

LEVHA TEKTONIGI (PLATE TECTONICS)

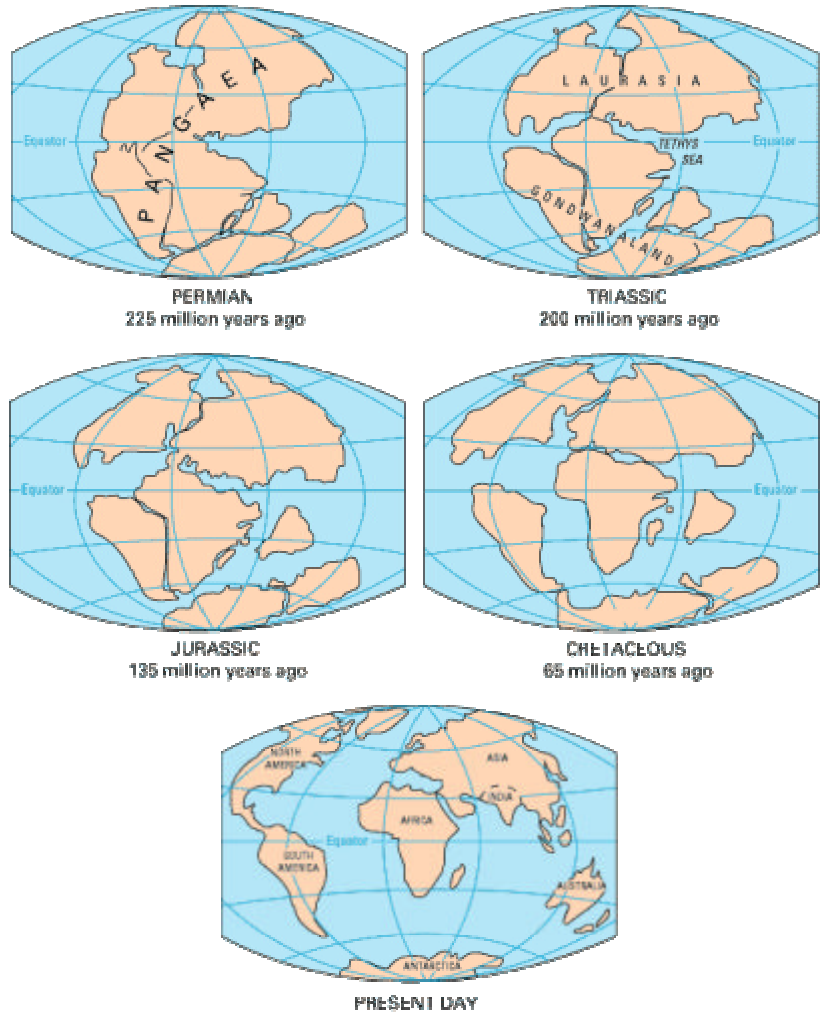
Dogan Aksari*

* Jeofizik Mühendisi. Bogaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Arastirmalari Enstitüsü
Jeofizik Mühendisligi Bölümü, Yüksek Lisans Öğrencisi

e-mail : aksari@boun.edu.tr. Tel : +90 532 577-8782.

Levha Tektonigi (Plate Tectonics) Plaka Tektonigi olarak bilinir. Yer yüzeyini olusturan Levhaların (*Plates*, Büyük kati bloklar) birbirlerine göreceli olarak yaptıkları hareketleri, geçmişteki ve günümüzdeki depremleri, yanardag etkinliklerini ve dag olusumlarını açıklayan kuram olarak tanımlanabilir.

Kıtaların kayması (drifting) son 60 yıldır tartışılıyor olsa da, temelleri çok daha öncelere dayanmaktadır. Levha Tektonigi Teorisi'nin de temelini oluşturan kıtaların kayması teorisi yüzyıllardır söz konusu olan bir olgudur. 1620'de Francis Bacon, 1658'de Francois Placet ve 1858'de Antonio Snider ve Pellionini Atlas Okyanusu'nun iki kıyesinin birbirine ne kadar uyustuguna dikkat çekerek iki kara parçasının daha önceden yan yana olmaları gerektiği açıklamalarını yapmışlardır. 1883 ve 1909'da Edward Suess su anki güney kıtalarından oluşan Goldwana kıtasının varlığından söz etmiştir. 1915'te ise Alfred Wegener (Alman Meteorolog, Astronom ve Jeofizikçi) Kıtaların Kayması Teorisini ortaya sürmüştür. Bu teoriye göre bütün kıtalar Paleozoyik sonlarında bitişik olarak bulunuyorlardı ve büyük bir okyanus bu kıtayı çevreliyordu (**Sekil 1.**). Tek parça halinde olan bu kıta yaklaşık



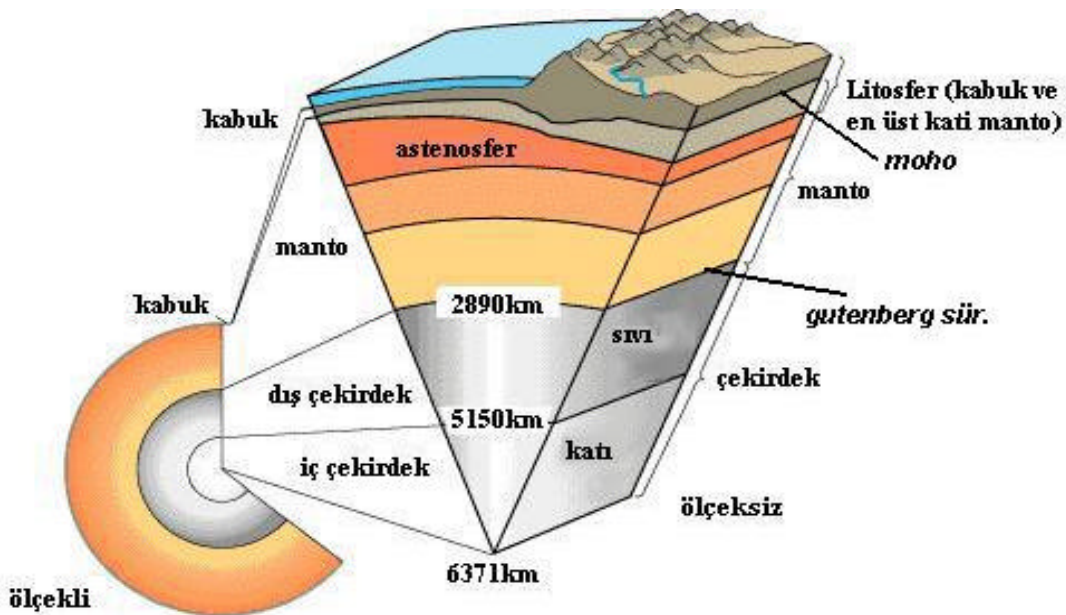
Sekil 1. Kıtaların zamana göre kayması

200 milyon yıl önce ikiye bölünmeye baslıyor ve kuzeydeki parçaya Laurasia, güneydekine ise Gondwana adı veriliyor. Bu iki kitanın arasında kalan kısımda bulunan okyanusa ise Tetis adı veriliyor. Bu olayı doğrulayan deliller arasında:

- Farklı kıtalar üzerinde bulunan eski devirlere ait benzer fosiller,
- Bitki ve iklim benzerlikleri,
- Buzullasma olayları,
- Paleomanyetik veriler,
- Belirli jeolojik yapıların devamlılığı ve
- Aynı yastaki ve bileşimdeki kayaların dağılımı sayılabilir.

Yerküreyi oluşturan 7 ana levha vardır ve bunlar birbirlerine göre çok yavaş hareket etmektedir. Bu levhalar Avrasya, Pasifik, Avustralya, Kuzey Amerika, Güney Amerika, Afrika ve Antarktik Levhalarıdır. Bazı küçük levhalar ise Antiller, Filipinler, Kokos ve Nazka Levhalarıdır. Levha sınırları kıta sınırları ile çakışık değildir. Genelde levha boyutu kıta boyutunu denizin diplerine doğru asmaktadır.

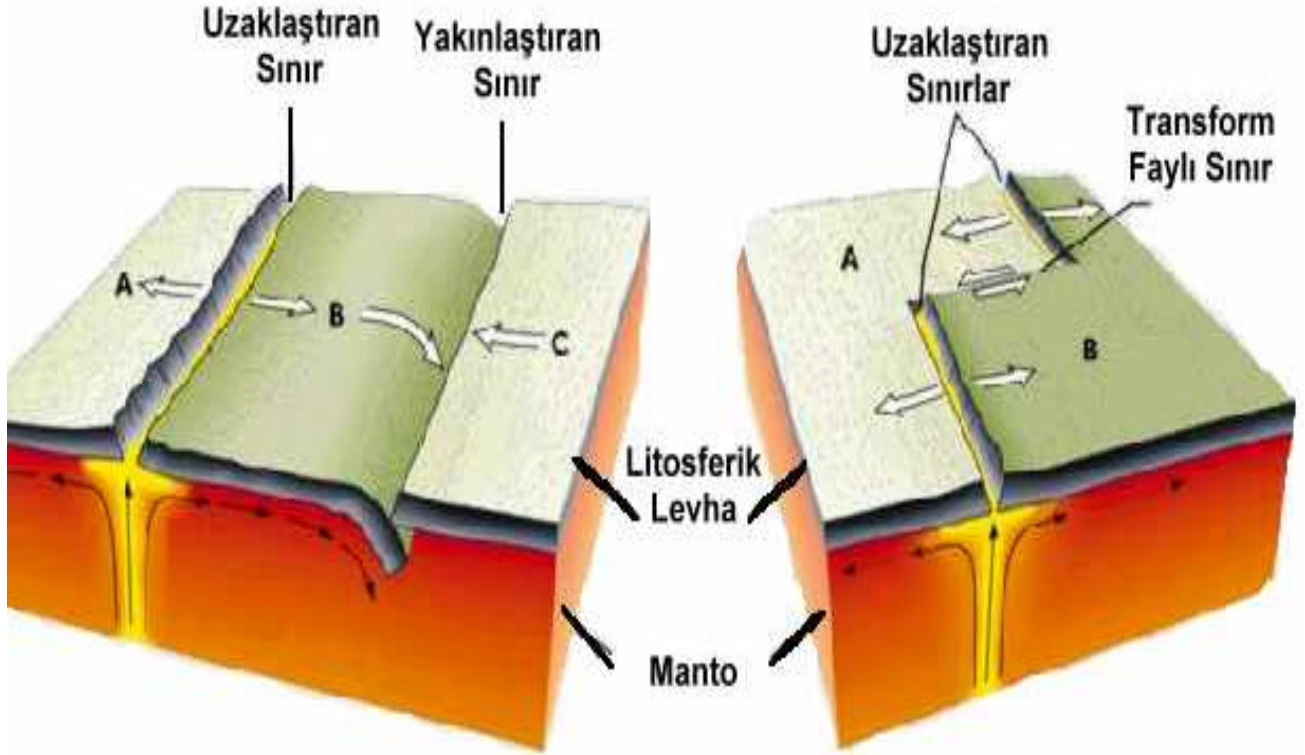
Jeofizik bilimi yöntemi olan "sismoloji" yöntemi ile yapılan çalışmalarda görülmüştür ki; sismik dalgaların hızı kabukta aşağı inildikçe artar, fakat yaklaşık 100 km.'de aniden bir düşüş gösterir. Bu noktada sıvı (liquid) ve esnek (elastic) malzemeye geçiş olmaktadır ve bu katmana Astenosfer adı verilmektedir (**Sekil 2.**). Astenosfer'in üstündeki katı kısma Litosfer denir ve önceden de söylendiği gibi yaklaşık 100 km.'dir. Levhaların sınırları belirli bir süre içinde olmuş depremlerin episantirlerinin (Odak) tespit edilmesi ile belirlenebilir. Hareketleri ise çeşitli yöntemlerle belirlenebilmektedir.



Sekil 2. Yer kürenin katmanları

Örneğin aynı levha üzerindeki iki nokta arasındaki uzaklık hiç değişmezken, iki farklı levha üzerindeki iki farklı nokta arasındaki uzaklık sürekli değişmektedir. Bu da bize levhaların sürekli hareket halinde olduklarını göstermektedir.

Hareketin gözlemlenebildiği levha sınırında üç değişik hareket görülebilir (**Sekil 3.,4.**):

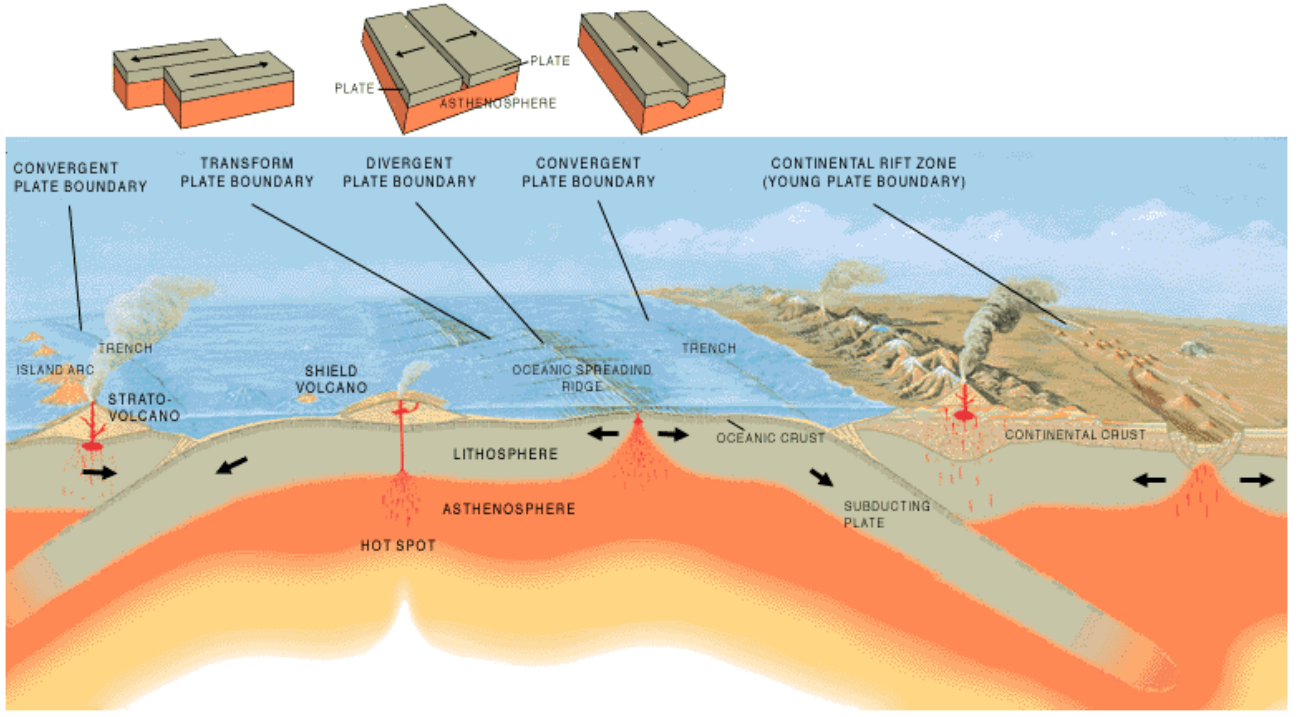


Sekil 3. Levha sınırlarında meydana gelen hareket türleri

Diverjans Levha Sınırları (*Divergent Plate Boundary*) : Levhalar sınırları boyunca birbirinden uzaklaşırlar. Diverjans levha sınırı hareketine örnek olarak Amerika Levhası ile Afrika Levhasının Atlas Okyanusunda birleştiği Atlas Okyanusu Ortası Sirtisi (Mid Atlantic Ridge) verilebilir.

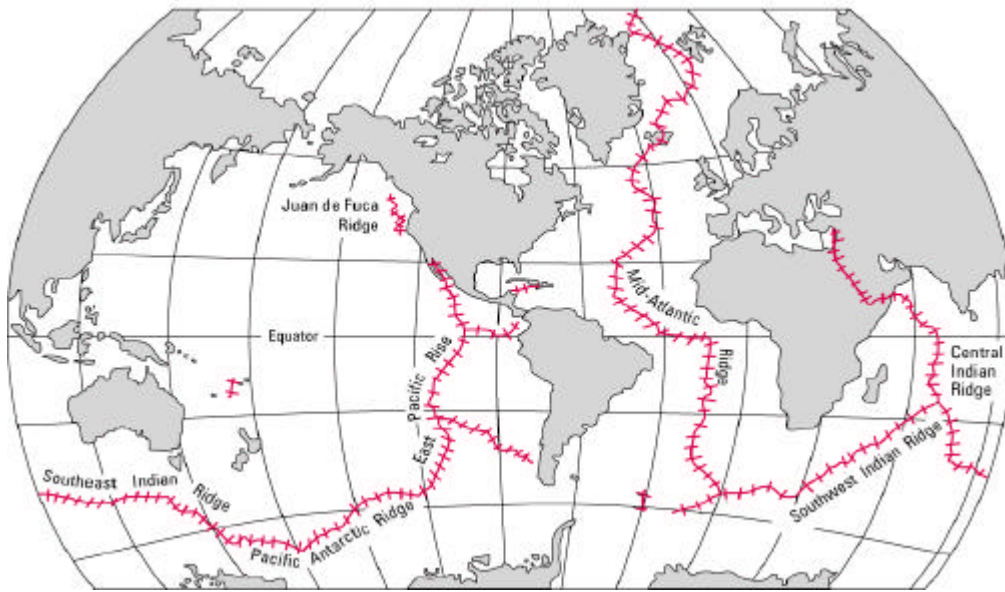
Konverjan Levha Sınırları (*Convergent Plate Boundary*) : Levhalar sınırları boyunca birbirlerine yaklaşırlar, çarpışırlar. Biri diğerinin üzerine biner veya altına dalar. Örnek olarak, Büyük Okyanus Levhası ile Amerika Levhasının Büyük Okyanusta birleştiği sınır gösterilebilir.

Transform Faylı Sınırlar (*Transform Fault Boundary*) : Levhalar sınırları boyunca birbirlerine nazaran kayarlar. Buna en iyi örnek Anadolu Levhası ve Avrasya Levhasının Kuzey Anadolu Kırgı diye adlandırılan bölgede gösterdikleri hareket gösterilebilir.



Sekil 4. Levha sinirlarinda meydana gelen hareket türleri (Genisletilmis)

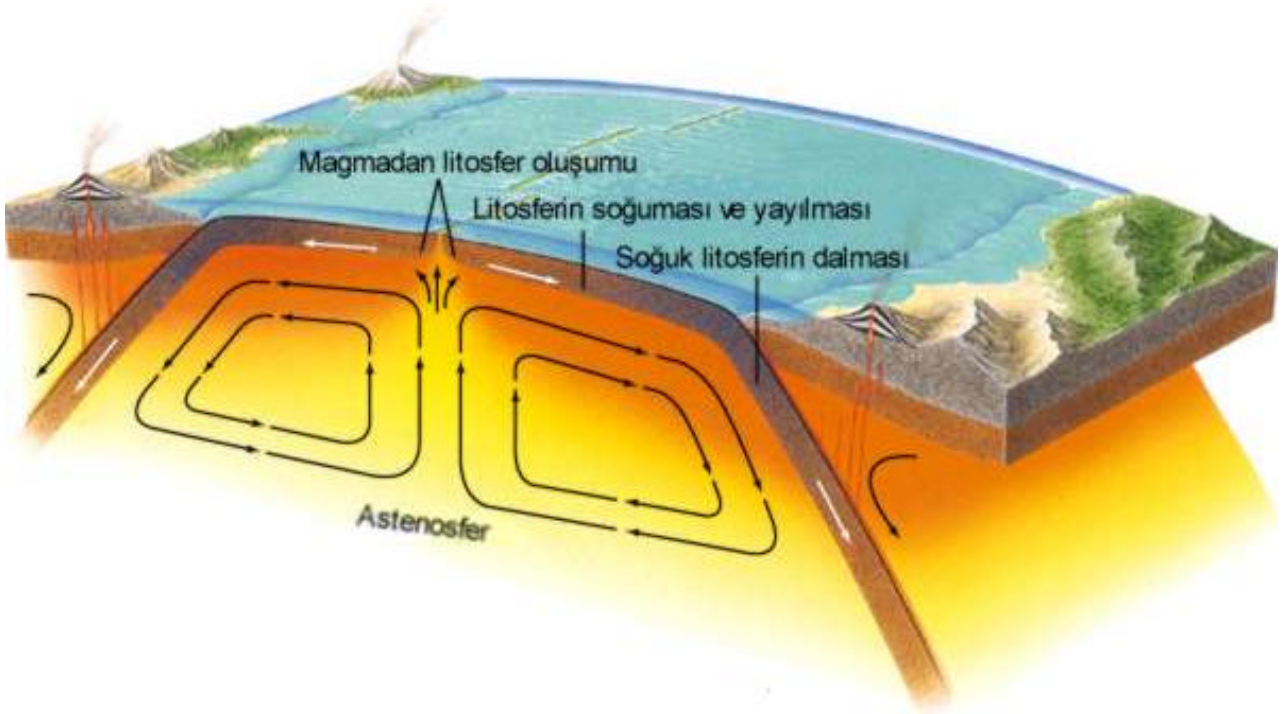
Yakin geçmiste varligi keşfedilen okyanus ortasi sirtlari, okyanus tabaninin olustugu yerlerdir (**Sekil 5.**). Sirtlar tüm okyanuslarda boydan boya bulunmaktadir ve yaklasik 2000-3000 m yüksekindedir. Sirt bölgeleri Astenosfer adi verilen bölgedeki sicak malzemenin yer yüzüne en çok yaklastigi bölgeler olarak düşünülebilir. Tam sirt altında kabuk yüzeyine yaklasmis olan magma sirtta buldugu bosluktan yüzeye çıkmakta ve çıkar çıkmazda sicakligi daha düşük olan okyanus suyuyla karsilasmaktadir.



Sekil 5. Okyanus Ortasi Sirtlarinin Dünya Üzerindeki Dagilimi

Okyanus kütlesinin ağırlığı altında daha çok yukarı çıkamayan malzeme yan taraflara baskı yaparak ilerlemeye çalışır. Bu sebepten dolayı okyanus tabanında devamlı bir açılma hareketi vardır. Bu hareketin iki sonucu olabilir: birincisi açılan taraf diğer bir levha ile karşılaştığında onun altına dalar veya çarpışır. Altına dalması durumunda malzeme derinlere doğru ilerler ve sıcaklık açısından yeterince derine indiginde eriyerek düsey olarak yukarı doğru çıkar. Çıktığı noktada genellikle yanardağ dizileri oluşur ve püskürme halinde ise açığa çıkan kayaların büyük bir kısmını *andezitik* kayalar oluşturur. Okyanus tabanının açılmasının çeşitli kanıtları vardır. Bunlardan birincisi yapılan yaş tespit çalışmalarıdır. Okyanus tabanının sirta dik olarak çeşitli uzaklıktaki noktalarından alınan örneklerinde yaş tespiti çalışmaları yapılmıştır. Okyanus tabanının sirttan uzaklaştıkça daha yaşlı kayalardan oluştuğu belirlenmiştir. İkincisi ise yine bu örnekler üzerinde yapılan manyetik çalışmalardır ve tespit edilmiştir ki dünyanın manyetik alanının ters dönmeleri kayalar içinde bulunan manyetik elementlere etki etmiş ve belli bir düzen içinde farklı yönlerde dizilmişlerdir.

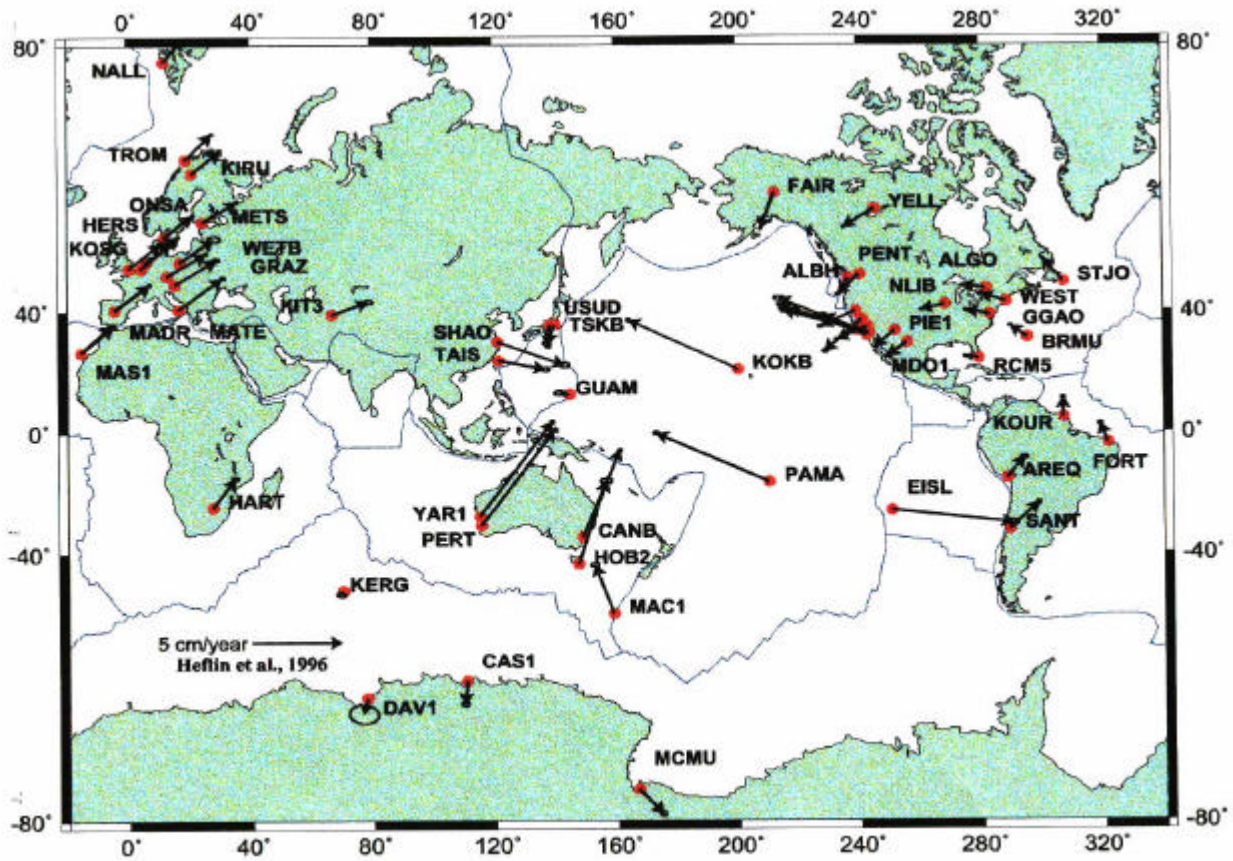
Levhaların hareketi, son yıllarda ulaşılan kanıtlarla ispatlanmıştır. Bu noktada söz konusu olan ise bu hareketin itici gücünün ne olduğunu belirlemektir. Genel olarak kabul edilen fikir Astenosfer içinde meydana gelen konveksiyon akımlarıdır (**Sekil 6.**). Astenosfer, hafif malzemenin varlığından dolayı sirtlara kadar yükselir. Yükselen malzeme eğimli bir şekilde sirtlardan yanlara doğru hareket eder ve yerçekiminin etkisiyle tekrar derinlere ilerlemeye başlar. Bu olay bir döngü halinde devam eder.



Sekil 6. Astenosfer içindeki konveksiyon akımları ve oluşumlar

Son yıllarda bu hareketin miktarının tam olarak saptanması için diğer disiplinler de kullanılmaya başlanmıştır. Bunlardan en önemlisi GPS (Global Positioning System - Küresel Konumlandırma Sistemi)'tir.

Levha Hareketi, IGS (International GPS Service for Geodynamics - Uluslararası GPS Servisi)'nin dünyanın çeşitli yerlerine dağılmış olan istasyonlarında yapılan ölçme verilerine dayanmaktadır. IGS'nin 43 istasyonundan alınan veriler kullanılarak 6 ana levhanın hareketi (**Sekil 7.**) Argus ve Heflin (1995) tarafından hesaplanmıştır. Zaman içinde değişik araştırmacılar tarafından yapılan çalışmalar birbiri ile örtüşmektedir.



Sekil 7. (IGS) ağına kalıcı GPS istasyonlarının yatay hızları. GPS istasyonları 1991 yılında çalışmaya başlamışlardır ve ölçüm süreleri ortalama 3 yıldır. (Argus & Heflin 1995)

Levha içi ölçüm, yapılan kısa zaman aralığı içinde ölçülebilir bir değişiklik göstermemektedir. Çünkü sonuca varılabilmesi için milimetre duyarlılığında ölçüm yapılması gerekmektedir. Levhalarında bir yılda birkaç mm hareket ettiği düşünülürse ölçüm zamanının çok uzun olması gerektiği ortaya çıkmaktadır.

Her levha ikilisinin birbirine karşı göreceli hareketleri hesaplanmıştır. Bütün levha ikililerinin ölçülen açısal hızları NUVEL-1A modeli ile örtüşmektedir. Aşağıda yapılmış olan çalışmalardan örnekler verilmiştir.

KAYNAKLAR

Aksari, D., GPS Nedir? GPS Yardimiyla Jeofizik Problemlerine Nasil Çözüm Bulunur?. ITÜ Maden Fakültesi. 2001.

Argus, D.F., Heflin, M.B., 1995. Plate Motion and Deformation Estimated with Geodetic Data From the Global Positioning System. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 1973-1976.

Ergin, K., Uygulamali Jeofizik, 1973, Istanbul, Özarkadas Matbaasi, Üçüncü Baski

Hager, B.H., King, R.W., Murrey, M.H., 1991. Measurement of Crustal Deformation Using the Global Positioning System. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 19: 351-382.

James, T.S., Ivins, E.R., 1995. Present-Day Antarctic Ice Changes Crustal Motion. *Geophys. Res. Lett.*, 22: 973-976.

Ketin, I., GENEL JEOLoji Yerbilimlerine Giris. ITÜ Vakfi Yayinlari. 1994. Istanbul. 4. Baski

Telford, W.M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., Applied Geophysics, 1990, Cambridge, Cambridge University Press, Second Edition

www.usqs.com