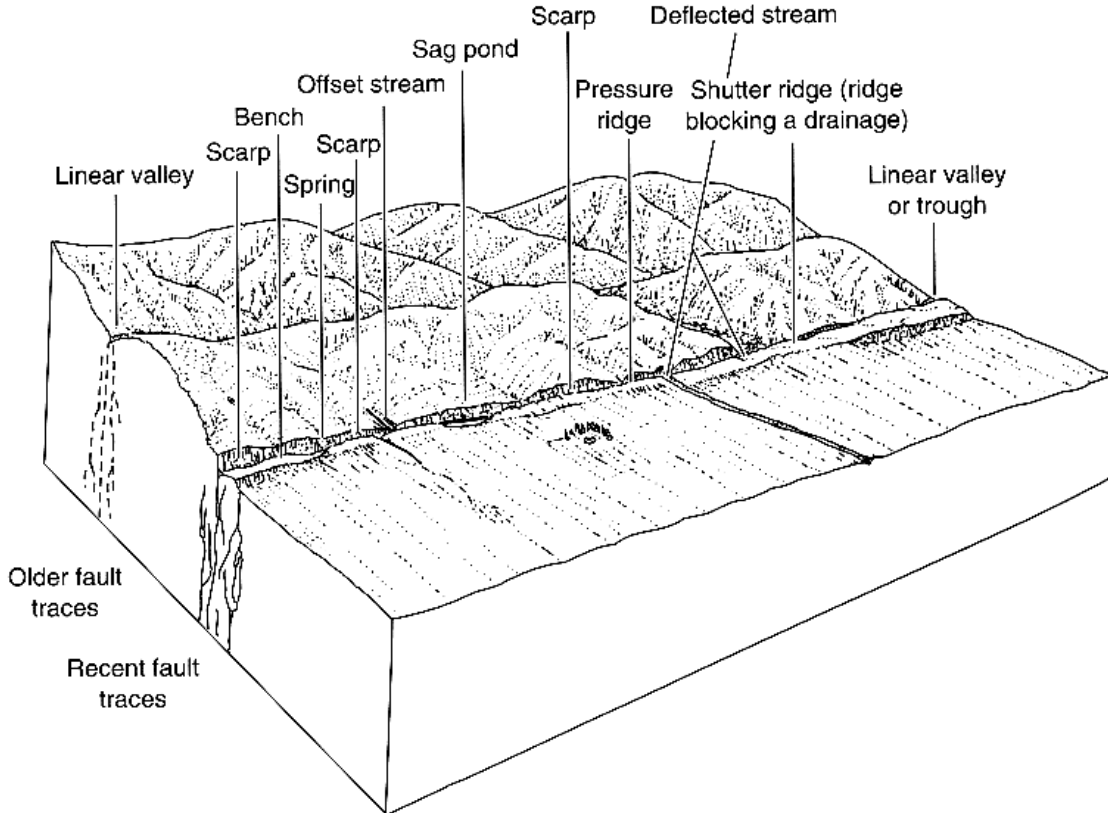
3.2. TERS FAYLARLA GELİŞEN YÜZEY ŞEKİLLERİ.



Şekil 3.4.

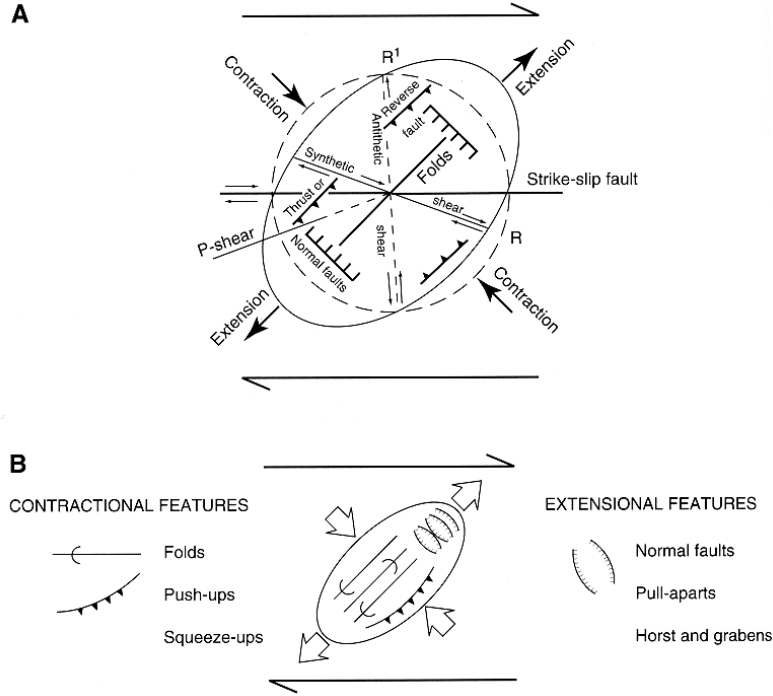
3.3. DOĞRULTU ATIMLI FAYLARLA GELİŞEN YÜZEY ŞEKİLLERİ

Çizgisel vadiler (linear valleys), ötelenmiş nehirler (offset streams), sapmış nehirler (deflected streams), basınç sırtları (pressure ridge), fay dikliği (fault scarp), bank (bench), kaynak (spring), fay gölü (sag pond) doğrultu atımlı faylarla gelişen önemli tektono-morfolojik yapılarıdır.



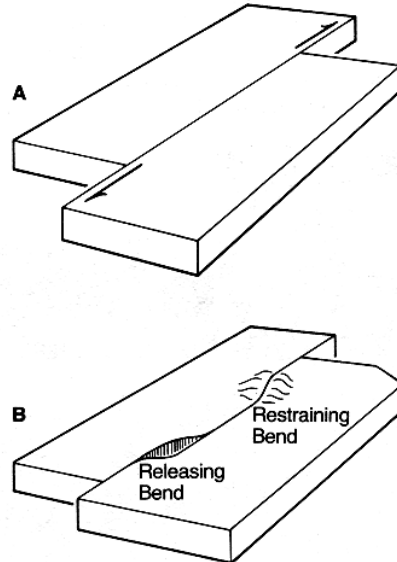
Şekil 3.5.

Doğrultu atımlı faylar boyunca, arazide ve laboratuvarlarda yapılan model deneyler sonucunda, yanıl atımın dışında değışik yapısal deformasyonların oluştuğu gözlenmiştir. Bunlar: (a) eşlenik doğrultu atımlı faylar (conjugate faults), (b) tansiyon çatlakları ve normal faylar (open fractures and normal faults), (c) ters faylar ve bindirmeler (reverse and thrust faults) ve (d) kıvrımlardır (folds)



şekil 3.6.

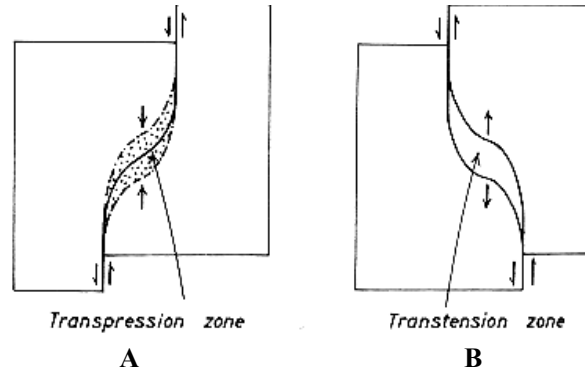
Fay izinin (fault trace) gidişine göre doğrultu atımlı faylar düz doğrultu atımlı faylar bükümlü doğrultu atımlı faylar ve sıçramalı doğrultu atımlı faylar olmak üzere üçe ayrılır.



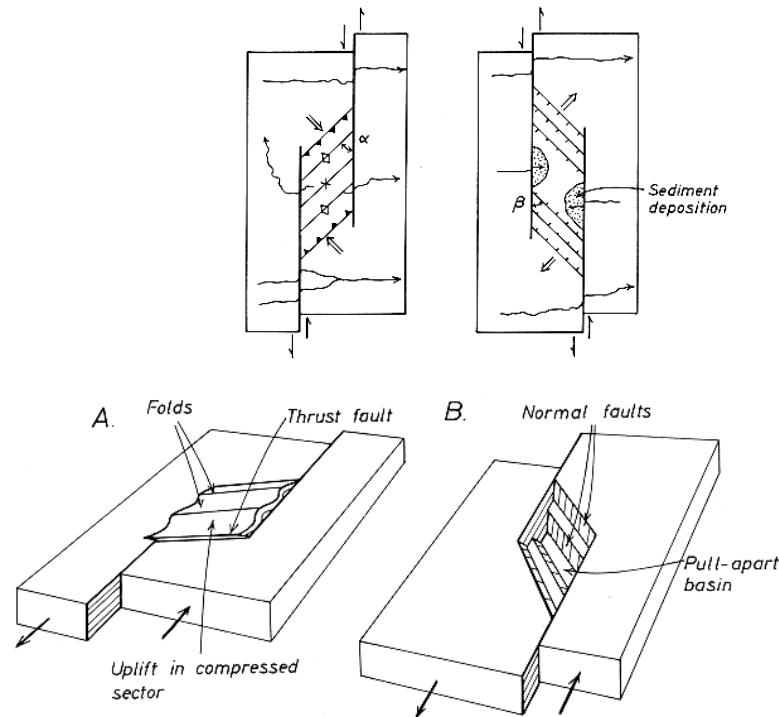
şekil 3.7. A. Düz doğrultu atımlı fay B. Bükümlü doğrultu atımlı fay. Releasing bend: Gevşeyen büküm; Restraining bend: sıkıştıran büküm

Düz doğrultu atımlı faylar arazi ya da harita üzerinde çizgisel gidişli, son derece düzgün ve doğrusal hatlar şeklinde görülür. Bu faylar, makaslama hareketi oluşturmalarına rağmen, fay zonları boyunca önemli deformasyon olaylarına (çökme, yükselme, kıvrımlanma, ters ve normal faylanma gibi) neden olmazlar.

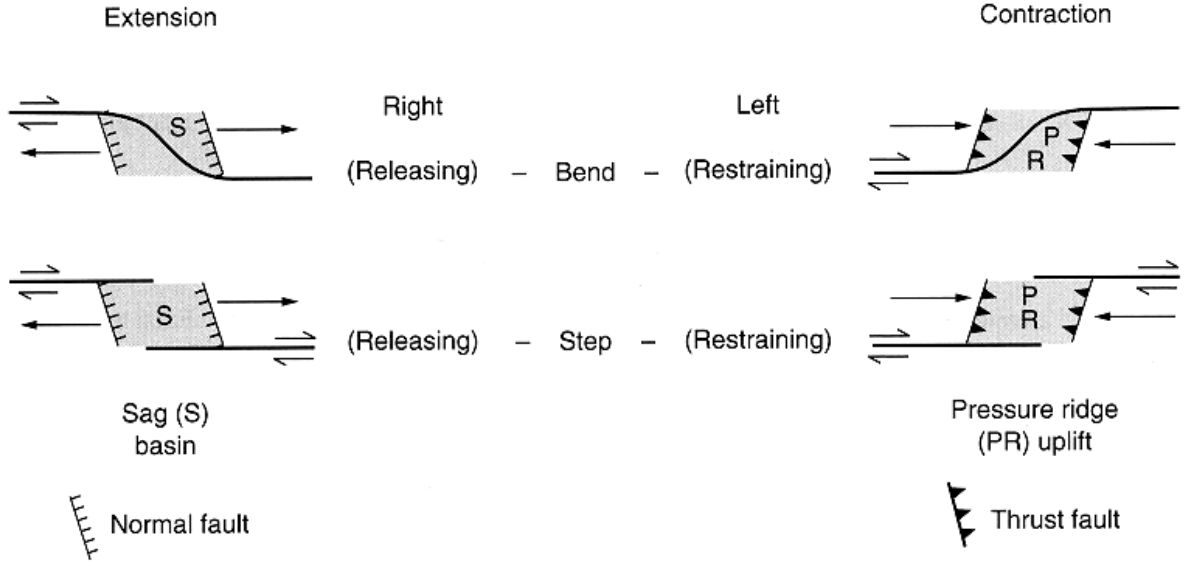
Fay çizgisi boyunca görülen bükümlerde fayın sol veya sağ yönlü oluşuna ve bükümün sola veya sağa doğru oluşuna göre fay blokları ya birbirini sıkıştırır, ya da blokları birbirinden ayıracak şekilde serbestleştirir.



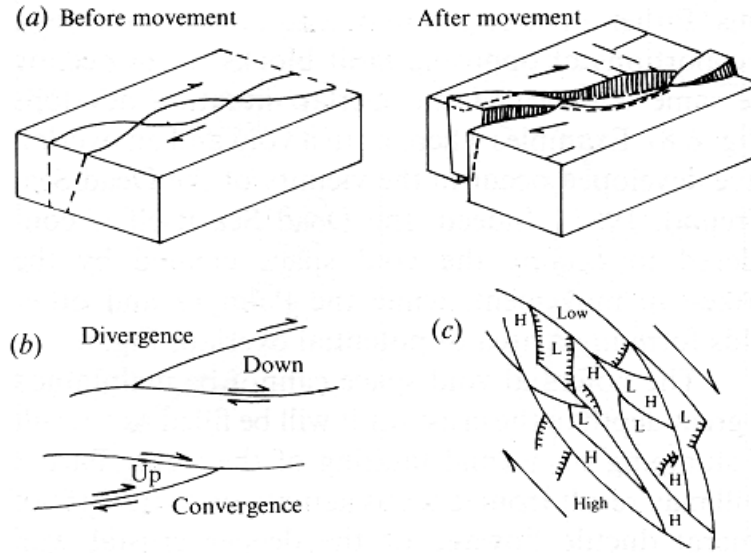
Şekil 3.8. (A) Sağa bükümlü, sol yönlü doğrultu atımlı fay (Transpression zone: sıkışma zonu), (B) Sola bükümlü, sol yönlü doğrultu atımlı fay (Transtension zone: serbestlenme zonu)



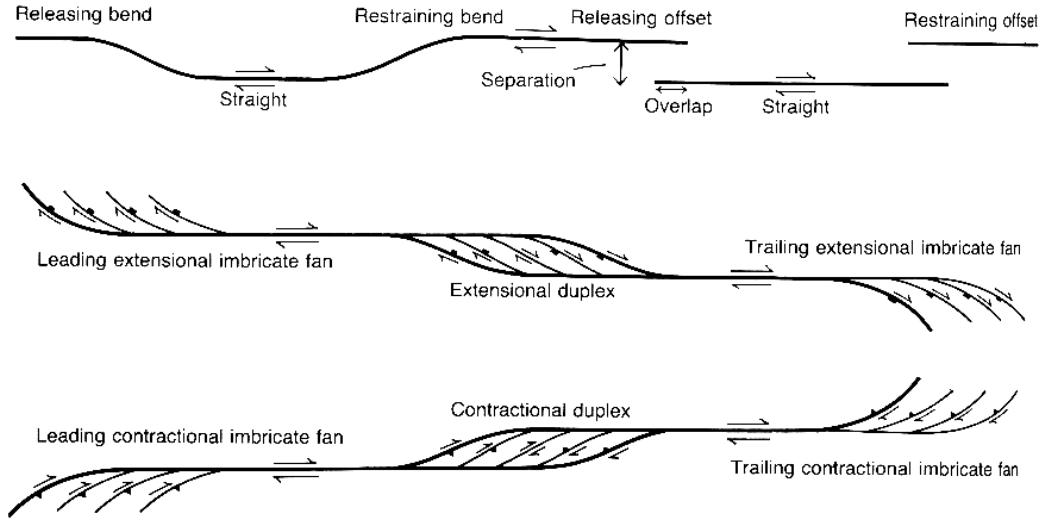
Şekil 3.9. (A) Sağa sıçramalı, sol yönlü doğrultu atımlı fay (B) Sola sıçramalı sol yönlü doğrultu atımlı fay



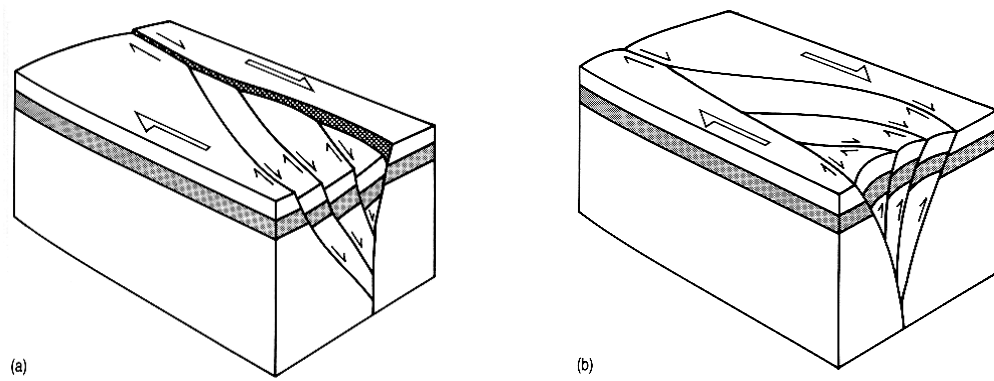
Şekil 3.10. Değişik yönlü doğrultu atımlarda büküm (bend) veya sıçramanın (step) durumuna göre genişleme (extension) veya sıkışmanın (contraction) meydana gelmesi, sıkışan (restraining) ve serbestleşen (releasing) alanların oluşması ve bunlara bağlı olarak basınç sırtı (pressure ridge), çöküntü (sag) gibi yapıların gelişmesi.



Şekil 3.11. Doğrultu atımlı fayların dallanarak ayrılması (divergence), birleşmesi (convergence) ve örgülenmesi.



Şekil 3.12. Sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay zonunda gelişen yapılar



Şekil 3.13. Negatif çiçek yapısı (Negative flower) (a) ve Pozitif çiçek yapısı (Positive flower) (b)

4. AKTİF FAYLAR (DİRİ FAYLAR)

4.1. FAYLARIN AKTİVİTELERİNE GÖRE SINIFLAMASI

Faylar, üretmiş oldukları depremlerin sayısı ya da geçirmiş oldukları hareketin zaman diliminin süresine göre dört kategoriye ayrılır. Bunlar sırayla: Aktif faylar (Active faults), Aktif olmaya yatkın faylar (Capable faults), Potansiyel aktif faylar (potential active faults) ve Aktif olmayan (inactive) faylardır.

Aktif Fay, son 10.000 Yılda (Holosen döneminde) en az bir kez hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faydır. Bazı mühendislik kuruluşları ve konu ile ilgili bilim adamları ise, aktif fay tanımında baz alınan zaman dilimini son 35.000 yıl olarak kabul etmektedir. Pratik olarak, Holosen yaşlı yapı, sediman ve lavları kesen tün faylar Aktif fay olarak kabul edilmektedir.

Aktif olmaya yatkın faylar, geçmiş 50.000 yıl içinde en az bir kez, ya da geçmiş 500.000 yıllık zaman dilimi içinde birden çok hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faylardır. Pratik olarak, Orta ve Geç Pleyistosen yaşlı tüm yapı ve birimleri kesmiş olan faylar aktif olmaya yatkın faylar olarak tanımlanır.

Potansiyel aktif faylar, son 1.65 milyon yıllık zaman diliminde en az bir kez hareket etmiş ve deprem üretmiş olan faylardır. Pratik olarak, Kuvatermer yaşlı yapı ve birimleri kesen faylar potansiyel aktif fay olarak kabul edilir.

Aktif olmayan faylar, geçmiş 1.65 milyon yıllık süre içinde hiç hareket etmemiş ve deprem üretmemiş olan faylardır. Pratikte, Kuvatermer yaşlı yapı ve birimleri kesmeyen, aksine, Kuvatermer yaşlı sediman ve lavlar tarafından örtülen faylar diri olmayan faylar olarak kabul edilir. Ancak, zaman içinde, gerek doğal olarak oluşan havzalarda hızlı depolanmaya bağlı olarak sediman kalınlığının, dolaylı olarak litostatik yükün artması, gerekse büyük boyutlu mühendislik yapılarında, örneğin barajlarda su birikmesiyle hidrostatik basıncın artması, ya da çok yakındaki aktif bir fayın tetiklemesiyle, yaşlı ve aktif olmayan faylar da, zaman zaman hareket ederek aktif hale gelebilmektedir.

4.2. AKTİF FAYLARIN ÖNEMİ

Aktif faylar deprem tehlikesinin doğru olarak belirlenmesinde ve deprem tehlikesinin değerlendirilmesinde kullanılan ana parametredir. Bu nedenle aktif fayın türü, geometrisi, kinematik fonksiyonu, derinliği, boyutu, yaşı, atım miktarı ve yönü, tarihsel ve tarih öncesi dönemlerde deprem üretip-üretmediği, eğer üretmişse, ürettiği depremin büyüklüğü, depremlerin yinelenme aralığı ve nihayet fay üzerindeki yıllık kayma hızının doğru olarak saptanması gerekir. Ayrıca aktif fayın büyüklüğü ile, ürettiği depremin büyüklüğü arasında da bir oran vardır, örneğin, aktif fayın uzunluğu arttıkça bu faydan kaynaklanacak depremin büyüklüğü de artar. Böylece, aktif faylardan kaynaklanan depremlerin büyüklüğü artıp, odak derinliği azaldıkça, bu depremler yüzey kırıkları (ground ruptures)

ve yüzeyde yer değiştirmelere (kalıcı fiziksel değişimlere) de yol açabilir (17 Ağustos 1999 Gölcük-Arıfiye ve 12 Kasım 1999 Dağdibi-Düzce depremlerinde olduğu gibi).

4.3. AKTİF FAYLARIN BELİRLENMESİ

Aktif fayları bazı durumlarda saptamak son derece zordur. Örneğin aktif fay üzerindeki hareket (yer değiştirme ya da kayma hızı) çok düşük, buna karşın o alandaki çökelme hızı çok yüksek ise, bu gibi durumlarda fay çoğu kez kalın bir sedimanla (alüvyon ile) örtölmekte ve tanınması güçleşmektedir. Diğer taraftan, fayın türü de bazı durumlarda fayın tanınmasını güçleştirmektedir. Örneğin, doğrultu atımlı faylarda olduğu gibi, fay üzerindeki kayma fayın doğrultusuna paralel yönde gerçekteleşiyorsa, bu tür fayların belirlenmesi de son derece güçleşmektedir, çünkü bu tür fayların morfolojik yansıması ya çok az ya da hiç yoktur.

Aktif fayların tanınmasında yaygın olarak kullanılan kriterler ve teknikler günümüzde çok daha fazladır ve bunlar başlıca üç kategoriye ayrılır:

1. **Jeolojik kriterler:** a) Fay düzlemi kriterleri
b) Morfotektonik kriterler
2. **Aletsel kriterler:** a) Simolojik – jeofiziksel kriterler (Seismic reflection profiles, ground - penetrating radar)
b) GPS ölçümleri
c) Satalit radar görüntüleri ve interferogram
d) Sondaj

3. Paleosismoloji kriterleri

Aktif fay tanımında kullanılan zaman diliminin uzunluğu 10.000 yıldır (Holosen dönemi). Ancak, fay aktiviteleri ve ilgili parametreler Türkiye'de son 50 yıldır, Amerika Birleşik Devletleri'nde son 200 yıldır, Çin'de ise son birkaç bin yıldır aletsel yöntemler (sismograflar) kullanılarak saptanabilmektedir. Bu nedenle, aktif faylardan tarihsel ve tarih öncesi dönemlerde kaynaklanmış olan depremleri ve ilgili parametreleri saptayabilmek için, son yıllarda yaygınca kullanılmaya başlanan bir diğer popüler bilim dalı da **Paleosismoloji**dir.

4.3.1. Paleosismoloji

Paleosismoloji, aletsel dönem öncesi, başka bir deyişle tarihsel ve tarih öncesi dönemlerde oluşmuş ve yüzey kırığı oluşturmuş depremlerin sayısını, büyüklüğünü, atım miktarını (düşey, yatay ya da her iki yönde) ve yinelenme aralığını saptamak için yapılan çalışmaların tümüdür.

Paleosismoloji 'nin iki ana amacı vardır:

1. Aktif fay üzerindeki kayma hızını saptamak,
2. Aktif faydan kaynaklanan ve yüzey kırığı oluşturan tarihsel ve tarih öncesi depremlerin yinelenme aralığını saptamak.

Her iki amaç, bir alan ya da bölgedeki deprem tehlike değerlendirmesinde kullanılan en önemli iki parametredir. Bu durum Paleosismoloji'nin deprem tehlikesi ve deprem riskinin azaltılmasındaki önemini yadsınamaz bir biçimde ortaya koymaktadır.

Paleosismoloji iki grup jeolojik veri kullanır:

4.3.1.1. Morfolojik veriler.

- Fay sarplıkları
- Faylanmış yer biçimleri
 - Akarsu sekileri (terraces)
 - Kıyı sekileri
 - Ötelenmiş ya da saptırılmış dereler
 - Kıvrılmış ve eğimlenmiş yer biçimleri

4.3.1.2. Stratigrafik yapılar

- Yer değiştirmiş katmanlar.
- Kolüvyal kamalar
- Kum toprakları ya da kum mercekleri
- Açık çatlak dolguları
- Aniden gömülmüş malzemeler
 - fosiller ve kabukları
 - odun parçaları
 - kömür - kömür parçaları
 - bataklık tortulları
 - plaj kumları
 - kanal dolguları
 - fosil ormanlar
 - karbon bakımından zengin kahve-siyah renkli topraklar

Bu verileri elde etmek için paleosismoloji tarafından kullanılan yöntemler ise şunlardır:

1. Yüksek çözünürlüğe sahip uydu görüntülerinin analizi,
2. Hava fotoğrafı çalışması,
3. Yüzey jeoloji haritalaması,
4. Sondaj,
5. Yeraltı görüntüleme teknikleri (Sismik yansıma kesitleri, Jeoradar (Ground-penetrating radar),
6. Hendek açılması (Trenching),
7. Radiometrik yaşlandırma

Bu yöntemler kullanılarak elde edilen morfolojik ve stratigrafik veriler, paleosismoloji tarafından analiz edilir ve böylece aktif bir fayın (sismik segmentin) tarihsel ve tarih öncesi dönemdeki depremselliği ortaya konur.

4.3.1.3. Hendek (Trench) Açma

Bir fay sarplığı üzerinde hendek açılması, yüzey kırığı meydana getirmiş bir diri fayın araştırılması için en yaygın ve yüksek potansiyel taşıyan bir tekniktir. Bu tip uygulamanın geniş ölçüde kullanılmasından dolayı, hendek tekniği detaylı bir şekilde anlatılacaktır. Bu çalışma, geçmiş yüzey faylanması oluşturmuş depremlere ait jeolojik belirtilerin tanımlanması üzerinde yoğunlaşmıştır. Yukarıda bahsedildiği gibi geçmiş yüzey faylanması oluşturmuş depremlerin belirtilerinin, fay boyunca her yerde korunma ve tanınma olasılıkları aynı değildir. Bu yüzden hendek yerlerinin seçimi çok dikkatli bir şekilde yapılmalıdır. Bu amaç için iki şartın yerine getirilmesi gereklidir;

- 1- bu yerlerde fay sarplıklarının yerleri birkaç metre hassasiyetle saptanmalı, ve
- 2- bu yerlerin jeomorfolojik konumları, geçmiş depremlerin jeolojik kayıtlarının gömülmesi ile korunmasını sağlayacak uygun sedimentasyonun gelişmesi gereklidir.

Hendek yerleri, fay tarafından kesilmiş ve yaşlandırılabilir sedimanların korunmasını sağlayabilecek alanlarda seçilmelidir. Hendek derinliklerinde fayın her iki kenarında korunmuş daha fazla olay elde etmek için her bir olay için ötelenme miktarı az olsa bile, fayın her iki kenarında alüvyonların korunduğu yerlerde hendekler açmak oldukça iyi sonuçlar vermektedir. İncelenen fayın tipine bağlı olarak hendekler farklı şekillerde açılır. Eğim atımlı faylarda hendekler, fay sarplıklarına dik olarak, doğrultu atımlı faylarda sarplıklara dik ve paralel olarak bir çift hendek açılır. İlk durumda esas olarak düşey olan fay boyunca kayma, fay zonu mostrasında değerlendirilebilir. İkinci durumda ise, faya paralel olan hendeklerde eskiden yan yana olan hatların yeniden inşaa edilmesi, yatay atımın değerlendirilmesi için gereklidir. Hendekler, genellikle kazıcılar ile açılır. Bununla birlikte, kazıcılar ile erişilemeyen veya Çin gibi ülkelerde hendek açılmasının pahalı olduğu bölgelerde birkaç gün içerisinde el kazmaları ile hendek açılmaktadır.

Hendekler genellikle 20 ile 30 m uzunlukta, 3 ile 4 m derinlikte ve 1 ile 4 m genişliklerde açılır. Hendekler, fay tarafından etkilenmeyen kısımlara erişinceye kadar devam ettirilir. Sediman türüne bağlı olarak hendek genişliği ile derinliği arasındaki ilişki, hendek stabilitesi ve hendek içerisinde çalışan insanların güvenliği açısından önemlidir. Stabiliteyi artırmak için hendek duvarları desteklenebilir. Bu durumda hendek genişliği, 1 m kadar küçük boyutta olabilir. Desteklenme, makineli veya hidrolik krikolar kullanılarak ağaç çatılar inşaa ederek yapılabilir. Desteklenme mümkün değilse hendek genişlikleri 3 ile 4 m kadar olmalıdır. İki duvarın birinde 1 m genişlikte ve 1 m derinlikte basamaklar yapılarak emniyet sağlanabilir. Hendek açıldıktan ve desteklendikten sonra bahçe veya inşaat araçları kullanılarak elle hendek duvarlarının düzleşmesi yapılır. Hendek duvarları mümkün olduğu kadar düzlemsel yapılarak sedimanter ve tektonik yapılar açık bir şekilde görülebilir.

Önemli yapılar, boyalı çiviler veya çiviler ile birleştirilmiş biraz renkli bayraklar kullanılarak gösterişli bir hale getirilir. Hendek açıldıktan sonra çalışmak için, duvarlarda ipler kullanılarak 1 m genişlikte karelerden oluşan yatay ve düşey gridler inşaa edilir. Bu gridler, hendek duvarlarından kesitlerin çizilmesi ve aynı yerlerde diğer hendeklerdeki yapıların karşılaştırılması amacı ile yapılır. Hendek için gerekli hazırlık aşamaları bitirildikten sonra tüm yapıları ve özellikleri detaylı bir şekilde göstermek için hendek duvarlarının 1:20 ölçekli logları çizilir. Log alınmaları ile birlikte hendek duvarlarındaki sedimanlar ve yapıların arasındaki ilişkilerin yorumlanmaları yapılır. Her bir ayrı paleodepremin jeolojik kayıtları incelenir ve aynı zamanda fay izlerinin geometrisi, hareketin tipi ve deformasyon miktarı değerlendirilir. Bazı durumlarda tekrarlı depremlerin kümülatif deformasyonlarına ait delilleri tanımak mümkün olabilir. Bir paleodeprem zamanında zemin yüzeyini teşkil eden stratigrafik seviye, genellikle bir depremin horizonu olarak kabul edilir. Hendek çalışmalarında en son ve en kritik aşama, faydaki paleodepremlerin yaşlarını sınırlayacak deprem horizonlarını yaşlandırmaktır. Genellikle her bir olay için yaş skalası, her bir özel deprem horizonunun altındaki ve üstündeki sedimanların yaşları ile sınırlıdır. Bir fay sarplığının oluşumunu belirten en bariz özellik, kolüviyal kamalardır. Bunlar eğim atımlı faylardaki kaymalardan veya topoğrafyanın yanal olarak yan yana gelmesinden ileri gelen zemin yüzeyinin yükselimindeki ani ve keskin değişikliklerle doğrudan ilgilidir. Kolüviyal kamalar, fay sarplığını kısmen örten ve fay sarplığının erozyonundan meydana gelen kama biçimli tortulardır. Kolüviyal kama, deprem sonrası tortulları temsil eder. Deprem horizonu, kamanın tabanında yer alır. Kolüviyal kamayı oluşturan birimler, depremden sonraki bir yaşa sahiptir ve örttüğü tortul, deprem öncesi bir yaşa sahiptir. Bazen eş-sismik deformasyon, hem fay yakınındaki karışıklıklardan dolayı hem de keskin bir kırıktan ziyade fay sarplığı, zemin ve sedimanların fleksürlenmesi ile eşlik edildiği için, sediman tabakaların tiltlenmesi ile refakat edilir. Depremden sonra sedimantasyon yeniden başladığı zaman, seride açılı bir uyumsuzluk oluşur ve yeni sedimanlar, fay sarplığının üzerine gelir. Bu uyumsuzluk, bir deprem horizonunu temsil eder.

Deprem horizonları, fayların yukarıya doğru sona erdikleri yerlerde de yer alabilirler. Fay sarplıkları genellikle birkaç fay kolcuğundan oluşmuş bir zonla karakterize edilir. Ana fay izleri, genellikle tekrarlı faylanmalı olaylar esnasında aktif hale geçerken, ikincil kolcuklar, daha sonraki olaylar esnasında kayma göstermezler ve faylanmamış sedimanların altında gömülebilirler. Bir fay kolcuğunu örten bu faylanmamış sedimanların tabanı, bir deprem horizonunu temsil eder. Bununla birlikte, stratigrafide özel bir seviyede bir faylanma olayı için delil oluşturmayan görünür bir yukarıya doğru fayın sona erme olasılığı tartışmaya açıktır. Bu durum özellikle doğrultu atımlı faylarda olası olarak görülmektedir.

Tekrarlı yüzey faylanmalı depremler için diğer bir delil, artan sediman yaşı ile birlikte artan deformasyon miktarının saptanması ile ilişkilidir. Bu durum, özellikle kaymanın düşey bileşeni olduğu zaman bariz olarak görülmektedir. Sedimanlar iyi tabakalanmışsa, sedimanlar tarafından kaydedilmiş düşey kayma miktarları detaylı bir şekilde ölçülebilir. Aynı kayma miktarına sahip bir seride üsttekiler

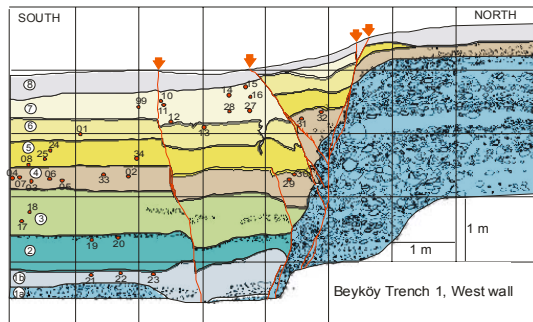
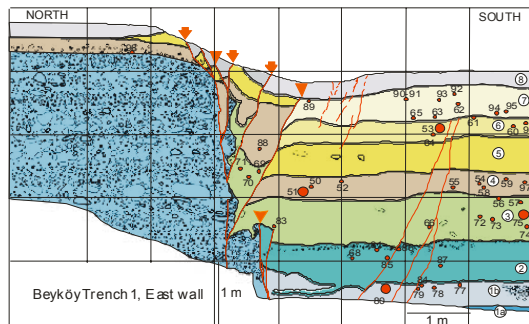


Beyköy Trench-1 site (June 2001)





Beyköy trench 1 (east wall)



UNIT	LITHOLOGY	SAMPLE	LAB.NO.	¹⁴ C AGE (BP)	FAULTING EVENT
8	Recent soil				← 12 November, 1999
7	Fine-coarse sand				← Event 2
6	Pebbly-sandy silt	B1-E53	NUTA2-3494	380 +/- 30	
5	Fine sand				
4	Paleosol	B1-E51	NUTA2-3372	900 +/- 30	
3	Fine sand-silt	B1-E75	NUTA2-3495	1285 +/- 30	← Event 3
2	Clay-silty clay				
1b	Coarse-fine sand	B1-E80	NUTA2-3496	1605 +/- 35	
1a	Gravel				

Beyköy trench 1 (west wall)



daha belirgin olarak büyükse, seriler arasındaki sınır, bir deprem horizonu olarak yorumlanabilir. Stratigrafi masif veya tabakalanma ayırt edilemediği zaman, belli bir zaman aralığı esnasında fay boyunca birikmiş sadece uzun süreli deformasyonu tahmin etmek mümkündür. Bu sık sık doğrultu atımlı faylarda ötelenmiş hatların (dere kanalları, yelpaze sınırları, teras yükselimleri gibi) birleştirilmesi sonucu yapılabilir.

Depremi ikincil etkileri, sismojenik kaynaktan birkaç yüz kilometre uzaklıklarda yer alan stratigrafik kesitler içerisinde gözlenebilir. Bu yapıların kökenleri, depremler tarafından meydana getirilmiş sarsıntılar ile ilgilidir ve belli yerlerdeki belirli şartlara bağlıdır. Bunlar, **sıvılaşma, çökme, kaymalar, kaya düşmeleri, türbütler ve tsunami tortulları** gibi yapılardır. Bu tür deprem etkileri, belli bir yere kadar erişmiş ivmeler ve belli bir zamandaki bir tsunami dalgasının varışı hakkında bilgiler verir. Fakat bu depremlerle ilgili sismojenik yapıların özellikleri hakkında bilgi vermezler.

4.3.1.4. Yaşlandırma teknikleri ve problemleri

Paleosismolojik araştırmaların en önemli kısmı, paleodepremlerin yaşlandırılması ve deformasyonu kaydeden sedimanların ve jeomorfolojik yapıların yaşlandırılmasıdır. Paleosismolojide yaşlandırma için kullanılan en yaygın metot, **C^{14} tekniğidir**. Kuvaterner yaşlı kıtasal tortullar, C^{14} yaşlandırması için uygun kömür parçaları, organik tabakalar ve toprak seviyeleri içerir. Geleneksel olarak C^{14} yaşlandırma tekniği, birkaç gram kömürlü kısım veya her zaman mevcut olmayan büyük miktarlarda zenginleşmiş malzemeye ihtiyaç duyulmaktadır. Yakın yıllarda paleosismolojik araştırmalarda büyük gelişmeler, C^{14} yaşlandırması için İvme Kütle Spektrometrelerin (İKS) kullanılması sayesinde olmuştur. İKS yaşlandırması, geleneksel yaşlandırma tekniklerinden daha pahalı olmakla birlikte sadece birkaç miligram karbon kullanılmasını gerektirir.

Faylanmış tortulların yaşlandırılması için ümit verici diğer bir metod, **termolüminisans (TL) metodur**. Bu metod, güneş ışığını iyonize eden termolüminisans özelliği gösteren kuvars ve feldispat gibi minerallere dayanmaktadır. TL yaşı, laboratuarda termolüminisans özelliği sıfır oluncaya kadar numune ısıtılarak ölçülür ve yaşlandırmaya hassas mineral tanelerini gömülme zamanından başlayarak yeniden inşaa edilir. Faunalı kıyasal tortullarda amino-asit rasimizasyonu ve epimerizasyonu Kuvaterner kronolojisi hakkında önemli bilgiler sağlayabilir. Bununla birlikte, belli bir türün rasemizasyonu sıcaklık ve kinetik modele bağlı olduğu için, bu metod sayısal metodlarla tanımlanan iyi kalibrasyon noktalarına ihtiyaç duyar.

Son olarak, **ağaç halka analizleri**, paleodepremlerin yaşlandırılması için kullanılabilir. Bu metod, sismojenik bir fayın yakınında yer alan ağaçların, faydaki büyük bir depremin oluşumu esnasında ağaç halkalarının gelişiminde görülen karışıklıklar esasına dayanır. Kuraklık, fırtınalar, seller gibi ağaç halka gelişiminde karışıklıklar meydana getirebilen tüm diğer sebeplerin elimine edilmesi zorunluluğu vardır. Bu tür çalışma, ağaç halkası gelişiminde doğrudan eş-sismik deformasyondan ileri gelen karışıklık belirtileri durumunda, yaş, büyüklük, topoğrafik ve jeolojik konumlara dayanarak

seçilen çok sayıdaki aēaların tahrip olmayan çekirdek kısımlarından numunelerin alınması ile başlanır. Bu çalışmada en az iki aēata eş zamanlı olarak gelişen karışıklıkları belgeleyecek birkaç numunede denetimli yaşlandırma ve dikkatli kontroller yapılır. Bu metodun uygulanabilirliēi, paleodepremlere göre aēaların yaşları, faya olan yakınlıkları, fayın lokasyonu gibi birkaç faktörlerle sınırlı kalır. Fakat bu metot, dünyanın bazı bölgelerinde oldukça mit verici bir metodu oluşturmaktadır.

4.3.2. Paleosismolojik sonuçlar

Tarihsel ve tari öncesi (pre-historic) depremlerin jeolojik kayıtları, sismojenik fayların davranışları hakkında temel bilgiler verir. Farklı yaklaşımlar kullanılarak, belli bir fayın belli bir zaman içerisindeki kümülatif kaymanın deēerlendirilmesi sonucu, yaşlandırma ve her bir depremin deformasyon miktarı hakkında bilgiler elde edilebilir. Bu jeolojik verilerle, bir fayın sismik tehlikesini belirleyecek ve bir fayın sismik davranışlarını tanımlayacak ana parametreler hesaplanır. Bu parametreler, bir fayda tekrar eden büyük depremlerin oluşumları ile ortaya çıkarılabilir. Bu parametreler:

1. Her bir depremin meydana getirdiēi kayma miktarı

Bu parametre, tek bir deprem tarafından meydana getirilen eş-sismik kayma miktarını ifade eder ve deprem esnasında aıēa çıkan enerjiyi temsil eder. Bu kayma miktarı, sadece bir deprem tarafından meydana getirilmiş yatay ve düşey bileşenleri ifade edildiēi zaman deēerlendirilebilir. Fay düzleminin eēimi biliniyorsa, düzlemdeki kayma hesaplanabilir. Tek bir deprem esnasında meydana gelmiş kayma miktarları, fay boyunca kesinlikle muntazam bir daēılım göstermezler; oēu durumlarda kayma miktarlarında büyük deēiřebilirlik gözlenebilir. Bu yüzden fay boyunca yapılan çok sayıda gözlemler sayesinde hesaplanmış kaymanın ortalama deēeri göz önüne alınır.

2. Kayma Hızı

Bu parametre, faydaki deformasyon hızı olup fayın ortalama aktivitesini ve bu yüzden strain-enerji boşalımını temsil eder. Kayma hızı, belli bir zaman aralıēında fay tarafından meydana getirilmiş deformasyon esas alınarak hesaplanır. Burada temel bilgiler, deforme olmuş sedimanların yaşları ve tahmin edilen deformasyon miktarlarıdır. Mevcut olan gözlemlere dayanarak, kayma hızları, kısa süreli (Holosen) ve uzun süreli (Geç Pleyistosen) deformasyonlar olarak hesaplanır. Kısa süreli deformasyonlarla ilgili deēerlendirmeler, fayın jeomorfolojisinden ve fay üzerinde açılan hendeklerden elde edilir. Diēer taraftan uzun süreli deformasyon oranları, bölgesel jeomorfolojiden (teraslar, paleoyzeyler, havza ve daē silsilerin gelişimlerinin çalışılması ile) elde edilir. Kısa süreli deformasyon oranları, belli bir zaman periyodu içerisindeki deformasyonu temsil eder. Diēer yandan uzun süreli deformasyon oranları, kayma hızı ve kayma yönünün daha uzun bir zaman aralıēında sabit olduēu varsayımlarına dayanır.

3. Tekrarlanma Periyodları

Bu parametre, aynı fay segmenti üzerinde oluşmuş iki deprem arasındaki ortalama zaman aralığını temsil eder. Fayda her bir depremi ayırmak ve yaşlandırmak mümkün olduğu zaman, ortalama zaman aralığı doğrudan hesaplanabilir. Her bir depremi tanımsızın da, fayda oluşan her bir deprem için kayma miktarının karakteristik olduğu varsayılarak, kayma hızından ve her bir depremde oluşan kayma miktarından ortalama tekrarlanma zamanı elde edilebilir. Bu durumda ortalama tekrarlanma zamanı, beklenen kayma miktarını meydana getiren bir deprem esnasında açığa çıkacak yeterince deformasyonun birikmesi için gerekli zaman olarak kabul edilir. Sonra, her bir depremde oluşan kayma miktarı kayma hızına bölünerek ortalama tekrarlanma zamanı hesaplanabilir. Her bir tekrarlanma aralıkları, fay davranışının anlaşılması için oldukça önemlidir ve ana sismojenik yapılar için yapılan tekrarlanma modellerinin esasını teşkil eder. Bir sismojenik yapıyı oluşturan her bir fay segmenti boyunca depremlerin zaman dağılımları, esasen düzensiz olarak gözlenebilir. Bununla birlikte, kümelenmiş tekrarlanma zamanları da görülebilir. Bir yapıyı temsil eden tekrarlanma zamanı tipinin belirlenmesi, sismik tehlike tayinlerinde oldukça önemli bilgiler verir.

4. Son depremden sonra geçen zaman miktarı

Bu parametre, belirli bir fay boyunca oluşan son büyük depremden bu yana geçmiş zaman miktarını ifade eder, Bu zaman miktarı, ortalama tekrarlanma zamanına yakın veya daha büyükse tehlike açısından kritik bir anlam taşır. Bu miktar, belli bir fay boyunca sismik olarak çok yakında açığa çıkabilecek yeterince deformasyonun birikmiş olduğunu belirtir. Bu, belli bir fayda, bir depremin oluşum olasılığını hesaplamak için kullanılır.

4.4. SEGMENTASYON VE SEGMENT

Aktif faylarla ilgili çok önemli iki kavram da **aktif fay segmenti** ve **segment oluşumudur**.

Bir fayın ya da bir fay zonunun belirli bir kesiminin ya da tüm kesiminin (tüm segmentlerinin) yüzey kırığı oluşturan bir deprem ile ya da bir seri depremle aktif hale gelmesi segmentasyon (segmentation) olarak tanımlanır. Bir fayın belirli bir kesimi ya da tümü segment olarak adlanabilir. İki tür segment vardır: (1) sismik segment, (2) yapısal segment.

Sismik segment, bir fayın ya da fay zonunun yüzey kırığı oluşturan bir deprem sırasında aktif hale gelen kesimine denir. Depremin büyüklüğüne göre sismik segment bir fayın belirli bir kesimi olabileceği gibi, bir fayın tümü, ya da bir fay zonunun aktif hale gelmiş tüm segmentleri de olabilir (17 Ağustos 1999 ve 12 Kasım 1999 depremleri sırasında çok sayıda sismik segment oluşmuştur).

Yapısal segment, bir fayın ya da fay zonunun, yapısal düzensizliklerle (bükülme, kollara ayrılma, sağa-sola sıçrama) sınırlanan parçalarıdır. Aynı zamanda, kesişen iki fayın, kesişme noktası dışında

kalan parçaları da yapısal segment olarak tanımlanır. Örneğin, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Sistemleri değişik boyutta çok sayıda sismik ve yapısal segmentten oluşur.

Yapısal segmentler çoğunlukla, fay üzerindeki hareketin kilitlendiği ve kayma hızının (slip rate) belirli bir süre çok azaldığı hatta durduğu yerlerdir. Bu nedenle, bu yerler uzun süreli elastik deformasyon enerjisinin (elastic strain energy) biriktiği yerlerdir ve **Sismik Boşluk** olarak da adlanır. Sismik boşluklar tarihsel ve tarih öncesi dönemlerde büyük depremlerin gerçekleştiği yerler olup, bu yerler, gelecekte yüzey kırığı oluşturacak büyük depremlerin potansiyel yeridir. Bu nedenle, sismik segmentler ve sismik boşluklar deprem tehlikesi ve deprem riski değerlendirmelerinde çok önemlidir.

Özetle segment ve segmentasyon aşağıdaki nedenlerden dolayı büyük öneme sahiptir.

1. Segment, uzun süreli deprem kestirimlerinde ve deprem tehlikesinin olasılı değerlendirilmesinde kullanılır.
2. Herhangi bir fay üzerinde oluşacak depremin maksimum büyüklüğünün ne olacağının kestiriminde kullanılır
3. Kuvvetli yer hareketlerinin kestiriminde kullanılır. Çünkü kuvvetli yer hareketi fay zonunun yapısı ve segmentasyonu ile yakından ilgilidir.
4. Bir fay ya da fay zonu üzerinde kırılmanın başladığı (point of nucleation of ground rupturing) ve sona erdiği yerlerin (barriers) saptanmasında kullanılır.
5. Deprem ve faylanma mekanizmasının anlaşılmasında kullanılır
6. Bir fay zonu ya da fay sisteminin yapısal düzensizliklerinin (structural complexities) belirlenmesinde kullanılır.

5. DEPREM

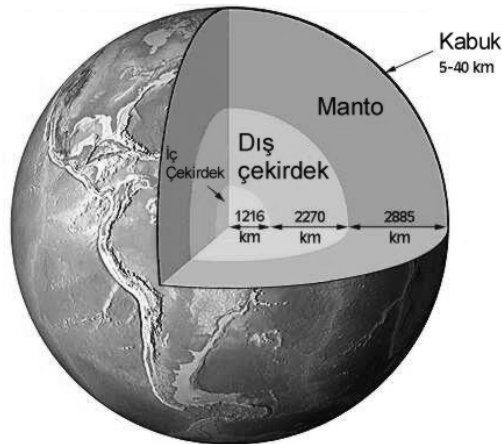
5.1. GİRİŞ

Yerküremiz, dıştan içe doğru Yerkabuğu, Manto ve Çekirdek olarak adlandırılan katmanlardan oluşmuştur (Şekil 1). Yerin en dıştaki katmanı olan yerkabuğu, kıtalar altında 25-80 km, okyanusların altında ise 5-8 km'lik bir kalınlığa sahiptir (Şekil 2). Yerkabuğu kendisi gibi katı olan ve Litosfer (Taşyuvar) adı verilen ve yaklaşık olarak 70-100 km kalın bir katmanın en üst kısmını oluşturur. Litosferin altında ise Üst Mantonun daha yumuşak (akıcı) bölgesi olan ve Astenosfer olarak adlandırılan bölüm yer alır.

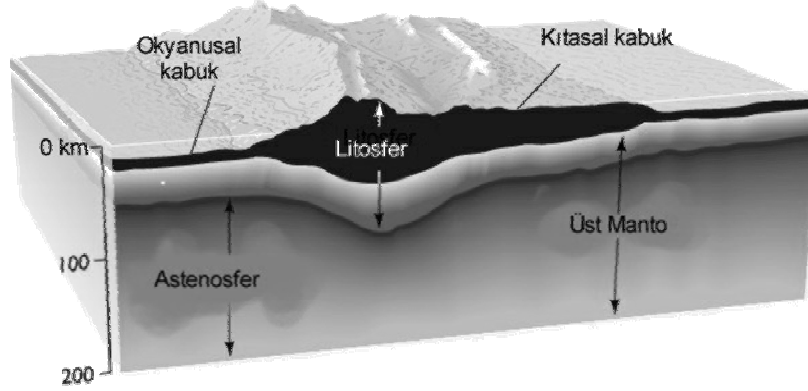
Okyanus tabanlarını ve kıtaları oluşturan yerkabuğu buralarda farklı fiziksel ve kimyasal özelliklere sahiptir. Kıtaları oluşturan kabuk alüminyum oksit ve silisyum oksitçe zengin ve az yoğun ($2.7-2.9 \text{ gr/cm}^3$) kayalardan, okyanus tabanlarını oluşturan kabuk ise demir ve magnezyum oksitçe zengin daha yoğun ($2.9-3.0 \text{ gr/cm}^3$) kayalardan oluşur.

Litosferin katı ve rijid yapısına karşılık Astenosfer kendi içerisinde senede santimetre mertebesinde bir hızla hareket etmektedir. Astenosfer içerisindeki bu konveksiyon akımları üstteki Litosferin parçalara ayrılmasına ve farklı yönlerde sürüklenmesine neden olurlar. Astenosferin senede santimetre mertebesindeki hareketleri sonucunda Litosfer birbirine göre hareket eden çeşitli boyutlardaki parçalara ayrılmıştır. Bu litosfer parçalarına Levha, bunların hareketini inceleyen bilim dalına da Levha Tektoniği adı verilir.

Dünyada yedi tane büyük, çok sayıda da küçük levha bulunur. Bunlar her yıl birbirlerine göre 1 ile 10 santimetre arasında hareket etmektedirler. Çok yavaş olduğu için insan gözü ile farkedilmesi mümkün olmayan bu hareketler günümüzde uydular ile bağlantılı olarak çalışan GPS (Coğrafi Pozisyon Sistemi) cihazları yardımıyla ile hassas olarak ölçülebilmektedir.



Şekil 1. Yerkürenin katmanlı iç yapısı



Şekil 2. Dünyamızın dış kısmındaki katmanları gösteren blok diyagram.

Levhalar birbirlerine göre uzaklaşır, yaklaşır ya da yanal olarak kayarlar. Bu hareketlere bağlı olarak yerkabuğu parçaları da gerilerek, sıkıştırılarak, ya da makaslanarak deforme olurlar. Bu deformasyon sünek kayalarda kıvrılma ve akma yolu ile kırılğan kayalarda ise kırılma yolu ile sonuçlanır.

Üzerine stres uygulanan kayalar deforme olurken (yamulurken) bu strese (gerilmeye) farklı yanıtlar verirler. Bu yanıtlardan biri de kayaların fay adı verilen kırıklar boyunca yırtılmalarıdır. Bu yırtılma anında meydana gelen yer sarsıntısına ise deprem adı verilir.

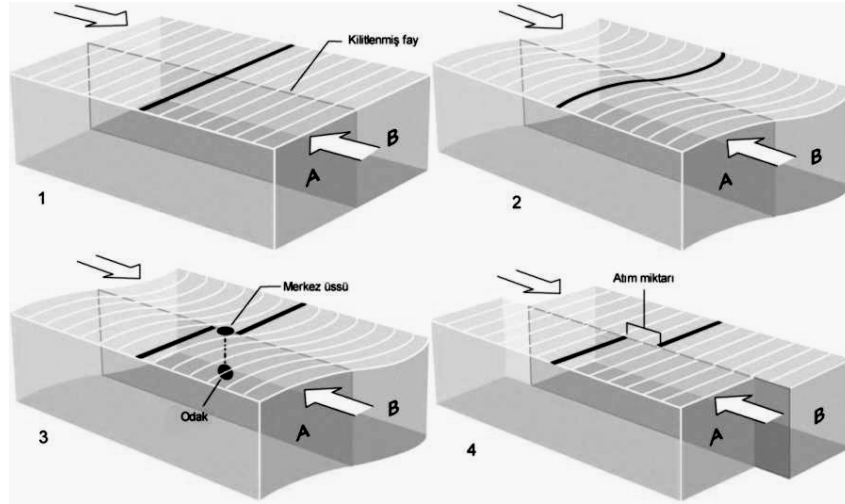
5.2. DEPREMLERİN OLUŞUMU

İnsanlığın varoluşundan bu yana depremler insanları etkileyen en önemli doğal afetlerden biri olmuştur. Geçtiğimiz yüzyılda nüfus artışına, teknolojik ve ekonomik gelişime paralel olarak insanlar dağınık ve tenha yerleşim stilinden vazgeçerek kentlere göçmüşler, böylece şehirler büyümeye başlamış, insanoğlunun dünya üzerinde görülmesinden milyonlarca yıl önce de varolan depremlerin şehirler üzerindeki etkisi de giderek artan boyutta hissedilmeye başlanmıştır. İlk dönemlerde insanlar depremlerin doğa üstü güçler tarafından oluşturulduğunu düşünmüş ve depremlerin nedenleri üzerinde bilimsel olmayan görüşler ileri sürmüşlerdir. Ancak 18. yüzyılın sonundan itibaren bu bağnaz görüşler etkisini yitirmiş, bilimsel düşünölmeye ve gözlemlerin bilimsel yöntemlerle değeriendirilmeye başlanması ile depremlerin nedenleri de ortaya konmaya başlanmıştır. 20. yüzyılda ise diğeri bütün bilim dalları gibi deprem bilimi de büyük bir gelişim süreci yaşamıştır. Bugün deprem bilimi teknolojik yeniliklerden önemli oranda faydalanmakta hatta teknoloji üretmektedir.

Bugün bilinen ve kabul edilen gerçek depremin yerin hareketleri sonucunda oluştuğudur. Depremler çeşitli nedenlerden dolayı oluşmaktadır. Bunlar arasında başlıcaları olarak volkanik patlamalara bağlı olarak oluşan depremler, yerkabuğu içerisindeki boşlukların çökmesi ile oluşan depremler ve en önemlisi olan faylanmaya bağlı olarak oluşan depremler sayılabilir.

Deprembilimin en önemli kuramlarından biri 1910 yılında Amerikalı bilim adamı H.F. Reid tarafından ileri sürölen esnek yamulma enerji salınması (elastic rebound) kuramıdır. Bu kurama göre mevcut bir fayın iki tarafındaki bloklar fay düzlemi boyunca birbirlerine sürtündükleri için hareket edemez, üzerlerine gelen kuvvetleri deforme olarak karşılarlar. Bu durumdaki faylara kilitli fay denir. Üzerlerine yüklenen enerjiyi biriktiren ve deforme olan kayalar deformasyonun gücü sürtünme gücünü

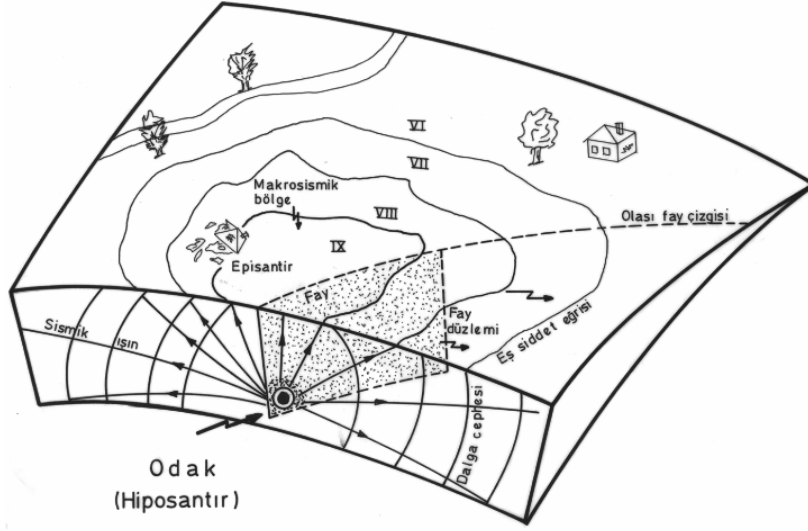
ya da bloklardan birini oluşturan kayaların kırılma dayanımını yenecek seviyeye gelince aniden kırılırlar ve böylece fay oluşur. Kayalar içerisinde o zamana kadar biriken enerji depremin odak noktasında boşalır, fay harekete geçerek bloklar bir miktar atılır. Fayın iki tarafındaki kayalar ise deformasyon öncesindeki hallerine dönerler. Kayalara etki eden kuvvet devam ettikçe bu döngü de böylece sürer. Şekil 3 esnek serbestlenme kuramına göre katı bir ortamda yerkabuğunun kırılması (faylanması) ve depremin oluşumunu zaman içinde aşamalı olarak göstermektedir.



Şekil 3. Esnek serbestlenme kuramı ışığında esnek bir yer bloğunun tektonik kuvvetler altında kırılması (faylanması) aşamaları. Bir fay kuşağında bu döngü jeolojik zaman dilimi içerisinde sürer ve depremlerin oluşmasına neden olur. 1-Deprem öncesi gerilme yok; 2-Deprem öncesi, gerilme maksimum; 3-Deprem anı, kırılma (fay) oluşur; 4-Deprem sonrası, gerilme yok. (Press ve Siever, 1999'dan alınmıştır)

5.3. DEPREMİN BÜYÜKLÜĞÜ (MAGNİTÜD)

Birçok fiziksel olguda olduğu gibi depremi tanımlamak için de depremin oluş zamanı, episentr (üst merkez) koordinatı, hiposentr (odak, iç merkez) derinliği ve büyüklük (magnitüd) gibi parametreler kullanılır. Bir depremin oluş zamanı fay üzerinde ilk kırılmanın olduğu andır. Depremin odak derinliği depremi oluşturan ilk kırılmanın başladığı odak noktasının (hiposentr) derinliğidir (Şekil 4). Depremler odak derinliklerine göre sığ (0-60 km), orta (60-300 km) ve derin odaklı (300-700 km) depremler olarak üç sınıfa ayrılır. 700 km den daha derinde ise katı malzeme olmadığından deprem oluşmamaktadır. Depremin büyüklüğü ise kırılan yüzeyin büyüklüğünü, ve dolayısıyla ortaya çıkan enerjinin düzeyini belirten bir ölçüdür. 1841 yılından itibaren depremleri kaydeden aygıtların (sismograf) yapılmaya başlanmasıyla birlikte aletsel kayıt dönemi başlamış, böylece depremin ölçüsünü belirleyen ölçekler ortaya çıkmıştır. 1935 de Charles Richter deprem kayıtlarının genliklerinden hesaplanan ve Büyüklük adı verilen bir ölçek geliştirmiştir. Bu ölçeğin yararı, depremin ölçüsünü bulunulan konumdan bağımsız olarak saptayabilmeyi olanaklı kılmaktır. Richter büyüklük ölçeği logaritmiktir, 4 büyüklüğünde bir depremin yer hareketi 3 büyüklüğündeki depremininkinden 10 kat daha fazladır. Ancak enerji açısından ele alındığında, 4 ölçeğindeki depremin enerjisi 3 ölçeğindeki kiyasla 30 kat daha fazladır. Örneğin M=2.0 büyüklüğünde bir deprem, yeryüzünün derinliklerinde yaklaşık bir futbol sahası



Şekil 4. Bir faylanma sonucu oluşan deprem odağından yayılan sismik enerjinin yer içinde yayılması ve bu sismik enerjinin neden olduğu hasara bağlı olarak çizilen eş-şiddet eğrilerinin gösterimi.

büyükliğünde bir kırığın meydana geldiğini gösterir. Büyüklük bir birim artarsa, yani 3.0 büyüklüğünde bir deprem oluşmuş ise, yaklaşık 10 futbol sahasına eşit bir alanın kırılmış olduğu anlaşılır. Gerçekte, depremin büyüklüğü sadece kırılan yüzeyin alanı ile oranlı değildir. Büyüklüğü etkileyen iki etmen daha vardır: atım ve berklik (rijidite). Atım, kırılan yüzeyin iki tarafında kalan kayaçların birbirlerine göre bağıl olarak ne kadar yer değiştirdiğini belirtir. Berklik ise, kırılan kayaçların sertliğine bağlı bir parametredir. Ancak depremin meydana geldiği derinliklerde genelde berklik değeri hemen hemen hep aynıdır ve sabit kabul edilebilir. Atım değerinin ise genelde kırılan yüzeyin büyüklüğüne hep orantılı olduğu gözlenmiştir. Bu nedenle, büyüklüğün bilinmesi için sadece kırılan alanın yüzölçümünün tahmin edilmesi yeterli sayılabilir.

5.3.1. Büyüklüğün ölçülmesi

Depremi oluşturan kırık genelde yer kabuğunun derinliklerindedir, ancak büyük depremlerde yeryüzeyine kadar ulaşır ve bizim fay kırığı dediğimiz yüzey kırıklarını oluşturur. Bir deprem olduğunda, derinlerde oluşan kırığı doğrudan gözle görmek mümkün olmadığından, onun yüzölçümünü dolaylı olarak tahmin etmek zorunda kalırız. Bir başka deyişle deprem kırığını kendisini görmesek de, onun ortaya çıkardığı etkileri inceleyerek büyüklüğü hakkında bir fikir edinebiliriz. Buna örnek olarak, birisinin bir havuza taş attığını, ancak bizim taşın büyüklüğünü bilmediğimizi kabul edelim. Taşın havuza düşerken çıkardığı sesi dinleyerek veya havuzda oluşan dalgalanmaların boyutuna bakarak taşın küçük mü, yoksa büyük bir taş mı olduğunu tahmin edebiliriz. Depremin büyüklüğünü kestirmek de tamamen buna benzer bir süreçtir. Deprem de, yerkabuğu içerisinde havuzdaki suya benzer şekilde dalgalanmalar oluşturur. Yerkabuğunda oluşan dalgalanmaları ölçmek için sismometre dediğimiz aygıtlar kullanılır. Hangi yöntem kullanılırsa kullanılsın, büyüklük hesaplanırken, depremin merkezinin doğru bir şekilde belirlenmiş olması esastır. Havuza atılan taş örneğine dönecek olursak, su üzerinde oluşan dalgaların genliği, kaynak noktasından uzaklaştıkça

yavaş yavaş azalır. Bu nedenle, dalgalanmaların genliğini yorumlarken onun ne kadar uzak bir mesafeden geliyor olduğunu bilmek şarttır. Gözönünde tutulması gereken önemli bir nokta, yerkabuğunun hiçbir zaman havuzun suyu gibi yalın bir yapıya sahip olmaması, katmanlar, kıvrımlar, vb içeren çok karmaşık bir dokuya sahip olmasıdır. Bu nedenle depremle oluşan yerkabuğu dalgalanmaları yayıldığı yöne bağlı olarak çok farklı değişimlere uğrayabilir. Olası bu bozulmalar gözönüne alınarak, büyüklüğü belirlemek için çoğu zaman tek bir sismometrenin sonuçları ile yetinilmez. Depremi farklı yönlerden ve farklı uzaklıklardan izleyebilmiş birçok sismometre ölçümünün ortalaması alınarak daha güvenli bir sonuç elde edilir.

5.3.2. Deprem Büyüklüğünü ölçmek için kullanılan yöntemler

Yukarıda değinildiği gibi depremin büyüklüğünü belirlemek dolaylı biçimde yapıldığı için pek de kolay değildir. Üstelik deprem büyüklüğünü belirlerken, tüm ölçek için tek bir yöntemin kullanılması maalesef mümkün değildir. Belirli bir yöntem belirli bir büyüklük aralığında ve belirli bir uzaklıktaki depremler için geçerliken, daha büyük veya daha uzak depremler için daha farklı yöntemler kullanmak gerekir.

5.3.2.1. Süreye Bağlı Büyüklük (Md)

Daha büyük bir depremin, sismometre üzerinde daha uzun bir süre için salınımlara yolaçacağı ilkesinden hareket edilir. Depremin, sismometre üzerinde ne kadar uzun süreli bir titreşim oluşturduğu ölçülür ve deprem merkezinin uzaklığı ile ölçeklenir. Bu yöntem küçük ($M < 5.0$) ve yakın (Uzaklık < 300 km) depremler için kullanılır.

5.3.2.2. Yerel (Lokal) Büyüklük (MI)

Bu yöntem 1935'da Richter tarafından depremleri ölçmek için önerilen ilk yöntemdir. Bu yöntem, havuza atılan taş örneğinde, taşın suya çarparken oluşturduğu ses dalgalarının suyun içerisine yerleştirilmiş bir mikrofon ile dinlenmesine benzetilebilir. Ses kaydında oluşan en yüksek genlik değeri, uzaklık ile ölçeklenerek taşın büyüklüğü hakkında bilgi verecektir. Depremin büyüklüğünü kestirirken de aynı ilke uygulanır. Bu yöntem de görece küçük (büyüklüğü 6.0'dan az) ve yakın (uzaklığı 700 km'den az) depremler için kullanılır. Doğru değerlerin bulunması için sismometrelerin çok iyi kalibre edilmiş olması esastır.

5.3.2.3. Yüzey Dalgası Büyüklüğü (Ms)

Bu yöntem ilk iki yöntemin yetersiz kaldığı büyük depremleri ($M > 6.0$) ölçmek için geliştirilmiştir. Havuz örneğine geri dönecek olursak, suyun yüzeyinde oluşan ve halkalar şeklinde merkezden çevreye yayılan dalgaların en yüksek genliğinin ölçülmesi esasına dayanır. Bu tür dalgalar yeryüzünde kaynaktan çok uzak mesafelere yayılabilirler. Diğer yöntemlerin aksine bu yöntemin güvenilirliği uzak mesafeden yapılan ölçümlerde daha da artar.

5.3.2.4. Cisim Dalgası Büyüklüğü (Mb)

Bu yöntem Yüzey Dalgası yöntemine benzer, tek farkı yüzeyden yayılan dalgalar yerine derinliklerde ilerleyen dalgaların kullanılmasıdır. Havuz örneğine dönersek, taşın suya çarpması ile oluşan ses

dalgaları (akustik dalga) suyun içerisinde uzak mesafelere yayılabilir. Bu ses dalgalarının bir mikrofon ile dinlenebilir ve ulaştığı en yüksek genlik taşın büyüklüğü konusunda bilgi verir. Deprem için de durum benzerdir. Ancak yer kabuğu içerisinde sadece ses dalgası değil, kesme dalgası adı verilen bir başka dalga türü de üretilir. Bu iki dalga türünün tümüne Cisim Dalgaları adı verilir. Sismometreler, mikrofondan farklı olarak her iki dalga türünü (Cisim Dalgaları) de kaydedebilir.

5.3.2.5. Moment Büyüklüğü (M_w)

Bu büyüklük türü, diğerlerine göre en güvenilir olanıdır. Bilim dünyasında, eğer bir deprem için moment büyüklüğü hesaplanabilmişse, diğer büyüklük türlerine gerek kalmadığı düşünülür. Belirleme açısından hepsinden çok daha karmaşıktır. Esas olarak depremin oluşumunun matematiksel bir modelinin yapılmasına karşılık gelir. Bir araştırmacının gerçekleştirebileceği bilimsel bir çalışma süreci ile hesaplanabilir ve bu yüzden hesaplamaların belirli bir zaman alması kaçınılmazdır. Otomatik olarak uygulamaya konulabilmesi ise zordur, dünyada sayılı birkaç gözlemevinde, sadece belirli bir büyüklüğün üzerindeki depremler için rutin olarak hesaplanmaktadır. Uygulamada, sadece belli bir büyüklüğün üzerindeki depremler için ($M > 4.0$) Moment Büyüklüğü hesaplanabilir. Depremler fayların harekete geçmesi (kırılması) esnasında oluşmaktadır. Deprem sırasında fayın kırılması anlık olmamakta, kırılma zaman içinde belirli bir hızla (2-3 km/s) çeşitli yönlerde ilerlemektedir. Bu ilerleme süresi aynı zamanda depremin de süresini tayin etmektedir. Faylar basit bir yaklaşımla tek bir düzlem olarak kabul edilirse de gerçekte kırılma tek bir düzlem şeklinde değil bir kırılma zonu şeklinde gerçekleşmektedir. Fayın üzerindeki gerilme farklılıkları, jeolojik yapının değişmesi nedeniyle oluşan engel ve pürüzler ve fay düzlemi üzerindeki sürtünme kuvvetinin değişmesi gibi etmenler faylanmanın karakterini, dolayısıyla depremin ve özellikle depreme yakın noktalardaki yer hareketlerinin kimliğini belirlemektedir.

5.4. DEPREMLERİN ŞİDDETİ

Sismografların olmadığı dönemlerde, depremin gücünü belirleme amacıyla depremlerin canlılar, yapılar ve yer üzerindeki etkileri dikkate alınarak şiddet adı verilen ölçek ortaya çıkmıştır. Günümüzde yaygın olarak kullanılan ölçekler Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK), Değiştirilmiş Mercalli (MM) ve Japon JM'dir. Şiddet ölçeği niteliksel bir ölçek özelliği taşır ve bu nedenle depremin büyüklüğünün tam bir ölçüsü değildir. Değiştirilmiş Mercalli (MM) ölçeğine göre:

I. Derece'de özel konumda ve uygun koşullar altında bulunan bir kaç kişiden başka genellikle insanlar tarafından duyulmamaktadır.

II. Derece'de ancak istirahat eden (oturan, yatan) ve özellikle yapıların üst katlarındaki kişiler tarafından duyulur.

III. Derece'de yapıların özellikle yapıların üst katlarında bulunan kişiler tarafından duyulur, ancak birçok kişi bunun deprem olduğunu anlayamaz.

IV. Derece'de gündüzleri, yapıların içinde bulunan birçok kişi, dışarıda ise bazı kişiler tarafından duyulabilir. Tabaklar, pencereler, kapılar sallanır, duvarlar gıcırdama sesleri çıkarır. Duran araçlar sarsılır.

V. Derece’de herkes tarafından duyulur, birçok kişi uyanır. Mutfak eşyalarından ve pencere camlarından bir bölümü kırılabilir. Sıvalar çatlayabilir ya da düşebilir. Sabit olmayan eşyalar devrilebilir. Bazan araçların, direklerin ve diğer yüksek eşyaların sallandığı görülür. Sarkaçlı saatler durabilir. Kötü yapılmış bacalar ve bahçe duvarları yıkılabilir.

VI. Derece herkes tarafından duyulur. Ağır eşyalardan bir bölümü yerinden oynar. Bazı yerlerde sıvaların ve bacaların düştüğü görülür. İyi yapılmamış taş, tuğla ve kerpiç yığma yapılarda önemli çatlaklar oluşur.

VII. Derece’de iyi hesaplanmış ve iyi yapılmış yapılarda önemsiz hasar olur. İyi yapılmamış taş, tuğla ve kerpiç yapılarda önemli hasar ve yıkıntı olur. Betonarme yapıların duvarlarının çerçeve sistemi ile doku yerlerinde çatlaklar oluşur. Araç kullanan kişiler depremin farkına varırlar.

VIII. Derece’de özel olarak yapılmış yapılarda az, iyi yapılmamış taş, tuğla ve kerpiç yapılarda ağır hasar ya da tümüyle yıkılma görülür. İyi yapılmış yığma kagir yapılarda ağır hasar, iyi yapılmamış betonarme yapılarda taşıyıcı sistemlerde çatlaklar oluşabilir. Ağır eşyalar ters döner. Araç kullananlar rahatsız olurlar. Arazide kum fıskırmaları, çatlaklar ve yüzey kırıkları oluşur. Kayalar düşer ve heyelanlar olabilir.

IX. Derece’de yığma kagir yapılar yıkılır ya da çok ağır hasar görür. Betonarme yapılarda taşıyıcı sistemde mafsallaşma başlar. Betonarme yapılarda önemli ötelemeler ve düşeyden kaymalar olur. Yeryüzünde büyük yarık ve çatlaklar oluşur. Yeraltındaki borular kopar. Kumlu zeminlerde sıvılaşma olur.

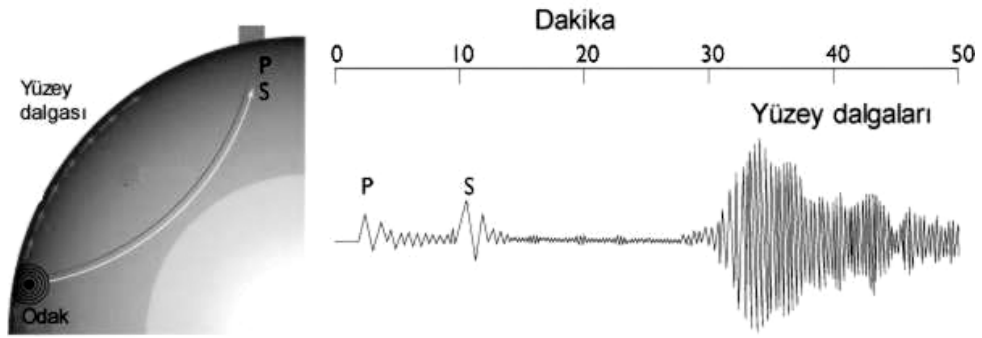
X. Derece’de iyi yapılmamış ahşap karkas, betonarme yapılarda çok ağır hasar ya da kırılma başlangıcı görülür. Yeryüzünde büyük çatlaklar ortaya çıkar. Raylar bükülür. Irmak kıyılarında ve dik yamaçlarda heyelanlar olur, kum ve çamur akmaları (sıvılaşma) görülür.

XI. Derece’de pek az yapı ayakta kalır. Köprüler yıkılır. Yeryüzünde geniş çatlaklar oluşur. Yeraltı boruları tümüyle işe yaramaz duruma gelir. Yumuşak zeminde yer kaymaları ve toprak yığıntıları olur. Raylar çok fazla eğilir.

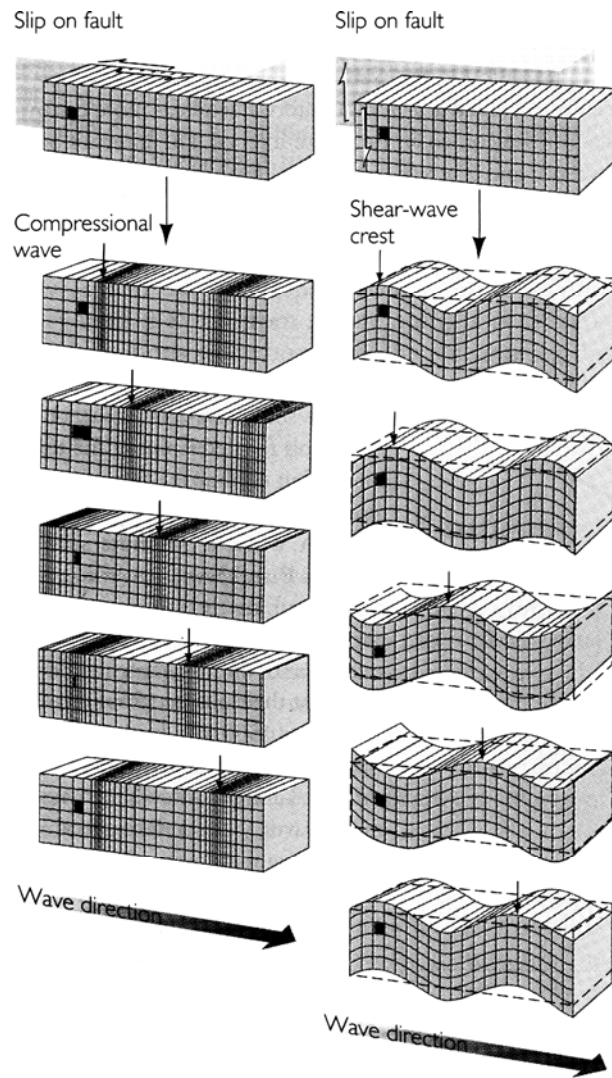
XII. Derece’de tüm yapılar yıkılır. Deprem bölgesindeki yeryüzü biçimi değişir. Yeryüzünde deprem dalgalarının ilerleyişi görülür.

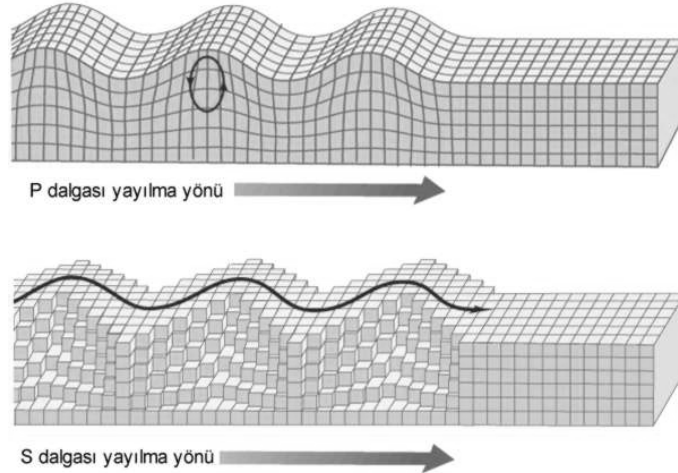
5.5. SİSMİK DALGALAR

Depremi oluşturan faylanma ile birlikte odaktan çevreye doğru çeşitli türde sismik dalgalar yayılır. Bunlar boyuna dalgalar (P dalgası), enine dalgalar (S dalgası) ve yüzey dalgalarıdır. Yapılarda en fazla hasara S dalgaları neden olurlar. S dalgalarının hızı P dalgalarından 1.7 kez daha yavaştır. Yüzey dalgaları, yeryüzünde en büyük genlikle oluşurlar ve derinlikle azalırlar. S dalgalarından sonra gelen bu dalgalar yakın depremlerde S dalgaları gibi yıkıcı özelliktedir. (Şekil 5 ve 6).



Şekil 5. P, S ve Yüzey dalgalarının kayıtcı izleri..





Şekil 6. Depremlerden oluşan sismik dalgaların türleri ve yer içinde yayılma özellikleri. P dalgaları yayıldıkları ortamda hacim değişikliği yaratırlarken, S dalgaları hacim değişikliğine yol açmazlar.

5.6. DEPREMİN DOĞA VE YAPILAR ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

Depremlerin oluşturduğu yer sarsıntısı gerek insan yapımı gerekse doğal yapılarda deformasyona neden olur. Yer sarsıntısının doğrudan neden olduğu bu hasarların yanı sıra depremler örneğin tsunami, su baskını ya da yangın gibi bazı olayları da tetiklemekte ve zararara yolaçmaktadır. Deprem nedeniyle yapılarda gözlenen hasarlar depremin büyüklüğü ve derinliği, depremin oluş mekanizması, zeminin türü, zemin-yapı etkileşmesinin durumu ve nihayet yapının türü ve kalitesi gibi faktörler tarafından denetlenir. Hasarı azaltmak için bunlardan zemin kalitesine sınırlı olarak müdahale edilebilmekte ve zemin kısmen iyileştirilebilmektedir. Zemin koşulları ve olabilecek bir depremin bina üzerindeki etkileri tahmin edilerek yapılacak binalar ise depremi can kaybına yol açmadan ve minimum hasarla atlatabilmektedir. Geçtiğimiz yüzyılda ülkemizde ve dünyada yaşanan depremlerden edinilen tecrübelerle göre hafif çelik yapılar en az hasara uğrayan yapılardır. Statik projeleri zemin ve deprem koşulları dikkate alınarak hazırlanmış betonarme yapılar depreme iyi dayanan yapılardır. Ahşap yapılar büyük depremlerde eğilme ve katlar arasında kayma göstermekle birlikte orta büyüklükteki depremlerde iyi davranmaktadırlar. Kagir ve kerpiç yığma yapılar ise depreme en az direnç gösteren yapılardır. Özellikle kerpiç yığma yapılar ortanın altında sayılabilecek büyüklükteki depremlerde dahi yıkılmakta ve ölümcül olmaktadır. 3 Şubat 2002 de Çay'da yaşanan depremde kerpiç binaların hemen hemen tamamı çökmüş ya da ağır hasar görmüşlerdir. İstatistiklere göre Türkiye binaların depreme karşı davranışı ve hasar gören binaya oranla can kaybı açısından dünyanın en geri birkaç ülkesi arasında yer almaktadır. Depremler doğal unsurlar üzerinde de ciddi tahribat yaratabilmektedir. 6 dan büyük ve sığ depremler yeryüzünde fay kırıkları oluşturabilirler. Depremin büyüklüğüne bağlı olarak deprem esnasında fayın iki tarafında bulunan bloklar birbirine göre hareket eder, böylece yüzey kırıkları oluştururlar. Bu kırıklar bazen yüzlerce kilometre uzunluğa ulaşabilmektedir. Örneğin 1939 Erzincan depreminde yüzey kırığı 360 km, 1999 Gölcük depreminde ise 130 km olarak belirlenmiştir. Kırıkların yer içine doğru olan derinliği ise genellikle kilometrelerle ifade edilmektedir. Depremin büyüklüğüne bağlı olarak fayın

iki tarafındaki blokların birbirine göre hareket miktarı (atım) da farklı değerler almaktadır. Atım miktarı 1939 Erzincan depreminde 7.5 m, 1999 Gölçük depreminde 5 m, 2002 Çay depreminde ise 25 cm civarında olmuştur. Depremler genellikle mevcut olan heyelanların tetiklenmesine de yolaçarlar. Bu heyelanlar kara alanlarında olabildiği gibi 1999 Gölçük depreminde yaşandığı gibi deniz altında da olabilir ve bu durumda dev dalgalara (tsunami) da yolaçabilirler. Depremler zaman zaman yeraltısuyu içeren tabakaları etkileyerek suyun mevcut çatlaklardan yeryüzüne çıkmasını ve çamurla birlikte akmasına neden olmaktadır. Diğer yandan deprem esnasında henüz çimentolanmamış kayaların boşlukları içerisinde bulunan yeraltısuları yüksek basınç kazanarak zemin tanelerinin birbirlerine olan sürtünmelerini yoketmekte, böylece kum oranının fazla olduğu ya da zeminin gevşek olduğu ortamlar, depremlerin sarsıntısı etkisiyle sıvı gibi davranarak duraylılıklarını kaybetmektedirler. Sıvılaşma adı verilen bu olay sonucunda zemin taşıma gücünü kaybetmekte, binalar sıvılaşmış zemin üzerinde yüzdüklerinden devrilmekte ya da zemine batmaktadır. 1999 Gölçük depreminde Adapazarı merkezinde görülen hasarın büyük bir kısmı sıvılaşma nedeni ile olmuştur. Denizler altındaki depremlerde oluşan faylanma ve deformasyonlar çok büyük su hacmini harekete geçirerek kıyılarda deniz basmasına ve büyük dalgalara neden olur. Bu dalgalara Tsunami denir. Kıyıya yakın yerlerde bu dalgaların yüksekliği artar ve kıyılarda çok büyük zararlara neden olur. Yapılan araştırmalar Marmara çevresinde tarihsel dönemlerde en az 12 tsunami hadisesinin yaşandığını işaret etmektedir.