T.C.
VAN YÜZÜNCÜ YIL ÜNİVERSİTESİ
VAN MESLEK YÜKSEKOKULU
İNŞAAT BÖLÜMÜ

DEPREME DAYANIKLI YAPI TASARIM DERS NOTU

Hazırlayan
Öğr. Gör. Fırat KIPÇAK

Mayıs-2022

İÇİNDEKİLER

1. GİRİŞ 3
2. DÜNYANIN YAPISI VE DEPREMLER 3
2.1. Mohorovicic Süreksizliği 4
2.2. Wiechert-Gutenberg Süreksizliği 5
2.3. Konveksiyon Akımları 5
2.4. Alfred Wegener (1912) 6
2.5. Yaklaşan Levha Sınırları 8
2.5.1. İki okyanusal levhanın karşılaşması 8
2.5.2. Bir kıtasal ve bir okyanusal levhanın karşılaşması 9
2.5.3. İki kıtasal levhanın karşılaşması 9
2.6. Uzaklaşan Levha Sınırları 9
3. TÜRKİYE'NİN TEKTONİK YAPISI 10
3.1. Tektonik Rejimler 10
3.2. Anadolu Plakası: 11
3.3. Kuzey Anadolu Fayı (KAF) 11
3.4. Doğu Anadolu Fayı (DAF) 12
3.5. Ege (Helen)-Kıbrıs Yayı- Batı Anadolu Fay Hatları 12
3.6. 2011 Van Depremi Sonrası ve Doğu Anadolu Fay Hatları 13
3.7. Türkiye Deprem Tehlike Haritası 14
4. SİSMOLOJİ VE DEPREM 14
4.1. Deprem 15
4.2. Depremlerin Sınıflandırılması 15
4.2.1. Oluşumlarına göre depremler 15
4.2.2. Derinliklerine göre depremler 16
4.2.3. Uzaklıklarına göre depremler 16
4.2.4. Büyüklüklerine göre depremler 16
4.3. Depremin Kinematik Parametreleri 17
4.3.1. Depremin oluş yeri (Hiposantr, Episantr) 17
4.3.2. Depremin oluş zamanı 17
4.3.3. Odak derinliği 17
4.3.4. Şiddet 17
4.3.5. Magnitüd (Büyüklük) 19
4.3.6. Deprem enerjisi 19
4.4. Depremin Dinamik Parametreleri 20
4.4.1. Fayın atımı 20

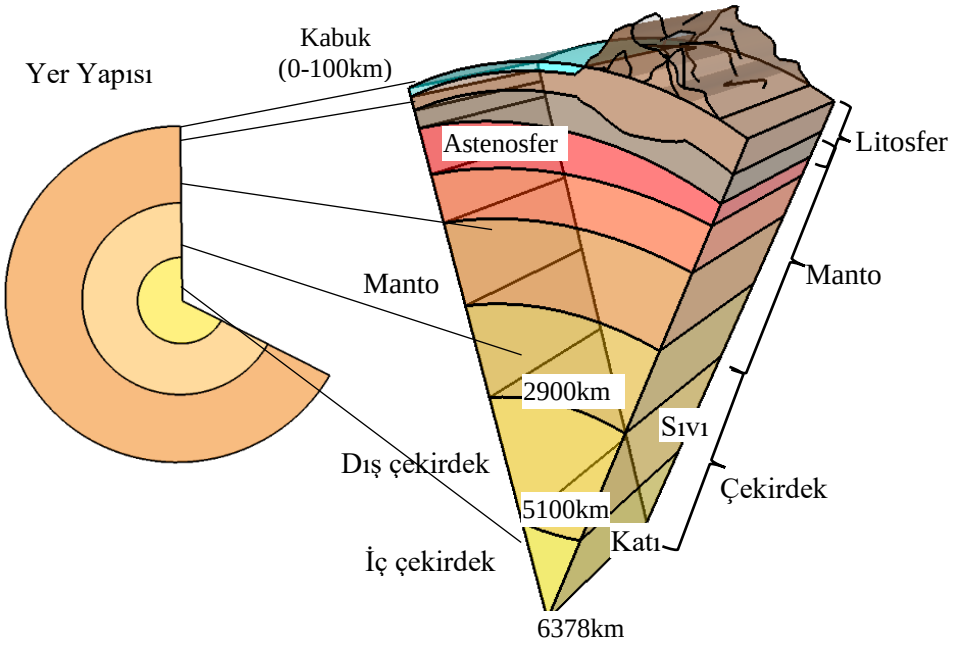
4.4.2. Fay düzleminin konumu 20
4.4.3. Kaynak-zaman fonksiyonu 21
4.4.4. Odaktaki kuvvetlerin geometrisi 21
4.4.5. Sismik Moment 21
4.5. Dalga Türleri 21
4.6. Deprem Merkez Üssünün (Epicenter) Belirlenmesi 22
5. KAYNAKLAR 24

1. GİRİŞ

Güneş sisteminde güneşe en yakın üçüncü gezegen olup su ve yaşamın olduğu bilinen tek gezegen dünyadır. Son dönemde en eski kayalar üzerinde yapılan incelemeler sonucunda 4.5 milyar yıldan fazla süre önce oluştuğu saptanmıştır. Dünya yüzeyinin %29'u kıtalar ve adaların meydana getirdiği kara oluşturur iken geriye kalan %71'ini sular oluşturmuştur. Dünyanın iç kısmı ise merkezde yer alan ağır metallerin, demirin meydana getirdiği hala etkin durumdaki iç çekirdek, gezegenin manyetik alanını oluşturan sıvı haldeki dış çekirdek ve tektonik levhaların üzerinde hareket etmelerine yol açan mantodan oluşmaktadır. Bu ders kapsamında dünyanın yapısı, levha oluşumu ve hareketleri, Türkiye'nin tektonik yapısı, sismoloji ve deprem konuları verilmiştir.

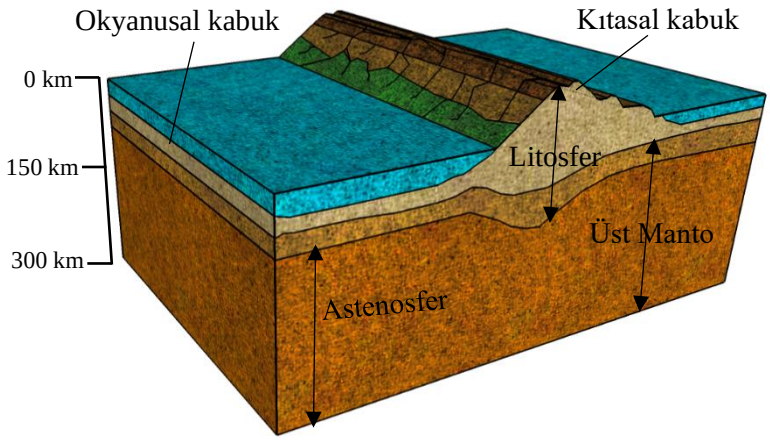
2. DÜNYANIN YAPISI VE DEPREMLER

Litosfer eski Yunancada kayalık Hintçede küre anlamına gelir. Yerin dış kısmını oluşturan ve yaklaşık 280 km derinliğe kadar uzanan katı kısmına denir (Barrell, 1914). Litosfer nispeten akıcı ve plastik özellikteki Astenosfer üzerinde sürekli hareket halindedir. Levha olarak adlandırılan irili ufaklı birçok parçacıktan oluşmaktadır. Levhaların bulunduğu, yaşamın ve doğa olaylarının gerçekleştiği en üst katmandır. Dünyanın yapısı ve oluşumu gereği magmanın ve konveksiyonel hareketlerin sonucu Litosfer zamanla parçalı hale gelmiş ve her geçen uzun zamanda yeni parçalar oluşmakta veya parçalar bir araya gelerek bir bütünü oluşturmaktadır. Litosferin alt katmanında Astenosfer bulunmaktadır (Daly, 1940). Astenosfer üzerindeki Litosfer ağırlığı nedeniyle daha çok basınç altında daha katı ve yoğun bir yapıya sahip ve plastik bir yapıdadır.



Şekil 1. Yer yapısı ve yer katmanları kesiti.

Yerküre değişik bileşimli kayaçlardan oluşmuş katı bir kabuk ile çevrelenmiştir. Yer kabuğu okyanuslarda ve kıtalarda faklı özelliklere sahip olduğundan iki türe ayrılmıştır. Bunlar okyanusal kabuk ve kıtasal kabuktur. Okyanusal kabuk ortalama 50-140km kalınlığında 2.9t/m^3 ve yoğunluğunda iken kıtasal kabuk 40-280km kalınlığında ve 2.7t/m^3 yoğunluğundadır (Pasyanos, 2008). Okyanusal kabuk daha genç (270milyon yıl), kıtasal kabuk daha eski (4.0-4.3milyar yıl) oluşumludur. Daha yoğun yapıda olmasının nedeni üzerinde okyanus ağırlığının olması ve konveksiyonel hareketlere soğuk yüzeyi ile kalkan oluşturduğundan yükselen sıcak magmanın soğuması ve sıkışmasıdır (Pasyanos, 2008; Donald vd. 2002).



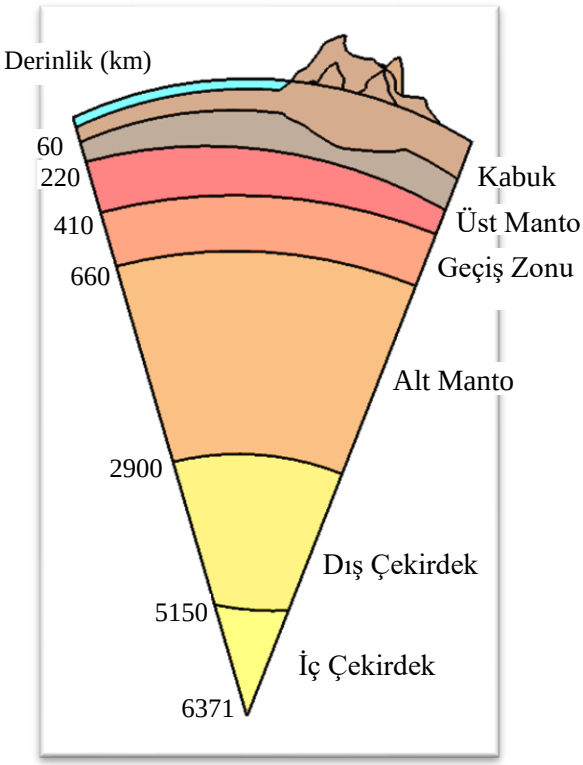
Şekil 2. Litosfer ve Astenosfer katmanlarını oluşturan yer yapısı.

2.1. Mohorovicic Süreksizliği

Dünyanın yer kabuğu ile manto arasındaki sınıra Mohorovicic süreksizliği denir. Bu süreksizlik değişen kaya yoğunluklarından geçerken sismolojik dalgaların hızındaki belirgin değişiklikle meydana gelmiştir. Genellikle MOHO olarak adlandırılır. Sismik dalgaların kırılma ve hız değişiklikleri bu sınırda yaşanmaktadır. Bu süreksizlik okyanus tabanının 5-10km, kıta kabuklarının 20-90km altında bulunmakta ve ortalama 35km ile sınırlıdır.

Çekirdek Yüksek basınç altında yoğunluk ve ağırlık bakımından en ağır maddelerin bulunduğu dünyanın iç kısmını oluşturmaktadır. Çekirdek kısmı ikiye ayrılır bunlar 5120-2890km arasında bunulana kısım dış çekirdeği, 6371-5150km arasında bulunan kısım iç çekirdeği oluşturur (Richter 1938). İç çekirdeğin yüzeyindeki sıcaklığın yaklaşık 5430^{o}C olduğu tahmin edilmektedir (Alfè vd. 2007; S. Anzellini vd. 2013). Dünyanın çekirdeği hakkındaki bilgiler sismik dalgalar ve manyetik alan analizlerinden öğrenilmiştir (Allègre vd. 1995). İç çekirdeğin ağır elementlerle birlikte demir-nikel alaşımından oluştuğuna inanılmaktadır. Çekirdekte derinlere gidildikçe sıcaklık ve basınç arttığından malzeme yoğunluğu 3.5–6t/m^3 arasında artmaktadır. P dalga hızı iç çekirdek merkezinde 11.4km/s'den yüzeyde yaklaşık 11.1km/s'ye kadar değişiklik gösterir. S dalga hızı iç çekirdek merkezinde yaklaşık 3.7km/s'den yüzeyde yaklaşık 3.5km/s'ye kadar değişmektedir.

Manto yer kabuğu ile çekirdek arasında yer alan derinliğe göre yer yer değişen belirli ısıya sahip hareketli bir yer katmanıdır (Nijman, 2020). Mantonun üst kısmı çekirdekten daha uzak daha soğuk ve plastiklik özelliğine sahipken alt kısmı daha sıcak ve daha sıvı halde bulunmaktadır (AM Dziewoński vd. 1971). Bu ısı ve yoğunluk farkı nedeniyle sürekli alçalıcı-yükselici hareketler görülür. Mantonun kalınlığı mohorovicic süreksizliği ile dış çekirdek arasında bulunmakta ve 2860km kalınlığındadır (Nijman, 2020).



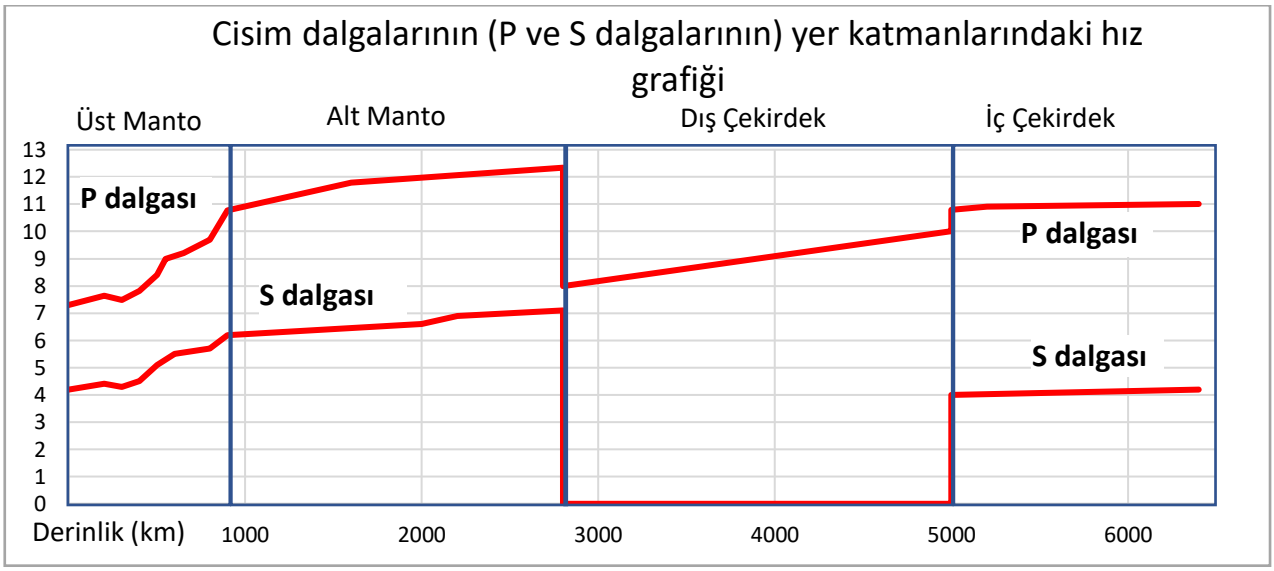
Şekil 3. Yer kabuğu, manto ve çekirdek katmanları derinlikleri.

Üst manto yer kürenin Astenosfer katmanını oluşturmakta yerinin 700km kadar derinliğe uzanan kısmına denir. Malzeme yoğunluğu 3.3-4.3t/m^3 arasında değişmektedir (Nijman, 2020). Malzeme bileşiminde ultra bazik ve ultra mafik içermektedir, yani fazla miktarda alkali madde ve mineral içeren magma veya erimiş malzeme bulunmaktadır. Plakalar üst mantonun yüzeyinde bulunmakta ve bu yüzeyde yüzerler. Üst mantoda P dalga hızı 10.7-11km/s arasında bulunmaktadır. Üst mantonun üst kısmında dalga hızları düşükken derinliklere inildikçe sismik dalgalarda artış gözlemlenir.

Alt manto yerin 700-2900km arasını oluşturan kısmına denir. Daha çok sıcaklık ve basınca maruz kaldığı için daha yoğun mineralli bir yapıya sahip ve üst mantoya göre daha ağır yapıdadır. Yüksek basınç mineralleri, özellikle magnezyumun ve demirin ağır oksitleri bu katmanda bulunmaktadır. Malzeme yoğunluğu 5.5t/m^3'e, P dalga hızı ise 13.6km/s'ye kadar ulaşabilmektedir (Helffrich, 2001). Yeryüzünden 2900km derinliğinde mantodan çekirdeğe geçilir. Bu sınıra **WIECHERT-GUTENBERG** süreksizliği denilmektedir.

2.2. Wiechert-Gutenberg Süreksizliği

Sismolog Gutenberg kendi adıyla bu süreksizliği tanımlamıştır. Yeryüzünden 2900km derinlikte yer alan kesitte sismik dalga hızlarının değiştiği, malzeme türünün değiştiği süreksizlik olarak tanımlanmaktadır. Burada malzeme yoğunluğu artmakta, P dalgalarının hızı düşmekte ve S dalgaları kaybolmaktadır. S dalgaları bilindiği üzere sıvı maddelerde ilerlemediğinden bu zonda etkili olmamaktadır. Bu derinlik çekirdek ve manto sınırı olarak da bilinmektedir. Bu süreksizlik aşağıdaki grafikte 2900km'lik çizgide gösterilmiştir. Bu sınırdan sonra malzeme yoğunluğu 5.5t/m^3'ten 10t/m^3'e yükselmiş, P dalga hızı 14km/s'den 8km/s'ye düşmüş ve S dalgaları sıfırlanmıştır (Helffrich, 2001). Bu derinliğe kadar manto kalınlığı belirlenmiş ve bilim dünyası yeni çalışmalarla aydınlanmıştır.

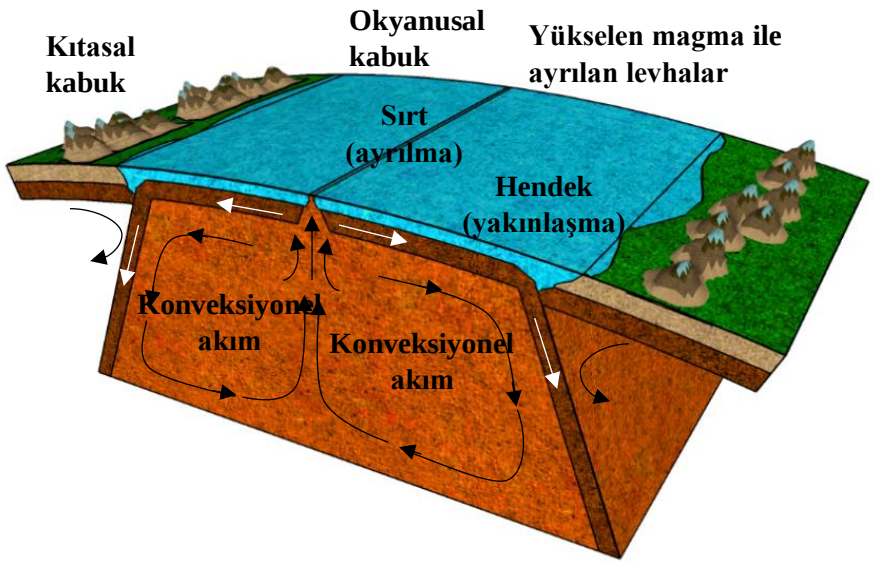


Şekil 4. Cisim dalgalarının yer katmanlarındaki hız grafiği.

2.3. Konveksiyon Akımları

Aşağıda ısınan su veya havanın yukarı doğru çıkması soğuması ve tekrar aşağı doğru inmektedir bu yer değiştirme hareketine konveksiyonel hareket denilmektedir. Yer yapısında ise dünya çekirdeğinde yüksek sıcaklıkta çekirdek bulunması ve üzerinde akışkan magmanın bulunması sebebiyle magma ısınma ve soğumayla konveksiyonel hareket etmektedir (Kobes, 2020). Yer yapısında aşağı katı katmanlar derinliklere gidildikçe ışımakta ve daha çok akışkanlaşmakta ısı ve yoğunluk transferi sonucu yer değiştirmektedir. Sürekli döngü içerisinde bulunan bu konveksiyonel akımda yoğunluk ve ısı dengelenmeye çalışılmakta. Ayrıca yerin derinliklerinde radyoaktif bozulma

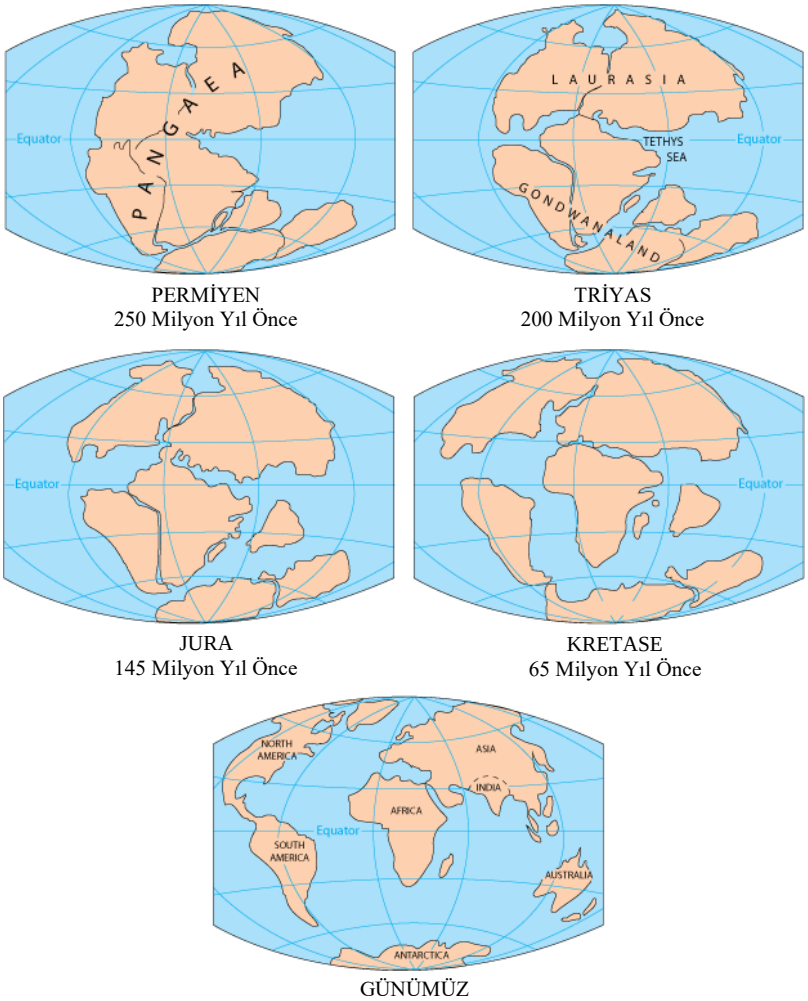
ile ortaya çıkan enerji konveksiyon akımları ile zamanla yukarıya taşınmaktadır (Gerald vd. 2001). Konveksiyonel akımla Astenosfer yavaş bir şekilde hareket etmekte ve üzerinde bulunan levhalardan oluşan Litosferi hareket ettirmektedir. Litosfer hareketi sonucu bütünlük bozularak parçalanma gerçekleşmektedir. Parçalar biz birlerine göre uzaklaşma, yakınlaşma ya da kesme gibi yer değiştirmeler gösterir (Moresi vd. 1998). Yer değiştirmeler konveksiyonel akımın uyguladığı kuvvetin yönüne ve hızına göre değişmektedir. Litosfer parçalarına levha denilmekte ve hareketler sonucunda sarsıntılar yani depremler meydana gelmektedir. Depremler levhaların hareketlerine bağlı olarak levha sınırlarında belirli bir doğrultuda ve hatta meydana gelir. Levha büyüklükleri depremin etki alanını doğrudan belirlemektedir (Gerald vd. 2001). Örneğin Avrasya ve Arabistan levhası arasında kalan Türkiye Anadolu levhasından oluşmakta ve iki büyük levha arasında sıkışan daha küçük levha birleşme hatlarında sürekli depremler meydana gelmekte ve Anadolu levhası geçen yüz yıllar ile yükselmiş ve dağlık arazilerle kaplanmıştır.



Şekil 5. Yer yapısı konveksiyonel akım hareketi.

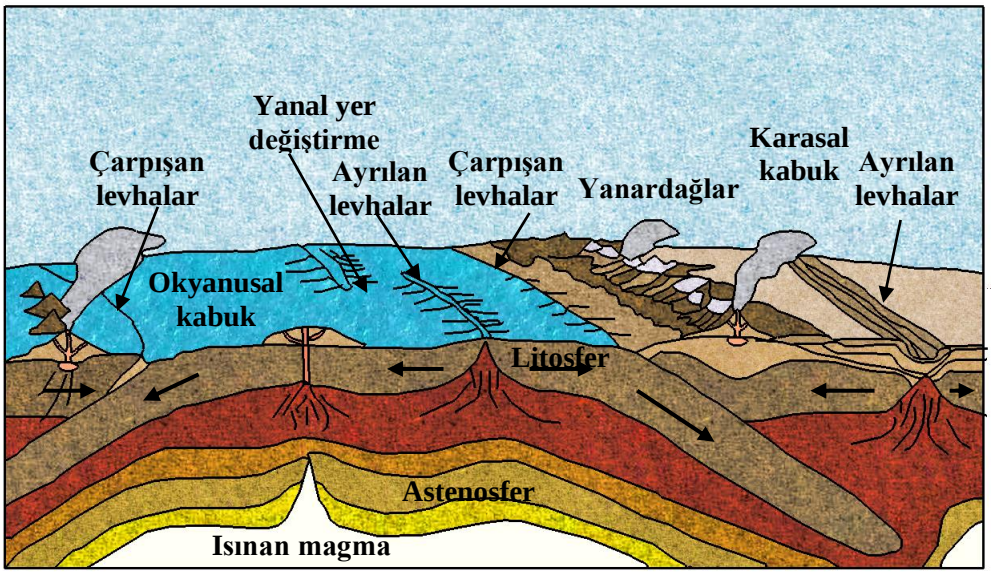
2.4. Alfred Wegener (1912)

Kıtaların ve Okyanusların Kökeni kitabında; Kıyı şekillerinin, iklim şekillerinin, bitki örtüsünün, fosillerin ve jeolojik oluşumların benzerliklerini kullanarak kıtaların kayması teorisini ortaya atmıştır. 1912'de yayınlanan kitapta, kıtaların eskiden tek bir parça olan PANGAEA adında bir kıta iken uzun süren jeolojik zaman içerisinde hareket ettiği daha sonra parçalanıp ayrılarak günümüzdeki halini aldığını ele almıştır (Ersoy, 2018; Hamblin, 1992). Kıtaların sürüklendiği konusunda ilk görüşler 1596 yılında Abraham Ortelius tarafından sunulmuş. Ancak yeterli yankı uyandırmamış ve inanılmamıştır. Daha sonraki dönemlerde araştırmacılar kıtasal kayma teorisini, levhaların Astenosfer üzerinde yüzerek hareket ettiğini ve plakaların sürekli oluş ve yıkılış içerisinde olduğunu yeniden açıklamışlarıdır. Plaka tektoniği teorisi ile levhaların hareket yönü belirlenmeye çalışılmış böylelikle günümüzdeki hareket yönleri ve hızlarıyla yeni oluşacak deprem yerleri ve fay hatları belirlenmeye çalışılmıştır (Ersoy, 2018; Wessel vd. 2007; Hamblin, 1992).



Şekil 6. PANGAEA kıtasından günümüz kıta dağılımı (pubs.usgs.gov).

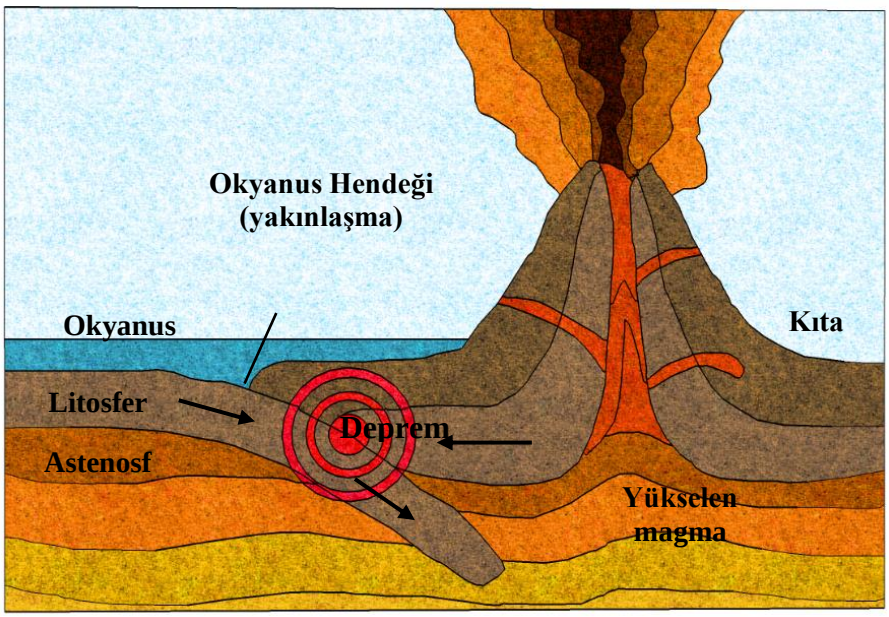
Uzun yıllar süren araştırmalar sonucunda Litosferi oluşturan levhaların hareket şekilleri tanımlanmıştır. Levhalar genel olarak, birbirlerinden **uzaklaşma**, birbirlerine **yakınlaşma** ve sınır boyunca **kayma** olmak üzere üç ayrı biçimde hareket ederler (Şengör, 1983). Birinci olarak uzaklaşan levhalar arasında magma yukarı çıkarak kara veya okyanusta yanar dağların oluşmasına neden olur. Havai adaları buna çok güzel örnektir. Magmatik dağlar oluşmakta ve yeni karasal alanlar oluşmaktadır. İkinci olarak yaklaşan levhalar birbirlerini sıkıştırmakta ve biri batarken diğeri üste çıkmakta ve arada oluşan hat boyunca magma yukarı çıkmaktadır. Yükselen magma hat boyunca yanar dağlar oluşturmaktadır. Üçüncü olarak yanal hareket eden levhalarda da aynı şekilde yer yapısına bağlı olarak magma yukarı çıkmaktadır. Levhalar farklı hızda hareket etmekte, enerji depolamakta ve ani hareketleri sonucu enerjileri boşalmaktadır. Depolanan enerji ve sıkışmanın büyüklüğüne bağlı olarak sarsıntıların büyüklüğü de değişmektedir. Levhalar boyunca fay hatları oluşmakta ve fay hatlarının uzunluğu sarsıntıların etki alanını değiştirmektedir. Sarsıntıları etkileyen diğer etkenler arasında fay hatlarının doğrultusu, derinliği ve büyüklüğü bulunmaktadır (Ersoy, 2018; Wessel vd. 2007).



Şekil 7. Levha hareketleri ve magmatik hareketler.

2.5. Yaklaşan Levha Sınırları

İki levhanın karşılaşması ve birbirlerine doğru hareketleri sonucu levhalar sıkışmaktadır. Sıkışan levhalardan biri batarken diğeri yükselmektedir. Bu durumda levha sınırları boyunca depremler meydana gelmekte ve magma boşluklardan yukarı çıkmaktadır. Şekil 8'de görüldüğü gibi magma yukarı çıkarak yanardağlar oluşturmaktadır. Buna en güzel örneklerden pasifik ateş çemberi olarak bilinen büyük okyanus çevresi bölgelerden olan Endonezya'da oldukça yaygın yanardağlar mevcuttur. Bir levhanın dalması ile levha sınırında hendekler oluşabilmektedir (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).



Şekil 8. İki levhanın sıkışması ile deprem oluşumu ve magmatik hareket.

2.5.1. İki okyanusal levhanın karşılaşması

Bu durumda levhalardan daha yoğun olanı diğerinin altına dalmaktadır. Dalmanın başladığı yerde derin çukurluklar oluşmaktadır. Levhaların Astenosfer ile karşılaşması durumunda levhaların alt kesimlerde sürtünme ve sıcaklığın etkisi ile erimeler meydana gelmektedir. Erimiş malzeme

Astenosferin uyguladığı kuvvet ile üstündeki levhayı yukarı çıkartmakta ve volkanik faaliyetlerin, adaların oluşmasına neden olmaktadır (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

2.5.2. Bir kıtasal ve bir okyanusal levhanın karşılaşması

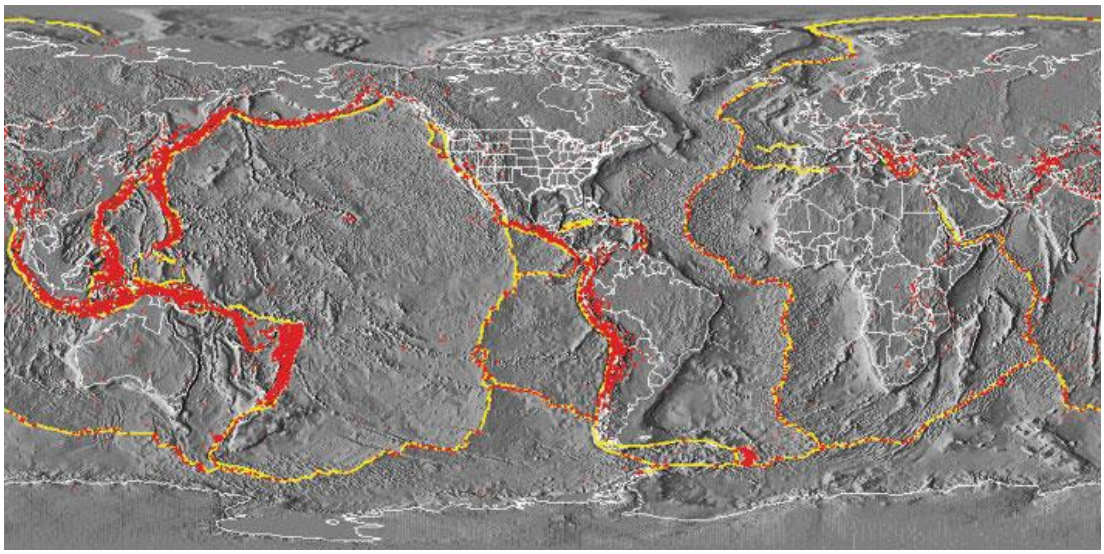
Okyanusal levhanın daha yüksek yoğunluklu olması nedeni ile okyanusal levha kıtasal levhanın altına doğru çökmektedir. İki okyanusal levhanın karşılaşmasında olduğu gibi, burada da levhaların karşılaştığı kesimde çukurluklar oluşur ve magmatik faaliyetler ortaya çıkar. Okyanusal levhanın kıtasal levhayı alttan zorlaması ve yükseltmesi sonucu karşılaşan iki okyanusal levha sınırından farklı olarak burada volkanik faaliyetler karada meydana gelmektedir. Ayrıca yükselen hat boyunca volkanik dağ zincirleri oluşur. Buna örnek olarak Endonezya kıyı bölgesinde oluşan dağlar gösterilebilir (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

2.5.3. İki kıtasal levhanın karşılaşması

Bu durumda diğer şekillerde olduğu gibi bir levha diğerinin altına doğru dalarak batar. Ancak bu karşılamalar daha çok gevrek gerçekleşir. Dalan levha diğerini yükselttiğinden yerin yapısına göre kıvrımlı veya kırıklı yapıda sıra dağlar meydana gelir. İki kıtasal levhanın sıkışması ve sıradağların oluşmasına en iyi örnek Himalaya dağları gösterilebilir. Doğu Anadolu'da oluşan Nemrut, Süphan, Tendürek, Ağrı dağı doğrultusunda bu magmatik dağların karada oluşması buna bir diğer örneği oluşturmaktadır. Ayrıca Türkiye'de ege bölgesinin yer yapısına bağlı olarak sıkışan levhalarla kırıklı dağlar, güneyde Nur (Amanos) dağları oluşmuştur. Aynı şekilde yer yapısının yumuşak olması sebebiyle güneyde Toroslar ve kuzeyde Karadeniz dağları oluşmuştur (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

2.6. Uzaklaşan Levha Sınırları

Kıtasal veya okyanusal levhalardan iki levha birbirinden uzaklaşarak aralarında boşluk oluştururlar. İki levha arasında oluşan boşluk yükselen magma tarafından doldurulur. Yüzeye ulaşan magma soğuyarak yeniden yer yüzünü şekillendirir. Uzaklaşan levha aralarında oluşan boşluklarda derin vadiler, çukurlar oluşabilmektedir. Ayrıca uzaklaşan iki okyanusal levhada su altı depremler veya heyelanlarda oluşmakta ve bunların sonucunda önemli büyüklüklerde tsunamiler meydana gelmektedir. Aşağıdaki şekil 9'da levha sınırları gösterilmektedir. Levhaların sınırları koyu siyah çizgiyle çizilirken kırmızı noktalar oluşan büyük ölçekli depremleri temsil etmektedir. Şekilden de görüleceği üzere büyük okyanus çevresinde uzun süren yıllarla büyük depremler meydana gelmiş ve bu çevreye pasifik ateş çemberi denilmiştir (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).



Şekil 9. Levha sınırları ve meydana gelmiş büyük depremlerin konumları (www.ngdc.noaa.gov).

3. TÜRKİYE'NİN TEKTONİK YAPISI

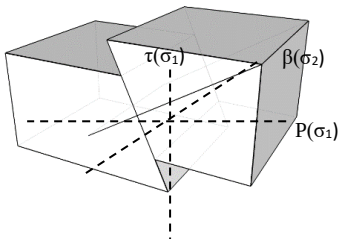
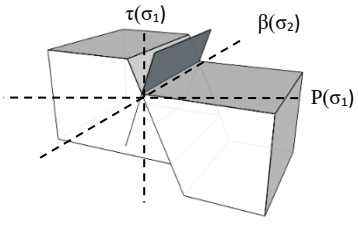
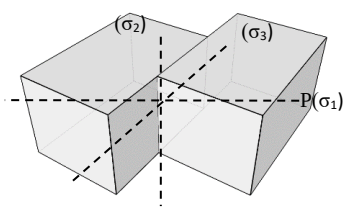
Yerkabuğunun yer değiştirme ve şekil değiştirme deformasyonu ile ilgili her türlü süreci, yapıyı ve yüzey şekillerini inceleyen alana tektonik denir. Tektonik hareket bilindiği üzere levhaların hareketi sonucu oluşan sarsıntı hareketleridir. Tektonik konusu yer yüzeyi şekillerinin zaman içindeki değişimiyle oluşan kıtaları ve okyanusları, dağ zincirlerini incelemektedir. Ayrıca yer yüzeyi değişikliklerinde oluşan faylanmayı, fay doğrultusu, büyüklüğü, derinliği ve türünü inceler. Kıtaların oluşması milyar yılı, geniş okyanus tabanlarının oluşması yüz milyon yılı alırken dağların oluşması ise milyon yıl, tepe oluşturan kıvrımlar yüz bin yıl sürmektedir. Birkaç metrelik ötelenme ve kırıkların oluşması ise deprem sırasında meydana gelebilir. Tektonik yer şekillerinin oluşma hızı da değişiklik göstermektedir. Fayların ve faylarda meydana gelen değişiklikler çok hızlı meydana gelirken dağların ve kıtaların oluşması çok daha yavaş meydana gelmektedir (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

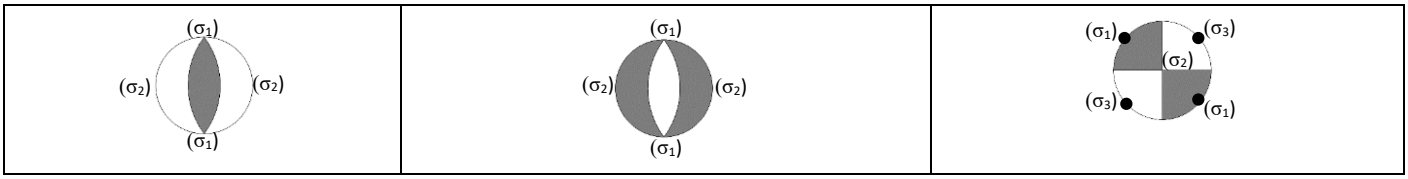
İnsanlık tarihinin başlangıcı ile başlayan ve günümüze kadar olan süreçteki dünya kabuğu üzerindeki tektonik hareketleri, yer kabuğu deformasyonlarını inceleyen alana aktif tektonik denir. Aktif tektoniğin iyi anlaşılması ve öğrenilmesi için yer yapısı jeomorfolojisinin bilinmesi gerekmektedir. Tektonik jeomorfoloji jeolojik oluşumu, aktif fayların durumunu ve sismik tehlikelerin değerlendirilmesi konularını ele alarak bilimde gelişmeler sağlar. Ayrıca tektonik rejimlerin zamanla değişimi ve rejim değişikliği sonrası günümüze kadar geçen sürece Neotektonik denir (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

3.1. Tektonik Rejimler

Levhaların yer değiştirmesi sonucu oluşan sürekli hareketler tektonik rejimleri ortaya çıkarır. Bu rejimler belirli süre içerisinde stabil kalmış davranışlar dizisinden oluşmaktadır. Tektonik hareketler iki levhanın yakınlaşması, uzaklaşması veya makaslaması olarak sınıflandırılmıştır. Tablo 1'de tektonik harekelerin görselleri ve tanımlanma sembolleri verilmiştir. İki levhanın yakınlaşması ile oluşan sıkışma tektoniğinde iki beyaz kenar içerisinde kalan dolu kısım ile ifade edilmekte. Uzaklaşması ile oluşan çekme tektoniğinde iki dolu kenar arasında kalan beyaz kısım ile ifade edilmekte. Son olarak makaslama hareketinde ise iki beyaz iki dolu + şeklinde ifade edilmektedir.

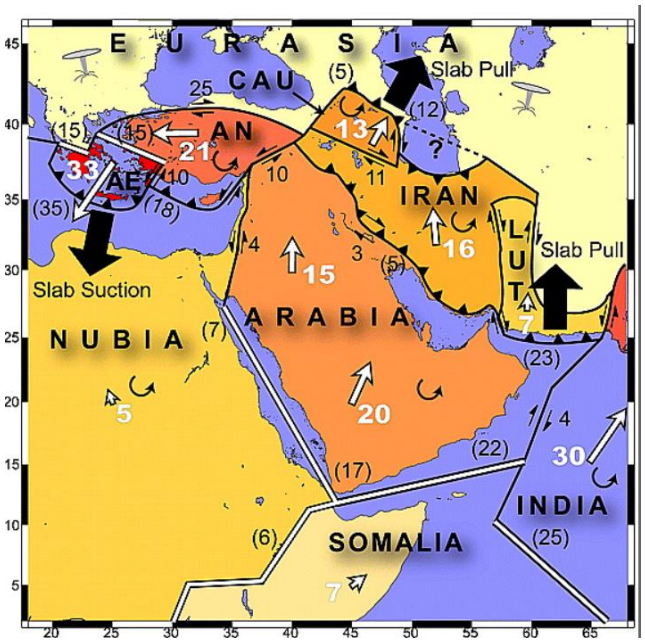
Tablo 1. Deprem tektonik hareketleri (Şengör, 1983; Ersoy, 2018).

Sıkışma Tektonik Rejimi	**Çekme Tektonik Rejimi**	**Doğrultu Atım Tektonik Rejimi**
İki levhanın birbirine yakınlaşması sonucu sıkışmalar ve bir levhanın diğer levhanın altına dalması sonucu oluşan hareket türüdür. Doğu Anadolu Bölgesi bu tektonik harekete örnek gösterilebilir.	İki levhanın birbirinden uzaklaşması sonucu oluşan tektonik hareket türüdür. Genellikle bu açılmalar boşluk veya hendek oluşturabildiği gibi magma ile de yeniden doldurularak yeni alanlar meydana getirmektedir. Ege Bölgesinin Anadolu'dan uzaklaşması sonucu Batı Anadolu Bölgesinde oluşan tektonik hareketler örnek gösterilebilir.	İki levhanın birbirlerine göre yatay hareketi ile oluşan tektonik harekete denir. Yanal harekette levhalar arasında biriken enerji boşalması ani gerçekleşir. Makaslama ile büyük ölçekli depremler meydana gelebilmektedir. Örneğin Kuzey Anadolu Fay Hattı (KAF), Doğu Anadolu Fay Hattı (DAF) gösterilebilir.
		



3.2. Anadolu Plakası:

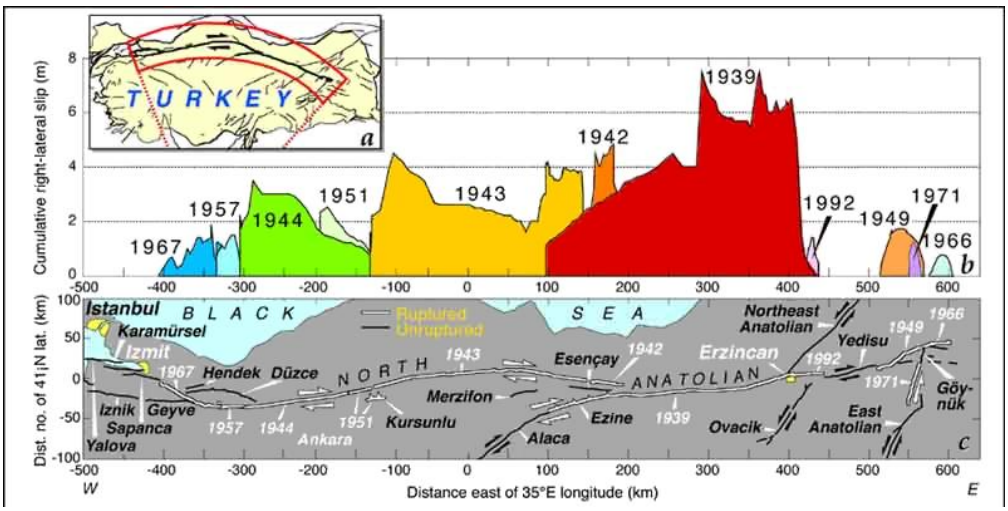
Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı içinde yer almaktadır. Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan Levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda meydana gelmiştir. Anadolu plakası iki levha arasında sıkışarak yükselmiş ve bu dağ oluşum kuşağı içerisinde dağlarla kaplanmıştır. Şekil 10'da gösterildiği gibi Arabistan plakası yukarı yönde hareket etmekte ancak yukarıda Avrupa-Rusya eski büyük plakası yer almaktadır. Bu nedenle arada kalan Anadolu plakası sınırlarında iki büyük fay oluşmuş (KAF ve DAF) ve günümüzde de sürekli depremlerin yaşandığı bir bölge olmuştur (Şengör, 1983; Ersoy, 2018; Reilinger vd. 2006).



Şekil 10. Anadolu ve komşu plakaların hareket doğrultusu (Reilinger vd. 2006).

3.3. Kuzey Anadolu Fayı (KAF)

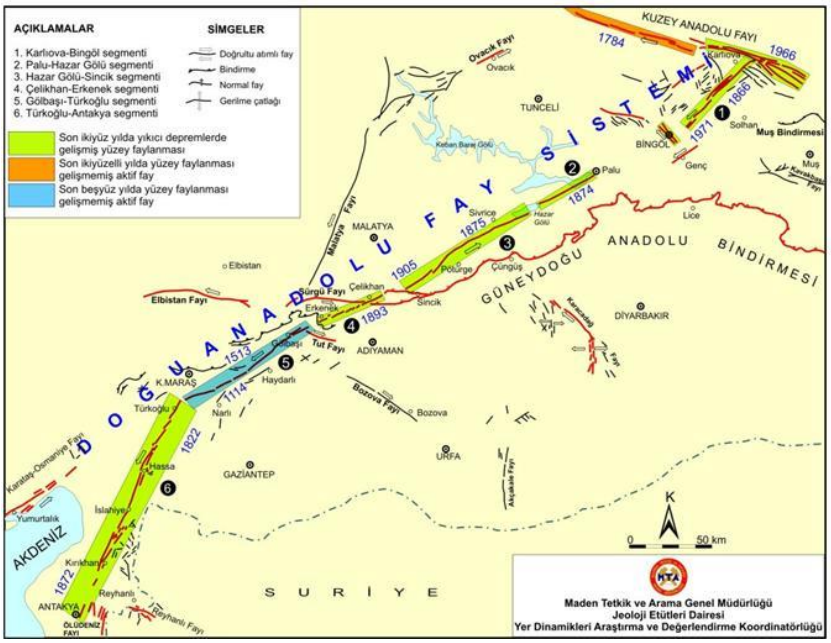
Bu fay dünyanın en önemli doğrultu atımlı faylarından biri olmakla beraber aynı zamanda ülkemizin en aktif tektonik hareketlerin meydana geldiği fayıdır. Fayın uzunluğu yaklaşık 1500 km ile Bingöl'ün Karlıova ilçesinden başlayarak Anadolu'nun kuzeyinden Karadeniz bölgesinden sonra 3 ayrı parçaya ayrılarak Marmara Denizine ve oradan da Egenin kuzeyinden geçerek Yunanistan'a kadar uzanmaktadır. Bu fay doğu-batı yönlü uzanarak Avrasya ve Anadolu plakalarını birbirinden ayıran sınır olmuştur. Fay tektonik tarihi incelendiğinde 1999 Düzce, Gölcük; 1992 Erzincan; 1967 Mudurnu; 1966 Varto vd. gibi önemli derecede büyük depremlerin meydana geldiği görülmektedir (Ketin, 2014).



Şekil 11. Kuzey Anadolu Fay Hattı haritası (Ross vd. 1997).

3.4. Doğu Anadolu Fayı (DAF)

Türkiye'nin önemli faylarından bir diğeri Doğu Anadolu Fay Hattı, Türkiye'nin doğusunda İskenderun Körfezinden Nur dağların izleyen doğrultuda Bingöl Karlıova'ya uzanan fay hattına denir. Doğu Anadolu Fay Hattı Türkiye'nin ikinci en uzun doğrultu atılımlı fay hattını oluşturmaktadır. Aktif bir fay hattı olarak günümüzde de yer yer küçük ölçekli depremler oluşmaktadır. DAF tektonik tarihinde 1964 Adıyaman; 1986 Malatya; 2004 Elâzığ; 2007 Diyarbakır vd. gibi önemli depremler meydana gelmiştir. Şekil 12'de Doğu Anadolu Fay Hattına ait harita görseli verilmiştir (www.mta.gov.tr).

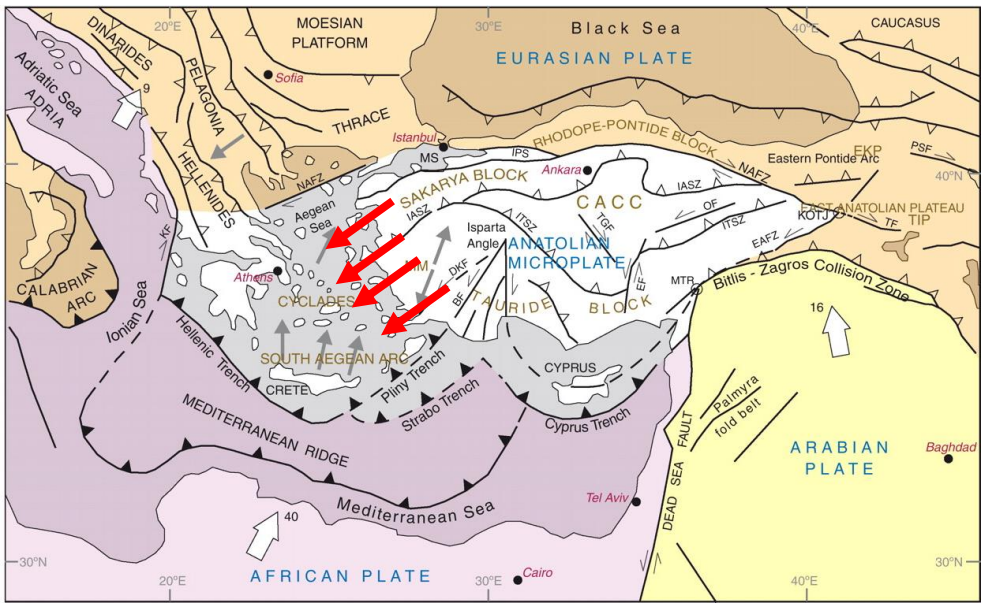


Şekil 12. Doğu Anadolu Fay Hattı haritası (www.mta.gov.tr).

3.5. Ege (Helen)-Kıbrıs Yayı- Batı Anadolu Fay Hatları

İki büyük plaka arasında sıkışan Anadolu zamanla yükselmiş ve daha gevşek olan sıkışmanın olmadığı ege denizine doğru kaymıştır. Uzun zamanla gerçekleşen bu yer değiştirme günümüzde de devam etmektedir. Doğu Akdeniz'de güneyde Afrika plakası ile kuzeyde Anadolu plakası arasındaki sınırı meydana getirmiştir. Ege bölgesinde yer yapısının gevrek ve kırılgan olmasından dolayı bu bölgenin sıkışması ile daha küçük uzunlukta kırıklı faylar oluşmuştur. KAF ve DAF'da olduğu gibi daha yıkıcı depremler meydana gelmezken daha küçük ölçekli çok sayıda deprem günümüzde

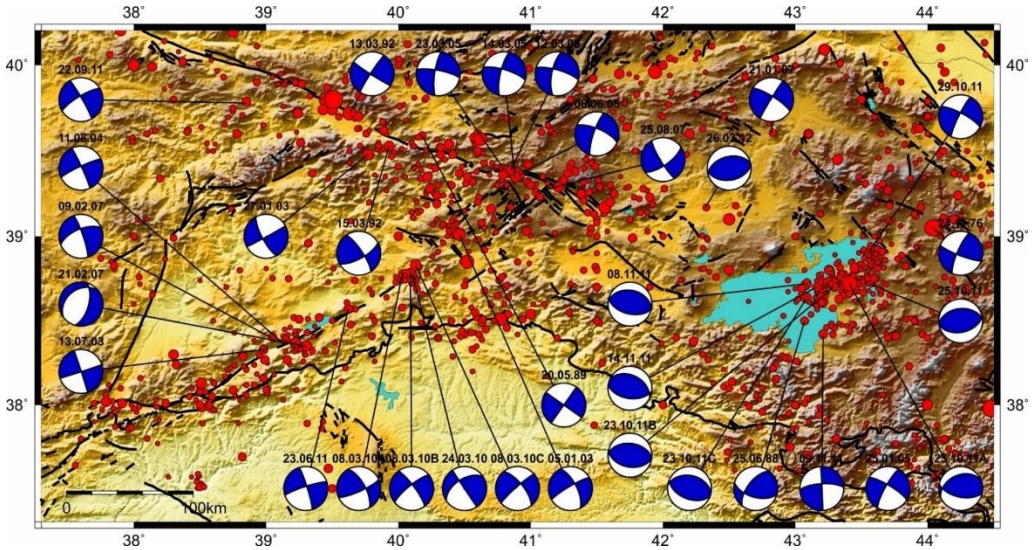
meydana gelmektedir. Sıkışma Zonu doğu batı yönlü olduğu için zeminde doğu-batı üstte katlanmış ve fay doğrultuları da aynı yönde oluşmuştur (Tekin vd. 2015). Ege bölgesindeki faylarda meydana gelen depremler incelendiğinde günümüze dek 2020, 2014 Ege Denizi; 2011 Kütahya; 2002, 1995 Afyon; 1970 Gediz; 1969 Manisa; 1957 Muğla vd. gibi büyük ölçekli depremler meydana gelmiştir. Şekil 13'te Ege Bölgesi fay hatları harita görseli verilmiştir.



Şekil 13. Ege Bölgesi fay hatları haritası (Dilek ve Sandvol, 2009).

3.6. 2011 Van Depremi Sonrası ve Doğu Anadolu Fay Hatları

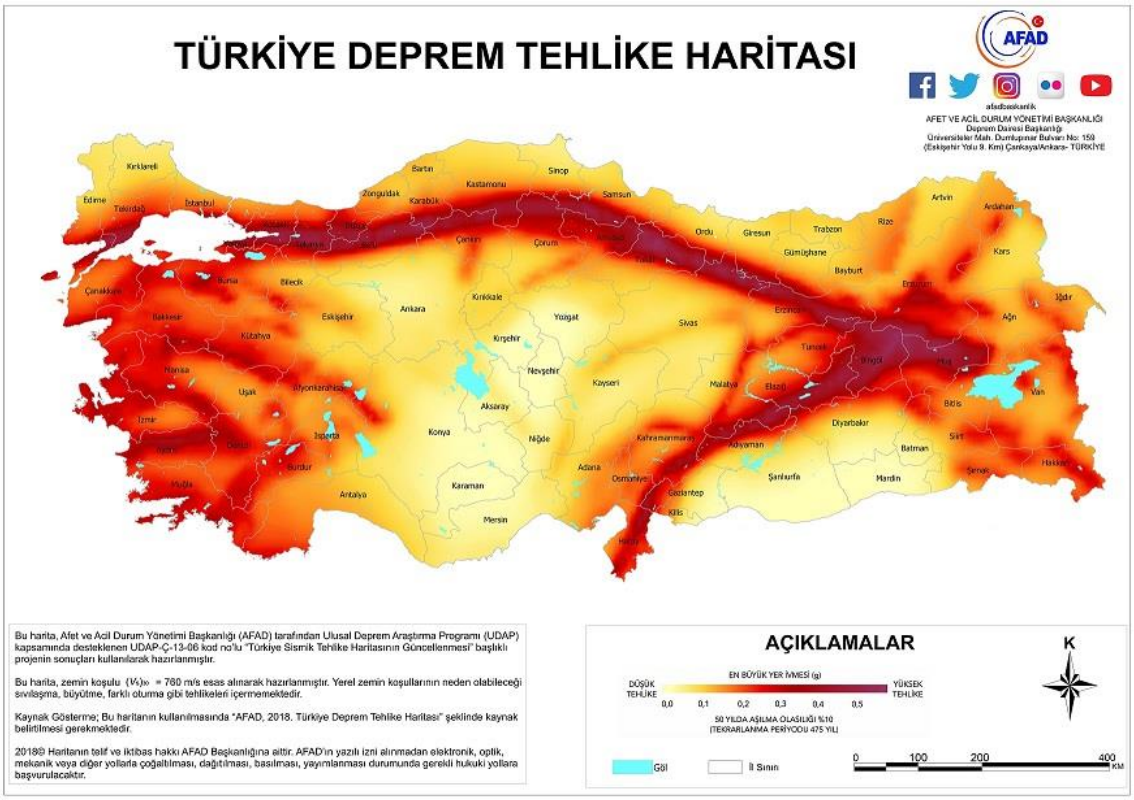
Dünyadaki önemli aktif fay zonlarından birisi olan sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), doğuda Karlıova üçlü fay birleşimi ile batıda Marmara bölgesinde 3 kola ayrılarak Saroz Körfezine yaklaşık 1200 km mesafe boyunca yerleşmiştir. (İşseven, 2017). Bingöl Karlıova'da Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) ve Varto Fay Zonu ile birlikte bu bölgedeki faylanmayı arttırmıştır. Arabistan levhasının sıkıştırmasıyla batıya kaçan Anadolu levhası arasında Doğu Anadolu Bölgesinde çok sayıda kısa fay meydana gelmiş ve deprem oluşumları sıklaşmıştır. Van Gölünün altında uzanan bir diğer fay hattı İran Irak sınır bölgesinden uzanarak DAF ile birleştiği şekil 14'te (İşseven 2017) ve diğer çalışmalarda görülmüştür. Doğu Anadolu Bölgesinde sağ ve sol yanal atılımlı en az 5 farklı tektonik levha bulunmaktadır Hisarlı vd. (2015). Bunlardan Van Bloğu, Kars Bloğu, Anadolu Bloğu, Pontid Bloğu ve Arap bloğu bulunmaktadır.



Şekil 14. Doğu Anadolu Bölgesindeki depremler ve deprem mekanizmaları (Kırmızı ile işaretli depremler M>4 BDTİM 1900'den günümüze, deprem mekanizmaları Global CMT Catalog Search 1976'dan günümüze M>5.5 (İşseven, 2017).

3.7. Türkiye Deprem Tehlike Haritası

Türkiye'de bulunan önemli fay hatları ve aktif tektonik mekanizma incelenerek 1996 yılında deprem bölgelerine ayrılarak tasarlanan deprem haritası güncel deprem verileri, matematiksel modeller dikkate alınarak AFAD tarafından en büyük yer ivmesi değerlerine göre hazırlanmıştır. Deprem tehlike haritasında belirli koordinatlara göre işaretlenmiş noktadan yer ivme değerleri alınmaktadır. DD1-DD2-DD3-DD4 deprem düzeylerine göre yer ivme değerleri belirlenebilmektedir. Deprem tehlike haritası risk haritasını oluşturmamaktadır. Deprem riski deprem anında bir gölgedeki yapıların, nüfusun ve çevrenin depremden etkilenme durumuna denir. Şekil 15'te verilen deprem haritasından risk değerlendirmek mümkün değildir. 2018 TBDY ile kullanılan bu harita Türkiye'de yapılacak bir bina için gerekli deprem yüklerinin hesabında S_s ve S_1 harita spektral ivme katsayılarının hesaplanmasında kullanılmaktadır. Elde edilen değerler ile yönetmelikte verilen formüller ile yapı tasarımında düşey ve yatay deprem kuvveti talepleri bulunmaktadır. Haritadan görüldüğü üzere fay hatları üzeri ve yakın yerler kırmızıdan koyu kırmızı renge, fay hatlarının bulunmadığı depremlerin düşük ölçekte olduğu ya da hiç yaşanmadığı yerlerde ise açık kırmızıdan beyaz renge dönüşmüştür. Deprem tehlikesinin düşük olduğu nükleer enerji santrallerin inşa edilebileceği bazı konumlar bulunmaktadır. Bu konumlara Kırklareli, Sinop ve Artvin'in kuzey bölgesi, Nevşehir, Karaman, Mersin ile birlikte Şanlıurfa ve Mardin'inin güneyi örnek olarak gösterilebilir.



Şekil 15. Yeni Türkiye Deprem Tehlike Haritası (AFAD).

4. SİSMOLOJİ VE DEPREM

Sismoloji seismos (sarsıntı) ve logos (bilim) kelimelerinin birleşmesiyle oluşan sarsıntı bilimi anlamına gelen bilim dalıdır. Sismoloji bilimi yerkabuğu altında magmanın hareketi sonucu

yerkabuğunun parçalanması ve levhalar halinde Astenosfer üzerinde hareketi ile oluşan yer ve şekil değişikliklerini inceleyen jeofizik bilim dalıdır. Sismoloji yer sarsıntısı sonrası oluşan dalgaların yer ortamında yayılmasını etki alanını, büyüklüğünü ve derinliği gibi birçok parametreyi ele alır. Yer yüzünde yapılacak tüm yapıların tasarımında gerekli parametrelerin sağlanmasında sismolojiden yararlanılır. Ayrıca yer altında bulunan maden zenginliklerinin, tarihi kalıntıların veya boşlukların tespitinde de yine sismoloji verilerinden yararlanılmaktadır (Schubert, 2015).

4.1. Deprem

Yer yüzeyini oluşturan levhaların hareketiyle oluşan enerji, fay boyunca fayın sürtünmesiyle sıkışması ve zemin kayaçları dayanım sınırını aşması ile fay boyunca kırılmaları oluşturur. Birikmiş enerjinin ani hareketle boşalması ile oluşan sarsıntılara deprem denir. Enerjinin büyük faylarda birikmesi ve uzun yıllar alması depremin büyüklüğünü etkilemektedir (Coşkun 2008; Akkoyunlu; Aşçı 2017; Schubert, 2015). Daha küçük faylarda zeminin yumuşak olmasına bağlı olarak daha sık küçük ölçekli depremleri meydana geldiği tarihsel deprem verileri incelendiğinde görülmektedir. Deprem sismik aktivitesini depremin frekansı, periyodu, türü ve büyüklüğü oluşturmaktadır. Sismoloji bilimi zamanla geliştirdiği yöntem ve bulgularla bu deprem parametrelerini doğru bir şekilde ölçmeyi hedeflemiştir. Depremin yer hareketini sürekli kayıt eden cihaza **sismograf** denir. Deprem ölçüm cihazı olan sismografın yer hareketi kaydına ise **sismogram** denir. Bir sismografın sarsıntı algılayıcısına **sismometre** denir (Coşkun 2008; Aşçı 2017; Schubert, 2015). Sismometre (seismometer) deprem sonrası meydana gelen sismik dalgaların yer hareketi değişkenini (mm) elektrik enerjisine dönüştürerek birim zamandaki hıza (mm/s) veya ivmeye (mm/s^2) dönüştürmektedir. Elde edilen bu değerler ile depreme ait frekans ve periyot bulunmaktadır. Deprem parametreleri kuzey-güney, doğu-batı ve düşey eksende ölçülmektedir. Deprem parametrelerinin bulunması için yapılan ilk çalışmalar su aletleri daha sonraları sarkaç, hareketli bobin vs. aletler ile analog olarak bir kâğıda yazılırken günümüzde elektriksel sinyal ve hareket ölçüm cihazlarıyla sabit bilgisayarlara kaydedilmektedir. Ana deprem oluşmadan önce küçük sarsıntılar üretebilir. Bunlara öncü depremler denir. Ana deprem sonrası oluşan çok sayıda depreme ise artçı depremler denilmektedir. Depremin büyüklüğü **Moment magnitüd ölçeği** eski adıyla **Richter ölçeği** ile belirlenmektedir (Coşkun 2008). Deprem şiddeti için ise farklı uluslarda farklı ölçekler oluşturulmuştur. Ancak genel olarak benimsenen ölçek **Mercalli şiddet ölçeği**dir. Depremin oluştuğu zemin özellikleri, konumu derinliği gibi diğer parametreler de yıkım etkisini etkilemektedir. Depremin konumu deniz okyanuslara yakın veya içinde olması durumunda tsunamiye de neden olabilmektedir (Aşçı 2017).

4.2. Depremlerin Sınıflandırılması

Depremler meydana geldikleri durum ve özelliklere bağlı olarak farklılıklar göstermektedir. Depremin oluş biçimi, derinliği, yapılara olan uzaklığı ve büyüklüğü depremi özelleştirmektedir. Bu durumda depremler başlıca 4 farklı sınıfa ayrılmıştır (Coşkun 2008; Aşçı 2017). Bunlar:

4.2.1. Oluşumlarına göre depremler

Deprem doğal olaylar ile meydana geleceği gibi yapay olarak da oluşturulabilmektedir. Oluşumuna göre depremler 4'e ayrılır. Bunlar:

a. Tektonik depremler

Levhaların hareketi sonucu levha içerisinde veya çoğunlukla olduğu gibi levha sınırında meydana gelen depremlerdir. Buna 1999 Düzce, Gölcük; 1992 Erzincan ve 2011 Van depremi gibi büyük kayıpların yaşandığı depremeler örnek gösterilebilir.

b. Volkanik depremeler

Yer altında bulunan magmanın kırıklardan yukarı çıkması sonucu ani patlamalar ile oluşan depremelerdir. Şili, Peru ve Hawaii'de meydana gelen depremeler örnek gösterilebilir.

c. Çöküntü depremleri

Özellikle karstik kayaç özelliklerine sahip bölgelerde yer altı sularının çekilmesi sonucu oluşan boşlukların çökmesiyle veya kömür, tuz ocaklarının tavanlarının çökmesiyle meydana gelen küçük çaplı depremlerdir. Konya bölgesi obrukları ve Mersin cennet-cehennem obruğu oluşumunda meydana gelen depremler örnek gösterilebilir.

d. Yapay depremler

Yer altında gerçekleştirilen nükleer denemeler ile üretilen depremlere denir. Bu tür depremlere 2017-2019 yıllarında K. Kore'de gerçekleştirilen nükleer denemeler örnek gösterilebilir.

4.2.2. Derinliklerine göre depremler

a. Sığ (Yüzeysel) depremler

Sığ depremler daha küçük çapta etkiye sahip yüzeysel depremelerdir. 0-60km arasındaki depremler sığ depremler olarak sınıflandırılmıştır. Kaynaklar incelendiğinde Türkiye'nin yeni oluşumlu bir yapıya sahip olması nedeniyle Türkiye'de meydana gelen depremler 60km den düşük derinlikte sığ depremlerdir. Sığ depremler yüzeye yakın olduğu için etki alanı düşük ancak şiddeti yüksek depremelerdir. Buna örnek olarak 9 Kasım 2011 Van depremi $5.6M_w$ Moment magnitüd büyüklüğündeki deprem 5km derinlikte meydana gelerek oldukça yıkıcı bir etkiye sahip olmuştur.

b. Orta derinlikteki depremler

Orta derinlikteki depremeler 60-300km arasında meydana gelen depremlere denir. Bu tür depremler nispeten derin olduklarından daha geniş alana etki etmektedir. Derinliğin artmasıyla depremlerin enerjisi geniş alana yayıldığından etkileri düşmektedir.

c. Derin depremler

Derin depremler 300km'den daha derinlikte meydana gelen depremlere denir. Yerin en alt katmanında üst mantoda meydana gelir. Deprem derinliği arttığından geniş alana yayılmaktadır. Ancak sığ ve orta derinlikteki depremlere göre etkisi daha düşüktür.

4.2.3. Uzaklıklarına göre depremler

a. Yerel depremler

Dış merkez uzaklığı bir yöreye 100km'den daha yakında meydana gelen depremlerdir. Türkiye'de yerleşim yerlerine yakın yerlerde meydana gelen birçok deprem örnek olarak gösterilebilir.

b. Yakın depremler

Dış merkez uzaklığı 100-1000km arasında meydana gelen depremlerdir. Örneğin İzmir'de meydana gelen bir depremin İstanbul'a etkisi gösterilebilir.

c. Bölgesel depremler

Dış merkez uzaklığı 1000-5000km arasında meydana gelen depremlerdir. Örneğin Akdeniz bölgesinde meydana gelen bir depremin Ege bölgesine etkisi gösterilebilir.

d. Uzak depremler

Dış merkez uzaklığı 5000km'den daha uzakta meydana gelen depremlerdir. Örneğin Japonya'da meydana gelen bir depremin Amerika'ya olan etkisi gösterilebilir.

4.2.4. Büyüklüklerine göre depremler

Moment magnitüd ölçeğine göre depremlerin büyüklükleri en büyük ivme değerine denk gelmektedir. En büyük ivme değerine o depremin magnitüdü denir. Bir diğer deyişle deprem sırasında açığa çıkan enerjinin maksimum sayısal değerine **magnitüd (büyüklük)** denir. Deprem magnitüdü 1.0 ile 8.0 arasında kalan depremleri sınıflandırmış dışındakileri ise ya çok büyük ya da çok küçük olarak tanımlamıştır. Depremin büyüklüğüne göre sınıflandırması 6'ya ayrılmaktadır. Bunlar:

a. Çok büyük depremler : $M_w \geq 8.0$

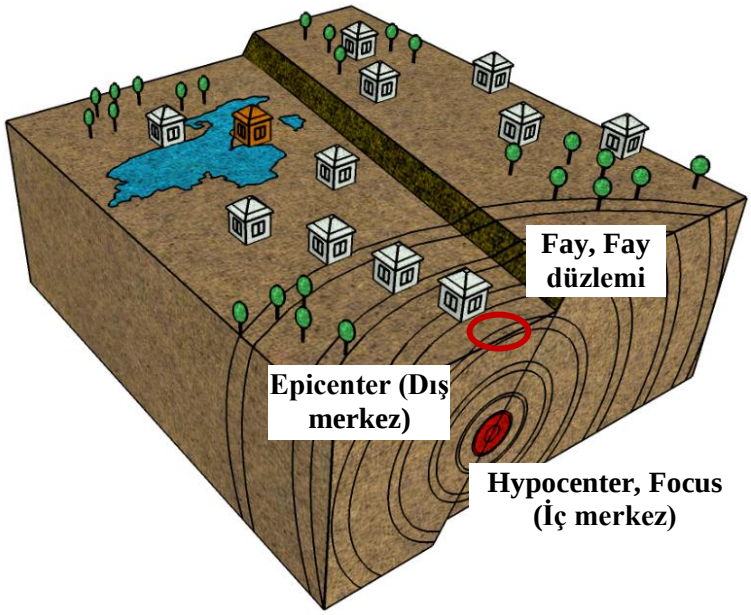
b. Büyük depremler : $7.0 \leq M_w < 8.0$
c. Orta büyüklükteki depremler : $5.0 \leq M_w < 7.0$
d. Küçük depremler : $3.0 \leq M_w < 5.0$
e. Mikro depremler : $1.0 \leq M_w < 3.0$
f. Ultra-mikro depremeler : $M_w < 1.0$

4.3. Depremin Kinematik Parametreleri

Deprem oluşumu ile ilgili elde edilen statik parametrelerdir. Bu parametreler kayıt cihazları ile kaydedilmekte ve deprem anında deprem hakkında bilgileri içermektedir.

4.3.1. Depremin oluş yeri (Hiposantr, Episantr)

Depremin yer altında fay kırığında ortaya çıktığı odak noktasına depremin **Hiposantr** (hypocenter) veya iç merkezi denir. Hiposantr fay kırığı üzerinde biriken elastik enerjinin ortaya çıktığı bir alanı oluşturmaktadır. Uygulama ve ölçümlerde bu alan odak noktası olarak değerlendirilmektedir. Bir diğer parametre **Episantr** (epicenter), depremin iç merkez noktasına en yakın dik çizgiyle çizilmiş yüzey noktasıdır. Episantr diğer bir deyişle deprem merkez üssü deprem etkisinin en çok hissedildiği ve yapıların en çok hasar aldığı bir alandır. **Episantr uzaklığı**, depremin dış merkezi ile kayıt istasyonu arasındaki uzaklığa denir (Coşkun 2008).



Şekil 16. Deprem odak noktası, dış merkez ve deprem dalgalarının yayılışı.

4.3.2. Depremin oluş zamanı

Deprem enerjisinin ortaya çıktığı başlangıç ve bitiş zaman aralığına denir.

4.3.3. Odak derinliği

Deprem enerjisinin açığa çıktığı iç merkezinin yer yüzüne olan en kısa mesafesine depremin odak derinliği denir. Deprem odak derinliğine göre 0-60km arasında sığ depremler, 60-300km arasında orta derinlikteki depremler ve 300km'den daha fazla olan derin depremler olarak sınıflandırılmaktadır.

4.3.4. Şiddet

Meydana gelen depremin yer yüzünde hissedilme ölçüsüne depremin şiddeti denir. Genel olarak şiddet ve büyüklük karıştırılan kavramlardır. Şiddet depremin çevre, yapılar, insanlar ve kayıplar

üzerindeki etkisinin ölçüsüdür. Deprem şiddeti uzun yıllar yapılan gözlemler ile elde edilmiş şiddet cetvellerine göre belirlenmektedir. Deprem şiddetinin belirlenmesi için deprem sonrası o bölgede meydana gelen etkiler gözlenir. Deprem etkilerine göre hazırlanmış 4 tür şiddet cetveli yer almaktadır (Coşkun 2008; Aşçı 2017). Bunlar:

MSK (Medvedev-Sponheur-Karnik- 12 dereceli şiddet ölçeği)

MM (Modified Mercalli- 12 dereceli şiddet ölçeği)

EMS (European Macroseismic Scale- 12 dereceli şiddet ölçeği)

JMA (Japan Meteorological Agency- 7 dereceli şiddet ölçeği)

Bunlardan en yaygın olarak günümüzde kullanılan şiddet ölçeği değiştirilmiş Mercalli Şiddet Cetveli ve Medvedev-Sponheur-Karnik (MSK)'tir. Bu şiddet ölçekleri 12 düzeyden oluşturulmuş ve Romen rakamları ile tanımlanmıştır.

Tablo 2. Mercalli Şiddet Cetveli (Wood Harry, 1931)

Mercalli Şiddeti	**Ölçek**	**Tanım**	**Magnitüd, Büyüklük**
I	Aletsel	Ölçüm aletleri tarafından algılanır.	1.0 – 3.0
II	Zayıf	Binaların üst katlarında birkaç kişi tarafından hissedilebilir. Asılı olan cisimler sallanabilir.	3.0 – 3.9
III	Hafif	Bina içinde hissedilir. Duran otomobiller hafif sallanabilir. Geçen bir kamyonun titreşimine benzer.	
IV	Orta	Bina içinde ve dışında deprem olduğu hissedilir. Asılı duran cisimler sallanır ve sallantıları görülür ve sesleri duyulur. Ev içindeki tabak-çanak, pencereler, kapılar hareket eder. Duran otomobiller hissedilir şekilde sallanır.	4.0 – 4.9
V	Güçlü	Hemen hemen herkes hisseder. Elverişsiz durumdaki kişiler hissetmez. En yakınından tren geçiyormuş gibi gelir. Bazı tabaklar, pencereler kırılır.	
VI	Oldukça Güçlü	Herkes tarafından hissedilir, insanlar yer üstünde stabil duramaz sallanırlar. Pencereler, tabak-çanak ve bardaklar kırılır. Bacalar, sıvalar düşer. Hafif yapı hasarları oluşur.	5.0 – 5.9
VII	Çok Güçlü	Herkes tarafından hissedilir. Yapı hasarları oluşur. İyi yapılarda ihmal edilebilir, kötü yapılarda ise ağır hasara kadar yapı hasarları görülür. Hareket halindeki otomobil sürücüleri de algılar.	5.0 – 6.9
VIII	Yıkıcı	İyi yapılmış yapılarda hafif hasar. Kötü yapılarda ise lokal veya global ağır hasar meydana gelir. Ev, fabrika bacaları, sütunlar, duvarlar yıkılır.	6.0 – 6.9
IX	Şiddetli	Yapılar temelinden ayrılır, çatlar, eğilir. Zemin ve yeraltı boruları çatlar. İyi yapılarda da önemli hasarlar meydana gelir. Kötü yapılarda kısmen veya tamamen çökme meydana gelir.	7.0 +
X	Yoğun	Kâgir ve çerçeve yapıların çoğu tahrip olur. Zemin çatlar, raylar eğilir. Toprak kaymaları olur. İyi inşa edilmiş ahşap binalar yıkılır.	
XI	Aşırı	Kâgir, tuğla yapıların tamamına yakını çöker. Köprüler dayanamaz ve yıkılır. Yer altı boruları kırılır. Toprak kayar. Raylar eğrilir.	
XII	Afetsel	Tam yıkım anlamına gelir. Afet bölgesinin yer yüzü şekli değişir. Sağlam bina kalmaz. Deprem dalgaları yer yüzeyinde görülür. Cisimler havaya fırlar.	

Depremin meydana gelişiyle aynı şiddette sarsılan noktaların birleştirilmesiyle elde edilen çizgilere eşşiddet (İzoseit) eğrileri denir. Eşşiddet eğrilerinin tamamlanmasıyla eşşiddet haritası çizilir. Çizgiler arasında kalan alan eşit şiddetle sınırlandırılmış olur.

4.3.5. Magnitüd (Büyüklük)

Deprem sırasında açığa çıkan enerjinin büyüklük ölçüsüne Magnitüd denir. Enerjinin açığa çıktığı yer bilinmediğinden doğrudan ölçüm almak mümkün değildir. Ancak belirli uzaklıkta kurulan ölçüm aletleriyle sarsıntıların büyüklüğünü ölçüp kaynak, istasyon, derinlik, uzaklık, frekans ve sönüm oranı gibi parametrelere bağlı formüllerle deprem büyüklüğü hesaplanabilmektedir. 1935 yılında Richter tarafından 10 tabanında logaritmik genel bir formül geliştirilmiştir. Episantr'dan 100km uzaklıkta sert zemine yerleştirilmiş özel bir sismografla kaydedilmiş zemin hareketlerinin mikron cinsinden ölçülen maksimum genliğini Magnitüd olarak tanımlamıştır. Magnitüd ile şiddet çoğu zaman karıştırılan kavramlardır. Depremin büyüklüğü yani magnitüdü aletsel bir değerdir ve hiçbir yere göre değişiklik göstermez. Depremin magnitüdü zeminden, deprem merkez uzaklığından ve binalardan bağımsız olarak açığa çıkan enerjinin maksimum değerini temsil eder. Depremin şiddeti ise deprem odak derinliği attıkça ve merkezinden uzaklaştıkça azalmaktadır, ancak büyüklük değişmemektedir. Şiddet depremin çevreye, yapılara, insanlara ve ekonomik kayıplara verdiği zarar ile ölçülür (Coşkun 2008; Aşçı 2017).

Depremin oluştuğu zemin türüne, oluş mekanizmasına, dalgaların yayılma yoluna ve kullanılan sismik aletlerin özelliklerine bağlı olarak farklı büyüklük formülleri ve tanımları zamanla geliştirilmiştir. İlk kez Richter tarafından sığ ve yerel depremler için tanımlanan büyüklük yerel büyüklüktür (M_L). Depremin ilk ve ikinci dalgalarından hesaplanan cisim dalgası büyüklüğü(m_b), üçüncü ve dördüncü dalgaların büyüklüğünden hesaplanan yüzey dalgası büyüklüğü (M_S), büyük depremlerin uzun süreli küçük depremlerin kısa süreli olma prensibiyle deprem süresine bağlı hesaplanan (M_D) ve moment büyüklüğü (M_W) bulunmaktadır (Coşkun 2008). Moment büyüklük türü diğerlerine göre bilim dünyası tarafından daha güvenilir ve doğru kabul edilmektedir. Bu yöntem Hanks ve Kanamori 1979 tarafından geliştirilmiştir. Bu yöntem deprem verisinden alınan sismik moment değeri ile hesaplanmaktadır. Sismik moment deprem kaynağındaki kuvvetlerin büyüklüğü ile tanımlanmaktadır ve dalga genliklerinden hesaplanmaktadır.

Tablo 3. Magnitüd ve şiddetin karşılaştırılması.

	Magnitüd	**Şiddet**
1	Depremin sayısal büyüklüğüdür.	Depremin etkilerini gözlemsel tanımlar.
2	Her yerde aynıdır, derinlik uzaklık gibi özellikleri depremin Magnitüdünü değiştirmez.	Episantr'dan uzaklaştıkça değeri azalır.
3	Aletler ve formüllerle hesaplanır.	Zamanla gelişen tecrübeye dayalı sınıflandırılır.
4	Her istasyondan aynı değer ölçülür.	Ölçüm için yerel çalışma gerektirir.
5	Ondalık sayılar ile gösterilir.	Romen rakamları ile gösterilir.

4.3.6. Deprem enerjisi

Deprem enerjisinin hesaplanması ve gösteriminde Magnitüd kullanıldığından magnitüd sıralanması ortaya çıkan enerji bakımından oldukça önemlidir. Enerji ile cisim dalgaları ve yüzey dalgaları arasında logaritmik bir bağıntı vardır (Coşkun 2008). Açığa çıkan enerji oldukça büyüktür. Enerjinin cisim dalgalarından ve yüzey dalgalarından bulunma formülleri aşağıda verilmiştir.

LogE=5.8+2.4xMb

LogE=11.8+1.5xMs

Enerjideki çok büyük artışlar büyüklükte küçük artışlar ortaya çıkarmaktadır. Örneğin formüle göre yüzey dalgası Ms=6.1 olan bir depremin enerjisi LogE=11.8+1.5x6.1'den Logaritmanın tersi alındığında $E=10^{21}$ olarak hesaplanır. Ancak yüzey dalgası Ms=6.8 olan bir depremde ise LogE=11.8+ 1.5x6.8'den logaritmanın tersi alındığında $E=10^{22}$ olarak bulunur. Bu da Ms=6.8 olan bir depremden elde edilen enerjinin Ms=6.1 olan depremden elde edilen enerjiden 10 kat daha büyük olduğu sonucu çıkarılmaktadır.

4.4. Depremin Dinamik Parametreleri

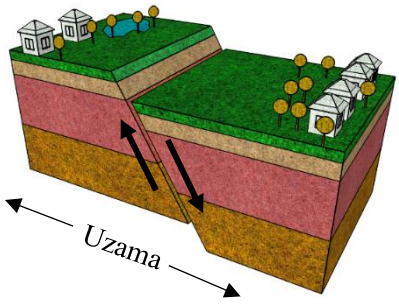
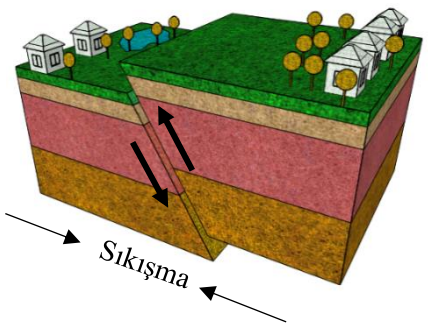
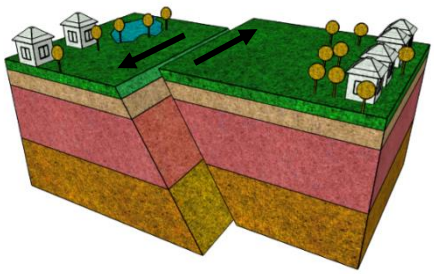
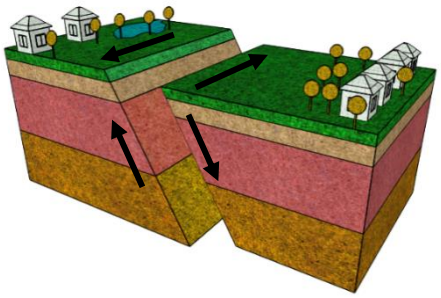
4.4.1. Fayın atımı

Yer yapısını oluşturan iki parçanın birbirlerine göre bir çizgi boyunca hareket etmeleri sonucu oluşan kayma miktarına denir. Fay atılımları kısa veya uzun olmaktadır. Genel olarak levha kenarlarında uzun fay içlerinde ise kısa fay meydana gelmiştir. Tarihsel süreç incelendiğinde fayların oluş biçimi ve kırılma şekline göre depremlerin büyüklüğü değişmekle beraber çoğu zaman kısa faylarda küçük uzun faylarda büyük depremler daha olası meydana gelmektedir (Karaman 2013).

4.4.2. Fay düzleminin konumu

Fay mekanizması fay düzleminin konumu hakkında bilgi vermektedir. Deprem sırasında oluşan hareketle gerilmeler ve yönler belirlenmektedir. Fay atımları yanalda, düşeyde veya hem yanal hem de düşeyde olabilir. Uzaklaşma sonucu normal fay, yakınlaşma (sıkışma) sonucu ters fay, yatayda hareketle makaslama sonucu yanal atılımı fay ve hem makaslama hem de düşeyde hareket sonucu verev fay oluşmaktadır (Karaman 2013). Tablo 4'te fay atılım türleri ve şekilleri verilmiştir.

Tablo 4. Fay atılım türleri.

Normal Fay	Ters Fay
	
Yanal Atılımlı Fay	**Verev Fay**
	

4.4.3. Kaynak-zaman fonksiyonu

Depremin meydana geldiği yere kaynak denir. Kaynaktan çıkan depremin ortam, zemin, süre ve büyüklüğü alıcı yani sismograf ile ölçülür. Depremin başlangıcı ve bitişi arasında geçen süreye deprem süresi denir. Sismometre, kaynak ve alıcı arasındaki etkileşimi düzeltmek için matematiksel hesaplama yapılır. Bu hesaplama ve kaynak fonksiyonundan Sismogram elde edilir (Karaman 2013).

4.4.4. Odaktaki kuvvetlerin geometrisi

Deprem sonrası hareketler incelenerek deprem kuvvetleri ve doğrultuları Sismoloji bilimi tarafından belirlenmektedir. Deprem kaynak mekanizmasının belirlenmesi fay atılım türünün belirlenmesi deprem odağı hakkında bilgi vermektedir. Bazı gelişen çalışmalar ve üretilen formüllerle incelemeler sonucu yeni oluşacak depremlerin sıklığı ve büyüklüğü tahmin edilmeye çalışılmaktadır. Ancak karmaşık zemin ortamı ve levha hareketleri nedeniyle bunu saptamak oldukça güçtür.

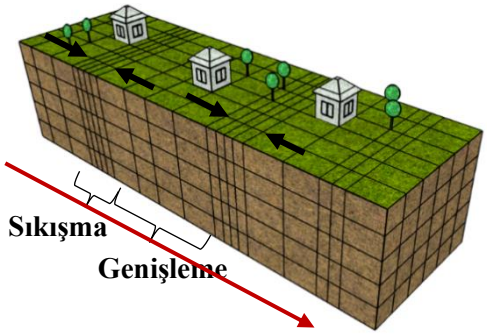
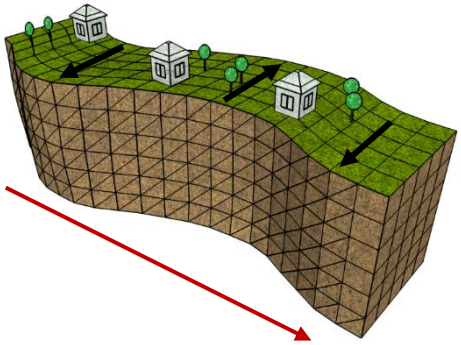
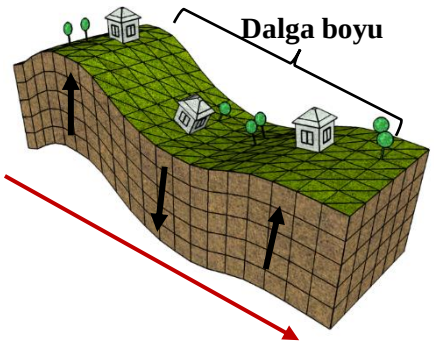
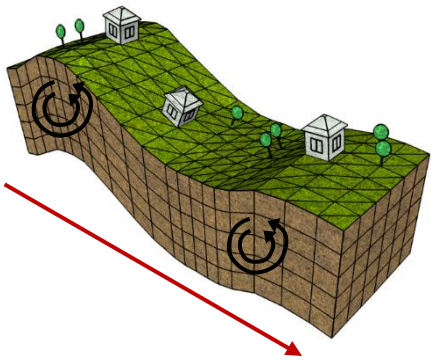
4.4.5. Sismik Moment

Sismik moment faylanma hareketine eşdeğerlikte bir noktada hesaplanan kaynağın momentine denir. Fay bölgesinde kayma rijitliği (makaslama modülü), faydaki ortalama yer değiştirme, fay boyunca oluşan kırığın alanı değerlerinin çarpılmasıyla Mo sismik moment hesaplanmaktadır (Coşkun 2008). Birimi $gr.cm^2/s^2$=dyn.cm.

4.5. Dalga Türleri

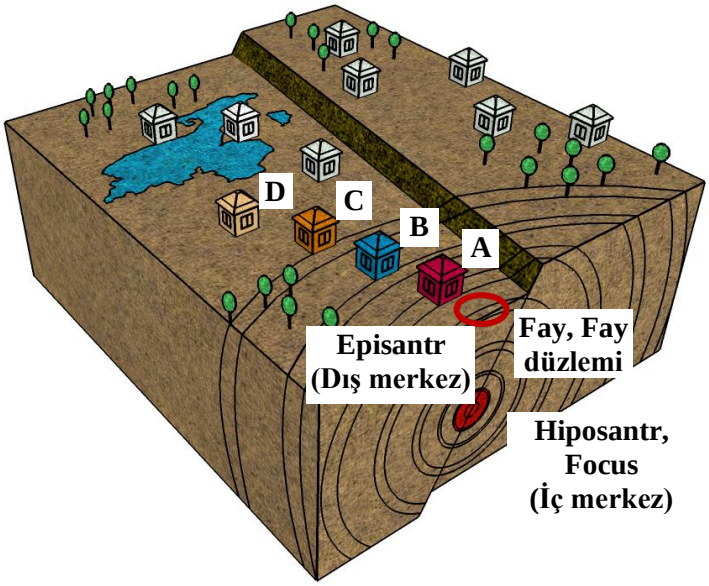
Deprem dalgalar halinde ilerler. Çok hızlı seyreden bu dalgalar sadece aletler yardımıyla ayrıt edilmektedir. Deprem dalgaları yerin derinliklerinde ve yüzeyde ilerleme biçimine göre Cisim ve Yüzey dalgaları olarak 2 gruba ayrılmıştır (Shearer, 2009; Seth ve Michael 2009). Cisim dalgaları yerin derinliklerinde seyreden P ve S dalga türüdür. Yüzey dalgaları ise yüzeyde seyreden Love ve Rayleigh dalga türüdür. Kayıtlara ilk ulaşan en hızlı dalga türüne P dalgası denir. P dalgası boyuna dalgadır sıkıştırma ve gevşetme yaparak ilerler bu yüzden basınç dalgaları olarak da bilinir. Katı, sıvı ve gaz içinde yayılabilir. Ses dalgalarıyla aynı özellikleri taşır. Yıkım etkisi düşüktür. Hızı 1.5-8km/s arasındadır. Kayıtlara ikinci ulaşan dalgaya S dalgası denir. Enine dalgadır kesme dalgası olarak da bilinir. Kesme direncinin olmadığı ortamlarda yani sıvılarda ilerlemez. Yıkım etkisi P dalgasında olduğu gibi düşüktür. Hızı P dalgasından daha az 2.5-4km/s arasındadır. Yüzey dalgalarından Love dalgası yeri yatay düzlemde keserek ilerler enine dalgalardır. Yüzey dalgalarının en hızlısıdır. Dalga genliği yeryüzünde en büyük değere sahip iken derinlik arttıkça genlik azalmaktadır (Sheriff, ve Geldartb 1995; Sammis ve Henyey 1987). Rayleigh dalgası hem enine hem de boyuna yuvarlanma hareketi yapar. Yıkım etkisi en fazla olan dalgadır. Hızı 2-4.5km/s arasındadır. Derinlik arttıkça genlik de azalmaktadır (Shearer, 2009; Seth ve Michael 2009; Sammis ve Henyey 1987). Cisim ve yüzey dalgalarına ait hareket şekilleri tablo 5'te verilmiştir.

Tablo 5. Deprem dalga türleri.

Cisim Dalgaları	Yüzey Dalgaları
P Dalgası	Love Dalgası
	
S Dalgası	Rayleigh Dalgası
	

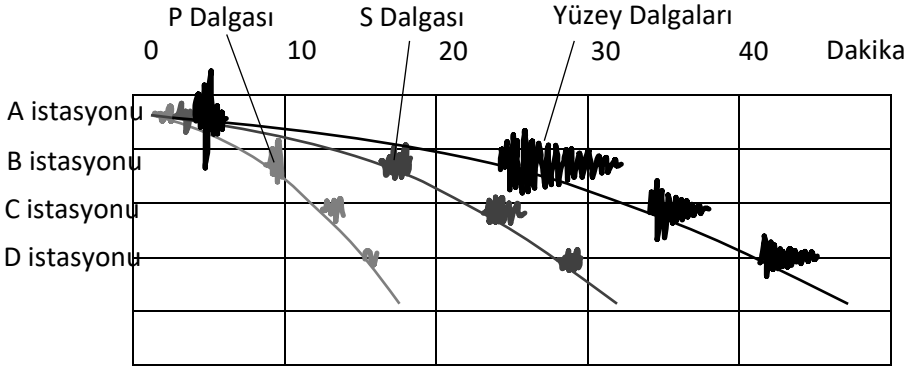
4.6. Deprem Merkez Üssünün (Epicenter) Belirlenmesi

Deprem merkez üssünün bulunması için en az üç kayıt istasyonundan elde edilmiş verilerden yararlanılır. Deprem meydana geldikten sonra dalgaların istasyonlara ne kadar zaman farkıyla ulaştığı hesaplanır. İstasyonlar arasındaki uzaklıkta bilindiğinden yol=hız*zaman formülünden dalga hızları ve deprem merkez üssünün istasyonlara olan uzaklığı hesaplanabilmektedir. Deprem merkez üssü istasyona ne kadar yakınsa dalgalar arasındaki zaman aralığı o kadar kısa olur. Ne kadar uzaksa dalgalar arasındaki zaman aralığı da o kadar uzun olur. Şekil 18'de 4 istasyona ulaşan deprem dalgalarının zamana bağlı etkileri çizilmiştir. Şekil 17'de gösterilen deprem üssüne en yakın olan A istasyonunda P, S ve yüzey dalgaları art arda hızlı bir şekilde gelirken B istasyonunda bu aralık bir miktar, C ve D istasyonlarında gittikçe daha çok açılmıştır. İstasyonlar arasındaki mesafeler bilindiğinden hız ve konum belirleme basit formüller ile yapılmaktadır (William ve Ellsworth 1991; Köroğlu, 2017).



Şekil 17. Deprem dalgaları ve oluşum merkezinin belirlenmesi.

Örneğin şekil 17'de gösterildiği gibi bir deprem oluştuğunda A, B, C, D olmak üzere 4 istasyondan kayıt alınmıştır. Minimum gerekli 3 istasyonun yer belirleme hesabına göre merkez üssü tahmin edildiğinde A, B, C istasyonlarına göre sırasıyla 200km, 400km, 600km de meydana gelmiştir. Bu uzaklıklara göre 200km, 400km, 600km'lik yarıçapta 3 daire çizilir. Böylece dairelerin kesişim noktası deprem merkez üssünü verir.



Şekil 18. Deprem dalgalarının istasyonlara ulaşma şekli.

5. KAYNAKLAR

Akkoyunlu M., F., Sismoloji Biliminin Tarihsel Gelişimi.

Alfa, D., Gillan, M. J., Fiyat, G. D. (2007). "Dünya'nın çekirdeğinin sıcaklığı ve bileşimi". Çağdaş Fizik. 48 (2): 63–80. doi: 10.1080 / 00107510701529653.

Allègre, Claude J., Manhès, Gérard; Göpel, Christa (Nisan 1995). "Dünyanın yaşı". Geochimica ve Cosmochimica Açta. 59 (8): 1445-1456.

AM Dziewoński, F. Gilbert (1971). "Dünyanın İç Çekirdeğinin Sağlamlığı Normal Mod Gözlemlerinden Çıkarılmıştır". Doğa. 234 (5330): 465-466. doi: 10.1038 / 234465a0

Andrew McLeish (1992). Geological science (2nd ed.). Thomas Nelson & Sons. p. 122.

Aşçı, M., Oymak, R., & Çabaş, Z. (2017). Yersarsıntısının (Deprem) Türkçesi Yanılgılar, Yanlışlar, Gerçekler. Electronic Turkish Studies, 12(21).

Barrell, M. (1914), "The strength of the Earth's crust", Journal of Geology, 22 (6), ss. 537-555, doi:10.1086/622170,

Burke, Kevin, Torsvik, Trond H. (2004). "Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle". Earth and Planetary Science Letters. 227 (3–4): 531.

Celep, Z., (2004). Deprem Mühendisliğine Giriş ve Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı.

Coşkun, İ. Ş. Ç. İ. (2008). Deprem Nedir ve Nasıl Korunuruz. Journal of Yaşar University, 3(9), 959.

Daly, R. (1940). Strength and structure of the Earth. New York: Prentice-Hall. ASIN B000GT3U84.

Deprem Mühendisliği- Depreme Dayanıklı Yapı Tasarımı, Aytaç MERTOL- Halit Cenan MERTOL, 2002

Dilek Y., Sandvol E., (2009). Seismic structure, crustal architecture and tectonic evolution of the Anatolian –African Plate Boundary and the Cenozoic Orogenic Belts in the Eastern Mediterranean Region. Geological Society of London, 327, 127-160.

Donald L. Turcotte, Gerald Schubert, (2002). Geodynamics. Cambridge University Press-456

ERSOY, Şükrü (2018), Levha Tektoniği Kitabı.

Gerald Schubert, Donald Lawson Turcotte, Peter Olson (2001). "Chapter 2: Plate tectonics". Mantle convection in the earth and planets. Cambridge University Press. pp. 16.

Hamblın, W. Kenneth, (1992), Plate Tectonics-Coninental Drift, Earth's, Dynamic Systems, Brigham

Helffrich, George R., Wood, Bernard J. (2001). "The Earth's mantle". Nature. 412 (6846): 501–507. doi:10.1038/35087500

Hisarlı Z. M., Çinku, M. C., Ustaömer, T., Keskin, M., Orbay, N., (2015). Neotectonic deformation in the Eurasia–Arabia collision zone, the East Anatolian Plateau, E Turkey: evidence from palaeomagnetic study of Neogene–Quaternary volcanic rocks. International Journal of Earth Sciences.

Holmes, Arthur (1928). "Radioactivity and Earth movements". Transactions of the Geological Society of Glasgow. 18 (3): 559–606. doi:10.1144/transglas.18.3.559

http://www.deprem.gov.tr/deprem.htm

İşseven T., (2017). "Van Gölü Civarının (Doğu Anadolu) Tektonik Gelişiminin ve Deformasyonunun Paleomanyetik Çalışmalar ile İncelenmesi" TÜBİTAK Proje Çalışma Raporu.

James Stewart Monroe, Reed Wicander (2008). The changing Earth: exploring geology and evolution (5th ed.). Cengage Learning. p. 216.

Karaman M., E., (2013). Yapısal Jeoloji ve Uygulamaları Kitabı.

Ketin, İhsan. (2014). "Fayın Özelliği" Kuzey Anadolu Fayı Hakkında. Mtadergi

Kobes, Randy. "Mantle Convection". (2020). Physics Department, University of Winnipeg

KÖROĞLU M., A., (2017). Deprem Mühendisliği Esasları. Ders Notu.

Lay, T. ve Wallace C. T. (1995). Modern Global Seismology. Academic Press Limited, USA.

Mangold, Max (2005). Aussprachewörterbuch (in German) (6th ed.). Mannheim: Dudenverlag. p. 559.

Moresi, Louis, Solomatov, Viatcheslav (1998). "Mantle convection with a brittle lithosphere: thoughts on the global tectonic styles of the Earth and Venus". Geophysical Journal International. 133 (3): 669–82.

Nijman, Jan (2020). Geography: Realms, Regions, and Concepts (20. bas.). Wiley.

Parsons, B., McKenzie, D. (1978), "Mantle Convection and the thermal structure of the plates" Journal of Geophysical Research, 83 (B9), s. 4485, doi:10.1029/JB083iB09p04485

Pasyanos M. E. (2008). "Lithospheric Thickness Modeled from Long Period Surface Wave Dispersion".

pubs.usgs.gov

Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., 87 ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrotsa, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G. (2006). "GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions", Journal of Geophysical Research: Solid Earth 111.

Ricard, Y. (2009). "2. Physics of Mantle Convection". In David Bercovici and Gerald Schubert (ed.). Treatise on Geophysics: Mantle Dynamics. 7. Elsevier Science.

Richter, Gutenberg CF (1938). "P ′ ve Dünya'nın Çekirdeği". Kraliyet Astronomi Derneği Aylık Bildirimlerine Jeofizik Takviyeler 4 (5): 363-372. doi: 10.1111 / j.1365-246X.1938.tb01761.x

Ross S. Stein, Aykut A. Barka and James H. (1997). Dieterich Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. Geophys. Journal International. 128, 594-604.

Rudnick, R. L., Gao, S. Holland, Heinrich D., Turekian, Karl K. (2003). Composition of the Continental Crust", Treatise on Geochemistry, Pergamon, pp. 1–64, doi:10.1016/b0-08-043751-6/03016-4

S. Anzellini, A. Dewaele, M. Mezouar, P. Loubeyre ve G. Morard (2013). "Hızlı X-ışını Kırınımına dayanan Dünya'nın iç çekirdek sınırında demirin erimesi". Bilim. 340 (6136): 464–466.

Sammis, C.G., Henyey, T.L. (1987). Geophysics Field Measurements. Academic Press. p. 12.

Schubert, G. (2015). Treatise on geophysics. Elsevier

Seth S., Michael W., (2009). An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. John Wiley & Sons.

Shearer, Peter M. (2009). Introduction to Seismology. Cambridge University Press.

Sheriff, R. E., Geldart, L. P. (1995). Exploration Seismology (2nd ed.). Cambridge University Press. p. 52.

Şengör, Celal (1983). Türkiye'de Tetis'in Evrimi Levha Tektoniği Açısından Bir Yaklaşım. Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi.

Tekin, F., Hafızoğlu, E., (2015). Batı Anadolu'daki Önemli Fay Zonları ve Depremselliğe Etkileri. Celal Bayar Üniversite Dergisi. No 1.

TS 498 (1997). Yapı Elemanlarının Boyutlandırılmasında Alınacak Yüklerin Hesap Değerleri, TSE.

TS 500/2000. Betonarme Yapıların Tasarım ve Yapım Kuralları.

Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği, TBDY-2018.

Wessel, P., Müller, R. D. (2007), "Plate Tectonics", Treatise on Geophysics, 6, Elsevier, pp. 49–98.

William L. Ellsworth (1991). "Surface-Wave Magnıtude (Ms) And Body-Wave Magnıtude." USGS.

Wood, Harry O., and Frank Neumann.1931. "Modified Mercalli intensity scale of 1931." Bulletin of the Seismological Society of America 21.4: 277-283.

www.ngdc.noaa.gov