

Yeşim İSLAMOĞLU *, Güler TANER **

* Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüdları Dairesi, Ankara

** Ankara Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop kronostratigrafisi, yöntem ve yorumları

⁸⁷Sr, genellikle ⁸⁷Rb'un β ışınıyla bozunmasından türemiş radyojenik bir izotopdur. Kayaların karbonat kısımlarında daha zengin olarak bulunur ve ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr olarak ifade edilir. Bu izotop oranından faydalanılarak ve elde edilmiş denklemleri kullanarak kronostratigrafik yorumlara gidilebilmektedir. Analiz yapılacak örneklerin seçimi sırasında, bunların diyajenez veya alterasyon geçirip geçirmediği veya ortamı etkileyen diğer faktörlerin ne olduğu iyi bilinmeli ve araştırılmalıdır. Sr kronostratigrafisi daha ziyade diğer verilerle desteklenmeye ve korelasyona ihtiyaç duyan bir yöntemdir. Denizel veya karışık ortamlar için farklı denklemler ve grafikler kullanılmaktadır.

Giriş

Son yıllarda stratigrafik, paleoekolojik ve paleoortamsal çalışmalar sırasında izotop yöntemlerine başvuru giderek artmaktadır. Özellikle kronostratigrafik çalışmalarda klasik yöntemlerin yanısıra yeni yöntemler denenmekte ve bu yöntemlerin geçerliliği ispatlanmaya çalışılmaktadır. Bunlardan birisi de özellikle biyojenik kalsiyum karbonatlar üzerinde gerçekleştirilen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop ölçümlerinden yola çıkılarak yapılan çalışmalardır. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop kronostratigrafisi tek başına yaş veren bir metod olarak düşünülmemelidir. Mutlaka diğer jeolojik verilerle desteklenmeli ve korelasyon yapılarak kullanılmalıdır. Herne kadar ülkemizde bu konuyla ilgili çalışmalar laboratuvar imkanlarının yetersizliği nedeniyle yapılamıyorsa da, bu çalışmada konunun önemine, yöntemine ve konuyla ilgili yapılmış çalışmalara dair örneklere değinilerek, ilgili araştırmacılara kaynak gösterilmesi amaçlanmıştır.

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop denklemi ve jeokronolojide uygulanması

İzotoplar bir elementin proton sayısı aynı, nötron sayısı farklı atomlarıdır. Başka bir deyişle izotoplar bir elementin atom numarası aynı, atomik kütlesi farklı atomlarıdır. Radyoaktif izotoplar (Duraysız izotoplar) radyoaktif bozunma (α, γ, β ışınları gibi) yoluyla başka bir elemente dönüşürse bunlara da

radyojenik izotoplar adı verilir. Jeolojide gerek radyoaktif, gerekse radyojenik izotopların miktarları radyojenik bir elementin duraylı izotopuna oranlanarak ifade edilir. Çünkü kütle spektrometlerinde izotopların mutlak değerlerinden çok oranlarının okunması alınabilmektedir (Çağatay ve diğ., 1993).

⁸⁷Sr genellikle ⁸⁷Rb'un β ışınıyla bozunmasından türemiş radyojenik bir izotopdur. Radyoaktif ⁸⁷Sr kayaların karbonat kısımlarında zengin olmakla birlikte karbonat olmayan bölümlerinde de bulunmaktadır (Veizer, 1983). Bu bozunma denklemi şu şekilde ifade edilebilir (Çağatay ve diğ., 1993):

Bozunma denklemi	Bozunma sabiti(λ) (1/yıl)	Yarı ömür (yıl)	Referans izotop
⁸⁷ Rb → ⁸⁷ Sr + β	1.42.10-11	48.8.109	⁸⁶ Sr

⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop oranının basit olarak jeokronolojide uygulanması şu denklemle olur:

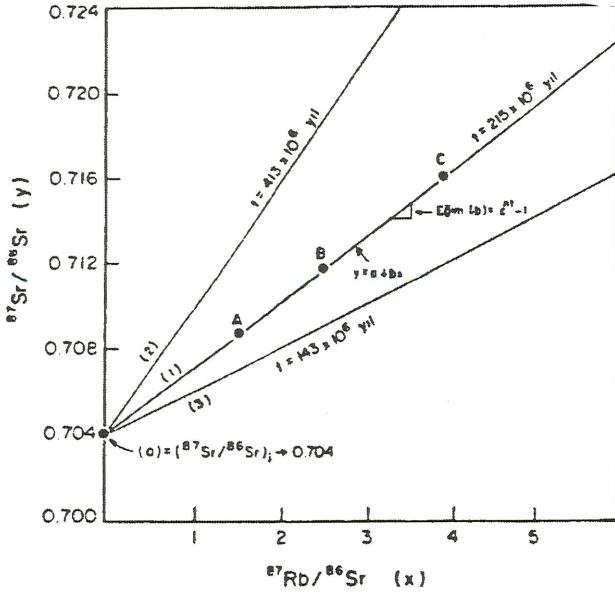
$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i + (e^{\lambda t} - 1) (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$$

Bu denklem görüldüğü üzere $y = a + bx$ şeklinde ifade edilebilen bir doğru denklemdir. "a" parametresi, sistemin radyoaktif bozunma başlamadan önceki ilksel izotop bileşimidir. "y" ve "x" ise sistemin güncel izotop bileşimidir. Bu da jeolojik malzemeler üzerindeki ölçümlerden elde edilir. "λ" bozunma sabiti, "t" ise radyoaktif bozunmanın başlamasından itibaren geçen süredir. Eş kökenli ve eş yaşlı oldukları diğer jeolojik veriler ile belirlenen iki ya da daha çok sayıdaki kayaç, mineral veya kavkı üzerinde ölçülen (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) izotop oranları, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr izotop oranlarına karşı çizildiğinde elde edilecek noktalardan geçen izokron doğrusunun "y" eksenini kestiği nokta (a) kayacın oluştuğu zamanki ilksel izotop bileşimidir (Çağatay ve diğ., 1993; Şekil 1).

Doğrunun eğimi ($e^{\lambda t} - 1$)'dir. Dolayısıyla sözkonusu doğrunun eğiminden kayacın/kavkının oluşum yaşı (t) hesaplanabilir:

$$t = 1/\lambda(^{87}\text{Rb}) \ln ((^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) + 1)$$

Burada "λ" sabiti atom çekirdeğinin bir özelliği olup, jeolojik zamanlar boyunca sıcaklık, basınç, kimyasal bileşim gibi parametrelerden etkilenmediği varsayılmıştır (Çağatay ve

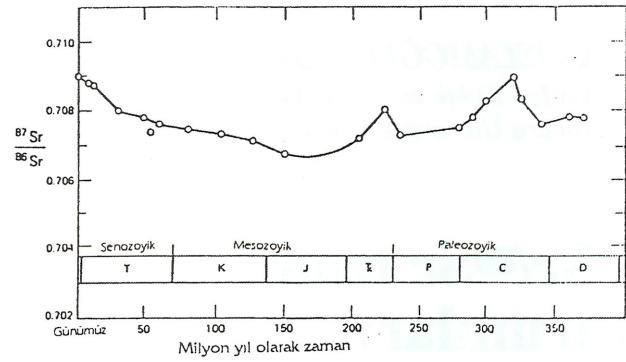


Şekil 1. Rb-Sr izokronları. A, B, C noktaları aynı magmatik kütlelden alınan 3 ayrı kayaç örneğinin izotop bileşimini göstermektedir. (1) no'lu izokronun "y" eksenini kestiği nokta (0.704) ilksel izotop bileşimini, doğrunun eğimi ise 215 milyon yıl yaşını vermektedir. Aynı ilksel izotop bileşimine sahip daha yaşlı kayaçlar için izokronun eğimi daha büyük (2) no'lu izokron, daha genç kayaçlar için ise eğimi daha küçük (3 no'lu izokron) olacaktır (Çağatay ve diğ., 1993).

diğ., 1993). Örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ve $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarının belirlenmesi ve izokron diyagramları üzerinde planın çizilmesi sırasında veri noktalarını en iyi gösteren hattın çizilmesi problemi ortaya çıkar. Veri noktalarının düz bir hat şeklinde çizilmesi hiçbir zaman olanaklı olmamıştır. Bir takım analitik hatalar söz konusu olabilir. Analitik hatanın anlamı ölçülmüş bir değerin onun gerçek değerinden sapmasıdır. Çizilen izokronlarda böyle hatalar mümkün olduğunca elimine edilmelidir. Buna göre de en basit yöntem, grafik kağıdı üzerinde gözle en iyi hattı seçerek çizmektir (Faure, 1977).

Okyanuslardaki stronsiyumun kökeni ve karbonatların önemi

Okyanuslardaki stronsiyumun izotopik bileşimi her yerde aynı olarak görülür ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu = 0.709 olarak ifade edilmektedir. Bu değer stronsiyumun aşağıdaki kaynaklardan çıkan 3 izotopik varyetesinin karışımıyla kontrol edilmektedir: 1) Genç volkanik kayalar = 0.704 ± 0.002 , 2) Kıtasal kabuktaki eski sialik kayalar = 0.720 ± 0.005 , 3) Fanerozoik yaşlı denizel karbonat kayalar = 0.708 ± 0.001 (Faure, 1977). Okyanuslara giren stronsiyumun büyük bir kısmı denizel karbonatların diyajenezi ile veya kimyasal günlenme tarafından denetlenmektedir. Böylece, okyanuslardaki stronsiyumun izotopik bileşimi ne kıtasal kabuğun Sr oranını ne de okyanuslardaki stronsiyumun izotopik bileşimi ne kıtasal kabuğun Sr oranını ne de okyanuslarda depolanan detritik sedimanın izotopik bi-

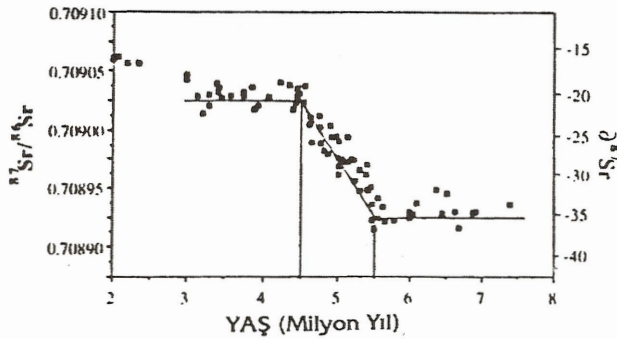


Şekil 2. Fossil kavkılarında faydalanarak Fanerozoik zaman süresince okyanuslardaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranındaki sistematik varyasyonu gösteren şekil (Peterman ve diğ., 1970).

leşimini temsil etmez. Okyanuslardaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı kayaların çeşitlerindeki değişikliğe bağlı olarak jeolojik zamanlar süresince değişmiştir (Faure, 1977). Peterman ve diğ. (1970) Fanerozoik çağlardaki fossil kavkılarında $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarının değişiklik gösterdiğini belirtmişlerdir. Buldukları sonuçlardaki genel geçerlilik daha sonraki araştırmacılar tarafından da kabul görmüştür (Şekil 2).

Şekil 2 incelenecek olursa, Paleozoik'in sonlarında ortalama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı 0.078 olup, düşüş göstermiş ve Erken Jura devrinde oldukça düşük bir değer olan 0.70675'e varmıştır. Erken Kretase'nin başlangıcında bu oran 0.7090 olarak bulunmuş ve yeniden yükselmiştir. Benzer olarak Hodell ve diğ. (1989) ise Geç Neojen'deki (9-2 milyon yıl) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarının değişkenliğini araştırmışlardır. Genel eğilim herne kadar bu oranın Geç Neojen süresince arttığı yönünde olsa da zaman zaman hızlı veya yavaş gelişen varyasyonlar da mevcuttur. Deniz suyundaki bu geçici varyasyonlar denizel sekansların korelasyonu için stratigrafik bir anahtardır ve aynı zamanda stronsiyumun okyanuslardaki jeokimyasal çevrimi hakkında da bilgi verir. Hodell ve diğ. (1989), $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarından eğriler üretmişlerdir (Şekil 3). Çalışmalarını Deep Sea Drilling Projesi kapsamında Caribbean, G. Atlantik ve GD. Pasifik'teki lokalitelerden elde edilmiş planktonik foraminiferaller üzerinde gerçekleştirmişlerdir.

Stronsiyumun okyanuslarda kalma süresinin (Residence time) uzun olması sebebiyle stronsiyumun izotopik bileşimindeki değişikliklerin milyonlarca yıl boyunca yavaş bir şekilde geliştiği tahmin edilmektedir. Yine de kısa periyotlarda da zaman zaman değişiklikler görülmüştür. Şekil 3'den görüldüğü üzere 9-5.5 Ma arası $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri yaklaşık sabit olup, 0.708925'tir. 5.5-4.5 Ma arasında ise bu değer 1.104 oranında artış göstermiştir. 4.5-2.5 Ma arasında ise ortalama 0.709025 değerine ulaşmıştır. Kısa periyotlarda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranındaki bu ani artışların, okyanuslara Sr girişinin artışı ile doğru orantılı olduğu söylenebilir. Daha önce de değinildi-



Şekil 3. Burada yaklaşık 3 çizgisel hat görülmektedir. 8-5.5 milyon yıl arasında ortalama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı sıfıra yakın eğimle 0.709025'dir. 5.5.'dan 2.5 milyon yıla kadar her milyon yıl için 1.10^{-4} oranında eğim artışı söz konusudur. 4.5.-2.5 milyon yıl arasında ise eğim tekrar sıfıra yakındır ve ortalama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değeri 0.709025'dir (Hodell ve diğ., 1989).

ği gibi okyanuslara stronsiyum girişi başlıca nehirler vasıtasıyla, hidrotermal çözeltilerle, karbonat çözülmesi, kıtaların kimyasal günlenmesi vb. gibi jeokimyasal proseslerle gerçekleşmektedir.

Okyanusta biriken sedimanlardaki stronsiyumun izotopik bileşimi ve konsantrasyonu başlıca iki bileşenin varlığıyla kontrol edilir: 1) Otiyenik bileşenler (karbonat, silikat, sülfat ve sülfid), 2) Allojenik bileşenler (okyanuslara detritik parçalar olarak geçen ve çeşitli otiyenik mineraller olarak çökelen). Allojenik mineral partiküllerinin içerdiği stronsiyumun izotopik bileşimi onların yaşlarına ve Rb/Sr oranlarına bağlıdır. Okyanustaki otiyenik bileşenler arasında karbonatlar en bol olan ve sedimandaki stronsiyumun büyük bir bölümünü kapsayan gruptur. Silikatlar, oksitler ve sülfatlar bazı tip sedimanlarda önemli oranlarda olabilirler; fakat genelde az miktarda stronsiyum içerirler. Otiyenik bileşenlerde karbonat fraksiyonu kalsit ve aragonit biçiminde çökelmiş materyal olduğu gibi, biyojenik iskeletsel kalsiyum karbonatlar şeklinde de olabilir. Bu yüzden $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop çalışmalarında karbonatların büyük bir yeri vardır (Kaufman ve diğ., 1993).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu ile yaş tahminin önemi

Bir denizel karbonatın Sr-izotopik bileşimi direkt olarak ilksel kronometrik bilgiyi vermez. Buna karşın bu teknik bağımsız olarak tarihlendirilmiş denizel stratigrafik sekanslarla korelasyon için uygundur. Bir örneğin yaşını tanımlayan prosedürde, onun $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranının ölçümüyle bağımsız olarak tarihlendirilmiş bir $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopundan elde edilmiş deniz suyu eğrisi karşılaştırılmalıdır. Yaş belirlemelerinin doğruluğu şunlara bağlıdır: 1)İlgilenilen zaman periyodu boyunca $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranındaki değişikliği izleyebilmeye, 2)İzotopik ölçümlerin kesinliğine, 3)Hem zaman hem de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopundan elde edilen kalibrasyon eğrisinin doğruluğuna bağlıdır (Kaufman, 1993).

Sr-izotoplarının kronostratigrafik kullanımı esnasında tahminsel yaklaşımlar doğaldır. Çünkü okyanuslardaki stronsiyumun kalış zamanı (residence time = 4.10^6 yıl), okyanusların karışım zamanıyla karşılaştırıldığında (yaklaşık 103 yıl) uzundur (Broecker ve Peng, 1982). Deniz suyunun stronsiyum izotop bileşimi herhangi bir zamanda dünya ölçeğinde homojen ve sabittir (Hodell ve diğ., 1989; Kaufman ve diğ., 1993). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu ile yaş tahminleri, yaş verebilecek mikrofosillerin bulunmadığı veya volkanik kül tabakalarının olmadığı zamanlarda çoğunlukla en iyi jeokronolojik veridir. Denizel stronsiyumun belirli izotopik homojenliği sebebiyle, sedimanter veya biyojenik karbonatlardaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları ile ölçüt olarak kullanılarak denizel ve denizel olmayan ortamlar arasında bir ayırım yapılabilir (Faure, 1977). Örneğin Faure ve Baurett (1973)'in bir çalışmasında Transantartik dağlarının Beacon süper grubundaki Devoniyen-Geç Triyas yaşlı denizel olmayan kayalar, onunla eş zamanlı olan ve denizel orijinli olan kayalarla karşılaştırılmıştır. Burada denizel olmayanların oldukça belirgin bir şekilde radyojenik stronsiyum açısından zengin olduğu anlaşılmıştır. Bu ölçüt herhangi bir yerde uygulanabilir ve denizel olmayan karbonat sekanslarındaki çalışmalar için faydalı olabilir. Yine Sr-Kronostratigrafi çalışmaları denizel karbonat ortamlarından sığ su (shallow water), yakın kıyı (near shore), deniz kenarı (marginal marine) veya akarsu (fluvial) ortamlarında veya hatta bu gibi ortamların birarada olduğu durumlarda da kullanılabilir. Özellikle yakın kıyı/deniz kenarı ortamlarındaki karbonatlar denizel olmayan detritiklerle kirlenme için büyük bir potansiyeldir. Detritikler içindeki partiküllerdeki Sr-izotop bileşimi, o lokalitelerdeki deniz suyunun Sr-izotop bileşimini etkileyebilir. Yine bu bölgelerde denizel regresyon dönemlerinde yarı kurak ortamlar oluşabilir. Bu aralıklar boyunca karbonatların Sr izotop bileşimleri yeraltı suyundaki stronsiyum ile etkilenebilir. Böyle değişiklikler sonucu ortamda deniz suyundakinden oldukça farklı bir Sr izotop bileşimi gelişecektir (Kaufman ve diğ., 1993). Deniz kenarı ortamlarına bir akarsu etkisi söz konusu olduğunda ise, ilk önce ortamdaki canlıların, örneğin mollusklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları etkilenecektir (Bryant ve diğ., 1995). Bu şekilde Sr-kronostratigrafisi yorumları için farklı yöntemler kullanılmaktadır. Genellikle denizel ortamlar için doğru denklemleri uygulanırken, karışık ortamlar için iki bileşenli denklemler ve hiperbolik eğriler kullanılmaktadır (Faure, 1977 ve Bryant ve diğ., 1995).

Biyojenik iskeletsel kalsiyum karbonatlardaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı ile yapılan kronostratigrafik çalışmalar

Çeşitli araştırmacılar tarafından şimdiye kadar nannoplanktonlar, planktonik foraminiferler, omurgalılar ve omurgasızlar (özellikle molluskler) gibi yapılarında CaCO_3 bulunan organizmalar üzerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçümleri yapılmış ve

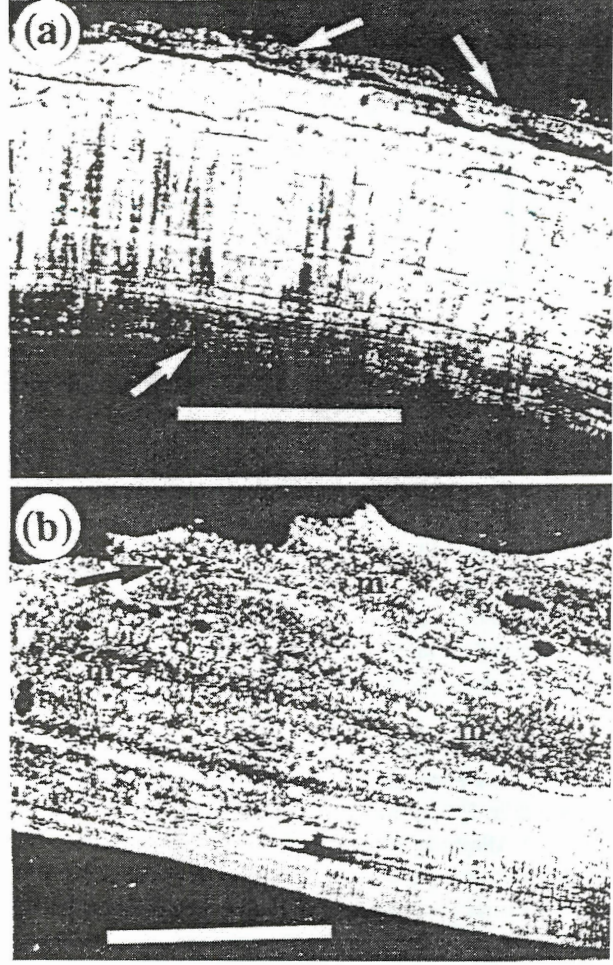
çeşitli kronostratigrafik yorumlara gidilmiştir. Burada yapılan çalışmalardan birkaçı konuyu açıklayıcı olması bakımından örnek olarak seçilmiştir. Örneklere geçmeden önce $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop kronostratigrafi çalışmalarının amacı ve laboratuvar tekniğine kısaca değinilecektir.

Uygun örnek seçimi

Biyolojik materyalin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ metoduyla tarihlendirilmesi, uygun örneklerin seçimiyle başlar. Analiz için seçilen bireylerin aynı zamanda oluşmuş olmalarına yani aynı horizontan alınmış olmalarına dikkat edilmelidir. Böylelikle bu örnekler kuramsal olarak aynı ilksel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranına sahiptirler (Faure, 1977). Bu tip bir çalışma için en ideal örnekler mollusklerdir ve bir çok çalışmada yaygın olarak kullanılmışlardır (Webb ve diğ., 1989; Jones ve diğ., 1991; Bryant ve diğ., 1992; Bryant ve diğ., 1995 ve Kaufman ve diğ., 1993). Bir mollusk kavkısındaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı mevsimsel değişikliklere karşı hassastır (Bryant ve diğ., 1995). Analiz için uygun örneklerin seçimi sırasında, bunların diyajenez veya alterasyon izini taşımadıklarına emin olmak gerekir. Örneğin Kaufman ve diğ. (1993) çalışmaları sırasında örnek seçiminin önemini vurgulamışlar ve analiz ettikleri Pliyosen-Pleistosen yaşlı mollusk kavkılarını önce petrografik olarak incelemişlerdir. Buna göre ince kesitlerde alterasyon derecesi kabuktan kabuğa değişmektedir (Şekil 4). İlksel durumlarını koruyamamış kavkılarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarının, eş yaşlı diğerlerinden belirgin bir biçimde farklı olduğu ortaya çıkmıştır. Bu da, uygun örnek seçilmemesi durumunda sonuçların hatalı yorumlara götüreceğini kanıtlamaktadır.

Kaufman ve diğ. (1993), diyajenezin ilk sinyallerini en genç kavkılarda (Geç Pleistosen) bulmuşlardır. Diyajenezin daha ileri safhalarını gösteren kavkılardaki mikrit oranı yüksektir ve orijinal mikroyapılarına ait detaylar belirsizdir. İncelenen mikroyapısı bozulmamış kavkılar aragonit bileşimli olup, *Hiatella arctica*, *Astarte* ve *Mya*'ya aittir. Araştırmacılar, diyajenezin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı üzerindeki etkisini daha iyi gözlemleyebilmek için, böyle bir kavkının kalınlığı boyunca dıştan içe doğru delmişler; çıkan karot üzerinde 5 ayrı noktada izotop değerlerini ölçmüşlerdir (Şekil 5).

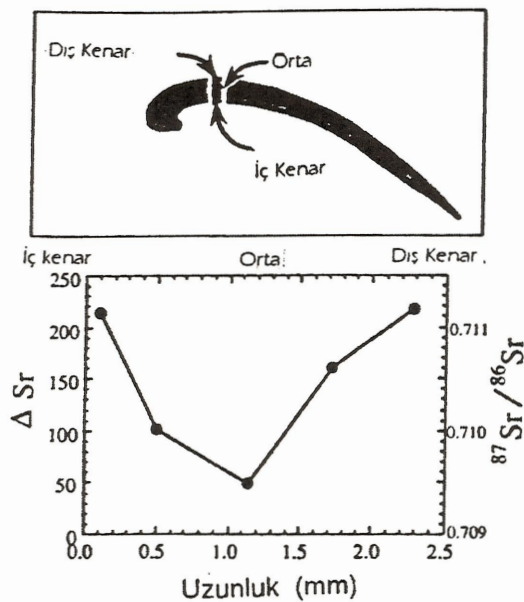
Buna göre kabuk kenarlarına doğru $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı sistematik olarak artış göstermektedir. Bu sonuç, kabuk büyümesinden sonra kavkının dış kısmından iç kısmına doğru yüksek $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranıyla diyajenezin etkisini göstermektedir. Kaufman ve diğ. (1993), bazı kavkılarda beklenenden daha yüksek izotop oranlarının, diyajenez etkisi ve depolanma sonrası alterasyonu temsil ettiği düşüncesine ulaşmışlardır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ kronostratigrafi tekniklerin başarılı bir şekilde uygulanması için bu tip değişikliklerden etkilenmemiş kavkılarının seçilmesi gerekmektedir (Webb ve diğ., 1989; Kaufman ve diğ., 1993).



Şekil 4. a) İlksel, b) Altere olmuş fosil mollusk kavkısının çapraz nikol-deki ince kesit fotoğrafı. İlksel bileşimini koruyabilmiş kavkıda prizmatik mikroyapı iyi görülmektedir. Bunlar kavkı kenarına diktir. Büyüme çizgileri ise kavkı kenarlarına paralel yönlenmiştir. Altere olmuş kavkıda ise (b) kavkı delikleri ve çatlaklar içermektedir. Buralar genellikle karbonat çimentosu tarafından doldurulmuştur (siyah oklarla gösterilen). Prizmatik mikroyapının yerini nadir olarak gözlenen ve yönlenmiş mikrokristaller almıştır. Ölçek bar = 1 mm'dir (Kaufman ve diğ., 1993).

Örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analizi için hazırlanması

Mollusk kavkıları $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analizi için hazırlanırken yukarıda belirtildiği şekilde uygun örnekler seçildikten sonra, kavkılarının dış tabakası öğütme ile ayrılmalı ve analiz için sadece iç kısım kullanılmalıdır. Bundan sonra iç kısım pudra şeklinde öğütülür. Distile suyla yıkandıktan sonra seyreltilmiş hidroklorik asit içerisinde çözülür. Genellikle 1-2 mg büyüklükteki parçalar analiz için yeterlidir. Bundan sonra solüsyonda iyon alışverişiyle stronsiyum ayrı bir yerde toplanır. En son işlemden örnekler kütle spektrometrelerinde ölçülecek



Şekil 5. Bir mollusk kavkısından delinerek alınan örnek üzerinde 5 ayrı noktada yapılmış $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçümleri (Kaufman ve diğ., 1993).

hale getirilir. Ölçümler analitik hatalar da gözönünde bulundurularak standartlara uygun hale getirilmelidir. (EN-1 modern karbonat standartı: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709178$ veya NBS standartı SrCO_3 (NBS-987) = 0.710244 gibi; Webb ve diğ., 1989; Bryant ve diğ., 1992; Kaufman ve diğ., 1993; Bryant ve diğ., 1995).

Denizel ortamlardaki $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu ile yaş yorumları

Burada verilecek ilk örnek Doğu Florida'da Bryant ve diğ. (1992)'nin yapmış olduğu bir çalışmadır. Burada Alum Bluff ve Hawthorn grublarının Erken-Orta Miyosen yaşlarını yeni-

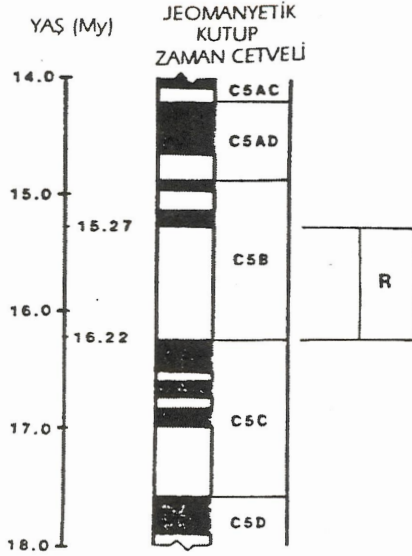
den kurmak için diğer jeokronolojik metotlarla beraber Sr-kronostratigrafisinden de faydalanmışlardır. Hawthorn grubuna ait Torreyia formasyonu silisiklastik bileşimli olup, temele doğru karbonat içeriği artar. Denizel, brakiş ve karasal koşulları temsil eden fosilleri içermektedir. Bentik foraminiferlerden *Elphidium* sp. ve *Ammonia* sp. boldur. Denizel mollusk çeşidi ise azdır. Formasyonun karasal üyesinden memelilere göre elde edilmiş yaş "Barstovian"dır. Stronsiyum yaş tahmini için formasyondan denizel molluskler toplanmıştır. Bunlar, *Ostrea* sp., *Crassostrea* sp., *Chlamys nematopleura* ve *Carolia floridina* kavkılarıdır. *Ostrea*, *Crassostrea* ve *Chlamys* cinslerinin temsil ettiği müderrn kavkı mineralojisi kalsit olarak bilinmektedir (Miliman, 1974). *Carolia* ise sönmüş bir cinstir. Fakat bağlı olduğu *Anomidae* familyası üyelerinin çoğunluğu % 83-%95 oranında kalsit bileşimlidir (Miliman, 1974). Kavkılarının $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analizine hazırlanması ve elde edilen ölçümlerin değerlendirilmesinden sonra, Torreyia formasyonu için yaş tahminleri yapılmıştır. Buna göre formasyonun yaşı 14.7 ile 16.6 Milyon yıl arasındadır; manyetostratigrafik ölçümlere göre ters manyetik kutuplanma gösterir ve muhtemelen C5B-R kronu ile korele edilebilir. Diğer sonuçlarla birlikte değerlendirildiğinde formasyonun yaşı 19-15.3 Milyon yıl olarak yeniden önerilmiştir (Bryant ve diğ., 1992).

Alum Bluff grubuna ait Chipola formasyonun ise Torreyia formasyonundan daha genç olduğu düşünülmüş ve stratigrafik durumlarına ve biyokronolojik farklılıklarına göre N7 ve N8 planktonik foraminifer zonları ile korele edilmiştir. Chipola formasyonu fosilce zengin kumlu kireçtaşıdan oluşuktur. Çok küçük brakiş etkisiyle bir yakın kıyı/shelf ortamını temsil etmektedir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analizleri için denizel mollusk örnekleri formasyonun en üstünden toplanmıştır. Analiz edilen örneklerin tümü *Mercenaria longdani*'dir. *Mercenaria* cinsinin güncel kavkılarının aragonit bileşime sahip oldukları bilin-

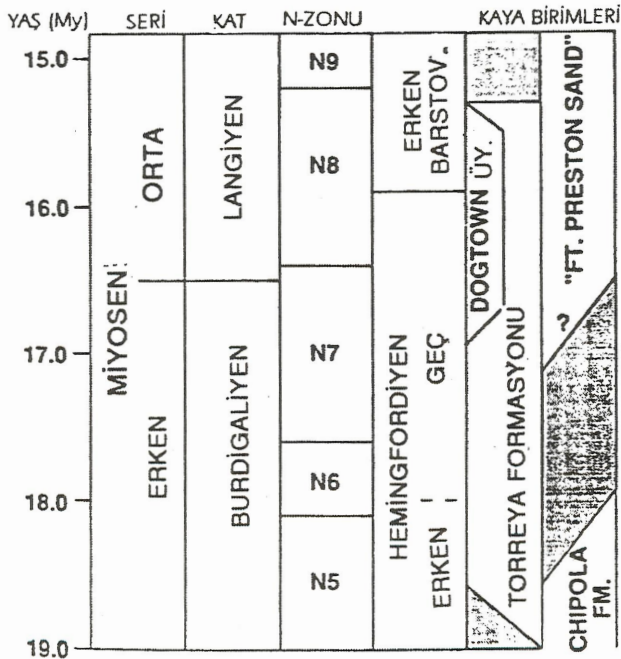
Tablo 1. Torreyia ve Chipola formasyonlarındaki mollusklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları, Sr/Ca verileri ve yaş tahminleri (Bryant ve diğ., 1992).

Örnek	Taxa	Sr/Ca $\times 10^{-3}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Model yaşlar		
				(1)	(2)	(3)
SR1	O,C	1.07	0.708906	8.4	8.1	9.1
SR2	O,C	1.26	0.708808	12.6	14.9	15.0
SR3a	Ch	2.31	0.708758	14.7	15.6	15.8
SR3b	Ch	2.67	0.708753	14.9	15.6	15.9
SR4	O,C	1.02	0.708759	14.7	15.6	15.8
SR5	O,C	0.507	0.708882	9.5	9.0	11.0
SR6	Ch	0.723	0.708751	15.0	15.7	15.9
SR7	Ca	1.61	0.708701	16.6	16.3	16.8
SR8	O,C	0.474	0.708590	18.4	17.7	18.6
C1	M	4.02	0.708593	18.4	17.6	18.6
C2	M	4.24	0.708600	18.3	17.5	18.5
C3	M	4.09	0.708563	18.9	18.0	19.1
C4	M	3.74	0.708580	18.6	17.8	18.8

mektedir (Miliman, 1974). Toplanan örneklerin analizi sonucu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopu 18.3 ile 18.19 (Erken Miyosen) yaşını vermiştir. Bu yaş formasyon içerisindeki karasal birimden alınan memeli faunası tarafından da desteklenmiştir. Bütün sonuçların ışığı altında bölgede daha önce stratigrafik ilişkileri bilinmeyen bu iki formasyonun dolaylı yoldan ilişkileri kurulmuştur. Tablo-1 Torrey ve Chipola formasyonlarındaki molluskler üze-



Şekil 6. Jeokronolojik verilerin birleştirilmesiyle C5B-R ile yapılan korelasyon (Bryant ve diğ., 1992).



Şekil 7. Torrey ve Chipola formasyonlarına ait jeokronolojik verilerin özetlenmesiyle yeniden teklif edilen yaşları (Bryant ve diğ., 1992).

rinde yapılan $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçüm değerlerini ve yaş tahminlerini, Sr/Ca verilerini göstermektedir. Şekil 6 ise Bergren ve diğ.'nin jeomanyetik kutup zaman cetveli ile korelasyonunu göstermektedir. Şekil 7 ise tüm sonuçların değerlendirilmesi sonucu formasyonların yeni yaşlarını göstermektedir.

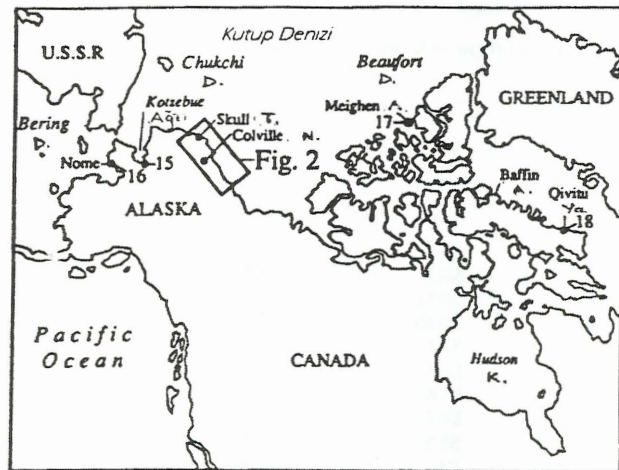
Bir diğer örnek, Kaufman ve diğ. (1993) tarafından yapılmış bir çalışmadır. K. Amerika kutup kıyıları çevresindeki denizel depolardan çıkartılan 53 Pliyosen ve Pleistosen kavkısı üzerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçümleri gerçekleştirilmiş ve kronostratigrafik amaçlı olarak kullanılıp kullanılmayacağı test edilmiştir. Fosil kavkılarında bazıları biyokronolojik yaş tahminleriyle uyumlu olduğu gözlemlenmiştir. Bununla birlikte birçok kavki farklı yaşlar vermiştir. Kaufman ve diğ. (1993)'nin ulaştıkları fikre göre $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotopunun güvenilir bir anahtar olabileceği düşünülmenden önce elde edilen denizel kavkılarının izotop bileşimlerini kontrol eden proseslerin iyice anlaşılması gereklidir. Buna göre her denizel birim örneği için önceden bilinen yaşlarıyla stronsiyum izotoplarıyla elde edilen yaşlar karşılaştırılmıştır. Örneklerin büyük bir kısmı Arktik okyanusunun K. Amerika kıyısı boyunca nehir sırtı (river-bluff) ve denizel kıyı çizgisinden toplanmıştır (Şekil 8 ve 9) Örnekler üzerinde daha öncede bahsedildiği gibi, diyajenez etkisinin olup olmadığı ayrıntılı olarak araştırılmıştır (Şekil 4 ve 5). Daha sonra $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçümleri gerçekleştirilmiş ve grafik üzerinde en uygun eğriler çizilmiştir (Şekil 10).

Eğrileri yeniden kurabilmek için bir bilgisayar programı uygulanmış ve aşağıdaki denklem kullanılmıştır:

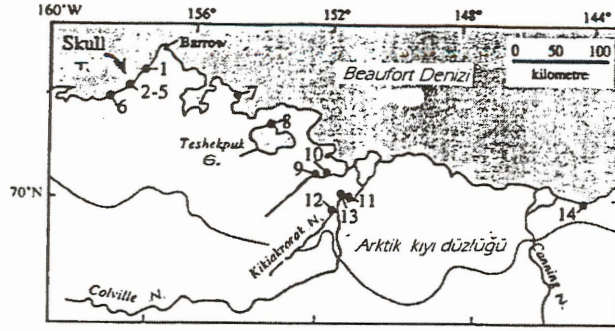
$$\Delta\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{örnek}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{standart}} \cdot 10^5$$

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{standart}} = 0.709178 \text{ dir.}$$

Kalibrasyon eğrisinde 5.0 milyon yıldan 3.0 milyon yıla kadar $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranında pek bir artış görülmemektedir. 3.0 milyon yıldan sonra uzun bir dönem 0.3 milyon yıla kadar izo-



Şekil 8. Analiz edilen örneklerin toplandığı lokaliteler (Kaufman ve diğ., 1993).



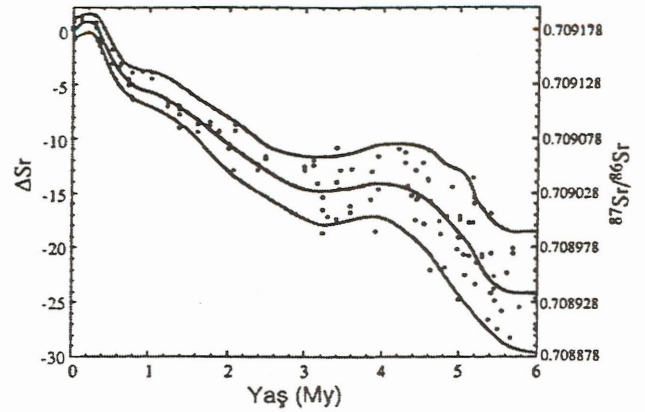
Şekil 9. Alaska Arktik kıyı düzlüğündeki mollusklerin toplandığı lokaliteler (Mauferman ve diğ., 1993).

top oranı düzenli olarak artar. 0.3 milyon yıldan sonra ise tekrar düşer. Pliyosen ve Pleistosen boyunca tekniğin zaman olarak kararlılığı 0.4-0.3 milyon yıl arasındadır. Çalışmanın ikinci adımında Beaufort Denizi şelfine ait dipteki sudan alınan güncel dört mollusk örneği üzerinde $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları ölçülmüştür (Tablo II). Güncel örnekler üzerinde yapılan çalışmaların geçmişteki olayları aydınlatmaları açısından önemleri çok büyüktür. Her ne kadar analiz miktarı küçük olsa da, örnekler sığ derinliklerden (7 ve 15 m) ve yaz mevsiminde alınmıştır. Böylece canlılar herhangi bir nehir suyu girişi veya deniz buzulu erimesine karşı duyarlı olacaklardır. Bugünkü oşinografik koşullar altında Beaufort Denizi'nin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop bileşiminin dünya denizlerindekiyle dengede olduğu sonucuna varılmıştır. Daha sonra Alaska bölgesinde (Şekil 9) arktik kıta düzlüğünün çeşitli lokalitelerinden alınan fosil molluskler üzerinde analizler yapılmıştır. Bölgede önceki çalışmacılarca 6 transgresif olay bilinmektedir. Bu olaylar Pliyosen-Pleistosen aralığında gerçekleşmiştir. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop ölçümleri toplam 38 denizel fosil mollusk üzerinde yapılmıştır (Tablo III).

Tablo II. Alaska, Beaufort ve Bering denizlerindeki deniz tabanından toplanan güncel mollusklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop analiz sonuçları (Kaufman ve diğ., 1993).

Arazi Tanımlama No.	Lokasyon		Su derinliği (m)	[Sr] (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ΔSr
Taban Suyu (Beaufort Denizi)						
89ACr1A	70°24.7'	148°00.0'	7	8	0.709173	-0.5
89ACr1B	70°24.7'	148°00.0'	7	8	0.709173	-0.5
89ACr2A	70°40.0'	150°02.0'	15	8	0.709179	+0.1
89ACr2B	70°40.0'	150°02.0'	15	8	0.709176	-0.2
Astarte (Beaufort Denizi)						
71AJT22	70°35.5'	148°30.0'	20	2097	0.709185	+0.7
71AJT22	70°35.5'	148°30.0'	20	2097	0.709193	+1.5
LACM88	69°59.3'	144°46.8'	9	892	0.709172	-0.6
Macoma (Bering Denizi)						
AH8	64°17'	165°28'	18	5185	0.709178	0.0

$$\Delta\text{Sr}'' = [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{g}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{s}}] \times 10^5.$$



Şekil 10. Pliyosen ve Pleistosen süresince $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranının evrimi (Kaufman ve diğ., 1993).

Analiz sonuçları değerlendirildiğinde, bölgedeki en eski transgresyon Colvillian transgresyonudur. Buraya ait yapılan 9 ölçümden 7'si -3.1 ile -5.8 ΔSr değerine sahiptir. Ortalama olarak -4.5 değeri kabul edilmiştir (Gösterdiği yaş: 4.8-1.9 milyon yıl arası). Daha sonra Bigbendian transgresyonu için 6 analizden 5'ine göre ΔSr değeri = -12.5'dur. Bu da yaş olarak yine 4.8-1.9 milyon yıl arasına karşılık gelmektedir ve kalibrasyon eğrisinde 2.4 milyon yılı kesmektedir. Bu yaş bağımsız olarak elde edilmiş 2.48 milyon yıl yaşı ile de uyumludur. Bunun gibi benzer olarak Fishcreekian transgresyonu için izotop değeri -5.4 olup, 1.4 ile 0.6 milyon yıl arasında bir değeri vermektedir. Bu veri de aminoasitlere göre yapılmış yaş tahminleriyle uyumlu, fakat paleontolojik yaşlarla uyumsuzdur. Winwrightion transgresyonu için $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop yaş tahmini ise, 0.6 ile 0.4 milyon yıl arasındadır. Bu da yine uranyum ve aminoasit verileriyle uyumludur. Pelukian transgresyonu için

Arazi tanımlama No.	Harita Yeri	Denizel transgresyon veya formasyon	Cin.	Lab. tanımlama No. ^a	alle/ile ^c	[Sr] (ppm)	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	ΔSr ^d
ALASKA (FIG. 2)								
Batı Arktik kıyı düzlüğü								
80AKb214	1	Pelukian	<i>Hiatella</i>	5457A	0.022	1580	0.709178	0.0
81AKb371	2	Wainwrightian	<i>Hiatella(?)</i>	5458A	0.047	3780	0.709148	-3.0
81AKb371	2	Wainwrightian	<i>Hiatella(?)</i>	5459A	0.034	2880	0.709153	-2.5
80AKb100	2	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	5460A	0.100	2090	0.709136	-4.2
80AKb100	2	Fishcreekian	<i>Mya</i>	5461A	0.069	2010	0.709137	-4.1
81AKb410	3	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	5462A	0.089	1540	0.709122	-5.6
81AKb410	3	Fishcreekian	<i>Mya</i>	5463A	0.056	1060	0.709119	-5.9
80AKb137	4	Bigbendian	<i>Hiatella(?)</i>	5464A	0.085	2130	0.709106	-7.2
81AKb432	5	Bigbendian	<i>Mya</i>	5612B	0.127	2600	0.709119	-5.9
80AKb152	6	Colvillian	<i>Hiatella</i>	5613A	0.226	3100	0.709121	-5.7
80AKb152	6	Colvillian	<i>Hiatella</i>	5613C	0.223	2410	0.709120	-5.8
80AKb152	6	Colvillian	<i>Hiatella(?)</i>	5465A	0.240	1790	0.709130	-4.8
Merkezi Arktik kıyı düzlüğü								
87ACR028A1a	7	Simpsonian	<i>Astarte</i>	6122A	0.027	900	0.709179	0.1
87ACR028A1b	7	Simpsonian	<i>Astarte</i>	6122B	0.028	1600	0.709189	1.1
87ACR018A1c	7	Simpsonian	<i>Astarte</i>	6122C	0.022	2810	0.709182	0.4
81ACr008A	8	Pelukian	<i>Hiatella</i>	5946A	0.016	2540	0.709185	0.7
87ACr025	8	Pelukian	<i>Hiatella</i>	5500A	0.016	1610	0.709200	2.2
87ACr025	8	Pelukian	<i>Hiatella</i>	5500B	0.017	1710	0.709198	2.0
78ACrII081b	9	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	3037B	0.086	1570	0.709127	-5.1
78ACrII081c	9	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	3037C	0.086	2040	0.710023	84.5
90ACr024A1a	9	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	6450A	0.066	—	0.709113	-6.5
90ACr024A2a	9	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	6450B	0.086	—	0.709112	-6.6
90ACr024A3a	9	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	6450C	0.056	—	0.709109	-6.9
88ACr87A1	10	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	5616A	0.099	2270	0.709141	-3.7
88ACr87A2	10	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	5617A	0.098	2450	0.709122	-5.6
88ACr87A3	10	Fishcreekian	<i>Hiatella</i>	5945A	0.058	1600	0.709172	-0.6
89ACR003D1e	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	6124A	0.108	5910	0.709057	-12.1
89ACR003D1f	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	6124B	0.122	1290	0.709054	-12.4
89ACR003D1g	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	6124C	0.121	1100	0.709051	-12.7
75ACr25m	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	5944A	0.135	1520	0.709081	-9.7
86ACr029	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	5490C	0.103	2200	0.709057	-12.1
83ACr195A	11	Bigbendian	<i>Hiatella</i>	5618A	0.132	2250	0.709048	-13.0
88ACr88A1	12	Colvillian	<i>Hiatella</i>	5614A	0.277	2290	0.709072	-10.6
88ACr88C1	12	Colvillian	<i>Hiatella</i>	5943A	0.248	1490	0.709136	-4.2
89ACr009A1b	12	Colvillian	<i>Hiatella</i>	6125A	0.277	1470	0.709139	-3.9
89ACr009A2b	12	Colvillian	<i>Hiatella</i>	6125B	0.288	1420	0.709147	-3.1
89ACr009A3b	12	Colvillian	<i>Hiatella</i>	6125C	0.244	1250	0.709137	-4.1
88ACr89A1	13	Colvillian	<i>Hiatella</i>	5615A	0.242	3020	0.709951	-12.7
Doğu arktik kıyı düzlüğü								
87ACr017A	14	Sagavanirktok Fm.	<i>Arctica</i>	5392A	0.970	2130	0.708523	-65.5
ALASKA (FIG. 1)								
Doğu Kotzebue ağzı								
87-10D	15	Anvilian	<i>Astarte</i>	5628A	0.073	1640	0.709178	0.0
87-10G	15	Anvilian	<i>Astarte</i>	5629A	0.061	1260	0.709178	0.0
Nome								
DK88-61	16	Anvilian	<i>Mya</i>	5518C	0.100	1370	0.709216	3.8
BH5-9	16	Anvilian	<i>Astarte</i>	5545A	0.110	1830	0.709236	5.8
M1038	16	Beringian III	<i>Hiatella</i>	5738B	0.424	1980	0.709529	35.1
M1038	16	Beringian III	<i>Hiatella</i>	5738E	0.444	1300	0.709163	-1.5
M1248	16	Beringian III	<i>Hiatella</i>	5737A	0.399	1940	0.709497	31.9
M1079	16	Beringian II	<i>Hiatella</i>	5452A	0.567	1220	0.709139	-3.9
M1079	16	Beringian II	<i>Hiatella</i>	5452B	0.550	1380	0.709218	4.0
M1081	16	Beringian II	<i>Hiatella</i>	5450B	0.516	2130	0.709210	3.2
DK88-62	16	Beringian II	<i>Hiatella</i>	5520B	0.594	1550	0.709411	23.3
BH22-9	16	Beringian II	<i>Mya</i>	5622A	0.511	4110	0.709886	70.8
BH22-12	16	Beringian I	<i>Mya</i>	5621A	0.620	3050	0.709201	2.3

Tablo III. K. Amerika arktik bölgedeki denizel fosil molluskler üzerinde yapılmış ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr izotop analiz sonuçları (Kaufman ve diğ., 1993).

ortalama 1.2 ΔSr değeri bulunmuş olup, 0.3-0.1 milyon yıl yaşını vermiştir. Bu da en son Holosen öncesi interglasiyal dönemle uyumlu bir sonuçtur. Son transgresyon ise Simpsonian transgresyonudur. Buradaki ortalama ΔSr değeri 0.5 olup, 0.4-0.0 Milyon yıl yaşını vermiştir. Sr-yaş tahminleri toplam olarak 14 stratigrafik üniteden 7'sinde ve 22 lokaliteden 9'unda bağımsız yaş tahminleriyle uyumludur. Yani orta ve geç Pleistosen depolarındaki kavkılarda ölçülen hemen hemen birçok $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları beklenen değerlerle uyumlu olarak bulunmuştur. Daha yaşlı depolarda bu oran düşmektedir (Kaufman ve diğ., 1993).

Bir başka araştırmada Cox ve Faure (1974), Würm buzullaşmasından sonra Karadeniz'de tatlı sudan denizel ortama geçişte sedimanlardaki karbonat fazlarında yer alan stronsiyumun izotopik bileşiminde bir değişiklik olup olmadığını araştırmışlardır. Daha önce de bahsedildiği gibi modern deniz suyundaki $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranının değeri sabit olup, 0.709'dur. Tatlı sudaki stronsiyumun izotopik bileşimi ise jeolojik zamanlar ve kayalardaki Rb/Sr oranlarına bağlıdır. Bu sebeple de $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları denizlerden oldukça farklı değerlere sahiptir. Örneğin Faure ve diğ. (1963), K Amerika'daki Prekambriyen örtüsü üzerindeki göller ve nehirlerde yaşayan tatlı su mollusklerinin $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranlarının 0.715 ile 0.726 değerleri arasında değiştiğini bildirmişlerdir.

$^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları bakımından Karadeniz'deki durum da ilginçtir. Yaklaşık 4 metre kalınlığındaki karotlar günce kalsiyum karbonatları içermektedir. Postglasiyal sediman tabakaları başlıca kokolitleri (*Emiliana huxleyi* (Lohman))'ı içermektedir. Bahsedilen bu tür, Würm buzullaşmasının hemen sonrasında birdenbire ortaya çıkmıştır (Cox ve Faure, 1974). Tabii ki bunun sebebi östatik deniz seviyesi değişiklikleri sonucu Akdeniz ile Karadeniz'in yeniden bağlantı kurmasıdır. Buna göre *Emiliana huxleyi* türü Karadeniz'deki ortam-

Tablo IV. Karadeniz'deki iki karottaki karbonat fazlarında ölçülmüş $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları (Cox ve Faure, 1974).

	Derinlik (cm)	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	$\left(\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}\right)$
Karot 1474P	0	0.1193	0.7098 ± 0.0002
"	200	0.1194	0.7072 ± 0.0003
"	400	0.1181	0.7073 ± 0.0004
"	600	0.1181	0.7074 ± 0.0003
"	800	0.1190	0.7092 ± 0.0004
"		0.1187	0.7089 ± 0.0003
"	1,000	0.1183	0.7063 ± 0.0001
"	1,158	0.1183	0.7073 ± 0.0006
Karot 1445P	0	0.1180	0.7093 ± 0.0002
"	81	0.1182	0.7075 ± 0.0002
"	357	0.1186	0.7074 ± 0.0002
Karadeniz su istasyonu 146S (35 m) Dört örneğin ortalaması		0.1188	0.7093 ± 0.0007
Eimer ve Amend standartı. (Lot No. 492327) beş ölçüme dayandırılmıştır		0.1184	0.7077 ± 0.0005 (1σ)

sal değişikliklerin göstergelerinden biridir. Adı geçen araştırmacılar, analiz için örnekleri düzenli aralıklarla almaya özen göstermişlerdir. Uyguladıkları $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop analizleri sonucu elde ettikleri değerler Tablo IV'de verilmiştir.

Karotlardaki sedimanlar litolojik olarak üç bölüm halinde- dir. En üstteki birim yaklaşık 30 cm kalınlığında olup, geniş ölçüde *Emiliana huxleyi* içerir. Orta ünite 40 cm kalınlığında olup, organik maddece son derece zengindir. En alttaki birim ise açık ve koyu renkli sedimanların ardışıklı olarak görüldüğü bir istiftir. Bunun kalınlığı karot boyunun yetersizliği sebebiyle bilinmemektedir. Bu birimdeki karbonatlar da yine kokolitçe zengindir. En üstteki sedimanların tabanı ve organik maddece zengin tabakanın tabanı sırasıyla C^{14} yöntemine göre 3.090 ± 140 ve 7.090 ± 180 bin yıl yaşlarını vermiştir. Buna göre üstteki iki birim postglasiyal dönemi temsil etmektedir. Alt- taki üçüncü birim ise Würm buzullaşması süresince oluşmuş- tur. Analiz sonuçlarına göre en alttaki birimden alınan örnek- lerin karbonat fazlarının $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranları, ortalama 0.7073 değerine sahiptir. Organik maddece zengin tabakadan analiz yapılmamıştır. Analiz sonuçları değerlendirildiğinde açıkça görülmüştür ki, üstteki kalsiyum karbonatça zengin bi- rimdeki $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranı, daha alttaki benzer birimdeki- den daha yüksektir. Bu değerler ise sırasıyla 0.7098 ve 0.7093 şeklindedir. Cox ve Faure (1974) sonuçta, Würm buzullaşma- sının azalan evreleri boyunca Karadeniz'in tatlı sudan denizel ortama geçtiğini belirtmişlerdir.

Karışık (Denizel/Akarsu) ortamlarındaki $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop denklemi ve yaş yorumları

Jeolojik prosesler sonucu farklı $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop bileşimle- rine sahip materyaller birbirine karışabilir. Bu tip bir karışım örneğin, denizel veya gölgesel bir ortama nehir suyunun boşal- ması şeklinde olabilir. Bu tip bir olayda Sr izotop oranlarını ayırt etmek ve yaşı doğru bir şekilde tesbit etmek için iki bile- şenli denklemlerden yola çıkılmaktadır (Faure, 1977). Yani A ve B gibi iki bileşene sahip karışımlarda farklı $^{87}Sr/^{86}Sr$ izotop oranlarının yanı sıra, stronsiyumun farklı konsantrasyonları da değerlendirilir. Bu denklemlerden elde edilen eğriler hiperbol- ler şeklindedir (Şekil 11).

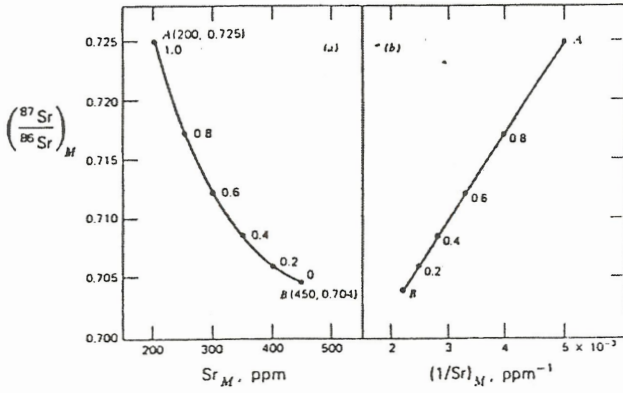
Şekil 11-a'da A ve B gibi iki bileşen tarafından biçimlen- dirilmiş karışım hiperbol eğrisi görülmektedir. Hiperboldeki koordinat noktaları karışım parametresi f'in seçilen değerleri için şu eşitlikten hesaplanmıştır:

$$\text{Buna göre, } (^{87}Sr/^{86}Sr) = 0.725 \quad Sr A = 200\text{ppm}$$

$$(^{87}Sr/^{86}Sr) = 0.704 \quad Sr B = 450\text{ppm'dir.}$$

Şekil 11-b'de ise, stronsiyum konsantrasyonlarının karşı- lıklı olarak çizilmesiyle hiperbol eğrisi düz bir hat şekline dö- nüştürülmüştür (Faure, 1977).

İki bileşenli karışım modellerine örnek olarak Bryant ve diğ. (1995)'nin çalışması örnek verilecektir. Bryant ve diğ. (1995), deniz kenarı (marginal marine) ortamını örnek olarak



Şekil 11. a) A ve B bileşenleriyle elde edilmiş karışım hiperbolü, b) Karışım eğrisinin düz bir hat şeklinde dönüştürülmesi (Faure, 1977).

ele almışlardır. Normalde böyle ortamlardaki mollusk kavkıları normal deniz suyuyla Sr-izotop dengesine sahiptir. Eğer ortama bir tatlı su akımı gerçekleşirse, bu denge bozulabilir. Denizel bir ortama tatlı su karışımının önemi paleoekolojik (Schmitz ve diğ., 1991) ve kimyasal oşinografik çalışmalarla (Müller ve diğ., 1990; Anderson ve diğ., 1992) kanıtlanmıştır. Bryant ve diğ. (1995), böyle ortamlarda yaşayan mollusklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları üzerindeki tatlı su akımı etkisini araştırmışlar ve kronostratigrafik yorumların nasıl etkilenebileceğini ortaya koymuşlardır. Bunun için de iki bileşenli karışım modeli denklemini kullanmışlardır. Elde ettikleri tahminsel yaklaşımları daha sonra Mississippi Sound ve Florida körfezindeki güncel mollusk kavkılarından elde edilen değerlerle karşılaştırılmıştır. Bryant ve diğ. (1995)'nin kullandıkları iki bileşenli karışım denklemi şöyledir:

$$R_{\text{mix}} = (R_{\text{sw}} C_{\text{sw}} S + R_{\text{fw}} C_{\text{fw}} (1-s)) / (C_{\text{sw}} + C_{\text{fw}} (1-s))$$

R: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranı

C: Sr konsantrasyonu

S: İdeal normal denizel ve tatlı su tuzluluğunun (35 ppt ve 0 ppt) bir fraksiyonu olarak hesaplanmış tuzluluk faktörü

sw: Deniz suyu

fw: Tatlı su (akarsu)

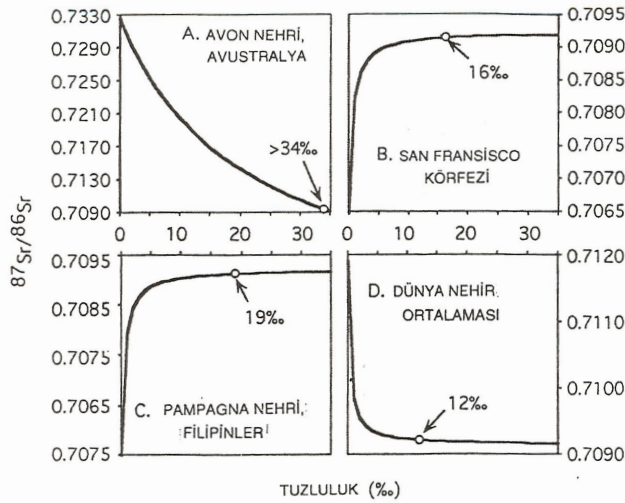
Bryant ve diğ. (1995) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranını etkileme

noktası olarak 5.10^{-5} olarak tanımlanmıştır. Bir "Ölçülebilir etki" (ME) dünyadaki ortalama bir nehrin belli bir ağırlığı için her binde tuzluluk değerinin 12'sinde oluşur. Nehirlerin denize döküldüğü yerlerde bulunan örneklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarının ölçümünde çeşitli sebeplerle sonuçlar değişebilir. Bunlar mevsimsel veya uzun süreli ısı değişiklikleri, erozyonlar, drenaj havzalarında yüzlek vermiş kaya tipleri, gelgit akımları vb. gibi sebeplerdir. Bu tip değişikliklerin etkisini minimuma indiren en iyi örnek mollusklerdir. Bu amaçla Bryant ve diğ. (1995) Mississippi nehri ağzı ve Florida körfezi kıyılarından güncel molluskleri toplamışlardır. Kavkılar kabuğu çevreleyen yıllık büyüme çizgilerinin geniş olduğu alandan, mevsimsel değişikliklerin en az görüldüğü yere kadar delinmiştir. Bunun dışında Erken Pleistosen Leisey Shell Pit'den alınmış tatlı su bivalvi *Villosa* sp.'nin fosil bireyleri de analiz edilmiştir. Bu bireyler yakın kıyı denizel ve tatlı su faunasının birlikte görüldüğü depolardan alınmıştır. Dünyadaki büyük nehirlerin yaklaşık olarak % 15; 20 ppt ve daha yüksek tuzluluk oranına sahiptir. Böyle bir tuzluluk ortalama çeşitte denizel omurgasızın yaşayabileceği bir orandır. Buna karşılık istisnai örnekler de vardır. Örneğin Avustralya'daki Avon Nehri için ölçülebilir etki 34 ppt'den büyük tuzluluklarda oluşmaktadır. Yine benzer olarak San Fransisco Körfezi ve Baltık denizi ise sırasıyla 16 ppt ve 18 ppt tuzlulukta ölçülebilir etkilere sahiptir. Palmer ve Edmond'a göre (1989), teorik olarak dünyadaki nehirlerde ortalama 12 ppt'deki bir tuzluluktan itibaren biyojenik karbonatların $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları etkilenmektedir. Örnekler üzerinde ölçülen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerleri eğriler şeklinde çizilerek birbirleriyle karşılaştırılmıştır (Şekil 12). Molluska taxa analizleri, lokaliteler, tuzluluk değerleri ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları Tablo V'de sunulmuştur. Mollusklerin toplandığı yerlerdeki nehir sistemleri için ilk koşullar ve hesaplanmış ölçülebilir etkiler ise Tablo VI'da gösterilmiştir.

Bazen beklenenden farklı uyumsuz değerler elde edilebilir. Bunlar güncel deniz suyundan ve nehir suyundan daha düşük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerlerini göstermektedir. Güncel örneklerde alterasyon sözkonusu olmadığına göre, bunun sebebi başka şekilde açıklanmıştır. Bunlar üzerinde aktıkları daha es-

Tablo V. Güncel mollusk örneklerinin taxaları, örnek numaraları, lokaliteleri, yaşadıkları tuzluluk değerleri ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları (Bryant ve diğ., 1995).

Taxon	UF No	Lokale	Tuzluluk	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Mississippi Nehri ve Ağzı				
<i>Lampsilis teres</i>	UF 193396	Vicksburg (Miss.)	0.0	0.710009
<i>Rangia cuneata</i>	UF 193392	Frenier Play. (La.)	4.0	0.709243, 0.709252
<i>Polymesoda carolinianum</i>	UF 193389	The Rigolets (La.)	6.3	0.709210, 0.709195
<i>Crassostrea virginica</i>	UF 193390	Shell Play. (La.)	8.2	0.709171
<i>Ischadium recurvum</i>	UF 193391	Shell Play. (La.)	8.2	0.709158
<i>Polinices duplicatus</i>	UF 193393	Uzun Play. (Miss.)	15.8	0.709179
Florida nehirleri ve hatları:				
<i>Elliptio icterina</i>	UF 21263	Suwannee Nehri	0.0	0.708410
<i>Mercenaria campechiensis</i>	UF 193398	Suwannee Resifi	19.7	0.709157, 0.709156
<i>Elliptio icterina</i>	UF 64864	Peace Nehri	0.0	0.708239, 0.708213
<i>Mercenaria campechiensis</i>	UF 193397	Charlotte Harbor	22.3	0.709101, 0.709098
Fosil türler				
<i>Villosa</i> sp.		Leisey Shell Pit	0.0	0.707979



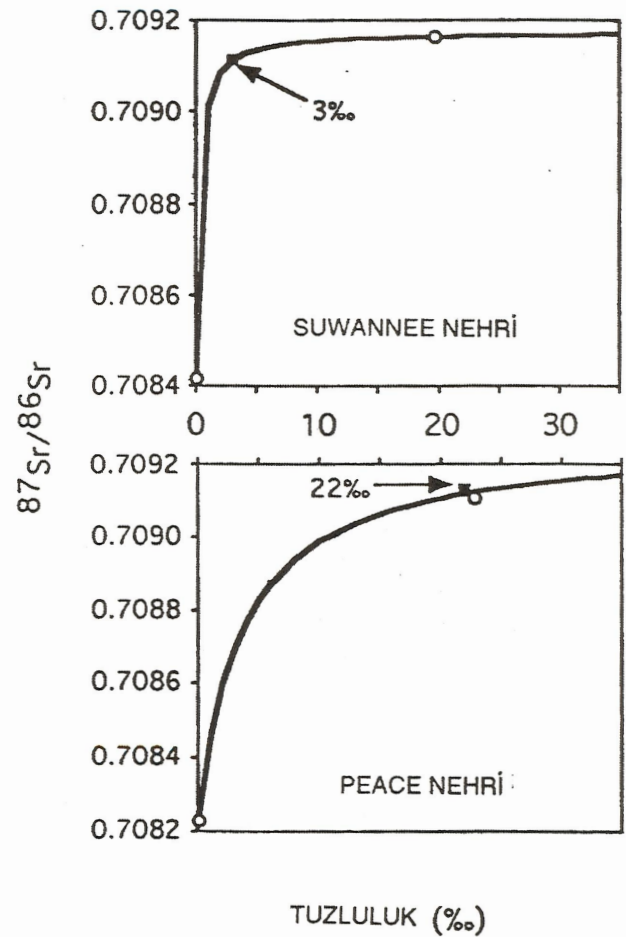
Şekil 12. Seçilmiş bazı nehirler için hesaplanmış karışım eğrileri. Sr konsantrasyonları ve izotop oranları Goldstein ve Jacobsen'den (1987) ve Palmer ve Edmond'dan alınmıştır (Bryant ve diğ., 1995).

ki kayalarla karşılıklı olarak etkileşmiş olabilirler. Böyle bir durumda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları normal deniz suyundan daha aşağı değerlerde olabilir. O zaman izotop oranlarından elde edilen eğrilerin içbükeyliği tersine döner (Şekil 13, Bryant ve diğ., 1995). Karışık tatlı su-denizel faunanın birarada görüldüğü ortamlarda mümkün olduğunca çok kavkının Sr-izotop oranı test edilmelidir. Örneğin yine Bryant ve diğ.'nin (1995) yapmış oldukları çalışmalarında Pleistosen yaşlı Leisey Shell Pit'deki karışık faunanın görüldüğü birimden alınan *Chione cancellata* (bir açık denizel bivalve) için $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değeri 0.7090 olarak bulunmuştur. Bu sonuç kesitteki diğer denizel birimlerden ayırtedilemez ve birleştirilmiş jeokronolojik kayıtlarla da uyumludur. Böylelikle tatlı su akımı tesbit edilememiştir. Halbuki aynı yataktan alınan *Villosa* sp. için ölçülen değer 0.707979 olarak bulunmuştur. Bu nedenle tek bir kabuk örneği tutanağına göre sonuca gitmek denizel kıyı ortamları için risklidir.

Tablo VI. Ölçülebilir etkilerin hesaplanmış tuzluluk değerleri ve deniz suyu ile nehir suyunun ilksel koşulları (Bryant ve diğ., 1995).

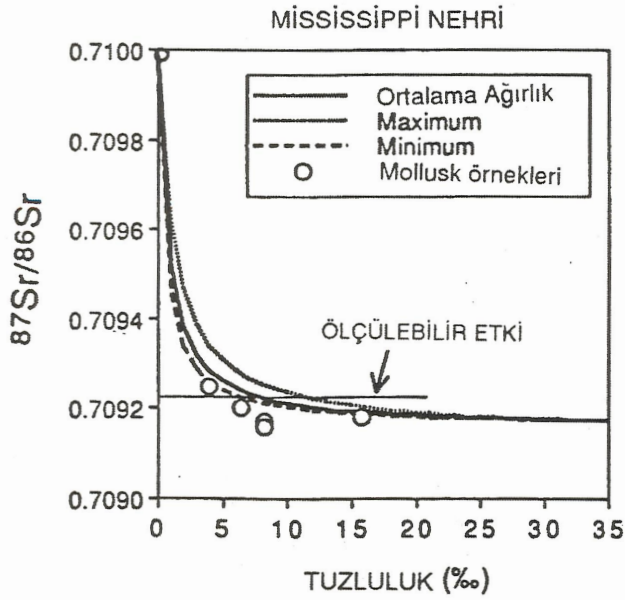
	Sr (ppm)*	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}^\dagger$	ME (ppt)
Denizsuyu	7.89	0.709172	
Mississippi Nehri			
Minimum Sr	0.12	0.710009	6
Ortalama Sr	0.16	0.710009	8
Maximum Sr	0.26	0.710009	12
Suwannee Nehri	0.06	0.708410	3
Peace Nehri	0.75	0.708226	22

Bryant ve diğ.'nin (1995) varmış oldukları sonuca göre, molluskler için $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop kronostratigrafisine başvurulurken benzer ortamlarda yaşayan güncel mollusklerin $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarını da çalışmak faydalıdır (Şekil 14). Analiz sonuçları göstermektedir ki, çoğu deniz kenarı sistem-



Şekil 13. Florida'daki nehirler için hesaplanmış karışım eğrileri. İlksel koşullar mollusk kavkılarının analizine dayalıdır (Tablo V, VI). Mollusk örnekleri açık dairelerle, ölçülebilir etkiler ise doldurulmuş karelerle gösterilmiştir (Bryant ve diğ., 1995).

leri tatlı su akımları ile elde edilmiş çok düşük tuzluluk değerine kadar (10 ppt veya daha az) ölçülebilir bir etkiye sahip değildir. Birçok denizel mollusk, böyle düşük bir tuzlulukta yaşayamaz. Bunun sonucunda fauna brakiş ve tatlı su türleri tarafından baskın olacaktır. Eğer denizel fauna ortalama çeşitseyse, kıyı yakını ortamlardaki denizel mollusklerin Sr izotop oranları ters olarak etkilenmeyecektir. Leisey Shell Pit'deki Pleistosen yaşlı karışık fauna içeren birimlerdeki *Villosa* sp ve *Chione* sp. türleriyle de kanıtlandığı gibi, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranlarındaki büyük farklılıklar, aynı mostrada korunmuş denizel ve tatlı su türleri arasında görülebilir ve tek bir örnekle yaklaşım şüpheli durumdadır. Haliç setlerindeki karbonat çökelişi daima global ölçekte denizel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop değerine yansıtmayabilir. Bu sebeple karışık faunanın görüldüğü ortamlarda $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop kronostratigrafisini kullanırken oldukça dikkatli olmak gerekir.



Şekil 14. Hesaplanmış karışım eğrileri ve Mississippi Nehri'ndeki Mollusklerin ölçülmüş $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ değerleri. Akarsuyun ilkel $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları mollusk kavkılarının analizine dayandırılmıştır (Tablo VI), fakat Sr konsantrasyonları USGS su kalitesi verilerindeki minimum, maximum ve ortalama değerler arasındadır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ izotop oranları $\pm 1.5 \cdot 10^{-5}$ (yaklaşık olarak veri noktaları boyutunda) ve tuzluluk ± 3 ppt veya daha azdır (Bryant ve diğ., 1995).

Değinilen Belgeler

- Anderson, P.S., Wasserburg, G.J. ve Ingri, J., 1992, The sources and transport of Sr and Nd isotopes in the Baltic Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 459-472.
- Bergren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. ve Van Couvering, J.A., 1985, Cenozoic geochronology: *Geological Soc. of America Bull.*, v. 96, 1407-1418.
- Broecker, W.S. ve Peng, T.H., 1982, *Tracers in the sea*. Eldigio Press, New York.
- Bryant, J.D., MacFadden, B.J. ve Mueller, P.A., 1992, Improved chronologic resolution of the Hawthorn and Alum Bluff Groups in northern Florida: Implications for Miocene chronostratigraphy. *Geol. Soc. of America Bull.*, 104, 208-218.
- Bryant, J.D., Jones, D.S. ve Mueller, P.A., 1995, Influence of freshwater flux on $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ chronostratigraphy in marginal marine environments and dating of vertebrate and invertebrate faunas, *J. Paleont.*, 69 (1), 1-6.

- Cox, J.F. ve Faure, G., 1974, Isotope composition of strontium in carbonate phase of two cores Black Sea, *The Black Sea-Geology, Chemistry and Biology*, the American assoc. of pet. geologists.
- Çağatay, N., Erler, A., Güleç, N., Savaşın, Y. ve Tokel, S., 1993, Jeokimya: Temel Kavramlar ve İlkeler, JMO Yayınları, No: 32, Ankara.
- Faure, G., Hurley, P.M. ve Fairbairn, H.W., 1963, An estimate of the Precambrian shield of North America: *Jour. Geophys. Research*, 68, 2323-2329.
- Goldstein, S.J. ve Jacobsen, S.B., 1987, The Nd and Sr isotopic systematics of river water dissolved material: Implications for the sources of Nd and Sr in seawater, *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 66, 245-272.
- Hodell, D.A., Mueller, P.A., McKenzie, J.A. ve Mead, G.A., 1989, Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of late Neogene ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 92, 165-178.
- Jones, D.S., MacFadden, B.J., Webb, S.D., Mueller, P.A., Hodell, D.A. ve Cronin, T.M., 1991, Integrated geochronology of a classic Pliocene fossil site in Florida: linking marine and terrestrial biochronologies. *Journal of Geology*, 99, 637-648.
- Kaufman, D., Carter, D.L., Miller, G.H., Farmer, G.L. ve Budd, D.A., 1993, Strontium isotopic composition of Pliocene and Pleistocene mollusc from emerged marine deposits, North American Arctic, *Can. J. Earth Sci.*, 30, 519-534.
- Miliman, J.D., 1974, Recent sedimentary carbonates, Part 1. Marine carbonates: Berlin, Germany, Springer-Verlag. 375 p.
- Müller, D.W., McKenzie, J.A. ve Mueller, P.A., 1990, Abu Dhabi Sabhka, Gulf, revisited: application of strontium isotopes to test an early dolomitization model. *Geology*, 18, 618-621.
- Palmer, M.R. ve Edmond, J.M., 1989, The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth and Planetary science letters*, 92, 11-26.
- Palmer, M.R., ve Edmond, J.M., 1992, Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 2099-2111.
- Peterman, Z.E., Hedge, C.E. ve Tourtelot, H.A., 1970, Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 105-120.
- Schmitz, B., Aberg, G., Werdelin, L., Forey, P. ve Bendix-Almgreen, S., 1991, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Na, Fr, Sr ve La in skeletal fish debris as a measure of the paleosalinity of fossil-fish habitats. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 103, 786-794.
- Veizer, J., 1983, Stable isotopes in sedimentary geology: Chapter 3: Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique, SEPM short course, No: 10.
- Webb, S.D., Morgan, G.S., Hulbert, R.C., Jones, D.S., MacFadden, B.J. ve Mueller, P.A., 1989, Geochronology of a rich early Pleistocene vertebrate fauna, Leisey Shell Pit, Tampa Bay, Florida: *Quaternary Research*, 32, 96-110.