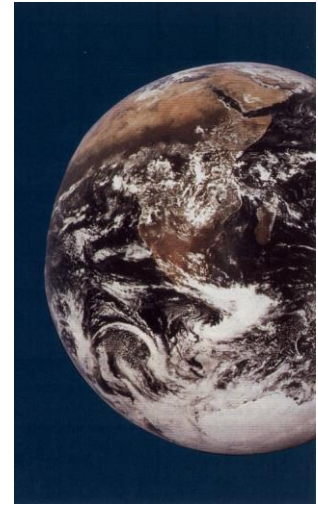


BÖLÜM 2 Yer

Güneş'e ortalama uzaklık	1.000 AB = 1.496×10^8 km
Güneş'e en büyük uzaklık	1.017 AB = 1.521×10^8 km
Güneş'e en küçük uzaklık	0.983 AB = 1.471×10^8 km
Yörünge dışmerkezliği	0.017
Ortalama yörünge hızı	29.79 km/sn
Yörünge dönemi	365.256 gün
Dönme dönemi	23.9345 saat
Ekvatorun yörüngeye eğikliği	23.45°
Ekvator çapı	12765 km
Kütle	5.974×10^{24} kg
Ortalama yoğunluk	5515 kg/m^3
Kurtulma hızı	11.2 km/sn
Yansıtma gücü	0.39
Yüzey sıcaklığı	Max 60°C = 333°K Ort 9°C = 282°K Min -90°C = 183°K



2.1 Yer'in Etkin Atmosferi, Okyanusları ve Yüzeyi

Üzerinde yaşadığımız gezegen Yer, karasal gezegenlerin çapca en büyüğüdür. Kütle, diğer karasal gezegenlerin (Merkür, Venüs ve Mars) toplam külesinden bile fazladır. Venüs ve Mars'ın çorak yüzeylerinin aksine, Yer yüzeyinin %71 i su ile kaplıdır ve yalnızca Yer yüzeyinde sıvı halde su bulur. Yüzeyindeki en kurak çöllerde bile bazı kayalık yapıların içinde su bulunmaktadır. Yer'deki sıvı su çeşitli etkiler altında sürekli devinim halindedir.

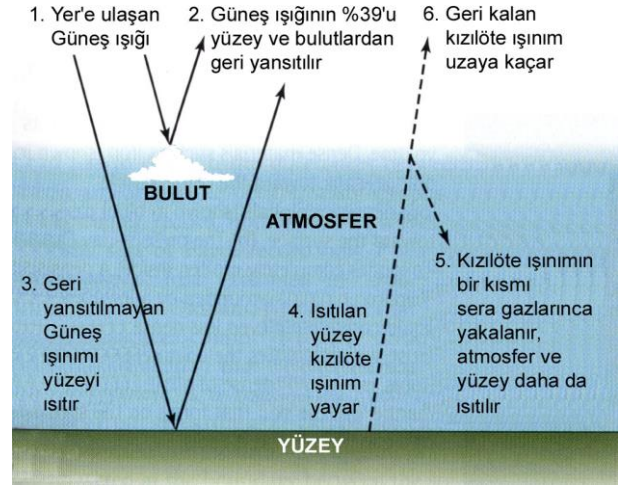
Yer, canlıların yaşamlarını sürdüreceği oranda atmosferinde oksijen barındıran tek gezegendir. Yer atmosferi de süreklilik gösteren devinimlere sahiptir. Farklı yüksekliklerde, zaman içerisinde değişkenlik gösteren, çeşitli yön ve hızda rüzgarlar esmektedir. En dinamik etkinlik, yüzey sularının buharlaşarak atmosferdeki bulutları oluşturması ve yağmur olarak bu bulutlardan Yer yüzeyine geri dönmesidir. Suların ve

rüzgarların birleşik etkisi dağlık ve düzlük alanlar üzerinde erezyon etkisi yaparak yüzeyin şeklini değiştirmektedir. Ancak Yer yüzeyine şekil veren tek etki bu değildir. Burulmuş, katlanmış ve başkalaşım geçirmiş sayısız yüzey şekline her yerde rastlanmaktadır. Aktif volkanlardan ve okyanus tabanlarında oluşan çatlaklardan yüzeye çıkan sıcak lav akıntıları ile Yer yüzeyine sürekli olarak yeni maddeler eklenmektedir. Bu süreçlerle yüzey, sürekli bir yenilenme yapısı içerisinde yer almaktadır. Böylece, genel olarak yaşı 4.6 milyar yıl olduğu tahmin edilen gezegenimizin yüzey yaşı 100 milyon yıldan daha kısadır.

Yer'in atmosferinde, katı yüzeyinde ve sularında görülen bu etkinlikleri harekete geçiren 3 temel enerji kaynağı bulunmaktadır: Güneş ışınları, uydumuz Ay'ın çekim etkisi ve Yer'in iç ısı. Yer atmosferinin temel enerji kaynağı Güneş'tir. Yüzeye yakın bölgelerde, Güneş ışınları ile ısınarak yoğunluğu düşen hava hızla yükselir ve bu yükselme süresince ısısını çevresine dağıtarak soğur ve tekrar yoğunlaşarak yeryüzeyine döner. Çevrim halinde devam eden bu hava hareketlerine "*konveksiyon*" denmektedir. Konvektif akımlar, Yer'in eksenini etrafındaki dönme hareketi ile etkileşerek atmosferde izlediğimiz karmaşık yapıya hava hareketlerini oluşturmaktadır. Güneş enerjisi, Yer sularının buharlaşarak atmosfere yükselmesini ve yoğunlaşarak bulutların oluşmasını da sağlamaktadır. Tipik bir yağmur bulutu oluşumu sırasında 5×10^8 kg su buharı bu yolla atmosfere yükseltilmektedir. Gezegenlerin, Güneş'ten aldıkları tüm ışınımı soğurmadıklarını ve belirli bir kısmını "*yansıtma güçleri*" oranında geri yansıtıklarını 1. bölümde görmüştük. Bu anlamda Yer, aldığı Güneş ışınımının %39'unu uzaya geri yansıtılmaktadır. Yer'in yansıtma işlevine en büyük katkı bulut tepelerinden, kar taneciklerinden, yüzey buzlarından ve kayalık/kumluk yapılardan gelmektedir.

Yer, belli bir seviyede ısıtılmış cisimler için geçerli kanunlar çerçevesinde uzaya ışınım yaymaktadır. $\lambda_{max}T=0.29$ (λ [cm], T [°K]) şeklindeki "*Wien kanunu*" gereğince her cisim sahip olduğu sıcaklığa göre elektromanyetik tayfin belli bir bölgesinde en kuvvetli ışınımını yapar. Örneğin Güneş'in yüzey sıcaklığı 5800°K dir ve en güçlü ışınımını $\lambda_{max}=5000\text{Å}$ da, yani elektromanyetik tayfin görsel bölgesinde yapar. Buna karşılık, Yer'in ortalama yüzey sıcaklığı 280°K (9°C) olup en güçlü ışınımını daha uzun dalgalı boyalarında, yani kızılöte bölgede hissedilir. Yer'in ortalama yüzey sıcaklığı kabaca sabittir. Bu, Yer'in Güneş'ten aldığı enerji (Yer'e ulaşan Güneş enerjisinden yansıtılan

miktarın çıkarılmış hali ile yayınladığı enerjinin eşit olması anlamına gelmektedir. Yayınlanan enerji sıcaklığa bağlı olduğundan, bu koşul altında Yer'in ortalama sıcaklığını hesaplamak mümkündür. Güneş'ten alınan enerji miktarından hareketle Yer'in ortalama sıcaklığı 246°K (-27°C) çıkmaktadır. Halbuki bu



Şekil 2.1 Yer atmosferinde sera etkisi

değerin 280°K (9°C) olduğunu biliyoruz. Bu durumda, dikkate almadığımız bir enerji girdisinin daha olması gerekmektedir. Ortaya çıkan bu farklılık “sera etkisi” adı verilen bir süreçle açıklanmaktadır. Yer atmosferi, yüzeyden yapılan ışınımın belli bir miktarının uzaya kaçmasına engel olur. Atmosferdeki su buharı ve karbondioksit gazları (“sera gazları” olarak da adlandırılırlar) görsel bölge ışınımına tam geçirgen iken, kızılöte ışınımın belli bir kesimine geçirgen değildir. Buna bağlı olarak şekil 2.1 den de izleneceği gibi, Güneş'ten Yer yüzeyine kadar hiç bir dirençle karşılaşmadan ulaşan ışınımın bir kısmı yüzeyi ısıtmaktadır, geri kalanı ise geri yansıtılmaktadır. Isınan yüzey kızılötesi bölgede ışınım yaymaktadır. Bu ışınımın belli bir kesri uzaya çıkabilirken, geri kalan kısmı “sera gazları” tarafından yüzeye doğru geri yansıtılmaktadır. Bu durum, hem atmosferin hemde yüzeyin sıcaklığının artmasına katkıda bulunmaktadır. Böylece artan sıcaklık etkisi altında, kızılöte bölgede uzaya yollanan ışınım kesrinde de bir artış olmaktadır. Dolayısıyla “sera etkisi”ni dikkate almadan elde ettiğimiz değerden 36°C daha yüksek bir ortalama yüzey sıcaklığı ortaya çıkmaktadır.

Güneş ışınımı Yer okyanuslarının da enerji kaynağıdır. Ekvator civarında görece olarak daha fazla ısınan sular kutuplara doğru hareket ederken, kutup bölgelerindeki daha soğuk sular ekvatora doğru hareket ederek sürekli bir devinim sağlarlar. Bu hareketler, bazen Güneş ve Ay'ın yarattığı gel-git etkisi ile birleşerek fırtınalara dönüşmekte ve suların yükseldiği bir zamanda kıyılara ulaştığında devasa boyutlu güçlü

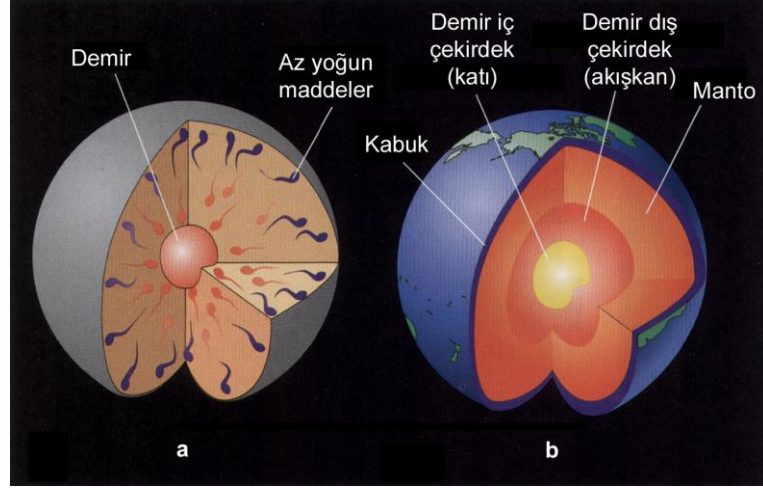
dalgalar oluşturmaktadır. Bu dalgalar sahil şeritlerinin ve kıyı uçurumlarının aşındırılarak yeniden şekillendirilmesinde önemli rol oynamaktadır.

Kayalık sıradağların yapısını ve oluşumunu, ne Güneş enerjisi ile ne de çekimsel etkileşmelerle açıklamak mümkün değildir. Bu jeolojik yapıları şekillendiren enerji kaynağı, Yer'in iç kısımlarından yükselen ısı akışıdır. Yer'in gezegenimsiler arasında gerçekleşen çarpışmalarla oluştuğunu biliyoruz. Bu çarpışmalar oluşum süreci boyunca Yer'in iç bölgelerinin ısınmasına neden olmuş ve bugüne kadar sıcak kalmasını sağlamıştır. Ayrıca az miktardaki radyoaktif elementin (uranyum, toryum, potasyum) bozunması, Yer'in merkezi bölgelerinin ısısının arttırılmasına katkıda bulunmaktadır. Yer'in merkezi bölgelerinden yüzeyine doğru olan bu ısı akışı ile oluşan enerji, Güneş'ten alınan enerjinin 1/20000'i kadar olmasına rağmen gezegenimizin yüzeyinin yeniden yapılandırılmasında ciddi bir rol oynamaktadır. Yer'in jeolojik etkinliğinin, iç bölgelerden gelen ısı enerjisi ile bağlantılarını anlayabilmek için, Yer'in iç yapısını iyi bilmemiz gerekir.

2.2 Yer'in İç Yapısı

Yer yüzeyindeki tipik bir kayanın ortalama yoğunluğu 3000 kg/m^3 yöresindedir. Yer'in bir bütün olarak ortalama yoğunluğu ise 5515 kg/m^3 dür. Bu iki değere bakarak Yer'in iç bölgelerinin yüzeyinden daha yoğun olduğu hemen söylenebilir. Demir (Fe^{56}) Yer'in iç yapısını oluşturan elementler için en kuvvetli adaydır. Çünkü kütlece ağır ve görece olarak daha boldur (Çizelge 1.1 den de görüleceği gibi demir evrende en bol bulunan 10. sıradaki elementtir.). Sistemimizin oluşumundan bu yana en az başkalaşım geçirmiş meteorlarında bol miktarda Fe elementinin var olduğunun gözlenmesi, oluşum süreci boyunca gezegenimsilerin ve onlardan oluşma Yer'in nasıl demir zengini olduğunu açıklamak için yeterlidir.

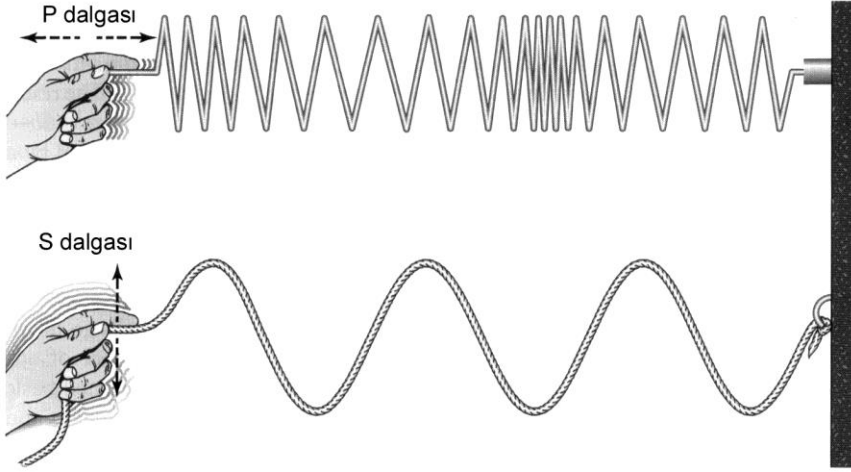
Günümüzden 4.6 milyar yıl önce, Yer henüz yeni oluştuğunda neredeyse tamamen erimiş durumdaydı. 1. Bölüm'de gördüğümüz "*kimyasal ayrışma*" süreci (kütle çekimi ve dönmenin birleşik etkisi) sonunda demir iç bölgelerde yoğunlaşırken, daha hafif olan elementler yüzeye yakın tabakalarda toplanmıştır (Şekil 2.2). Bu süreç katmanlaşmış ve merkezden yüzeye doğru yoğunluğun azaldığı bir iç yapının



Şekil 2.2 a) Kimyasal ayrışma süreci, b) Yer'in bugünkü iç yapısı

doğmasına neden olmuştur. Buna göre Yer'in merkezi saf demirden oluşma bir katı çekirdek ve onu saran demirce zengin diğer mineralleri içeren yoğun bir "manto" tabakasından oluşmaktadır. Manto ise ince bir kabuk ile sarılıdır. Katı kabuğun genel bileşimi "*silikatlar*" adı verilen, hafif silisyumca zengin minerallerdir. Bu katmanlaşmış yapının varlığını nasıl biliyoruz? Bunu doğrudan ölçümlerle bilmemiz imkansızdır. En derine inebilen jeolojik sondajların ulaşabildiği derinlik bir kaç kilometreden daha fazla değildir. Yer'in iç yapısına ilişkin temel bilgilerimiz, depremlerin yarattığı sismik dalgaların analizi ile dolaylı yoldan elde edilmiştir.

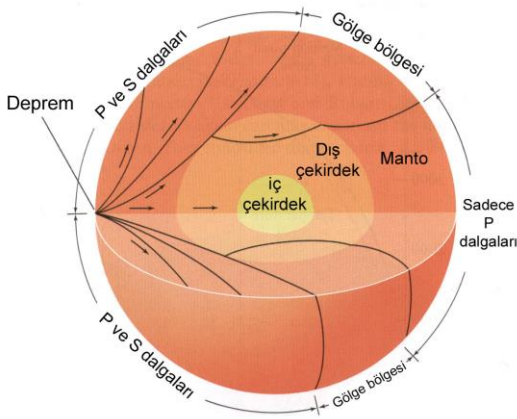
Yüzyıllar boyunca yer kabuğunda oluşan sıkışmalar, zaman zaman "*deprem*" adı verilen ani hareketlere yol açmaktadır. Depremlerin çoğu yer kabuğunun derinliklerinde meydana gelmektedir. Depremin olduğu bölgenin hemen üzerindeki yüzey noktasına "*epicenter*" denmektedir. Depremler, yerin iç katmanları boyunca değişik yönlerde ve hızda yayılan 3 çeşit sismik dalga oluşturmaktadır. Bu dalgalara ilişkin titreşim hareketleri "*sismograf*" adı verilen cihazlarla kaydedilmektedir. 1. tür dalgalar, okyanus ve denizlerde görülen dalgalara benzerdir ve "*yüzey dalgaları*" olarak adlandırılır. Diğer iki tür dalga "*P-dalgaları*" ve "*S-dalgaları*" olarak adlandırılırlar ve yerin iç kesimleri boyunca hareket edebilme özelliğine sahip olduklarından iç yapının belirlenmesinde önemlidirler. P dalgaları, "*boyuna dalgalar*" olarak da bilinirler. Bu dalgaların oluşturduğu salınımlar, dalganın yayılma doğrultusuna paraleldir. Örnek



Şekil 2.3 P ve S dalgalarının yayılma doğrultuları ve salınımlarının yönü

olarak Şekil 2.3 de üstte görülen yaya ileri-geri yönde verilen titreşimler gösterilebilir. S dalgalarında ise oluşan salınımlar, dalganın yayılma doğrultusuna diktir ve “enine dalgalar” olarak da bilinirler. Örnek olarak Şekil 2.3 de altta görülen bir ipin yukarı aşağı sallanması ile ipten oluşan titreşimler gösterilebilir.

Sismik dalgalar Yer’in iç katmanlarında geçtikleri ortamın yoğunluğuna bağlı olarak kırılırlar ve yayılma doğrultularını değiştirirler. Jeologlar deprem sonrası oluşan dalgaların Şekil 2.4 de görülen yollarını inceleyerek yerin iç katmanları hakkında fikir



Şekil 2.4 Sismik dalgaların Yer’in iç katmanlarında yayılması

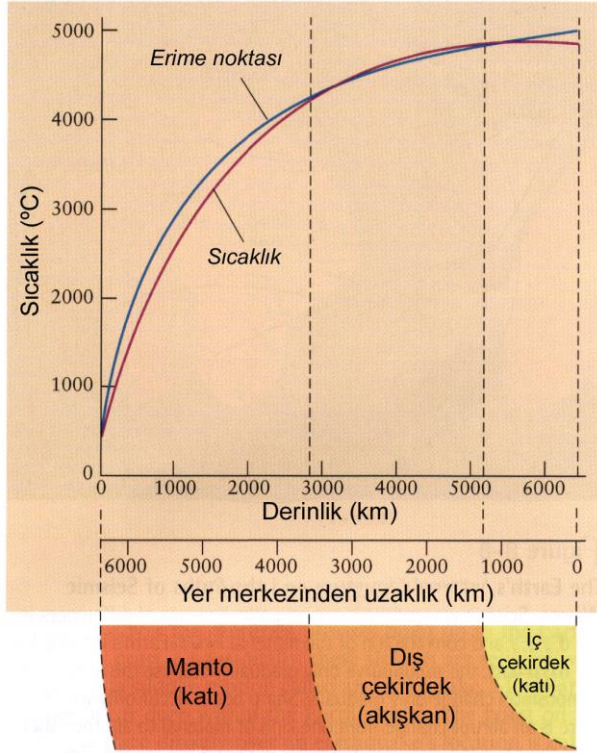
edinmektedirler. Bu gözlemin temeli P ve S dalgalarının farklı hareket karakteristiğine dayanmaktadır. Bir deprem oluştuğunda epicenter noktasına yakın olan sismograflar hem P hem de S dalgaları algırlar. Epicenter noktasının tam karşısında ise hiç S dalgası algılanmaz. Bu durumu ilk kez 1906 yılında İngiliz jeolog Richard Dixon Oldham açıklamış ve S dalgalarının akışkanlar

Çizelge 2.1 Yer'in iç yapısına ilişkin katmanların fiziksel özellikleri

Bölge	Derinlik (km)	Merkezden uzaklık (km)	Ortalama yoğunluk (kg/m ³)
Kabuk (katı)	0 – 5 (okyanusların altında) 0 – 35 (kıtaların altında)	6343 - 6378	3500
Manto (katı-plastik)	kabuk tabanından – 2900	3500 – 6343	3500 – 5500
Dış çekirdek (akışkan)	2900 – 5100	1300 – 3500	10000 – 12000
İç çekirdek (katı)	5100 – 6400	0 – 1300	13000

içerisinde ilerleyemediğini göstermiştir. Böylece Oldham, yerin iç kesimlerinde belirli bir bölgenin erimiş akışkanlardan oluşması gerektiğini söylemiştir. Daha sonra “*Gölge bölgesi*” olarak adlandırılan ve her iki tür dalğanın da gözlenemediği bölgelerin var olduğu ortaya çıkmıştır. Bu bölgeler, katı manto ile erimiş (akışkan) dış çekirdek arasındaki sınır bölgeden kırılarak geçen P dalgaları ile sınırlanmaktadır. Gölge bölgesinin Yer yüzeyindeki uzunlukları ölçülerek, erimiş dış çekirdeğin boyutları belirlenmiş ve 3500 km yarıçapa kadar uzandığı bulunmuştur. Sismograflar, teknoloji geliştikçe daha hassas ölçüler alabilecek hale gelmiştir. Gölge bölgesinde yapılan hassas ölçümlerde bazı özel P dalgalarının izine rastlanmıştır. Bu durum 1936 yılında danimarkalı sismolog Inge Lehmann tarafından, gezegenimizin merkezindeki katı ve daha küçük bir çekirdekten saptırılan P dalgaları ile açıklanabilmiştir. Bu ölçümlerden iç çekirdeğin yarıçapı 1300 km olarak bulunmuştur. Buna göre gezegenimizin iç bölgeleri oldukça ilginç bir yapıya sahiptir: Sıvı (akışkan) bir dış çekirdek; içte katı bir iç çekirdek ve dışta katı bir manto tarafından sandviç haline getirilmiştir. Çizelge 2.1 de Yer'in iç yapısına ilişkin fiziksel özellikler sıralanmıştır.

Yerin derinliklerine inildikçe sıcaklık ve basınç artar. Sıcaklık, yüzeyde ortalama 9°C değerinden merkezde 5000°C'a kadar değişir. 5-35 km kalınlığa sahip yer kabuğundaki kayalar “*erime noktası*”nın çok altında sıcaklıklarda bulduklarından katıdırlar. Yer kabuğu tabanından 2900 km derinliğe kadar ulaşabilen manto tabakası demir ve magnezyumca zengindir. Yer yüzeyindeki sıcaklık ve basınç koşullarında erime noktası 1000°C nin üzerinde olan bu maddelerin erime noktası sıcaklıkları, iç doğru gidildikçe artan basınç etkisi ile daha da yükselir. Yani eriyerek sıvı hale geçebilmeleri için çok daha yüksek sıcaklıklar gerekir.



Şekil 2.5 Yer'in iç katmanlarında erime noktasının ve sıcaklığın derinlikle değişimi

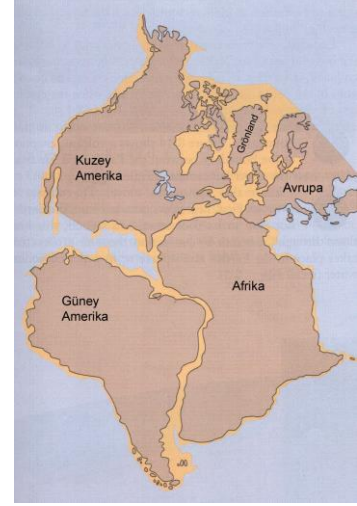
Şekil 2.5 de yer alan grafik bize önemli bir konuyu hatırlatmaktadır. Isı, sıcaklığın yüksek olduğu bölgelerden düşük olduğu bölgelere doğru yayılır. Buna göre yerin iç katmanlarından yüzeyine doğru yönelmiş bir ısı akışı kaçınılmazdır. Bu ısı akışı, yer yüzeyinde izlenen tektonik hareketlerin temel enerji kaynağıdır.

Şekil 2.5 de yer alan grafik bize önemli bir konuyu hatırlatmaktadır. Isı, sıcaklığın yüksek olduğu bölgelerden düşük olduğu bölgelere doğru yayılır. Buna göre yerin iç katmanlarından yüzeyine doğru yönelmiş bir ısı akışı kaçınılmazdır. Bu ısı akışı, yer yüzeyinde izlenen tektonik hareketlerin temel enerji kaynağıdır.

Şekil 2.5 deki grafikte görüldüğü gibi, manto tabakasındaki gerçek sıcaklıklar, içerdikleri maddelerin erime noktası sıcaklıklarından daima daha düşüktür ve bu nedenle Yer mantosundaki maddeler katı halde bulunmaktadır. Mantının üst katmanlarında iki eğri birbirine yaklaştıkça maddenin "plastiklik" özelliği artar ve bu konumlarda yer alan manto maddesi ne tam olarak katı ne de tam olarak akışkandır. Manto ile dış çekirdek sınırına geldiğinde ise ani kimyasal bileşim farklılığı ortaya çıkar. Demirce zengin

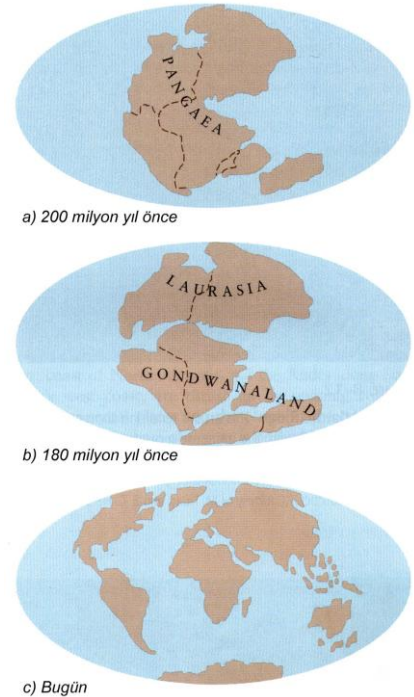
2.3 Levha Tektoniği: Depremler, Dağ Sıraları, Volkanlar

Yer kabuğu, birbirinden bağımsız hareket ederek depremleri, volkanları ve dağ sıralarını oluşturan devasa “Levha”lara bölünmüştür. Dünya haritası dikkatli incelendiğinde, kıtaların bir zamanlar birleşik tek bir kara parçasından ayrışarak oluştuğu görülebilir. Örneğin Şekil 2.6 dan da görülebileceği gibi Güney Amerika’nın doğusu ile Afrika’nın batı sahilleri, bir boz-yap oyununun parçaları gibi birbirine uymaktadır.



Şekil 2.6 Kıtaların şekilsel uyumu

Bu fikirden hareketle 1915 yılında Alman meteorolojist Alfred Wegener, bugünkü kıtaların tek bir devasa süperkıtadan ayrışarak meydana geldiğini iddia etmiştir. Bu süperkıtaya “Pangaea” adını vermiştir. 200 milyon yıl önce parçalanmaya başlayan bu kıta 20 milyon yıl sonra iki alt süperkıtaya ayrılmıştır: “Laurasia” ve “Gondwanaland”. Aralarında oluşan denize ise “Tethys Denizi” adı verilmiştir. Gondwanaland bugünkü Güney Amerika ve Afrika’yı oluştururken, Laurasia zaman içerisinde Kuzey Amerika ve Avrasya’yı oluşturmuştur. Buna göre “Akdeniz” antik Tethys Denizi’nin yaşayan bir kalıntısıdır. Gondwanaland ve Laurasia’nın alt kıtaları, şimdiki Atlantik Okyanusu boyunca ayrılmış ve yeryüzünün bugünkü kıta görünümü ortaya çıkmıştır.



Şekil 2.7 Wegener teorisine göre kıtaların ayrışması



Şekil 2.8 Okyanus tabanlarındaki sıradağlara bir örnek: Orta-Atlantik Sırtı

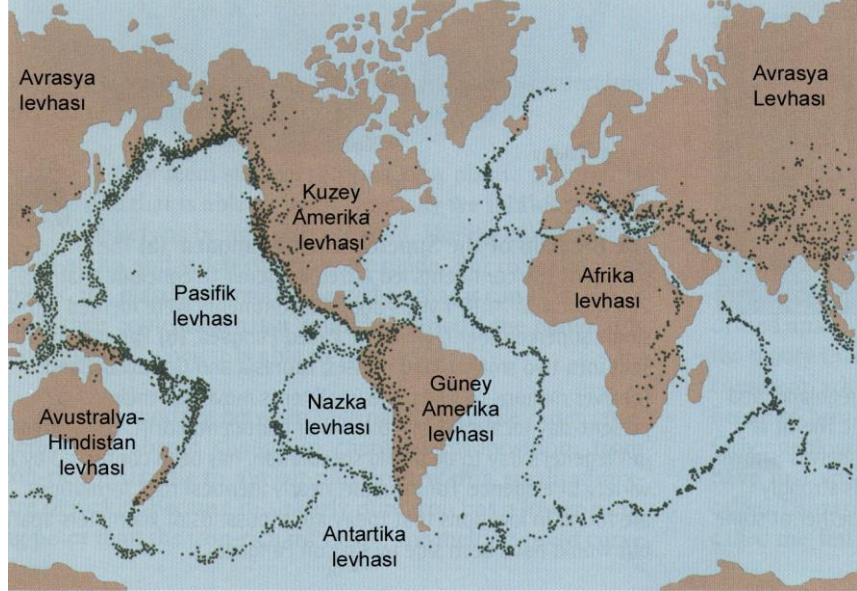
Baştan biraz ihtiyatlı yaklaşılın Wegener'in bu teorisi daha sonra çok sayıda deneysel destekler bularak doğruluğunu kanıtlamıştır.

1950'lerde gelişen teknoloji ile başlayan yoğun jeolojik araştırmalar sonucu, okyanus tabanlarında uzun sıradağların varlığı keşfedilmiştir. Bunlardan en önemlisi Atlantik Okyanusu tabanında İzlanda'dan Antartika'ya kadar uzanan dağ sırasıdır. Bu dağ sırası, kıtalar ayrışırken Yer kabuğunda oluşan büyük boyutlu bir çatlaktan (yarık), ısınmış ve erimiş mantonun hızla yukarı yükseltilmesi ile oluşmuştur (Şekil 2.8). "Orta-Atlantik Sırtı" adı da verilen bu dağ sırası bilinen en büyük

volkanik sistemdir. Yarık boyunca mantodan, kabuğa gelen madde katkısı, sırtın her iki tarafındaki okyanus tabanının dışa doğru hareket etmesine neden olmaktadır. Bu etki altında Güney Amerika ile Afrika her yıl 3 cm birbirinden uzaklaşmaktadır. Bu uzaklaşma miktarı ile hesap yapılırsa, teoriye göre bir zamanlar yapışık olan Güney Amerika ve Afrika'nın (Gondwanaland) bundan 200 milyon yıl önce ayrışmaya başladığı ortaya çıkmaktadır. Bu durum Wegener'in teorisi için elde edilen en önemli gözlemsel desteklerden biridir.

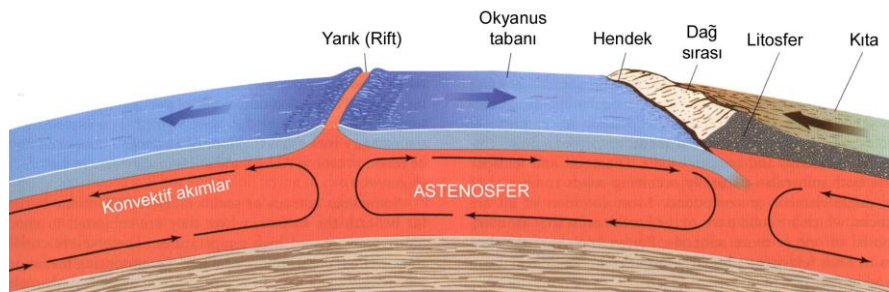
1960'lardan sonra yapılan çalışmalarda hareketli levhaların varlığına çok sayıda delil bulunmuş ve yer kabuğu hareketleri için modern teoriler geliştirilmiştir. Bu hareketler genel olarak "Levha tektoniği" olarak adlandırılır. Depremlerin, bu levhaları birbirinden ayıran sınırlarda oluşan çarpışma, burulma veya ayrışmalarla meydana geldiğini kanıtlanmıştır. Bu durumda Yer'de oluşan depremlerin epicenter noktalarının bir Dünya haritası üzerinde işaretlenmesi ile levhaların sınırları çizilmiş olur (Şekil 2.9).

Levhaları harekete zorlayan etki, yerin iç kısımlarından yüzeyine doğru gerçekleşen ısı akışıdır. Mantoya ulaşan ısı kabuğa yakın kısımlarda konvektif akımlar doğurur. Mantonun en üst kısımları (kabuk katmanının hemen altı) yeterince sıcak ve plastiklik oranı yüksektir (bakınız Şekil 2.5). Manto katmanının bu bölgesine



Şekil 2.9 Deprem epicenter noktalarının sınırladığı levhalar

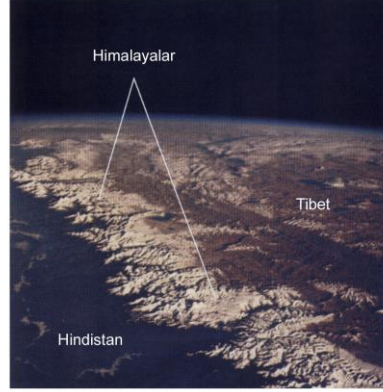
“Astenosfer” denmektedir. Astenosferin üstü “Litosfer” adı verilen katı kabuk katmanı ile kaplıdır. Litosfer, içerisinde oluşan konvektif hareketler etkisi ile çevrimsel bir devinim gösteren plastik yapılu astenosfer üzerinde yüzen levhalara bölünmüştür. Astenosfer’deki erimiş yüzey altı kayaları, konveksiyon hareketleri etkisi ile okyanus tabanlarını oluşturan levhaların sınırları boyunca yukarı doğru yükseltilirler ve büyük boyutlu yarıkların (Rift) oluşmasına neden olurlar (Şekil 2.10). Şekil 2.8 de görülen Orta-Atlantik Sırtı bu şekilde oluşmuştur. Okyanus tabanını oluşturan ve yarığın iki tarafında yer alan levhalar yarıktan dışa doğru itilir ve karşı sınırında karşılaştığı levha tabanına doğru hareket ederek Astenosfer içine gömülür. İki levhanın karşılaştığı sınır boyunca “Hendek (Trench)” adı verilen çukurluk bir hat oluşur. Bu yapılara en güzel



Şekil 2.10 Astenosferde oluşan konveksiyon ve buna bağlı levha hareketleri



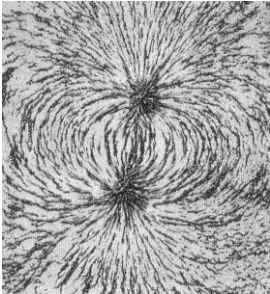
Şekil 2.11 Sina Yarımadası



Şekil 2.12 Himalayalar

örnek, Nazka levhasının, Güney Amerika levhasının altına her yıl 10 cm gömüldüğü, “Peru-Şili Hendeği”dir. Bu şekilde mantoya geri inen levha maddesi ile yarı boyunca eklenen yeni madde bir döngü oluşturarak, levhadaki toplam kabuk maddesinin sabit kalmasını ancak sürekli olarak yenilenmesini sağlamaktadır. Levhaların karşılaştığı sınırlar boyunca yüksek dağ sıraları oluşmuştur. Kuzey ve Güney Amerika kıtalarının batı sahilleri boyunca uzanan dağ sıraları bunlara en güzel örneklerdir. Şekil 2.11 de kıtaları taşıyan levhaların ayrışması ile oluşan Sina Yarımadası ve Şekil 2.12 de ise Hindistan ve Çin’i taşıyan levhaların çarpışması sonucu oluşmuş Himalaya Dağları, levha sınırlarında oluşan tektonik hareketlere en güzel örneklerdir.

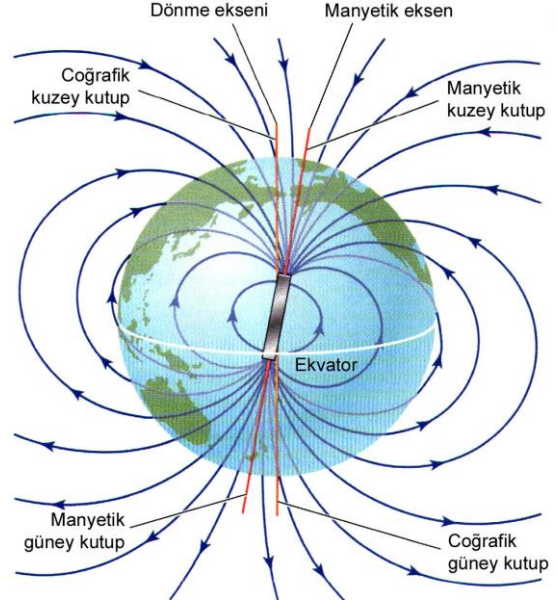
2.4 Yer’in Manyetik Alanı



Şekil 2.13 Bir çubuk mıknatısı çevreleyen manyetik alan

Yerin çift kutuplu manyetik alanının incelenmesi, iç yapısı hakkında bilgi vermesi açısından önemlidir. Her şeyden önce Yer’in bir manyetik alana sahip olması, iç bölgelerinin kısmen erimiş olmasını gerektirmektedir. Elektrik yüküne sahip parçacıkların hareket etmesi halinde manyetizma oluşur. Şekil 2.13 de bir çubuk mıknatısı çevreleyen manyetik alanın yapısı görülmektedir. Üzerine demir tozları serpilmiş bir kağıdın altına bir çubuk mıknatısın yaklaştırılmasıyla bu görüntü ortaya

çıkılmaktadır. Bu yapı, mıknatısı oluşturan demir atomlarındaki negatif yüklü elektronların hareketi ile oluşturulmaktadır. Yerin manyetik alanı da, çubuk mıknatısın çevresinde oluşturduğu manyetik alana benzerdir (Şekil 2.14). Yerin manyetik alanı, sıvı haldeki dış çekirdekte oluşan elektrik akımları tarafından üretilmektedir. Sıvı dış çekirdeğin tabanı ile katı iç çekirdeğin yüzeyi arasındaki sınır bölgede, artan basınç



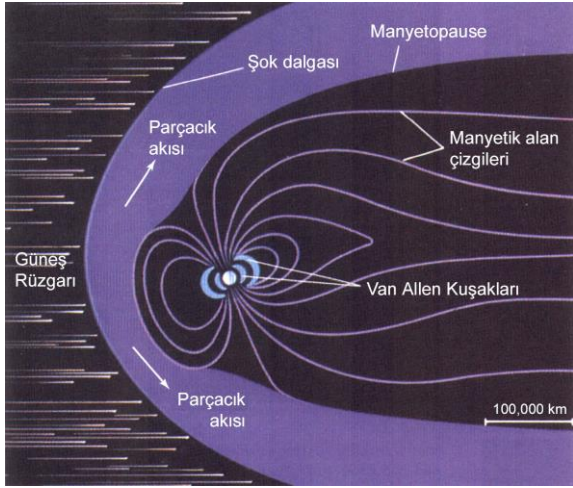
Şekil 2.14 Yer'in çift kutuplu manyetik alanı

etkisi ile sıvı halden katı hale geçen maddeler enerji yayarlar. Bu salınan enerji dış çekirdekdeki sıvı maddenin konvektif hareketlere başlaması için kullanılır. Bu hareketler Yer'in eksenini etrafındaki dönme hareketi ile etkileşerek elektrik akımları üretir ve akımların çevresinde iki kutuplu bir manyetik alan oluşur. Hareket enerjisinin elektrik akımına dönüştürülmesi sonucu manyetik alanların üretildiği bu mekanizma "dinamo teorisi" olarak bilinen kuramla açıklanmaktadır.

Yerin manyetik alanına ilişkin kuvvet çizgilerinin, dış çekirdekte birleştiği iki noktayı birbirine bağlayan doğrultuya "Yer'in manyetik eksenini", bu eksenin Yer yüzeyini kestiği noktalara ise "Yer'in manyetik kutupları" adı verilir. Manyetik eksen, dönme eksenini ile çakışık değildir ve aralarında 11°.5 lik bir açı vardır. İki kutup arası uzaklığın orta noktasına "manyetik merkez" denir. Manyetik merkezden geçen ve manyetik eksene dik olan düzleme ise "manyetik ekvator" adı verilir.

Tarih öncesi kayalar, gezegenimizin manyetizmasının akışkan hareketleri ile oluştuğuna kuvvetli deliller göstermektedir. Demirce zengin lavların yüzeye çıktıktan sonra soğuyarak oluşturduğu volkanik kayalar, oluştukları andaki Yer'in manyetik alan

yönüne göre mıknatıslanırlar. Farklı zamanlarda oluşan volkanik kayalar üzerinde yapılan incelemeler sonucu Yer'in manyetik alan yönünün çok uzun ve düzensiz zaman aralıkları içerisinde ters döndüğü anlaşılmıştır. Örneğin 30000 yıl önce oluşmuş bazı volkanik kayaların mıknatıslık yönü, Yer'in şimdiki manyetik alan yönüne terstir. Yer, katı mıknatıslar gibi davranıyorsa bu durumun gözlenmemesi gerekirdi. Ancak laboratuvar deneyleri ve bilgisayar simülasyonları, Yer'in dış çekirdeğinde akışkan hareketleri ile oluşturulan manyetik alanının yönünün değişebileceğini göstermiştir.

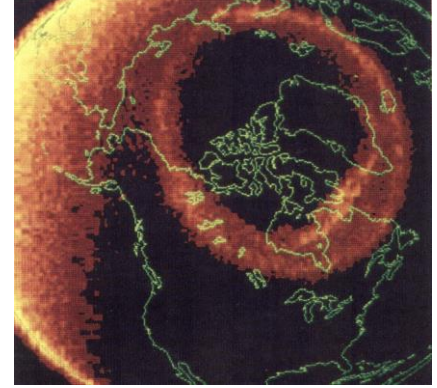


Şekil 2.15 Yer'in manyetosferi

Yerin manyetik alanı, Güneş'ten gelen ve "Güneş rüzgarı" adı verilen yüklü parçacıklarla (serbest haldeki elektron ve protonlar) sürekli etkileşmektedir. Yer'e yakın bölgelerde Güneş rüzgarını oluşturan bu parçacıkların hızı 450 km/sn yöresindedir ve bu mertebedeki hızlar "sesüstü (supersonic)" hızlar olarak adlandırılır. Yer'in dış manyetik alanı bu

parçacıklar üzerine kuvvet uygulayarak, hareket yönlerini saptırır ve Yer'e ulaşmalarına engel olur. Şekil 2.15 de kesiti görülen ve manyetik alanın parçacık hareketlerinde baskın olduğu, Yer'i saran uzaya "manyetosfer" denir. Sesüstü hızlarla hareket eden güneş rüzgarı, manyetosferin dış kısımlarına ulaştığında, hızını aniden "sesaltı (subsonic)" hızlara indirmek zorunda kalır. Hızların frenlendiği manyetosferin bu dış sınırına "şok dalgası" denmektedir. Yer'in manyetik alanının dışa doğru oluşturduğu basınç etkisinin, Güneş rüzgarının basınç etkisi ile dengelendiği sınıra ise "manyetopause" denmektedir. Güneş rüzgarına ait parçacıkların büyük bir çoğunluğunun hareket doğrultusu manyetopause sınırına kadar olan dış bölgede Yer manyetosferince saptırılır ve Yer'e ulaşması engellenir. Az sayıda parçacık manyetopause sınırını geçerek, iç bölgelere ulaşabilmektedir. Bu parçacıklar genelde manyetik alan tarafından tuzaklanarak Yer etrafında simit biçimli iki iç içe kuşak

boyunca hareket etmeye zorlanırlar. Bu kuşaklara, 1958 yılında keşfeden bilim adamı James Van Allen'in ismi ile "*Van Allen kuşakları*" denmektedir. Yer'e yakın olan iç kuşak, yüzeyden 2000-5000 km arasında yüksekliğe sahiptir ve çoğunlukla yakalanmış protonları içerir. Dış kuşak ise 13000-19000 km yüksekliğe sahiptir ve çoğunlukla yakalanmış elektronlardan oluşmuştur.



Şekil 2.16 Kutup ışınımı çemberi

Manyetosferdeki yüklü parçacık sayısında bazen aşırı birikmeler olabilmektedir. Böyle durumlarda yüklü parçacıklar manyetik alan çizgileri boyunca hareket ederek Yer'in kutup bölgelerindeki atmosfer tabakasına girer ve buradaki atomlarla etkileşerek "*kutup ışınimleri (auroralar)*"nı oluştururlar. Kutup ışınimleri oluştuğu yarı küreye göre "*kuzey ışıkları (Aurora Borealis)*" ve "*güney ışıkları (Aurora Australis)*" olarak adlandırılırlar. Şekil 2.16 da kuzey manyetik kutup civarında oluşan kutup ışınımı çemberinin Explorer 1 uzay aracı tarafından çekilmiş görüntüsü izlenmektedir. Işınım dairesinin çapı 4500 km dir. Kuzey manyetik kutup noktası bu ışınım dairesinin merkezinde yer alır. Şekil 2.17 de Antartika üzerinde oluşan güney ışıklarının uzay mekiği tarafından çekilen görüntüsü verilmiştir. Şekil 2.18 ise Alaska'dan çekilmiş kutup ışınımının görüntüsüdür ve yerden yükseklikleri 100-400 km arasında değişmektedir.



Şekil 2.17 Uzay mekiğinden görüntülenen güney ışıkları



Şekil 2.18 Alaska'dan görüntülenen kuzey ışıkları

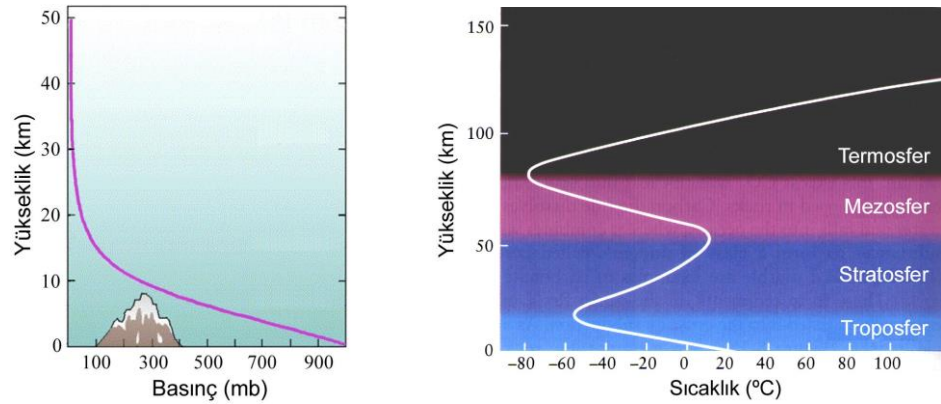
astenosfer katmanına giren karbonatlar eriyerek ayrışır ve açığa çıkan CO₂ aktif volkanlardan atmosfere tekrar geri püskürtülerek bir döngü oluşturulmuş olur. Azot Yer atmosferinde en bol bulunan

Çizelge 2.2 Yer atmosferinin kimyasal bileşimi

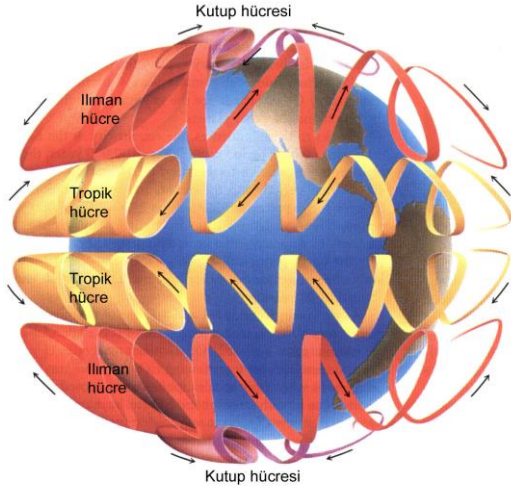
Molekül	Bileşim oranı
Azot (N ₂)	% 78.08
Oksijen (O ₂)	% 20.95
Subuharı (H ₂ O)	% 0.933
Karbondiyoksit (CO ₂)	% 0.035
Diğer gazlar	~ % 0.002

elementtir ve Yer üzerindeki canlı yaşamın sonucu şu andaki bolluğuna ulaşmıştır. Bazı bakteriler “nitrat” adı verilen minerallerden oksijeni çıkarma işlemi sırasında, serbest kalan azot atomlarını atmosfere vermektedir. Atmosferdeki azot dengesi, şimşeklerin azot ve oksijeni birleştirmesi sonucu oluşan NO₂ moleküllerinin okyanuslara geri düşmesi ve tekrar nitratları oluşturması ile sağlanmaktadır.

Atmosferimizin kimyasal bileşimi büyük ölçüde canlı yaşam ile şekillendirilirken, katmanlaşmış yapısı Güneş ışınımı ile kontrol edilmektedir. Bir atmosferin fiziksel yapısı, yükseklikle değişen sıcaklık ve basınç ile ifade edilir. Belli bir yükseklikteki atmosferik basınç, o yükseklikten daha yukarıda kalan havanın ağırlığı ile ilgilidir. Deniz seviyesindeki ortalama atmosfer basıncı 1.01×10^5 N/m² dir ve yükseklik arttıkça basınç değeri Şekil 2.20 de solda görüldüğü gibi düzenli olarak düşmektedir. Buna karşılık atmosferik sıcaklığın yükseklikle değişimi, basınç değişimine göre daha karmaşıktır. Şekil 2.20 de sağda görüldüğü gibi artan yükseklikle hem artan hem de azalan sıcaklık değerleri oluşabilmektedir. Yüzeyle en yakın atmosfer tabakası “Troposfer”dir. Kalınlığı 12 km civarındadır. Bu tabaka sadece güneş ışınları



Şekil 2.20 Yer atmosferinde basınç ve sıcaklığın yükseklikle değişimi



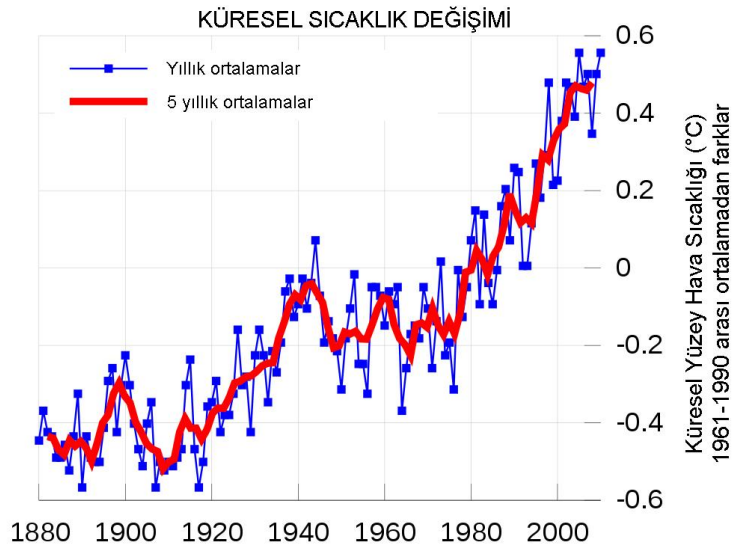
Şekil 2.21 Yer atmosferindeki konvektif hücreler

ile ısıtılır. Dolayısıyla yüzeye yakın bölgeleri daha sıcak, üst kısımları ise daha soğuktur. Bu sıcaklık yapısı gereği konvektif hareketler meydana gelmektedir. Yer’de izlenen tüm hava hareketleri bu konvektif hareketlerin sonucudur. Yer’in eksenine etrafında dönmesi sonucu bu konvektif hareketler, bir dizi “konvektif hücre”lere bölünmektedir. (Şekil 2.21) Bu hücreler içerisinde kalan hava

yatayda doğu-batı, dikeyde ise kuzey-güney doğrultusunda hareketlidir. Bu yapı farklı enlemlerdeki sabit rüzgarların farklı yönlerden esmesini açıklamaktadır. Örneğin kuzey “*ıllman hücresi*”nde sabit rüzgarlar güney batıdan, kuzey doğuya doğru eserken, kuzey “*tropik hücresi*”nde kuzey doğudan, güney batıyı doğru eser. Troposfer’deki oksijen büyük oranda O_2 şeklinde moleküler yapıda bulunur. 12-50 km yükseklikler arasında yer alan “*Stratosfer*”de ise oksijen büyük oranda O_3 şeklinde ozon molekülü yapısındadır. Ozon Güneş’ten ulaşan morötesi ışınımı soğurmada çok etkin bir rol oynar. Bu soğurma sonucu Stratosfer’de artan yükseklikle sıcaklık da artmaktadır. Bu yapı gereği Stratosfer’de konveksiyon hareketleri görülmez. Stratosfer’in üzerinde Mezosfer katmanı yer alır ve 80 km yüksekliğe kadar ulaşır. Bu katmanda çok az miktarda ozon molekülü vardır. Dolayısıyla artan yükseklikle sıcaklık tekrar düşmeye başlar. Mezosfer’in üst sınırında sıcaklık -75 °C’a ulaşır ve bir üst tabaka “*Termosfer*”in sınırına gelinmiş olur. Termosfer’de basınç o derece düşüktür ki, bu derece düşük yoğunluk altında oksijen ve azot artık moleküler yapıda kalamaz ve atomik yapılara ayrışır. Atomik yapıdaki O ve N Güneş’ten gelen en kısa dalga boylu morötesi ışınımı soğurmada çok etkindir. Buna bağlı olarak sıcaklık tekrar yükseklikle artmaya başlar. Termosfer’in 300 km civarındaki üst sınırına erişildiğinde sıcaklık 1000 °C olur. Bu yükseklik yapay uyduların ve uzay mekiklerinin yer etrafında döndükleri yüksekliktir. 1000 °C sıcaklık bu yükseklikteki cisimlerin yanacağı anlamına gelmez.

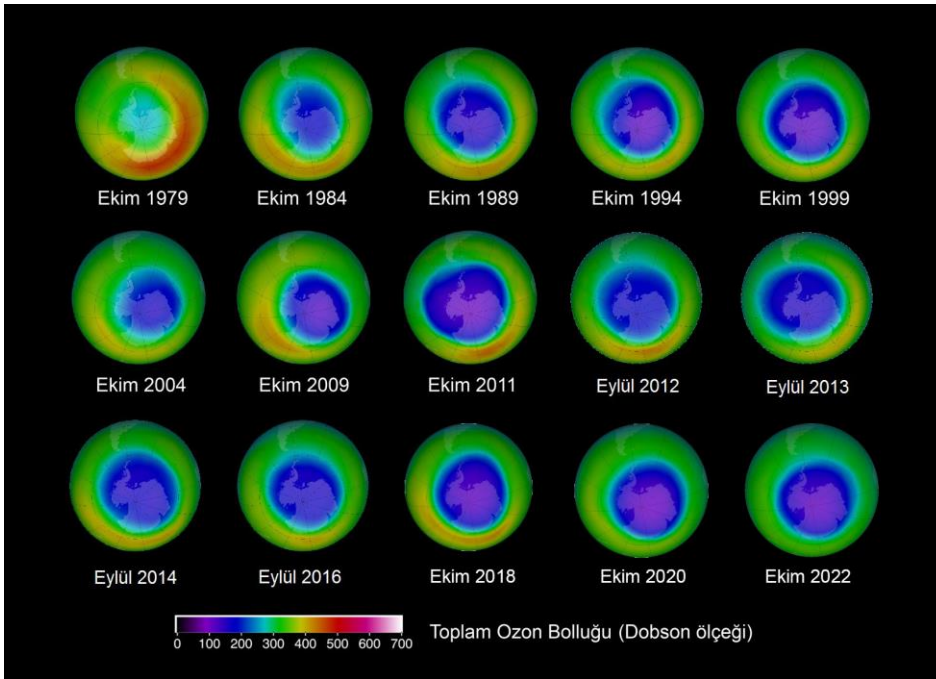
Çünkü bu yükseklikte yoğunluk çok düşüktür ve az sayıdaki gaz atomları yüksek hızlarda hareket etmektedirler. Elde edilen yüksek sıcaklık, gaz atomlarının hareket enerjisinden bulunan sıcaklık değeridir ($(1/2)mv^2=(3/2)kT$). Yer atmosferinin belirgin bir üst sınırı yoktur. Yoğunluğun “gezegenler arası ortam” yoğunluğuna eriştiği yükseklik kabaca sınır kabul edilmektedir.

Doğal süreçlerle atmosferde kurulan sera gazları dengesi ne yazık ki insanlık tarafından bozulmaktadır. Son 300 yıl içerisindeki hızlı nüfus artışı ve beraberinde getirdiği kirlenme özellikle atmosferdeki CO₂ oranındaki hızlı artışa ve sonuç olarak sera etkisinin şiddetlenmesine yol açmıştır. Şekil 2.22 de son 140 yıl içerisinde, 1961-1990 yılları arası ortalama sıcaklıktan olan sapmalar verilmiştir. Buna göre Yer’in ortalama sıcaklığı “küresel ısınma” adı verilen süreçle sürekli olarak artmaktadır. Artışın bu hızla devam etmesi halinde beklenen en olumsuz etki kutup buzlarının eriyerek okyanuslara karışması ve kıtaların kıyısında yer alan yerleşimleri su basmasıdır. İnsanlık yalnızca yere yakın atmosfer yapısının dengesini bozmakla kalmayıp, üst atmosfer katmanlarının da genel bileşimini olumsuz yönde etkilemektedir. Havaya karıştırılan belirli kimyasallar, özellikle CFC (Kloroflorokarbon) gazları, Stratosfer’deki ozon (O₃) dengesini bozmaktadır. Bu katmandaki ozonun, canlılara zararlı moröte Güneş ışınımının yere ulaşmasını engellemek gibi önemli bir görevi



Şekil 2.22 Küresel ısınma süreci

vardır. Şekil 2.23 te de görüldüğü gibi, 1979 dan bu yana Antartika üzerinde bulunan “ozon deliği”nin boyutları hızla büyümektedir. Bu olumsuz etkiyi ortadan kaldırmak amacıyla; ağırlıklı olarak buzdolaplarında, bazı elektronik cihazlarda ve kozmetik sprelerde bulunan CFC gazlarının yerine, ozon tabakasına etkisi olmayan alternatiflerinin kullanılması özendirilmeye başlanmıştır. Ozon deliğinin doğal süreçlerle kapanması, tüm olumsuz etkilerin yok olması halinde ancak birkaç 10 yılda gerçekleşebilecektir.



Şekil 2.23 Antartika üzerindeki ozon deliğinin boyutlarındaki değişim