

1. GİRİŞ

Dünya nüfusundaki hızlı artış ve buna bağlı olarak gözlenen yoğun endüstriyel gelişimin olumsuz sonuçları gün geçtikçe daha büyük bir sorun olarak yaşamı etkilemektedir. İnsanoğlu, hızla büyüyen şehirler, hızla gelişen sanayi ve aşırı nüfus artışı sonucu oluşan çevre kirliliği sorununu denizel ortamlar aracılığıyla gidermeye çalışmaktadır. Deniz kirliliğinin dünyadaki yaygınlığının artması, deniz çevresindeki kontaminasyonun rutin olarak izlenmesini ve kontrol edilmesini gerektirmektedir. Özellikle ağır metal ve radyoaktif kirleticiler ekosistem üzerinde çok ciddi olumsuz etkilere neden olmaktadır (Topçuoğlu, 2005).

Denizden, karadan ve atmosferden kirletilme potansiyeli olan denizler, kirlenmenin en yoğun olduğu ortamlardır. Özellikle fosfat işleme tesislerinin çoğalması, petrol rafinerilerinin yaygınlaşması, yapay gübre, deterjan, pestisit ve fosil yakıt kullanımına paralel olarak doğal radyonüklid ve ağır metal konsantrasyonları hızla artmaktadır (Topçuoğlu, 2005). Denizlerdeki kirlenmenin önemli bir kaynağı katı atıklardır ve 1946 yılına kadar katı atıkların depolanması için denizler kullanılmıştır. Daha sonra 1972 yılında 91 ülkenin katılımıyla katı atıkların denizel ortamlarda depolanması yasaklanmıştır (Uğur,1998).

Genel olarak ağır metaller gibi bazı radyonüklidlerde (^{210}Po , ^{210}Pb , ^{234}Th), düşük çözünürlüğe sahip olduklarından deniz suyunda partikül materyallere adsorblanma eğilimindedirler. Partikül materyallere adsorblanan radyonüklidler, bu partiküllerin sedimentasyonu ile sediment yüzeylerine depeze olmaktadır (Topçuoğlu, 2005).

İnsanlardan kaynaklanan kirliliğin en önemli göstergesi sedimentlerde iz metal ve radyonüklidlerin yoğun olarak birikimidir. Gözlenen yüksek düzeylerdeki birikimler çoğunlukla doğal jeolojik koşullardan çok yapay etkilere dayandırılabilir (Lord ve Thompson, 1988; Davies, 1991; Baird, 2001).

Su bünyesindeki sedimentteki kirliliğin yoğunluğu; kirliliğin hareketi ve akışı, akümülyasyon hızı ve dağılımı genel olarak çevresel ekosistemde meydana gelen insan kaynaklı olaylar ile doğal etkiler hakkında bilgi sağlamak için değerli bir kaynaktır (Ayçık, 2004). Özellikle sedimentlerdeki radyonüklid birikimlerinin izlenmesi bir bölgedeki kirliliğin nedenlerini ve sonuçlarını yorumlayabilmek için temel oluşturur (Kumar, 1999).

Tane boyutu, sedimentlerin metalleri biriktirme kapasiteleri üzerinde etkili olan en önemli faktörlerden biridir. Bu nedenle tane boyutu dağılımı ve ayrımı ile ilgili çalışmalar ağır metal kirliliği ile ilgili araştırmalarda dikkate alınmalıdır. Metal kirliliği ile ilgili çalışmalarda kirlenmiş yüzeylerin bir belirleyicisi olarak kesin ayrılmış bir tane boyutunda çalışılması tavsiye edilmiştir. Önerilen tane boyutu 63 µm'den küçük (silt-kil) fraksiyonlardır. Çünkü bu tane boyutundaki sedimentler doğal ve yapay bileşenlerin en etkili taşıyıcısıdır ve ayrıca bunların taşınma mesafeleri daha uzundur (Topçuoğlu, 2005, Gönülalan, 2006, Sombrito, 2004).

Denizel ortamlar için tehlikeli ve insan sağlığına zarar verebilen önemli kirletici unsurlardan biri doğal ve yapay radyonüklidlerdir. Denizlerdeki doğal radyoaktivitenin büyük kısmını uranyum, toryum bozunum serisi ürünleri, ⁴⁰K izotopu ve kozmik ışınlar oluşturmaktadır. Denizel ortamlarda doğal radyonüklid konsantrasyonları; yapay gübrelerin,

fosil yakıtların, deterjan ve pestisit kullanımının, fosfat işleme tesislerinin ve fosil yakıt kullanan termik santrallerin çoğalması ile hızla artmaktadır. Örneğin, bir termik santralde bir gigawatt elektrik üretiminde kullanılan kömürden çevreye yılda 10^9 - 10^{11} Bq ^{220}Ra ve ^{222}Rn , 10^8 - 10^{10} Bq ^{210}Pb , ^{210}Po , ^{226}Ra , ^{228}Ra , ^{232}Th ve ^{238}U verilmektedir (Baxter, 1993; Uğur, 1998).

^{238}U bozunum serisinin doğal bir ürünü olan ^{210}Po ($t_{1/2}=138$ gün, 5.304 MeV), deniz organizmaları tarafından güçlü bir şekilde biriktirilen ve konsantrasyon faktörü 10^3 ile 10^4 arasında değişen bir radyonüklittir. ^{210}Po ; ^{210}Bi , ^{210}Pb ve ^{210}Po 'un kuru ve yaş atmosferik depozisyonu ile sularda bulunan çözülmüş haldeki ^{226}Ra ve ^{222}Rn gazının radyoaktif bozunumundan deniz ortamına girer. Bu doğal kaynaklar dışında, nükleer reaktörlerde kararlı bizmutun nötron aktivasyonu ile de meydana gelir. Denizlere ve okyanuslara giriş yapan ^{210}Po , adsorbsiyon ile su kütlelerinden organik parçacık yüzeylerine geçer ve fitoplankton, zooplankton gibi organizmalarda birikime uğrar. ^{210}Pb ise, ^{210}Po 'un aksine organik parçacıklardan ziyade inorganik parçacık yüzeylerine adsorblanır (IAEA, 1995). Bunun yanında ^{210}Po , farklı kimyasal davranışından dolayı, daha derinlerde kolayca sediment, su, ve organizma arasındaki döngüye dahil olur (Carvalho, 1995; Stepnowski ve Skwarzec, 2000; Wildgust ve McDonald, 2005).

Radyoaktif polonyum ve radyoaktif kurşun denizsel ortamlarda radyoaktif kirlilik ajanları olarak izlenmelerinin yanı sıra birçok alanda uygunlanan nükleer tekniklerde bu izotopların ortamdaki dağılımlarından yararlanılmaktadır.

üzerindeki ^{210}Pb konsantrasyonu genel radyoaktif bozunum yasalarına göre yaşına bağlı olarak azalır. Bu özellikten yararlanılarak sedimentleri katmanlara ayırıp tarihleme yapmak mümkün olmaktadır.

Pek çok çalışmada bu yöntem kullanılarak ağır metallerin tarihsel girişleri incelenmiştir (Daoushy, 1988; Gökmen, 1995; Hung ve Hsu, 2004; Heim, 2004; Pasternack ve Brown, 2006).

A. Palanques ve arkadaşları 1998 yılında Besos Nehri'nin Akdeniz'e döküldüğü kirliliğin yoğun olduğu alanda ^{210}Pb tarihleme yöntemi ile ağır metallerin tarihsel değişimini incelemişlerdir.

S. K. Jha (1999), ^{210}Pb tarihleme tekniği ile Hindistan'da Thane Koyu'ndaki Ni ve Hg kirliliğini kronolojik olarak belirlemişlerdir.

Uğur ve Yener (2001), Gökova Körfezi sediment kor örneklerinde ^{210}Pb konsantrasyonlarının derinliğe bağlı değişimini inceleyerek, bölgedeki yüksek atmosferik ^{210}Pb akısına işaret etmişlerdir. Yine aynı bölgede yaptıkları bir başka çalışmada deniz sedimetlerinde ^{241}Am , ^{137}Cs ve plutonyum izotoplarının konsantrasyonlarını tayin etmişlerdir (Uğur ve Yener, 2002).

A. C. Ruiz-Fernandez ve arkadaşları (2004), Meksika'nın güneyinde Tehuantepec Körfezi'nde yaptıkları bir çalışmada sediment karot örneklerindeki Al, Cd, Cu, Fe, Li, Mn ve Pb dağılımlarını incelemişler ve karotlar boyunca metal birikimini tarihsel olarak değerlendirmişlerdir.

Yapay radyonüklidler; nükleer silah denemeleri, nükleer güç santralleri ve nükleer tıp uygulamaları gibi insani aktiviteler sonucunda ortaya çıkmaktadır. Deniz çevresindeki yapay radyonüklidlerin kaynakları arasında nükleer silah denemeleri, nükleer tesislerden sızıntı, radyoaktif atık yığınları, nükleer denizaltı ve uçak kazaları sayılabilir. 1963 ve öncesi nükleer silah testleri ve 1986 yılındaki Çernobil kazası sonucunda geniş miktarda yapay radyonüklid kısa zamanda atmosfere yayılmıştır. Deniz çevresindeki yapay radyonüklidlerin dağılım ve davranışlarını açıklamak için ^{90}Sr , ^{137}Cs ve $^{239+240}\text{Pu}$ izotopları kullanılmaktadır (Livingstone ve Povinec, 2000). Oluşan radyonüklidlerin önemli bir bölümü kısa yarı ömürlü iken sadece birkaçı uzun yarı ömre sahiptir. Bu radyonüklidler içinde en önemlilerinden biri $t_{1/2}=30.17$ yıl yarı ömrü ile ^{137}Cs 'dir. ^{137}Cs , atmosferden havadaki partiküllerle dağılarak kuru ve yaş depozisyonla karasal ve denizel ortama yayılır. ^{137}Cs 'nin denizlerdeki davranışı kimyasal yapısına ve fiziko-kimyasal karakteristiğine bağlıdır. Denizel ortamlarda serbest kalan ^{137}Cs ya çözünür ya da askıdaki materyaller tarafından adsorblanır. Yapay radyonüklidlerin denizlerdeki dağılımı, değişik etkenlere bağlı olarak bölgeden bölgeye farklılık gösterir.

Somayajulu ve arkadaşları (1999), Arap Denizi'nin doğusundan aldıkları 8 kor örneğini ^{137}Cs , ^{210}Pb ve ^{14}C 'ü kullanarak tarihlemişlerdir. Kısa dönem (≤ 100 yıl) sedimentasyon hızlarını 0.06 ile 0.66 cm yıl^{-1} arasında ve planktonik foraminiferadan uzun dönem (≥ 1000 yıl) sedimentasyon hızlarını 0.004 ile 0.13 cm yıl^{-1} arasında bulmuşlardır.

Santchi ve arkadaşları (2001), Güney Kaliforniya'nın Palos Verdes sığılıklarında belirledikleri dört istasyondan aldıkları kor örneklerinde sediment akümülyasyon hızlarını ve biyotürbasyon hızlarını belirlemişlerdir. ^{137}C ile sedimentasyon hızlarını 0.7 ile 1.4 $\text{g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ arasında tayin

etmişlerdir. Yüzey sedimentlerinde ise ortalamadan farklı olarak sedimentasyon hızlarının 1.1 ile 1.8 g cm⁻²yıl⁻¹ arasında değiştiği belirlenmiştir.

S.K. Jha (2003), atmosferik ¹³⁷Cs tarihleme ile Hindistan'da Thane Koyu'ndaki Pb ve Hg kirliliğini kronolojik olarak belirlemişlerdir.

Literatürde birçok çalışmada (Somayajulu, 1999; Jha, 2003; Santchi, 2001, Masque, 2003; Pfitzner, 2004) ¹³⁷Cs ile tarihleme yöntemi ²¹⁰Pb ile birlikte ve ²¹⁰Pb yöntemini desteklemek amacıyla kullanılmaktadır. Bu çalışmaların çoğunda her iki yöntemin birbirine yakın sonuçlar verdiği ve tutarlılık gösterdiği görülmüştür.

2. GENEL BİLGİLER

2.1. ^{210}Pb 'un Genel Özellikleri

Kurşun, periyodik cetvelin IV-A grubunda yer alan yoğun (11.34 g cm^{-3}) gri bir metaldir. Erime ve kaynama noktası sırasıyla $327 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ve $1620 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 'dir.

Kurşunun kütle numarası 194 ile 214 arasında değişen 20 izotopu bulunmaktadır. Uranyum bozunum serisinin bir ürünü olan ^{210}Pb ($t_{1/2}=22.3$ yıl), bunlar içinde doğal olarak bulunan, dakika ve saatten daha uzun süre kararlı kalabilen tek radyoaktif izotopudur. Rama tarafından ^{222}Rn bozunumundan atmosferik ^{210}Pb akısının ortalama $15 \text{ atom / dakika cm}^2$ olduğu tahmin edilmiştir (Ivanovich ve Harmon, 1992; Uğur, 1998).

^{210}Pb , izlemeye uygun yarı ömrü ve diğer özellikleri nedeni ile tarihleme, erozyon, kirlilik izlenmesi gibi pek çok uygulamada yararlanılan bir radyonüklittir. ^{210}Pb yüksek intensiteli ve düşük enerjili bir beta (0.015 MeV , 0.061 MeV) ve gama (0.47 MeV) yayımlayıcısıdır ve doğrudan sayımlarında bazı güçlükler vardır. 1976 yılında Gaeggeler ve arkadaşları düşük enerjili gamaları ayırma gücü yüksek Ge(Li) dedektörlerle göl sedimentlerinde dedekte etmişlerdir. Yener ve Yaprak (1991) tarafından, jeolojik örneklerde düşük enerji sintilasyon spektroskopisi ile ^{210}Pb 'u ve direkt olarak ^{238}U 'i ölçmeyi mümkün kılan bir yöntem geliştirilmiş ve uranyum içeriği yüksek kömür kullanan bir santrale uygulanmıştır (Yener and Uysal, 1995). Beta veya düşük enerji gama ölçümlerinde örnekteki atenuasyon önemli bir problem oluşturur. Bu nedenle ^{210}Bi 'un ($t_{1/2}= 5$ gün) yüksek enerjili betaları ($E_{\text{max}}= 1.17 \text{ MeV}$) veya ^{210}Po 'dan ($t_{1/2}= 138$ gün)

yayımlanan alfa partiküllerinin ölçümleri ^{210}Pb 'un dolaylı olarak ölçüldüğü en yaygın olarak kullanılan iki analiz şeklidir (Uğur, 1998).

2.1.1. Atmosferde ^{210}Pb

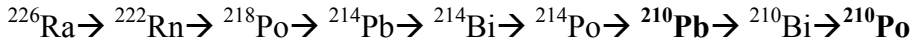
Atmosferdeki radyoaktif kurşunun kaynağı çeşitli yollardan atmosfere yayılan ^{222}Rn 'nin bozunumudur. ^{222}Rn topraktaki boş alanlar veya difüzyon yoluyla atmosfere doğru yayılır. Radonun yayılımı kompleks bir şekilde toprağın tipine, geçirgenliğine, nem içeriğine, yağış miktarına, buz veya kar ile kaplanış süresine, atmosferik basınca, rüzgara ve termal dengeye bağlı olarak değişim göstermektedir. Radonun yayılım hızı bitkiler tarafından da arttırılabilmektedir. Bu nedenle dünyanın pek çok alanında rapor edilen ortalamalar çok çeşitlilik göstermektedir. Dünyadaki toplam karasal alanların sadece dörtte üçü radonun atmosfere yayımlayabilmektedir, kalan bölüm ise (%24) radonun atmosfere kaçışını engelleyen buzullarla ve 'permafrost' alanlarla kaplıdır (Uğur,1998).

Atmosferde ^{222}Rn 'nin bozunum zincirinde oluşan ^{210}Pb 'un atmosferde kalış süresi yarı ömrüne oranla oldukça kısadır ve atmosferdeki miktarı oldukça azdır. ^{210}Pb 'un atmosferde kalış süresi birçok çalışmada yaklaşık 1 ay olarak tahmin edilmiştir (Burton ve Stewart, 1960; Jarowski, 1969; Francis, 1970; Peirson, 1966; Ivanovich ve Harmon, 1992). Atmosferdeki her bir ^{210}Pb atomu havadaki partiküllere bağlanır ve kuru depozisyon veya atmosferik yağışlarla yer yüzeyine, göllere, denizlere ve okyanuslara geri dönerek kurşun akısını oluşturur (Cochran, 1997; Uğur, 1998; Lundqvist, 2002).

Küresel atmosferik ^{210}Pb bozunum değeri $0.0165 \text{ Bq cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ (Krishnaswami ve Lal, 1978) ve bu nedenle atmosferik ^{210}Pb envanteri değeri 0.529 Bq cm^{-2} olmalıdır (Kumar, 1999).

2.1.2. Akuatik Ortamlarda ^{210}Pb

Akuatik ortamlarda ^{210}Pb , dengede ve dengeüstü olmak üzere iki temel bileşene sahiptir. Dengedeki bileşen ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) uranyum serisinden gelen ortamın bünyesinde bulunan, 1622 yıl yarı ömürlü ^{226}Ra 'ın bir asal gaz olan ^{222}Rn 'a bozunmasıyla devam eden bozunum serisinden gelir.



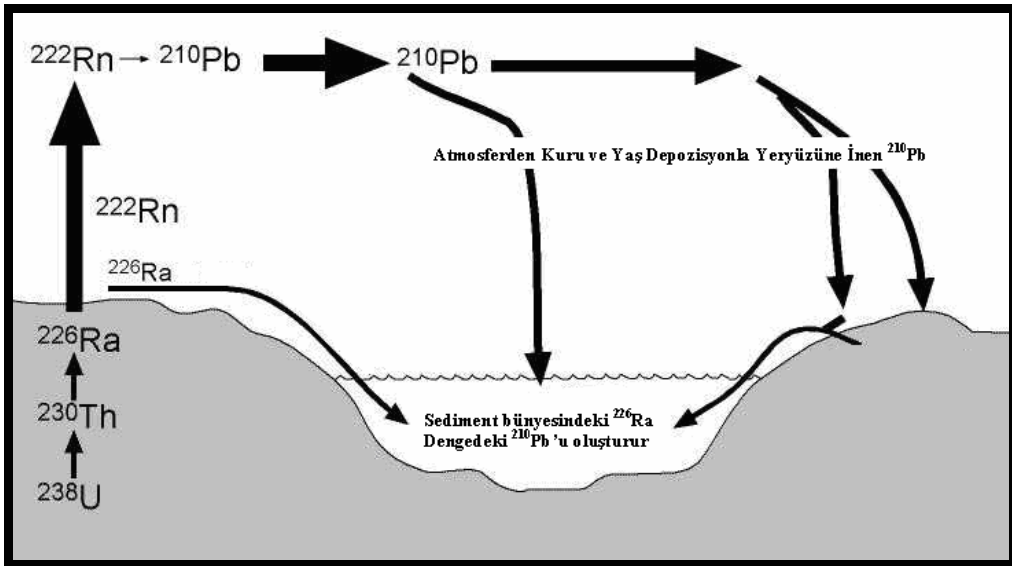
Denge üzerindeki ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) bileşenini oluşturan en önemli kaynak ise atmosferdeki ^{222}Rn 'dur. Radonun bozunum serisi içinde oluşan ^{210}Pb yağışlarla, karla veya kuru depozisyonla yer yüzeyine, göllere, denizlere ve okyanuslara geri döner.

Yeraltı sularında, nehirlerde, göllerde ve nehirlerin denizlerle birleştiği alanlarda ^{210}Pb ; toprak partikülleri, kaya parçaları, askıdaki materyaller veya sedimentler ile dibe çökmektedir (scavenging). Bu nedenle ^{210}Pb , ağır metallerin toprak, akarsu ve nehirlerin denizlerle birleştiği alanlardaki davranışları için önemli izleyicilerdendir.

Sediment yüzeyinde ve yakınında ^{210}Pb aktivitesi ^{226}Ra ve ^{222}Rn aktivitesinden daha fazladır. Robbins ve Edgington (1975), Amerika'da Michigan gölünde yaptıkları analizlerde sedimentlerdeki ^{210}Pb fazlalığının nedeninin atmosferik yağışlar olduğu sonucuna varmışlardır. Bu fazlalık

deniz yüzeyinden (scavenging) dibe çökme yoluyla meydana gelmektedir. Derin okyanuslardaki sediment içinde bu fazlalığın yayıldığı derinlik sedimentasyon hızına ve etkin olarak sediment karışımını derecesine bağlıdır (Uğur, 1998). Çoğu durumda dengedeki ^{210}Pb ile dengedeki ^{226}Ra 'un radyoaktif dengede olduğu tahmin edilir ve her seviyedeki denge üstü ^{210}Pb toplam ^{210}Pb 'dan ^{226}Ra çıkarılarak elde edilir. Klasik radyoaktif bozunum yasalarına uygun olarak denge üzeri ^{210}Pb aktivitesi her bir sediment tabakasında tabakanın yaşıyla azalır (Kumar, 1999).

Yeraltı sularındaki ^{210}Pb 'un ana kaynağı bu suları çevreleyen kayalarda çözünen ^{226}Ra 'un bozunumudur. Nehirsel ortamlardaki çözülmüş ^{210}Pb 'un ana oluşum şekli ise su yüzeyinden gerçekleşen doğrudan çökelmelerdir. ^{210}Pb 'un nehirsel ortamlara bu şekilde geçişi askıdaki katıların transferine bağlıdır.



Şekil 2.1 Akuatik ortamlarda denge ve dengenin üzerindeki ^{210}Pb oluşumu

2.2. ^{210}Po 'un Genel Özellikleri

Piere ve Marie Curie tarafından uranyum cevherinden ayrılan ilk radyoaktif element olan polonyum periyodik cetvelin IV-A grubunda yer alan gümüşü gri ya da siyah renkli bir elementtir. Yoğunluğu 9.32 g cm^{-3} , erime ve kaynama noktası sırasıyla $254 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ve $962 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 'dir. Kütle numarası 192 ile 218 arasında değişen 27 civarında izotopu vardır. Tamamı radyoaktif olan bu izotopların büyük çoğunluğu alfa yayıcıdır ve kısa ömürlüdür (Wildgust, 1998; Sekkin, 2000; Saçan, 2004).

Polonyum izotopları içerisinde en önemlisi olan ^{210}Po uranyum serisinden gelen radyumun bozunma zincirinde yer alır ve kısa yarı ömrü nedeniyle spesifik aktivitesi yüksek bir radyoaktif maddedir. Yarı ömrü 138.4 gün olan ^{210}Po , 5.304 MeV enerjili alfa parçacıkları yayımlayarak ^{206}Pb 'a (kararlı) bozunur. ^{210}Po , uzun yarı ömürlü bir radyoizotop olmamakla birlikte doğadaki bolluğu yarı ömrü 22 yıl olan ^{210}Pb bozunumu ile kararlı bir şekilde devam etmektedir. Bu nedenle doğadaki ^{210}Po 'un miktarı ve davranışı büyük ölçüde ^{210}Pb 'un miktarına ve davranışına bağlıdır. ^{210}Po radyotoksitesiti yüksek olan bir radyoizotoptur ve buna bağlı olarak biyolojik etkileri ^{210}Pb 'a göre daha fazladır. ^{210}Po 'un tek bir bozunumunda açığa çıkan eşdeğer doz oranı ^{210}Pb 'nin bozunumundan açığa çıkan dozdan binlerce defa daha fazladır (Uğur, 1998; Gönülalan, 2006).

2.2.1. Akuatik Ortamlarda ^{210}Po

Denizlerde ^{210}Po 'un başlıca ana kaynağı ^{210}Pb 'un bozunumudur. Böylece ^{210}Pb 'un akuatik ortamlardaki kaynakları, aynı zamanda ^{210}Po 'un belirleyicisidir.

Su içinde ^{210}Po 'un durumu sadece kendi hidrolojik özelliklerinden kaynaklanmaz. Aynı zamanda askıdaki materyallerle adsorbsiyon ve organik ligandlarla oluşturduğu bileşikler söz konusudur. Askıdaki materyallerin ve çeşitli organik materyallerin yoğunluğu farklı alanlarda ve derinliklerde değişim göstermektedir. Dolayısıyla ^{210}Po 'un okyanuslarda dağılımı düzenli olsa da akuatik ortamlardaki ve organizmalardaki birikim oranı çok çeşitlidir (Uğur, 1998).

2.3. Denizlerde Sedimentasyon Olayı

Okyanus ve denizlerin çok dik veya şiddetli akıntıların mevcut olduğu bölgeler dışında kalan tabanı, genellikle dip kayacın gözlenmesini engelleyen çok kalın bir sediment tabakası ile örtülmüş haldedir. Bu örtünün kalınlığı ve yapısı, okyanuslarda gelişen fiziksel, kimyasal, jeolojik ve biyolojik olayların etkisinde olup, bu olaylar okyanusların farklı taban yapısında olmalarının nedenidir. Dipte biriken materyalin bölgesel değişimlerinde coğrafi faktörler etkili olmaktadır.

Sedimentasyon olayı, genel olarak karasal ortamın aşınması (erozyon) sonucu oluşan ve denizlere taşınan parçacıkların dipte birikmeleridir. Sadece karasal kökenli parçacıklar okyanusların sahile yakın çukur bölümlerinde biriktikleri halde, suda asılı halde bulunan parçacıklar tüm okyanus diplerine düzenli olarak dağılma eğilimindedirler (Uğur, 1998; Saçan, 2004; Gönülalan, 2006).

2.4.Deniz Sedimentleri

Deniz sedimentlerinin yapıları ve bileşimleri büyük farklılıklar gösterir. Bunlar kaya parçalarının aşınması ile ortaya çıkan çöküntülerden, deniz kabuklularından, çeşitli organizmaların ortaya çıkardığı organik materyallerden, deniz suyundan çökelen tuzlardan veya volkanik ürünlerden meydana gelebilir.

2.4.1. Sediment Kaynakları

Başlıca sediment kaynakları; nehir kökenli sedimentler, buzul alanlardan kaynaklanan sedimentler, rüzgârların taşıdığı sedimentler ve volkanik olaylardan kaynaklanan sedimentler olarak dört gruba ayrılır.

Sedimentlerin ana kaynağı olan nehirlerde çözünen ve nehirlerle taşınan karasal orijinli materyaller, nehirlerin denizlerle birleştiği noktalarda denize taşınırlar. Denizlerde bu şekilde ne oranda materyalin biriktiği konusunda kabaca tahminler yapılabilmektedir. Doğu Çin Denizi'nde oluşan sedimentasyonun önemli bir bölümünün denize dökülen Yangtze ve Yellow nehirlerinden kaynaklandığı ve bu nehirlerin denizle birleştiği kısımlarda sedimentasyonun diğer kısımlara oranla daha yüksek olduğu belirlenmiştir. (DeMaster, 1985; Huh ve Su, 1999).

Buzullar ile ince veya kalın materyallerin denizlerden uzaklara taşınması mümkün olabilmektedir. Kuzey kutbuna yakın alanlarda buz kütlelerinin taşıdığı materyaller sedimentasyon hızını etkileyen hareketlerdendir.

Buzulların taşınmasının tersine, rüzgârlarla sadece ince materyaller taşınabilir. Dayanıklı materyallerin çoğu ise volkanik oluşumlardan kaynaklanmaktadır. Örneğin Pasifik'teki derin sulardaki killerin ana kaynağı volkanik küllerin ayrışmasıdır. Volkanik materyaller kara parçalarını da aşındırmakta ve bu materyalleri denizlere karasal orijinli sedimentler olarak taşımaktadır.

2.4.2. Sediment Çeşitleri

Okyanus ve denizlerin dibini örten sedimentlerin düşey ve yatay doğrultudaki dağılımı farklı etkenlerin kontrolünde geliştiğinden daima farklı olmakta ve bu nedenle de birikimin gerek yapısı ve gerek kalınlığı bölgelere ve derinliğe bağlı olarak değişmektedir. Dolayısıyla okyanusların ve denizlerin dipleri coğrafik konumlarına ve bölgesel koşullarına bağlı olarak farklı sediment tipleri ile örtülmektedir (Geldiay ve Kocataş, 2002).

Denizlerdeki sediment tabakaları incelendiğinde bunların çeşitli kaynaklardan geldiği görülür. Materyallerin kaynaklarına göre sediment çeşitleri dört gruptur. Bunlar; litojenik, hidrojenik biyojenik ve kozmojenik kökenli sedimentlerdir. Okyanus kıyılarında ayrıca tuz depozitleri de bulunmaktadır. Litojenik ve biyolojik kökenli sedimentler okyanusların %75'e yakın bir kısmını kaplarlar, dolayısıyla diğer sediment türlerine oranla baskındırlar. Derin okyanuslarda ve denizlerde ise biyolojik kökenli sedimentler daha baskındırlar (Uğur, 1998; Gönülalan, 2006).

2.4.2.1. Litojenik kökenli sedimentler

Bu tür sedimentler kayaların aşınması sonucunda ve volkanik olaylarla meydana gelen ürünlerdir. Nehirler, buzullar ve rüzgârlarla taşınırlar. Deniz sedimentlerinin büyük çoğunluğunu (~ %70) litojenik kökenli sedimentler oluşturur. Terrijenik parçalardan oluşan litojenik kökenli sediment renkleri genellikle gri-mavi veya gri-yeşilden açık zeytin yeşiline değişir. Renklerin bu değişikliğine organik maddeler ve indirgenmiş demir bileşikleri neden olur. Organik bileşiklerin bozunma veya ayrışma olayı, sedimentlerdeki oksijeni tüketir ve demiri indirgenmiş (Fe^{+2}) düzeyde tutar. Bazen, organik maddeler tamamen ayrışır ve sedimentlere siyah renk verir. Sediment hava ile etkileştiğinde bu siyah renk kaybolur. Derin okyanus sedimentleri dipten 10 cm kadar aşağıda, daha alt katmanlardaki sedimentlerden farklı bir renge sahiptir. Su kolonlarında oksijenle temas, demiri, içinde yüksek değerde demir iyonu bulunan oksitlenmiş durumda tutar. Bu yüzden sediment renkleri, yeşilimsi açık kahverengiden, hafif kırmızımsı kahverengiye değişkenlik gösterir (Uğur, 1998; Gönülalan, 2006). Litojenik kökenli sedimentlerin tipik örnekleri;

- Organik içeriği zengin killi kumlar (Bataklıklar)
- İnce tabakalanmış, küçük kabuklar içeren kumlu killer
- Bünyesinde kuartz bulunan kumlar (Kumsallar)
- Zeytuni yeşil renginde homojen ve tek hücreli deniz algleri çöküntülerini bünyesinde bulunduran çamurlar
- İnce taneli karasal sedimentler olarak verilebilir (Anikouchina and Sternberg, 1973; Uğur, 1998; Gönülalan, 2006).

2.4.2.2. Biyojenik kökenli sedimentler

Bu sediment türleri organizma kalıntılarını, karbonat, opal ve kalsiyum fosfat bileşiklerini içerir. Organik sedimentler su kolonlarıyla dibe çökerler ve bağımsız hareket ederler. Dalgalar ve akıntılarla yeniden dağılımları, sediment yüzeyinde ve içinde yeniden çözümleri söz konusu olabilir. Bu tip sedimentlerin üçü kalkerli, ikisi silisli olmak üzere beş kaynağa sahiptir. Kalkerli kaynakları, Globijerinler, Pteropodlar ve Coccolithophorlar oluşturur. Globijerinler, sıcak sularda yaşayan CaCO_3 'dan yapılmış kabuğa sahip tek hücreli organizmalardır. Bu küçük organizmaların kabuklarının birikimi sonucu %90-95'e varan CaCO_3 içeren bir çamur oluşur. Pteropodlar tropikal bölgelerde yaşayan kalker kabuklu küçük planktonik mollusklerdir. Coccolithophorlar de açık denizlerin pelajik bölgelerinde yaşayan tek hücreli planktonik alglerdir. Bunların kabuklarına da deniz diplerindeki kalkerli sedimentler içinde bol olarak rastlanır. Ayrıca organik kökenli kalkerli kaynaklara, planktonik olmayan ve özellikle sıcak bölgelerdeki sularda gelişen Anthozon'ların yaptıkları Mercan resifelerini de eklemek gerekir.

Biyojenik sedimentlerin silisli kaynaklarından birini Diatomlar, diğerini ise Radiolarlar oluşturur. Diatomlar az tuzlu soğuk sularda yaşayan, mikroskopik tek hücreli alglerdir. Radiolar türleri ise tek hücreli hayvanlar olup silisten yapılmış iskeletleri vardır (Kocataş,1986; Uğur,1998).

- Biyolojik kökenli sedimentleri en genel tipleri;
- İstridye kümeleri (Lagoon)
- Kabuklu kumlar (Tropikal kumsallar)
- Deniz yüzeyine çok yakın mercanlı yapıdaki kayalar
- Birbirinden iyi ayrılmış kumlu kireç taşları (Bahamalar)

- Biyolojik karışımla meydana gelmiş gri kalkerli sulu çamurlar (Derin deniz zeminleri)
- Yeşilimsi silisli sulu çamur (Derin deniz zeminleri) şeklinde sıralanabilir (Uğur, 1998).

2.4.2.3. Hidrojenik kökenli sedimentler

Deniz sularında veya karasal sularda meydana gelen çöküntülerdir. Ayrıca yeni depozitlerin çökerken meydana getirdiği kimyasal tepkimelerle oluşan ürünlerde bu türe girer. Denizlerde çeşitli yollarla taşınan çözünmüş haldeki tuzlar, bu ortamın fiziko-kimyasal etkisi sonucu çözünmüş durumlarını devam ettiremezler ve zamanla katı madde haline dönüşerek tabanda birikirler. Çökelen bu maddeler deniz dibi sedimentlerinin hidrojenik kökenli kısmını oluştururlar. Metalce zengin manganez nodülleri bunlara örnek gösterilebilir (Uğur, 1998; Gönülalan, 2006).

2.4.2.4. Kozmojenik kökenli sedimentler

Bu sediment tipi mikro-meteoritlerden oluşur. Göktaşı, kozmik toz ve meteoritlerin yeryüzüne sürekli bir yağışı olmasına karşın sedimentlerin çok küçük bir kısmını (~ %1) oluştururlar. Okyanuslara düşen bu kozmik materyal çapları bir mikrondan 0.5 mm'ye kadar tayin edilmiştir (Gönülalan, 2006).

2.5. ^{210}Pb ile Tarihleme Çalışmaları

Yarı ömrünün 22.3 yıl olması nedeniyle ^{210}Pb denizlerdeki sedimentolojik çalışmalarda izlenen en önemli ve tek doğal radyoaktif izotopdur. ^{238}U serisinin bir ürünü olan ^{210}Pb 'un deniz sedimentlerinde dengede ve dengenin üzerinde olmak üzere iki bileşeni vardır. Dengedeki bileşen sedimentlerde doğal jeolojik yapıda bulunan ^{226}Ra 'un bozunum zinciri yoluyla oluşur. Dengenin üzerindeki bileşen ise ^{210}Pb 'un atmosferik yağışından kaynaklanan bileşendir. Genel olarak ^{210}Pb yağışının olmadığı alanlarda ^{210}Pb ile ^{226}Ra 'un radyoaktif dengede olduğu söylenebilir. Dengenin üzerindeki ^{210}Pb konsantrasyonu toplam ^{210}Pb konsantrasyonundan dengedeki ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}} = ^{226}\text{Ra}$) konsantrasyonunu çıkarılmasıyla bulunur ve her bir sediment katmanındaki dengenin üzerindeki ^{210}Pb konsantrasyonu genel radyoaktif bozunum yasalarına göre katmanın yaşına bağlı olarak azalır (Uğur, 1998; Sanada, 1999; Sanchez-Cabeza, 1999; Fan, 2000; Leseur, 2001; Lewis, 2002; Rubio, 2003).

Radyoaktif kurşun ile ilgili uygulamalar 1950 başlarında İsviçre'nin Bern üniversitesinde yapılan çalışmalarla Goldberg'in 1963 yılında yaptığı çalışmadan 10 yıl kadar öncesine dayanmaktadır. 1951 yılında Houtermans ^{238}U ile dengedeki ^{210}Pb 'un spesifik aktivitesini kullanarak mineral yaşlarını tayin etmeyi önermiştir. Begemann ve ark.(1954), Eberhart ve ark. (1955) ^{210}Pb ve diğer kurşun izotoplarını kullanarak volkanik aşamaların iç yüzünü anlamaya çalıştılar. İlk tarihlemeyi 1963 yılında Goldberg dengenin üzerindeki ^{210}Pb 'un radyoaktif bozunumunu kullanarak buzullarda yaptı. Birkaç yıl sonra Krishnaswami ve arkadaşları (1971) günümüz tatlısu göl sedimentlerini tarihlemek için ^{210}Pb yanı sıra diğer üç radyonüklidi (^{32}Si , ^{55}Fe ve ^{137}Ce) ölçerek kullandılar ve ^{210}Pb 'un yüzyıl veya yüzyıl kadar yaşlı göl

sedimentlerini tarihlemek için ideal olduğu kararına vardılar. Daha sonra, Koide ve arkadaşları (1972, 1973) yöntemin yararlılığını onaylamış ve bir seri gölde sedimentasyon hızlarını belirlemiştirler. Bir başka çalışmada Robbins ve arkadaşları (1978) Ontario ve Erie gölünde kütle sedimentasyon hızını tahmin etmek için ambrosia (ragweed) polen kullandılar ve deneysel şüphe içinde sedimentasyon hızlarını elde etmede ^{210}Pb ve ^{137}Cs yöntemlerinin mutabık olacak kadar iyi olduğunu gözlediler. Edgington ve arkadaşları (1991) yapay ^{137}Cs ve doğal ^{210}Pb 'u Baikal gölünde sedimentasyon hızlarını hesaplamakta kullandılar. Toplamda sonuçları paleolimnological olguların zamanı, göldeki farklı depozisyonel bölgelerin ömrü, sediment ve kütle-denge modellerin gelişimi hakkında bilgi sağladı (Von Gunten ve Moser, 1993; Uğur, 1998; Kumar, 1999).

^{210}Pb 'un bozunum ürünlerinden ^{210}Po 'un ölçülebilirliği bu yöntemin uygulanabilirliğini arttırmıştır. ^{210}Pb ile tarihleme yöntemi deniz sedimentlerinde, körfezlerde, haliçlerde ve göllerde sedimentasyon hızının belirlenmesi çalışmalarında da uygulanmaktadır.

Von Gunten ve Moser (1993) İsviçre'nin Zürih Gölünde bu yöntem ile sediment akümülyasyon hızlarını gölün farklı bölgelerinde 0.13 ile $0.40 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ arasında değişen değerlerde belirlemişlerdir. Aynı gölde Erten ve arkadaşlarının (1985) yaptıkları çalışmada alınan iki korda ^{210}Pb 'un kütle derinliğiyle değişimi incelenmiş ve sediment akümülyasyon hızları sırasıyla $0.06 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$, $0.09 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ olarak belirlenmiştir (Von Gunten ve Moser, 1993).

Gökmen ve arkadaşları (1996), Marmara Denizi'nin kuzey, kuzeybatı ve güneybatısında yaptıkları çalışmada sedimentasyon hızlarını ve sediment

yüzeyindeki ^{210}Pb akısını ölçmüşlerdir. İstanbul ve Çanakkale Boğazı sığılıklarında kütle sedimentasyon hızlarını 0.19 ve 0.73 g $\text{cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ olarak, Marmara Denizi'nin kuzeybatı ve orta havzasında ise sırasıyla 0.19, 0.73 g $\text{cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ olarak tayin etmişlerdir. Çalışmalarında Çanakkale ve İstanbul Boğazı'ndan topladıkları çoğu örnekte boğazlardaki güçlü akıntı nedeniyle aktivitenin homojenizasyonu analizi engellemiştir.

Zuo ve arkadaşları (1997), sedimentasyon hızlarını belirlemek ve farklı su derinliklerinde sedimentasyonun değişimini incelemek için Kuzeybatı Akdeniz Lion Körfezinden 'box corer' (30x50cm) ile sediment kor örnekleri toplamışlardır. Akdeniz'in 2800 m derinlikteki açıklarına kadar geniş bir alandan örnekleme yapmışlar ve 200 m'den derin sularda sedimentasyon hızının sabite yakın bir şekilde azaldığını ortaya koymuşlardır. Sedimentasyon hızı ile su derinliği arasındaki ilişkiyi aşağıdaki şekilde ifade etmişlerdir.

$$\text{Sedimentasyon Hızı (Su Derinliği} > 200 \text{ m)} = 0.13 - 0.00004 \times \text{SuDerinliği}$$

Çalışmalarında 0.01 ile 0.6 cm yıl^{-1} arasında değişen depozisyon hızları belirlemişler ve Rhone nehrinin depozisyonel sistem üzerinde önemli etkiye sahip olduğu kanısına varmışlardır. Sonuç olarak depozisyonun sadece su derinliğine bağlı olmayıp biyolojik aktiviteler ve atmosferik girişlerle de değiştiğini belirlemişlerdir.

Huh ve Su (1999), Doğu Çin Denizi'nin sedimentasyon dinamiklerini aydınlatmak için ^{210}Pb , $^{239+240}\text{Pu}$ ve ^{137}Cs radyonüklidlerini kullanarak güney kıyısı iç sığılıklarıyla doğu bölgesinden açıklarda ~2'den 0.2 cm yıl^{-1} 'a kadar azalan sedimentasyon hızlarını belirlemişlerdir.

Kumar ve arkadaşları (1999), Hindistan'ın Naini Gölü'nde yaptıkları çalışmada ^{210}Pb 'un göl sularında ortalama 2 ay kaldığını belirlemiştir. Sediment su yüzeyindeki ^{210}Pb profilinin coğrafi konum, toprak kayması, sediment odaklanması, seyrelme, sediment kompozisyonunda homojensizlik gibi faktörlerin etkisinde olduğunu belirlemiştir. Yapılan analizler sonucunda Naini Gölü'nde ^{210}Pb konsantrasyonları düşük ve ^{210}Pb profillerini doğrusal (tekdüze) olmadığı gözlenmiştir. Bunun sebebi göl tabanındaki önemli biyolojik aktivitelerin sebep olduğu kayda değer bioturbasyon ve anoxic durumların sebep olduğu kısa kalış zamanının (Jauhari and Hashmi, 1994) olduğu bulunmuştur. Sediment akümülyasyon hızlarını 0.112 ile 0.289 $\text{g cm}^{-2}\text{a}^{-1}$ arasında hesaplamışlardır.

Uğur ve Yener (2001), Gökova Körfezi sediment korlarında dengenin üzerindeki ^{210}Pb aktivitesinin 82.8 ile 29.2 Bqkg^{-1} arasında değiştiğini belirlemiştir. Gökova Körfezi için sediment akümülyasyon hızlarını $0.32\pm 0.01 \text{ cm yıl}^{-1}$ ($0.17\pm 0.01 \text{ g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$) ile $1.92\pm 0.20 \text{ cm yıl}^{-1}$ ($1.13\pm 0.10 \text{ g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$) arasında hesaplamışlardır.

İspanya'nın Cadiz Körfezi'nde marina sedimentlerini tarihlemek ve körfezdeki ağır metal konsantrasyonunun zamanla evrimini görme amacıyla yapılan çalışmada Liger ve arkadaşları (2002), sedimentasyon hızlarının yaklaşık 0.2 cm yıl^{-1} olarak belirlemişler ve inceledikleri korların 107, 111 ve 115 yıllık bir süre içinde biriktiğini hesaplamışlardır.

Uğur ve arkadaşları (2003), Girit Adası'nda termal bölgeye farklı uzaklıklardaki istasyonlardan sediment kor örneği alarak bu korları tarihlemişlerdir. Çalışmalarında ortalama ^{210}Pb envanterini 3256 Bqm^{-2} , yıllık ^{210}Pb akısını $105 \text{ Bqm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ olarak hesaplamışlardır. İnceledikleri korlarda

CRS ve CIC modellerini kullanarak sedimentasyon hızlarını 0.088 ± 0.008 ile 0.14 ± 0.01 cm yıl⁻¹ arasında belirlemişlerdir. En yüksek ²¹⁰Pb aktivitesi 89 Bqkg⁻¹ ile termal bölgeye en yakın istasyonda belirlenmiş ve en düşük sedimentasyon bu istasyonda gözlenmiştir.

Ayçık ve arkadaşları (2004), Karadeniz'in Romanya kıyılarından ile aldıkları korda sedimentasyon hızını $0,20 \pm 0.01$ cm yıl⁻¹ olarak hesaplamışlardır. Bu yöntemle elde ettikleri sonucu doğrulamak için antropojenik radyonüklid ¹³⁷Cs kullanarak sedimentasyon hızını belirlemişler ve ²¹⁰Pb ile bulduklarına çok yakın olan 0.15 ± 0.03 cm yıl⁻¹ değerine ulaşmışlardır.

Crusius ve arkadaşları (2004), Massachusetts Körfezi'nden topladıkları sediment kor örneklerinde ²¹⁰Pb ve ²³⁹⁺²⁴⁰Pu profilini incelemişler, 25-35 cm derinliğe kadar biyoturbasyonun yayıldığını gözlemlemişlerdir. Bu korlarda her iki nüklidin yüzeyden itibaren tekdüze bir azalma gösterdiğini ve biyolojik karışımla sabitleştiğini fark etmişlerdir.

Literatür incelendiğinde birçok haliç, körfez, gölde ve kanyonda ²¹⁰Pb tarihleme yöntemiyle birikimin tarihlenmesi, birikim hızının belirlenmesi ve birikim kaynaklarının tayin edilmesi amacıyla çok sayıda çalışma yapılmıştır. Bu çalışmalar günümüzde çeşitlenerek biyolojik aktiviteler ile birikim hızının ilişkisi incelenmektedir.

Sombrito ve arkadaşları (2004) Dünya Atom Enerjisi Ajansı (IAEA) destekli olarak Filipinlerde yaptıkları bir çalışmada ²¹⁰Pb ile sedimentasyon hızını belirlemişler ve sedimentasyon hızı ile zararlı su yosunu çoğalmasını (harmful algal bloom) ilişkilendirmişlerdir. Zararlı su yosunu çoğalmasına

neden *Pyrodinium* kistin'in ince tanecikli sedimentlerle pozitif ilişkide olduğu ve ince tanecikli sedimentlerde baskın olan ^{210}Pb 'un bu kistler için iyi bir iz element olduğunu belirlemişlerdir.

2.6. Sedimentasyon ve Tarihleme Çalışmalarında Kullanılan ve ^{210}Pb Tayinlerinin Temel Alındığı Matematiksel Modeller

Genel olarak ^{210}Pb ile sediment tarihleme çalışmalarında radyoaktif bozunum yasalarının temel alındığı üç model vardır. Bunlar;

1. ^{210}Pb akısının ve akümülyasyon hızının sabit kabul edildiği model.
2. Başlangıçtaki konsantrasyonun sabit fakat akümülyasyon hızının değiştiği model.
3. ^{210}Pb akısının sedimentasyon hızına oranının sabit olduğu model.

Her üç model için başlangıç bağıntısı,

$$A_{Pb-210ex}(t) = (F_{Pb-210} / w) \times e^{-\lambda t} \quad (1)$$

veya

$$A_{Pb-210ex} = A^0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir (Smith, 1979; Uğur, 1998).

Burada,

$A_{Pb-210ex}(t)$ = t zamanında radyoaktif dengenin üzerindeki ^{210}Pb aktivitesi (dpm/g veya Bq/g),

F_{Pb-210} = sediment-su ara yüzeyinde ^{210}Pb akısı (dpm $\text{cm}^{-2} \text{y}^{-1}$ veya Bq $\text{m}^{-2} \text{y}^{-1}$),

w = sediment akümülyasyon hızı (g $\text{cm}^{-2} \text{y}^{-1}$),

λ = ^{210}Pb 'nun radyoaktif bozunum sabiti (0.693/22.3 y = 0.0311 y^{-1})

t = zaman (yıl)

2.6.1. ^{210}Pb akısının ve akümülyasyon hızının sabit olduğu model (CRS, Constant Rate Sedimentation)

CRS (Constant Rate Sedimentation) yani akümülyasyon hızının sabit olduğu modelin geçerli olduğu durumlarda, t yaşına bağlı olarak ^{226}Ra ile dengedeki değerın üzerindeki ^{210}Pb konsantrasyonundaki değişmeler aşığıdaki gibi verilir:

$$A_{Pb-210}(t) = (F_{Pb-210} / w) x e^{-\lambda t} \quad (3)$$

$$A_{Pb-210ex} = A^0 e^{-\lambda t} \quad (4)$$

Burada A^0 , ^{210}Pb 'nun sediment yüzeyindeki aktivitesidir.

Bu modelin geçerli olduğu durumlarda sediment akümülyasyon hızı ve sediment-su ara yüzeyine ^{210}Pb akısı sabittir.

Yukarıda,

$$t = m / w \text{ yazılarak}$$

$$A_{Pb-210ex} = A^0 e^{-\lambda m/w} \quad (5)$$

elde edilir. Logaritmalar alındığında,

$$\ln A = \ln A^0 - \lambda t \quad (6)$$

veya

$$\ln A = \ln A^0 - \lambda m/w \quad (7)$$

elde edilir. Burada,

$$(a) \ m = \text{derinlik (cm)} \quad w = \text{sedimentasyon hızı (cm/y)}$$

$$(b) \ m = \text{kütle derinliği (g/cm}^2\text{)} \quad w = \text{sediment akümülyasyon hızı (g/cm}^2\text{y)}$$

Bu modellemede dengenin üzerindeki ^{210}Pb aktivitesinin, kütle derinliğine karşı çizilen grafiğinde doğrunun eğimi $-\lambda/w$ 'ya eşit olacaktır ve y eksenini ile kesişme noktası “intercept” $\ln A^0$ 'a eşit olduğu açıktır.

Böylece,

$$w = -\lambda / \text{eğim} \quad (8)$$

$$y = \ln A^0 = F / w$$

Yazılarak F akısı,

$$F = wx y = -\lambda x y / \text{eğim} \quad (9)$$

olarak elde edilir (Smith, 1979; Uğur, 1998).

2.6.2. Sabit Akı Modeli (CF, Constant Flux)

Bu modelde (CF, Constant Flux) toplam dengenin üzerindeki ^{210}Pb konsantrasyonunun A 'nın aşağıdaki formüle göre t yaşına bağlı olarak değişimi çok çeşitli olacaktır;

$$A_{Pb-210}(t) = (F_{Pb-210} / w(t)) x e^{-\lambda t} \quad (10)$$

F_{Pb-210} = sabit, fakat w, t yani zaman ile deęişkendir.

Bu modelde ana fikir, partikül ve ^{210}Pb kaynaklarının bağımsız olduğu ve sediment akümülyasyon hızındaki değişmelerin ^{210}Pb akısını etkilemediğidir.

$$I_{Pb-210}(m) = \int_m^{\infty} F / w(t) x e^{-\lambda t} dm \quad (11)$$

Burada, $I_{Pb-210}(m)$ = sedimentte m derinliğinin altındaki toplam ^{210}Pb konsantrasyonudur (dpm/cm²). Yukarıdaki eşitlikte $dm / dt = w(t)$ kullanılarak;

$$I_{Pb-210}(m) = \int_t^{\infty} F / w(t) x e^{-\lambda t} dt \quad (12)$$

$$I_{Pb-210}(t) = F e^{-\lambda t} dt \quad (13)$$

elde edilir.

Böylece kor boyunca toplam ^{210}Pb konsantrasyonu,

$$I_{Pb-210} = F / \lambda \quad (14)$$

olacaktır. Yukarıdaki eşitliklerden,

$$t(m) = 1 / \lambda \ln [I_{Pb-210} / I_{Pb-210}(m)] \quad (15)$$

olarak m kütle derinliğindeki sedimentin yaşı bulunabilir.

Her bir sediment katmanındaki sediment akümülyasyon hızı ise, $w(m)$ aşağıdaki eşitlikle bulunabilir.

$$w(m) = F_{Pb-210} / A_{Pb-210}(m) x e^{-\lambda t} \quad (16)$$

Sediment-su ara yüzeyinden diğer kirleticiler içinde konsantrasyon $C(m)$ ile gösterilirse,

$$F_c(m) = w(m) x C(m) \quad (17)$$

olarak yazılabilir.

Sabit sedimentasyon hızının geçerli olduğu bu modelde atmosferden deniz ve göl yüzeylerine ^{210}Pb akısının sabit olduğu kabul edilir ve sediment akümülyasyon hızında yer alan değişmelerden etkilenmediği kabul edilir.

Bu model ilk defa Krishnaswami ve arkadaşları tarafından 1971'de göller için geliştirilmiştir. 1975'de Benninger ve arkadaşları bu modeli desteklemişler ve karasal yüzeyler üzerinde depoze olan ^{210}Pb 'un %99dan fazlasının toprak katmanları tarafından tuzaklandığını tahmin etmişlerdir (Uğur, 1998).

2.6.3. Sabit Başlangıç Konsantrasyon Modeli (CIC, Constant Initial Concentration Model)

$$A_{Pb-210}(t) = (F_{Pb-210} / w) x e^{-\lambda t}$$

$$F_{Pb-210}(t) / w(t) = A^0 = \text{sabit}$$

Bu modelde (CIC, Constant Initial Concentration Model) geçerli olan temel düşünce ^{210}Pb akısının, sediment akümülyasyon hızına oranı sabittir (A^0) ve kaynakları birdir. Bu modele göre sedimentin m derinliğinin yaşı, yukarıdaki eşitliğin logaritması alındığında,

$$t(m) = 1/\lambda \left[\ln A^0 / A(m) \right] \quad (18)$$

olarak verilir.

Bu model lineer olmayan bir profil elde edildiği zaman kullanılmaktadır. Böyle bir kor örneği ile karşılaşıldığı zaman profil lineer bölümlere ayrılır ve her bir parçanın eğiminden korun o bölümü için sediment akümülyasyon hızları tahmin edilir. Bu modelin bir avantajı kor boyunca toplam ^{210}Pb miktarının hesaplarda kullanılmayıdır.

Tüm bu modellerin uygulamalarında kullanılan kütle derinliği,

$$\text{Kütle Derinliği} = \int_0^x \rho \cdot dx \quad (19)$$

olarak verilir. Burada;

$$\rho = d_{su} / (1 / \%kuru \text{ ağırlık} + d_{su} / d_{kuru \text{ sed}} - 1) \quad (20)$$

bağıntısı kullanılarak hesaplanır.

Porozite hesapları ise;

porozite = ϕ ile gösterilirse,

$$\phi = V_{su} / (V_{su} + V_{kuru \text{ sediment}}) \quad (21)$$

olarak verilirse,

$$\phi = 1 / [1 + (\%kuru\ sediment / (1 - \%kuru\ sediment)) \cdot (d_{su} / d_{kuru\ sed})] \quad (22)$$

olarak hesaplanır (Uğur, 1998).

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1. Örnekleme

İzmir Körfezi (38°41'-38°21'N, 26°30'-27°08'E) Ege Denizi'ndeki en büyük doğal körfezlerden biridir (Duman, 2004; Kondaş, 2004; Küçüksezgin, 2005). Büyüklüğü ile Türkiye'nin en büyük ikinci körfezi olan İzmir Körfezi'nin kıyısına kurulu İzmir şehri de ülkenin üçüncü büyük kentidir. İzmir körfezi 500 km²'den fazla toplam yüzey alanı, 11.5 milyar m³ su kapasitesi ve 64 km'lik toplam genişliğiyle Ege Denizi'ne açılır (Atgin, 2000; Kondaş, 2004). Topografik olarak İzmir körfezi iç, orta ve dış körfez adı altında üç bölgede incelenir (Duman, 2004; Kondaş, 2004; Küçüksezgin, 2005). Körfeze dökülen önemli nehir ve dereler Bostanlı, Ilıca, Bayraklı, Bornova, Manda, Arap, Melez, Poligon, Balçova, Narlıdere ve Gediz'dir. Gediz nehri körfeze dökülen en büyük nehirdir ve dış körfezden denize dökülür. Dış körfez Karaburun Foça arasındaki 20 km genişliği ile kuzeybatı-güneydoğu yönünde 45 km boyunca uzanır. Dış körfezde 70 m olan derinlik iç körfeze gidildikçe azalır. Orta ve İç körfez toplam olarak 24 km uzunluğunda ve 6 km. genişliğinde batıdan doğuya doğru uzanır. İç körfez 57 km²'lik büyüklükle en küçük ve 15 m derinlikle en sığ kısımdır. 13 m derinlikteki Yenikale boğazı ile orta körfezle sınır oluşturur (Duman, 2004, Küçüksezgin, 2005).

İzmir körfezi hızlı artan nüfus ve gelişen endüstriden dolayı oldukça fazla bozulmuş bir doğaya sahiptir. Özellikle iç körfez etrafında yoğunlaşan endüstrinin başlıca dalları olarak; gıda üretimi, meşrubat ve şişeleme imalatı, deri fabrikasyonu, yağ, sabun, boya ve çeşitli kimyasal sanayi, çimento fabrikasyonu, kerestecilik faaliyetleri sayılabilir.



Şekil 3.1. İzmir Körfezinin uydu görüntüsü

Kirliliğin başlıca kaynakları arasında; endüstriyel atıkların yanında, atmosferik kirlilik, evsel ve tarımsal atıklar, gemicilik faaliyetleri sayılabilir. Bunlar arasından endüstriyel ve evsel atıklar kirliliğin en önemli kaynağıdır (Atgin, 2000).

İç, orta ve dış körfez kendi aralarında karşılaştırıldığında iç körfezin yoğun bir kirliliğe sahip olduğu buna karşın orta ve dış körfezin iç körfeze oranla daha az kirlilik barındırdığı gözlenmektedir. İç körfezde ağır metal konsantrasyonunun liman bölgesinde en yüksek değerleri aldığı ve Yenikale boğazına doğru hızlı bir şekilde azaldığı belirlenmiştir (Tübitak).

Körfezin fiziko-kimyasal durumunu içeren parametrelerden sıcaklığın yıllık ortalama 19°C , tuzluluğun ise mevsimlere bağlı olarak %24 ile %40 arasında değiştiği tespit edilmiştir (Sekkin, 2000).

Körfeze Ege Denizi suları genel olarak Karaburun-Foça arasındaki üst tabakalardan giriş yapar. Körfezdeki zengin ikinci bir su kütlesi iç körfezde yatay ve dikey tabakalarda, bir üçüncüsü ise orta körfez boyunca uzanmaktadır. Ayrıca su hareketleri meteorolojik durumlar ve Gediz nehrini etkisinde değişkenlik gösterebilir (Kontaş, 2004).

Duman ve arkadaşları (2004), İzmir Körfezi'nde yüzeysel sediment dağılımı ve ideal sediment taşınım modeli adlı çalışmalarında iç körfez sedimentlerini ağırlıklı olarak silt içeriğine sahip olduğunu belirlemişler ve tanecik boyutunun 5-7 ϕ arasında olduğunu göstermişlerdir. Ayrıca 1994-2001 yılları arasında körfezin tuzluluk değerlerinin %23.03 ile %44.34 arasında değiştiğini, sıcaklık değerlerinin ortalamasının 17.81°C olduğunu belirlemişlerdir.

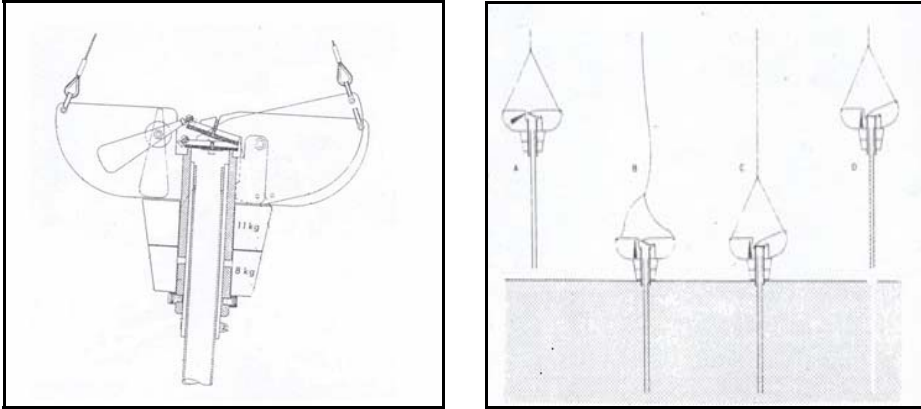
İzmir Körfezinde evsel atıklar ve atık suların etkisi, oşinografik karakteristiklerin belirlenmesi üzerine çok sayıda çalışma yapılmış olmasına karşın (Uslu, 1993; Kısoglu, 1993; Büyükişik, 1986; IMST, 1990, 1999; Küçüksezgin, 1996, 2001) sedimentasyon hızının ve sediment katmanını yaşının belirlenmesiyle ilgili herhangi bir çalışma yapılmamıştır (Küçüksezgin, 2005).

Çalışmada İzmir körfezinde (iç körfezde) Ragıppaşa dalyanı ile Yenikale boğazının batısında belirlenen istasyonlardan sediment kolları

Ocak-Temmuz 2004 tarihleri arasında Ege Üniversitesi Su Ürünleri Fakültesi tarafından “core-sampler” kor alıcı sistem ile toplanmıştır.



Şekil 3.2. Örnek alımı

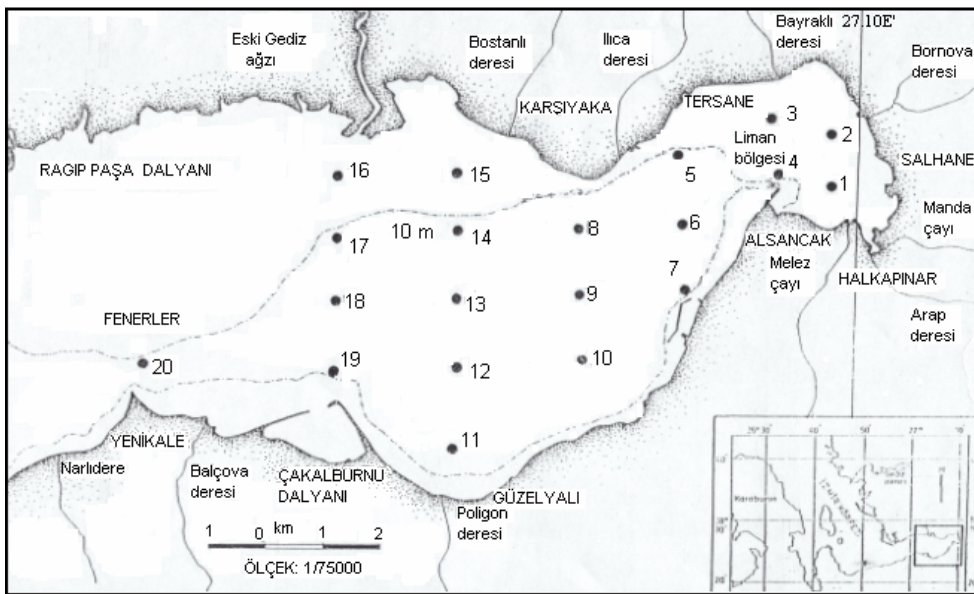


Şekil 3.3. Kor alıcı sistemin bölümleri ve çalışma diyagramı

Çalışmada kullanılan kor alıcı (Şekil 3.3.), 50-60 cm uzunluğunda iki tüp, sistemin derinlere inmesini sağlayan ağırlıklar (10 ile 30 kg arasında ayarlanabilmektedir), yüzgeçler ve gövde içerisinde suyun hareketine izin vererek yukarı çıkışta sedimentin aşağı kaymasını engelleyen valftan (19.6

cm²) meydana gelmektedir. Korun toplandığı iç tüpün yarıçapı 34-36 mm, dış tüpün yarıçapı ise 40 mm'dir. Örnek alımı için sistem kendi ağırlığıyla serbest düşmeye bırakılır ve bu sırada valf açıktır. Tabana ulaştınca valf tamamen açılır ve tüp içindeki havanın atılmasını sağlar. Yükselmeye beraber valf kapanır. Oluşan basınçla tüp içine dolan sediment korunun aşağıya kayması engellenir. Böylece kor halinde sediment örnekleme tamamlanmış olur (FaO, 1981).

Alınan kor örnekleri laboratuarda 1'er ve 4'er cm.'lik tabakalara ayrılmıştır. Bu şekilde ayrılan her tabaka radyokimyasal ayırma işlemi yapılmadan önce plastik kaplarda derinlikleri ve tarih bilgileri etiketlenerek dondurucuda bir yıldan uzun süre bekletilmiştir.



Şekil 3.4. İzmir körfezi örnekleme noktaları

3.2. Sedimentlere Uygulanan İşlemler

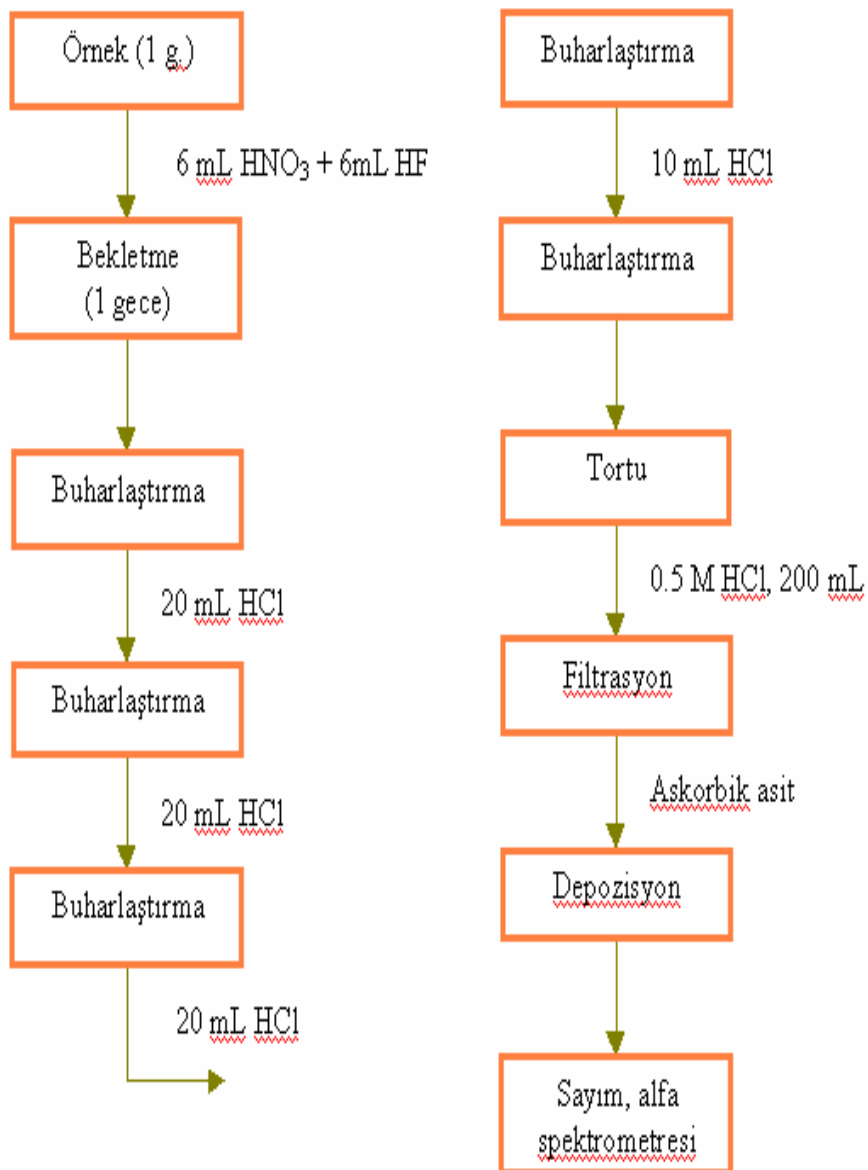
3.2.1. %Kuru ağırlık, Porozite ve Kütle Derinliğinin Belirlenmesi

Dikey olarak çeşitli derinliklerden alınan sediment kor örnekleri örnekleme hemen ardından laboratuara getirilip yaş ağırlıkları tayin edilmiştir. Daha sonra etüvde 80°C’de kurutulmuştur. Su içeriğini kaybederek sabit ağırlığa ulaşan örneklerin kuru ağırlıkları belirlenmiştir. Kuru ve yaş ağırlıkları belirlenen örnekler Bölüm 2.6.’da verilen 19, 20 ve 22 nolu denklemlerden yararlanarak kütle derinliği ve porozite hesaplamaları yapılmıştır. Bu eşitliklerde literatüre uygun olarak deniz suyunun yoğunluğu (d_{su})=1.02 g/cm³ ve kuru sedimentin yoğunluğu ($d_{kuru\ sediment}$)=2.45 g/cm³ olarak alınmıştır (Uğur, 1998; X. Lu, 2004).

3.2.2. Kimyasal Ayırma İşlemleri ve Elektrokimyasal Depozisyon

Silt, kil ve ince kum taneciklerini içerecek şekilde 250 µm’lik elekten elenen her bir örnekten ²¹⁰Po tayini için 1 g alınarak teflon behere konmuştur. Üzerine 6 mL konsantre HF ve 6 mL konsantre HNO₃ eklenerek, çözünebilmesi için kapatılıp bir gece bekletilmiştir. Ertesi gün çeker ocakta ısıtıcı tabla üzerinde 55 °C sabit sıcaklıkta buharlaşmaya bırakılmıştır. Çözelti tam kuruluğa ulaşmadan içerisine 20 mL konsantre HCl eklenip buharlaştırma işlemi sürdürülmüştür.

Aynı işlem iki kez daha tekrar edilip, 10 mL daha konsantre HCl eklenerek çözelti tam kuruluğa ulaşmadan çeker ocak üzerinden alınmıştır ve 80 °C etüvde kurutulmuştur.



Şekil 3.5. Sediment örneklerini mineral asitlerle çözme işlemi

Çeker ocaktan kuruluğa yaklaştığında alınan çözeltiye 200 ml 0.5 M HCl eklenmiştir. Çözeltideki katı ve sıvı fazlar filtre kağıdı ile ayrılmış, süzülen çözeltiye Fe^{+3} 'ü Fe^{+2} 'ye indirgeyebilmek için 0.4 g askorbik asit eklenmiştir (Flynn, 1968).

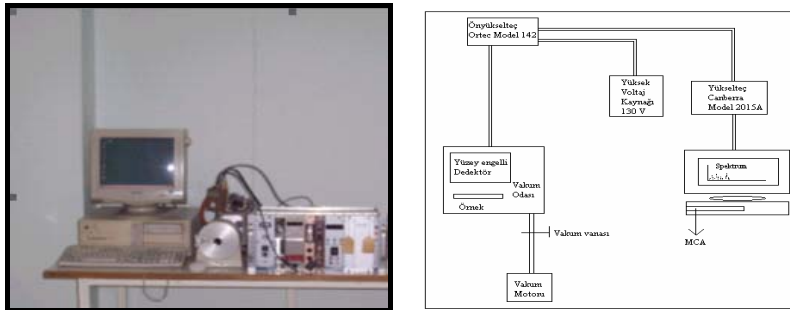
Saf sudan geçirilip, plastik kapağa, ^{210}Po 'un tek yüzeyde depoze olacağı şekilde manyetik barla tutturulan bakır disk, süzülen çözelti içerisine yerleştirilmiştir. Daha sonra 70 °C'de 6 saat süren depozisyon işlemi başlatılmıştır. Depozisyon sonrasında çıkarılan bakır diskin ^{210}Po toplanmayan kısmına örnek bilgileri yazılmış ve kurumaya bırakılmıştır. Sediment örneklerindeki ^{210}Pb aktivitesi, ^{210}Pb ve ^{210}Po arasındaki radyoaktif denge sağlandıktan sonra ölçülen ^{210}Po aktivitesinden tayin edilmiştir. ^{210}Po analizleri, elektrokimyasal depozisyon ve alfa spektroskopisi ile gerçekleştirilmiştir.

Depozisyon işleminden sonra bakır disklerdeki ^{210}Po aktivitesi silikon yarı-iletken yüklü parçacık dedektörü, PIPS dedektörü ve ZnS(Ag) dedektörü ile sayılmış ve örneklerdeki aktivite konsantrasyonu hesaplanmıştır. Çalışmada toplam verim; Si yarı-iletken dedektörü için ^{208}Po (5.11 MeV; $t_{1/2}=2.9$ yıl; 951 mBq.g^{-1}); PIPS dedektörü için ^{209}Po (0.1 Bq/ml) standardı kullanılarak tayin edilmiş, dedeksiyon verimi tayininde ise ^{210}Pb (53 Bq.g^{-1}) standardı kullanılmıştır.

3.3. Çalışmada Kullanılan Alfa Spektrometre Sistemleri

3.3.1. Silikon Yarı-iletken Yüklü Parçacık Dedektörlü Alfa Spektrometresi

Çalışmada ilk kullanılan alfa spektrometresi silikon yarı-iletken yüklü parçacık dedektörü (Tennelec 400 mm²-300 µm), ilgili elektronik parçalar, vakum odası (Tennelec, TV-1 model) ve Accuspec A8K MCA Kartı, Genie 2000 yazılım programını içeren bilgisayar sisteminden oluşmaktadır. Şekil 3.5’de sistemin şekli 3.5’de blok şeması görülmektedir.



Şekil 3.6. Silikon yarı-iletken yüklü parçacık dedektörü ve şeması

3.3.2. Canberra Model 7401 Alfa Spektrometresi ve PIPS Dedektör

Kullanılan bir diğer alfa spektrometresi, Canberra 7401 model ve 450 mm² aktif alanlı PIPS dedektör, Accuspec A8K MCA kartı ve Genie 2000 yazılım programını içeren bilgisayar sisteminden oluşmaktadır.

PIPS (passivated implanted planar silicon) dedektör, modern yarı-iletken teknolojisinin bir ürünüdür ve yüzey engelli silikon yarı-iletken dedektörden daha düşük akım kaçağına ve daha ince pencere kalınlığına sahip olması gibi avantajları bulunduğundan pek çok uygulamada bu dedektörün yerini alır.

4. SONUÇLAR

Çalışmada İzmir Körfezi iç körfezden alınan sediment korlarında ^{210}Po tayinleri yapılmıştır. Bu tayinlerin sonuçlarından sediment kor örneklerinde ^{210}Po ve ^{210}Pb 'un dengeye geldiği kabul edilerek, derinliğe ve kütle derinliğine bağlı ^{210}Pb profilleri her bir kor örneği için belirlenmiştir. Bu profiller sedimentasyon hızı açısından değerlendirilmiştir. Aşağıda Çizelge 4.1., 4.2., 4.3., 4.4., 4.5., 4.6., 4.7., 4.8., 4.9.'da analiz edilen sediment kor örnekleri için bulunan % kuru ağırlık, porozite ve kütle derinliği parametreleri görülmektedir.

Çizelge 4.1. 6 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ²)
0-4	47	0.73	2,66
4-8	50	0.70	5,55
8-12	55	0.66	8,87
12-16	55	0.66	12,15
16-20	52	0.69	15,21
20-24	56	0.65	18,59
24-28	57	0.64	22,06
28-32	57	0.64	25,53
32-36	56	0.65	28,88
36-40	55	0.66	32,15

Çizelge 4.2. 7 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	37	0.80	1,95
4-8	40	0.77	4,11
8-12	47	0.73	6,73

Çizelge 4.3. 9 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	42	0.77	2,28
4-8	42	0.77	4,55
8-12	47	0.73	7,19
12-16	52	0.69	10,23
16-20	53	0.68	13,39
20-24	52	0.69	16,41
24-28	51	0.70	19,38
28-32	51	0.70	22,32
32-36	51	0.70	25,30
36-40	55	0.65	28,63

Çizelge 4.4. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan birinci korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	41	0.78	2,21
4-8	46	0.74	4,81
8-12	51	0.70	7,81
12-16	51	0.70	10,80
16-20	55	0.66	14,07
20-24	53	0.68	17,24

Çizelge 4.5. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan ikinci korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	26	0.87	1,25
4-8	42	0.77	3,54
8-12	43	0.76	5,87
12-16	41	0.78	8,07
16-20	48	0.72	10,76
20-24	50	0.70	13,61
24-28	49	0.71	16,45
28-32	52	0.69	19,50
32-36	52	0.69	22,52
36-40	51	0.70	25,46

Çizelge 4.6. 10 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	35	0.82	1,80
4-8	37	0.80	3,72
8-12	31	0.84	5,24
12-16	38	0.80	7,22
16-20	44	0.75	9,67
20-24	56	0.65	13,03
24-28	59	0.62	16,71
28-32	62	0.60	20,74
32-36	62	0.60	24,70
36-40	65	0.56	28,95

Çizelge 4.7. 8 no'lu istasyondan 17.05.2004 tarihinde alınan korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	40	0.78	2,11
4-8	34	0.82	3,86
8-12	44	0.75	6,25
12-16	49	0.71	9,08
16-20	47	0.73	11,73
20-24	48	0.72	14,49
24-28	51	0.70	17,44
28-32	53	0.68	20,56
32-36	52	0.69	23,63
36-40	55	0.66	26,90

Çizelge 4.8. 8 no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan birinci korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-4	33	0.83	1,66
4-8	34	0.82	3,38
8-12	40	0.78	5,54
12-16	47	0.73	8,18
16-20	51	0.70	11,12
20-24	52	0.69	14,19
24-28	55	0.67	17,49

Çizelge 4.9. 8 no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan ikinci korda farklı derinliklerin %Kuru Ağırlık, Porozite ve Kütle Derinlikleri

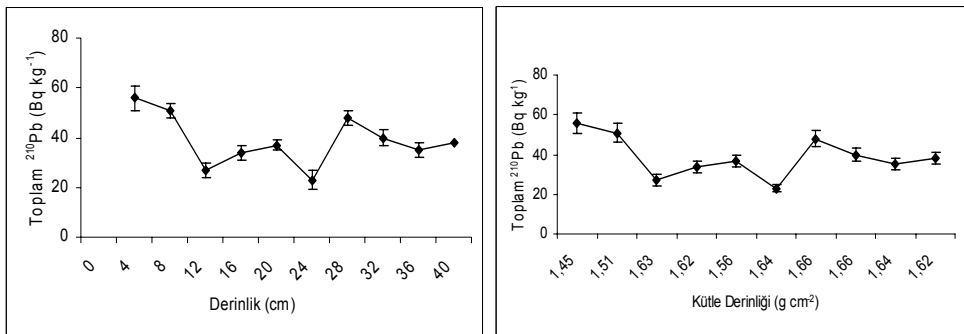
Derinlik(cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği(g/cm ³)
0-1	34	0.82	0,44
1-2	35	0.82	0,88
2-3	37	0.80	1,36
3-4	34	0.82	1,79
4-5	28	0.86	2,13
5-6	33	0.83	2,55
6-7	36	0.81	3,02
7-8	37	0.80	3,49
8-9	39	0.79	4,01
9-10	40	0.78	4.54
10-11	41	0.78	5.09
11-12	42	0.77	5.66
12-13	42	0.77	6.23
13-14	41	0.78	6.77
14-15	47	0.73	7.42
15-16	52	0.69	8.19
16-17	52	0.69	8.94
17-18	43	0.76	9.52
18-19	51	0.70	10.26

4.1. Toplam ²¹⁰Pb ve Denge Üzeri ²¹⁰Pb Tayinleri

Sediment kor örneklerinin her bir katmanındaki toplam ²¹⁰Pb aktivite konsantrasyonları Bölüm 3.2.2.'de açıklandığı şekilde ²¹⁰Po aktiviteleri ölçülerek tayin edilmiştir. Her bir kor örneği için çizilen toplam ²¹⁰Pb-derinlik eğrilerinde ²¹⁰Pb aktivitesinin sabit kaldığı değer dengedeki ²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_{sup}=²²⁶Ra) olarak kabul edilmiştir. Toplam ²¹⁰Pb aktivitelerinden dengedeki ²¹⁰Pb aktiviteleri çıkarılarak denge üzeri ²¹⁰Pb (²¹⁰Pb_{ex}) aktiviteleri

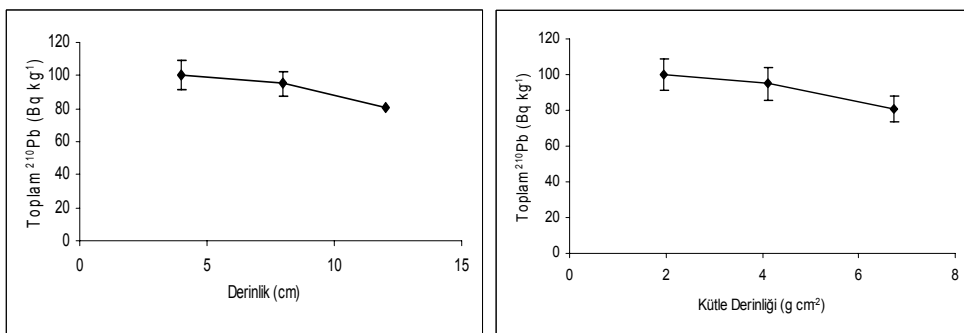
bulunmuştur. Çizelgelerde verilen kütle derinliklerine karşılık gelen toplam ^{210}Pb ve denge üzeri ^{210}Pb grafikleri çizilmiştir.

Çalışmada ilk olarak 20.01.2004 tarihinde araziye çıkılmış ve 6, 7, 9 no'lu istasyonlardan sediment kor örneği alınmıştır.



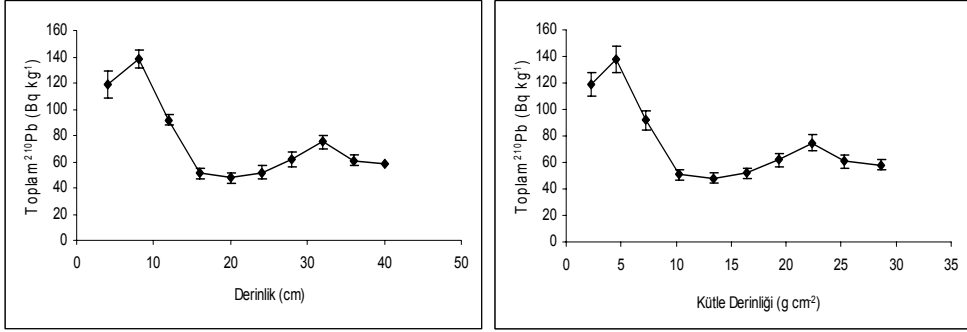
Şekil 4.1. 6 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafiği

Bu istasyonda toplam ^{210}Pb aktivitesi 12 cm derinliğe kadar azalmış, bu derinlikten sonra düzensiz değerler almıştır. Özellikle 12 ile 20 cm arasında ve 28 cm'de aniden artmış, korun alt üç tabakasında yavaş yavaş azalmıştır.



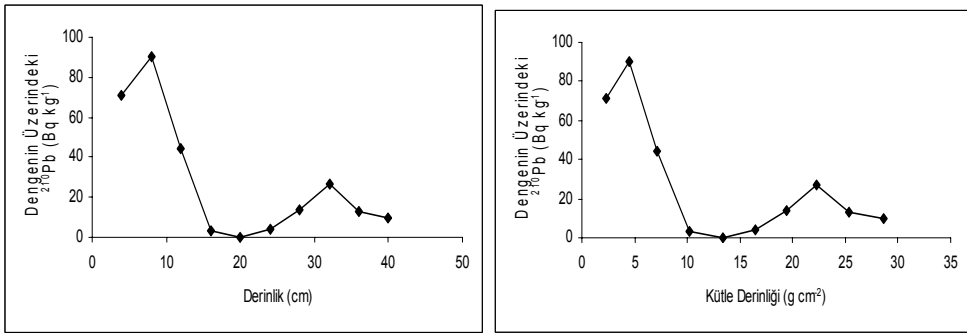
Şekil 4.2. 7 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve toplam ^{210}Pb -kütle derinliği grafikleri

Yedi no'lu istasyondan 12 cm derinliğe kadar örnek alınmış ve 4'er cm'lik üç tabakadaki ^{210}Pb aktivitesi ölçülmüştür. Bu korda dağılımın düzgün olduğu belirlenmiştir.



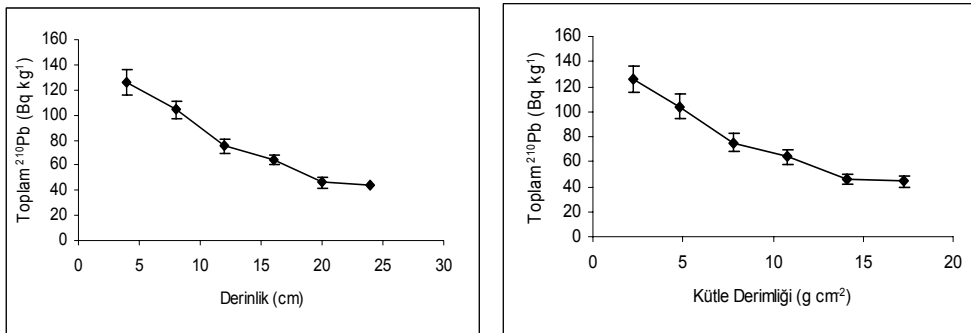
Şekil 4.3. 9 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve toplam ^{210}Pb -kütle derinliği grafikleri

Dokuz no'lu istasyondan alınan korda (Şekil 4.3. ve 4.4.) ^{210}Pb aktivitesi düzenli olarak azalmış ve sabit kalmaya başladığı 48 Bq kg⁻¹ değeri $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ olarak kabul edilmiştir.

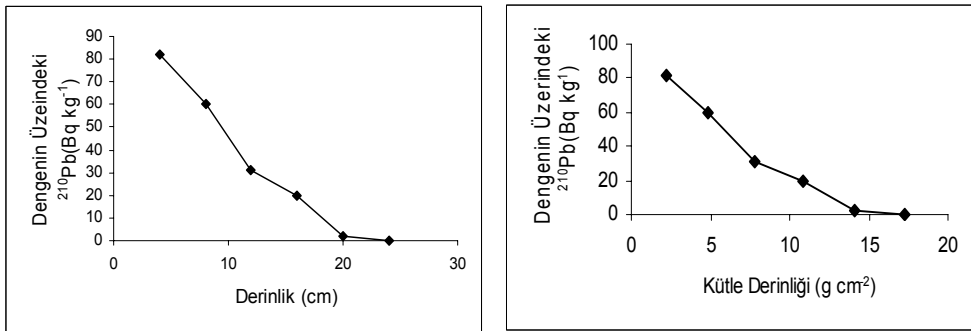


Şekil 4.4. 9 no'lu istasyondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -kütle derinliği grafikleri

İkinci arazi çalışması 24.02.2004 tarihinde 8 ve 10 no'lu istasyonlardan sediment kor örneği alınarak yapılmıştır. 8 no'lu istasyondan iki kor örneği alınmış ve alınan ilk kor incelendiğinde yüzeydeki 126 Bqkg^{-1} olan ^{210}Pb aktivitesinin korun alt tabakalarında 44 Bqkg^{-1} kadar azalarak sabit kaldığı gözlenmiştir (Şekil 4.5. ve 4.6.).

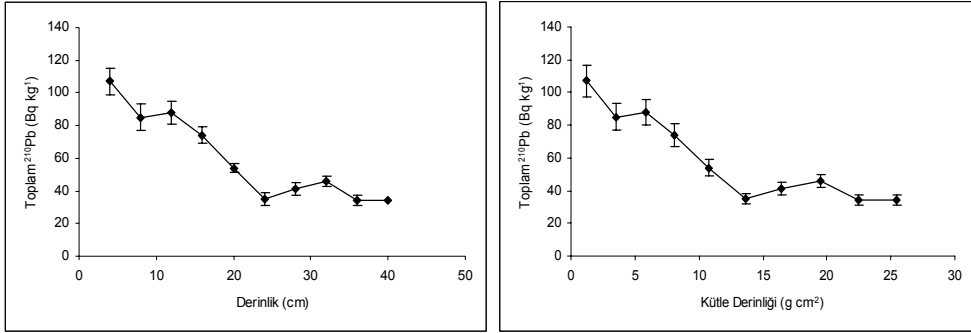


Şekil 4.5. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan 1.kora ait toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

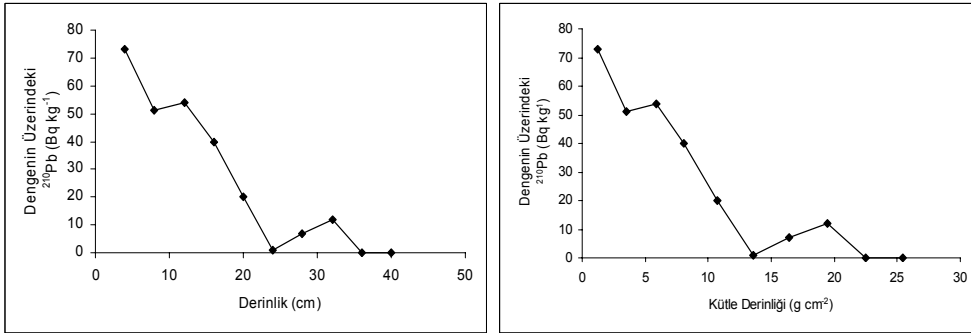


Şekil 4.6. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan 1.kora ait $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

Aynı tarihte alınan ikinci korda ise yüzeyde 107 Bq kg^{-1} olan ^{210}Pb 32 cm'den aşağıda 34 Bq kg^{-1} değerinde sabit kalmış ve üstele yakın bir azalma göstermiştir.

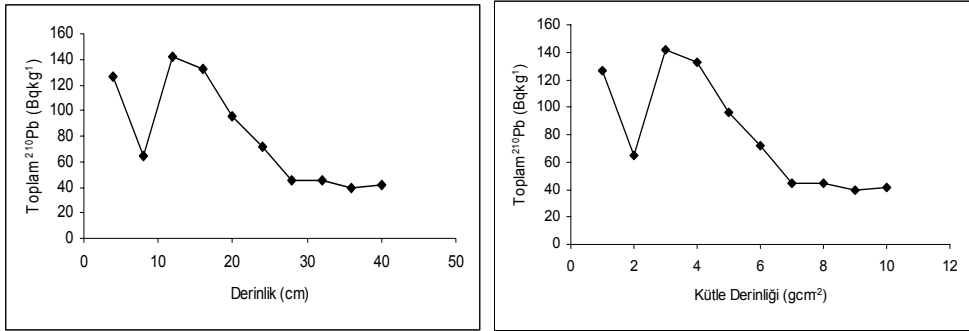


Şekil 4.7. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan 2.kora ait toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

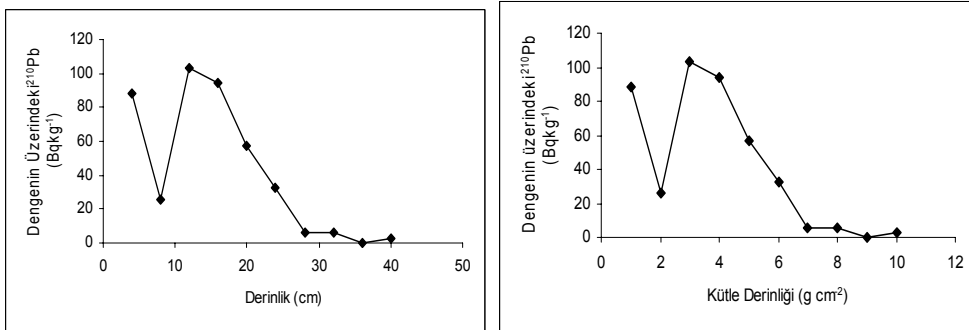


Şekil 4.8. 8 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan 2.kora ait $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

10 no'lu istasyonda ise korun 12 cm'e kadar olan bölümü ani azalma ve artma göstermiş, kalan kısmında ise düzenli olarak azalma sürmüştür. Bu korda sedimentasyon hızı 12 cm'den sonra devam eden değişimden yararlanarak hesaplanmıştır.

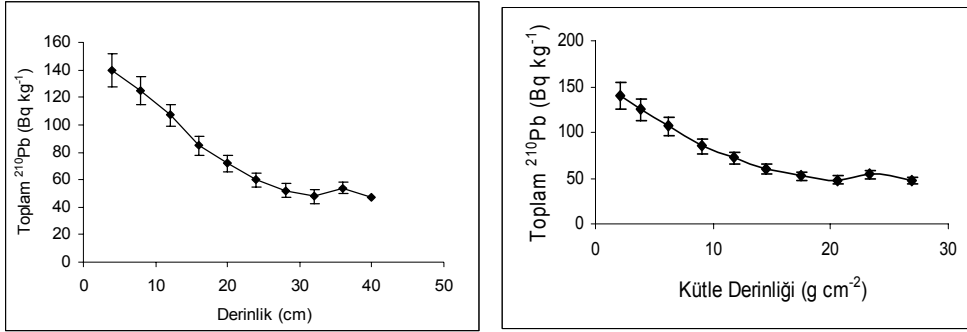


Şekil 4.9. 10 no'lu istasyonda 24.02.2004 tarihinde alınan korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

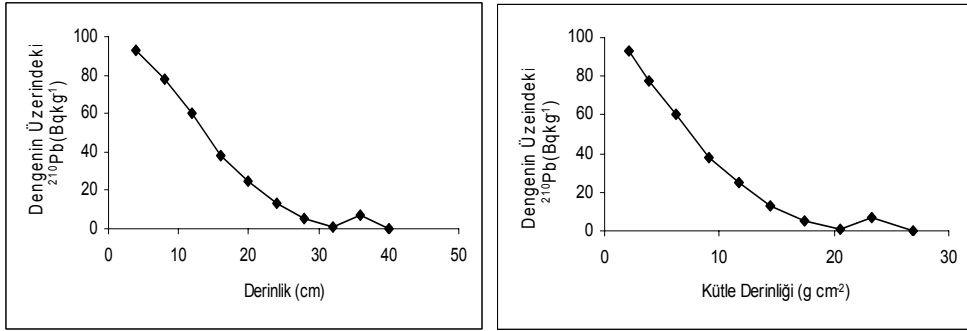


Şekil 4.10. 10 no'lu istasyonda 24.02.2004 tarihinde alınan korda $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

Çalışmada 3. arazi alışması 17.05.2004 tarihine yapılmış ve 8 no'lu istasyondan kor örneği alınmıştır. Bu korda yüzeyde toplam ^{210}Pb aktivitesi 140 Bq kg^{-1} olarak belirlenmiş ve elde edilen dağılımdan yararlanarak sedimentasyon hızı hesaplanmıştır.

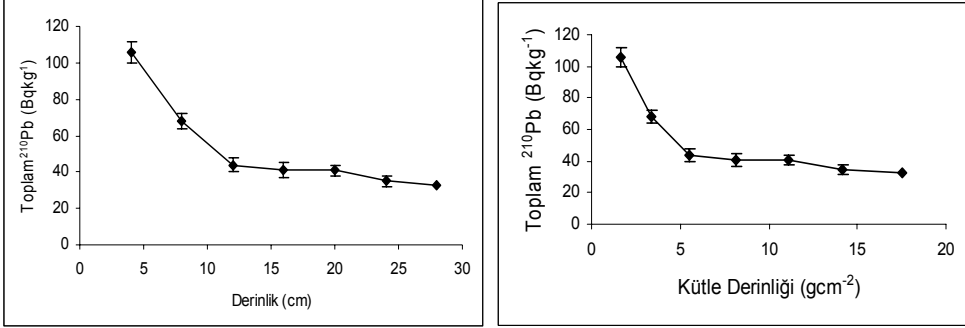


Şekil 4.11. 8 no'lu istasyondan 17.05.2004 tarihinde alınan korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

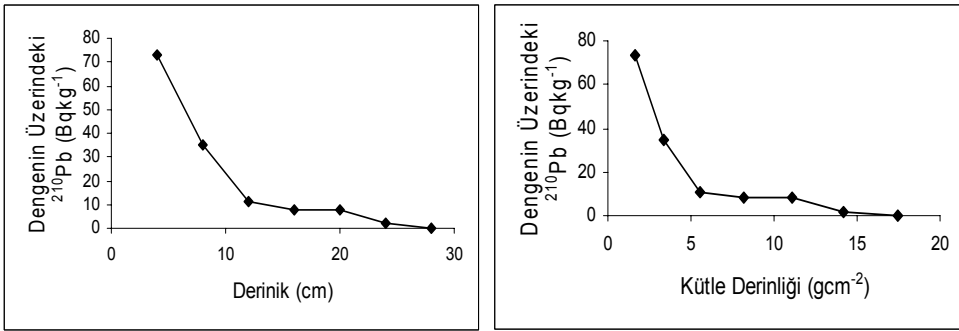


Şekil 4.12. 8 no'lu istasyondan 17.05.2004 tarihinde alınan korda $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

Çalışmada 4. arazi alışması 22.06.2004 tarihine yapılmış ve 8 no'lu istasyondan iki kor örneği alınmıştır. Bu kordardan biri 4'er cm'lik dilimlere diğeri ise 1'er cm'lik dilimle ayrılarak incelenmiştir.

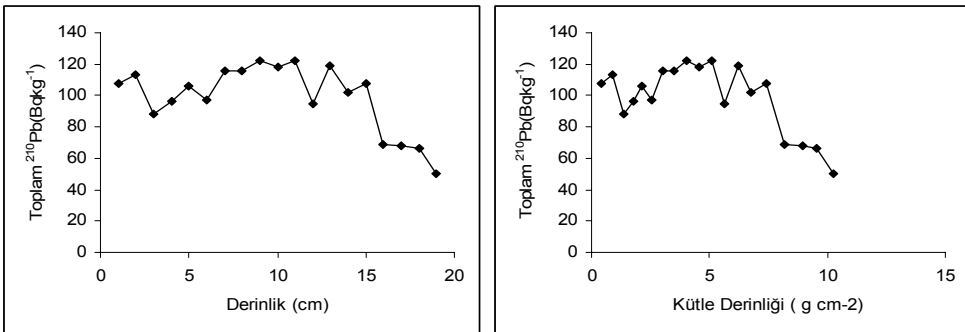


Şekil 4.13. 8 no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan 1.korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri



Şekil 4.14. 8 no'lu istasyonda 22.06.2004 tarihinde alınan 1. korda $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

Dördüncü arazi çalışması sonucu alınan korlar incelendiğinde 1. korda ^{210}Pb dağılımının düzenli olduğu gözlenmiştir. İncelenen 2. korda ise lineere yakın bir değişim gözlenmiştir.

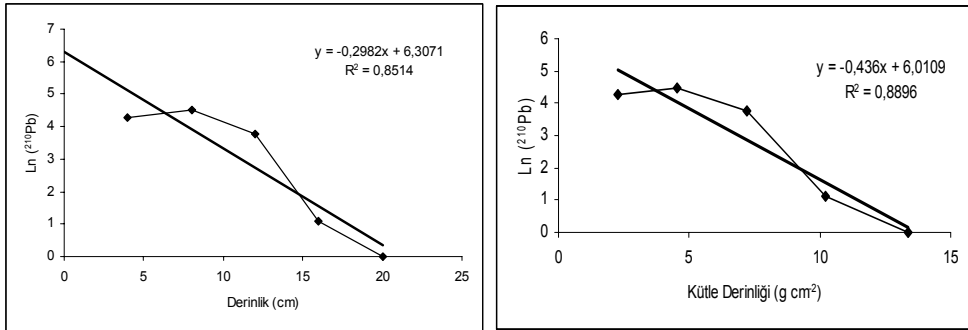


Şekil 4.15. 8 no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan 2. korda toplam ^{210}Pb -derinlik ve kütle derinliği grafikleri

4.2. ^{210}Pb ile Sedimentasyon Hızı Tayinleri

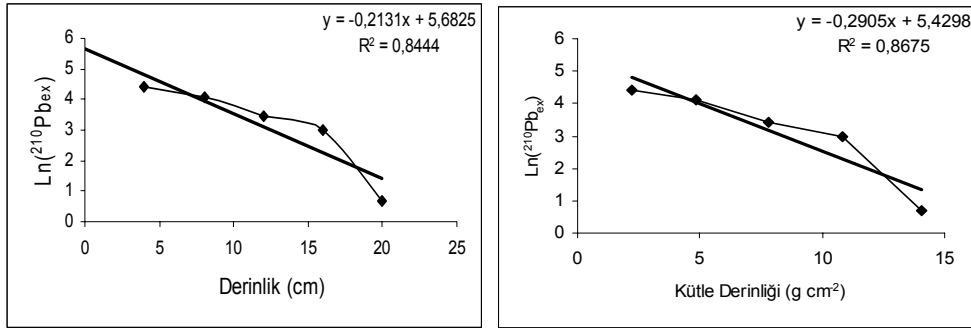
Çalışmada öncelikle sediment korlarında toplam ^{210}Pb aktivitesinin derinliğe ve kütle derinliğine bağlı değişimini veren eğriler çizilmiştir. ^{210}Pb aktivitesinin düzenli olarak azaldığı grafiklerden belirlenen dengedeki ^{210}Pb aktiviteleri toplam ^{210}Pb aktivitelerinden çıkarılarak dengenin üzerindeki ^{210}Pb aktiviteleri bulunmuş, derinliğe ve kütle derinliğine bağlı değişimlerini gösteren grafikler çizilmiştir. $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 'in bölüm 2.6.1 gösterildiği gibi derinlikle değişimi üsteldir, dolayısıyla derinlik ile $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ arasında çizilen grafikler lineerdir. Çalışmamızda sedimentasyon hızı hesaplanmasında sabit sedimentasyon hızı (CRS) modeli kullanılmıştır. Bu modele göre doğruların eğiminden bölüm 2.6.1 de verilen 8 no'lu bağıntı kullanılarak sedimentasyon hızları elde edilmiştir. Dengedeki ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) ve dengenin üzerindeki ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) dağılımının düzgün olduğu sediment korlarında sedimentasyon hızı belirlenebilmiştir.

Örnekleme tarihine göre sırasıyla 9, 8, 10 no'lu istasyonlarda alınan korlarda derinliğe ve kütle derinliğine bağlı $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ değişiminin verildiği grafikler şekil 4.16., 4.17., 4.18., 4.19., 4.20. ve 4.21.'de gösterilmiştir. Bu istasyonlar için hesaplanan sedimentasyon hızı ve kütle akümülyasyon hızı çizelge 4.11. ve 4.12.'de gösterilmektedir.



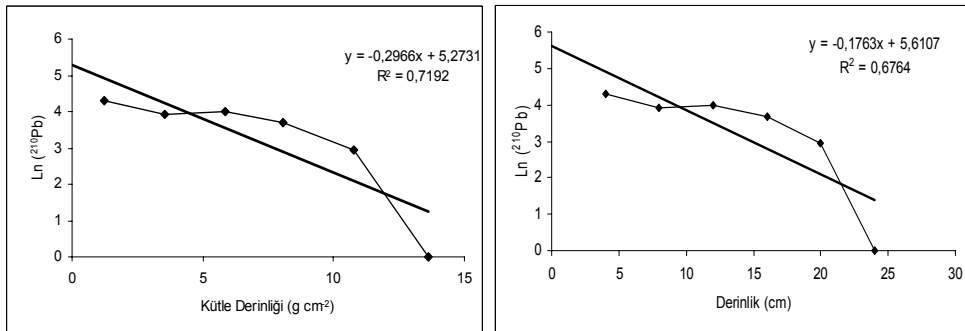
Şekil 4.16. 9 no'lu istastondan 20.01.2004 tarihinde alınan korda sedimentasyon hızı tayini

Yukarıda Şekil 4.16.'deki grafiklerde $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 'un derinliğe ve kütle derinliğine bağlı düzgün olarak azaldığı ilk beş kalınlıktan sedimentasyon hızı hesaplanmıştır. Bu korda sedimentasyon hızı $0.104 \text{ cm yıl}^{-1}$ ve kütle akümülyasyon hızı $0.071 \text{ g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.17. 8 no'lu istasyonda 24.02.2004 tarihinde alınan 1. korda sedimentasyon hızı tayini

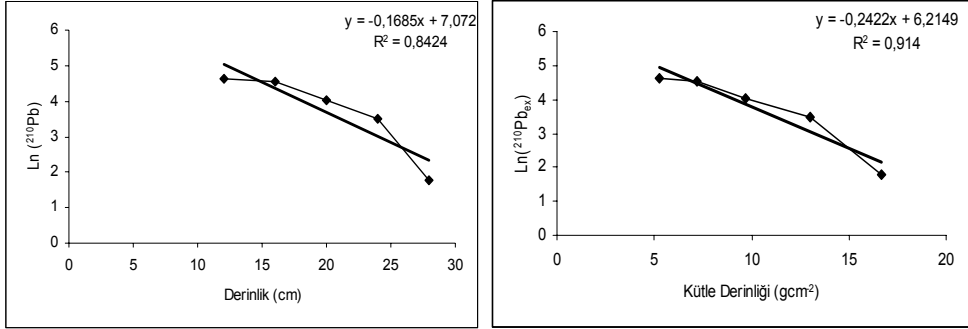
Sekiz no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan 1. kor için grafiklerde ilk beş noktadan geçen doğrunun eğiminden sedimentasyon hızı $0.146 \text{ cm yıl}^{-1}$, kütle akümülyasyon hızı $0.107 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ olarak belirlenmiştir.



Şekil 4.18. 8 no'lu istasyonda 24.02.2004 tarihinde alınan 2. korda sedimentasyon hızı tayini

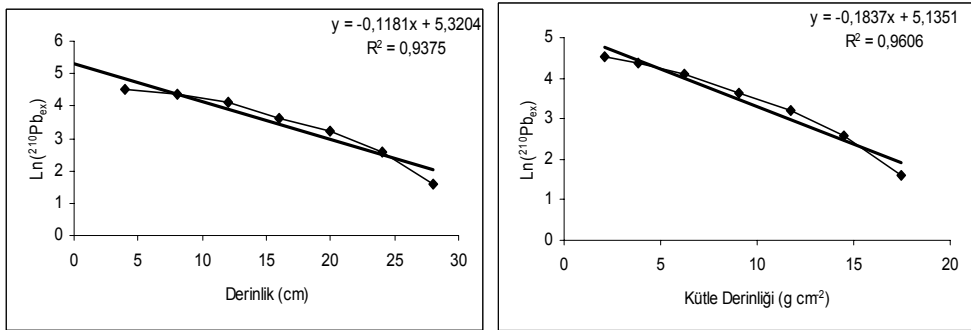
Aynı tarihte alınan 2. korda derinliğe ve kütle derinliğine bağlı dengenin üzerindeki ^{210}Pb 'nin logaritmasının düzgün olarak azaldığı ilk altı kalınlık seçilerek elde edilen profil Şekil 4.18.'de görülmektedir. Bu kordan

sedimentasyon hızı ve kütle akümülyasyon hızı sırasıyla $0.176 \text{ cm yıl}^{-1}$ ve $0.104 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır.

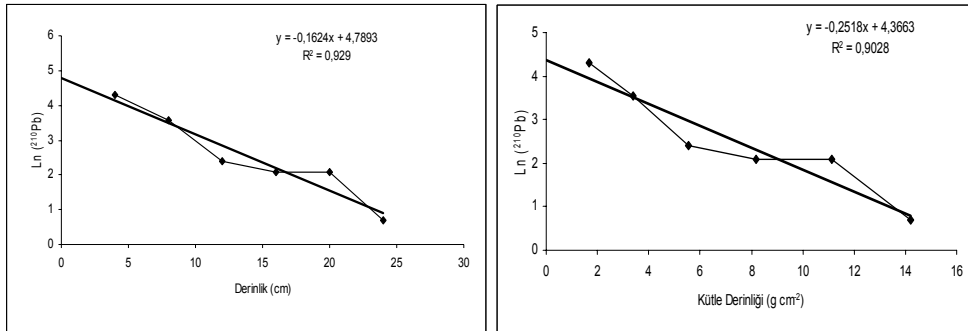


Şekil 4.19. 10 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan korda sedimentasyon hızı tayini

10 no'lu istasyondan 24.02.2004 tarihinde alınan korda ilk iki tabakada ^{210}Pb aktivitesinde ani düşüş gözlenmiştir. Bu iki tabakadan sonra ^{210}Pb aktivitesi düzenli bir şekilde azalmış ve korun bundan sonraki kısımdan sedimentasyon hızı $0.184 \text{ cm yıl}^{-1}$ ($0,124 \text{ g cm}^{-2} \text{ yıl}^{-1}$) olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.20. 8 no'lu istasyondan 17.05.2004 tarihinde alınan korda sedimentasyon hızı tayini



Şekil 4.21. 8 no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan 1.korda sedimentasyon hızı tayini

Sekiz no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan 1.korda derinliğe ve kütle derinliğine bağlı dengenin üzerindeki ^{210}Pb 'nin logaritmasının düzgün olarak azaldığı ilk altı kalınlık seçilerek elde edilen profil Şekil 4.21.'de görülmektedir. Bu şekilde elde edilen profilden dengenin üzerindeki ^{210}Pb 'nin 24 cm'e kadar olan aktiviteleri sedimentasyon hızı tayininde kullanılmıştır. Bu korda sabit sedimentasyon hızı modeli (CRS) kullanılarak grafiğin eğiminden sedimentasyon hızı ve kütle akümülyasyon hızı sırasıyla $0.191 \text{ cm yıl}^{-1}$ ve $0.124 \text{ g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır.

İstasyon	Örnekleme T.	Sedimentasyon Hızı(cm yıl^{-1})	K.A.H.($\text{g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$)
8	24.02.2004	0.176	0.104
8	24.02.2004	0.146	0.107
8	17.05.2004	0.278	0.169
8	22.06.2004	0.191	0.124
9	20.01.2004	0.104	0.071
10	24.02.2004	0.184	0.124

Çizelge 4.10. Bu çalışmada İzmir Körfezi iç körfezi için sedimentasyon hızları ve kütle akümülyasyon hızları

İstasyon	Sedimentasyon Hızı (cm yıl^{-1})	K.A.H.($\text{g cm}^{-2}\text{yıl}^{-1}$)
8	0.210	0.133
9	0.104	0.071
10	0.176	0.124

Çizelge 4.11 Bu çalışmada İzmir Körfezi iç körfezde istasyonlar için sedimentasyon hızları ve kütle akümülyasyon hızları

5. TARTIŞMA

Çalışmada İzmir Körfezi iç körfez sediment korlarında radyoaktif kurşun dağılımı incelenmiş ve ^{210}Pb ile tarihleme yöntemi kullanılarak sedimentasyon hızları belirlenmiştir.

İncelenen istasyonların tamamı için yüzey sedimentlerindeki ^{210}Pb aktivitesi $100\text{-}119\text{ Bqkg}^{-1}$ aralığında değiştiği gözlenmiştir. Saçan (2004), İzmir körfezi yüzey sedimentlerinde ^{210}Pb birikimini mevsimsel olarak incelemiş ve $53\text{ ile }181\text{ Bqkg}^{-1}$ arasında değiştiğini belirlemiştir. Uğur ve Yener (2001), Ege Denizi Gökova Körfezi'nde sediment depozisyonu ve akümülyasyon hızlarını ^{210}Pb ile belirlemişlerdir. İncelenen korların yüzey sedimentlerinde ^{210}Pb aktivitesinin 50 ± 4 ile $113\pm 8\text{ Bqkg}^{-1}$ arasında değiştiğini bulmuşlardır. Gönülalan (2006), Ege Denizi'nde kuzeyden güneye sıralanan altı istasyonda (Çanakkale, Dikili, Foça, Çeşme, Didim ve Bodrum) yüzey sedimentlerinde ^{210}Pb konsantrasyonlarını incelemiş ve en yüksek konsantrasyonu $60\pm 5\text{ Bqkg}^{-1}$ ile Dikili bölgesinde elde etmiştir. Bu tez çalışmasında yüzey sedimentlerinde ölçülen ^{210}Pb konsantrasyonları, daha önce Ege kıyılarında yapılan çalışma sonuçlarıyla uyum göstermektedir.

Çalışmada sedimentasyon hızları kor boyunca ^{210}Pb dağılımının düzgün olduğu altı kor için hesaplanmıştır. Sekiz no'lu istasyondan farklı tarihlerde dört kor alınmıştır. Bu istasyonda 24.02.2004 tarihinde iki kor örneği alınmış ve sırasıyla 0.176 ve 0.146 cm yıl^{-1} (ortalama 0.161 cm yıl^{-1}), 17.05.2004 tarihinde alınan korda 0.278 cm yıl^{-1} ve 22.06.2004 tarihinde alınan korda ise 0.191 cm yıl^{-1} olarak belirlenmiştir. Bu istasyon için ortalama değer 0.210 cm yıl^{-1} şeklinde bulunmuştur. Diğer korlar 9 ve 10 no'lu istasyondan alınmıştır. Dokuz no'lu istasyonda sedimentasyon hızı 0.104 cm

yıl⁻¹, 10 nolu istasyonda sedimentasyon hızı 0.184 cm yıl⁻¹ olarak belirlenmiştir.

Sedimentasyon hızını belirlendiği üç istasyon karşılaştırılırsa 8 ve 10 nolu istasyonun 9 no'lu istasyona oranla kıyıya daha yakın ve sığ oluşu yüksek sedimentasyon hızına sebep olabilir. Sedimentasyon hızının 8 no'lu istasyonda daha yüksek olmasına başka bir neden de bu noktanın Karşıyaka sahilinden körfeze dökülen Bostanlı ve Ilıca derelerine yakınlığıdır. Körfeze biriken sedimentlerin kaynağı olarak özellikle iç körfezde yer alan 11 irili ufaklı dere ve dış körfez dökülen Gediz Nehri gösterilebilir.

Yedi no'lu istasyondan alınan kor örneği 12 cm derinliğe kadardır ve 4'er cm'lik 3 dilime ayrılmıştır. Bu korda toplam ²¹⁰Pb konsantrasyonlarının yüzeyden itibaren 100, 95 ve 81 Bqkg⁻¹ olarak azaldığı belirlenmiştir. Alınan kordaki tabaka sayısı az olduğu için ²¹⁰Pb_{ex} sağlıklı olarak hesaplanamamıştır.

Körfezden alınan diğer sediment korlarında ²¹⁰Pb dağılımının düzgün olmaması nedeniyle sedimentasyon hızları belirlenememiştir. ²¹⁰Pb aktivitesinin düzensiz değişiminin bir nedeni, sediment tabakalarında çeşitli biyolojik organizmaların hareketlerine bağlı karışım 'biyotürbasyon' olabilir. Biyolojik karışım en çok sediment su ara yüzeyinde meydana gelir. Bu alanda bulunan biyolojik organizmalar sediment bünyesindeki organik maddeler ile beslenirler ve hareketleri sonucu sedimentte karışıma sebep olurlar. Bu organizmalara örnek olarak ıstiridye, solucanlar, kabuklular sınıfından hayvanlar, denizkestanesi ve denizyıldızı gibi derisi dikenli organizmalar ile selentere verilebilir (Uğur, 1998). Çalışmamızda da sediment korlarının analizi sırasında örnek bünyesinden çok sayıda kabuklu organizma, midye ve ıstiridye çıkarılmıştır.

Sediment korlarında ^{210}Pb konsantrasyonlarındaki dağılımın ani yükselmeler göstermesinin bir başka nedeni korun biriktiği zaman dilimi içinde kirlilik girdilerindeki artış olabilir.

Kor örneğinin çıkarılışı sırasında körfezdeki akıntılar, kor alıcını tabana belirli bir açı ile dibe inmesi, kor alıcıdan sedimentin kayması gibi nedenlere bağlı olarak ortaya çıkan örnek kaybı da ^{210}Pb dağılımını etkileyen bir başka faktördür. Sekiz no'lu istasyondan 22.06.2004 tarihinde alınan 2. korda bu etkinin olduğu düşünülebilir.

^{210}Pb ile sedimentasyon hızlarını belirlediği birçok çalışma çeşitli göl, halıç, kanyon, nehir ve körfeze uygulanmış ve bu bölgeler hakkında önemli veriler elde edilmiştir. Bu sonuçlar incelendiğinde literatürde (Çizelge 5.1) bölge karakteristiklerine göre 0.01 ile 2.28 cm yıl^{-1} arasında değişen hızları bulmak mümkündür.

Bu çalışmaya benzer bir çalışma Kuzeybatı Akdeniz'de Marsilya yakınlarında Zuo ve arkadaşları tarafından (1996) yapılmış ve bölge için 0.01 ile 0.6 cm yıl^{-1} arasında değişen hızları gözlenmiştir. İzmir Körfezi için elde ettiğimiz değerler (0.104-0.278 cm yıl^{-1}) Zuo ve arkadaşlarının verdiği aralıkta yer almaktadır. Kuzeybatı Akdeniz'de çalışmanın yapıldığı bölge bir körfez olmamasına rağmen bölgenin sığılıkları ve bölgeye dökülen çok sayıda nehir nedeniyle İzmir Körfezi'ne benzediği söylenebilir. Bununla beraber İzmir Körfezi'nin tamamına yayılacak bir çalışmadan Marsilya'da (Kuzeybatı Akdeniz) olduğu gibi daha yüksek hızların elde edilmesi beklenebilir. Özellikle liman bölgesi yoğun sedimentasyonun beklendiği bir alandır. Limanın sene boyunca sürekli ve yoğun işleyişi bu alana sediment birikimi olasılığını güçlendirir. Ayrıca liman alanın dere ağızlarına yakın oluşu (Melez

çayı, Arap deresi, Manda çayı vs.) bu bölgede yüksek derecede birikim hızı beklenmesini güçlendiren bir başka sebeptir.

Körfezden elde edilen sonuçlar kendi arasında karşılaştırıldığında kıyıya ve dere ağızlarına yakın olan 8 ve 10 no'lu istasyonlarda 9 no'lu istasyona göre daha yüksek bir birikim hızı belirlenmiştir. Bu üç istasyon aynı hat üzerinde kuzeyden güneye doğru sıralanırlar ve 9 nolu istasyon bu hattın ortasında en derin bölgedir.

ÇALIŞMA ALANI	REFERANS	SEDİMENTASYON HIZI (cm yıl ⁻¹)	KÜTLE AKÜMÜLASYON HIZI (gcm ⁻² yıl ⁻¹)
Karadeniz	Buesseler ve Bentez 1994	-	0.069
Marmara Denizi	Gökmen ve Erten 1995	0.09-0.19	0.073-0.19
Kuzeybatı Akdeniz	Zuo ve arkadaşları 1996	0.01-0.6	-
Gökova Körfezi	Uğur ve Yener 2001	0.32-1.92	0.17-1.13
Girit Adası	Uğur ve arkadaşları 2003	0.084-0.14	0.095-0.16
Santa Monica Körfezi	Bay 2003	0.19-2.28	-
Thane Körfezi	Jha 2003	0.32-0.92	0.08-0.2
Tokyo Körfezi	X. Lu 2004	0.78-1.02	-
İse Körfezi	X. Lu 2004	0.32-0.56	-
Rhone Nehri Marsilya	Miralles 2005	0.01-0.65	-
İzmir Körfezi (Bu çalışma)	İçhedef 2006	0.104-0.191	0.071-0.124

Çizelge 5.1. Literatürde benzer çalışmalar ve elde edilen sonuçlar

6. ÖNERİLER

Bu çalışmada İzmir Körfezi sediment korlarında radyoaktif kurşun dağılımı belirlenmiş ve ilk defa sedimentasyon hızları tayin edilmiştir. Bu konuda bölgeye ait daha önce gerçekleştirilmiş bir çalışma bulunmadığından elde edilen verilerin karşılaştırılması yapılamamıştır.

İzmir körfezi'nde iç körfez kısmında elde edilen sonuçlar göstermiştir ki çalışmanın körfezin tamamına yayılması gerek körfezin dolum hızı gerekse de jeolojik geçmişi hakkında son derece yararlı bilgiler eldesini mümkün kılacaktır. Böyle bir proje ile tüm körfezdeki sedimentasyon hızları haritalandırılabilir. Ayrıca birikimin tarihlenmesiyle de girdilerin ve dolayısıyla kirliliğin hangi tarihlerde yoğunlaştığı hakkında bilgi sağlanabilir.

Tarihleme çalışmalarında kullanılan bir başka radyonüklid de ^{137}Cs 'dir. Bu radyonüklidin ^{210}Pb ile birlikte kullanılacağı çalışmalarla tekniklerin bölge özelliklerine göre uygulanabilirlik ölçütleri belirlenirbilir.

Konuyla ilgili benzer çalışmalar göstermiştir ki nehir ve dereler kıyı, koy ve körfezlere biriken sedimentin büyük bölümünü taşımaktadırlar. Benzer bir çalışma nehir ve derelerin İzmir Körfezi'ne döküldüğü noktalarda yapılabilir. Böylece dere ve nehir ağızlarında birikim hızı belirlenebilir ve alınacak önlemler için veri tabanı oluşturulmasına katkıda bulunabilir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

- Anıkouchine, W.A. ve Sternberg, R.W.**, 1973, The World Ocean, Prentice Hall, New Jersey, 338p.
- Atgin, R.S., El-Agha, O. Zararsız, A., Kocataş, A., Parlak, H. ve Tuncel, G.**, 2000, Investigation of sediment pollution in Izmir Bay:trace elements, Spectrochimica Acta Part B 55:1151-1164
- Ayçık, G.A., Çetaku, D., Erten, H.N., Salihoğlu, İ.**, 2004, Dating of Black Sea sediments from Romanian coast using natural ^{210}Pb and fallout ^{137}Cs , Journal of Radioanalytical Nuclear Chemistry, Vol. 259, No. 1, 177-180
- Baird, D. ve Binning, K.**, 2001, Survey of heavy metals in the sediments of the SwartkopsRiver Estuary, Port Elizabeth South Africa, Water SA, Vol. 27, No. 4, 461-466
- Büyükişık, B.**, 1986, Comparative Studies on Nutrient Dynamics in Izmir Bay (Inner Bay and Gülbahçe Bay), PhD Thesis, Ege Üniversitesi
- Carvalho, F.P.**, 1995, ^{210}Po and ^{210}Pb intake by the Portuguese population: The concentration of seafood in the dietary intake of ^{210}Po and ^{210}Pb , Health Physics, 69, 469-480.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

- Crusius, J., Bothner, M., Sommerfield, C.K.**, 2004, Bioturbation depths, rates and processes in Massachusetts Bay sediments inferred from modelling of ^{210}Pb and $^{239+240}\text{Pu}$ profiles, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61, 643-655
- Daoushy, F.E.**, 1988, A Summary on the Lead-210 cycle in nature and related applications in Scandinavia, *Environment International*, 14, 305-319.
- Davies, C.A., Tomlinson, K., Stephenson T.**, 1991, Heavy metals in River tees estuary sediments, *Environ. Technol.*, 12, 961 - 972.
- DeMaster, D.J., McKee, B.A., Nittrouer, C.A., Qian, J., Cheng, G.**, 1985, Rates of sediment accumulation and particle reworking based on radiochemical measurements from continental shelf deposits in the East Chine Sea, *Continental Shelf Research*, 4, 143-158
- Duman, M., Avci, M., Duman, Ş., Demirkurt, E., Düzbastılar, M.K.**, 2004, Surficial sediment distribution and net sediment transport pattern in Izmir Bay, Western Turkey, *Continental Shelf Research*, 24: 965-981
- Erten, H.N.**, 2001, Sedimentlerde Radyoizotopik Yöntemlerle Yaş Tayini, *Turkish J. Eng. Env. Sci.*, TÜBİTAK, 25, 237-242.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Fan, D.J., Yang, Z.S., Guo, Z.G., 2000, Review of ^{210}Pb dating in the continental shelf of China, *Advance in Earth Sciences*15 (3), 297-302, (in Chinese)

FaO, 1981, Manual of methods in aquatic environment research, Part 8 Ecological Assesment of Pollution Effects, Fao Fisheries Tecnical Paper No:209, 50-52pp.

Flynn, W.W., 1968. The Determination of Low Levels of Polonium-210 in Environmental Materials. *Anal. Chim. Acta.*, 43, 221-227.

Geldiay, R. ve Kocataş, A., 2002, Deniz Biyolojisine Giriş, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi No:31.

Gökmen, A., Yıldız, M., Erten, H.N., Salihoğlu, İ., 1995, Dating the Sea of Marmara Sediments by a Uniform Mixing Model, *J. Environmental Radioactivity*, 33, 91-104.

Gönülalan, F., 2006, Ege Denizi Kıyı Sedimentlerinde Denge Üstü Radyoaktif Kurşun Birikiminin Alfa ve Gama Spektroskopisi ile İncelenmesi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Nükleer Bilimler ABD, Yüksek Lisans Tezi

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Heim, S., Schwarzbauer, J., Kronimus, A., Littke, R., Woda, C. ve Mangini, A., 2004, "Geochronology of anthropogenic pollutants in riparian wetland sediments of the Lippe River (Germany)", *Organic Geochemistry*, 35, 1409-1425.

Huh, C.A. ve Su, C.C., 1999, Sedimentation dynamics in the East china elucidated from ^{210}Pb , ^{137}Cs and $^{239,240}\text{Pu}$ *Marine geology*, 160: 183-196.

Hung, J.J. ve Hsu, C.L., 2004, "Present state and historical changes of trace metal pollution in kaoping coastal sediments, southwestern Taiwan", *Marine Pollution Bulletin*, 49, 986-998.

IAEA, 1995, Sources of radioactivity in the marine environment and their relative contributions to overall dose assessment from marine radioactivity (MRA DOS). IAEA-TECDOC-838. International Atomic Energy Agency.

Ivanovich, M. ve Harmon, R.S., 1992, Uranium Series Disequilibrium, Application to Earth, Marine and Environmental Sciences, Oxford Science Publications, 910 p.

Jauhari, P. ve Hashmi, N.M., 1994, On the surficial sediments of the fresh water Naini Lake, Himaun Himalaya, *Indian Proc., Indian Natl. Sci. Acad.*, 60A(5), 675-682

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Jha, S. K., Krishnamoorthy, T.M., Pandit, G.G. ve Nambi, K.S.V., 1999, History of accumulation of mercury and nickel in Thane Creek, Mumbai, using ^{210}Pb dating technique, *The Science of the Total Environment*, 236, 91-99.

Jha, S.K., Chavan, S.B., Pandit, G.G., Sadasivan, S., 2003, Geochronology of Pb and Hg pollution in a coastal marine environment using global fallout ^{137}Cs , *Journal of Environmental Radioactivity*, 69, 145-157.

Kontaş, A., Küçüksezgin, F., Altay, O., Uluturhan, E., 2004, Monitoring of eutrophication and nutrient limitation in the Izmir Bay (Turkey) before and after Wastewater Treatment Plant, *Environment International* 29:1057-1062

Krishnaswami, S. ve Lal, D., 1978, Radionuclide limnology, In: Lerman, A., (Ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*, Springer, pp. 153-173

Kumar, S.U., Navada, S.V., Rao, S.M., Nachiappan, P.R., Kumar, B., Krishnamoorthy, T.M., Jha, S.K., Shukla, V.K., 1998, Determination of recent sedimentation rate and pattern in Lake Naini, India by ^{210}Pb and ^{137}Cs dating techniques, *Applied Radiation and Isotopes*, 51, 97-105

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Küçüksezgin, F., Uluturhan, E., Konaş, A., Altay, O., 2002, Trace metal concentrations in edible fishes from İzmir Bay, Eastern Aegean, Marine pollution Bullentin, 44, 816-832

Küçüksezgin, F., Konaş, A., Altay, O., Uluturhan, E., 2005, Elemental Composition of partikulate matter and nutrient dynamics in the Izmir Bay (Eastern Aegean), Journal of marine systems, 56, 67-84

Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P., Weber, O., 2001, Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France), Continental Shelf Research 21, 1383-1401

Lewis, R.C., Coale, K.H., Edwards, B.D., Marot, M., Douglas, J.N., Burton, E.J., 2002, Accumulation rate and mixing of shelf sediments in the Monterey Bay National Marine Sanctuary, Marine Geology 181, 157-169

Ligero, R.A., Barrera, M., Ruiz, M.C., Sales, D., Aguayo, F.L., 2002, Dating of marine sediments and time evolution of heavy metal concentrations in the Bay of Cadiz, Spain, Environmental Pollution, 118: 97-108

Livingston, H.D. ve Povinech, P., 2000, Antropogenic marine radioactivity, Ocean&Coastal Management, 43, 689-712

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

- Lord, D.A. ve Thompson, G.A.,** 1988, The Swartkops estuary: Pollution status. In: Baird D, Marais JFK and Martin AP (eds.) *Proc. Symp.* Held on the 14 and 15 September 1988 at the Univ. of Port Elizabeth. S. Afr. Natl. Sci. Programmes Rep. No 156 16-24.
- Lu, X.,** 2004, Application of the Weibull extrapolation to ^{137}Cs geochronology in Tokyo Bay and Ise Bay, Japan, *Journal of Environmental Radioactivity* 73, 169-181
- Lundquist, D.P., Jansen, D.J., Christiansen, C., Jensen, Balstrom, T.,Kunzendorf, H,** 2002, ^{210}Pb based deposition rates in the North Sea-Baltic Sea transition, *Danish Journal of Geograpy*, 103(2), 99-109
- Palanques, A., Sanchez-Cabeza, J.A., Masque, P. ve Leon, L.,** 1998, Historical record of heavy metals in a highly contaminated Mediterranean deposit: The Besos prodelta, *Marine Chemistry*, 61, 209-217.
- Pasternack, G.B., Brown, K.J.,** 2006, Natural and anthropogenic geochemical signatures of floodplain and deltaic sedimentary strata, Sacramento san Joaquin delta, California, USA, *Environmental Pollution*, 141, 295-309.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Roberts, K.A., Cochran, J.K., Barnes, C., 1997, ^{210}Pb and $^{239,240}\text{Pu}$ in the Northeast Water Polynya, Greenland: particle dynamics and sediment mixing rates, *Journal of Marine Systems*, 10, 401-403

Rubio, L., Linares-Rueda, A., Duenas, C., Fernandez, M.C., Clavero, V., Niell, F.X., Fernandez, J.A., 2003, Sediment accumulation rate and radiological characterization of the sediment of Palmones River estuary (southern of Spain), *Journal of Environmental Radioactivity* 65, 267-280

Ruiz-Fernandez, A.C., Paez-Osuna, F., Machain-Castillo, M.L., Arrelano-Torres, E., 2004, ^{210}Pb geochronology and trace metal fluxes (Cd, Cu and Pb) in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific of Mexico

Saçan, S., 2004, İzmir Körfezi yüzey sedimentlerinde Radyoaktif ^{210}Pb ve ^{210}Po birikiminin Tayin edilmesi, Y.Lisans Tezi, E.Ü. Nükleer Bilimler Enstitüsü, 82 s.

Sanada, Y., Sato, F., Kumata, H., Takada, H., Yamanoto, A., Kato, Y., Ueno, T., 1999, Estimation of sedimentation processes in Tokyo Bay using radionuclides and anthropogenic molecular markers, *Chikyukagaku (Geochemistry)* 33,123-138, (in Japanese)

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Sanchez-Cabeza, J.A., Masque, P., Ani-Ragolta, I., Merino, J., Frignani, M., Alvisi, F., Palanques, A., Puig, P., 1999, Sediment accumulation rates in the southern Barcelona continental margin, *Progress in Oceanography* 44, 313-332

Sekkin, F., 2000, Ege Denizi'ndeki Midyelerde Radyoaktif Polonyum Düzeyinin Elektrokimyasal Depozisyon Yöntemiyle Ölçülmesi, Y.Lisans Tezi, E.Ü. Nükleer Bilimler Ens., 62 s.

Sekkin, F., Uğur, A. ve Yener, G., 2000, ^{210}Po Activity Concentrations in mussels at aegean Turkish Coast, *Bulgarian Journal of Physics*, 27(3): 94-97.

Sombrito, E.Z., Bulos, A.dM., Sta Maria, E.J., Honrado, E.C.V., Azanza, R.V., Furio, E.F., Application of ^{210}Pb -derived sedimentation rates and dinoflagellate cyst analyses in understanding Pyrodinium bahamense harmful algal blooms in Manila Bay and Malampaya Sound, Philippines, *Journal of Environmental Radioactivity*, 76, 177-194

Stepnowski, P. ve Skwarzec, B., 2000, A comparison of ^{210}Po accumulation in mollusks from the southern Baltic, the coast of Spitsbergen and Sasek Wielki Lake in Poland, *Journal of Environmental Radioactivity*, 49, 201-208.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Topçuoğlu, S., 2005, Denizlerin Radyoaktif Kirliliği (VI. Bölüm), Deniz Kirliliği, Tüdev Yayınları, İstanbul, No: 21, 512 s.

Uğur, A., 1998, Gökova Körfezi Deniz Sediment Korlarında Radyoaktif Pb, Po, Ra, Cs, Am ve Pu izotoplarının dağılımının incelenmesi, sedimentasyon hızı ve tarihleme çalışmalarında kullanılması, E.Ü. Fen Bilimleri Nükleer Bil. ABD, Doktora Tezi.

Uğur (Tanbay) A. ve Yener, G., 2001, Accumulation rates and sediment deposition in the Gökova Bay in Aegean Sea Turkish Coast, Applied Radiation and Isotopes, 55, 581-588

Uğur, A. ve Yener, G., 2002, Plutonium isotopes, Am-241 and Cs-137 activity concentrations in marine sediments of Gökova Bay Aegean Turkish Coast. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 252 (1), 47-51

Uğur, A., Miquel, J-C., Fowler, S.W., Appleby, P., 2003, Radiometric dating of sediment cores from a hydrothermal vent zone off Milos island in the Aegean Sea, The science of total environment 307: 203-214

Wildgust, M. A. ve McDonald, P., 2000, Assimilation of ²¹⁰Po by the Mytilus edulis from the alga Isochrysis galbana, Marine Biology, 136: 49-53.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam ediyor)

Yaprak, G. ve Yener, G., 1991, Direct Measurement of U-238 and Disequilibrium State in Geological Samples by Low Energy Scintillation Gamma Spectroscopy, Journal of Geochemical Exploration, Vol.42, pp 345-350.

Yener, G. ve Uysal, İ., 1995, Low Energy Scintillation Spectrometry for Direct Determination of ²³⁸U and ²¹⁰Pb in Coal and Ash Samples, Applied Radiation Isotopes, 47(1): 93-96.

Zuo, Z., Eisma, D., Gieles, R., Beks, J., 1997, Accumulation rates and sediment deposition in the northwestern Mediterranean, Deep-Sea Research II, Vol. 44, 3-4, pp.597-609

<http://journal.tubitak.gov.tr/engineering/issues/muh-98-22-5/muh-2-5-4-97026.pdf>

ÖZGEÇMİŞ :

15 Ağustos 1979'da İzmir'de doğdu. İlköğrenimini 1990 yılında Murat Reis İlkokulu'nda, ortaöğrenimini 1993 yılında Dokuz Eylül Ortaokulu'nda ve lise öğrenimini 1996 yılında Karataş Lisesi'nde tamamladı. 2003'de Celal Bayar Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Fizik Bölümü'nden mezun oldu. Bir yıl sonra Ege Üniversitesi, Nükleer Bilimler Enstitüsü'nde lisansüstü eğitim yapmaya hak kazandı. Hala, Nükleer Bilimler Enstitüsü, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı'nda yüksek lisans öğrencisidir.