

Radyoaktif İzotoplar:

Radyoaktivite Yasası

Rutherford ve Soddy (1902) tarafından keşfedilen radyoaktivite yasası, bir radyonüklid bozunma hızının herhangi bir zamanda bu çekirdekten arta kalan atom sayısına orantılı olduğu ifadesine dayanır. N atomlardan arta kalan atom sayısı ise:

$$-\frac{dN}{dt} = \lambda N$$

Burada λ : *bozunma sabiti* olarak bilinen orantılılık sabitidir ve eksi işaret bozunma hızının zamanla azaldığını gösterir. Gerekli integraller alındığında:

$$\ln N = -\lambda t + C$$

Burada \ln e tabanına göre logaritma ve C ise integral sabitidir. $t = 0$ olursa $C = \ln N_0$ olur (N_0 : $t = 0$ 'da radyoaktif atomların sayısıdır). Bu nedenle, denklemin integralinin alınmasıyla:

$$\ln N = -\lambda t + \ln N_0$$

$$\ln \left(\frac{N}{N_0} \right) = -\lambda t$$

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Yarılanma ömrünü ($T_{1/2}$) belirli sayıdaki radyoaktif atomların yarısının bozunması için gerekli zaman olarak tanımlamak uygun olacaktır. Bundan dolayı, $t = T_{1/2}$ ise, $N = N_0/2$ 'dir. Bu da:

$$\frac{N_0}{2} = N_0 e^{-\lambda T_{1/2}}$$

$$\ln 1 - \ln 2 = -\lambda T_{1/2}$$

$$\ln 2 = \lambda T_{1/2}$$

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

Her radyonüklidin deneysel olarak belirlenmesi gereken karakteristik bir bozunma sabiti vardır. Bu da, belirli zaman aralıklarında radyonüklidin bozunma hızının ölçülmesi ve elde edilen sonuçların *bozunma eğrisi* olarak çizilmesi ile bulunur. Denklem 16.5'e göre parçalanma hızı (A) λN 'ye eşittir. Bu nedenle, radyoaktivite yasası şu şekilde yeniden ifade edilebilir:

$$\lambda N = \lambda N_0 e^{-\lambda t}$$

$A = \lambda N$ olduğundan:

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

e tabanına göre logaritma alınır:

$$\ln A = \ln A_0 - \lambda t$$

Bu denklem $\ln A_0$ 'ın düşey koordinatı kestiği ve $-\lambda$ 'nın da eğim olduğu düz bir doğru denklemdir. Böylece, bir radyonüklidin bozunma sabiti, bilinen zaman aralıklarında parçalanma hızının ölçülmesinden elde edilen düz bir doğrunun eğiminden bulunabilir. Bozunma eğrisi arta kalan radyonüklid sayısının (N) yarılanma ömür katlarına karşı gelecek şekilde de çizilebilir. Bozunma eğrisinin her iki türü de şekilde gösterilmiştir.

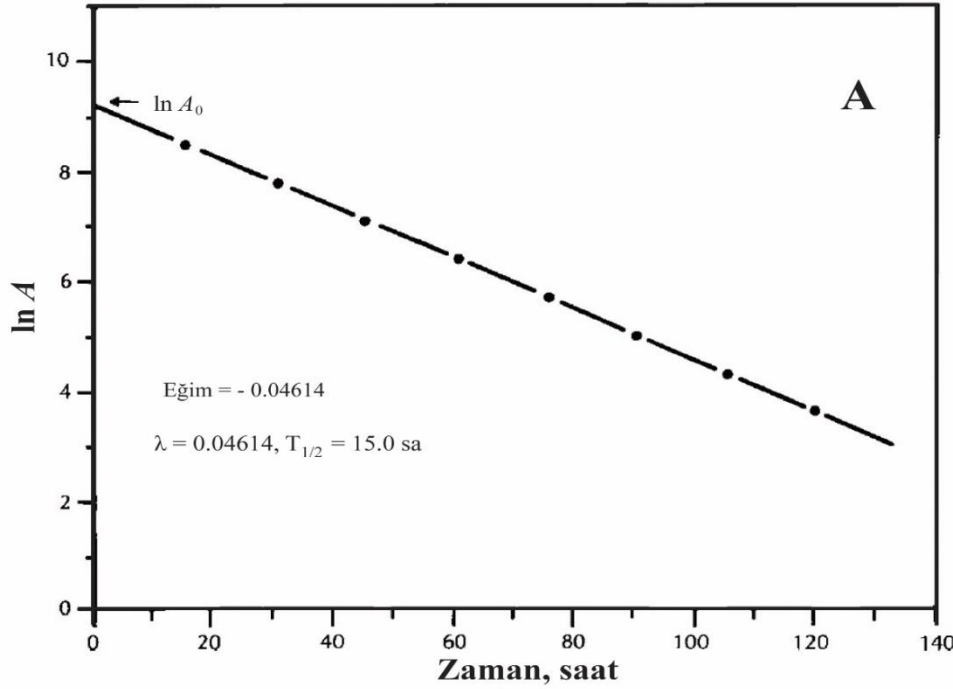
Bir radyonüklidin bozunması duraylı bir yavru çekirdek ortaya çıkarırsa, herhangi bir zamanda biriken radyojenik yavru çekirdeklerin (D^*) sayısı bozunan ebeveyn çekirdeklerin sayısına eşit olur. Bu nedenle:

$$D^* = N_0 - N$$

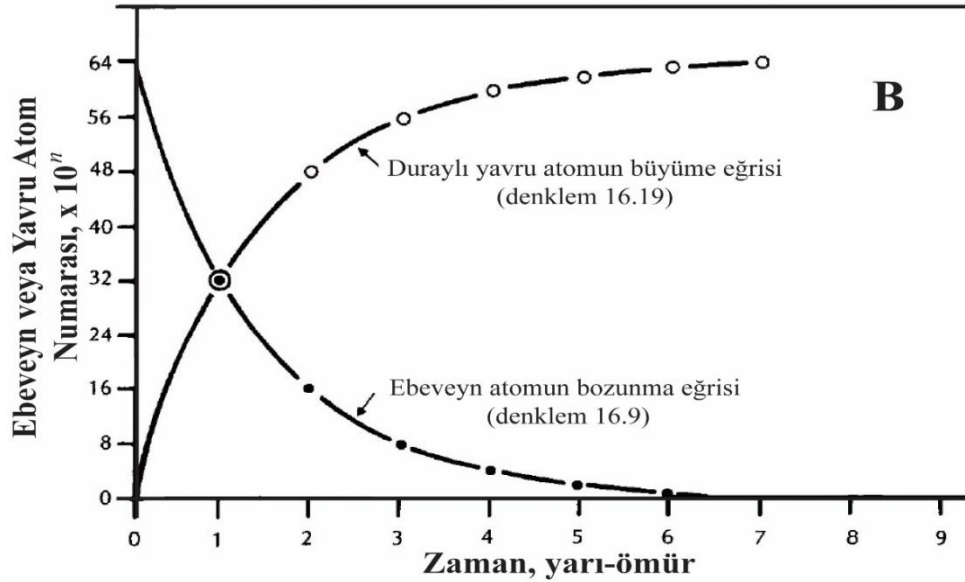
Burada N_0 $t = 0$ 'da ebeveyn atomların sayısı ve N herhangi bir t zamanda arta kalan ebeveyn atomların sayısıdır. Böylece:

$$D^* = N_0 - N_0 e^{-\lambda t}$$

$$D^* = N_0(1 - e^{-\lambda t})$$



A. A 'nın parçalanma hızı ve zaman (t) saat olarak ölçüldüğü denkleme göre \ln -normal koordinatlarında bir radyonüklidin bozunması. Eğimin sayısal değeri yarılanma ömrünün ($T_{1/2}$) denklem 16.13'den hesaplandığı bozunma sabitine (λ) eşittir. **B.** Br radyonüklidin bozunma eğrisi ve duraylı yavrusunun büyüme eğrisi zaman yarılanma ömrünün katları şeklinde gösterilmiştir. Her iki eğri yarılanma ömrü tanımı kullanılarak oluşturulabilir. Ebeveyn izotop sayısı genellikle n yarıömür geçtikten sonra 2^{-n} faktörü kadar azalmıştır.



Bu denklem radyojenik yavruların sayısı ile geçen süre ve t 'nin sıfır olduğu zamanda başlangıçta mevcut olan ebeveyn atom sayısını ilişkilendiren Şekil 16.3B'deki büyüme eğrisidir. Ebeveynin bozunma eğrisi ile duraylı yavrunun büyüme eğrisi birbirini tamamlayıcıdır. Bu durum, ebeveyn ve yavruların sayılarının *sadece* bozunma sonucu değiştiği ve ebeveyn ve yavru atomların başka bir hiçbir süreç ile kazanılmadığı ve kaybedilmediği varsayımına dayanmaktadır.

Radyojenik yavru ve arta kalan ebeveyn atomlar arasındaki ilişki N_0 'ın düzenlenmesinden elde edilebilir:

$$N_0 = N e^{\lambda t}$$

$$D^* = N e^{\lambda t} - N$$

$$D^* = N (e^{\lambda t} - 1)$$

Bu denklem her ikisi de ölçülebilir büyüklük olan radyojenik yavru atomları sayısını (D^*) ebeveyn atom sayısı (N) ile ilişkilendirdiğinden, denklem 16.19'a göre daha faydalıdır. Bu nedenle, son yazılan denklem doğal olarak oluşan uzun ömürlü bir radyonüklid içeren bir mineral veya kayacın yaşını belirlemek için kullanılan jeokronometre denklemidir. Birim ağırlıktaki mineral veya kayac için radyojenik yavruların (D) toplam sayısı:

$$D = D_0 + D^*$$

Burada D_0 : oluşumu sırasında birim ağırlıktaki mineral veya kayaca giren yavruların sayısı, D^* ise aynı birim ağırlıktaki mineral veya kayadaki ebeveynin bozunması ile oluşan radyojenik yavruların sayısıdır. Yavru atomların sayısının eksiksiz tanımı şu şekildedir:

$$= D_0 + N (e^{\lambda t} - 1)$$

D ve N mineral veya kayacın birim ağırlığındaki atom sayısı olarak ifade edilen ölçülebilir büyüklüklerdir. D_0 başlangıçta var olan yavruların sayısı, t ise mineral veya kayacın oluşumundan bu yana geçen süredir. Bir başka deyişle, D ve N 'nin sadece ebeveynin radyojenik yavruya (D^*) bozunmasıyla değişmesi durumunda t mineral ve kayacın yaşıdır.

Bir kayaç veya minerali denklem 16.24'e göre yaşlandırmak için, ebeveyn ve yavru elementlerin konsantrasyonları, ağırlıkları mol sayılarına dönüştürülerek ve Avogadro sayısı ve uygun izotopların bollukları kullanılarak bu izotopların atomları şeklinden yeniden hesaplanmalıdır. Ancak, denklemi t için çözmek için, bozunma sabiti λ ve D_0 değeri bilinmelidir. Radyonüklidlerin bozunma sabitleri ölçülmüştür ve bunların çoğuna yönelik kesin değerler mevcuttur. Ancak D_0 değerini nasıl belirleyebiliriz?

Başlangıçta var olan yavru atomların sayısı iki yolla belirlenebilir. En basit yöntem, büyüklüğü belirli bir bozunma şemasına ve şartlara bağlı olan bir değer varsaymaktır. Örneğin, K-Ar yaşlandırma yönteminde Ar bir asal gaz olması nedeniyle magmadan kristalleşen K içeren minerallere girmesi olası olmadığından, $D_0 = 0$ varsayılabilir. Rb-Sr yönteminde Sr'un mantodan kaynaklandığı ve okyanus ortası sırtı bazaltlara (MORB) benzer bir Sr izotop bileşimine sahip olduğunu varsayarak D_0 için bir değer seçilebilir. Bu varsayımdan ortaya çıkan hata denklemdeki $N(e^{\lambda t} - 1)$ teriminin büyüklüğüne bağlıdır. Eğer bu terim D_0 'dan çok büyükse, hesaplanan yaş D_0 'ın ne şekilde seçildiğine duyarlı değildir. Bu nedenle, bir kural olarak, muskovit veya biyotit gibi Rb'ca zengin yaşlı mineraller varsayılan bir D_0 değerine bağlı olarak güvenilir bir şekilde yaşlandırılabilir.

Bu tercihli prosedür aynı kaya gövdesinden toplanmış çok sayıda örneğin analizine dayanmaktadır. Öyle ki, tüm örnekler aynı yaş (t) ve aynı ilksel yavru içeriğine (D_0) sahiptirler. Bu tür örnek seti için D_0 ve t sabitler olup, denklem koordinatları D ve N olan düz bir doğrudan ibarettir. Yaşları aynı olan (t) ve yavru çekirdeğin başlangıç bolluğu (D_0) aynı olan kayaç veya mineralleri temsil eden tüm noktaların geometrik yerine karşılık geldiğinden, bu düz doğru *izokron* olarak adlandırılır. İzokronun eğimi ve kesim noktası en azından üç adet eş yaşlı örneğe ait analitik veriler kullanılarak en küçük kareler yönteminden belirlenir. İzokronun eğimi (m) eş yaşlı örneklerin ortak yaşı ile ilişkilidir:

$$m = e^{\lambda t} - 1$$

Yaş (t) ise:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (m + 1)$$

Bu şekilde hesaplanan yaş, hesaplamının dayandığı varsayımların yerine getirilmesi koşuluyla kayaçların yaşını yansıtır:

- Birim ağırlıktaki mineral veya kayacın yavru ve ebeveyn atomları sayısı sadece ebeveynin yavruya bozunması ile değişir.
- Ebeveyn elementin izotopik bileşimi mineralin oluşumu sırasında izotopların bölümlenmesi ile değişmez.
- Ebeveynin bozunma sabiti kesin olarak bilinmektedir.
- İzokron bir karışım doğrusu değildir.
- Analitik veriler doğrudur.

Jeokronolojide kullanılan zaman birimleri yıl (y), bin yıl (ky), milyon yıl (My) veya milyar yıldır (Myry). Bu varsayımlarla tanımlanan ideal durumda izokron tekniği örneklerin sadece yaşını değil, oluşumları sırasında yavru izotopun bolluğunu da (D_0) belirtir. Bu değer, yavru elementin günümüzde içinde bulunduğu kayaçlara katılmadan önceki tarihçesine yönelik bilgi içerdiğinden dolayı büyük öneme sahiptir (Dickin, 1995).