

EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

(DOKTORA TEZİ)

**GÜLBAHÇE KÖRFEZİ HİDROTERMAL BÖLGE
SEDİMENT KORLARINDA Pb-210 DAĞILIMININ
İNCELENMESİ VE TARİHLEMEDE
KULLANILMASI**

İlker SERT

Tez Danışmanı : Prof. Dr. Güngör YENER

Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

**Bilim Dalı Kodu : 622.01.01
Sunuş Tarihi : 12.10.2009**

Bornova-İZMİR

2009

İlker SERT tarafından **doktora** tezi olarak sunulan “**Gölbahçe Körfezi Hidrotermal Bölge Sediment Korlarında Pb-210 Dağılımının İncelenmesi ve Tarihlemeye Kullanılması.**” başlıklı bu çalışma E.Ü. Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği ile E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Eğitim ve Öğretim Yönergesi'nin ilgili hükümleri uyarınca tarafımızdan değerlendirilerek savunmaya değer bulunmuş ve **12.10.2009** tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği ile başarılı bulunmuştur.

Jüri Üyeleri:

İmza

Jüri Başkanı : Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL

Üye : Prof. Dr. Güngör YENER

Üye : Prof. Dr. Gültekin TARCAN

Üye : Prof. Dr. Saim SELVİ

Üye : Doç. Dr. Aysun UĞUR GÖRGÜN

ÖZET

GÜLBAHÇE KÖRFEZİ HİDROTERMAL BÖLGE SEDİMENT
KORLARINDA Pb-210 DAĞILIMININ İNCELENMESİ VE
TARİHLEMEDE KULLANILMASI

SERT, İlker

Doktora Tezi, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Tez Yöneticisi: Prof. Dr. Güngör YENER

Ekim 2009, 172 sayfa

İzmir, Gülbahçe körfezinde sismik aktivite ile ilişkili hidrotermal çıkış bölgelerinden alınan sediment korlarında ^{210}Po 'un yüzeysel ve profil dağılımları incelenmiştir.

Çalışma alanında sedimentasyon hızları ^{210}Pb tekniği ile ölçülmüş her bir sediment katmanındaki sediment birikim hızı belirlenmiştir ve tarihleme yapılmıştır. ^{210}Pb tayinleri ^{210}Po 'un alfa spektroskopisi ile yapılmıştır.

Sedimentasyon hızı hesaplamalarında ^{210}Pb 'un profil dağılımları CRS, CIC, CF;CS matematiksel modelleri ile birlikte kullanılarak üç modelin sonuçları karşılaştırılmıştır.

Referans noktası ve hidrotermal çıkış alan korlarında ağır metal profil dağılımları incelenmiş ve sonuçlar karşılaştırılmıştır.

Çalışma bölgesinde elde edilen en yüksek ^{210}Po aktivitesi 215 Bq kg^{-1} , en yüksek ^{210}Pb aktivitesi 128 Bq kg^{-1} dir. CRS, CIC, CF;CS modelleri ile hesaplanan ortalama en yüksek hızlar sırasıyla $0.361 \pm 0.172 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, $0.350 \pm 0.223 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, $0.301 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ olarak baca çıkışında gözlenmiştir.

Anahtar sözcükler: ^{210}Po , CRS, CIC, CF;CS, tarihleme

ABSTRACT

INVESTIGATION OF THE Pb-210 DISTRIBUTION IN SEDIMENT
CORES FROM GULBAHCE BAY HYDROTHERMAL AREA AND
APPLICATION IN DATING

Phd Thesis, Institute of Nuclear Sciences

Supervisor: Prof. Dr. Güngör YENER

October 2009, 172 pages

The surficial and profile distribution of ^{210}Po in sediment cores from hydrothermal vent areas associated with high seismic activities are investigated in Gülbahçe Bay in Izmir.

In study area, sedimentation rates were calculated with the ^{210}Pb technique and sediment accumulation rates were determined in each sediment layers. ^{210}Pb determinations were done via alpha spectrometric ^{210}Po measurements.

Profile distributions of ^{210}Pb were used together with CRS, CIC, CF;CS mathematical models in sedimentation rate and dating calculations and the results were compared.

Heavy metal profile distributions were also investigated and compared with those in the cores from reference point and hydrothermal vents.

The highest ^{210}Po activity obtained is 215 Bqkg^{-1} and ^{210}Pb activity is 128 Bqkg^{-1} . Highest mean sedimentation rates calculated by CRS, CIC,CF;CS models are observed at vent point as $0.361 \pm 0.172 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, $0.350 \pm 0.223 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, $0.301 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ respectively.

Key words: ^{210}Po , CRS, CIC, CF;CS, dating

TEŞEKKÜR

Doktora eğitimi ve tez çalışması sürecinde değerli bilgi birikimi ve önerileri ile geleceğimi aydınlatan, sunduğu olanaklarla çalışmamı yönlendiren, her zaman ve her koşulda yanımda olan, hiçbir fedakarlıktan kaçınmayan, tavırlarıyla örnek olan tez hocam Anabilim Dalı Başkanımız Sayın Prof. Dr. Güngör YENER'e en derin saygı ve sevgilerimle teşekkürlerimi sunarım. Sağladıkları olanak, çalışma zemini ve ilgileri için Nükleer Bilimler Enstitümüzün Müdürü Sayın Prof. Dr. Perihan ÜNAK'a teşekkürlerimi sunarım. Çalışmam süresince zaman ayırıp bilgi ve görüşlerini esirgemeyen Sayın Prof. Dr. Erdeniz ÖZEL'e ve Sayın Doç. Dr. Aysun UĞUR GÖRGÜN'e teşekkürlerimi borç bilirim. Görüş, öneri ve ilgilerini esirgemeyen 2001-2008 dönemi Nükleer Bilimler Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Meral ERAL'e teşekkürlerimi sunarım.

Arazi çalışmam sırasında sağladıkları olanak ve katkılarından dolayı Sayın Öğretim Görevlisi Mustafa EFTELİOĞLU'na ve Sayın Doktora Öğrencisi Bade PEKÇETİNÖZ'e teşekkürlerimi sunarım.

Laboratuvar çalışmaları sırasındaki iş bölümü ve yardımlarından dolayı Sayın Ar. Gör. Banu ÖZDEN, Sayın Ar. Gör. Nergiz YILDIZ'a teşekkür ederim

Var olduğum günden beri sabır, anlayış, hoşgörü ve desteklerini hiçbir zaman eksiltmeyen Babaannem, Amcam ve Babama sonsuz teşekkürlerimi borç bilirim.

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET	v
ABSTRACT	vii
TEŞEKKÜR	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ	xvii
ÇİZELGELER DİZİNİ	xxiii
1.GİRİŞ	1
2.GENEL BİLGİLER.....	5
2.1. Okyanuslarda Oluşan Sedimentasyon Olayı.....	5
2.1.1. Sedimentlerin Boy ve Şekil Özellikleri.....	5
2.1.2. Sediment Kaynakları.....	7
2.1.2.1. Litojenik (Terrijenik) Kaynakları.....	7
2.1.2.2.Biyolojik Kaynaklar.....	8
2.1.2.3.Kırmızı Çamur.....	11
2.1.2.4.Kozmik Kaynaklar.....	12
2.1.2.5.Hidrojen Kaynaklar.....	12
2.2.Sedimentasyon Hızı.....	13
2.2.1.Sedimentlerin Düşey ve Coğrafik Dağılımları.....	13
2.2.1.1.Sedimentlerin Düşey Dağılımları.....	13

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
2.2.1.2.Sedimentlerin Coğrafik Dağılışı.....	14
2.3.Hidrotermalizm.....	16
2.3.1.Jeolojik Oluşumlar.....	17
2.3.2.Isı Akışları.....	18
2.3.3.Hidrotermal Çıkış Lokasyonları.....	19
2.3.4.Hidrotermal Çıkışların Belirlenmesi.....	19
2.3.5.Hidrotermal Akışkanlar ve Akıları.....	20
2.3.6.Hidrotermal Akışkanların Gaz Bileşenleri.....	21
2.4.Radyometrik Tekniklerde Kullanılan Radyoizotoplar.....	24
2.5.Bozunum serileri.....	26
2.6. ²¹⁰ Pb'un Genel Özellikleri.....	31
2.6.1. ²¹⁰ Pb'un Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri.....	31
2.6.2.Akuatik Ortamda ²¹⁰ Pb.....	32
2.6.3. ²¹⁰ Pb Ölçme Teknikleri.....	35
2.6.4. ²¹⁰ Po'un Genel Özellikleri.....	38
2.6.5. ²¹⁰ Po'un Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri.....	38
2.6.6.Akuatik ortamda ²¹⁰ Po.....	40
2.7. ²¹⁰ Pb ile Tarihlemede Kullanılan Matematiksel Modeller.....	41

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
2.7.1.CF-CS (Constant Flux-Constant Sedimentation) Modeli.....	43
2.7.2.CRS (Constant Rate of Supply) Modeli.....	44
2.7.3.CIC (Constant Initial Concentration) Modeli.....	46
2.7.4.Model Seçimi.....	47
2.8.Literatür Özeti.....	50
2.9.Bölgesel Jeoloji.....	57
2.9.1.Yapısal Jeoloji.....	58
2.10.Ağır Metaller.....	59
2.10.1.Ağır Metal Kaynakları.....	62
2.10.2.Sucul Ortamlarda Metal Kirliliği.....	64
3.MATERYAL METOD.....	71
3.1.Çalışma Bölgesi.....	71
3.1.1.Gülbahçe Volkanik Birimi.....	73
3.1.2.Gülbahçe Volkanik Birimi Hidro Jeolojik Özellikleri.....	73
3.1.3.Gülbahçe Kaynağı.....	73
3.1.4.Gülbahçe Kaplıcası.....	73
3.1.5.Gülbahçe Kaplıcasının Oluşumu.....	74
3.2.Örnekleme Bölgesinin Fiziki Özellikleri.....	75

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
3.2.1.Dane Boyu.....	75
3.2.2.pH.....	77
3.2.3.Organik Madde.....	78
3.2.4.Karbonat Miktarı.....	79
3.3.Sediment Korlarının Özellikleri.....	81
3.4.Örnek Hazırlanması.....	82
3.4.1. ²⁰⁹ Po Standardının Hazırlanması.....	85
3.4.2. Alfa Spektrometre Sistemi.....	86
3.5.Ağır Metal Analiz Sistemi ve Örnek Hazırlaması.....	88
4.SONUÇLAR	89
4.1.Yüzeysel ²¹⁰ Po Dağılımı.....	89
4.2. Porozite, yüzde kuru ağırlık, kütle derinliği bulguları.....	90
4.3. ²¹⁰ Pb'un profil dağılımları.....	99
4.4.CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	117
4.5.CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	127
4.6.Sabit Sedimentasyon (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	136
4.7.Değerlendirme.....	145
4.8.İz ve Ağır Metal Analizi Sonuçları.....	156

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
5.TARTIŞMA.....	158
6.ÖNERİLER.....	161
KAYNAKLAR.....	163
ÖZGEÇMİŞ	

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.1. Yer küre üzerindeki aktif hidrotermal noktalar.....	16
2.2 Toryum serisi.....	27
2.3 Neptinyum serisi	28
2.4 Radyum (Uranyum) Serisi.....	29
2.5 Aktinyum Serisi	30
2.6 Manuel alfa dedektörü.....	36
2.7 Dijital Alfa Dedektörü	36
2.8 Yarı iletken gama dedektörü.....	37
2.9 Metalin su ortamında izlediği yol	64
2.10 Su-sediment-canlı arasındaki etkileşim.....	65
2.11 Şematik olarak ağır metallerin doğaya yayınımları	70
2.12 Ağır metaller biyolojik proseslere katılma derecelerine göre yaşamsal ve yaşamsal olmayan olarak sınıflandırılırlar.....	71
3.1 Sediment örneklerinde tespit edilen mercanlar	76
3.2 Gülbahçe Körfezinde Yapılan Batimetrik ve Sismik Veri Toplama Çalışmalarının Gerçekleştirildiği Hatları Gösteren Veri Haritası	80
3.3 Çalışmada kullanılan hassas terazi ve etüv.....	82
3.4 Çalışmada kullanılan analitik elek ve porselen havan.....	83

ŞEKİLLER DİZİNİ(devam)

<u>Şekil</u>	<u>Sayfa</u>
3.5 Çalışmada kullanılan çeker ocak ve ısıtıcı tabla.....	84
3.6 Çalışmada kullanılan örnek bir ^{210}Po spektrumu.....	85
3.7 Çalışmada kullanılan alfa spektroskopisi.....	86
3.8 Sediment örneklerine uygulanan çözme işleminin akış şeması.....	87
3.9 Perkin Elmer Optima 2000DV model ICP-OES Sistemi.....	88
4.1 yüzeysel ^{210}Po dağılımları.....	89
4.2 Referans noktası toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	99
4.3 Referans noktası denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	100
4.4 C-7 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	101
4.5 C-7 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	102
4.6 C-4 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	103
4.7 C-4 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	104
4.8 C-9 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	105
4.9 C-9 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	106
4.10 COR-3 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	107
4.11 COR-3 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	108
4.12 C-3 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	109
4.13 C-3 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	110
4.14 C-1 ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	111
4.15 C-1 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	112
4.16 COR-7 ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	113
4.17 COR-7 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	114
4.18 NB-COR-2 ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	115

ŞEKİLLER DİZİNİ(devam)

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
4.19 NB-COR-2 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı.....	116
4.20 CRS modeli ile hesaplanmış ^{210}Pb akıları.....	126
4.21 Ref. Nok.denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	136
4.22 C-7 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	137
4.23 C-4 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	138
4.24 C-9 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	139
4.25 COR-3 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	140
4.26 C-3 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	141
4.27 C-1 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	142
4.28 COR-7 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	143
4.29 NB-COR-2 denge üstü ^{210}Pb A. K. Küt. Der. karşı yarı log. Graf.....	144

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 Sedimentlerin tane büyüklüklerine göre sınıflandırılması (Stove, 1979)	6
2.2 Sediment türleri ve kaynakları.....	9
4.1 Referans koruna ait parametreler.....	90
4.2 Referans koruna ait parametreler.....	91
4.3 C-4 koruna ait parametreler.....	92
4.4 C-9 koruna ait parametreler.....	93
4.5 COR-3 koruna ait parametreler	94
4.6 COR-3 koruna ait parametreler	95
4.7 C-1 koruna ait parametreler.....	96
4.8 COR-7 koruna ait parametreler.....	97
4.9 NB-COR-2 koruna ait parametreler.....	98
4.10 Referans Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	117
4.11 C-7 Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	118
4.12 C-4 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	119
4.13 C-9 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	120
4.14 COR-3 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	121
4.15 C-3 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	122

ÇİZELGELER DİZİNİ(devam)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4.16 C-1 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	123
4.17 COR-7 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	124
4.18 NB-COR-2 Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	125
4.19 Referans Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	127
4.20 C-7 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	128
4.21 C-4 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	129
4.22 C-9 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	130
4.23 COR-3 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	131
4.24 C-3 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	132
4.25 C-1 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	133
4.26 COR-7 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	134
4.27 NB-COR-2 Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	135
4.28 Referans kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	136
4.29 C-7 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	137
4.30 C-4 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	138
4.31 C-9 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	139
4.32 COR-3 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	140

ÇİZELGELER DİZİNİ(devam)

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
4.33 C-3 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	141
4.34 C-1 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	142
4.35 COR-7 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	143
4.36 NB-COR-2 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar.....	144
4.37 Referans kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	145
4.38 C-7 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	146
4.39 C-4 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	147
4.40 C-9 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	148
4.41 COR-3 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	149
4.42 C-3 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	150
4.43 C-1 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	151
4.44 COR-7 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	152
4.45 NB-COR-2 kuru karşılaştırmalı sonuçlar.....	153
4.46 Referans Korunda İz ve Ağır Metal Konsantrasyonları.....	156
4.47 C-7 Korunda İz ve Ağır Metal Konsantrasyonları.....	157
5.1 Bazı bölgelerde ölçülmüş ağır metal sonuçları (Tang, 2008).....	158

1.GİRİŞ

Akuatik ortamlarda, sedimentlerdeki element konsantrasyonlarının derinliğe bağlı coğrafik ve zamansal dağılımı; sudaki çeşitli ajanların dağılım, davranış, akı, birikim oranı bilgilerini elde etmede, ekosistemde gerçekleşen doğa ve insan kaynaklı olayların kronolojisini ve çevreye etkilerini belirlemede çok değerli kaynaklardır. Bu çalışmalarda kullanılan yöntemler içinde nükleer teknikler son kırk yılda önemli gelişmeler kaydetmiştir.

Sediment bileşimi sucul ortamda birikimin nereden kaynaklandığının, birikim hızının, biriken materyalin kimyasal niteliğinin özellikle de iz metallerin davranışının incelenmesinde kullanılmaktadır. Çeşitli materyallerin deniz ortamına girişi nehirler, rüzgar, hidrotermal çıkışlar, atmosfer ve insan aktiviteleri yoluyla olmaktadır. Nehirler dibe çökelen ve çözülmüş iz metallerin kaynağıdır. Açık denizlere ulaşan çözülmüş metaller kil minerallerinin yüzeyine tutunurlar. Burada reaktif durumda olan metaller zamanla katı forma dönüşürler. Dolayısıyla sediment kayaçları iz metal açısından oldukça zengindir. (Ayçık ve ark, 2004).

Radyoaktif iz metallerden kurşunun doğal radyoizotopu ^{210}Pb yakın geçmişteki olayları tarihleme altmışların başından beri yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Göl ya da deniz sedimentlerinde sediment profili boyunca ^{210}Pb 'un spesifik aktivitesinin ölçümleri son 150 yıl içindeki birbirini izleyen sediment oluşumlarının tarihlenmesine izin vermektedir. Böylece doğal çevrenin insan aktivitelerinden etkilendiği bir süreçte sediment bileşimindeki tarihsel olaylara erişim mümkün olmaktadır.

Appleby ve Oldfield 1978'de ^{210}Pb profillerinden sediment katmanlarının yaşının hesaplanmasını geliştirmiştir. Bu ^{210}Pb profilinde sediment birikim hızındaki değişiklikler ^{210}Pb 'un başlangıç konsantrasyonundan etkilenmektedir. Bu yazarların daha önceki çalışmalarında, ^{210}Pb konsantrasyonlarından elde ettikleri yaş/derinlik profillerinde sediment birikim hızındaki değişimlere rağmen birikimin gerçekleştiği her bir katmandaki denge üstü başlangıç ^{210}Pb konsantrasyonunu sabit kabul etmişlerdir. Yazarlar bu çalışmada ise; yukarıdaki kabullerine alternatif olarak her bir

katmandaki sediment birikim hızı ile başlangıç denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonu çarpımının sabit olduğunu belirtmişler, böylece her bir sediment katmanındaki birikimin yaşını birikimdeki hızlı değişimden etkilenmeden hesaplayabilmişlerdir.

Erten 1997 de Zürih, Constance gölleri, Marmara Denizi, Türkiye'nin güneyi ve Kıbrıs'ın kuzeyinde ^{210}Pb tekniği ile yapmış olduğu tarihleme çalışmalarında kütle sediment birikim hızını $0.073 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ile $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ arasında değişen değerlerde bulmuştur .

Uğur ve Yener (2001) Gökova Körfezi sediment korlarında dengenin üzerindeki ^{210}Pb aktivitesinin 82.8 ile 29.2 Bq Kg^{-1} arasında değiştiğini belirlemişlerdir. Gökova Körfezi için sediment akümülyasyon hızlarını $0.32 \pm 0.01 \text{ cm y}^{-1}$ ($0.17 \pm 0.001 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) ile $1.92 \pm 0.20 \text{ cm y}^{-1}$ ($1.13 \pm 0.10 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) arasında hesaplamışlardır.

Maria ve arkadaşları 2009 yılında yapmış oldukları tarihleme çalışmalarında Doğu Asya Deniz'lerini incelemişler. Denge üstü ^{210}Pb metoduyla Manila Körfezi'nin yakın geçmişinin perspektifini çıkarmışlardır. Körfezde kimi yerde lineer sedimentasyon görülürken bazı bölümlerinde ise CIC modelinin geçerli olduğu sediment davranışlarını görmüşlerdir. Sediment değişim hızındaki en büyük değişikliğin 1991 yılındaki volkanik patlamada gerçekleştiğini ve karmaşık dinamik yapıli körfezde ^{210}Pb ile tarihleme metodunun geçerli olduğunu belirlemişlerdir

Tarihleme çalışmalarında doğal radyonüklid ^{210}Pb yanında yapay radyonüklidler ($^{134-137}\text{Cs}$, ^{241}Am , $^{239-240}\text{Pu}$,) da önemli yer tutmaktadır. Yapay radyonüklidler 1963 de nükleer silah denemeleri , 1986 da Çernobil nükleer Reaktör kazasının ardından atmosfere yayılmış, rüzgar, yağmur ve diğer meteorolojik olaylar ile yer yüzüne radyoaktif serpinti olarak ulaşmıştır. Yapay radyoaktif serpintinin yoğun olarak gerçekleştiği 1963 ve 1986 yıllarına ait pikler denge üstü ^{210}Pb modelleri ile tarihleme çalışmalarını desteklemek amacıyla kullanılır. Çernobil Reaktör kazasına ait yarı ömrü iki yıl olan ^{134}Cs pikleri 1990 lı yılların ortalarına

kadar ^{210}Pb ile tarihleme çalışmalarını doğrulamak için kullanılmıştır. (Appleby, 2001).

Yapay radyoaktif elementlerin tarihlemeye kullanılmasına dair kapsamlı bir çalışma 1991 yılında Appleby ve arkadaşları tarafından gerçekleştirilmiştir. Çalışma İngiltere'nin kuzey batısındaki Windermere gölünden alınan korlar ile yapılmış, CRS modeliyle elde edilen kronolojinin 1963 ve 1986 yıllarına ait yapay radyonüklit ($^{134-137}\text{Cs}$, ^{241}Am) pikleriyle uyum içinde olduğu görülmüştür.

Uğur ve Yener (2002) Gökova Körfezi'nde yaptıkları bir başka çalışmada farklı tanecik büyüklüğündeki sedimentlerde $^{238+239+240}\text{Pu}$, ^{137}Cs , ^{241}Am konsantrasyonlarını belirlemiştir.

Romanya kıyılarından alınan sediment korlarında doğal ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs radyonüklid konsantrasyonları belirlenmiştir. ^{137}Cs piki kullanılarak radyoaktif serpintiden bulunan sedimentasyon hızı $0.15 \pm 0.03 \text{ cm y}^{-1}$ dir. Bu çalışmada nükleer silah denemeleri ne ait pik ve Çernobil Reaktör kazasına ait piklerden yararlanılarak denge üstü ^{210}Pb metodu ile ^{137}Cs tekniklerinin birbiriyle uyumlu olduğu görülmüştür (Ayçık ve ark, 2004).

^{210}Pb tekniğinin akuatik ortamda kullanılması okyanus, kapalı deniz, göl veya termal alanların özellikleri sonuçları farklı şekilde etkilemektedir.

Hidrotermal çıkışlar ilk olarak 1977 de keşfedilmiştir ve deniz tabanında rastlanan ilginç oluşumlardandır, volkanik yönden aktif bölgelerde bulunur. Deniz tabanındaki çatlaklardan içeriye doğru süzülen soğuk su tabakalar arasında yol alır. Derinlere inildikçe mağma kayalıkları tarafından ısıtılarak sıcaklığı 400°C ' ye kadar yükselir. Su, bu sıcaklıkta artık hidrotermal bir akışkan halinde çatlaklar yoluyla yukarı doğru ilerleyerek okyanus tabanına ulaşır. Hidrotermal akışkan kendisiyle birlikte deniz tabanına çözülmüş metaller, mineraller ve gazları da taşır.

Dando ve arkadaşları 1999 yılında yayınladıkları bir çalışmada Akdeniz'in hidrotermal özelliklerini hidrotermal alanların oluşumu, hidrotermal akışkanın yapısı,

metal birikimi ve yaşayan canlı türleri bakımından değerlendirmişlerdir (Dando et al, 1999).

2000 yılında yayınlanmış bir çalışmada Palaeochori Körfezi'ndeki çok sayıda hidrotermal çıkıştan alınan su örneklerinde (Fe, Mn, Cu, Pb, Cd, Ca, Sr, Si, Al, Ba) bazı ağır ve iz metallerinin dağılımları incelenmiştir. Mevsimsel değişimlerini ve bu metallerin birçoğunun biyolojik kökenli girişler olduğu belirlenmiştir (Varnavas et al, 2000).

Uğur ve arkadaşları (2003) Milos Adası'nda gerçekleştirdikleri bir çalışmada ^{210}Pb modelleriyle tarihlmeyi hidrotermal Alana uygulamışlardır. Seçtikleri üç istasyondan hidrotermal çıkışa enyakın olan istasyondaki sediment birikim hızının diğerlerinden daha yüksek olduğunu bulmuşlardır.

Tiran Denizi'nde gerçekleştirilen bir çalışmada hidrotermal aktivite ile deniz tabanındaki jeolojik oluşumlar otuz yıllık uzun bir süreç için değerlendirilmiş, hidrotermal akışkanın deniz tabanı altındaki kimyasal reaksiyonlar sonucu Mn, Pb, Zn metalleri yönünden zenginleştiği belirlenmiştir (Dekov and Savelli, 2004).

2005 yılında Tutum Körfezi sığ hidrotermal çıkış bölgesinde yapılan bir çalışmada D, ^{18}O , ^{13}C ve ^{87}Sr izotoplarındaki davranış değerlendirilerek bölgedeki bazı çıkışların meteorik çıkışlar, diğerlerinin ise deniz suyu ile karışan çıkışlar olduğu saptanmıştır (Pichler, 2005).

Henüz ülkemiz sahillerindeki hidrotermal alanlarda denge üstü ^{210}Pb modelleri kullanılarak tarihlleme çalışması yapılmamıştır. Bu yönüyle mevcut çalışmamız bir ilk niteliği taşımaktadır. Çalışmada sediment tarihlenmesine ek olarak ağır metal analizi yapılmış ve deprem kayıtları ile ilişkisi incelenmiştir.

2. GENEL BİLGİLER

2.1. Okyanuslarda Oluşan Sedimentasyon Olayı:

Okyanus ve denizlerin çok dik veya şiddetli dip akıntılarının mevcut olduğu bölgeleri dışında kalan tüm tabanları, genellikle asıl tabanın gözlenmesini engelleyen çok kalın bir sediment tabakasıyla örtülmüş haldedir. Bu nedenle okyanus ve denizlerde gelişen sedimentasyon olayı bu ortamın dip fotoğrafisini etkileyen en önemli etkenleri oluşturur. Örtünün kalınlığı ve yapısı, okyanuslarda gelişen, fiziksel, kimyasal, jeolojik ve biyolojik olayların etkisinde olup, bu olaylar yerküre okyanuslarını farklı dip yapısında olmalarının nedenini oluşturur. Dipte yığılan materyalin yöresel değişimlerinde coğrafik faktörler de etkili olmakla beraber bu olaylar suyun altında olduğundan pek fark edilmezler. Bununla beraber, bu farklılığı kanıtlayan ve gözlenebilen deliller de mevcuttur. Örneğin, sahillerin bazı bölgelerde kumluk, diğer bazı bölgelerde kayalık, med-cezir sahalarının ise çamurlu olduğunu bilir. Ayrıca bir plajın kendine yakın diğer bir plajdan tane yapısı, rengi ve boyutları yönünden farklı kumlardan oluştuğu kolaylıkla görülebilir.

Sedimentasyon olayı, genel olarak karasal ortamın aşınması (erozyon) sonucu oluşan ve denizlere taşınan parçacıklarla suda asılı halde bulunan parçacıkların dipte birikimleri sonucu oluşur. Sadece karasal kökenli parçacıklar okyanusların sahile yakın çukur bölümlerinde biriktikleri halde, suda asılı halde bulunan parçacıklar tüm okyanus diplerine yeknesak olarak dağılma özelliğindedirler. Karasal ortamdan gelen parçacıklara “terrijenik”, okyanusların pelajik bölgesinden gelen parçacıklara da “pelajik” parçalar adı verilir.

2.1.1. Sedimentlerin Boy ve Şekil Özellikleri:

Sediment taneciklerinin en önemli özelliğini oluşturan boyları mikrondan metreye kadar değişir. Dolayısıyla tane boylarının tanımında bazı sistemlerden yararlanma zorunluluğu vardır. Çeşitli bölgelerden alınmış sediment örneklerindeki tanelerin boyu genellikle farklı olmaktadır. Mikroskop veya binoküler altında bir

örneğe bakarak taneciklerin ortalama boyları söylenemez, ancak bunların boyları granulometrik olarak (doğrudan ölçme , eleme, mikroskopta ölçme v.b.) saptanır.

Sedimentleri oluşturan tanelerin morfolojileri de çok değişken olabilir, başlıca rastlanan şekiller küresel, yuvarlak, köşeli v.b. dir. Taneciklerin bu morfolojik yapıları aralarındaki boşluk hacmini tayin eder buna bağlı olarak da sedimentin geçirgenliği değişir.

Çizelge2.1 Sedimentlerin tane büyüklüklerine göre sınıflandırılması (Stove, 1979, Kocataş A,2002 den)

Sediment tipi		Sediment çapı (mm)
Kaya		256
Taş		128
İri Çakıl Taşı		64
		32
		8
		4
Çakıl Taşı		2
Kum	Çok kaba	1
	Kaba	1/2
	Orta	1/4
	İnce	1/8
	Çok ince	1/16
Silt	Kaba	1/32
	Orta	1/64
	İnce	1/128
	Çok ince	1/256
Çamur	Kaba	1/512
	Orta	1/1024
	İnce	1/2048
	Çok ince	1/4096
Kolloid		

2.1.2. Sediment Kaynakları:

Okyanusların dibini örten sediment tabakaları incelendiğinde bunların çeşitli kaynaklardan geldiği görülür. Bu kaynaklar karasal aşınım, biyolojik, kozmik, volkanik ve kimyasal olarak beş grupta incelenebilirlerse de bunlar içerisinde en önemlisini tüm okyanus dibinin %75' ine yakın bir bölümünü örten karasal ve biyolojik kökenli materyal oluşturur.

2.1.2.1. Litojenik (Terrijenik) Kaynakları

Karasal kaynakların esasını, kıtasal kütlelerin çeşitli etkenler (Fiziksek, Kimyasal v.b.) sonucu aşınmasından oluşan parçacıklar oluşturur. Bu olay sahillerde geliştiği gibi, karaların iç tarafında da gelişebilir ve üretilen parçacıklar çeşitli yollarla (Akarsularla, rüzgarlarla v.b.) denizlere taşınırlar.

Karasal kökenli parçacıklar kıtasal uzantısının çukur bölümlerinde yığılım oluşturur. Bu yığılım tabakaları içerdikleri materyalin oranına göre esmer kil, karasal kum ve karasal çamur olarak üç tipe ayrılır.

Poulos (2009) Ege Denizi'nde yapmış olduğu kapsamlı bir çalışmada yakın geçmişte (holojen'de) oluşan sedimentin kum boyutundan kil boyutuna kadar olan parçalardan oluşan karasal, biyolojik, karbonat ve kayasal kökenli olduğunu tespit etmiştir. 1000 m den daha derin bölgelerde sedimentin kil ile silt boyutunda karasal karışıma sahip olduğunu, özellikle merkez ve güney Ege'nin havadan gelen kum, iri taneli volkanik kül, Sahra Çölü tozları ihtiva etmektedir (Venkatarathnam and Ryan, 1971; Aksu ve ark, 1995, Roussakis et al,2004; Ehrmann et al, 2007; Poulos, 2009'dan).

Ege Denizi kendi yüzey alanından (yaklaşık $156.5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) daha geniş bir karasal alandan ($226.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) su ve sediment girişine ev sahipliği yapmaktadır. Bu karasal alanın üçte ikisi güney Balkanlar'a geri kalan üçte biri de Asya'ya aittir. Deniz tabanındaki litolojik yapı büyük farklılıklar göstermektedir. Batıda karbonatlarla (kireçtaşları ve dolomitler) birlikte kırıklı yapı (kum kayalıkları

tanecikleri ve alüviyon) % 60 dan fazla geriye kalan metamorfik ve volkanik yapı da % 20 civarında yer kaplar. Kuzey kısmı % 35volkanik metamorfik kayaçlar, % 30 kırıklı yapı (kum kaylıkları tanecikleri ve alüviyon) % 35 karbonat ve volkanik kaynaklı yapı içermektedir (Poulos, 2009).

2.1.2.2. Biyolojik Kaynaklar:

Denizlerde, özellikle derin deniz diplerindeki sedimentin önemli bir bölümünü biyolojik veya organik kökenli sedimentler oluşturur. Bu tip sedimentlerin üçü kalkerli, ikisi silisli olmak üzere başlıca beş pelajik kaynağı vardır.

a- Kalkerli Kaynaklar:

Kalkerli kaynakları Globijerin'ler, Pteropod'lar ve Coccolithophor'lar oluşturur. Bunlardan Globijerin'ler sıcak sularda yaşayan CaCO_3 dan yapılmış kabuğa sahip tek hücreli organizmalardır. Bu küçük organizmaların kabuklarının birikimi sonucu ortalama %65 olmakla beraber %90-95'e varan CaCO_3 içeren bir çamur oluşturur. Abissal diplerden alınan bir gram çamurda bu kabuklardan ellibin adet rastlanmıştır. Okyanus diplerinin takriben %35'ini örten bu çamurlara 5000-6000m derinlikten sonra rastlanmaz (Geldiay R., Kocataş A 1998).

Pteropod'lar tropikal ve subtropikal bölgelerde yaşayan kalker kabuklu küçük planktonik mollusklerdir. Globijerin'lerden daha iri yapılı olan bu hayvanların oluşturduğu çamurda ortalama olarak %74 CaCO_3 bulunur. Bu tip çamura 1500-3000m ler arasındaki diplerde rastlanır ve tüm okyanus dibinin ancak %1'ini örterler

Tip	Kaynak	Oluşan Sediment Tipi	Yaklaşık Örtme	Yayıma Bölgeleri
Litojenik	Karasal aşınım Volkanlar	Karasal kum Karasal çamur	%20	Kıtasa kenar Abisal düzlükler Yüksek enlemler
Biyojenik	Organizma iskeleti	Kalkerli çamur Silisli çamur	%50	Derin deniz dipleri
Hidrojenik	Çözünmüş mineraller	Allojenik çamur Autijenik çamur	%1	
Kozmik	Uzay dışı	---	%0	---
Çamurlar	Rüzgar ve akıntılarla taşınmış ince karasal parçacıklar Denizaltı volkanları	Kırmızı çamur	%30	5000m'den derindeki okyanus dipleri

Çizelge2.2 Sediment türleri ve kaynakları (Kocataş A,2002 den)

Cocclithophorid'ler de açık denizlerin pelajik bölgelerinde yaşayan tek hücreli planktonik alglerdir. Bunların kabuklarına da deniz diplerindeki kalkerli sedimentler içinde bol olarak rastlanır.

Organik kökenli kalkerli kaynaklara planktonik olmayan ve özellikle sıcak bölgelerdeki sularda gelişen Anthozoon'ların yaptıkları Mercan resiflerini de katmak gerekir. Bu organizmaların oluşturduğu parlak renkli mercanlı çamura ekvator civarındaki sahillerde rastlanır (Geldiay R., Kocataş A 1998).

Sediment Tipi	Terrijenik %	Biyojenik (Karbonat) %
Terrijenik (T)	>90	<10
Terrijenik az Kalkerli (Tb)	70-90	10-30
Biyojenik Terrijenik Kalkerli (t-b)	50-70	30-50
Terrijenik Biyojenik Karbonatlı (b-t)	30-50	50-70
Biyojenik Karbonatlı az Terrijenik (Bt)	10-30	70-90
Biyojenik çok Karbonatlı (B)	<10	>90

Çizelge2. 3 sedimentin % terrijenik biyojenik içeriği (Lykousis et al, 2002)

Ege Denizi'nde yüzeysel sediment dağılımı değişimleri incelendiğinde, kuzeyden güneye doğru sediment yapısındaki karasal kaynaklı parçacıkların azaldığı, buna karşılık yapıdaki biyolojik kökenli parçacıkların (kalkerli) arttığı gözlenmiştir. Dolayısıyla kuzey Ege'nin yaklaşık üçte ikisi örten sediment tipi %12.5 T (terrijenik), % 49.1 Tb (az kalkerli terrijenik) den, merkez Ege'nin tabanı % 77.9 t-b (biyojenik-terrijenik kalkerli) den, güney Ege'nin tabanı da % 52.9 b-t (terrijenik-biyojenik karbonat), % 38.4 t-b (biyojenik-terrijenik kalkerli) den oluşmaktadır. Bu durum Ege Denizi'ne giriş yapan karasal sedimentin başlıca kaynağının kuzey sahilleri (yaklaşık $30 \cdot 10^6$ ton/yıl), önemli ikinci kaynağın ise merkez Ege'deki Türkiye'nin batı sahilleri (yaklaşık $20 \cdot 10^6$ ton/yıl) olduğunu göstermektedir. Güney Ege'de terrijenik girdi oldukça azdır. Girit Adası karasal bölge girdileri ile rüzgar girdileri hariç güney Ege'deki terrijenik sediment girişlerindeki azlık biyolojik üretkenlikle ilişkilidir. Bölgenin oligotrophik yapısındaki organik madde içeriği (karbonhidrat + protein + yağ = 41.3 mg l^{-1}) kuzey Ege'nin yarısı kadardır. Kuzey Ege'de terrijenik bileşenlerin, güney Ege'de biyojenik bileşenlerin (organik ve inorganik karbon) baskın oluşu dibe çökelen taneciklerin deniz tabanına yakın bölgede akıları ölçülerek görülmüştür. Kuzey Ege'deki akı değeri güneydekine göre bir derece daha büyüktür. Toplam kütle akısı derinlikle artış gösterecek iki bölge arasındaki oran sabit kalmaktadır (Lykousis et al, 2002).

Orta Ege bölgesinin daha çok güney Ege özelliklerine sahip olması beklenmektedir. Orta Ege sadece batı sahilleri boyunca karasal kaynaklı sediment girdisine sahiptir, merkezin kuzeyi ırmakların taşıdığı materyali tuzaklayacak zemin özelliklerine sahiptir.

b-Silisli Kaynaklar:

Denizlerdeki organik kökenli yığılımlardan silisli çamurların kaynaklarından birini Diatomlar diğerini ise Radiolar oluşturur. Diatomlar nispeten az tuzlu soğuk sularda yaşayan silis kabuklu mikroskobik tek hücreli alglerdir. Okyanus dibinin ancak %9'unu örten Diatomlu çamur 8000m derinliğe kadar yayılmış gösterir.

Silisi çamurun ikinci kaynağı olan Radiolarlar ise tek hücreli hayvanlar olup, silisten yapılmış iskeletleri vardır. Bunların oluşturduğu tabaka ince ve çoğu zaman kırmızımsı renktedir. Genellikle derin dipleri örten (yaklaşık 8000m derinliğe kadar) bu çamur mevcut okyanus dibinin ancak %1-2'sini örter (Kocataş, 2002).

Ege Denizi'nde biyolojik bileşenler çok sayıda karmaşık biyokimyasal süreç tarafından kontrol edilmektedir. Fitoplankton, zooplankton, pteropodların aragonit kabuklarından kaynaklanan CaCO_3 ve radiolar ile diatom kabuklarından kaynaklanan biyolojik silika kontrol sürecinde etkili mekanizmalardır.

Biyolojik kökenli silisin deniz ortamında çözünürlüğü oldukça değişkendir. Sıcaklık ve basınçtaki değişimlerin yanında sucul ortamın yüzey alanındaki farklar ve silisli biyolojik parçaçıkların yapılarındaki alüminyum biyolojik kökenli silisin çözünebilirliğini etkilemektedir. Biyolojik kökenli silis su kolonunda çökelirken ve deniz tabanına depoze olduktan hemen sonra erimesi ile birlikte deniz alglerinin silisli kabuklarının spesifik yüzey alanları da azalır. Spesifik yüzey alanındaki bu azalış sedimentteki taze deniz algleri topluluklarında biyolojik kökenli silis parçalarının çözünürlüğünde % 10-15 azalmaya sebep olabilir. Silis matrisi ile birleşen alüminat iyonları biyolojik kökenli silisin çözünürlüğünü azaltmaktadır. Okyanuslarda çözülmüş alüminyum konsantrasyonu 10 nM mertebesindedir. Dolayısıyla kıyıya yakın sular ve yüksek miktarda toz girişinin olduğu bölgeler hariç alüminat iyonlarının biyolojik minerilizasyon boyunca yapıya birleşmesi biyolojik kökenli silisin çözünürlüğünde muhtemelen baskın bir etki değildir (Dixit et al, 2001).

2.1.2.3. Kırmızı Çamur:

Derin deniz diplerini örten biyolojik kökenli silisli kaynaklara ilaveten Kuzey ve Güney Pasifikin merkezi, Atlantik Okyanusu'nun derin bölgeleri ile Hint Okyanusu'nun Doğu bölümünü örten silis miktarı yüksek bir sedimentasyonun mevcut olduğuna işaret etmiştir. Bu yığılmanın esası kırmızı renkli kil olup, kaynağı henüz tam olarak bilinmemektedir. Bununla beraber kayalardaki çok ince rüzgar veya kuvvetli akıntılarla taşınımından veya deniz altı volkanlarının patlamasından oluştuğu kabul edilmektedir. Bu çamur demir, manganez ve birkaç organik

elementi (foraminifer, diatom, radiolar ve deniz omurgalılarının parçaları) içeren aliminyum silikattan oluşmuş olup 8000m derinliğe kadar yayılış göstererek mevcut okyanus dibinin %30'unu örter.

2.1.2.4. Kozmik Kaynaklar:

Hergün pekçok sayıda gök taşı ve kozmik tozun yer yuvarı yüzeyine düştüğü kabul edilmektedir. Okyanuslara düşen bu kozmik materyal çapları bir mikrondan 0.5mm ye kadar değişen metalik ve silikat siferülleri olarak tayin edilmiştir. Uzaydan gelmiş bu kozmik orijinli parçacıklar bazı bölgelerin yığışımında önemli bir değere sahiptirler.

2.1.2.5. Hidrojen Kaynaklar:

Denizlere çeşitli yollarla taşınan çözünmüş haldeki haldeki tuzlar, bu ortamın fiziko-kimyasal etkisi sonucu çözünmüş durumlarını koruyamazlar ve zamanla katı madde haline dönüşerek dipte birikirler. Çökelen bu maddeler de deniz dibi sedimentlerinin hidrojenik kökenli bölümünü oluştururlar. Metalce zengin mangan nodülleri. Bunlara bir örnektir.

Denizlerdeki kimyasal olaylar sonucu, bir mineral bulunduğu yerde oluşmuşsa bu olaya Authigenesis ve bu olay sonucu meydana gelen sedimente de Authigenik sedimentasyon adı verilir. Eğer mineraller bir yerde oluşup ve başka bir yere taşınmışlarsa böyle hallerde Allogenik Sedimentasyondan sözedilir. Kimyasal orijinli yığışımın üçüncü tipini Diagenetik sedimentasyon oluşturur. Bunlar yığışım içindeki bazı maddelerin kimyasal reaksiyonları sonucu oluşurlar ve daha sonra mevcut yığışım içine gömülürler. Bu yığışım tıpkı metamorfik kayalar gibi metamorfoze olmuşlardır. Bu duruma örnek olarak bazı kil minerallerinin ve biyolojik orijinli CaCO_3 okyanus dibindeki yığışım tabakalarının basınç ve ısı etkisiyle kristal şeklini almış olmaları gösterilebilir (Kocataş, 2002).

2.2. Sedimentasyon Hızı:

Sedimentlerin birikim hızı tane büyüklüğüne ve su hareketlerine bağlı olarak değişimler gösterir. Genel olarak terrijenik yığılımların etkisinde olan littoral bölgede derin deniz bölgesine göre daha hızlı bir birikimin olduğu saptanmıştır.

Günümüzde geliştirilmiş bazı yöntemlerle (örneğin bazı elementlerin radyoaktivitelerini saptamakla) deniz dibinde biriken sediment tabakasının kalınlığı ve birikim zamanı saptanabilmektedir. Bu yöntemlerle yapılan saptamalarda kıtasal uzantı üzerinde 1000 yılda biriken sediment kalınlığının yörelere bağlı olarak 20 ile 500cm arasında değiştiği gözlenmiştir. Halbuki açık denizde oluşan birikimlerin çok daha yavaş geliştiği bulunmuş olup, 1000 yılda ancak 1-2 cm olarak saptanmıştır. Bu sınırlı yığılım olayı az da olsa yine bölgesel değişimler gösterebilmektedir.

2.2.1. Sedimentlerin Düşey ve Coğrafik Dağılımları:

Okyanusların tabanını örten sedimentlerin vertikal zonlarda ve coğrafik bölgelerdeki dağılımları farklı etkenlerin kontrolünde geliştiğinden daima farklı olmakta ve bu nedenle de birikimin gerek yapısı ve gerekse kalınlığı bölgelere ve derinliğe bağlı olarak değişmektedir (Kocataş, 2002).

2.2.1.1. Sedimentlerin Düşey Dağılımları:

Sedimentlerin örttüğü bentik bölge littoral ve derin deniz bölgesi olarak vertikal yönde iki büyük zona ayrılabilir.

Med-cezir etkisinde olan littoral bölge başlangıcındaki yığılımlar çakıllardan ince zerrelili çamura kadar değişimler gösteren her büyüklükteki tanelerle örtülmüş olabilir. Bununla beraber, littoralin bu bölümünü genellikle plajlar temsil ettiğinden kumlar dominant durumda olur. Bu kumların büyük bir bölümü akarsularla karadan, az bir bölümü de denizden kaynaklanır.

Littoral bölgenin 200m derinliğe kadar olan bölümü ise birikimi etkileyen çeşitli etkenlerin etkisindedir. Bu bölgenin kıyıya yakın bölümünde dalga ve

akıntıların etkisi fazla olup, kıyıdan uzaklaştıkça kimyasal ve biyolojik etkileri artar, fiziksel etkiler azalır. Littoralin bu bölgesinde kaideten iri taneli detritik materyal kıyıya yakın bölgede, ince taneliler daha açıkta ve nihayet en alt bölümde de çamur bulunur.

Bentik bölgenin derin deniz bölümü batiyal, abissal ve hadal olmak üzere başlıca üç zonda incelenebilir.

200 ve 2000m derinlikler arasında yer alan batial bölgenin birikim materyalini çok ince kum, çamur, kalkerli ve silisli çamur oluşturur. Bu materyale bazen sığ sulardan sürüklenerek gelen daha iri taneli materyal ilave olur. Renkleri mavi ve yeşilimsi olup bileşimlerinde %20-40 arasında CaCO_3 .

2000m derinlikten 6000-7000m derinliğe kadar uzanan abissal bölgenin üst bölümü Pteropod'lu ve Globijerin'li çamurlarla, alt bölümü Diatom ve Radiolar'lı çamurlarla örtülmüştür.

6000-7000m derinlikten başlayan ve denizlerin en derin çukurlarını oluşturan hadal bölge birikimlerinin esasını ise kırmızı çamur oluşturur (Kocataş A., 2002).

2.2.1.2. Sedimentlerin Coğrafik Dağılışı

Okyanus diplerini örten yığılımların coğrafik dağılışı gelişi güzel olmayıp, buldukları yerdeki var oluşların bir nedeni vardır. Bu nedenle, mevcut okyanusların dip örtüsü birbirinden farklı olduğu gibi, aynı okyanusun bir bölgesi, diğer bölgesinden de farklı bir sediment örtüsünde olabilir.

a- Atlantik Okyanusu:

Atlantik Okyanusu dibinin büyük bir bölümü Globijerin'li çamurlarla örtülüdür. 5000m derinlikten sonra bu Globijerin'li çamurların yerini kırmızı kil alır. Okyanusun ortasındaki sırtlar üzerinde ise Pteropod'lu çamurlar dominant durumdadır.

Mercanlı çamurlara ancak Meksika Körfezi ve Karaipler Denizi sahilleri ile, Bermuda Adaları'nın çevresinde rastlanır.

Atlantik Okyanusu ve buna bağlı denizlerde iyi gelişmiş olan kıta sahanlığında terrijenik yığılımlar dominant olup, tüm dibin %27 sini örterler. Afrika'nın batı kıyıları üzerinde bulunan kumlardan oluşan birikim karadan esen rüzgarlar vasıtasıyla çölden buralara taşınmışlardır.

Atlantik Okyanusu'nun Kutup bölgeleri dışında kalan sahalarında silisli formların oluşturduğu birikimlere rastlanmaz, diğer bir deyişle silisli birikimler bu okyanusun sadece kutup bölgelerinde baskındır (Kocataş, 2003).

b- Pasifik Okyanusu:

Pasifik Okyanusu dibini örten sediment tabakasının kalınlığı diğer okyanusların dibini örten sediment tabakasının kalınlığından daha azdır. Örneğin Pasifik'te 200-300m olan sedimentasyon kalınlığı Atlantik'te 100-2000m olarak bulunmuştur.

Ortalama derinliği fazla olan Pasifik Okyanusu'nda derin dipleri kırmızı çamur örter ve toplam yüzeyin %58'ini kapsar. Globijerin'li çamur dibin toplamda %30'unu, Radiolar'lı çamur ise %8'ini örter. Kuzey ve Güney uçlarda, soğuk sular için karakteristik olan Diatom'lu birimlere rastlanır.

c- Hint Okyanusu:

Hint Okyanusu'nun dibi, coğrafik konumu nedeniyle sıcak denizlere özgü materyalden oluşmuş çamurla örtülüdür. Okyanusun doğusundaki derin bölgesinde bulunan kırmızı çamur dibin %25'ini kaplamaktadır. Globijerin'li çamurlar ise dibin %54'ünü örter, Pteropod'lu ve Radiolar'lı çamurlar lekeler halinde yer yer karışmış durumdadırlar.

Bengal Körfezi ve Arap Denizi'nin dibi, buralara boşalan Hindistan nehirleri nedeniyle önemli miktarda Terrijenik materyalle örtülmüştür. Nihayet, okyanusun

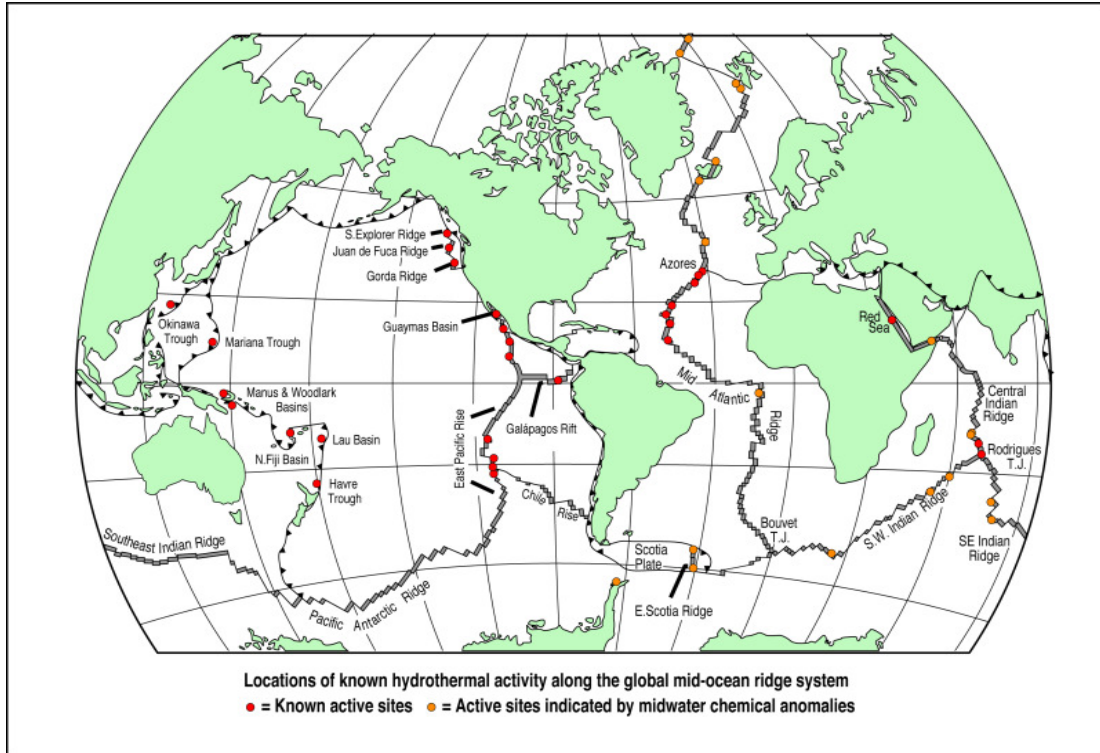
batı tarafında yer alan Kızıl Deniz ve ada sahilleri korallerin oluşturduğu birikimlerle örtülmüştür.

d- Arktik Okyanusu:

Bu okyanusun zeminine ait sedimentler henüz incelenememiştir, fakat terrijenik sedimentlerin baskın olduğu bilinmektedir (Kocataş, 2002).

2.3. Hidrotermalizm:

Afrika plağının Avrupa plağı altına doğru hareket etmesi sonucu Tiran (Tyrrhenian) ve Ege Denizi'nde Akdeniz yükselti sırası (Mediterranean Ridge) ve derin çöküntü havzası ile birlikte aktif volkanik hatlarda oluşmuştur. Karasal volkanik sistemlerin jeotermal potansiyeli ve patlamaların sebep olduğu yıkımlar sebebiyle oldukça sık çalışılmıştır.



Şekil 2.1 yer küre üzerindeki aktif hidrotermal noktalar (www.non.soton.ac.uk/...)

2.3.1. Jeolojik Oluşumlar:

Akdeniz'in Kara Deniz ve Hazar Denizi'nden oluşan kısmı, Gondwana kıtası (Gondwana kıtası: plaka tektonik teorisine göre kırılarak bu günkü Hindistan, Avustralya, Afrika, Güney Amerika ve Antartikayı oluşturan hipotetik bir kıtadır.) isimli hipotetik bir kıtanın kalıntılarından oluşmaktadır. Afrika plakasının kuzeye doğru hareketi Tethys Denizi tabanının Avrupa Kıtası'nın altına doğru hareket etmesine bu da Alpler'in ve Karpat Dağlarının yükselmesine sebep olmuştur. Dolayısıyla bu gün bilindiği gibi Avrupanın jeomorfolojik yapısının oluşması bu hareketin sonucudur. Afrika ve Avrasya plakalarının birleşmesi, Afrika plakasının yaklaşık 1-3 *cm/y* civarında çökmesi çok sayıda mikro plakanın Akdeniz'de karmaşık tektonik hareketleri sonucu gerçekleşmiştir. Bu gün Afrika kıtasının sınırlarını oluşturan çöküntü bölgeleri yaklaşık 3 km derinliğindedir. "Hellenic Trench" yaklaşık olarak 1500km uzunluğunda Yunanistan'ın batısından Türkiye'nin güneyine kadar uzanarak Girit'in kuzeyindeki anoksit ve tuzlu yapıya sahip Bannock, Tyro, Strabo havzalarını içine alır (Dando P.R., et al, 1999).

Tiran (Tyrrhenian) ve Ege Denizleri'nin yapısı bu günde devam eden litosferik genişleme sonucu oluşmaktadır. Tiran Denizi'nde Marsilya havzasının 3-4 *cm/y* civarında açıldığı ve 0.7 *cm/y* civarında çöktüğüne inanılmaktadır. Hidrotermal aktivitenin devam ettiği bu havzada deniz altı yükseltileri bulunmaktadır.

Doğu Akdeniz'de tektonik hareketler sonucu deniz kuzeyden Calabrian, Hellenic ve Kıbrıs-Aantalya kemerleri ile tanımlanan kıtasal sınırlar ile sınırlandırılmıştır.

Hem Ege hemde Tiran Deniz'lerinde aktif volkanik hareketler Oligosen'de başlamış aralıklı olarak günümüze kadar devam etmiştir. Hali hazırda volkanik açıdan en aktif yerler İtalya'da Etna, Vulcano, Stromboli ve Vesuvius, Yunanistan'da Santorini ve Nisiros 'tur. Günümüzde Afrika plakasının okyanus kısmının çökmesi hemen hemen tamamlanmış olarak düşünülmektedir. Sismik Benioff bölgesinde aktif volkanik alanlar deprem merkezinden 100-350 km yukarıdadır. Potasyum ve rubidyum konsantrasyonları derinlikle silikona göre göreceli olarak Benioff

bölgesindeki volkanik kayalarda artış göstermektedir. Deprem hareketliliği dehidratasyon süresince yer kabuğunu oluşturan kayaların çatlamasından kaynaklanmaktadır. Suyun yüzeye ulaşırken asthenosphere (litosfer tabakasının altındaki tabaka) tabakasından getirdiği alkali metalleri bıraktığı kabul edilmektedir. Bu sonuçlar derindeki sismik bölgelerin sığ sismik bölgelerdekenden daha yüksek potasyum konsantrasyonuna sahiptir. Bununla birlikte oksijen ve stronsiyum izotopu verileri volkanik sistemlerin oluşumu sürecinde birbirinin altına giren katmanlardaki sedimentler ile mağmanın kısmi olarak birbiriyle karıştığını ortaya koymuştur (Dando P.R., et al, 2000).

2.3.2. Isı Akışları:

Türkiye'nin batısında Ege ve Calabrian arc larda ısı akışı Akdeniz sahillerinin çoğundan 2-3 kat daha fazladır. Sardinia-Corsica sınırındaki ısı akışı 50mWm^{-2} yaşlı durağan bir kıtasal sınırın tipik değeridir. Bu akış değeri Tiran abisal ovasında 200mWm^{-2} den daha fazla değere ulaşır. Bu yüksek akış mağmatik ve çekimsel farklılıklarla aynı anda rastlanmaktadır. Mağmanın yukarı doğru hareketi yer küreyi oluşturan tabakalar üzerinde incelme ve gerilmeye sebep olmaktadır. Yüksek ısı akışının çevrelediği Vavilov ve Marsili su altı yükselteleri bölgesi ile birlikte ısı akışının düşük olduğu bölgelerde de deniz suyunun sık sık hidrotermal döngü sistemine dahil olup ayrılması, yüksek ısı akışının çevrelediği Vavilov ve Marsili su altı yükselti bölgesi ile birlikte yakın kısımlarda da düşük ısı akışlarına sebep olmaktadır. İki su altı yükseltisi arasında ve Campania (Tiran Denizi'ndeki Capri ve Ischia adalarını içine alan İtalya'nın güney kesimi) kıtasal sınıra doğru NW-SE doğrultusunda oluşmaktadır (Dando P.R., et al, 1999).

Henüz Ege Denizi'nde ısı akışı ile ilgili detaylı bilgi bulunmamakla birlikte yüksek ısı akışının gözlemlendiği yerler kuzey ve orta Ege dir. Bunun yanı sıra Helleic Volkanik arc'da da görülmektedir. Eldeki bilgiler kuzey Ege'de yüksek ısı akışının olduğu yerlerde manyetik düzensizliklerin meydana geldine işaret etmektedir. Aynı bölgedeki yer kabuğunda incelme ve genişleme olduğu, yüksek ısı akışının karada termal kaynakları oluşturan ısı yayım hücreleri meydana getirdiği bilinmektedir.

Batı Akdeniz bölgesinde Marmara Denizi'nin güneyinde yüksek ısı akışları tektonik genişlemeye bağlı olmasına rağmen bu bölgedeki termal kaynakların dağılımını yüksek ısı akışı alanlarından ziyade neotektonik fayların dağılımına bağlıdır.

2.3.3. Hidrotermal Çıkış Lokasyonları:

Ege Denizi'nde çok bilinen hidrotermal çıkış sistemleri volkanik ARC boyunca Euboea, Methana ve Sousaki, bunlardan başka Milos, Santorini, Nisiros, Kos ve Yali de yer almaktadır. Jeotermal alanlar kuzeyde Aridea, Antemus, Volvi-Langoda, Strymon, Nestos-Xanthi ve Alexandroupoli, batıda Midilli, Maliakos ve Sperchios havzalarını içine alacak şekilde bir hat oluşturmuştur. Kaydedilmiş en yüksek çıkış sıcaklıkları Ege'de 35°C dir. Methana 119°C lik Milos dan çok daha yüksek değere sahiptir. Nea Kameni, Santorini 40°C , Kos 46°C dir.

Yakın bölge olarak Tiran Deniz'inde hidrotermal çıkışlar Vulcano Adasında, Stromboli, Panarea Adalarında ve yakınındaki adacıklarda, Capo Palinuro ve Naples Körfezleri'nde bulunmaktadır. Sığ su çıkışları için bilinen en yüksek sıcaklıklar Vulcano Adası'nda 103°C , Panarea Adası'ında 53°C , Grotta Azzurra ve Capo Palinuro da 24°C dir (Dando P.R., et al, 1999, 2000, Dekov V. M., 2004).

Hidrotermal bölgelerde yüksek sıcaklıklar özellikle de çıkışların doğrudan kayalardaki faylardan geldiği bölgelerde mevcuttur. Bu alanlardaki çıkışlar jeolojik fay hatları boyunca fayların kesiştiği yerlerde bulunmaktadır.

2.3.4. Hidrotermal Çıkışların Belirlenmesi:

Akdeniz'de hidrotermal çıkışlar çoğunlukla sığ su (derinliği 200m den daha az) ve genellikle gazohidrotermal tiptedir. Sığ sularda gaz kabarcıkları yüzeye gelip burada parlarken su seviyesi üstünde bir buhar tabakası gibi görülür. Balık adamlar ve ROV lar (Remote Operation Vehicle) tarafından 100m derinlikteki gaz kabarcıkları net olarak belirlenebilir. Çünkü gaz kabarcıkları ses yansıtıcı cihazlarda "echo sounders" kolayca görülebilmektedir. Bu sayede hidrotermal alanların haritalanması

basitleşmiştir. Bu bölgelerde ağızları mineral ve bakteri ile kaplı çıkışlar temiz sularda 15m de görülebilmektedir (Dando P.R., et al, 1999).

Hidrotermal alanların belirlenmesindeki sistematik çalışmalarda su örnekleri analizinde iletkenlik, sıcaklık, bulanıklık anomalileri yanında son zamanlarda mangan ve metan anomalilerine de dikkat edilmektedir. Santorinin bölgesi 1992 yılı boyunca incelenmesine rağmen yeni alanlar bulunamamıştır. Buna karşılık Milos hidrotermal alanının bazı kısımları ile Santorini ve Kos çevresindeki alanlar detaylı bir şekilde haritalandırılmıştır. Tiran Denizi'nde Vulcano Adasının batısındaki derin sularda He ve CH₄ anomalileri kaydedilmiştir.

Aktif hidrotermal özellik açısından yüksek potansiyele sahip mevcut alanlar yüzey sedimentlerindeki Mn ve Fe artışlarının sınanması ile hem volkanik arc hemde fore arc ve back arc havzalarında denenmektedir. Örneğin Santorini'de bu tip metal zenginleşmelerine jeolojik kırıkların üzerini örten sedimentlerde rastlanmaktadır. Bu gibi bölgelerde sıcaklık ve asit çözeltilerinin etkisiyle kayaların alt tabakalarından çözünerek yüzeye ulaşmaktadır.

Hidrotermal döngü sırasında deniz suyu ile kayaların etkileşmesi çıkış açıklıklarından gelen sıvının kimyasal bileşimini değiştirmektedir.

Ege Denizi'nin Methana hidrotermal bölgesindeki sedimentlerde As, Cu, Ba, Mo, V, ve Fe elementlerinin konsantrasyonları art ortam ve normal sığ su sedimentlerine göre önemli derecede artış göstermektedir (Makropoulos et al, 2000).

2.3.5. Hidrotermal Akışkanlar ve Akıları:

Hidrotermal sular tamamıyla meteorik kökenli sulardır. Sediment derinliklerinde biriken hareketsiz sular uzun zaman sonra buharlı su yollarının bu noktada kesişmesi ile fosil suyu adıyla sedimentlerden salınır. Gazlı yüksek sıcaklıktaki hidrotermal çıkışın başlıca yapısal bileşeni su buharıdır. Örneğin Vulcano hidrotermal alanında altı noktadan çıkış yapan akışkan 208-640°C sıcaklıkta, % 88-98 buhar hacmine sahipken Panarea hidrotermal alanındaki çıkış düşük sıcaklıkta % 93

su hacmine sahiptir. Çıkış noktasından deniz tabanına ulaşan hidrotermal akışkan içindeki su buharı çıkış noktası civarında yoğunlaşarak bu bölgedeki tuz konsantrasyonunu seyreltmektedir (Dando P.R., et al, 1999).

Hidrotermal rezervuarların sıcaklıkları doğrudan sondaj yolu ile ya da jeotermometre yardımıyla tespit edilmektedir. Milos'ta rezervuar sıcaklığı sondaj yapılarak 1150-1200 m derinlikte 318°C olarak bulunmuş, aynı derinlikte Na-K ve Na-K-Ca jeotermometreleri 310 ile 320°C aralığındabenzar sonuçlar vermiştir. Nisiros termal bölgesinin sıcaklığı 1100 m de 323°C dir. Panarea termal bölgesinde rezervuar sıcaklığı 170-280°C aralığında tahmin edilmiştir. Milos ve Nisiros termal bölgeleri hariç tutulduğunda Yunanistan'ın en yüksek karasal termal kaynak suyu sıcaklığı jeotermometreler kullanıldığında 150°C olarak belirlenmiştir.

2.3.6. Hidrotermal Akışkanların Gaz Bileşenleri:

Bazı bölgelerde çıkış noktasından yükselen ve bünyesinde büyük ölçüde mağma kökenli bileşen içeren gazlar atmosferdekinden daha fazla ^3He konsantrasyonuna sahiptir. Vulcano hidrotermal bölgesinin Fossa konisindeki volkanik duman püskürten deliklerinde (fumarole) $^3\text{He}: ^4\text{He}$ oranı $7.0-7.7 \cdot 10^{-6}$ dır. Bu değer bir kıtasal plakanın diğer kıtasal plakanın altına girdiği bölgelerde magma kaynaklı helyum kompozisyonu için tipik bir değerdir. Panarea, Santorini ve Milos gibi örneklemenin deniz seviyesi yakınındaki volkanik duman püskürten çatlaklardan alındığı bölgelerde mağma kaynaklı gazlar (özellikle helyum) atmosferik helyum tarafından seyreltilmektedir.

Böyle alanlarda $^3\text{He}: ^4\text{He}$ oranları $6 \cdot 10^{-6}$ en büyük değeri ile atmosferdeki değerine yakın $1.4 \cdot 10^{-6}$ civarında değişir.

Akdeniz'de su altı hidrotermal çıkış noktalarından gelen gazların analizinde en baskın bileşen CO_2 olmaktadır. Birçok yerde bu CO_2 nin hem sudaki karbonatların ayrıştırılmasından hemde kıtasal plakların çöküntü bölgelerinden kaynaklandığına inanılmaktadır. Diğer gazlar arasında hidrojen sülfür Calabrian volkanik hattında

hacimsel olarak %6.5, Hellenic volkanik hattında %8.1 dir. Ölçümler hidrojen ve metanın da diğer önemli bileşenler olduğunu göstermiştir (Dekov V.M., et al, 2000).

Tiran deniz'inde Etna ve Vulcano aktif volkanlarından yayılan gazlar krater çatlakları yada doğrudan hidrotermal açılışlardan kaynaklanmaktadır. Vulcano bölgesinden çıkan gazın bileşenlerinden hem *helyum/karbondioksit* hemde $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranları hidrotermal yapı hakkında bilgi vermektedir. Çünkü kraterden ve çıkış noktasından yayılan gaz, Fossa konisinden uzaktaki deniz altı ve deniz seviyesi çıkışlarını besleyen rezervuardan farklı bir kaynaktan geldiğini göstermektedir. Deniz altı ve deniz seviyesindeki CO_2 , ^{13}C yönünden her seviyede %0.3 lük değişime sahipken Fossa konisinden çıkan gaz ^{13}C açısından her seviyede %0.2 lik bir değişime sahiptir. Santorini'de karasal CO_2 akısı Kameni ve Kolumbus fay hatları boyunca yoğunlaşmıştır.

Akdeniz volkanik sistemlerinin oluşturduğu toplam CO_2 miktarı oldukça büyüktür. Etna tek başına karadaki volkanik dağlardan kaynaklanan yıllık global CO_2 akısına %10 luk katkı sağlamaktadır. 1954 de Sousaki bölgesindeki bir su altı volkanik gaz çıkış noktasından çıkan CO_2 akısı $16.8 \cdot 10^3 \text{ kg/gün}$ olarak tahmin edildi. Santorini kalderası (volkanik patlama sonucu oluşan çöküntü) Nea Kameni adasındaki aktif bölgede benzer miktarda $15 \cdot 10^3 \text{ kg/gün}$ CO_2 akısı kaydedilmiştir. Panarea hidrotermal bölgesinde toplam gaz akısı $18 \cdot 10^3 \text{ kg/gün}$ iken Milos hidrotermal bölgesinde karadaki çıkışlar hariç akı $2 \cdot 10^6 \text{ kg/gün}$ dür. Akdeniz'deki hidrotermal sistemlerin tamamından çıkan toplam CO_2 akısını tahmin etmek halen bir problem olmaya devam etmektedir. Çünkü çözülmemiş inorganik karbonat miktarı ile deniz dibindeki karbonatlı ve karada karbonatlı sıcak su kaynaklarının akıları üzerindeki ölçümler halen yapılmaktadır.

Depremler gibi belli aralıklarla gerçekleşmeyen olaylar çok miktarda gaz çıkışına sebep olmaktadır. Bu çıkışların toplam akıya verdiği katkıyı tahmin etmek kolay olmamaktadır. Mart 1992 depremi sırasında bazı araştırmacılar Milos'un güney batısında yüksek miktarda gaz akısının olduğunu tespit etmişlerdir. Ani gaz çıkışları

insan sağlığı için tehlike arz etmektedir. Nadiren Vulcano'da gerçekleştiği gibi oksizensizlik nedeniyle ölümlere sebep olmaktadır (Makropoulos K., et al, 2000).

Tüm Akdeniz hidrotermal kaynaklardan gelen CO₂ akısı 10⁷-10⁸ kg/gün dür. Bu değer toplam Mid-acean denizaltı volkanik dağ sırası, CO₂ akısı, 2.6 10⁸ kg/gün ile kartşılaştığında global bir önem arz etmektedir.

Akdeniz hidrotermal sistemlerinde CO₂ dışındaki diğer gazların konsantrasyonları bir çıkış noktasından diğerine çok fazla değerine bu gazların toplam akılarının hesabında güçleştirmektedir. Örneğin Panarea bölgesinde yayılan günlük serbest hidrojen kükürt ile metan sırasıyla 460kg ve 3.6kg dır. Aynı gazlar Milosta sırasıyla 18000kg ile 5500 kg düzeyindedir.

Hidrotermal akışkanın yapısı ağırlıklı olarak meteorik ve deniz suyundan oluşur. Hidrotermal akışkanın akışkanlığını etkileyen en büyük etken sıcaklıktır. Artan sıcaklık sediment yapısındaki bazı bileşenleri suya geermektedir. Dolayısıyla farklı sıcaklıklarda hidrotermal akışkanın akışkanlığıda değererek çıkış noktasından yükselmektedir. Serbest kalan gaz kabarcıkları sediment içinde su döngüsünü başlatabilmektedir. Bu alkalanmalar Ege Denizi'nde de görüldüğü gibi çıkış nıktasından 2-2.5m uzaklıkta daha yoğun ve içeriye akışın gerçekleştiği bir alan oluşurmaktadır.

Akdeniz hidrotermal alanlarında yapılmış az sayıda su akışı çalışması bulunmaktadır. Milos Adası'nın Polychnios bölgesindeki termal sular 1.3 10⁶ litre/gün oranında toplam akışa sahiptir.

Ege Denizi'nin Palaeochori Körfez'inde hidrotermal suyun sedimenti terk ettiği bölgeden alınan su örnekleri analizinde Si (2300 kat), Na (2.6 kat), K (13 kat), Ca (5 kat) elementlerinde normal deniz suyuna göre artış, Mg ve Slfatta ise azalış gözlenmiştir. Hidrotermal suyun PH değerı 5.24 olarak kaydedilmiştir.

Santorini hidrotermal suları normal deniz suyu ile karşılaştırıldığında Fe, Mn, As konsantrasyonları önemli derecede yüksek, Al, Si, Ba, K, Ca konsantrasyonları

düşük, Na ve U konsantrasyonları ise normal deniz suyu ile aynı seviyede bulunmuştur.

Yali-Kos hidrotermal sularındaki Na, K, Ni konsantrasyonları yüksek, Cu, Zn, S konsantrasyonları deniz suyuna göre düşük bulunmuştur. Bu sonuçlar Santorini sonuçları ile karşılaştırıldığında göreceli olarak düşük olduğu kaydedilmiştir.

İncelenen bir çıkış noktasının sıcaklığı hidrotermal akışkan ile deniz suyu arasındaki karışımın derecesini veren bir izleyici olarak düşünülebilir. Sıcaklığın tuzluluk ve sülfat gibi kimyasal parametrelerle korelasyonu oldukça yüksektir.

Akdeniz’de derin su hidrotermal çıkışlarında olduğu gibi sığ su hidrotermal çıkış aktiviteleri yarı günlük ve günlük periyotlar halinde gel-git (med-cezir) olayı salınımları doğrultusunda değişmektedir (Dando P.R., et al, 1999).

Yüksek ısı akışlarının oluşturduğu konveksiyon akımları sebebiyle deniz suyu ile deniz tabanı sürekli bir karışım içerisindedir. Hidrotermal akışkanın yapısında bulunan çözünmemiş sülfat deniz dibindeki kayalıklardan çözünerek gelen indirgenmiş demir tarafından indirgenir. Deniz dibindeki çatlaklardan içeriye süzülen deniz suyu aşırı ısınarak bu katmandaki kayalıklarla etkileşime girer ve bünyesinde erimiş metal biriktirir. Erimiş metal yönünden zengin bu hidrotermal akışkan deniz tabanında yayılarak mineral deposu haline gelir.

2.4. Radyometrik Tekniklerde Kullanılan Radyoizotoplar:

Sucul ortam çalışmaları, biyolojik çalışmalar, tarihlleme, erozyon ve sedimentasyon gibi çalışmalarda doğal (^{210}Pb) ve yapay (^{137}Cs , ^{241}Am) radyoaktif izotoplar sıkça ve başarıyla kullanılmaktadır. ^{210}Pb ilerdeki bölümlerde açıklanacağı üzere özellikle akuatik ortamlarda 1960’lı yıllardan beri en başarı ile kullanılan yöntemdir.

Yapay radyonüklitlerin atmosfere dağılması ve serpinti olarak yeryüzüne inmesine neden olan iki kaynak bulunmaktadır. Bunlardan birincisi 1953-1963

arasındaki atmosferik nükleer silah denemeleri, ikincisi nisan 1986 da Çernobil reaktör kazasıdır.

Atmosferik nükleer silah denemeleri ile oluşan yapay radyonüklitlerin geniş çapta global dağılımı kasım 1952 de yüksek geri kazanımlı termo-nükleer denemeler ile başlamıştır. Bu denemeler patlamalar sonucu oluşan radyoaktif atıkları dünyayı tamamen saran stratosfer tabakasına taşımıştır. Atıkların tekrar troposfere girmesi yeryüzüne radyoaktif serpinti olarak inmesine sebep olmuştur. radyoaktif atıkların başlıcaları ^{90}Sr , ^{137}Cs , ^{239}Pu , ^{240}Pu , ^{241}Pu dir (Appleby P.G., 2001).

Kuzey yarım kürede radyoaktif serpinti 1954 de önemli seviyelere kadar ulaşmış, izleyen yıllarda da hızlı bir artış göstermiştir. 1958 de nükleer deneme moratoryumu ardından belirgin düşüşler yaşanmıştır ancak 1961 de moratoryumun sona ermesinin ardından nükleer denemelerin tekrar başlaması 1962- 1963 boyunca keskin artışlar göstermiştir 1963 deki nükleer denemelerin yasaklanmış olmasının ardından yine nükleer serpintilerde keskin düşüşler gözlenmiş, 1970 lerdeki artış da anlaşmayı imzalamayan birkaç ülkenin denemeleri sonucu olmuştur. Cambay 1983 de kuzey yarım küredeki serpentinin dedeksiyon limitinin altında kaldığını 1989 da rapor etmiştir. Güney yarım küredeki serpentinin kuzeydeki ile aynı şekilde olduğu kayıtlarda çok az geçmiştir. 1987 ye kadar ki global kayıtlar Cambay ve arkadaşları tarafından 1989 da özetlenmiştir. Serpinti dağılımının benzer olmasına rağmen miktarı büyük ölçüde enlem ve yağış gibi etkenlere bağlı olarak yer yer değişmektedir.

26 nisan 1986 da Ukrayna'daki Çernobil nükleer güç santrali kazası gerçekleştiğinde atmosfere yüksek miktarda yanan kor halinde radyoaktif atık saçıldı. ^{131}I , ^{137}Cs , ^{134}Cs içeren çok miktarda radyonüklit yayılımı 5 mayıs 1986 ya kadar devam etti. Çernobil 'den binlerce kilometre uzaktaki yerlerde nükleer serpinti oluştu. ^{137}Cs nin kuzey yarım küreye yayılmış toplam aktivitesi 10^{17} Bq (Cambay ve arkadaşları, 1987) büyüklüğündedir. Silah denemeleri ile oluşan $4.3 \cdot 10^{17}$ Bq aktiviteyle karşılaştırılabilecek değerdedir (Cambay ,1989). Çernobil serpintilerinin yayılmasında başlıca etkin mekanizmalar serpinti ile kirlenmiş su

kümelere hareketi ve yağmurdur. İskandinavya'nın farklı kısımları, merkez Avrupa ve İngiltere birkaç gün içinde nükleer silah denemelerinden daha fazla miktarda ^{137}Cs depozisyonuna maruz kalmıştır.

Farklı tarihleme tekniklerinde ^{137}Cs ve ^{241}Am gibi yapay radyonüklitler yaygın olarak kullanılır. Bu radyonüklitlerin serpinti olarak ekolojik ortama girişi 1954 de başladı, ardından yüksek verimli termonükleer silahların atmosferde test edilmeleri 1963 e gelindiğinde doruk noktasına ulaştı. Son olarak 1986 da ki Çernobil reaktör kazasıyla ^{137}Cs atmosfere yayıldı. Dolayısı ile bu radyonüklitlerin profil dağılımı ile tarihlemeye işaret edilen tarihlerden yararlanır. ^{137}Cs tekniğinin ^{210}Pb tekniğini desteklemek amacıyla kullanıldığına sıkça rastlanmaktadır (Appleby P.G., 2001).

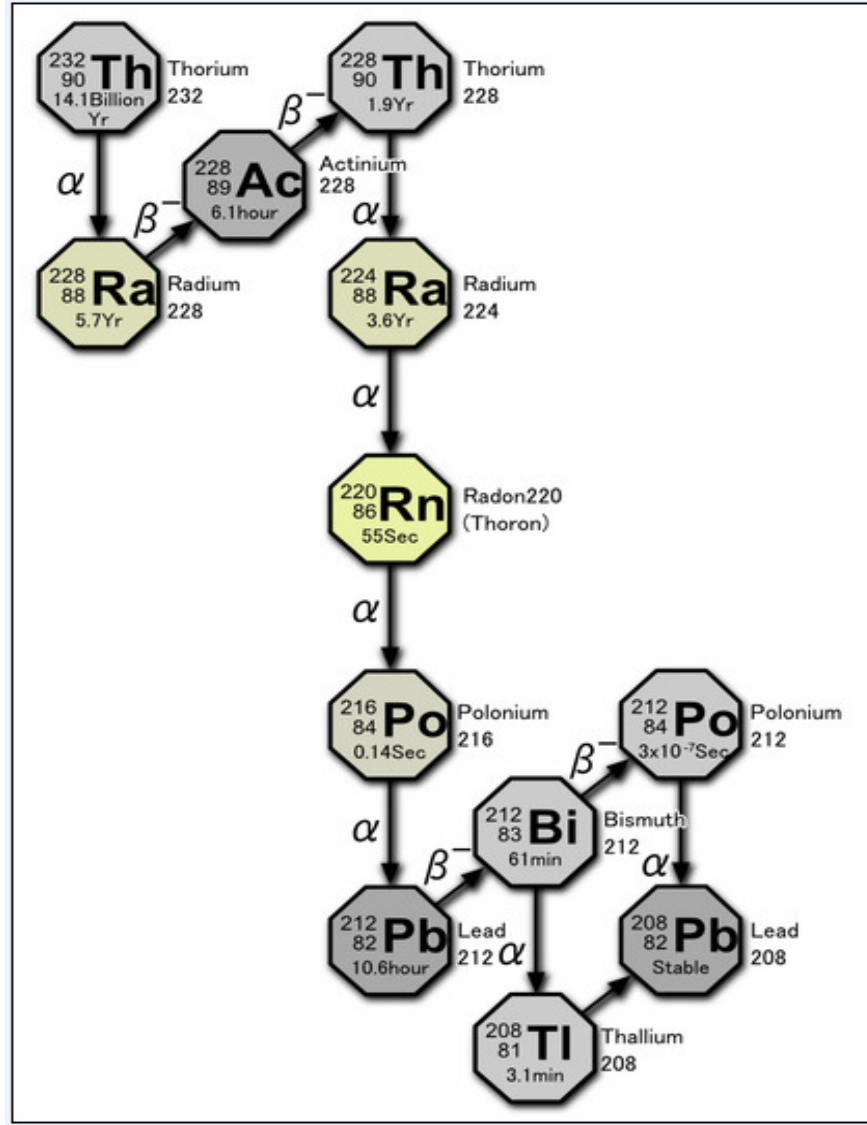
2.5. Bozunum serileri:

Radyoaktif bozunum türlerinin en yaygın dört tanesi, alfa bozunumu, beta eksi, beta artı, izomerik geçiştir. Bu bozunumlardan alfa bozunumu çekirdeğin kütle numarasını dört azaltır. Bu sebeple alfa bozunumlarında ürün çekirdeğin kütle numarası mod4 e göre sonuçlar verecek şekilde sınıflandırılır.

Üç ana bozunum serisi yaygın adlarıyla toryum, radyum ve aktinyum serileri doğada bulunmaktadır, her birinin son bozunum ürünü de kararlı bir kurşun izotopudur. Bu serilerdeki her bir izotopun kütle numarası sırasıyla $A=4n$, $A=4n+2$ ve $A=4n+3$ şeklinde temsil edilir. Sırasıyla her bir bozunum serisinin uzun yarı ömürlü başlangıç izotopları ^{232}Th , ^{238}U ve ^{235}U dünyanın oluşumundan bu yana doğada varlıklarını sürdürmektedirler. Bununla birlikte ^{244}Pu ve ^{239}Pu izotopları da dünyada eser miktarda bulunmaktadır.

Kütle numarası $A=4n+1$ ile temsil edilen dördüncü seri, neptinyum serisi başlangıç izotopu olan ^{237}Np (yarı ömrü 2.14 milyon yıl)'un oldukça kısa yarı ömrü nedeniyle doğada bulunmamaktadır. Bu zincirin son izotopu olarak talyum ^{205}Tl bilinmektedir. Bazı eski kaynaklarda bu serinin son izotopu olarak ^{209}Bi gösterilmiş olmasına rağmen sonradan ^{209}Bi 'un $1.9 \cdot 10^{19}$ yıl yarı ömürlü radyoaktif bir izotop olduğu keşfedilmiştir.

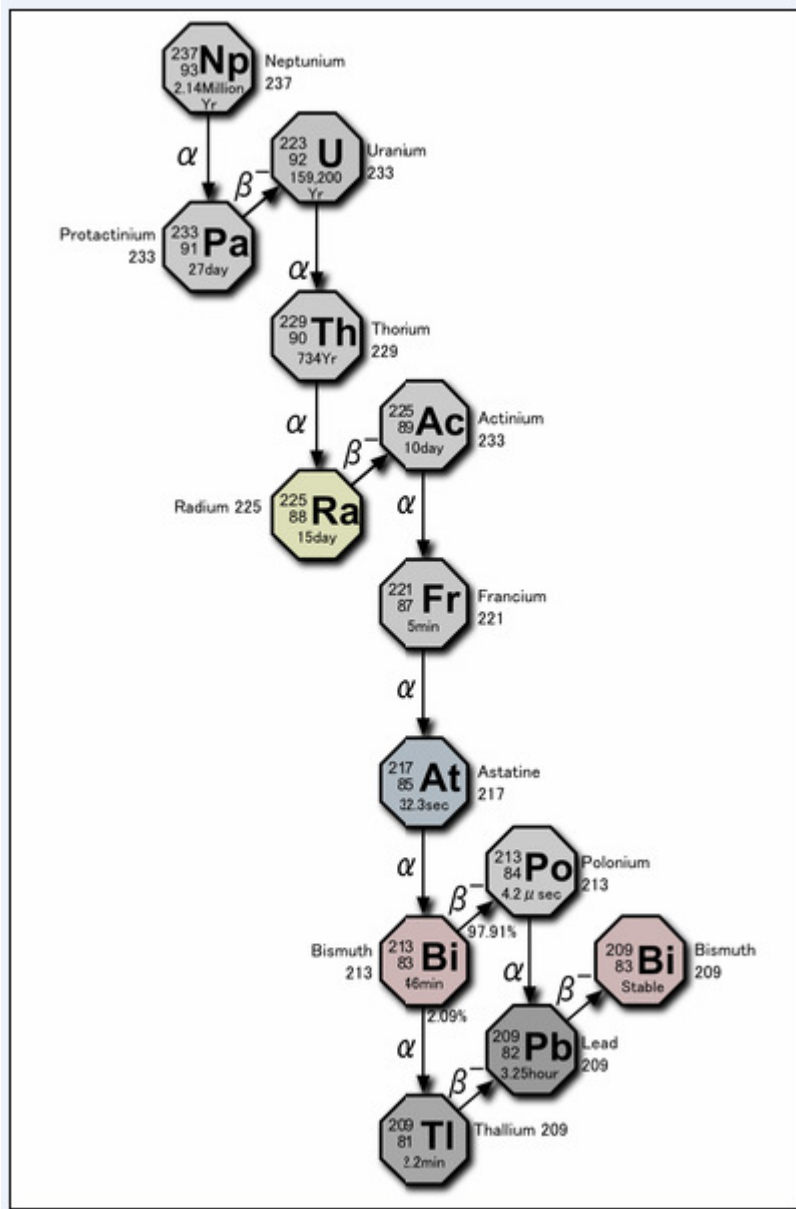
Doğada bu radyoaktif bozunum serilerinin yanında karbon-14 gibi çok sayıda daha küçük seri de bulunmaktadır. Bu serilerin çoğunun başlangıç izotopları kozmik radyasyon tarafından üretilmektedir.



Şekil2. 2 Toryum serisi (http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain)

Toryum Serisi:

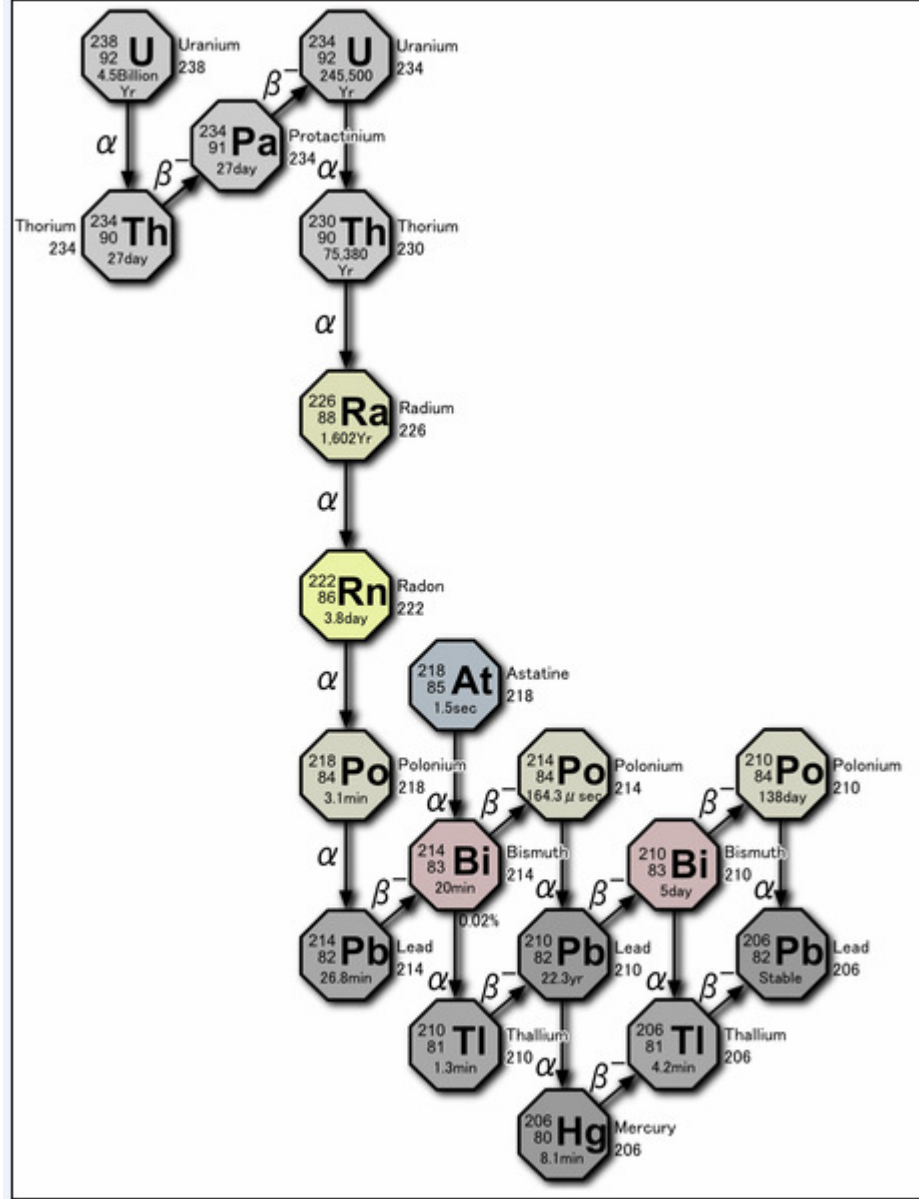
Kütle numarasına göre 4n ile belirtilen ve doğal olarak oluşan ^{232}Th ile başlayan seriye toryum serisi denir. Bu seri aktinyum, bizmut, kurşun, polonyum, radyum ve radon elementlerini içermektedir.



Şekil 2.3 Neptinyum serisi (http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain)

Neptinyum Serisi:

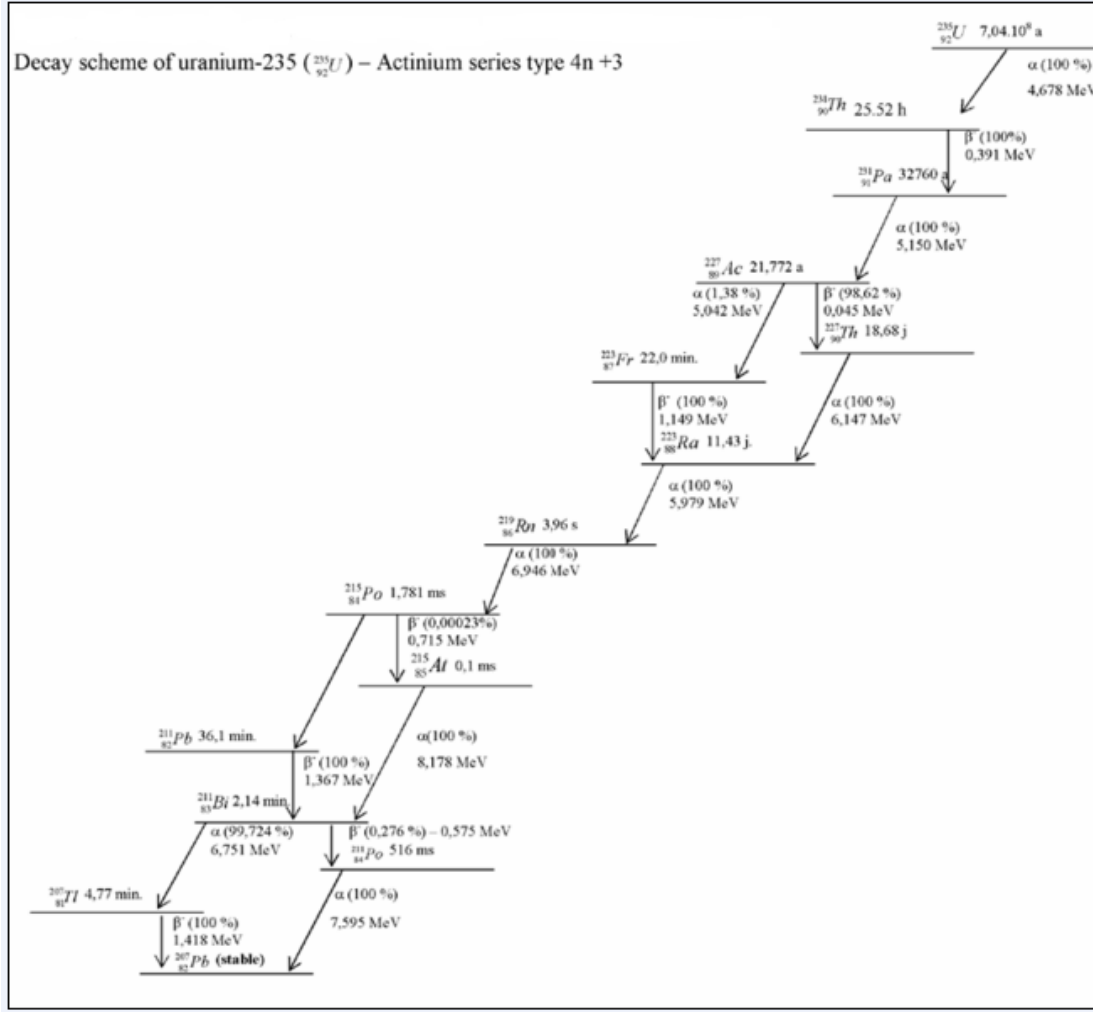
Kütle numarasına göre $4n+1$ ile belirtilen ve ^{237}Np ile başlayan seriye neptinyum serisi denir. Bu seride sadece bizmut ve talyum elementleri doğal olarak bulunmaktadır (http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain)



Şekil 2.4 Radyum (Uranyum) serisi (http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain)

Radyum (Uranyum) Serisi:

Kütle numarasına göre $4n+2$ ile belirtilen ve doğal olarak oluşan ^{238}U izotopu ile başlayan seriye radyum serisi denir. Bu seri astatin, bizmut, kurşun, polonyum, proaktinyum, radyum, radon, talyum ve toryum elementlerini içermektedir.



Şekil2. 5 Aktinyum serisi (http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain)

Aktinyum Serisi:

Kütle numarasına göre $4n+3$ ile belirtilen ve doğal olarak oluşan ^{235}U izotopu ile başlayan seriye aktinyum serisi denir. Bu seri aktinyum, astatin, bizmut, kurşun, polonyum, radyum, fransiyum, proaktinyum, talyum, toryum ve radon elementlerini içermektedir.

2.6. ^{210}Pb 'un Genel Özellikleri:

Periyodik cetvelin IVA grubunda yer alan kurşunun atom numarası 82, yoğunluğu 11.34 g.cm^{-3} , erime noktası 237°C ve kaynama noktası 1749°C dir

Kurşunun kütle numaraları 194 ile 214 arasında değişen 20 izotopu bulunmaktadır. Bu izotoplar arasında doğal olarak bulunan ve uzun süre kararlı kalabilen tek radyoaktif izotopu ^{210}Pb 'dur. Yarı ömrü 22.3 yıl olan ^{210}Pb , uranyum bozunum serisinin bir ürünüdür ve ^{222}Rn 'un bozunması sonucunda meydana gelmektedir. ^{222}Rn bozunumundan atmosferik ^{210}Pb akısının ortalama 15 atom/dakika cm^2 olduğu tahmin edilmiştir.

2.6.1. ^{210}Pb 'un Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

^{210}Pb , izlemeye uygun yarı ömrü ve diğer özellikleri nedeni ile tarihleme, erozyon, kirlilik izlenmesi gibi çok sayıda uygulamada kullanılan bir radyonüklid dir. ^{210}Pb yüksek intensiteli ve düşük enerjili bir beta (0.015 MeV, 0.061MeV) ve gama (0.47 MeV) yayınlayıcısıdır ve doğrudan sayımlarında bazı güçlükler vardır. 1967 yılında Gaeggeler ve arkadaşları düşük enerjili gamaları ayırma gücü yüksek Ge(Li) dedektörlerle göl sedimentlerinde dedekte etmişlerdir. Yener ve Yaprak (1991) tarafından, jeolojik örnekler de düşük enerji sintilasyon spektroskopisi ile ^{210}Pb 'u ve doğrudan ^{238}U 'i ölçmeyi mümkün kılan bir yöntem geliştirilmiş ve uranyum içeriği yüksek kömür kullanan bir santrale uygulanmıştır (Yener ve Uysal, 1995). Beta veya düşük enerji gama ölçümlerinde örneğin β ve γ sayımlarını azaltması önemli bir problem oluşturur. Bu nedenle ^{210}Bi 'un (yarı ömrü beş gün) yüksek enerjili betaları ($E_{\text{max}}=1.17 \text{ MeV}$) veya ^{210}Po ' dan (yarı ömrü 138 gün) yayınlanan alfa partiküllerinin ölçümleri ^{210}Pb 'un dolaylı olarak ölçüldüğü yaygın şekilde kullanılan iki analiz şeklidir.

Atmosferdeki radyoaktif kurşunun en önemli kaynağı ^{222}Rn 'un bozunumudur. Radonun yayılımı karmaşık bir şekilde toprağın tipine, geçirgenliğine, nem içeriğine, yağış miktarına, buz veya kar ile kaplanış süresine, atmosferik basınca, veya rüzgara ve atmosferdeki termal dengeye bağlı olarak değişim gösterir. Radonun yayılım hızı

bitkiler tarafından da artırılabilir. Bu sebeple dünyanın pek çok alanında rapor edilen ortalamalar da çeşitlilik göstermektedir. ^{222}Rn havada yaklaşık ürünlerinin %85'ini 0.3µm veya daha küçük çaplı partiküllere bıraktığı tahmin edilmiştir. (Uğur,1998)

Atmosferik ^{210}Pb , ^{222}Rn gazının bozunumuyla oluşmaktadır. Atmosferik ^{222}Rn 'nin kaynağı toprakta ve deniz suyunda ^{226}Ra 'nın radyoaktif bozunumudur. Samuelsson'a (1986) göre ^{222}Rn 'nin atmosfere dünya çapında ortalama akışı topraktan yaklaşık olarak $15 \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, okyanus suyundan $0.2 \text{ Bq m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ dir (Rama et al, 1961; Beks'ten, 1998).

2.6.2. Akuatik Ortamda ^{210}Pb :

^{210}Pb atmosferde oluşuktan sonra inorganik taneciklere tutunur dolayısıyla ^{210}Pb 'un akuatik ortamdaki davranışı, kil parçacıkları gibi alüminyumlu silikat mineralleri ve su kolonundaki rüzgarla oluşup taşınan tozlara bağlıdır. Okyanus açıklarında ^{210}Po ile ^{210}Pb radyonüklidlerinin birbirine oranları su kolonunda sabit bir değere ulaşmaktadır. Bunda üç mekanizma etkilidir. Birincisi her iki radyonüklidin de dibe çökme mekanizmasını kontrol eden askıdaki parçacık miktarıdır (Nozaki et al, 1976; Colley et al, 1995; Tateda et al'den,2003). İkincisi biyolojik üretimin düşük düzeyde olmasıdır. Biyolojik üretim azaldığında biyolojik atıklarında dibe çökmesi azalmaktadır (Cherry et al, 1975; Beasley et al, 1978; Fowler, 1991; Tateda et al'den, 2003). Sonuncusu atmosferden gelen ^{210}Po 'un göz ardı edilebilecek kadar önemsiz oluşudur. Kıyı sularında durum biraz daha farklıdır artık her iki radyonüklidin dengesinden bahsetmek hemen hemen olanaksızdır. Irmaklarla taşınan sedimentin bünyesindeki ^{210}Pb girişi (Smoak et al, 1996; Zuo et al, 1997; Hung and Chung, 1998), zengin ^{210}Pb 'a sahip sularla sınırı olan denizlere dışarıdan ^{210}Pb girişi (Smoak et al, 1996; Moore et al, 1996; Kim et al, 1997; Tateda et al'den, 2003).

^{238}U bozunum zincirine ait nüklidler atmosferik araştırmalar, oşinografi ve deniz jeolojisinde izleyici olarak yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Oşinografide ve sediment birikim oranlarının belirlenmesi çalışmaları deniz ortamı için sabit bir ^{210}Pb kaynağı temeline dayanmaktadır. ^{210}Pb deniz suyunda ^{226}Ra 'nın bozunumuyla oluşur.

Cochran et al (1990) a göre okyanus suları yaklaşık 1.3Bq m^{-3} ^{226}Ra konsantrasyonuna sahiptir. Bacon et al (1994), Beks (1997) e göre kıta sahanlığı için ^{210}Pb 'un diğer önemli kaynağı atmosferik depozisyonudur (Beks et al, 1998).

^{210}Pb izotopu, ^{238}U serisinin bozunum ürünü olan asal gaz ^{222}Rn 'un bozunumuyla oluşur. ^{222}Rn kayaların yüzeyinden atmosfere kaçar. 3.8 günlük yarı ömrüyle burada bozunur. ^{210}Pb , ^{222}Rn 'nin bir seri kısa yarı ömürlü bozunum ürününün son son radyoaktif bozunum ürünüdür. Sedimentte biriktiği yer yüzeyine birkaç hafta içinde kuru yada yaş depozisyonla geri döner. Sediment üzerinde biriken ^{210}Pb 'a denge üstü kurşun denir. Sediment bünyesindeki ^{226}Ra ' ya eşdeğer ve depozisyonla ilgisi olmayan ^{210}Pb 'a dengedeki kurşun denir.

Nehirler, göller, bataklıklar, kutup buzulları, okyanusların üst tabakaları gibi yüzeysel sularda denge üstü ^{210}Pb kaynağı doğrudan atmosferik depozisyonudur. ^{210}Pb 'un global dağılımında en büyük katkı troposferden gelmektedir. Daha küçük katkılar stratosfer tabakasından gelmektedir. Göl ve deniz ortamı için bu kaynakların dışında yakın çevredeki drenaj alanları, fiziksel ve kimyasal erozyonlar atmosferik kaynaklı olmayan katkılardır. Bu ^{210}Pb katkılarının oranı ve büyüklüğü yakın çevredeki drenaj alanlarında fiziksel, kimyasal ve biyolojik aktivitelere bağlı olarak konum ve zamanda farklılık göstermektedir. Fiziksel ve kimyasal erozyonlar ^{210}Pb 'un çevresel döngüsünde özellikle de hidrolojik döngünün devam ettiği alanlarda başlıca önemli etkendir (Guevara et al, 2003).

Yarıömrünün 22.3 yıl olması sebebiyle ^{210}Pb denizlerdeki sedimentolojik çalışmalarda izlenen en önemli ve tek doğal radyoaktif izotoptur. ^{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 ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}} = ^{226}\text{Ra}$) konsantrasyonunun 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).

^{210}Pb 'un atmosferdeki kalış süresi yarı ömrüne göre oldukça kısadır ve atmosferde toplam miktarı düşük düzeydedir. Atmosferdeki her bir ^{210}Pb atomu havadaki partiküllerle birleşir ve kuru depozisyonla ve atmosferik yağışlarla uzaklaşır. Atmosferde ^{210}Pb 'un kalış süresi tahminlerinin doğru bir şekilde yapılabilmesi için bunların atmosferdeki kaynaklarının neler olduğunun ve taşınma şekillerinin iyi bilinmesi gereklidir.

Daha önce de belirtildiği gibi topraktaki ^{226}Ra 'nın bozunum ürünlerinden ^{222}Rn topraktaki çatlaklardan atmosfere difüzyon yoluyla geçer ve burada ^{210}Pb 'a bozunur. ^{210}Pb da atmosferden yağışlarla, karla ve kuru depozisyonla yer yüzeyine, göllere, denizlere ve okyanuslara geri döner. ^{210}Pb ile birleşen troposferik aerosollerin atmosferde ortalama kaçış süresi bir hafta veya daha az olarak kabul edilmektedir. Yer altı sularında, nehirlerde, göllerde ve deltalarda ^{210}Pb toprak partikülleri, kaya parçaları, askıdaki materyaller veya sedimentler ile hızla dibe çökmektedir. ^{210}Pb ağır metallerin toprak, akarsu ve deltadaki davranışları için önemli izleyicilerdendir. Bu radyonüklid akuatik artamlarda, ferromanganez oksihidroksitler ile çökme ve toprak organikleri ile biyolojik yapılaşma gibi özelliklerinden dolayı genellikle partikül formlarda bulunmaktadır Denklemi b raya yazın.(Uğur,1998).

Yer altı sularındaki ^{210}Pb 'un ana kaynağı bu suları çevreleyen kayalardan çözünen ^{226}Ra 'un bozunumudur. Nehirsel ortamlardaki çözünmüş ^{210}Pb 'un ana oluşum şekli su yüzeyinden gerçekleşen doğrudan çökelmelerdir. ^{210}Pb 'un nehirsel ortamlara bu şekildeki geçişi askıdaki katıların transferine bağlıdır. Bu konuda ilk çalışmalar Rama ve arkadaşları (1961) tarafından yapılmış ve Kolorado Nehri boyunca üç bölgede toplam ^{210}Pb konsantrasyonu ölçmüştür.

^{210}Pb 'un denizlerdeki kaynağı ana nüklitlerinin bozunumu ve atmosferik yağışlar ile yüzey sularına geçişlerdir. Nehirlerin denizlere taşıdığı ^{210}Pb miktarı önemsizdir, çünkü denizlerle birleştiği anlarda nehir suyundan ayrılarak sedimentte

birikmektedir. Karasal orjinli bazı materyaller de yaklaşık birkaç yüz kilometrelik bir alanda birikmektedir. Derin okyanuslar dışında ^{226}Ra 'un bozunumu ile meydana gelen ^{210}Pb akısı önemsizdir. Yarı ömrünün 22.3 yıl olması nedeniyle ^{210}Pb denizlerdeki sedimentolojik çalışmalarda izlenen en önemli ve tek radyoaktif izotoptur. Bozunum serilerindeki diğer reaktif radyolojik nüklidler gibi ^{210}Pb 'un deniz sedimentlerinde dengede ve dengenin üzerinde olmak üzere iki bileşeni vardır. Dengedeki bileşen sediment bozunum zinciri yoluyla oluşur. Sediment yüzeyinde ve yakınında ^{210}Pb aktivitesi ^{226}Ra ve ^{222}Rn aktivitesinden daha fazladır. Bu fazlalık deniz yüzeyinden dibe çökme yoluyla meydana gelmektedir. Derin okyanuslardaki sediment içinde bu fazlalığın yayıldığı derinlik sedimentasyon hızına ve etkin olarak sediment karışımının derecesine bağlıdır. Karışımın sonucunda ^{210}Pb radyoaktif bozunumlarla yok olmadan önce sediment materyalleri kolonlarında derinlere doğru yayılır. Karışımın olmadığı yerlerde ve sedimentasyon hızının çok yavaş olduğu açık okyanuslarda ^{210}Pb fazlalığı sediment su ara yüzeyinde sadece birkaç milimetre altında bulunmuştur (Uğur,1998).

2.6.3. ^{210}Pb Ölçme Teknikleri:

Sedimentlerdeki ^{210}Pb aktivitesi genellikle alfa ya da gama spektroskopisi ile belirlenir. Alfa spektrometresinde ^{210}Pb aktivite konsantrasyonları ^{210}Pb 'un bozunum ürünü olan ^{210}Po 'un yayınladığı alfa taneciklerinden dolayı olarak belirlenir. Bu yöntemde esas olan ^{210}Pb ile ^{210}Po arasındaki radyoaktif dengenin sağlanmış olmasıdır. Radyoaktif denge sağlandıktan sonra belirlenen ^{210}Po aktivite konsantrasyonu ^{210}Pb 'un bozunum ürünü olması sebebiyle ^{210}Pb aktivite konsantrasyonuna eşittir. Sediment örneğinden ^{210}Po kimyasal işlemlerle ayrılarak bakır ya da gümüş diskler üzerine ince bir katman halinde biriktirilir.



Şekil 2.6 manuel alfa dedektörü (www. Taek.gov.tr)

Modern yarı iletken cihazların ortaya çıkması ^{210}Pb 'un gama ışını yayımından da belirlenmesi tekniklerinde gelişmelere öncülük etmiştir. Bu yaklaşım ilk olarak Gageler ve arkadaşları tarafından 1976 da örneklenmiş, daha başarılı örnekleme Durham ve Oliver tarafından 1983 de daha saf düzlem germanyum dedektör kullanılarak yapılmıştır. Kuyu tipi düşük art ortamlı germanyum dedektörler Na(I) ile donatılmış ve rutin olarak kullanılmaktadır (Appleby et al, 1986; Schelske et al, 1994; Appleby, 2001 den).



Şekil 2.7 dijital alfa dedektörü (www. Taek.gov.tr)



Şekil 2.8 yarı iletken gama dedektörü (www. Taek.gov.tr)

Örnek içindeki radyonüklidlerin yayınlamış oldukları karakteristik gama fotonlarının enerji spektrumundaki yerlerinden hangi radyonüklide ait oldukları bulunabilmektedir. ^{210}Pb 46.5 keV'lik gama yayımından, ^{226}Ra hava almayan kaplara kapatılarak üç haftanın sonunda ^{214}Pb ile radyoaktif dengeye ulaştıktan sonra 295 keV ve 352 keV'lik karakteristik gama yayımından belirlenir. ^{137}Cs ve ^{241}Am radyoizotopları 662 keV ve 59.5 keV lik gama fotonlarından belirlenir. Her bir foton enerjisindeki verimler aktivitesi bilinen Standard kaynaklar kullanılarak belirlenir.

Yakın geçmişe kadar alfa spektrometreleri en yaygın kullanılan metod olmakla birlikte günümüzde çok sayıda laboratuvar donanımlarına gama spektrometresini de eklemektedir. Alfa spektrometreleri düşük aktiviteli az miktarda örnek için daha duyarlı ve daha uygundur. Alfa dedektörleri gama dedektörlerine göre daha ucuzdur. Alfa spektrometresi radyokimyasal işlemler gerektirmektedir. En önemli dezavantajı ^{210}Pb ile ^{210}Po arasındaki radyoaktif dengeye ulaşmaya kadar geçen zamandır. Bu yöntemle toplam ^{210}Pb aktivitesi elde edilmektedir.

Gama fotonları uzun mesafeler boyunca absorblanmadan yol alabildikleri için örnekten kimyasal yöntemlerle ayrılmasına gerek yoktur. Gama analizi yapılan örnekler radyokimyasal işlemlerden geçmediği için başka analizlerde rahatlıkla kullanılabilir. Bu örnek miktarının az ama yapılacak ölçüm sayısının çok olduğu durumlarda önemli bir avantaj sağlamaktadır. Gama spektrometresi ile aynı anda

^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs , ^{241}Am 'in de içinde bulunduğu çok sayıda radyonüklid dedekte edilebilmektedir. Gama spektroskopisinin dezavantajları ise dedektörün pahalı, sıvı azotla soğutma giderlerinin yüksek oluşudur. Bu konuda asıl dezavantaj veriminin düşük olması dolayısı ile örnek miktarı çok küçük olduğunda hatanın yüksek oluşu ve örneğin kendisinin azaltma etkisidir.

2.6.4 ^{210}Po 'un Genel Özellikleri:

Polonyum yer kabuğunda düşük konsantrasyonlarda doğal bir şekilde oluşan radyoaktif elementtir. ^{210}Po 1898 de uranyum ihtiva eden maden cevherlerinin sebep olduğu radyoaktiviteyi incelerken Marie ve Pierre Curie tarafından bulunmuştur. Saf polonyum düşük erime sıcaklığına (254°C) sahip uçucu bir metaldir. Polonyumun kütle numarası 192 ile 218 arasında değişen 27 tane radyoaktif izotopu bulunmaktadır. Bunlardan sadece ^{208}Po , ^{209}Po ve ^{210}Po uzun yarı ömürlü radyoaktif izotoplarıdır. Diğerleri kısa yarıömürlüdür.

2.6.5 ^{210}Po 'un Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri:

^{210}Po tarihte radyum olarak adlandırılan doğada kendiliğinden oluşan ve çok yaygın uygulama alanına sahip etkin bir radyoizotoptur. Yarıömrü 138 gündür ve bir alfa taneciği atarak kararlı ^{206}Pb 'ya bozunur. Bir miligram ^{210}Po , beş gram ^{226}Ra 'nın yaydığı kadar alfa parçacığı yayar. Bozunumu sonucu yüksek miktarda enerji açığa çıkar. ^{210}Po 'dan çıkan alfa taneciklerinin enerjisi 5.3 MeV'dir.

Uranyum madeni ton başına 0.1 mg dan daha az ^{210}Po içermesinin yanında uranyum madeni ya da minerallerinin kimyasal yolla elde edilmelerinde de ^{210}Po oluşabilmektedir. ^{210}Po Bohemia'daki zengin maden cevherlerinden elde edilmekle birlikte kilogram başına 0.2 mg radyum içeren yıllanmış radyum tuzlarından da elde edilebilmektedir.

Nadir bulunurluğu sebebiyle ^{210}Po genellikle nükleer reaktörlerde ^{209}Bi 'un (kararlı izotop) nötronlarla bombardımanı sonucu yapay olarak üretilir. Reaksiyon nötron yutarak radyoaktif hale gelen ^{210}Bi 'un (yarıömrü 5 gün) beta bozunumuyla

^{210}Po 'u oluşturması şeklinde gerçekleşir. Bu yöntemle miligram düzeyinde ^{210}Po retilmektedir. Diğer uzun ömürlü radyoaktif izotoplar ^{209}Po (yarimr 103 yıl) ve ^{208}Po (yarimr 2.9 yıl) nükleer reaktörlerde yada parçacık hızlandırıcılarında üretilmektedir.

^{210}Po evresel nükleer uygulama alanları dışında endüstride de yaygın ve etkin bir şekilde kullanım alanına sahiptir. Örneğin yapıları gereği üzerinde statik elektrik biriktiren cihazları bu elektrik yükünden korumada kullanılır. Sentetik fiber üreten makinelerde, tabaka halinde kağıt ve plastik üreten makinelerde ilgili parçaların zerine ^{210}Po kaplanarak yüzey civarındaki havanın iyonize edilmesi sağlanır. İyonize olmuş hava molekülleri hava ile temas halinde bulunan statik elektriği nötralize etmektedir. ^{210}Po fotoğraf filmleri ve kamera merceklerindeki tozları temizleyen firalarda kullanılmaktadır. ^{210}Po berilyum ile birlikte nötron kaynağı oluşturmada kullanılmaktadır. Uzak araştırmalarında termoelektrik güç cihazlarının bir ısı kaynağı olarak kullanılması çalışmaları devam etmektedir.

^{210}Po 'un doğadaki başlıca kaynağı radon gazıdır. Yer kabuğunun yüzeyindeki çatlaklardan atmosfere yayılan ^{222}Rn bozunum ürünleri olarak ^{210}Pb ve ^{210}Bi oluşturur. Bu radyonüklitler kısa zamanda havadaki ağır ve kararlı partiküllere tutunarak yerçekimi, yağış, rüzgar gibi etkenlerle yeryüzüne ulaşır. Bu süreç atmosferin yüksek katmanlarında daha yavaş gerçekleşmektedir.

Atmofere ^{210}Po girişine neden olan kaynaklar arasında kömür de bulunmaktadır. Kömürün yanması sonucu yüksek miktarda ^{210}Po çıkışının olduğu bilinmektedir.

Havadaki ^{210}Po 'un konsantrasyonu ilgili yerin coğrafi konumuna, kara ve deniz alanlarının dağılımına, meteorolojik ve iklimsel olaylara bağlı olarak farklılıklar göstermektedir. ^{210}Po 'un yağmur ve kar ile dünya yüzeyine depozisyonu atmosferik yağış içinde fazla önemli bir yer tutmaz. Kuru depozisyon bunun yaklaşık üç veya dört katıdır. Kuru depozisyonla , yağmur ve kar ile birleşerek meydana gelen çökelmede $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ oranı farklı değildir ve temel olarak ykseklige bağlıdır. Havada yağmur ve kar ile yıkanan ^{210}Po ve ^{210}Pb arasında çok büyük farklılık yoktur.

Radyoaktif aerosol yağışlarının bölgesel dağılımı genellikle çökeltme miktarının dağılımı ile ilişkilidir (Uğur, 1998).

2.6.6. Akuatik ortamda ^{210}Po :

Akuatik ortamda ^{210}Po 'un kaynağı atmosferik ^{210}Pb 'dur. Deniz suyundaki radyonüklitlerin fiziksel ve kimyasal dengesi ile bu süreçlerin nasıl oluştuğunu tahmin etmek güçtür.

Su içinde polonyumun durumu sadece kendi hidrolik özelliklerinden kaynaklanmaz, aynı zamanda askıdaki materyallere tutunum ve organik ligantlarla meydana getirdiği kompleksler söz konusudur. Askıdaki materyallerin ve çeşitli organik metallerin yoğunluğu farklı alanlarda ve derinliğe bağlı olarak değişir. Sonuç olarak okyanuslarda ^{210}Po düzenli bir şekilde dağılsa bile akuatik ortamlardaki ve organizmalardaki birikim oranı çok çeşitlidir.

Doğal olarak bulunan polonyum izotoplarından sadece ^{210}Po , ^{238}U serisindeki denge durumunu test etmek için yeterli uzun ömre sahiptir. Hidrolojik döngüde ^{210}Po , ^{210}Pb 'nu takip eder fakat deniz ortamında genellikle bu iki radyonüklit arasındaki denge bozulur. ^{210}Po , ^{210}Pb 'a göre denizlerde ve okyanuslarda partikül materyallere (başlıca deniz alglerine) tutunma eğilimindedir (Tatar, 2007). Bununla beraber ^{210}Po derinlerdeki farklı kimyasal davranışlarından dolayı kolayca yeniden döngüye dahil olur, oysa kurşun batan partiküllerde kalma eğilimindedir. ^{210}Po 'un kaynaklarından biri de deniz sularına karışan kıyı sularındaki ^{210}Po 'un "upwelling" (partikül formundan yeniden çözünme) olayı ile zenginleşmesi ve okyanuslara karışmasıdır (Uğur, 1998).

^{210}Po ve ^{210}Pb radyonüklitlerinin deniz ortamında parçacık-reaktif (particle-reactive) oldukları bilinmektedir (Harada and Tsunogai, 1986; Nozaki et.al.,1991; Wei and Murray, 1994). Deniz suyundaki ^{210}Po tercihen zooplanktonlara tutunmakta ve dipte biriken ölü organik maddelerde bol miktarda bulunmaktadır (Tatar,2007). Böylece ^{210}Po 'un davranışı zoo plankton metabolik aktivitesine ve yüzeyindeki zoo plankton yoğunluğuna sıkı bağlıdır (Tateda et al, 2003).

^{210}Po ve ^{210}Pb 'un denizlerdeki davranışını etkileyen parametreler arasında sıcaklık, biyolojik ve sismik aktiviteler gibi faktörler önemli ölçüde etkiler. Örneğin hidrotermal çıkışlardaki ^{210}Po ve ^{210}Pb konsantrasyonlarındaki zenginlik, çıkışlar civarında çökelen parçacıkların sedimentte birikerek sedimentin doğal radyonüklid konsantrasyonlarında artışa neden olmaktadır (Boisson, et al,2001).

Hidrotermal alanlarda, mağma kayalıklarından çözünerek hidrotermal akışkan bünyesinde deniz tabanına kadar ulaşan kükürt (FeS, ZnS gibi) ve sülfat (CaSO_4 , BaSO_4) bileşikleri soğuk deniz suyu ile birleştiklerinde hızlı bir şekilde çökerek sediment bünyesine geçerler (www.divediscover.who.edu/vents/index.html). Polonyum ile kükürtün benzer kimyasal özellikleri sebebiyle kükürt bileşiklerinin yüksek olduğu hidrotermal bölgelerde diğer radyonüklidler yanında polonyumunda yüksek seviyede bulunması muhtemeldir (Uğur et. al., 2003, Kadko et. al., 1988).

2.7. ^{210}Pb ile Tarihlemede Kullanılan Matematiksel Modeller:

Doğal birer arşiv niteliği taşıyan deniz ve göl sedimentleri ya da bataklıklardan elde edilen bilgiler çevresel programlarda yaygın olarak kullanılır. Buna örnek olarak,

- Su toplama havzalarında ağaçlandırma, ormanda tarla açma, değişen tarım alışkanlıkları gibi etkilerle meydana gelen erozyon değişiminin ölçülmesi,
- Ötrifikasyon ya da asit yağmurları gibi problemlere bağlı olarak göl suyu kalitesindeki değişikliklerin tarihinin belirlenmesi,
- Ağır metal (Pb, Hg, gibi), organik kirletici (PCB ler, PAH ler gibi), nükleer tesislerden yayılan radyoaktivite ve diğer kirleticilerden kaynaklanan atmosferik kirliliğin izlenmesi verilebilir.

Bu kayıtların değerlendirilmesinde doğru sediment kronolojileri ciddi önem arz etmektedir. Sediment tarihlemesindeki en önemli araçlardan biri kurşunun doğal radyoaktif izotopu olan ^{210}Pb dur. Çok sayıda uygulamada metodun güvenilirliği kanıtlanmıştır, özellikle de sediment birikim hızının sabit olduğu durağan ortamda tarihleme hesapları net sonuçlar vermektedir. Düzgün birikimin olmadığı dolayısıyla

uygun modelin belirlenmesinin önem arzettiği çok sayıda uygulamada da oldukça iyi sonuçlar elde edilmektedir.

Sediment oluşumu sırasında ^{210}Pb kaynağının çökelen parçacıklara tutunma sürecindeki değişiklikler, fiziksel ya da biyolojik etkiler neden olduğu sediment yüzeyindeki ve sediment birikim hızındaki düzensizlikler (karışımlar) gibi faktörler nedeni ile farklı hesaplama modellerinin geliştirilmesine gereksinim duyulmuştur. Genel anlamda modeller sediment kayıtlarındaki radyometrik bilgileri belirlemek amacıyla türetilmiş araçlardır. Pratikte uygulanabilirliğine dikkat edilmelidir. Model geçerliliği yetersiz olduğunda güvenilir tarihleme özel durumlara özgü modeller ile yapılır.

Daha önce belirtildiği gibi sedimentlerdeki ^{210}Pb aktivitesi iki bileşenden oluşmaktadır. Biri sedimentin bünyesindeki ^{226}Ra nın bozunum ürünü olan dengedeki (veya supported) ^{210}Pb , diğeri sedimente atmosferik akı yoluyla düşen denge üstü (veya excess) ^{210}Pb bileşenleridir. Herhangi bir t anında toplam ^{210}Pb aktivitesi C_{top} radyoaktif bozunma yasasıyla aşağıdaki gibi ifade edilir.

$$C_{top} = C_{ex}(0)e^{-\lambda t} + C_{sup}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (1)$$

Burada C_{sup} dengedeki ^{210}Pb 'a eşdeğer ^{226}Ra aktivitesini, λ ^{210}Pb un radyoaktif bozunma sabitini, $C_{ex}(0)$ da sedimentin oluştuğu andaki denge üstü ^{210}Pb aktivitesini belirtir. Sedimentlerde yüksek ^{226}Ra ya da düşük ^{210}Pb konsantrasyonları dedeksiyon limitinin üstünde olabilir ancak 3-4 yarılanmadan sonra ^{226}Ra ile ^{210}Pb arasında radyoaktif dengesizlik görülmez.

$$C_{ex} = C_{top} - C_{sup}$$

Denge üstü aktivitedeki değişim üstel olarak

$$C_{ex} = C_{ex}(0)e^{-\lambda t} \quad (2)$$

Şeklinde. Başlangıç aktivitesi tahmin edilebilirse bu denklem kullanılarak sedimentin oluşum zamanı da bulunabilir (Appleby P.G., Oldfield F.,1978,1983)

2.7.1. CF-CS (Sabit Akı-Sabit Sediment Birikimi) Modeli:

Sabit sedimentasyon modeli olarak da bilinen bu modelde kor boyunca ^{210}Pb akısının ve sediment birikim hızının sabit olduğu kabul edilmektedir. Denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları profil boyunca her bir sediment katmanında radyoaktif bozunma yasasına bağlı olarak azalmaktadır. Bu durumdan yararlanılarak sedimentlerin tarihlemesi yapılabilmektedir.

Su kolonundaki erozyon sürecinin durağan olduğu göllerde sediment birikim hızı da sabit olmaktadır. Bu durumda her bir sediment katmanındaki başlangıç denge üstü ^{210}Pb aktivitesi aynı olacaktır. Böylece sediment-su arayüzeyinden bir m kütle derinliği (g cm^{-2}) kadar aşağıdaki sediment katmanının yaşı (yıl)

$$t = \frac{m}{r} \quad (3)$$

ile bulunur. Burada r sediment kütle birikim hızını ifade eder ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$), denge üstü ^{210}Pb aktivitesi aşağıdaki bağıntıya göre değişmektedir.

$$C(m) = C(0)e^{-\lambda m/r} \quad (4)$$

Burada λ radyoaktif bozunma sabitidir.

$$C(0) = \frac{P}{r} \quad (5)$$

Yukarıdaki bağıntıda $C(0)$ korun yüzeyindeki denge üstü kurşun aktivitesi, P akı, r sediment kütle birikim hızıdır. Kurşun aktiviteleri derinliğe karşı logaritmik skalada çizildiğinde lineer bir eğri elde edilir. Ortalama sedimentasyon değeri grafikteki eğrinin eğiminden en küçük kareler metoduyla hesaplanır (Appleby,2001).

Bu modelin uygulamasında kütle derinliği (sediment katmanındaki derinliğe bağlı yoğunluk değişimlerinin toplamı) ve porozite (sedimentteki boşluk) parametreleri kullanılmaktadır. Kütle derinliği aşağıdaki gibi verilir.

$$K.D. = \int_0^x \rho(x) dx \quad (6)$$

Porozite aşağıdaki gibi verilir.

$$\emptyset = 1 / \left[1 + \left(\frac{\%kurusediment}{1 - \%kuru sediment} \right) \left(\frac{\rho_{su}}{\rho_{kuru sediment}} \right) \right] \quad (7)$$

2.7.2. CRS (Constant Rate of Supply) Modeli:

Sedimentteki denge üstü ^{210}Pb akısının her bir zaman aralığı için aynı olduğu ve t yaşındaki sedimentte denge üstü ^{210}Pb un başlangıç konsantrasyonunun $C_0(t)$, (8) numaralı denklemi sağlamak zorunda olduğu kabul edildiğinde

$$C_0(t)r(t) = \text{sabit} \quad (8)$$

Burada $r(t)$, ($\text{g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) t zamanında kütle birikim hızıdır, t yaşındaki ve x (cm) derinliğindeki sedimentte denge üstü ^{210}Pb $C(x)$ şöyle bulunur:

$$C(x) = C_0(t)e^{-\lambda t} \quad (9)$$

$$\text{Burada } \lambda = \frac{\log 2}{22.3} = 0.03114$$

kurşunun radyoaktif bozunma sabitidir (y^{-1}). Sediment δt zaman aralığı boyunca dipte δx kalınlığında bir katman oluşturmaktadır.

$$\delta x = \frac{r(t)}{\rho(x)} \delta t$$

Burada $\rho(x)$, (g/cm^3), x derinliğindeki sedimentin yoğunluğudur. Sediment derinliğindeki zamana bağlı değişim

$$\frac{\partial(x)}{\partial(t)} = \frac{r}{\rho} \quad (10)$$

şeklinde ifade edilir.

(9) ve (10) denklemleri (8) de kullanıldığında *derinlik/yaş* fonksiyonu aşağıdaki diferansiyel denklemi sağlamak zorundadır.

$$\rho(x)C(x) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} = \rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} e^{-\lambda t} \quad (11)$$

$$A(x) = \int_x^{\infty} \rho(x)C(x) dx \quad (12)$$

Yukarıdaki denklem x derinliğine kadar toplam denge üstü ^{210}Pb ' u ifade etmektedir.

(12) denkleminde her iki taraf “eksi bir” ile çarpılırsa eşitlik bozulmaz.

$$\frac{\partial(A)}{\partial(t)} = -\rho C \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} = \rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} e^{-\lambda t} \quad (13)$$

$$-\rho C \frac{dx}{dt} = \rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} e^{-\lambda t}$$

$$-\rho C dx = \rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} e^{-\lambda t} dt$$

$$A(x) = -\rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} \int_t^{\infty} e^{-\lambda t} dt$$

$$A(x) = \frac{1}{\lambda} \rho(0)C(0) \frac{\partial(x(0))}{\partial(t)} e^{-\lambda t} \quad (14)$$

$$A(x) = A(0) e^{-\lambda t} \quad (15)$$

Dolayısıyla x derinliğindeki sediment katmanının yaşı

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(x)} \quad (16)$$

Burada $A(x)$ nümerik integrasyon yolu ile hesaplanmaktadır. Kor boyunca toplam ^{210}Pb envanteri ile bozunma sabitinin çarpımı ^{210}Pb akısını vermektedir.

CRS modelinde standard hata σ_t , $A(0)$ kor boyunca toplam ^{210}Pb envanteri ve $A(x)$ sedimentasyon hızı belirlenen katmanın altında kalan ^{210}Pb envanteri kullanılarak hesaplanabilmektedir.

$$A(0) = A(x) + A \quad (17)$$

yukarıdaki bağıntıda A sedimentasyon hızı belirlenen katman derinliğine kadar ^{210}Pb envanterini, $A(x)$ bu derinlikten denge derinliğine kadar olan ^{210}Pb envanterini ifade eder (Appleby and Oldfield, 1978; 1983).

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + \frac{A}{A(x)} \right) \quad (18)$$

Yukarıdaki yaş bağıntısında $A(x)$ ve A değerlerinin her biri bağımsız olarak hesaplandığında yaşlardaki standard hata şöyle bulunmaktadır:

$$\sigma_t = \frac{1}{\lambda} \left[\left(\frac{\sigma_{A(0)}}{A(0)} \right)^2 + \left(1 - \frac{2A(x)}{A(0)} \right) \left(\frac{\sigma_{A(x)}}{A(x)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (19)$$

2.7.3. CIC (Sabit Başlangıç Konsantrasyonu) Modeli:

Bu model sediment birikim hızındaki değişikliklere rağmen kurşunun başlangıç konsantrasyonunun sabit olduğunu kabul eder. Sediment katmanlarındaki kurşun konsantrasyonu sedimentasyon hızıyla orantılı olarak değişmek zorundadır. Bu kabul altında x derinliğindeki sediment katmanının yaşı

$$C(x) = C(0)e^{-\lambda t} \quad (20)$$

ile hesaplanır (Appleby, 2001). Burada $C(x)$ sediment birikim hızı hesaplanmak istenen sediment katmanının altındaki denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları toplamını, $C(0)$ kor boyunca sedimentin denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları toplamını belirtmektedir. Böylece her bir katmanda sediment oluşumu için geçen süre aşağıdaki bağıntı ile hesaplanmaktadır.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C(0)}{C(x)} \right) \quad (21)$$

2.7.4. Model Seçimi:

^{210}Pb 'un depoze olduğu çalışma ortamlarındaki farklı ^{210}Pb verilerinin yorumlanması kullanılacak olan modele karar verilmesinde en etkin araçtır. Dolayısıyla deneysel sonuçların değerlendirilmesinde ^{210}Pb verilerinin model kabulleriyle uyumlu olup olmadığı incelenmeli ve ^{210}Pb kronolojisi başka tekniklerin verileri ile karşılaştırılmalıdır.

Denge noktası civarında ^{210}Pb konsantrasyonlarındaki artış ve azalışlar sebebiyle yaş hesaplamada oluşabilecek hataları azaltmak amacıyla sedimentasyon hızı denge derinliğinin %90'ından hesaplanmalıdır.

Sucul ortamda ^{210}Pb kaynağını kontrol eden iki parametre bulunmaktadır. Bunlar karasal ortamdaki sucul ortama taşınım ve su kolonundan taban sedimentine geçiş kesri parametreleridir. ^{210}Pb suda diğer elementlere göre daha az çözüldüğü için tamamına yakını sedimende geçer dolayısıyla dağılım kesri parametresinin etkinliği azdır.

^{210}Pb konsantrasyonu dağılımı ^{210}Pb kaynağının atmosferik akı yanında başka etkenlere de bağlı olduğunu gösterebilir. Böyle durumlarda ^{210}Pb kaynağının kontrolünde etkin yapı atmosferik akı olduğu sürece CRS modeli geçerlidir. Benzer atmosferik akılı bölgelerde CRS modeli yüzey konsantrasyonları ile sedimentasyon hızının birbiri ile ters yönde değiştiğini söyler.

Appleby ve Oldfield çok çeşitli alanlarda ^{210}Pb verilerini test etmişler ve yaptıkları hesaplamalar sonucunda C.R.S (constant rate of supply) modelinin, yakın yerleşimli kollarında toplam ^{210}Pb (dengedeki ^{210}Pb ve denge üstü ^{210}Pb) aktivite konsantrasyonlarının karşılaştırılabilir olduğu durumlarda en doğru sonucu verdiğini belirlemişlerdir.

Sucul alan çevresindeki erozyon sürecinin sürekli ve düzgün oluşu sediment birikim oranının sabit olmasını sağlar. Bu durumda her bir sediment katmanının başlangıç denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonunun sabit kabul edilmesi uygun olacaktır. Denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonu toplam kuru sediment kütlesiyle birlikte üstel olarak azalacaktır. Denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları logaritmik skalada çizildiğinde elde edilen profil lineer olacaktır. Bu durumda sabit sedimentasyon modelini kullanmak uygun olacaktır.

Geçen 150 yıl boyunca erozyon ve sedimentasyon oranları önemli ölçüde değişiklik göstermektedir. Bu durumda ^{210}Pb profilinin lineer olmaması beklenir çünkü değişen birikim oranları sedimentin başlangıç konsantrasyonunda da değişime sebep olabilir. Güvenilir ^{210}Pb kronolojisi oluşturmak için ^{210}Pb 'un sedimente tutunum mekanizmasının da daha açık bir şekilde anlaşılması gereklidir.

Su-sediment ara yüzeyindeki fiziksel ya da biyolojik süreçler sediment taşınımı ve diğer faktörler nedeni ile lineer olmayan profil, problemin çözümünü biraz daha karmaşık hale getirmektedir.

Sediment birikim hızının değiştiği böyle durumlarda ^{210}Pb ile tarihlendirme yapabilmek kurşun kaynağının yani atmosferik akının sabit olduğu (CRS) model ile kurşunun başlangıç konsantrasyonunun sabit olduğu (CIC) model kullanılarak mümkün olmaktadır.

İncelenen bir korda ^{210}Pb kaynağını belirlemek hem atmosferik akıya hem de sediment birikim hızına bağlı karmaşık bir olaydır.

Sabit akı modelinde sediment birikim hızındaki değişikliğin sebebi ne olursa olsun atmosferik ^{210}Pb akısının sabit olduğu kabul edilmiştir. Dolayısıyla sudaki ^{210}Pb 'un baskın kaynağı su yüzeyine doğrudan atmosferik ^{210}Pb akısıdır.

Sediment birikim hızındaki büyük değişiklikler denge üstü ^{210}Pb grafiğine profil boyunca üstel azalışı bozacak şekilde yansır. Çünkü sediment birikim hızındaki

artış (8) bağıntısına göre başlangıç denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonlarını azaltmaktadır (Appleby, 1978).

Bir çalışma alanından alınan farklı korlar veya çok büyük bir çalışma alanı içinde ^{210}Pb depozisyonu yönünden aynı karaktere sahip bir bölgeden farklı korları ya da ^{210}Pb depozisyonu yönünden aynı karaktere sahip birden fazla bölgenin korları sedimentasyon hızları farklı bile olsa birbirleriyle karşılaştırılabilir.

Denge üstü ^{210}Pb profili değerlendirildiğinde yukarıdaki çıkarımlar yapılabiliyor ise bu durumda CRS modelinin kullanımı uygun olacaktır.

Denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları derinlikle monoton olarak azalıyor, aynı çalışma bölgesinden alınan sediment korlarında toplam denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları aşağı yukarı ortalama sediment birikim hızı ile orantılı (kurşun aktivitelerindeki azalışın üstel azalıştan sapmadığı durumda) bir değişim gösteriyor ise, böyle durumlarda CIC modelinin kullanımı daha doğru sonuçlar verecektir.

Her iki modelden hangisinin geçerli olduğu denge üstü ^{210}Pb $A(0)$ envanterlerinin ve yüzeysel ^{210}Pb aktivitelerinin $C(0)$, ortalama sediment birikim hızına \bar{r} karşı grafiği çizilerek karar verilebilir. Eğer $A(0)$ 'lar ile \bar{r} arasında önemli bir ilişki yok, buna karşılık olarak yüzeysel ^{210}Pb aktivitesi, sediment birikim hızı \bar{r} ile ters orantılı ve $C(0)$ 'ın \bar{r} ye karşı grafiği logaritmik skalada (log-log) eksenler ile yaklaşık olarak 45° lik açı yapacak şekilde bir doğru çizerse bu durumda CRS modeli geçerlidir.

$A(0)$ ile \bar{r} orantılı, $C(0)$ ile \bar{r} arasında bir ilişki olmadığı durumlarda genel olarak CIC modeli geçerlidir.

^{210}Pb profilleri, her iki modelin de kabullerini içerdiği durumda birbirine yakın yüzey sedimentlerindeki derinliğe bağlı karışım sonucu kronolojide hata oluşabilmektedir. ^{210}Pb ile tarihlendirme çalışmalarında eğer mümkünse başka tekniklerle de tarihlendirmenin doğrulaması yapılmalıdır.

Lineer profil elde edildiğinde genellikle tüm modeller geçerlidir ve aynı sonucu vermesi beklenir. Lineer olmayan profil elde edildiğinde model seçimi aşağıdaki gibi olmalıdır.

İncelenen korlardaki denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonları, civarındaki korlar ile karşılaştırılabilir durumda ise ya da atmosferik akı açısından benzer karaktere sahipse CRS en uygun modeldir ve sonuçlar genel olarak bağımsız kaynaklarla da uyumludur.

Denge üstü ^{210}Pb profil dağılımları CRS modeline uymuyorsa ve farklı teknikler sediment birikim hızının ağırlıklı olarak sabit olduğunu söylüyorsa CIC modeli uygulanabilir. Bu durumda sediment birikimi bir bölgede yoğunlaşıyor demektir (Appleby and Oldfield, 1983).

^{210}Pb profil dağılımı hiçbir modelin kabulünü karşılamıyorsa tarihleme sonucu diğer kaynaklarla tutarlı olmaz.

2.8. Literatür Özeti:

Appleby ve Oldfield 1978 yılında CRS modelini geliştirmişler. Her bir birim zamanda sedimentteki denge üstü ^{210}Pb kaynağının sabit olduğu ve bu durumun profil boyunca her bir katmanın yaşını birikimdeki hızlı değişimin kaynağından bağımsız olarak hesaplamaya izin verdiğini göstermişler. CRS ve CIC modelleri arasındaki farklara dikkat çekmişlerdir (Appleby and Oldfield, 1978).

Appleby ve Oldfield 1983 yılında yayınladıkları çalışmalarında çok sayıda farklı bölgeden elde ettikleri sediment profillerindeki ^{210}Pb konsantrasyonlarını derlendirip CRS ve CIC modellerinin hangi durumlarda geçerli olacaklarına ilişkin yorumlarda bulunmuşlardır (Appleby and Oldfield, 1983).

Erten 1997 de Türkiye ve dünyadaki çeşitli yerlerden alınmış korlarda denge üstü ^{210}Pb 'un birikim hızını $0.073 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ile $0.21 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ arasında değişen değerlerde bulmuştur (Erten, 1997).

Beks ve arkadaşları 1998 de yayınladıkları bir çalışmada Hollanda'nın iki farklı bölgesinde toplam atmosferik ^{210}Pb akısını belirlemek için uzun süreli ölçümler almışlar. ^{210}Pb 'un yıllık depozisyonunun ^{210}Pb un amosferdeki kaynağı olan ^{222}Rn gibi düşük olduğunu belirlemişler. ^{210}Pb depozisyonundaki günlük dalgalanmaların aşağı yukarı günlük serpintideki düzenli dalgalanmalar ve yer seviyesindeki konsantrasyon tarafından belirlendiğini bulmuşlar. ^{210}Pb un yıllık depozisyon akısındaki sapmaların şiddetli yağmurlar ve gök gürültülü fırtınayla ilişkili olduğunu bulmuşlardır. Çalışma bölgelerinden birinde ortalama ^{210}Pb depozisyonu $200 \text{ mBq m}^{-2} \text{ g}^{-1}$ olarak, Kuzey Denizi'nde ise aynı sürede $115 \text{ mBq m}^{-2} \text{ g}^{-1}$ olarak tahmin etmişlerdir. Depozisyon hızını da Virjinya ve Konnektikıt dakine benzer olarak 1.0 cm s^{-1} bulmuşlardır (Beks et al, 1998).

Erten 2001 de sediment tarihlemesinde ^{210}Pb , ^{137}Cs ve ^7Be izotoplarının kullanımını özetleyip Marmara Denizi, Züriç ve Konstans göllerinde ^{210}Pb ile tarihleme çalışması gerçekleştirip CIC modeli ile CRS modelini karşılaştırmıştır (Erten, 2001).

Guevara ve arkadaşları 2003 yılında yaptıkları bir çalışmada Arjantin'in kuzey Patagonia bölgesindeki göllerden elde ettikleri envanterleri kullanarak denge üstü ^{210}Pb akılarını belirlemişler. Toplam ^{210}Pb , ^{226}Ra bunlara bağlı olarak dengedeki ^{210}Pb ve ^{137}Cs spesifik aktivite profillerini gama spektrometresiyle belirlemişlerdir. Diğer bölgeler ile karşılaştırıldığında ^{210}Pb akılarını $4 \text{ Bq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ ile $48 \text{ Bq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ değişim aralığında on iki kat daha düşük seviyede bulmuşlar. Atmosferik girdinin aynı olduğu, harici ^{210}Pb girişine imkan sağlayan kaynağın bulunmadığı bölgede toplam (kümülatif) ^{137}Cs akısı ile ^{210}Pb akısı arasında lineer bir ilişki olduğunu bulmuşlar. Korun üst katmanındaki ^{210}Pb akısı ile organik madde miktarı arsında pozitif bir korelasyon olduğunu da gözlemlemişlerdir (Guevara et al, 2003).

Gelen ve arkadaşları İspanya, Santander Körfezinde yaptıkları bir çalışmada sediment birikim hızını ^{210}Pb metodunu kullanarak belirlemişlerdir. Çalışmada endüstriyel etkilerden uzak ve endüstriyel etkilere maruz kalmış iki bölgede örnekleme yapılmış elde edilen denge üstü kurşun konsantrasyonları ile 1900-2004

yılları arasında gelişen sedimentasyona işaret ederek ikinci bölgede Constant Rate of Supply (CRS) modeli ile hızların 0.06 cm y^{-1} den 0.35 cm y^{-1} e kadar artan endüstriyel faaliyetle birlikte yükseldiğini gözlemişlerdir (Gelen et al, 2004).

Maria ve arkadaşları 2009 da yayınladıkları bir çalışmada İkinci Dünya Savaşının etkilerinin yoğun bir şekilde gözlemlendiği Manila Körfezi'nden sediment kor örnekleri alıp denge üstü ^{210}Pb modelleri ile tarihlleme yapmışlar. Körfez tabanının jeolojik yapısı sebebiyle sediment girdisinin yüksek, sediment birikiminde fiziksel ve biyolojik etkilerin fazla olduğu bölgede CIC (Constant Initial Concentration) ve CF (Constant Flux) modellerini kullanmışlar. Hipotezleri sedimentasyon oranındaki büyük değişiklin 1991 yılındaki volkanik patlamayla aynı ana denk geldiğidir. Lineer sedimentasyonun yakın geçmişte daha hızlı ve körfezin farklı noktalarında değişimler gösterdiğini bulmuşlar. Manila Körfezi'nin dinamik yapısındaki karmaşıklığa rağmen sedimentasyon hızı ve ^{210}Pb modelleri ile tarihlleme ^{210}Pb dağılımı kullanışlı olmuştur (Maria et al, 2009).

Romanya kıyılarından alınan sediment korlarında doğal ^{210}Pb , ^{226}Ra , ^{137}Cs radyonuklidleri konsantrasyonları 110 cm^3 kuyu tipi HPGe dedektörü kullanılarak gama spektroskopik belirlenmiştir. ^{210}Pb metodu kullanılarak bulunan sedimentasyon hızı $0.20 \pm 0.01 \text{ cm y}^{-1}$ iken ^{137}Cs piki kullanılarak radyoaktif serpintiden bulunan sedimentasyon hızı $0.15 \pm 0.03 \text{ cm y}^{-1}$ dir. Bu çalışmada nükleer silah denemeleri ne ait pik ve Çernobil Reaktör kazasına ait piklerden yararlanılarak denge üstü ^{210}Pb metodu ile ^{137}Cs tekniklerinin birbiriyle uyumlu olduğu görülmüştür (Ayçık ve ark, 2004).

Karageogis ve arkadaşlarının Makedonya'da 2005 yılında yapmış oldukları bir çalışmada Termaikos Körfezi'nden dört adet sediment koru almışlar. Korlarda ^{210}Pb ve ^{137}Cs profil dağılımları kullanılarak sediment birikim hızları hesaplanmış, sedimentin tanecik büyüklüğü ve jeokimyasal yapısı analiz edilmiş. Korlardan iki tanesi Axios ile Aliakmon nehirlerinin döküldüğü bölgeye ait ve bu bölgede sedimentasyon hızı yüksek $0.667 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, üçüncü kor Pinios Nehrine ait ve sedimentasyon hızı $0.414 \text{ g cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$, diğer kor ise mineralli kumlardan uzaktaki bir

bölgeden alınmış. Korlarda Sr / Ca oranından çökelen sedimentin litojenik kökenli değil biyolojik kökenli olduğunu tespit etmişler (Karageorgis et al, 2005).

Pu dağılımı ve izotoplarının birbirine oranı üzerindeki çalışmalar yakın geçmişli sediment tarihlemesinde çevresel etkilerin kaynağını belirlemek açısından önemlidir. Bu amaçla yapılmış bir çalışmada Zheng ve arkadaşları (2008) Çin'in güney batısındaki Hongfeng gölünden aldıkları korlarda ^{137}Cs ve Pu izotoplarını kullanarak tarihleme yapmışlar, 0.185 ± 0.009 luk $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ oranından sedimentteki Pu'un stratosfer kaynaklı olduğunu, Çinin 1970 lerdeki nükleer denemeleriyle ilişkili olmadığını bulmuşlardır (Zheng et al, 2008).

Bir bölgenin sismik aktivite haritası tarihsel ya da yakın geçmişteki volkanik hareketleri inceleme yapılan bölgenin volkanik, hidrotermal ya da magmatik süreçleri hakkında bilgi verebilmektedir. Bununla ilgili olarak Makropoulos ve arkadaşları 2000 yılında yayınlamış oldukları çalışmada Milos Adası'nın mikro sismik aktivitesini kayıtlı deprem sinyalleri ile hidrotermal aktivite arasındaki ilişkiyi, anlamaya çalışmışlardır. Üç bileşenli beş network sistemini 1996 yazında adaya kurup dört yüz yerel mikro deprem ve hidrotermal aktiviteyle ilişkili beşyüz sinyal kaydetmişlerdir. Analizler düşük sismik aktivitenin muhtemelen bölgedeki hidrotermal alanla ilişkili olduğuna işaret etmektedir. Hidrotermal sinyaller 2-3 Hz'lik ve 20-30 Hz'lik iki tür frekans sinyali vermektedir. Aynı deneyin önceki analiz kayıtları 1997'de bir grup mikro depremi takip eden 6-8 saat içinde deniz suyu Mn yönünden yüksek konsantrasyona sahip olmaktadır (Makropoulos et al, 2000).

Dando ve arkadaşları bir proje kapsamında Ege Denizi'ndeki hidrotermal çıkışları çıkış akısı, akışkanın kimyasal yapısı, sıcaklık, yaşayan bakteri türü, çıkışı kontrol eden dinamik yapı açılarından incelemişler. Milos ve Kos arasında sahile yakın çok sayıda bölge Methana, Santorini, Lesbos adaları çalışma kapsamında taranmış. Çıkış suyundaki bileşenlerin geniş aralıkta varyasyon gösterdiği bunun da gazo hidrotermal bölgelerde farklı oranlarda su sediment bakteri etkileşimlerinden kaynaklandığını, sudaki pH ve tuzluluk oranlarının, sedimentte ki ağır ve iz metal seviyelerinin yüksek

olduğunu, çıkışların CO_2 , H_2S , CH_4 , H_2 yönünden zenginliğini tesbit etmişlerdir (Dando et al, 2000).

Varnavas ve arkadaşları 2000 yılında Milos Adası'nın Palaeochori Körfezindeki çok sayıda hidrotermal çıkıştan örnekleme yaparak askıdaki partikül materyali biyolojik aktiviteye bağlı olarak incelemiştir. Hidrotermal suyu Fe, Mn, Si ve Ba yönünden Ege Denizi'ne göre daha yüksek konsantrasyonlarda bulmuşlar. Hidrotermal çıkışları askıdaki materyalin niteliğine göre dört farklı kimyasal karakterde tanımlamışlar. Ortalama Fe konsantrasyonuna göre hidrotermal çıkışların sırası ortalama Si konsantrasyonuna göre tersine döndüğünü bulmuşlar. Çıkışlardan birinin Sr, Si ve Ba konsantrasyonlarından buranın biyolojik kökenli bir çıkış olduğunu saptamışlar. Ca, Sr, Si ve Ba un gün içinde enyüksek değerlerini öğleden sonra aldığını belirlemişler. Fe, Si, Ca konsantrasyonlarının ekim ayında hazirana göre daha yüksek, Mn, Cu, Pb, ve Sr konsantrasyonlarının haziran ayında ekime göre daha yüksek olduğunu saptamışlardır (Varnavas et al, 2000).

Boisson ve arkadaşları Ege Denizi'nde Milos Adası civarındaki hidrotermal çıkış bölgesinden ve bu bölgenin dışından sediment trap ile çökelen parçacıkları toplamışlar, hidrotermal çıkışlara bağlı olarak yüksek kükürt indirgenmesi ve kükürt oksidasyonunun kendiliğinden oluşan ^{210}Po ve ^{210}Pb konsantrasyonlarında potansiyel artışı belirlemek istemişlerdir. Sonuçlar çıkış bölgesi ile kontrol bölgesindeki çökelen parçacıklar arasında ^{210}Po konsantrasyonları açısından anlamlı bir farkın olmadığını göstermiştir. ^{210}Po konsantrasyonları literatürde belirtildiği gibi Akdeniz'in diğer sahillerindeki ile aynı seviyede bulunmuştur. Düşük $^{210}\text{Po}/^{210}\text{Pb}$ oranından da anlaşılacağı üzere kontrol noktasında çökelen parçacıkların ^{210}Pb konsantrasyonu seviyesi çıkış bölgesine göre artış eğiliminde olmasına rağmen bu ^{210}Pb konsantrasyonları Kuzey Akdeniz'deki benzer dataları ile karşılaştırılabilir düzeydedir. ^{210}Po ve ^{210}Pb 'un ortalama çökelim akılarını çıkış bölgesinde hızlı partikül akısına bağlı olarak kontrol noktasından daha yüksek bulmuşlardır. Bu sonuçlar ışığı altında hidrotermal alanlarda üretilen parçacıkların türleri ve miktarı ^{210}Po , ^{210}Pb gibi doğal radyonüklidlerin akılarını etkilemektedir bu nedenle

hidrotermal çıkışlar dolaylı olarak bu radyonüklidlerin akılarını kontrol etmektedir (Boisson et al, 2001).

Uğur ve arkadaşları (2003), Milos Adası'nda termal bölgeye farklı uzaklıklardaki istasyonlardan sediment kor örneği alarak bu korları tarihlemişlerdir. Çalışmalarında ortalama ^{210}Pb envanterini 3256 Bq m^{-2} , yıllık ^{210}Pb akısını $105 \text{ Bq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$ olarak hesaplamışlardır. İnceledikleri korlarda CRS ve CIC modellerini kullanarak sedimentasyon hızlarını 0.088 ± 0.008 ile $1.14 \pm 0.01 \text{ cm y}^{-1}$ arasında belirlemişlerdir. En yüksek ^{210}Pb aktivitesi 89 Bq Kg^{-1} ile termal bölgeye en yakın istasyonda belirlenmiş ve en düşük sedimentasyon bu istasyonda gözlenmiştir.

Dekov ve Savelli 2004 yılında yayınladıkları çalışmalarında Tiran Denizi'indeki son otuz yıllık hidrotermal aktiviteyi değerlendirmişlerdir. Çalışmada kıtasal çöküntü sonucu meydana gelen güney batıdaki hidrotermal oluşumlar mid-ocean dağ silsilesinden çok daha sığ olmaları sebebiyle oksihidroksit ve sülfat yönünden zengin oldukları, sülfat bileşiklerinin Zn ve Pb yönünden Cu ve Fe'e göre daha zengin olduğu, hidrotermal akışkanın deniz tabanının altındaki termo kimyasal reaksiyonlar sonucu Cu ve Fe in sülfat bileşiklerinden ayrılıp kaya ve sediment örtüsüne depoze olduğu, hidrotermal akışkanın (rölatif olarak Mn, Zn, Pb içeriği açısından) zenginleştiği, sülfat tuzları ve selenür yönünden tipik okyanus ortası sırtlarından (mid-ocean ridge) farklılaştığı belirtilmiştir (Dekov and Savelli, 2004).

Sıcaklık, aşındırıcı ortamlarda bile kolay ve güvenilir bir şekilde ölçülebilmesi sebebiyle hidrotermal alanlarda uzun süreli gözlemlerde yaygın kullanılan araçlardan biridir. Hidrotermal akışkanın sıcaklığı zaman içinde hidrotermal çıkış sisteminin aktivitesine bağlı olarak değişmektedir. Çıkış nıktası civarındaki biyotanın tanımlanmasında, yayılmasında, davranış özelliklerinin belirlenmesinde hidrotermal akışkanın rolü önemlidir. 1998 yılında Little ve arkadaşları tarafından sedimentli bir çıkış bölgesinde yapılan çalışmada gel-git frekansları ile hidrotermal akışkanın sıcaklığındaki değişimler arasında bir ilişki olduğunu göstermişlerdir (Aliani et al., 2004).

Ambitle Adası'nın batısındaki Tutum Körfezi'nde yapılan bir çalışmada hidrotermal akışkan ile deniz suyu karşılaştırıldığında hidrotermal akışkanın düşük düzeyde dD , $d^{18}O$, $d^{13}C$, ^{87}Sr ve yüksek düzeyde 3H , $d^{34}S(SO_4)$, $d^{18}O(SO_4)$ değerlerine sahip olduğu görülmüş. Uzun bir periyot boyunca yapılan izleme sonucu yukarıdaki izotopların değerleri Tutum Körfezi hidrotermal akışkanının hidrotermal çıkış noktası 5-10 m derinliğe sahip sahilde olmasına rağmen meteorik kaynaklı olduğunu göstermiş, bölgedeki kıyıya yakın diğer iki çıkışın ise ^{37}Cl , 3H , $d^{34}S(SO_4)$, $d^{18}O(SO_4)$ izotopları değerlendirilerek deniz suyu ile karıştığı ancak basit bir karışım modeliyle açıklanamayacağı sonucuna varılmıştır (Pichler, 2005).

Kuzey atlantikte Azores takım adalarında yapılan bir çalışmada ilk kez çıkışın çok yavaş olduğu bir bölge keşfedilmiş. Farklı fiziksel ve kimyasal özellikleri sebebiyle bölge iki tür hidrotermal çıkışa ev sahipliği yapmaktadır. Çıkış bölgesinde yaşayan bakterilerin rengine bağlı olarak beyaz ve sarı çıkışlar denmiştir. Beyaz bölgelerde sıcaklık ($\leq 43^{\circ}C$) düşük, H_2S , CH_4 , H_2 , Pb, Co elementleri yüksek düzeyde ve pH=5 olarak tanımlanmaktadır. Sarı bölgelerde H_2S , CH_4 , H_2 düzeyleri düşük, sıcaklık (yaklaşık $63^{\circ}C$), Fe, Bo, Mn yüksek seviyede ve pH=7 olarak tanımlanmaktadır. Bu bölgelerde yetişen tipik fauna ya rastlanamamıştır (Cardigos et al., 2005).

Geleneksel olarak hidrotermal sistem araştırmaları iki gruba ayrılmaktadır. Birinci grup çalışmalar derin su hidrotermal çalışmaları diğeri de sub-aerial hidrotermal yada jeotermal sistemlerdir. Üçüncü tip hidrotermal sistemler deniz ortamının sığ kesimlerinde veya kıyıya yakın kesimlerinde bulunmaktadır. Sığ su hidrotermal sistemleri deniz tabanında olmasına rağmen karadaki benzerlerinin bir çok özelliğine sahiptir. Sığ su hidrotermalleri derin deniz hidrotermal çıkışları ve karasal sıcak su kaynakları arasında geçiş karakteri sergilemektedir. Derin denizlerdeki ve karadaki akışkanların kaynağı net olarak tanımlanabilse de kıyısal bölgelerde (kıyıya yakın denizde, kıyıya yakın karada) akışkanın kaynağını tanımlamak güçleşmektedir. Bu kesimlerde hem karasal hem de denizsel akışkanlar birbirine karışabilmektedir. Bir hidrotermal sistemde akışkan meteorik, deniz suyu, yoğun su (connate), magmatik ve juvenile (juvenile) kaynaklarının birinden veya birden fazlasının bileşiminden oluşabilir. Farklı kaynaklardan suların karışımı hidrotermal sistemin jeokimyasını,

izotopik bileşim, kimyasal bileşim, sıcaklık profili yada gaz içeriği üzerinde etkiye sahiptir. Derin su hidrotermal sistemler mid-ocean dağ silsilesi ve deniz altı volkanik dağlarında akışkanların kaynağı deniz suyudur. Az miktarda magmatik katkı olsa da göz ardı edilebilecek seviyededir. Karadaki sistemlerde hidrotermal akışkan meteorik ve önemli derecede magmatik karakter sergilemektedir (Giggenboch, 1992; Pichkler'den, 2005).

Doğal radyo izotopların dağılımı ve konsantrasyonlarının belirlenmesi çalışmaları jeofizikte önemli bir ilgi alanıdır. Yer altı termal yapıların modellenmesi gibi teorik uygulamalar açısından da çok kullanışlıdır. Chiozzi ve arkadaşlarına (2002) göre kayalardaki radyojenik ısının ana kaynakları U, Th ve K dur. Bu bağlamda Chiozzi ve arkadaşları volkanik bir bölgede radyometrik ölçümlerin litolojik üniteleri haritalamada nasıl kullanılacağını ve hidrotermal süreçlerin bu bölgeleri nasıl değiştirdiğini göstermek amacıyla Lipari Volkanik Adasını seçmişlerdir. Sonuçlar volkanik döngü boyunca radyoelement dağılımının jeokimyasal uyumluluğu sergilediğini göstermekte, radyoaktivitenin en yüksek bulunduğu yerin inceleme bölgesinin doğu yöresi olduğunu, bu kısmın gelişmekte olan en genç aktif volkanik bir bölge olduğu, çalışma sahasının batı yakasındaki katmanların hidrotermal süreçten radyoelementlerin azalması şeklinde etkilendiğini göstermiştir (Chiozzi et al., 2007).

2.9. Bölgesel Jeoloji:

Karaburun Yarımadası ile Anadolu'nun hemen bağlantı noktasında bulunan inceleme alanının jeolojisi tüm Karaburun Yarımadası'nın jeolojisinden soyutlanamaz. Karaburun Yarımadası değişik araştırmacılar tarafından incelenerek farklı istifler sunulmuştur. Karaburun Yarımadası (İzmir) Karbonat istifinin stratigrafisi (1988) adlı bölgesel ilçekli çalışma temel alınmıştır (Erdoğan ve ark., 1988; Tarcan, 1988'den).

Karaburun istifinde en altta Üst Karbonifer yaşlı, bol fosilli kireç taşları ve kum taşlarından oluşan Alandere birimi yer alır. Birim üzerine arada çakıllı bir yüzey olmaksızın uyumlu olarak Alt Triyas yaşlı birimler oturur. Alt Triyas çok kısa mesafelerde yanal ve düşey yönde fasiyes değişimi sunan kayalarla temsil edilmiştir.

Alt Triyas içinde Karareis ve Gerence birimleri adı altında iki birim ayırtlanmıştır. Karareis birimi kum taşları, çörtler, pelajik kireç taşları ve az oranda çörtlü kireç taşlarından oluşmuştur. Karareis ve Gerence birimlerinin yaşı Skitiyen-Üst Anisiyen arasında değişmektedir. Daha üstte geçişli olarak Camiboğazı birimi bulunur. Lidiniyen-Karniyen yaşındaki bu birim massif kireç taşlarından yapıldır. Bu birimin üzerine stromatolitik dolomitler, megalodonlu kireç taşları ve kuvarsitik kum taşlarından oluşan, Karniyen-Resiyen yaşlı Güvercinlik birimi gelir. Güvercinlik birimi üzerine geçişli, dokanatla düzgün katmanlı kireç taşlarından oluşan Nohutalan birimi oturur. Nohut alan biriminin yaşı Liyas'dan Albiyen'e değin çıkmaktadır. Alt Tiryastan Alt Kretase'ye kadar uzanan ve devamlı bir istif niteliği gösteren bu birimlerin üzerine Kampaniyen-Meagrihtiyen yaşlı karbonat ve filiş fasisinde kayalardan oluşan Balıklıova birimi açısız uyumsuzlukla oturmaktadır. Neojen, Gölsel tortullarla ve bazalttan-riyoriolite kadar değişen volkanik kayalarla temsil edilir (Tarcan, 1988).

2.9.1. Yapısal Jeoloji:

Şiddetli ve çoklu deformasyon geçirmiş olan inceleme alanındaki yapısal öğeler faylar, kıvrımlar, eklem ve çatlaklar olmak üzere üç ana grupta incelenebilir. Tortul kayalarda katman eğimli değişken olmakla birlikte çoğunluk doğuya doğrudur. Eğim dereceleri neojen yaşlı çökellerde (Yağcılar biriminde) yatay yada yataya yakın, Mesozoyik oluşuklarında ise 30°ve 40° civarındadır. Bu eğim dereceleri yer yer artmaktadır. Volkanik kayaların tortullarla olan dokanakları ayrımlı kaya uyumsuzluğu, yağcılar biriminin mesozoik oluşuklarla dokanağı açısız uyumsuzdur.

a- Faylar :

Üst kretase – Paleosen sıralarında filiş çökeliyle birlikte gelişen yaklaşık doğu-batı yönlü sıkışma yektoniği, İçmeler Kireçtaşı biriminin Demircili karmaşığı üzerine bindirmesine neden olmuştur. Dokanağa yakın kesimlerde İçmeler Kireçtaşı biriminin eğimi artmakta yer yer düşey katmanlanma sunmaktadır.

Dokanağa yakın kesimlerde serpantinler içinde bu sıkışma nedeniyle krizotil aspest oluşumu gerçekleşmiştir. İçmeler Kireç taşı birimi filiş henüz katılaşmadan naplaşmaya uğramıştır. Demircili karmaşığının üzerinde bulunan İçmeler Kireçtaşı biriminin üst seviyelerinde yer yer filişe ait sıvamalar gözlenmektedir.

Miyosen sonu-Pliyosen volkanizmasıyla birlikte bölge, gravite tektoniğinin etkisinde kalarak yaklaşık D-B yönlü tansiyonel rejimin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bunun sonucunda gelişen Söğütköy fayı ve Kapıkaya fayı düşeye yakın eğim atımlı normal faydır. Söğütköy fayı yer yer Gülbahçe volkanik biriminin dokanağını oluşturmaktadır ve Söğütköy karstik kaynağı ile Gülbahçe Kaplıcası bu fayın oluşturduğu süreksizlik boyunca yüzeylemektedir. Kapıkaya fayı da olasılıkla güneyde Zongurlu Boğazı'ndan başlar, yer yer Yağcılar birimi ile imeler kireç taşı biriminin dokanağını oluşturur. Bu fay boyunca üç karstik kaynak doğrusal bir hat boyunca sıralanmıştır. Bu fay İçmeler Mevkii'ne doğru Demircili Karmaşığını da keserek olasılıkla alüvyonun altında da devam eder ve Gülbahçe Körfezi'nde denize ulaşır. Kapıkaya fayı İçmeler Mevkii'nde kuzey batıya doğru uzanır ve İçmeler Karstik Kaynağı bu fay boyunca yüzeyleyebilir. Bu fay olasılıkla Gülbahçe Kaplıcası'na değin uzanır ve Söğütköy fayı ile kesişir. Bu hat boyunca uzanan bir kalsit damarı, katman eğimlerinin değişmesi ve topoğrafya bu olasılı fayın verileridir.

b- Kıvrımlar :

Üst Kretase-Paleosen sıralarında gelişen sıkışma tektoniği Demircili karmaşığı içinde sık gözlenen küçük ölçekli kıvrımların oluşumuna neden olmuştur. İçmeler kireç taşları içinde de katman eğim ve doğrultularında sık sık dönmeler yersel kıvrımlanmalar bulunmaktadır (Yaman,1999).

Yağcılar birimi de kendi içinde küçük geniş açılı kıvrımlara sahiptir.

2.10. Ağır Metaller:

Yirminci yüzyılda pek çok bilimsel gelişme yaşanmıştır. Bunlardan en önemli olanı sanayileşme ve teknoloji alanında meydana gelen gelişmelerdir. Diğer taraftan

özellikle kimya alanındaki gelişmeler ilerleyen yıllarda ciddi çevre problemlerinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. endüstri devriminin ardından başlayan çevre kirliliği özellikle İkinci Dünya Savaşı'nın ardından tüm dünyaya yayıldı.

İçinde bulunduğumuz sanayi ve teknoloji çağında mevcut üretim faaliyetleri, nüfus artışı, kırsal bölgeden kentsel bölgelere göç, çarpık şehirleşme, doğal alanların tahribi gibi faaliyetler sonucunda su ortamları hızla kirlenmektedir. Kirlenme suyun fiziksel, kimyasal ve biyolojik özelliklerini etkilemektedir. Su ortamındaki kirlilikleri belirlemede günümüze kadar en yaygın kullanılan metodlar genelde suyun kimyasal analizleridir. Ancak kimyasal yöntemler su ortamındaki organizma üzerinde kirleticilerin etkisini gösterememektedir. Akuatik organizmalar buldukları su ortamı ile denge içerisinde olduklarından su ortamının potansiyel kirlilik seviyesini biyolojik açıdan temsil edebilirler. Su ortamındaki besin zinciri de göz önüne alındığında kirleticiler (organic kökenli olan PAH (poli aromatic hidrokarbonlar), PCB (poli klorlu bifeniller), pestisitler; inorganic kökenli olan ağır metaller...) bir organizmadan başka bir organizmaya ve insana kadar ulaşabilmektedir.

Sucul ortamlardan göl, nehir, deniz ve okyanuslar insanlar tarafından uzun bir süredir görmezden gelinerek sınırsız kapasitedeki atık bölgeleri olarak görülmektedir. Endüstriyel atık suların, zirai kaynaklı suların ve evsel atık suların sahil sularına geniş ölçüde deşarjı dünyanın bir çok kesiminde giderek yaygınlaşmaktadır. Bunun sonucu olarak, sahil ve iç kesimlerdeki su ortamlarında kirlilik hızla artmaktadır. Su ortamları, günümüzde atıkların çoğu için ideal bir deşarj yeri olarak kabul edilmiş, basit ve ucuz bir bertaraf seçeneği olarak geniş uygulama görmüştür. Gelişmiş ülkeler de dahil olmak üzere kabul edilen bu kavram zehirli kimyasal maddelerin biyolojik birikiminin ve bazı kirleticilerin su ortamlarında uzun süre kalması nedeniyle ekolojik zehirlenmenin artarak bugünkü vahim duruma gelmesine yol açmıştır. Bu kirlenme suyun fiziksel, kimyasal ve biyolojik özelliklerini etkilemektedir. Akuatik kirliliği belirleyici bu özellikler izlenerek problemlerin çeşitli çözüm yollarına gidilmektedir. Bunun için kirleticilerin konsantrasyonları kimyasal olarak belirlenmektedir. Ancak bu yöntemler su ortamındaki potansiyel kirliliği belirlemede yetersiz kalmaktadır.

Yapılacak izlemelerde yeni tekniklerin geliştirilmesine ihtiyaç vardır ve bu da zaman almaktadır.

Günümüze kadar, su ortamındaki kirlilikleri izlemede geleneksel metotlar suyun kimyasal analizleri idi. Ancak bu veriler su ortamında yaşayan biota üzerindeki kirleticilerin etkisini gösterememektedir. Bu nedenlerle son yıllarda yapılan çalışmalarla akuatik kirliliği belirlemede organizmalardan yararlanılmaktadır. Organizmalar onları çevreleyen ortam ile denge halinde yaşadığından bütünleştirici örnekleme aracı olarak düşünülebilir. Organizmalar kirleticilerin organizma içi konsantrasyonları ve bunun sonucunda oluşan biyolojik etkiler arasındaki ilişkinin özelliklerinin anlaşılmasını sağlayabilirler. Doğal ekosistemde sürekli, dengeli bir madde ve enerji döngüsü vardır. Ekosistemi oluşturan canlı grupları birbirine besin zinciri ile bağlıdır. Aldıkları besinleri enerjiye dönüştürüp kullanır, bir kısmını da depolayıp besin zincirinin bir üst halkasındaki canlıya aktarırlar. Canlılardan herhangi birinin kirleticiler ile zarar görmesiyle, madde ve enerji döngüsündeki bu zincirler kırılmakta, canlılar arasında var olan karşılıklı etkileşim bozulmaktadır. Zincirin farklı basamaklarında bulunan canlı grupları arasındaki besin ve enerji transferi engellenmektedir.

Ekosistemde canlılar arasındaki dengeyi bozan kirleticileri organik ve inorganikkirleticiler olarak sınıflandırmak mümkündür. Bu kirleticiler metaller, pestisitler, Poli Klorlu Bifeniller (PCB), Poli Aromatik Hidrokarbonlar (PAH) 'dır. Bunlar organizmalara toksik etki yapmaktadırlar. Toksik bir madde “ herhangi bir organizmada veya onun yavrularında ölüme, hastalığa, anormal davranışlara, fiziksel veya üreme bozukluklarına ya da fiziksel deformasyonlara neden olabilen, besin zinciri veya diğer maddelerle birleşmesi durumundaki konsantrasyonlarda zehirlenme etkisi oluşturabilen madde” olarak tanımlanmaktadır. Bir maddenin toksisitesi ise hedef bölgede maruz kalınan biyolojik olarak kullanılabilir konsantrasyonu ile belirlenir. Biyolojik olarak kullanılabilir bölüm ise; hedef bölgedeki etkili konsantrasyonun tam olarak belirlenmesi oldukça güç olan vücut hasarları ile belirlenebilir. Verilen bir etki altında kalma konsantrasyonundaki kullanılabilir kısım farklı organizmalar için organizmanın morfoloji ve fizyolojisine bağlı olarak farklılık

gösterebilir. Toksik etki oluşturabilen maddeler çok çeşitli konsantrasyonlarda olabilir. USEPA (U.S. Environmental Protection Agency) tarafından ters etki şu şekilde tanımlanmaktadır: Organizmanın tepkisinde ek bir müdahale gerektiren, verimi veya tüm organizma performansını etkileyebilen ve fonksiyonel bozulma ile sonuçlanan herhangi bir biyokimyasal, psikolojik, anatomik, patolojik ve/veya davranış değişikliğidir (Taylan Z.S., Özkoç H.B.,2007)

Kirleticilerden organik kontaminantların aksine, inorganik kökenli olan ağır metaller konsantrasyon ya da toksisitelerini azaltan parçalanma işlemine uğramazlar. Bazı ağır metaller akuatik organizmalara doğrudan zehirli olan çoğu deniz ve nehir organizması tarafından önemli seviyelerde birikirler. Bu birikim, hem sahil ortamındaki canlılar üzerinde metallerin muhtemel zararlı etkileri, hem de insan sağlığı üzerindeki potansiyel etkileri açısından bir fikir verir. Bu sebeple izleme programları hem nehir hem de sahil bölgelerinde metallerin geçici ve kalıcı biyo kullanılabilirliklerini belirlemek için gereklidirler. İndikatör organizmalar ağır metalin alımı, atılımı ve biyo kullanılabilirliğinin izlenmesinde ve toksik etkilerin belirlenmesinde kullanılabilir, buldukları su ortamları ile doğrudan temas halinde olduklarından su ortamındaki kirleticileri alarak bünyelerinde biriktirebilirler ve bu sayede ortamın kirlilik seviyesi hakkında bilgi verebilirler.

2.10.1. Ağır Metal Kaynakları:

Metaller ve bileşikleri yerkabuğunda değişik konsantrasyonlarda bulunurlar. iz metaller çevre kirlenmesi bakımından yüksek konsantrasyonlu metallere oranla çok daha tehlikelidirler. Tabii minerallerdeki metaller normal olarak çözünmeyen bileşikler halinde olup canlı organizmalara zararsızdırlar. Buna karşılık bunların çözünen türevleri, genellikle organizmalar için toksiktirler. Ağır metaller çevrede özellikle biyosferde geniş bir yayılım gösterirler, bu sebeple zararlı formdaki konsantrasyonları önemli boyutlara ulaşır.

Kirleticiler, genelde iki ana kaynaktan sucul ortama ulaşırlar. Noktasal deşarjlar; atık su deşarjları, endüstriyel kaynaklardan gelen atık sular; noktasal olmayan deşarjlar; tehlikeli atık bertaraf bölgeleri ve kaza sonucu sızmalardan salınan

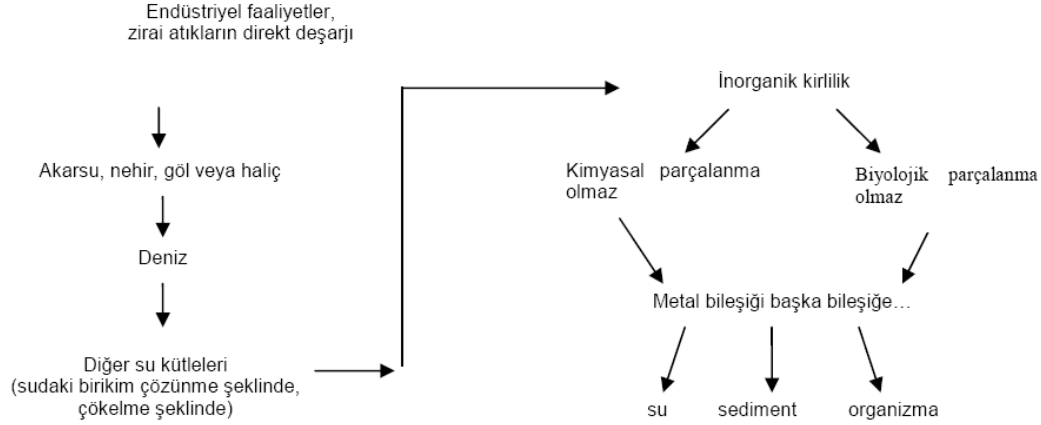
maddeler şeklinde olmaktadır. Noktasal kaynakların tiplerini karakterize etmek genelde kolaydır. Aksine noktasal olmayan deşarjlar, zirai alanlardan gelen pestisitler, kontamine olmuş topraklar, ve akuatik sedimentlerden, atmosferik birikimlerden ve yerleşim alanlarından gelen sızıntı kaçaklarını karakterize etmek daha zordur. Çoğu durumda noktasal olmayan kaynaklardan gelen deşarjlar kompleks karışımlardır, toksik maddelerin miktarını, deşarjların miktarını ve zamanlamasını tahmin etmek zordur. Noktasal olmayan deşarjlardaki en zor görüşlerden biri bileşenlerin toksik karakterlerini değiştirebilmesidir.

Noktasal olan ve olmayan kaynaklardan gelen atık sularda bazen eser miktarlarda bazen de yüksek miktarlarda metaller bulunabilir. Bu metaller deşarjın yapıldığı noktadan itibaren akarsu, nehir, göl ve haliçlerden deniz ve okyanuslara kadar ulaşabilirler. Deniz ortamına giren kirletici maddelerin çoğu karasal kaynaklıdır. Bunlar karadan denizlere; akarsular, yağmur ve kıyı bölgelerdeki atıklar ile taşınır.

Doğal şartlar altında denizlerdeki ağır metallerin en önemli kaynağı olarak nehirler görülmektedir. Genel olarak nehirlerle taşınan ağır metallerin büyük bir kısmı çözülmüş halde taşınmaktadır. Partiküler formdaki ağır metal formlarının ise sadece bir kısmı denizlere ulaşmaktadır (Şekil 2.9). Çünkü akarsuyun hızı azaldıkça çökeltme meydana gelir ve körfezlerde tuzlu su ile tatlı su karıştığı zaman çeşitli fiziksel-kimyasal değişimler olur. Metal kirlenmesi iletim, rüzgar ve sularla bir yerden başka bir yere sürüklenirler. Bu şekilde bir dağılmanın yararlı yönleri yanında konsantrasyon azalımı gibi zararlı yönleri de vardır. Böylelikle hiç kirlenmemiş bölgelere kirlilik taşınabilir.

Sonuçta metal kirliliğinin çoğu sularda birikir. Sulardaki birikim, çözünme şeklinde olabileceği gibi, çözünmeden suların dibinde çökeltme şeklinde de olabilir. Bu şekilde bir kirlenme endüstriyel ve zirai atıklardan meydana geldiği gibi herhangi bir yolla atmosfere verilen metal türü maddelerden de meydana gelebilir. Atmosfere verilen metal türü maddeler sonunda yeryüzüne dönerler ve akarsular yolu ile su yataklarına sürüklenirler. Metal kirlenmesi, organik kirlenmeler gibi kimyasal ve

biyolojik yollarla parçalanmazlar, bir metal bileşiği başka bir metal bileşiğine dönüşür. Dönüşme ne olursa olsun metal iyonu kaybolmaz.



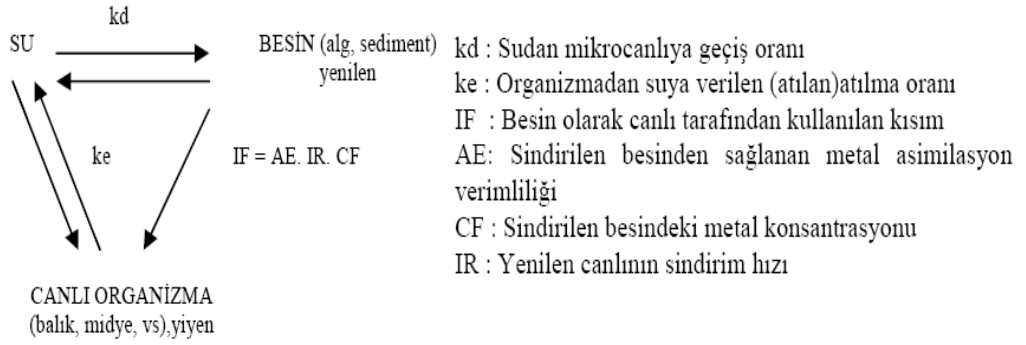
Şekil 2.9 Metalin su ortamında izlediği yol (Taylan Z.S., Özkoç H.B.,2007)

2.10.2. Sucul Ortamlarda Metal Kirliliği:

Günümüze kadar su ortamındaki kirlilikleri belirlemede çoğunlukla suyun kimyasal analizleri kullanılmaktaydı.. Ancak bu ölçümler tek başına yeterli olmamakta, tamamlayıcı diğer analizlerin de yapılmasını gerekli kılmaktadır.

Su ortamları tek başına su kütlelerinden ibaret olmayıp, bünyesinde bir çok hayvan ve bitki kökenli yüzen veya dipteki sediment tabakasında yaşayan organizma grupları ihtiva etmektedir. Kirleticiler sadece suda çözünmekle kalmayıp, ortam şartlarına göre organizmaya geçmekte, besin zincirinde birikmekte veya dibe çökmektedirler. Dolayısıyla bir kirletici sadece suda değil, aynı zamanda o su ortamında bulunan tüm canlıların yapısına geçmektedir.

Su ortamlarında ağır metal üç şekilde ölçülebilir; suda, sedimentte ve canlıda (Şekil 2.10). Suda, sedimentte ve organizmalarındaki kirlilik seviyelerinin belirlenmesiyle ve izlenmesiyle ilgili pek çok çalışma yapılmıştır. Bu üç bileşen ya kirletici seviyelerini izlemek ya da kirleticilerin çevresel davranışlarını tanımlamak için kullanılmıştır (Taylan Z.S., Özkoç H.B.,2007)



Şekil 2.10. Su-sediment-canlı arasındaki etkileşim (Taylan Z.S., Özkoç H.B.,2007)

Kadmiyum

Kadmiyum doğada kadmiyum sülfat ve sülfid, kadmiyum oksit, kadmiyum klorür şeklinde ve genelde çinko, bakır ve kurşun madenleriyle birlikte ince partiküller halinde bulunur (10 $\mu\text{mol/L}$ 'den az). Atmosferde ana kimyasal tür CdO olmasına rağmen diğer kadmiyum tuzları da bulunabilir.

Otomotiv ve metal endüstrisinde kullanılmaktadır. Kadmiyum özellikle deniz ve alkali ortam korozyonuna karşı mukavemeti nedeniyle demir, çelik, pirinç ve alüminyum kaplamasında kullanılmaktadır. Kadmiyum kaplamaları elektrik, elektronik, otomotiv ve uzay sanayinde çok yaygındır. Kadmiyumun en önemli kullanım alanı *Ni-Cd*, *Ag-Cd*, *Hg-Cd pilleridir*. Normal Ni-Cd pilleri günlük hayatta kullanılan elektronik cihazlarda, büyük kapasiteli olanları ise uçak ve gemilerde geniş bir tüketim alanı bulmuştur. Kadmiyumun yoğun olarak kullanıldığı diğer bir alan da boya endüstrisidir. Kadmiyum bunlardan başka stabilizatör olarak plastik ve sentetik elyaf sanayinde, televizyon tüpleri ve floresan lamba yapımında, nükleer reaktör kontrol sistemlerinde ve alaşımlarda kullanılmaktadır. Pencere profilleri sıkça kadmiyum ile sağlamlaştırılmaktadır.

Nikel:

Gümüşümsü beyaz renkli sert bir metaldir. Nikel bileşikleri pratik olarak suda

çözünmez. Suda çözünebilir tuzları klorür, sülfat ve nitrattır. Nikel biyolojik sistemlerde adenozin trifosfat, amino asit, peptid, protein ve deoksiribonükleik asitle kompleks oluştururlar.

Nikel yer kabuğunda 58-94 mg/kg arasında değişen oranlarda bulunur. Sudaki doğal nikel miktarı çok düşüktür. Amerika' da yapılan çalışmalarda bu miktar 4,8 µg /L olarak belirlenmiştir. Nikel miktarı kayalarda 2-60 mg/kg, çiftlik toprağında 5-500 mg/kg, Kanada ham petrolünde 0,29-76,6 mg/kg, kömürdeki nikel oranı ise 2 g/kg olarak saptanmıştır.

Atmosferdeki nikel oluşum kaynaklarının başlıcasını fuel-oil ve bunun kalıntılarının yakılması, nikel madeninin işlenmesi ve rafine edilmesi, belediye atık insineratörleri (atıkları yakıp kül haline getiren makine veya alet), kömürün yakılması sonucunda meydana gelen nikel sülfat emisyonu havadaki nikel sülfat emisyonunun %20-80' ini oluşturur. Avrupa' nın bazı ülkelerinde kentlerden uzak alanlarda 0-0,6 ng/m³, kent yakınında 9-50 ng/m³, kentlerde ise 60-300 ng /m³ nikel derişimleri gösterilmiştir (Boğa A., 2001)

Nikel demir üretiminde, diğer metallerin alaşımlarında, metallerin elektrolizle kaplanmasında katalizör olarak, paranın basılması sırasında, bazı bataryalarda, elektronik aksam pillerinde, propilen ve renkli camların boyanmasında kullanılır.

Kobalt :

Kobalt 1737 yılında George Brandth tarafından bulunmuştur. Demir, nikel ve diğer metallerle birleştirilerek, "Alnico"adı verilen ve alışılmışın dışında manyetikleme gücüne sahip olan alaşımın eldesinde kullanılmaktadır.

Manyetik ve paslanmaz çelik eldesinde, jet türbinlerinde ve gaz türbin jeneratörlerinde kullanılan alaşımların üretiminde de kullanılır. Dayanıklı ve oksitlenmeye karşı dirençli bir metal olması nedeniyle elektrolizle kaplama işleminde ve porselen ve cam sanayilerinde kalıcı ve parlak mavi rengin üretilmesinde kobalt tuzları kullanımı yaygındır. Kanser tedavisinde ⁶⁰Kobalt izotopu kullanılmaktadır.

Çinko:

Çinko birçok mineralde bulunur. Çinko filizleri önce karışık oksitler elde etmek üzere kavrulur sonra karbonla indirgenerek çinko ve kadmiyum metalleri karışımı elde edilir. Kadmiyum ve çinko damıtma ile ayrılır.

Çinko otomotiv, azotlu gübre, cam, çimento, metal, petrol, plastik-sentetik madde, termik enerji ve çelik endüstrisinde geniş oranda kullanılmaktadır. Bu nedenle atık sular bu nedenle çinko açısından incelenmelidir.

Magnezyum:

Adını Manisa yakınlarındaki Magnesia antik şehrinden almaktadır⁴³. Toprakta değişik bileşikler halinde bulunur. Magnezyum çok hafif, havada parlak bir ışıkla yanabilen, beyaz bir madendir. Atom sayısı 12, atom ağırlığı 24,32' dir. Yoğunluğu 1,74 g/cm³ olan, 650°C'de eriyen ve 1200°C'de kaynayan gümüş beyazlığında katı maddedir. Kolayca dövülebilir, fakat çok dayanıklı olmadığı için tel haline getirmek güçtür. Kuru havadan etkilenmez, nemli havada ise oksitlenir.

Yeryüzü kabuğundaki magnezyum'un en fazla bulunduğu yer denizlerdir. Denizlerde magnezyum klorür olarak ortalama % 0,13 oranında bulunan magnezyum'un deniz yüzündeki derişimi iki misline yükselmektedir. Denizlerdeki magnezyum rezervi 1968 yılında dünyanın bilinen doğal manyezit yataklarının 700.000 katıdır. Göller ve yer altı tuz birikintilerinde önemli magnezyum rezervleri vardır. Şekil 2.12 de ağır metallerin biyolojik süreçlere katılışlarına göre sınıflandırılmaları görülmektedir.

Delanetherie 1795'lerde karbonat, sülfat, nitrat ve klorürlü bir seri magnezyum tuzları için manyezit terimini kullanmıştır.

A.Brongmart ise aynı terimi magnezyum karbonat ve silikatlar için kullanmış, 1803 yılında "C.F.Ludwing Moravia"da tabii magnezyum ve 1808 yılında "D.L.G. Karsten" magnezyum karbonata "magnezit" adını vermiştir. Magnezitin, metalurjik işlemlerde refrakter olarak kullanılmasına ait ilk bilgiler 1866-1868 yıllarına aittir. 1890

yılında magnezit, Avrupa'da Bessemer ve açık fırınlarda astar olarak kullanılmaya başlanmıştır (Boğa A., 2001).

Kurşun:

Biyosfere insan faaliyetlerine bağlı olarak önemli oranda yayılan kurşun, günümüzden 4000-5000 yıl öncesinde, antik uygarlıklar tarafından gümüş üretimi esnasında yan ürün olarak keşfedilmiş ve tarih boyunca kurşun üretimi ve kullanımı giderek artış göstermiştir. Kurşun, Roma İmparatorluğunda su borularında, su saklama haznelerinde kullanılmıştır ve günümüz bilim adamları ve tarihçiler bu kullanım şeklinin Roma İmparatorluğunun sonunu hazırladığı görüşünü ortaya atmaktadırlar. Kurşun zehirlenmesi sonucu, yönetici sınıfının düşünme kapasitesinin düşmesi, doğum oranlarındaki azalış ve kısalan yaşam süresinin bu çöküşün temelini oluşturduğu iddia edilmektedir. Kurşun insan faaliyetleri ile ekolojik sisteme en önemli zarar veren ilk metal olma özelliği taşımaktadır. Kurşun atmosfere metal veya bileşik olarak yayıldığından ve her durumda toksik özellik taşıdığından çevresel kirlilik yaratan en önemli ağır metaldir. 1920' lerde kurşun bileşikleri (Kurşuntetraetil $Pb(C_2H_5)_4$) benzine ilave edilmeye başlanmıştır ve bu kullanım alanı kurşunun ekolojik sisteme yayılımında önemli rol oynar (227.250 ton/yıl ABD). Günümüzde kurşunsuz benzin kullanımı ile atmosfere kurşun yayılımı azalmakla beraber kurşunsuz benzin bileşiminde bulunan kurşun bir çok birincil metal üretim aşamasından atmosfere kurşun ve bileşiklerinin yayılımı devam etmektedir. Dünyada en yaygın kurşun kullanımı kuzey Amerika'dadır ve yıllık tüketim 1,300,000 ton seviyelerine ulaşır ve bu kullanım koşullarında atmosfere atılan miktar yıllık 600,000 ton seviyelerine ulaşır.

Kurşun 20. y.y.'da yüksek oranlarda paslanmaya karşı oksit boya hammaddesi olarak kullanılmıştır. Kurşun oksidin hafif tatlımsı bir tadının olması çocukların bu boya maddelerinin döküntülerini yemelerine ve dolayısıyla özellikle kurşuna karşı hassasiyetleri daha fazla olan küçük çocuklarda ciddi problemlere sebep olmuştur. Almanya ve diğer gelişmiş ülkelerde 1971' de boya maddelerindeki kurşun kullanımı ve 1979' da ise yemek saklama kutularındaki kurşun kullanımını sınırlayıcı yasalar

çıkarılmıştır. Kurşunun diğer önemli kullanım alanları ise; teneke kutu kapakları, kurşun-kalay alaşım kaplar, seramik sırları, böcek ilaçları, aküler vb. alanlardır.

Kurşunlu benzin ve boya maddelerinin yanı sıra yiyecekler ve su da kurşun kaynağı olabilmektedir. Özellikle endüstriyel ve şehir merkezlerine yakın yerlerde yetişen yiyecekler; tahıllar, baklagiller, bahçe meyveleri ve birçok et ürünü bünyesinde normal seviyelerin üzerinde kurşun bulundurur. Su borularında kullanılan kurşun kaynaklar ve eski evlerde bulunan kurşun tesisatlarda, kurşunun suya karışmasına sebep olabilmektedir.

Endüstriyel olarak kuyumculuk sektöründe altın rafinasyon ve geri kazanımı esnasında uygulanan “Kal” işlemi illegal olarak önemli oranda kurşunun oksit halinde atmosfere atılmasına neden olmaktadır.

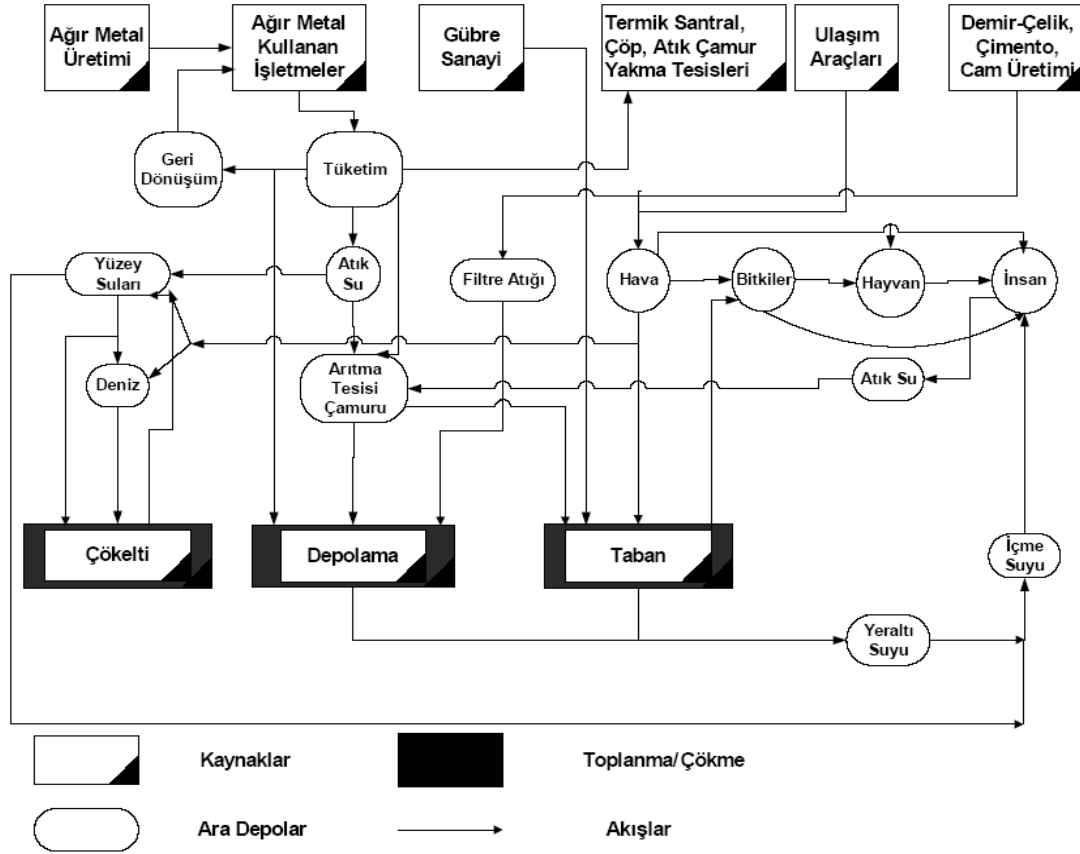
Kemiklerde biriken kurşun zamana bağlı olarak (yarılanma ömrü yaklaşık 20 yıl) çözünerek böbreklerde tahribata neden olur. Kurşun bir nevi nörotoksindir ve anormal beyin ve sinir sistemi fonksiyonlarına sebep olmaktadır. Ekolojik olarak kurşun katı olarak çökme eğilimindedir ve özel durumlar dışında kompleks oluşturmaz. Genellikle doğaya salınan kurşun zor çözünür bileşikler ((Pb₃(PO₄)₂, Pb₄O(PO₄)₂, Pb₅(PO₄)₃OH), (PbCO₃) (PbS). Oluşturur, bu nedenle beslenme zincirinde yer alan bitkilerden kurşun alınımı sözkonusu değildir (Boğa A., 2001).

Krom:

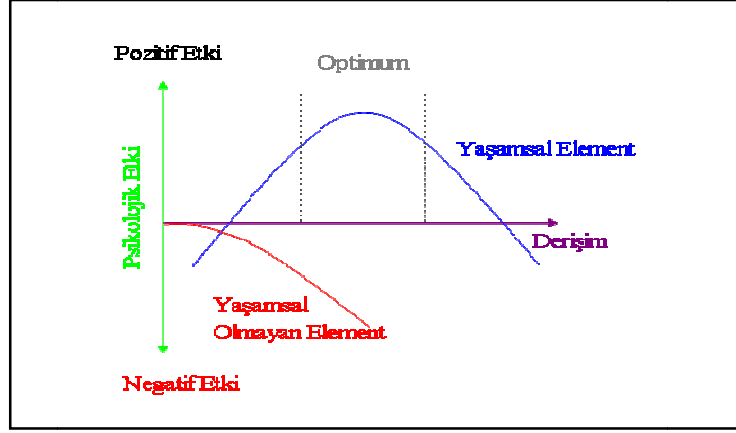
Vücutta insülin hareketini sağlayarak karbonhidrat, su ve protein metabolizmasını etkileyen krom, doğada her yerde bulunan bir metal olup havada > 0.1 µg/m³ ve kirlenmemiş suda ortalama 1 µg/L bulunur. Pek çok toprakta az miktarda krom (2 - 60 mg/kg) bulunurken, kirlenmemiş bazı topraklarda bu değer 4 g/kg' a kadar çıkmaktadır [015,017]. İlk kez 1789 da Fransız L. N. Vauquelin tarafından üretilmiş ve çok renkliliğinden dolayı Yunanca renk anlamına gelen krom olarak adlandırılmıştır. Günümüzde özellikle alaşım elementi olarak kullanılmaktadır. Krom içeren minerallerin endüstriyel oksidasyonu ve fosil yakıtların, ağaç ve kağıt ürünlerin yanması neticesinde doğada (hexavalent) altı

değerlikli krom oluşmaktadır. Okside krom havada ve saf suda nispeten kararlı iken ekosistemdeki organik yapılarda, toprakta ve suda üç değerliğe geri redüklenir. Kromun kayalardan ve topraktan suya, ekosisteme, havaya ve tekrar toprağa olmak üzere doğal bir dönüşümü vardır. Ancak yılda yaklaşık olarak 6700 ton krom bu çevrimden ayrılarak denize akar ve okyanus tabanında çöker. Kromun başta insan bünyesinde olmak üzere canlı organizmalardaki davranışı oksidasyon kademesine ve oksidasyon kademesindeki kimyasal özelliklerine ve bulunduğu ortamdaki fiziksel yapısına bağlıdır. Şekil 2.11’de ağır metallerin doğaya yayılımları görülmektedir.

Krom daha çok sulu ortamlarda birikerek çoğalır. Dolayısıyla yüksek seviyelerde kroma maruz kalmış balık yemek oldukça tehlikelidir.



Şekil 2.11 şemati olarak ağır metallerin doğaya yayınımları
(http://www.metalurji.org.tr/dergi/dergi136/d136_4753.pdf)



Şekil2. 12 Ağır metaller biyolojik proseslere katılma derecelerine göre yaşamsal ve yaşamsal olmayan olarak sınıflandırılırlar (http://www.metalurji.org.tr/dergi/dergi136/d136_4753.pdf)

3. MATERYAL METOD

3.1. ÇALIŞMA BÖLGESİ:

Çalışma bölgesi olan Gülbahçe Körfezi İzmir'in merkezine 45 km uzaklıkta bulunmaktadır. Körfez çevresindeki kara parçası jeolojik açıdan dokuz ana birimde incelenir. Bu birimler, Andız kumtaşı birimi, İçmeler kireçtaşı birimi, Demircili karmaşığı, Yağcılar birimi, Orta tepe basalt birimi, Ballıkaya çakıltaşı birimi, Alüvyon, Kızıltepe volkanik birimi ve Gülbahçe volkanik birimi olarak adlandırılırlar.

Andız Yarımadası'nda çok küçük bir alan kaplayan ve çok kısa aralıklarla fasiyes değişimi sunan birim, başlıca grimsi sarı renkli, açık sarı ayrışma renkli kumtaşlarından oluşur. Yer yer çakıllı düzeyler içeren, ortaç-kaba taneli, çok örnek bileşenli kum taşları "litarenit" sınıfına girmektedir.

Değişik tipte karstik kireçtaşlarından oluşan İçmeler Kireçtaşı Birimi Urla-İçmeler'den başlayarak güney batıda Sığacık Körfezi'ne kadar uzanır. Krem beyaz, açık gri, koyu gri ve grimsi siyah renk tonlarında gözlenen birim, bol çatlaklı, ortaç dayanımlı kireçtaşları ve yersel dolomitik kireçtaşlarından yapıldır.

Çalışma alanında önemli yer tutan Demircili Karmaşığı birimi filiş fasiyesinde tortul kayalar ve mafik volkanik ara katkılardan yapıli bir yapı ve bu yapı içinde yüzen irili ufakli kireç taşı bloklarından oluşmuştur. Değişik türde kayaların oluşturduğu karmaşık bir birimdir.

Neojen yaşli çeşitli çökel kayalarından oluşan Yağcılar Birimi geniş yayılım gösteren birimlerdenidir. Tabanda gri pembe renkli bir taban çakıltaşıyla başlayan birim üste doğru kumtaşı, çamurtaşı, marn, kil ve yer yer tüfit araldanmasıyla sürer.

Yağcılar Köyü'nün yaklaşık 2 km güneybatısında Orta Tepe çevresinde yayılım gösteren ve üzeri çam ormanı ile makiler tarafından örtülü olan bazaltlar sarımsı kahverengi ayrışma renkli, taze kırık yüzeyleri siyah, mikrokristalin, mafik mineralli, sert, dayanımlı ve sütun eklemlidir.

Genellikle çalışma alanının kuzey kesiminde yer alan Alüvyon Birimi düz ovaları oluşturur. Başlıca kum, çakıl, kumlu çakıl, killi kum, silisli kum ile kil ve siltlerden oluşan alüvyonun ortalama kalınlığı 0-20 m arasında değişmektedir. İçmeler Mevkii'inde bu kalınlığın artarak 60-70 m ye kadar eriştiği sanılmaktadır. Tüm birimleri uyumsuz olarak örten alüvyon holosen (günümüz) yaşındadır.

Kızıl Tepe Volkanik Birimi asidik volkanit türevlerinden oluşur. Som sarp ve çoğunluk bitki örtüsünce fakir tepeleri oluşturur. Kırmızımsı kahverengi ve gri ayrışma renkli, taze kırık yüzeyleri açık renk tonlarında gözlenen Kızıl Tepe Volkanik Birimi sert, dayanımlı, bol çatlaklı, mikrokristalin dokuda riyolit ile trakit arasında değişen volkanik kayalardan yapılidir. Birimde kuvars, feldspat ve yer yer biyotit kristalleri gözlenmektedir. Çoğunluk riyolitik volkanitlerden oluşan birimde yer yer gözlenen sanidin kristali birimin riyolit-trakit arasında değişen volkanit türevlerinden yapıli olduğunu gösterir (Tarcan 1989).

Ballıkaya Çakıltaşı Birimi çok örnek bileşenli çakıl ve yer yer bloklardan oluşur. Aramadde kum kil boyutlarında tanelerden oluşur.

3.1.1. Gülbahçe Volkanik Birimi:

Tüf, alomera ve andezitlerden oluşan birim çalışma alanının batısında geniş yayılım sunar. Çoğunluk bitki örtüsünce fakir som, sarp tepeleri oluştururlar. Tüfler kirlili beyaz renkli ve az dayanımlıdır. İçlerinde gaz boşlukları ve yer yer pümeks yapıları içerirler. Gülbahçe volkanik biriminin alt kesimlerinde gözlenen tüfler üste doğru dereceli olarak aglomeralara dönüşür. Irili ufaklı andezit çakıl ve blokları ile tüf aramaddesinden oluşan aglomeralar ortaç dayanımlıdır. İçerdikleri andezit çakıl ve bloklarının boyutları 5-40 cm arasında değişmektedir. Siyahımsı gri ayrışma renkli, gri-pembe arasında değişen taze kırık yüzey renkli, sert, dayanımlı, massif yersel akma yapıları içeren, bol çatlaklı andezitler Gülbahçe volkanik biriminin üst seviyelerinde yer alır. Kuvars, Plajiyoklas ve biotit kristalleri yer yer çıplak gözle de görülmektedir (Tarcan 1989)

3.1.2. Gülbahçe Volkanik Birimi Hidro Jeolojik Özellikleri:

Bu birim içinde yer alan andezitler bol kırıklı ve çatlaklı olmaları nedeniyle jeolojik ve morfolojik koşullara da bağlı olmak üzere az miktarda oldukça kaliteli yeraltısu içerirler. Tatar Çeşme ve Gülbahçe Kaynakları bu birimde yer alır ve memba suyu niteliğindedir. Gülbahçe çevresinde bu birim üzerinde açılan özel amaçlı sondajlardan 0.5-2 Lt/s lik debiyle su çekilebilmektedir.

3.1.3 Gülbahçe Kaynağı:

İnceleme alanının batısında 68.100/43.600 koordinatında 1.5-2 Lt/s'lik debiye sahip olan bir kaynak Gülbahçe volkanik biriminde andezitlerin kırık ve çatlakları boyunca süzülerek yüzeylemektedir. Bu kaynak aynı zamanda Gülbahçe Köyü'nün su gereksinimini karşılamaktadır. Memba suyu niteliğinde olan bu suyun yeraltındaki seyri bir hayli uzundur (Tarcan 1989)

3.1.4. Gülbahçe Kaplıcası:

Gülbahçe Köyü'nün güney doğusunda deniz kenarında 42.650/69.700 koordinatında yer alan bu kaplıcanın ortalama sıcaklığı 37°C'dir. Kaplıca suyunun

kökene deniz suyudur ancak yüzeydeki yere gelinceye kadar az oranda meteoric sularla karışmaktadır. İçmeler kireç taşı biriminde Söğütköy fayı ile İçmeler'den gelen olası fayın kesiştiği yerde yüzeylenmektedir (Tarcan 1989, Yaman 1999)

3.1.5. Gülbahçe Kaplıcasının Oluşumu:

Gülbahçe Kaplıcası yüzey sularının derinlere süzülerek ısınıp tekrar yüzeye ulaşması şeklinde tanımlanabilen “devirli system” sınıfına girer. Kökeni deniz suyudur ancak yüzeye ulaşırken az oranda soğuk yer altı suları ile karışırlar. Devirlijeotermal sistemin oluşabilmesi için hazne kaya, örtü kaya, ısı kaynağı ve beslenme alanının bulunması gerekir.

Beslenme alanında,hazne kaynağı besleyecek yüzey ve yer altı suları bulunmalıdır. Eğer hazne kaya yeterince beslenmiyorsa jeotermal alanda açılan kuyularda başlangıçta verim yüksektir ama zaman içinde debi ve basınç düşmesi sonucu kuyular ekonomik olmaktan çıkar. Isı aynağı olarak genç mağma sokulumları büyük miktarda ısı verebilir. Bu gibi alanlar genç (senojoyik) volkanik etkinliklerinin içeren bölgelerdir.

Hazne kaya, ısı kaynağına yakın, gözenekli, geçirgen, su veya buhar ile doymuş olmalıdır. Sıcak su veya buhar ile dolu hazne kayadan konveksiyon akımları doğmalıdır. Hazne kayasının sıcaklığını doğal olarak yitirmemesi için düşük geçirgenlikte bir örtü kaya ile korunmalıdır. Eğer örtü kaya olmazsa konveksiyon akımı doğmaz ve akışkan, ısısını ve sıcaklığını yitirir.

Gülbahçe Kaplıcası'nın oluşumu beslenme alanında bulunan deniz suyunun derinlere süzülerek hazne kayaya ulaşması, burada sıcaklığını henüz yitirmemiş olan genç mağmatik sokulumların etkisiyle ısınması ve sonuçta Söğütköy fayının süreksizlik hatlarını izleyerek tekrar yüzeye çıkması şeklinde açıklanabilir. İzotopik ve jeokimyasal veriler de bu olayı desteklemektedir. İnceleme alanının temelini oluşturan Demircili karmaşığı temel kaya niteliğindedir ve burada konveksiyon ısı iletimi sözkonusudur (Tarcan, 1989).

Andezitlerde mikroskop incelemeleri sonucunda bolluk sırasına göre polisentetik ikizlenmeli plajiyoklas, biotit, hornblend, dalgalı sönme kuvars ve piroksen kristalleri gözlenmiştir. Hipokristalin dokuya sahip kayada yukarıda bahsedilen minerallerin feno Kristal ve mikrolitleri camı matriks içinde yüzer gibi durmaktadır. Bu durumda kayanın dokusu hiyalopilik dokudur. Pilajiyoklasların (010) ikiz düzlemine dik kesitlerindeki simetrik sönme açıları 22° - 25° arasında bulunarak diagram taşınmış ve andezin oldukları anlaşılmıştır.

Gülbahçe volkanik biriminin çevre kayalarla olan dokanakları uyumsuzdur. Tektonik hareketlerle gelişen faylanmalar sonucunda içmeler kireç taşı birimi ile faylı dokanak sunar. Bölgedeki diğer volkaniklerle eş yaşlı volkanizma sonucu yüzeyleyen birime Orta Tepe basalt birimi gibi Miyosen sonu – pliyosen yaşı önerilir.

Gülbahçe volkanik biriminde genel olarak altta tüflerin bulunması üste doğru aglomera ve en üstte andezitlerin gözlenmesi bölgede iki evreli bir volkanizmanın gerçekleştiğini belirtir.

3.2. Örnekleme Bölgesinin Fiziki Özellikleri:

Çalışma alanında gravite örnekleycisi (gravity core) yardımıyla deniz tabanından sediment koru alımı sağlanmıştır. Örnekler taban yapısına bağlı olarak yaklaşık 50-250 cm uzunluğundadır.

3.2.1. Dane Boyu:

Morfolojik yükseltelerin üzerinden alınan sediment korlarında bir takım mercan türleri tespit edilmiştir. Korlara uygulanan geoteknik ve sedimantolojik laboratuvar çalışmaları ile yapılan incelemelerde (sözlü görüşme, Prof. Dr. Bülent Cihangir, Doç. Dr. Ferah Koçak, Dr. Aydın Ünlüoğlu) bu mercan türünün *Cladocora caespitosa* olduğu belirlenmiştir. Bu türün varlığı bölgedeki termal akvitenin varlığı konusunda yapılan çalışmaları desteklemektedir.



Şekil 3.1 sediment örneklerinde tespit edilen mercanlar (Pekçetinöz ve ark.)

Cladocora caespitosa faviidae ailesine ait bir koloni olup gerek jeolojik dönemlerde gerekse günümüzde Akdeniz sularında bol miktarda bulunan hayvansal kökenli bir mercan türüdür (Peirano et al, 2004).

Hem canlı hemde fosil olarak büyük boyutlarda ve arasıra küme şeklinde gelişen kolonilerin Akdenizin bir çok alanında yer aldığı gözlenmektedir. *C. Caespitosa* geniş fosil kümelerinin Erken Pleistosen'den geldiği bilinmektedir. Bir fosil olarak *C. Caespitosa*, orta Pleistosen'den geç Pleistosen'e kadar olan çökeltelerde sık sık gözlenmektedir. Buda *C. Caespitosa*'nın daha ılıman iklim dönemlerinde çok daha fazla bulunduğunu göstermektedir (Peirano et al, 2004).

C. Caespitosa Akdeniz organizmaları arasındaki önemli bir karbon üreticisidir. Pek çok, bağımsız, küresel kolonilerin yataklarını oluşturan sığ sularda (4-10 m) yer alırlar. Su derinliğinin 10 m den 40 m ye çıktığı alanlarda oldukça az bulunurlar. Ama bu derinliklerde, deniz tabanından 1m yukarıya kadar gelişerek kümelenebilir, yüzey alanındaki birkaç metre kareyi örtebilirler (Peirano et al, 2004).

Bölgede görülen bu mercan türü (*Cladocora caespitosa*), 3.5 Khz yüksek ayrımlı sismik kesitlerden tespit edilen kuzey doğu-güney batı (KD-GB) doğrultulu atımlı aktif fayın her iki bloğunda, fay düzlemine yakın bölgelerde kümelenmiş

şekilde tespit edilmiştir. Bunun sonucunda; fay düzlemi boyunca oluşan sıcak su çıkışları, bu mercan türünün gelişmesi için uygun bir ortam hazırlamıştır.

İnceleme alanı, depolanma dinamiği açısından ele alındığında, Silt'in tane boyu olarak egemen olduğu bir tortul yapıya sahiptir. Bu da genelde depolanmanın askı yük halinde fraksiyonel çökeltme ile oluştuğuna işaret etmektedir. Öte yandan boylanmanın genelde kötü oluşu; bu görüşü bir yandan doğrulamakta, diğer bir yandan da askı yükün belli dönemlerde çamur grupları içersinden geldiğinin ve normalden daha az bir surede çökeldiğinin işaretidir. Karotlarda lamina büyüklüğünde, renk ve tane boyu yönünden farklılık gösteren aralanma çökeltmenin genelde mevsimsel koşullara bağlı olduğunun da belirteçidir. Ayrıca bu görüşü iri taneli laminaların ince taneli laminalardan daha kalın olması da doğrular niteliktedir.

Gronülometrik açıdan numunelerde silt hakimdir. Kirpiz burnu ile Kum burnu güneyinde kalan Gülbahçe Körfezi çoğunlukla karasal taşınmanın egemen olduğu birincil depolanma havzası niteliğinde, Mordoğan geçidinde resosüspansiyon halindeki malzemenin deniz suyu stratifikasyonlarına bağlı fraksiyonel çökeltme sonucu ikincil depolanma havzası görünümünde olup genelde çökeltim hızının yavaş ve durağan olduğu söylenebilir. Genel olarak, çalışma alanının yaklaşık 30 cm'lik bir kısmı yüzey sedimanları bol miktarda kavkı içermektedir.

3.2.2. pH:

Laboratuvarda zemin pH ölçümleri 7.94 ile 8.81 değerleri arasında değişmektedir. Genel olarak pH değerleri deniz tabanı yüzeyine yakın olan kesimde düşük olmakla beraber karot sonlarında az miktarda da olsa bir artış göstermektedir.

Gülbahçe Körfezi'nin kuzeyinde bulunan ve çalışma alanından uzakta yer alan Referans noktasında pH değerleri deniz tabanı yüzeyinde 8.67 olmasına karşın aşağıya doğru gidildikçe pH değeri de düşmekte ve 8.56 değerine ulaşmaktadır.

Referans noktası ile çalışma alanından elde edilen deniz tabanı karot örnekleri kıyaslandığında, referans noktasında yer alan deniz tabanı sedimanları daha çok asidik değere sahiptir.

3.2.3. Organik Madde:

İnceleme alanından elde edilen tüm karot örnekleri organik maddece çok zengin olup, bol miktarda çamur içerdiği ve ayrıca biotürbasyon etkinliğinin fazla olduğu saptanmıştır. Bağlı canlı oranı siyah çamurlu zonlarda düzenli bir artış göstermektedir. İnceleme alanındaki güncel tortullaşmanın çökelim hızı yavaş, oldukça durgun mevsimsel çökeltme değişiklikleri olan Dogu-Batı beslenme yönlü karakterindedir.

Referans noktasında organik madde değerleri %10.2 ile 12.8 değerleri arasında yer almaktadır. Deniz tabanı yüzey sedimanlarında %10 civarında elde edilen organik madde değerleri aşağıya doğru gidildikçe artmaktadır. 1.50 m derinliklerde maksimum değerlere ulaşan organik madde değerleri 12.8'e ulaşmaktadır. Bu da Gülbahçe Körfezi'nin giriş ağız kısımlarına dışarıdan gelen organik madde bakımından zengin olan malzemenin çöktüğünü göstermektedir. Karot boyunca bol miktarda kırık kavkılar ve bütün küçük kavkılarının yer alması buradaki deniz tabanı sedimanlarında kabuklu deniz canlıları açısından bol olduğunu ve bu nedenle de bu sedimanların organik madde içeriği açısından da bol olduğunu göstermektedir. Bu bölgede ılık ve sıcak su ortamlarında yaşayan mercanlara rastlanmamıştır.

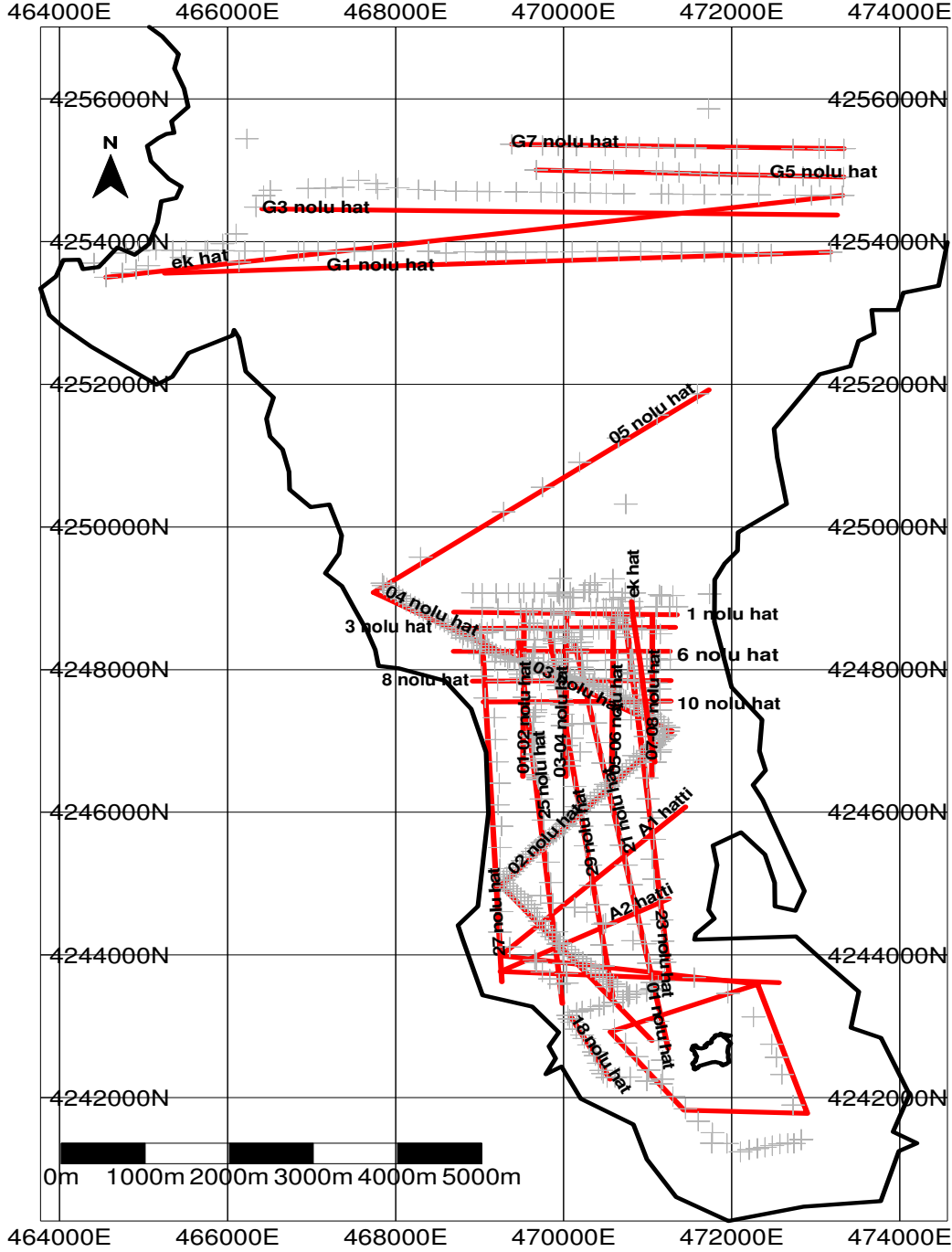
Çalışma alanı içerisinde yer alan tüm karot istasyonlarında organik madde içeriği %7.00 ile % 11.3 arasında değişmektedir. Görüldüğü gibi organik madde içeriği değerleri %7.00 değerine kadar düşmektedir. Çalışma alanı organik madde içeriği miktarları referans istasyon miktarları ile mukayese edildiğinde, çalışma alanı organik madde içeriği bakımından yetersiz olduğu belirlenmiştir. Bu da deniz tabanında yaşayan kabuklu deniz canlılarının çalışma alanında Gülbahçe Körfezi ağız kısmına nazaran daha az olduğunu göstermektedir. Bunun aksine, çalışma alanında yer alan ve derinlerden yukarıya çıkan jeotermal sıcak suyun çıkış bölgesi civarındaki

tümseklerde bol miktarda çeşitli büyüklüklerdeki mercan kolonilerinin (cladocora debilis kolonisi) varlığı belirlenmiştir.

3.2.4. Karbonat Miktarı:

Referans istasyonunda deniz tabanı yüzey sedimanlarında Karbonat Miktarı %18.1 ile %32.6 değerleri arasında yer almaktadır. Alınan karot yüzeyden aşağıya doğru incelendiğinde en fazla karbonat miktarının deniz tabanı yüzey sedimanlarında yer aldığı belirlenmiştir.

Çalışma alanından elde edilen karot örneklerinde Karbonat Madde Miktarı değerleri %15.2 ile %44.9 arasında değişmektedir. Genel olarak ilk 30 cm de yer alan deniz tabanı yüzey sedimanları daha aşağı derinliklere nazaran Karbonat Miktarı açısından daha zengin durumdadır.



Şekil 3.2 Gülbahçe Körfezinde Yapılan Batimetrik ve Sismik Veri Toplama Çalışmalarının Gerçekleştirildiği Hatları Gösteren Veri Haritası (Pekçetinöz ve ark.)

3.3. Sediment Korlarının Özellikleri:

Bu çalışmada arazi örnekleme 05.04.2007 tarihinde, Gülbahçe Körfezi hidrotermal ve referans bölgelerinde, Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü'ne ait Piri Reis Araştırma Gemisi ile gerçekleştirilmiştir. 3.5 KHz'lik yüksek ayrımlı sismik tarayıcı ile belirlenen kor lokasyonlarından örnekleme biri referans noktası olmak üzere 17 adet sediment koru 3 m'lik gravite örnekleme (gravity core) ile alınmıştır. Elde edilen kordardan çalışma amacına uygun görülen dokuz tanesi incelenmiştir.

- Referans Noktası: Kor derinliği 170 cm, ilk 32 cm ye kadar sediment rengi açık geri kalan kısım koyu. Kor boyunca deniz kabukları mevcut sediment tipi killi. Su derinliği 29.5 m. Lokasyonu (K-G) 42°54'40" – 47°20'98".
- C-7: Kor derinliği 105cm. Bitki dalları ve deniz kabukları kor boyunca mevcut. Kor sıcaklığı yüksek, tam termal çıkışından alındı. Sediment rengi koyu. Su derinliği 19.5 m. Lokasyonu (K-G) 42°48'77" – 47°07'13".
- C-4: Kor derinliği 145 cm, ilk 22 cm yosunsu yapıda. Sediment rengi koyu. Su derinliği 16.8 m. Lokasyonu (K-G) 42°47'24" – 47°01'00".
- C-9: Kor derinliği 190 cm. Sediment tipi killi. Sediment rengi koyu. Su derinliği 21 m. Lokasyonu (K-G) 42°48'95" – 47°07'47".
- COR-3: Kor derinliği 200 cm, ilk 35 cm açık renkte kavkılı yapıda, geri kalan kısımda renk bulanık deniz kabukları mevcut. Su derinliği 20 m. Lokasyonu (K-G) 42°47'85" – 47°08'86".
- C-3: Kor derinliği 145 cm, ilk 23 cm açık renkte kavkılı yapı mevcut. Sediment kademeli olarak koyulaşiyor, sediment tipi killi. Su derinliği 13.5 m. Lokasyonu (K-G) 42°46'83" – 46°98'69".
- C-1: Kor derinliği 155 cm, kor boyunca kavkılı yapı mevcut. Korun ilk 33 cm lik kısmında sediment rengi açık, geri kalan kısım koyu renkte ve yapışkanlı yapıdadır. Su derinliği 27 m. Lokasyonu (K-G) 42°52'53" – 47°11'96".

- COR-7: Kor derinliği 138 cm, kor boyunca hafif kahve renklilik görülüyor. Sediment tipi killi. Su derinliği 18.5 m. Lokasyonu (K-G) 42°48'82" – 47°04'73".
- NB-COR2: Kor derinliği 52 cm, ilk 17 cm'lik kısımda sediment rengi açık, 25 cm ye kadar sediment rengi bulanık, geri kalan kısımda renk koyu. Kavklı yapı kor boyunca mevcut. Su derinliği 27 m. Lokasyonu (K-G) 42°52'31" – 46°81'95".

3.4. rnek Hazırlanması:

Piri Reis Araştırma Gemisi'yle alınan örnekler alındığı ortamdaki doğal yapısı (su içeriği ve sediment profil dağılımı) bozulmadan Dokuz Eylül Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve Teknolojileri Enstitüsü laboratuvarına getirilip korlardan çıkartılıp birer cm aralıklarla kesildi. Her bir katman kilitli torbalara konularak ^{210}Po ve ^{210}Pb konsantrasyonlarının belirlenmesi için Ege Üniversitesi, Nükleer Bilimler Enstitüsü laboratuvarlarına getirilmiştir. Örnekler yaş/kuru ağırlıklarının belirlenmesi için etüvde 70°C de kurutulmuştur.



şekil 3.3 çalışmada kullanılan hassas terazi ve etüv

Porselen havanda tanecik boyutu küçültülen sediment örnekleri 250 µm ve 63 µm'lik analitik elekler ile elenmiştir.



Şekil 3.4 çalışmada kullanılan analitik elek ve porselen havan

Bu ön işlemlerden sonra sediment örneklerindeki ^{210}Po ve ^{210}Pb aktivitelerini belirlemek üzere sedimentteki ^{210}Po 'un gümüş, nikel ve bakır gibi metaller üzerine kendiliğinden depose olması özelliğini (Yener ve Uysal., 1995, Al-Masri et al., 2002, Uğur ve ark.,2002) kullanarak depose etmek için radyokimyasal işlemlere geçilmiştir.

Radyokimyasal işleme hazır hale getirilen sediment örneğinden 1 g tartılarak Teflon beher içinde 6 mL konsantre HF ve 6 mL konsantre HNO_3 ile karıştırılarak üzeri saat camıyla kapatılmıştır. Silisyumun çözünebilmesi için bir gün bekletilmiştir. Çeker ocaкта 55°C 'lik sabit sıcaklıkta örnekler buharlaştırmaya alınmıştır.

Çözetli tam kuruluğa ulaşmadan içerisine 20 mL konsantre HCl ilave edilip buharlaştırma işlemine devam edilmiştir. Yapılan son işlem iki defa daha tekrar edilmiştir. Son olarak 10 mL daha konsantre HCl ilave edilip tam kuruluğa ulaşmadan ısıtıcı tabla üzerinden alınmıştır.



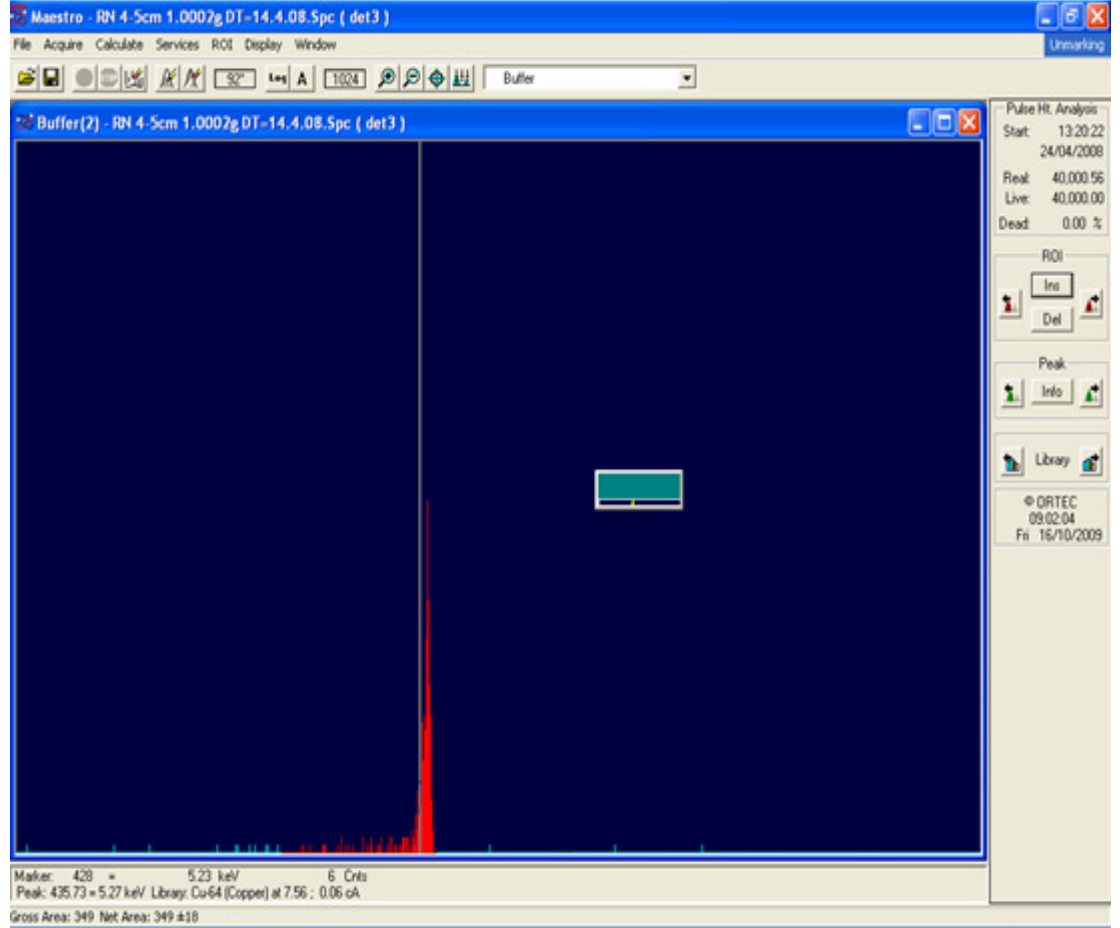
Şekil 3.5 Çalışmada kullanılan çeker ocak ve ısıtıcı tabla

Depozisyon aşamasına getirilen tortu halindeki örnek çözelti 200 mL 0.5 M HCl ilavesiyle sıvı faza alınıp filtrasyon işlemine tabi tutulur. Filtre edilen çözeltiliye demir iyonlarını uzaklaştırmak için 0.4 g askorbik asit ilave edilmiştir.

Çözeltideki ^{210}Po seyreltik asitte yikanarak yüzeyi temizlenmiş bakır disk üzerine altı saat boyunca 70°C deki manyetik karıştırıcı üzerinde biriktirilir. Bu işlem sırasında bakır diskin bir yüzü kapatılarak dedektörün kontamine olması engellenir.

İlk depozisyonundan sonra çözelti ikinci depozisyon için yaklaşık bir yıl süre ile ^{210}Pb tayinlerini yapmak üzere bekletilmiştir. Bu şekilde çözelti içinde ^{210}Pb 'un bozunumu ile meydana gelen ^{210}Po 'un ortamda ^{210}Pb ile radyoaktif dengeye gelmesi sağlanmıştır. Radyoaktif denge ulaşıldığında ortamdaki ^{210}Po 'un tamamı ^{210}Pb 'un ^{210}Po 'a bozunması ile meydana gelen ^{210}Po dur. Dolayısıyla, örneklerdeki ^{210}Pb konsantrasyonları, ^{210}Pb ve ^{210}Po arasındaki radyoaktif denge sağlandıktan sonra ölçülen ^{210}Po aktivitesinden tayin edilmiştir. Böylece ^{210}Po aktivitesinin tayini ile ^{210}Pb dolaylı olarak ölçülmüştür. Aktiviteler ^{210}Po 'un 5.3MeV enerjili alfa pikininin 280 ile 445 kanal aralıkları altındaki alanda sayımların integrali alınarak

hesaplanmıştır. Aşağıdaki şekilde ^{210}Po aktivitesi hesaplanmış örnek bir spectrum görülmektedir.



Şekil 3.6 Çalışmada kullanılan örnek bir ^{210}Po spektrumu

3.4.1. ^{209}Po Standardının Hazırlanması:

Çalışmada toplam verim ^{209}Po standard kullanılarak hazırlanmıştır. Kullanılan ^{209}Po standardı (National Institute of Standards & Technology Certificate, Standard Reference Material 4326, Polonium-209 Radioactivity Standard), Enstitü’ müzde daha önce tamamlanan bir proje kapsamında hazırlanmıştır. Bu projedeki aktivitesi 500 Bq ve ağırlığı (5.160 ± 0.003)g olan stok standard çözeltinin bulunduğu ampul 2M HCl

ile seyreltilmiş ve 100 mL'deki konsantrasyonu 10 Bq olan ^{209}Po sıvı kaynağı hazırlanmıştır.

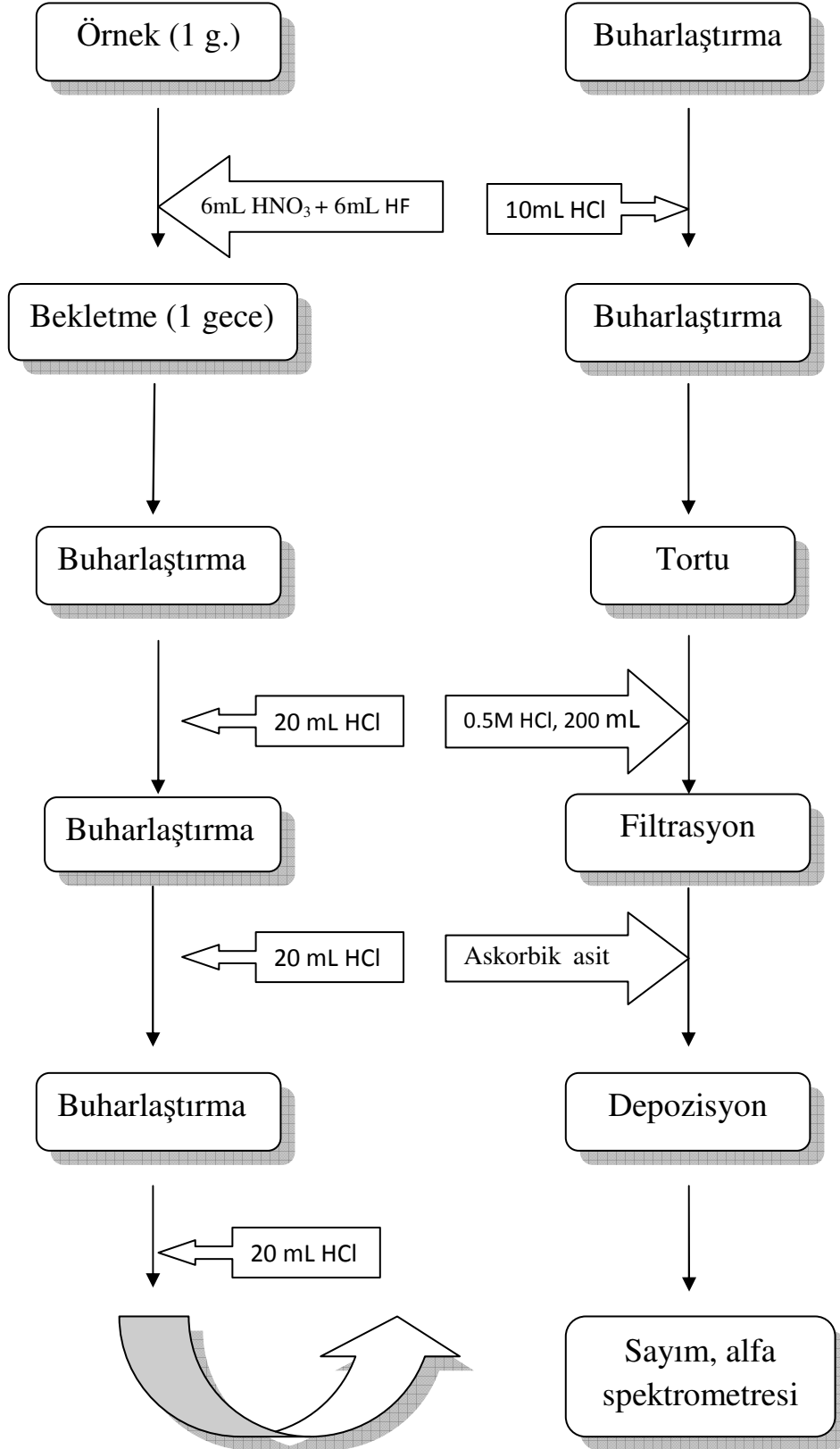
3.4.2. Alfa Spektrometre Sistemi:

Çalışmada kullanılan alfa spektrometre sisteminin genel özellikleri

- 1 – 51 mm çaplı örnekler 4 mm'den 44 mm uzaklığa kadar analiz edilebilir.
- 450 mm² yüzey alanına sahip iyon implantasyon dedektörleri çok düşük art ortama sahiptir ve temizlenebilir.
- Her dedektörün enerji aralığı 0'dan 10 MeV'e kadar ayrı ayrı ayarlanabilir.
- Vakum odasının basıncı 10 mTorr'dan 30 Torr'a kadar gözlemlenebilir.
- Her oda korozyondan ve kontaminasyondan korunması için nikel ile kaplanmıştır.
- Gerektiğinde her vakum odası diğerlerinden bağımsız olarak izole edilebilir ve çıkarılabilir.



Şekil 3.7 Çalışmada kullanılan alfa spektroskopisi



Şekil 3.8 Sediment örneklerine uygulanan çözme işleminin akış şeması

3.5. Ağır Metal Analiz Sistemi ve Örnek Hazırlaması:

ICP-OES, 70 civarında kimyasal elementin eser, minör ve majör konsantrasyon düzeylerinde analizine olanak tanıyan hızlı bir tekniktir. Çok sayıda örneğin hızlı bir şekilde ölçülebilmesine olanak tanıdığından çevresel analizler için etkin ve tercih nedenidir. ppb'den, yüzde mertebesine kadar geniş bir ölçüm aralığına sahiptir. ICP-OES, Nadir Toprak Elementlerinin saptanmasında tercih edilen önemli bir tekniktir. Her element kendine özgü enerji düzeylerine bağlı olarak emisyon yapabilecekleri dalga boylarına sahiptir. Dalga boyu ve emisyon şiddeti ölçülerek bir örnekte bulunan elementler ve miktarları saptanabilmektedir.

0.05g elenmiş (<63 μ m) sediment, 7.5 mL HCl ve 2.5 mL HNO₃ mikrodalga çözündürme sistemi kaplarına kapatılıp yaklaşık yarım saat beklendikten sonra çözündürme işlemine geçilir. Sistemin sıcaklığı beş dakikada 105°C'ye ulaşacak, beş dakika bu sıcaklıkta durup on dakikada 125°C ye ulaşacak beş dakika bu seviyede kalıp, sonraki onbeş dakikada 150°C'ye ulaşacak, bu sıcaklıkta beş dakika bekleyip son olarak iki dakikada 100°C'ye inecek şekilde A-6 uygulaması optimum çözündürme için seçilmiştir.

Hidrotermal bölge ile referans bölgesi arasındaki farklılıkları belirlemek için C-7 kuru ile Referans kuru analiz edilmiştir.



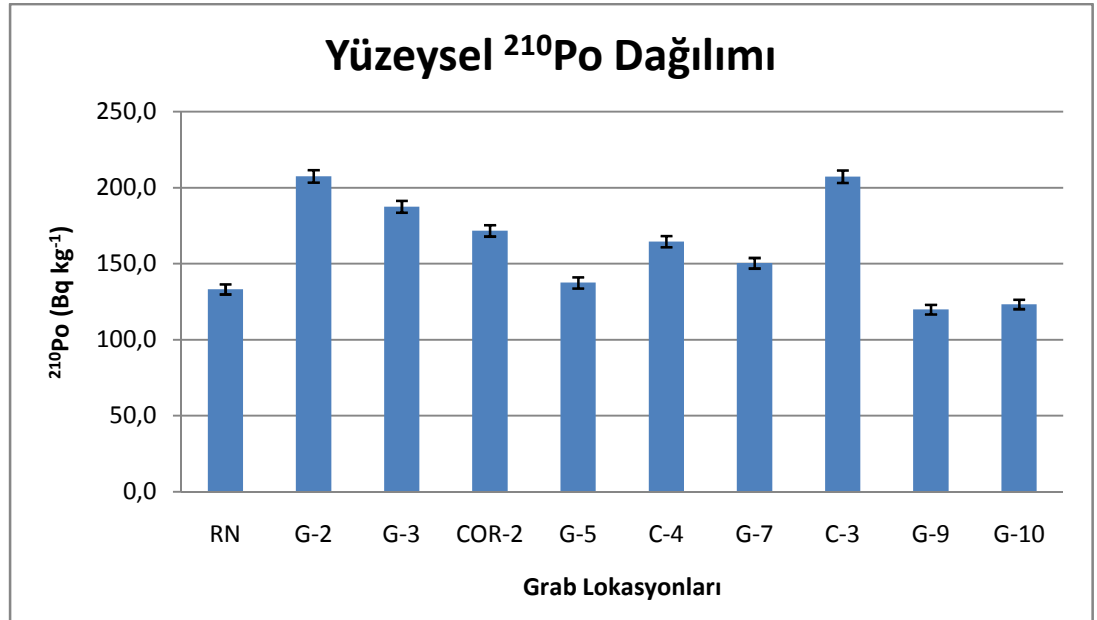
Şekil 3.9 PERKIN ELMER OPTIMA 2000DV model ICP-OES Sistemi

4. SONUÇLAR VE TARTIŞMA:

4.1.Yüzeysel ^{210}Po Dağılımı:

Hidrotermal çıkış bölgesi ile referans noktası arasındaki olası ^{210}Po aktivite konsantrasyonu farklılıklarını belirlemek amacıyla grab örnekleyicisi kullanılarak on adet yüzey sediment örneği alınmıştır. ^{210}Po aktivite konsantrasyonları belirlenen örneklerde hidrotermal çıkış alanındaki konsantrasyonlar ($207.6 \pm 4.1 - 119.9 \pm 3.1 \text{ Bq kg}^{-1}$) genel olarak referans noktasındakinden ($133.2 \pm 3.3 \text{ Bq kg}^{-1}$) daha yüksek bulunmuştur. Bu durum bölüm 2.6.6 da değinildiği gibi kükürt ve sülfat bileşikleri yönünden zengin hidrotermal çıkışların diğer radyonüklidler yanında polonyum yönünden de zengin oluşu ile açıklanabilmektedir. Bu durum hidrotermal alanların bir karakteristiği olarak değerlendirilebilir. Çalışma alanındaki su derinlikleri on metre ile otuzbeş metre arasındadır. Su derinlikleri on metre olarak ölçülen G-9 ile G-10 (119.9 ± 3.1 , $123.4 \pm 3.1 \text{ Bq kg}^{-1}$) örneklerinin aşağıdaki grafikte aktivite konsantrasyonlarının referans noktası seviyesinde kaldığı görülmektedir. Bunun sebebi iki örnek noktasının da kıyıya yakın sığ kesimden alınmış olmasıdır. Bu kesimin, hidrotermal çıkışa uzak olduğu ya da hidrotermal özelliğini yitirmiş olduğu düşünülmektedir.

Milos Adası civarında yapılan bir çalışmada hidrotermal bölgede ^{210}Po konsantrasyonu 166 Bq kg^{-1} , hidrotermal bölgeden uzaktaki bir noktada ise 127 Bq kg^{-1} olarak bulunmuştur.



Şekil 4.1 yüzeysel ^{210}Po dağılımları

Hidrotermal bölgede yapılmış bu iki çalışmada da ^{210}Po konsantrasyonlarının hidrotermal çıkış alanlarında, çıkıştan uzaktaki alanlardan daha yüksek olduğu görülmüştür

4.2. Porozite, yüzde kuru ağırlık, kütle derinliği bulguları:

Sedimentasyon hızı ve tarihleme hesaplamalarında gerekli porozite ve kütle derinliği parametreleri ölçülmüş, yaş ve kuru ağırlıkları bulunmuştur. Sonuçlar çizelge 4.1,2,3,4,5,6,7,8,9 ile gösterilmiştir

Çizelge-4.1 Referans koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	61.88	0.60	0.99
1	61.78	0.60	1.97
2	64.12	0.57	3.14
3	62.50	0.59	4.01
4	63.84	0.58	5.19
5	64.96	0.56	6.40
6	66.45	0.55	7.75
7	67.13	0.54	9.01
8	64.94	0.56	9.60
9	65.04	0.56	10.69
10	65.53	0.56	11.91
11	65.25	0.56	12.90
12	66.02	0.55	14.24
13	64.94	0.56	14.93
14	63.95	0.58	15.61
15	62.07	0.59	15.88
16	64.47	0.57	17.92
17	63.43	0.58	18.49
18	62.84	0.59	19.23
19	61.53	0.60	19.59
20	61.33	0.60	20.46
21	60.54	0.61	21.01
22	58.59	0.63	20.89
23	58.74	0.63	21.88

Çizelge-4.2 C-7 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	59.14	0.62	0.92
1	61.62	0.60	1.96
2	56.33	0.65	2.57
3	60.93	0.61	3.86
4	59.79	0.62	4.68
5	59.68	0.62	5.60
6	58.63	0.63	6.36
7	57.73	0.64	7.10
8	60.05	0.62	8.49
9	59.73	0.62	9.35
10	59.80	0.62	10.31
11	57.30	0.64	10.54
12	59.49	0.62	12.08
13	56.03	0.65	11.89
14	57.16	0.64	13.13
15	57.60	0.64	14.16
16	59.36	0.62	15.75
17	59.65	0.62	16.80
18	58.50	0.63	17.21
19	61.77	0.60	19.71
20	61.48	0.60	20.54
21	63.46	0.58	22.62
22	63.28	0.58	23.54
23	61.65	0.60	23.58
24	60.66	0.61	23.95
25	61.53	0.60	25.46
26	60.85	0.61	25.99
27	60.85	0.61	26.95
28	60.25	0.61	27.49
29	59.05	0.62	27.57

Çizelge-4.3 C-4 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	75.45	0.44	1.38
1	62.30	0.59	2.00
2	61.32	0.60	2.92
3	57.66	0.64	3.55
4	58.37	0.63	4.52
5	58.88	0.63	5.49
6	63.37	0.58	7.18
7	57.86	0.64	7.13
8	64.06	0.57	9.39
9	58.68	0.63	9.10
10	58.96	0.63	10.09
11	58.02	0.63	10.74
12	62.61	0.59	13.08
13	59.40	0.62	12.99
14	59.44	0.62	13.92
15	59.25	0.62	14.78
16	59.11	0.62	15.65
17	59.60	0.62	16.78
18	58.21	0.63	17.08
19	59.68	0.62	18.68
20	60.28	0.61	19.92
21	61.02	0.61	21.27
22	60.73	0.61	22.07
23	59.34	0.62	22.23
24	59.44	0.62	23.21
25	59.32	0.62	24.06
26	59.52	0.62	25.12
27	59.00	0.63	25.70
28	58.72	0.63	26.43
29	59.04	0.62	27.57

Çizelge-4.4 C-9 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	46.86	0.73	0.66
1	46.46	0.73	1.30
2	46.34	0.74	1.94
3	51.27	0.70	2.99
4	49.65	0.71	3.57
5	51.64	0.69	4.52
6	52.04	0.69	5.34
7	46.93	0.73	5.27
8	53.50	0.68	7.14
9	55.77	0.66	8.43
10	55.40	0.66	9.19
11	55.57	0.66	10.07
12	55.44	0.66	10.87
13	57.24	0.64	12.27
14	57.35	0.64	13.19
15	57.76	0.64	14.22
16	59.43	0.62	15.78
17	57.07	0.64	15.71
18	59.17	0.62	17.52
19	58.40	0.63	18.07
20	58.12	0.63	18.84
21	55.80	0.66	18.57
22	57.07	0.64	20.08
23	55.12	0.66	19.89
24	56.78	0.65	21.66
25	57.83	0.64	23.15
26	55.31	0.66	22.49
27	54.13	0.67	22.60
28	55.53	0.66	24.30
29	54.92	0.66	24.74

Çizelge-4.5 COR-3 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	68.12	0.53	1.15
1	70.60	0.50	2.45
2	75.55	0.44	4.14
3	70.48	0.50	4.89
4	64.86	0.57	5.32
5	64.96	0.56	6.40
6	64.01	0.57	7.30
7	65.56	0.56	8.67
8	71.28	0.49	11.20
9	67.06	0.54	11.24
10	70.48	0.50	13.44
11	75.21	0.44	16.41
12	63.98	0.57	13.54
13	69.88	0.51	16.85
14	70.16	0.51	18.18
15	70.37	0.50	19.49
16	68.70	0.52	19.89
17	67.81	0.53	20.60
18	72.06	0.48	24.10
19	66.30	0.55	22.06
20	66.08	0.55	23.04
21	65.54	0.56	23.82
22	73.10	0.47	29.91
23	64.33	0.57	25.22
24	67.04	0.54	28.08
25	63.48	0.58	26.74
26	65.63	0.56	29.29
27	65.53	0.56	30.30
28	68.46	0.53	33.72
29	67.31	0.54	33.93

Çizelge-4.6 C-3 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	49.68	0.71	0.71
1	51.32	0.70	1.49
2	50.18	0.70	2.17
3	47.34	0.73	2.67
4	49.11	0.71	3.51
5	47.63	0.73	4.04
6	49.11	0.71	4.92
7	49.49	0.71	5.68
8	51.54	0.69	6.77
9	49.01	0.71	7.00
10	50.16	0.70	7.96
11	49.45	0.71	8.51
12	51.02	0.70	9.63
13	51.59	0.69	10.54
14	50.74	0.70	11.03
15	49.79	0.71	11.45
16	51.75	0.69	12.86
17	48.60	0.72	12.46
18	50.04	0.71	13.70
19	48.66	0.72	13.86
20	48.90	0.72	14.66
21	48.27	0.72	15.08
22	48.33	0.72	15.79
23	46.22	0.74	15.49
24	44.80	0.75	15.47
25	46.79	0.73	17.07
26	48.51	0.72	18.64
27	49.81	0.71	20.05
28	51.01	0.70	21.49
29	53.49	0.68	23.80

Çizelge-4.7 C-1 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	59.43	0.62	0.93
1	60.37	0.61	1.90
2	60.33	0.61	2.85
3	61.60	0.60	3.92
4	60.53	0.61	4.77
5	62.21	0.59	5.98
6	61.79	0.60	6.90
7	62.10	0.59	7.95
8	62.54	0.59	9.04
9	62.64	0.59	10.07
10	62.63	0.59	11.08
11	61.73	0.60	11.81
12	61.29	0.60	12.65
13	64.64	0.57	14.82
14	66.76	0.54	16.74
15	65.90	0.55	17.48
16	67.21	0.54	19.18
17	66.42	0.55	19.91
18	66.54	0.55	21.08
19	64.41	0.57	21.06
20	63.10	0.58	21.40
21	59.18	0.62	20.29
22	58.63	0.63	20.91
23	59.53	0.62	22.33
24	59.23	0.62	23.08
25	60.12	0.61	24.56
26	60.64	0.61	25.85
27	57.51	0.64	24.72
28	55.17	0.66	24.07
29	55.03	0.66	24.80

Çizelge-4.8 COR-7 koruna ait parametreler

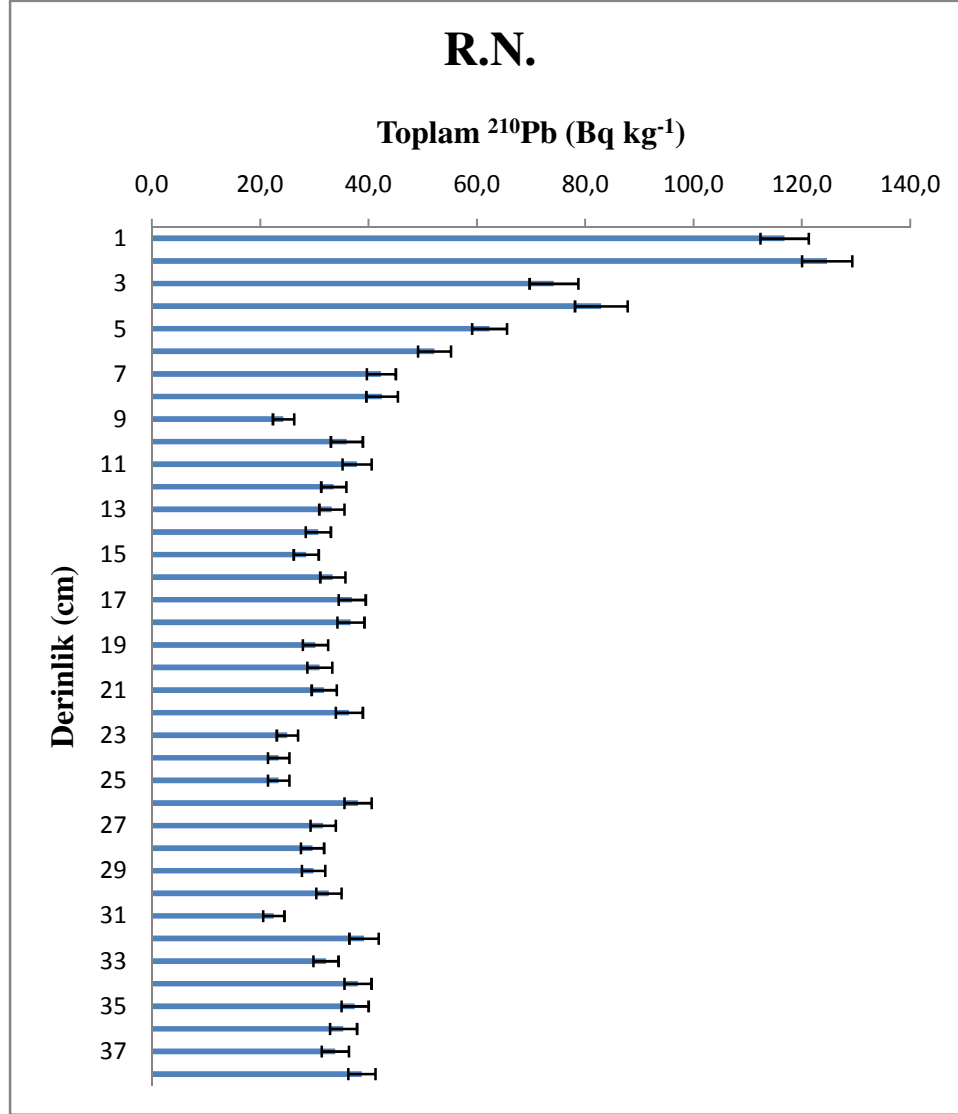
Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	54.91	0.66	0.82
1	57.41	0.64	1.76
2	58.96	0.63	2.75
3	59.37	0.62	3.71
4	59.11	0.62	4.60
5	56.82	0.65	5.20
6	62.26	0.59	6.98
7	58.91	0.63	7.33
8	60.81	0.61	8.65
9	61.32	0.60	9.74
10	60.51	0.61	10.50
11	57.57	0.64	10.61
12	56.83	0.65	11.28
13	57.68	0.64	12.42
14	58.52	0.63	13.60
15	56.48	0.65	13.75
16	56.22	0.65	14.51
17	56.90	0.65	15.64
18	54.80	0.66	15.61
19	54.99	0.66	16.52
20	54.35	0.67	17.05
21	54.64	0.67	18.00
22	51.70	0.69	17.37
23	60.04	0.62	22.63
24	58.47	0.63	22.64
25	59.31	0.62	24.06
26	58.84	0.63	24.68
27	60.16	0.61	26.48
28	56.45	0.65	24.90
29	59.36	0.62	27.80

Çizelge-4.9 NB-COR-2 koruna ait parametreler

Derinlik (cm)	%Kuru Ağırlık	Porozite	Kütle Derinliği (g/cm ²)
0	65.26	0.56	1.08
1	65.09	0.56	2.14
2	63.98	0.57	3.12
3	63.55	0.58	4.12
4	65.58	0.56	5.42
5	67.16	0.54	6.76
6	66.84	0.54	7.82
7	66.81	0.54	8.94
8	67.44	0.54	10.21
9	67.43	0.54	11.34
10	68.53	0.52	12.81
11	66.69	0.55	13.37
12	64.38	0.57	13.68
13	65.20	0.56	15.03
14	67.51	0.54	17.05
15	68.53	0.52	18.64
16	69.09	0.52	20.07
17	69.28	0.52	21.35
18	68.81	0.52	22.29
19	69.69	0.51	23.96
20	70.56	0.50	25.70
21	72.20	0.48	28.00
22	70.81	0.50	28.32
23	71.73	0.49	30.21
24	70.03	0.51	30.20
25	69.95	0.51	31.35
26	71.01	0.50	33.40
27	69.77	0.51	33.61
28	68.35	0.53	33.64
29	73.65	0.46	39.53

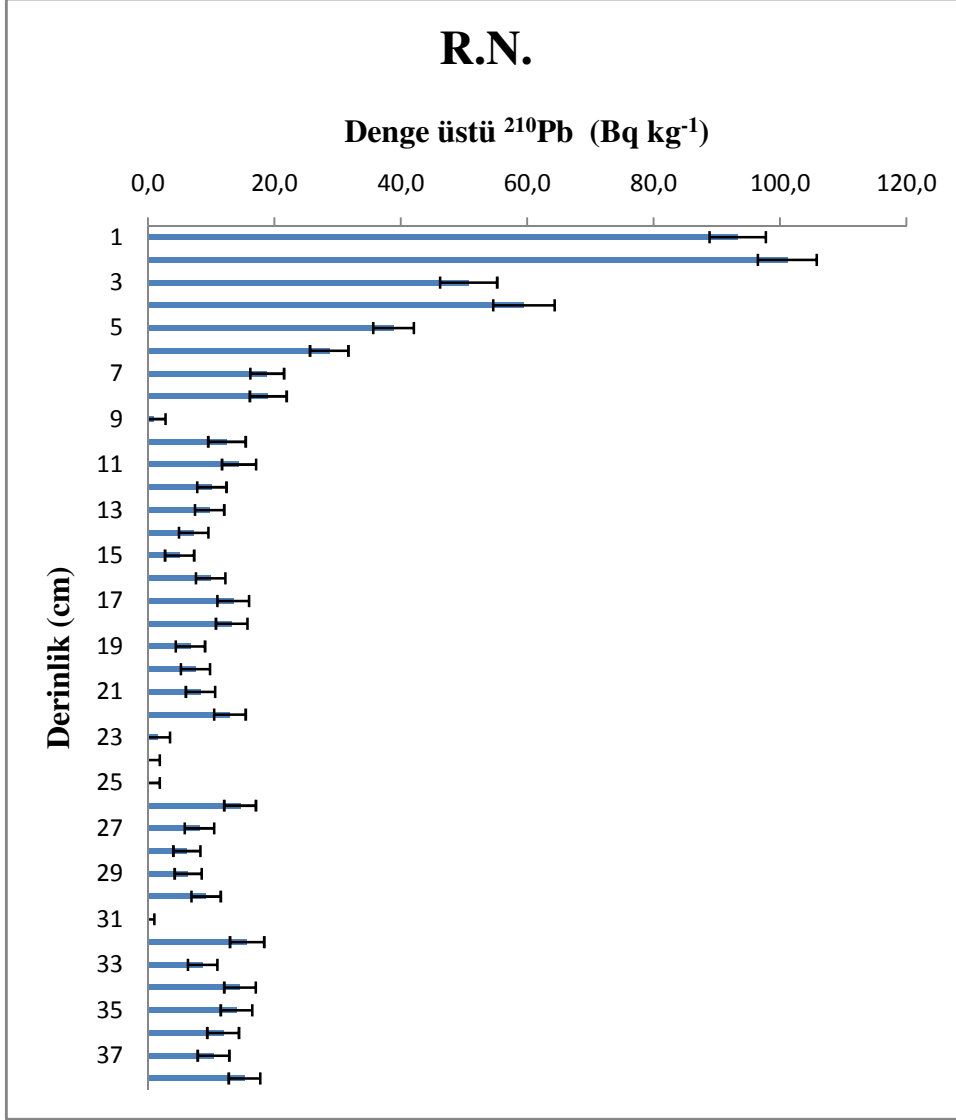
4.3. ^{210}Pb 'un profil dağılımları:

Çalışmada hidrotermal bölgeden alınan dokuz kora uygulanan her üç model için gerekli olan toplam ve denge üstü kurşunun profil dağılımları şekil 4.2,3,4,5,6,7,8,9,10 da verilmektedir.



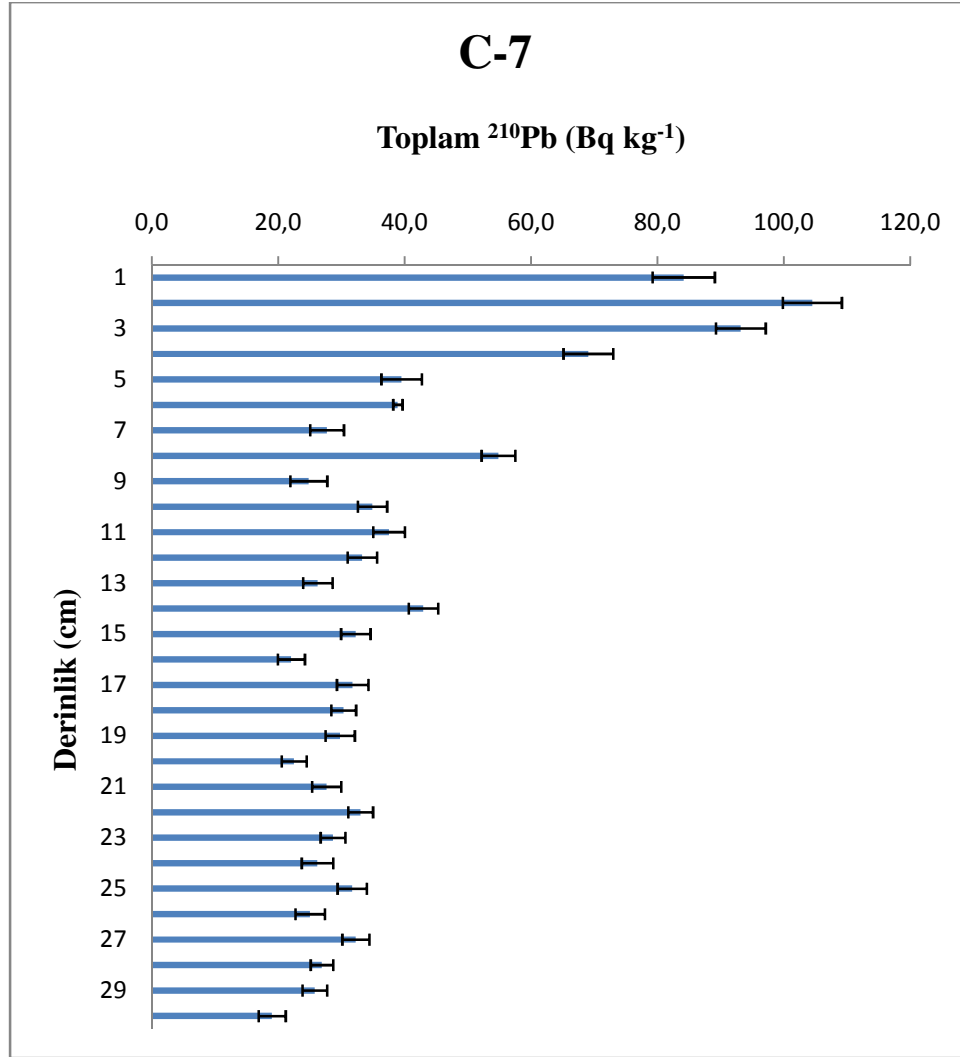
Şekil 4.2 Referans noktası toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

Referans kuru toplam ^{210}Pb dağılımı genel olarak üstel bir azalış göstermektedir. Aktivite konsantrasyonları hidrotermal bölgeden alınmış diğer korlardakinden daha yüksektir. Karbonatlı yapılarda sıcaklığın düşmesi kurşun tutunumunu arttırmaktadır. Referans korundaki yüksek ^{210}Pb konsantrasyonunun buradan kaynaklandığı düşünülmektedir.



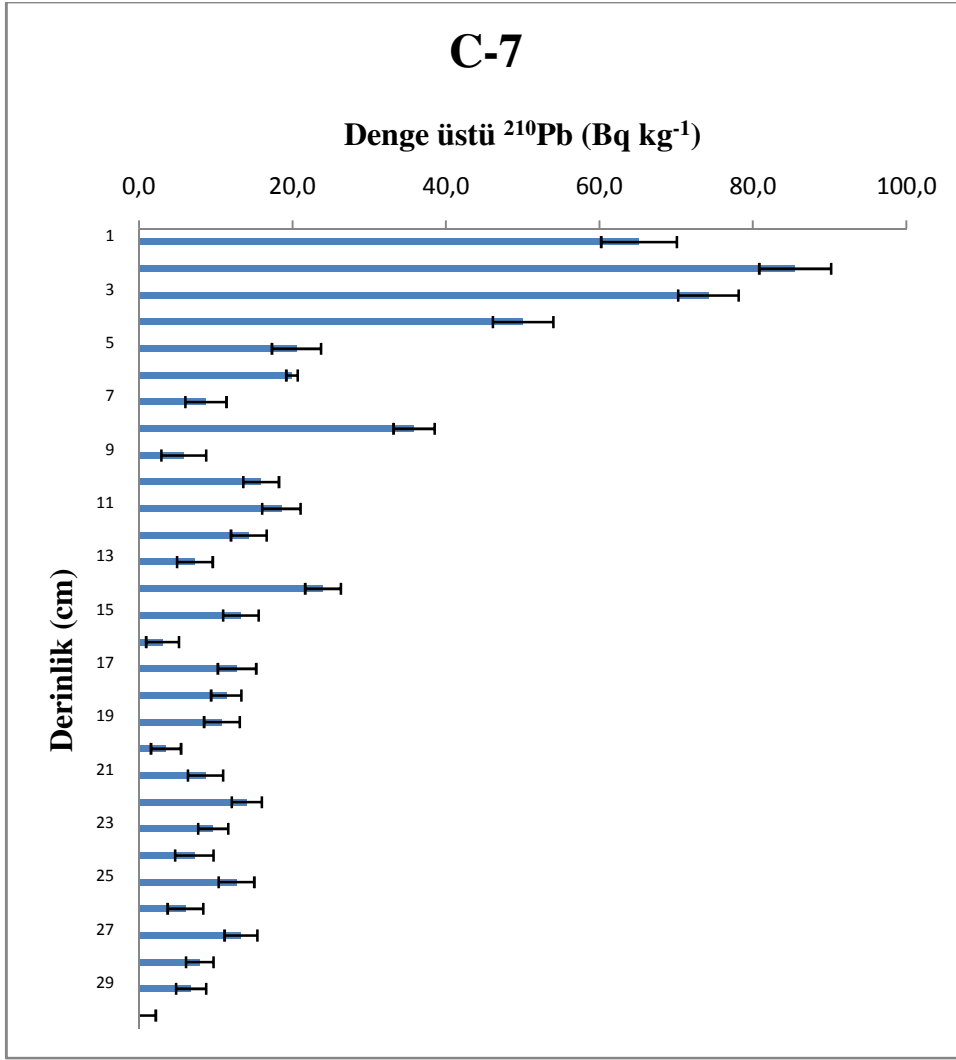
Şekil 4.3 Referans noktası denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

Referans noktası korunda yüzeyden 23 cm aşağıda toplam ^{210}Pb aktivitesi ile ^{226}Ra aktivite konsantrasyonları birbirine eşitlenmektedir. Dengedeki ^{210}Pb (^{226}Ra) aktivitesi $23,5 \text{ Bq Kg}^{-1}$ dir. Bu noktadan sonra denge üstü kurşun artış ve azalışlarla ortalama olarak sabit bir değerde daha alt katmanlarda devam ettiği gözlenmektedir.



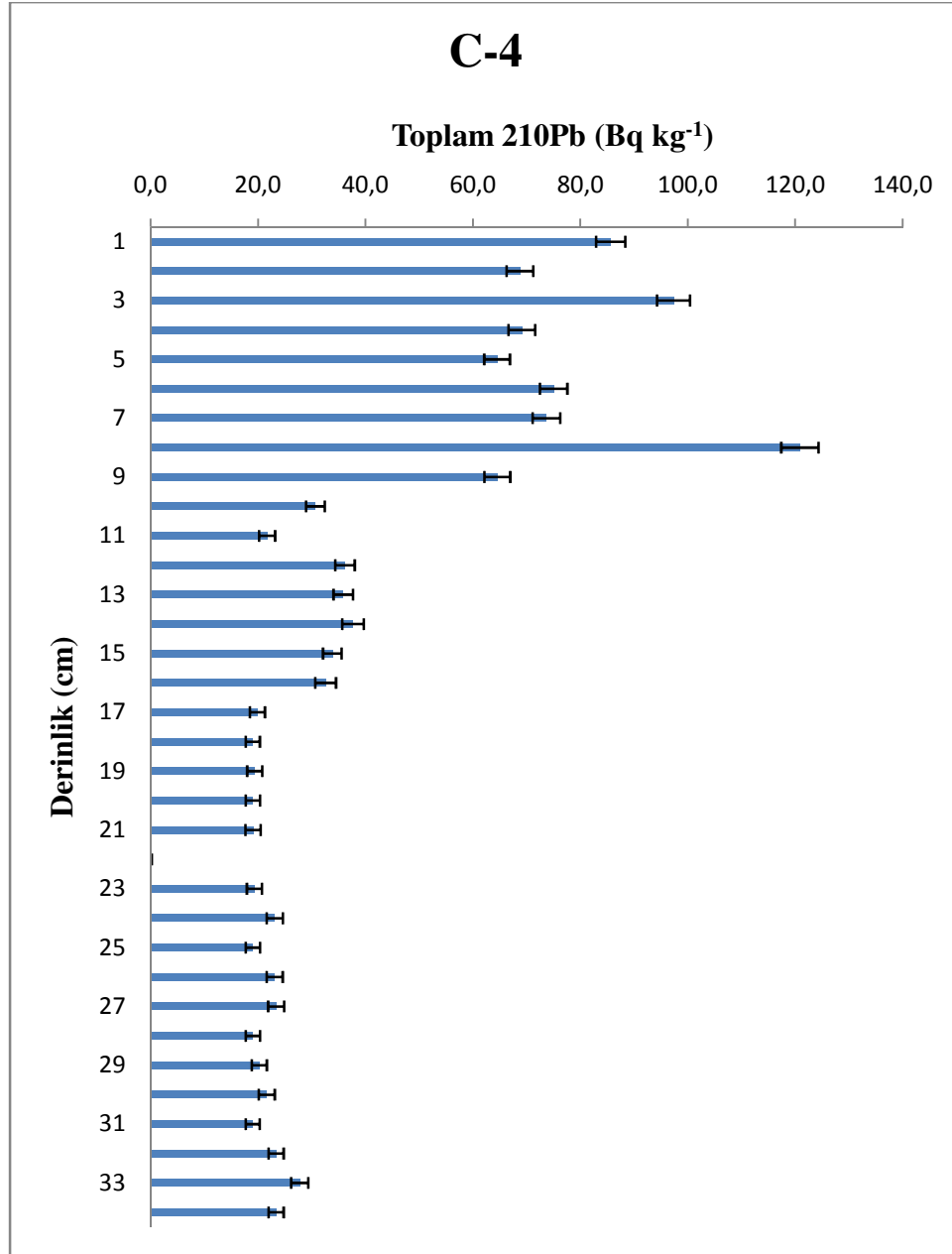
Şekil 4.4 C-7 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-7 kuru hidrotermal çıkış ağzından alınmış en sıcak kordur. Korda ^{210}Pb Aktivite konsantrasyonlarının dağılışı genel olarak üstel bir azalış göstermekte ancak bazı katmanlarda (8,14 ve 22 gibi) fazladan bir ^{210}Pb girdisi görülmektedir. Bilindiği gibi sıcak ortamlarda ^{210}Pb 'un karbonatlı yapılara tutunumu azalmaktadır. Katmanlar arasındaki düzensizliğe bu da sebep olabilir.



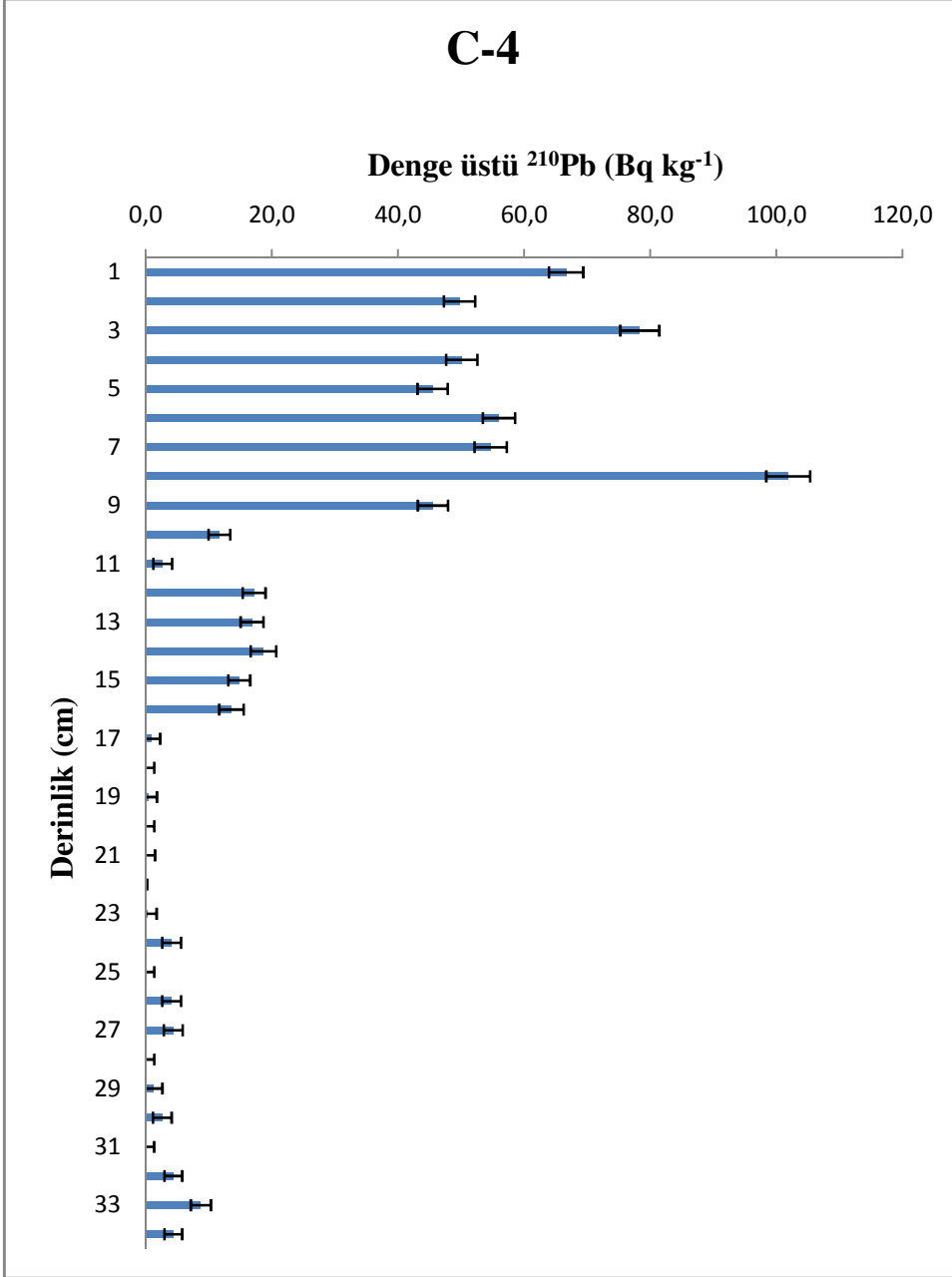
Şekil 4.5 C-7 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-7 korunda yüzeyden 29 cm aşağıda denge üstü ^{210}Pb konsantrasyonu sabitlenmektedir. Su derinliği 19,5 m dir. COR-7 koruna ve C-9 koruna yakındır ancak bu iki kordaki gibi denge üstü kurşun aktiviteleri keskin artış ve azalmalar göstermemektedir.



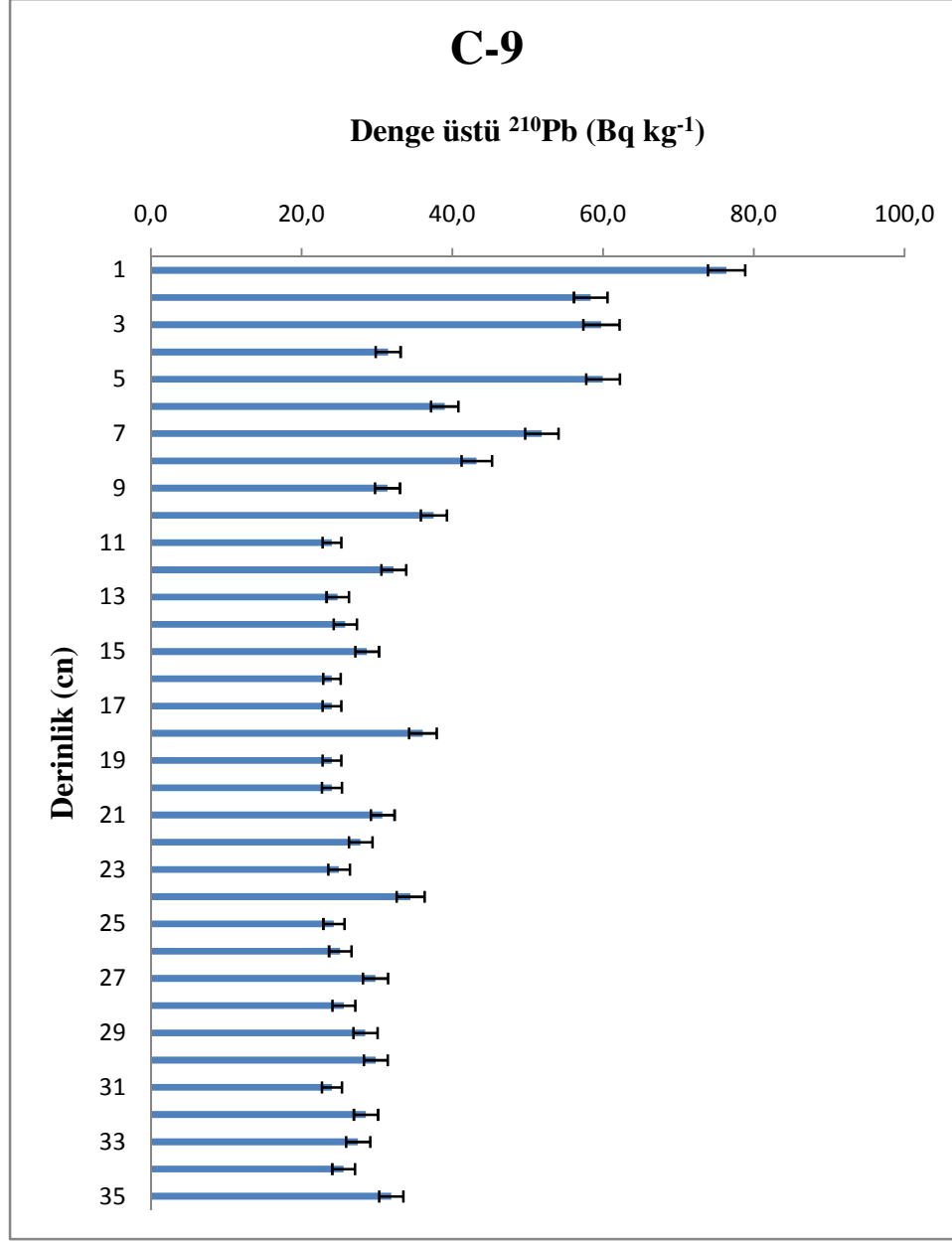
Şekil 4.6 C-4 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-4 kuru toplam ^{210}Pb konsantrasyonunun profil dağılımı düzenli üstel bir azalış göstermemektedir. Su derinliği 16.8 m olup C-3 koruna yakındır fakat üst katmanlarındaki (yaklaşık 9 cm ye kadar) konsantrasyonların üstellikten uzaklığı ile C-3 korundan farklı bir davranış sergilemektedir.



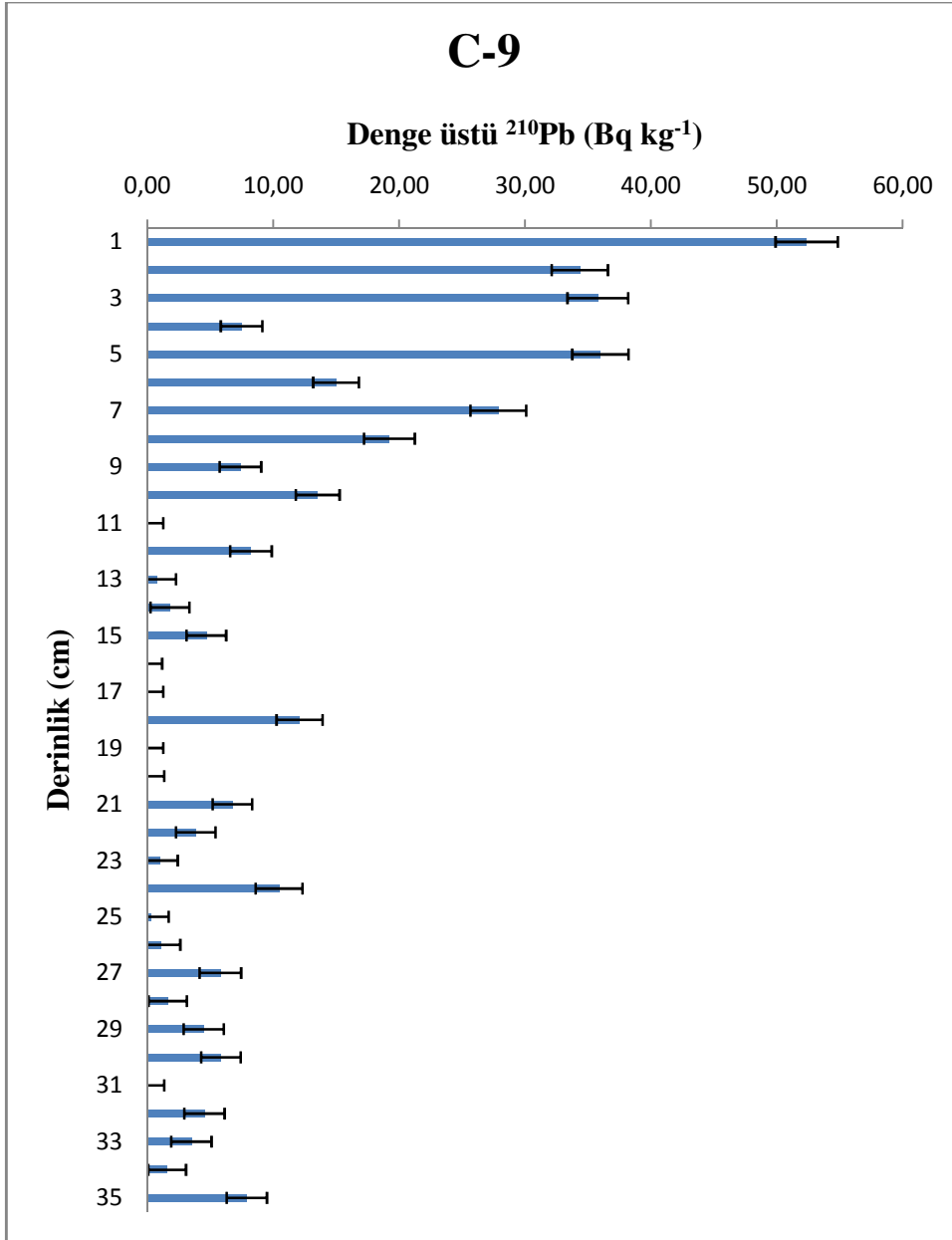
Şekil 4.7 C-4 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-4 korunda dengedeki ^{210}Pb konsantrasyonu 19 Bq Kg^{-1} dir. Bu aktiviteye yüzeyden 20 cm aşağıda ulaşılmaktadır. Üst katmanlarda yaklaşık olarak 10 cm ye kadar üstel azalış görülmemektedir.



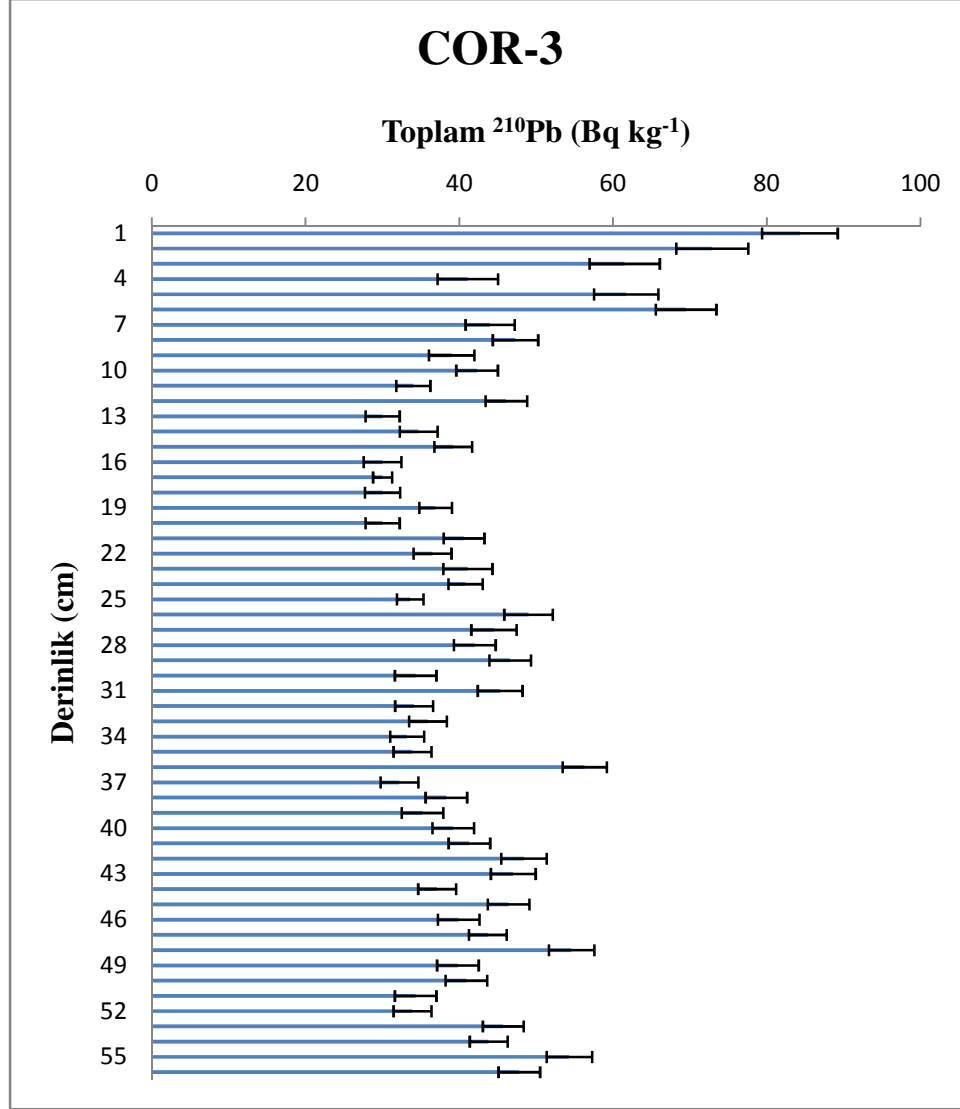
Şekil 4.8 C-9 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-9 korunda toplam ^{210}Pb aktivite konsantrasyonları düzensiz bir azalma göstermekte, aktivite konsantrasyonları C-7 ve Referans korlarına göre oldukça düşük görülmektedir. Benzer şekilde C-3, COR-3, COR-7 ve NB-COR-2 korlarında da konsantrasyonlar düşüktür.



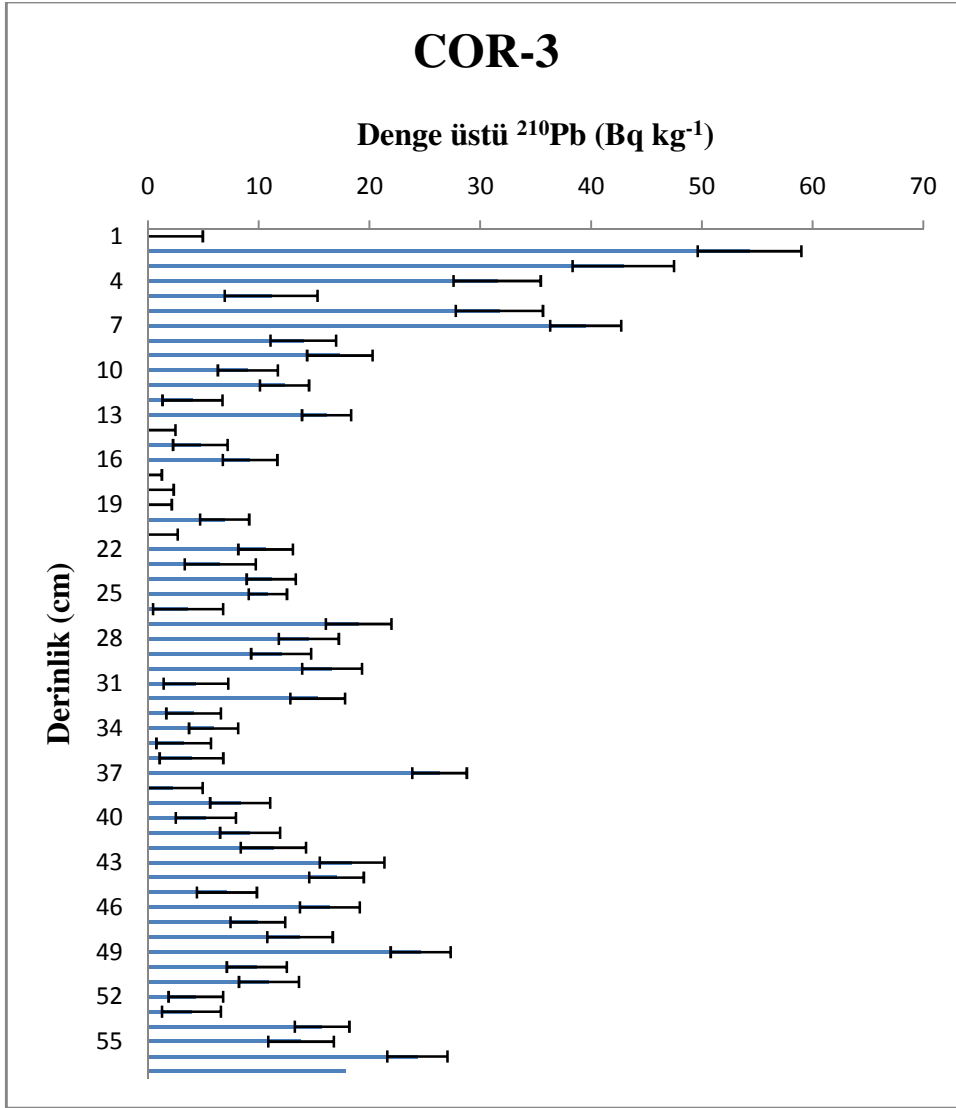
Şekil 4.9 C-9 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-9 korunda denge üstü ^{210}Pb aktivitesi yaklaşık yüzeyden 17 cm derinlikte ^{226}Ra ile dengeye ulaşmaktadır. Bu derinliğe gelinceye kadar üstel azalıştan ayrılmakla birlikte genel olarak üstel azalış belirgindir. Dengedeki ^{210}Pb aktivitesi 24 Bq kg^{-1} civarındadır.



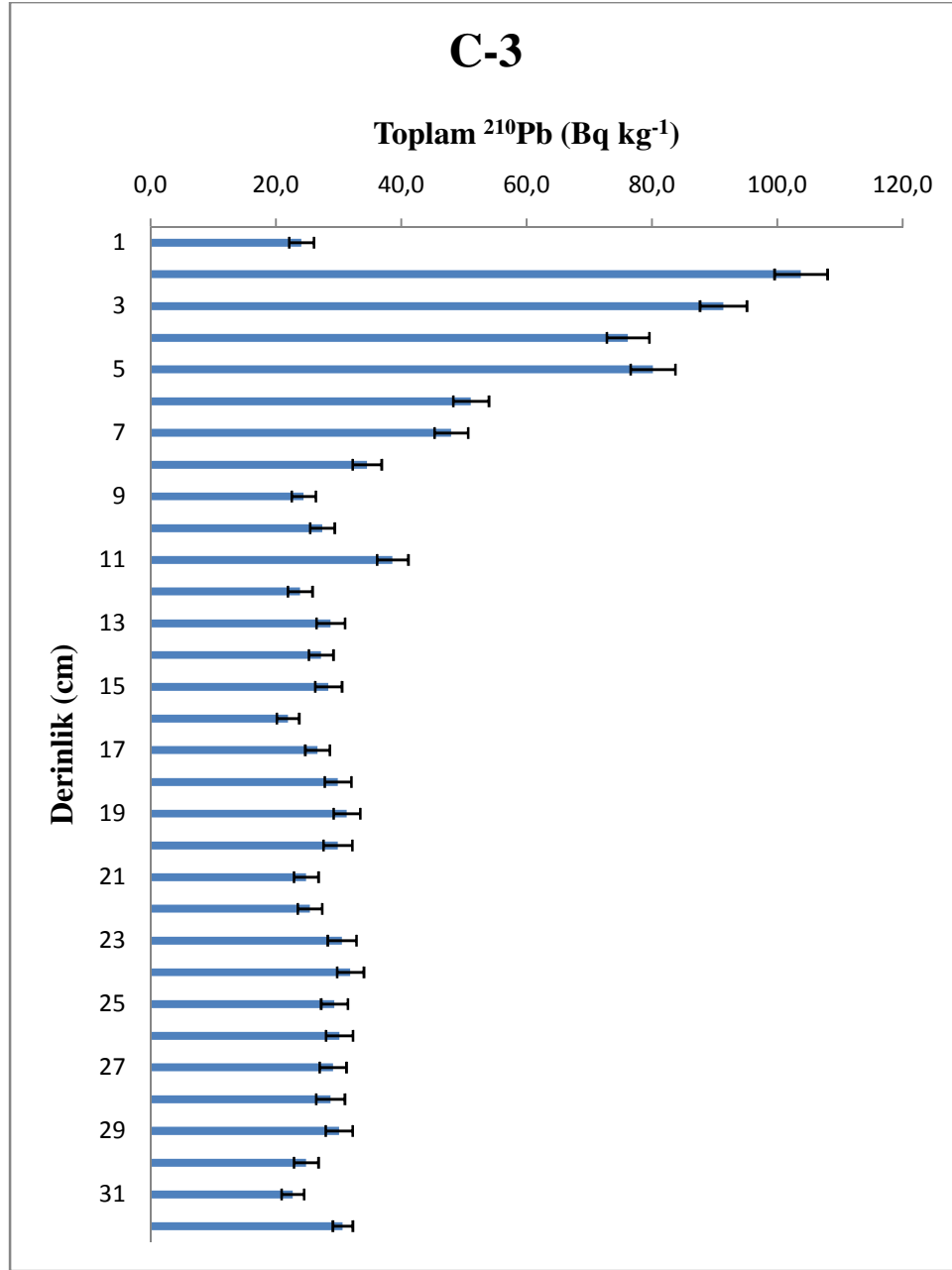
Şekil 4.10 COR-3 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

COR-3 korunda ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarındaki değişim oldukça düzensizdir. Bu durum ^{210}Pb akısına da yansımıştır ($11.16 \text{ mBq cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$).

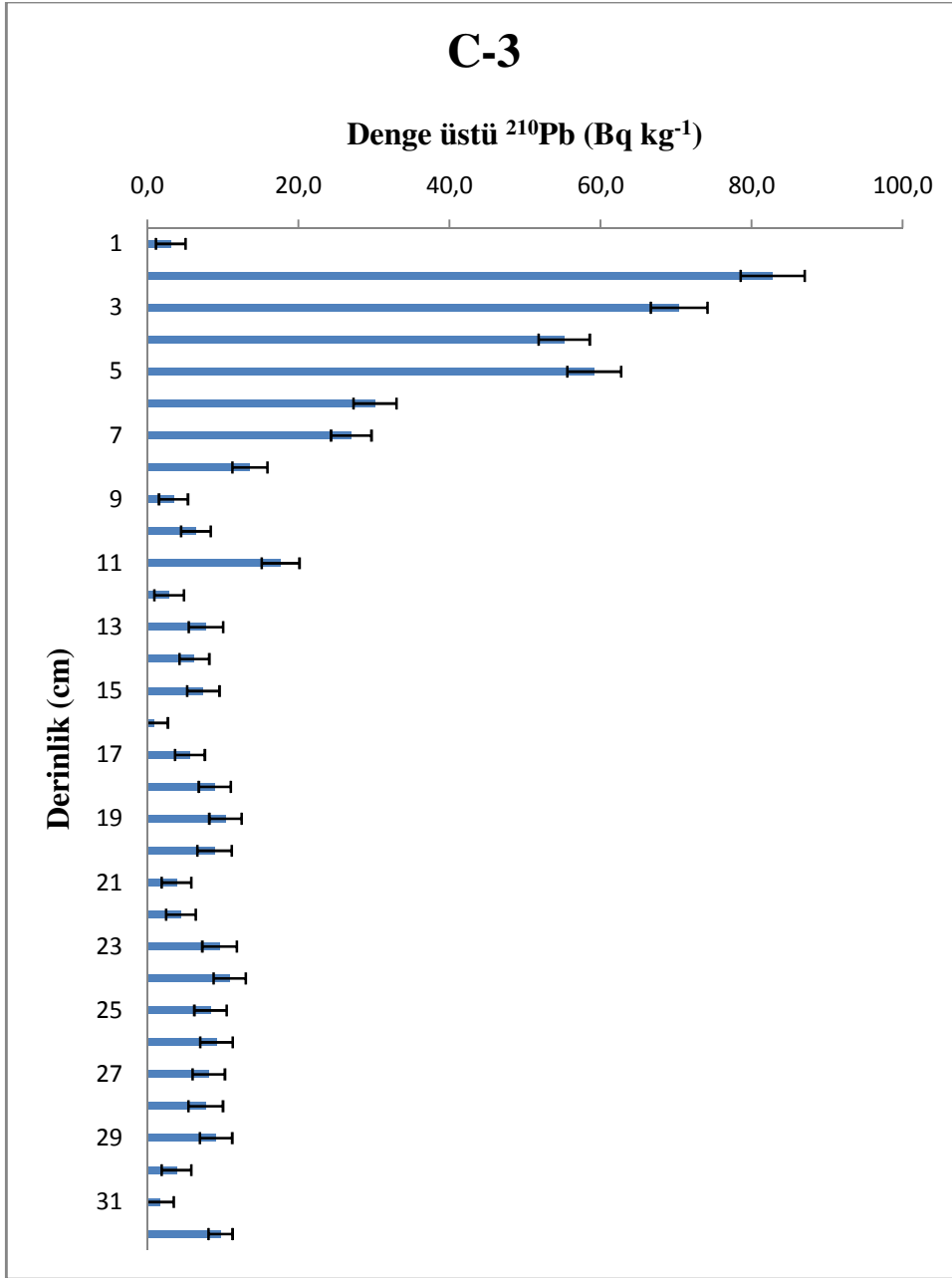


Şekil 4.11 COR-3 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

COR-3 korunda yüzeyden 18 cm aşağıda ^{226}Ra 'a eşdeğer ^{210}Pb aktivitesine (30 Bq Kg^{-1}) ulaşılmıştır. Sonraki katmanlarda derinlere inildikçe denge üstü kurşun aktivelerinde artış ve azalışlar görülmektedir. Bu durumun fay hatlarındaki açılmalar ve kapanmalar sonucu meydana geldiği düşünülmektedir. Dolayısıyla denge üstü kurşun kaynağı atmosferik değil radyum gazı çıkışına bağlıdır.

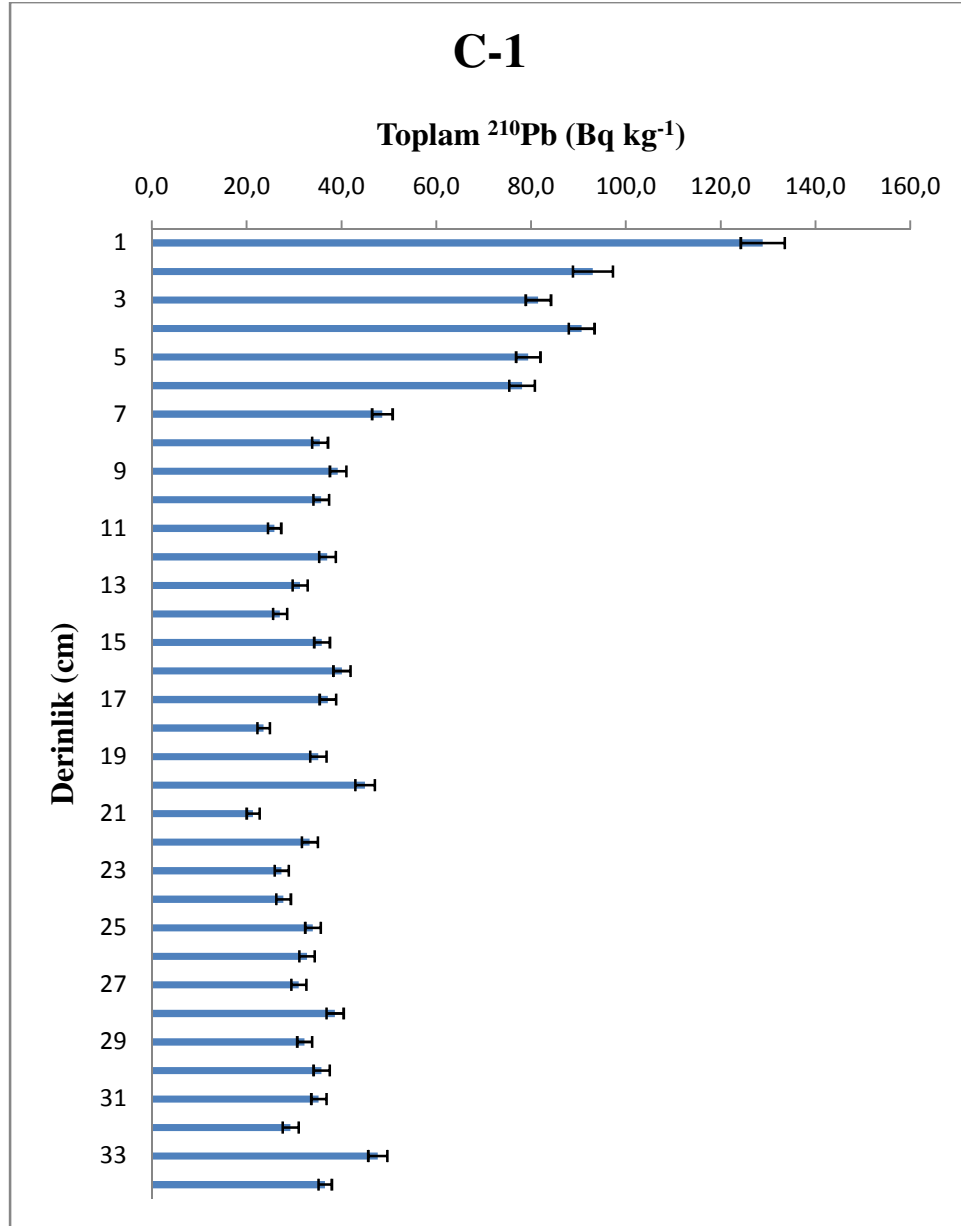


Şekil 4.12 C-3 toplam ^{210}Pb 'un profil dağılımı

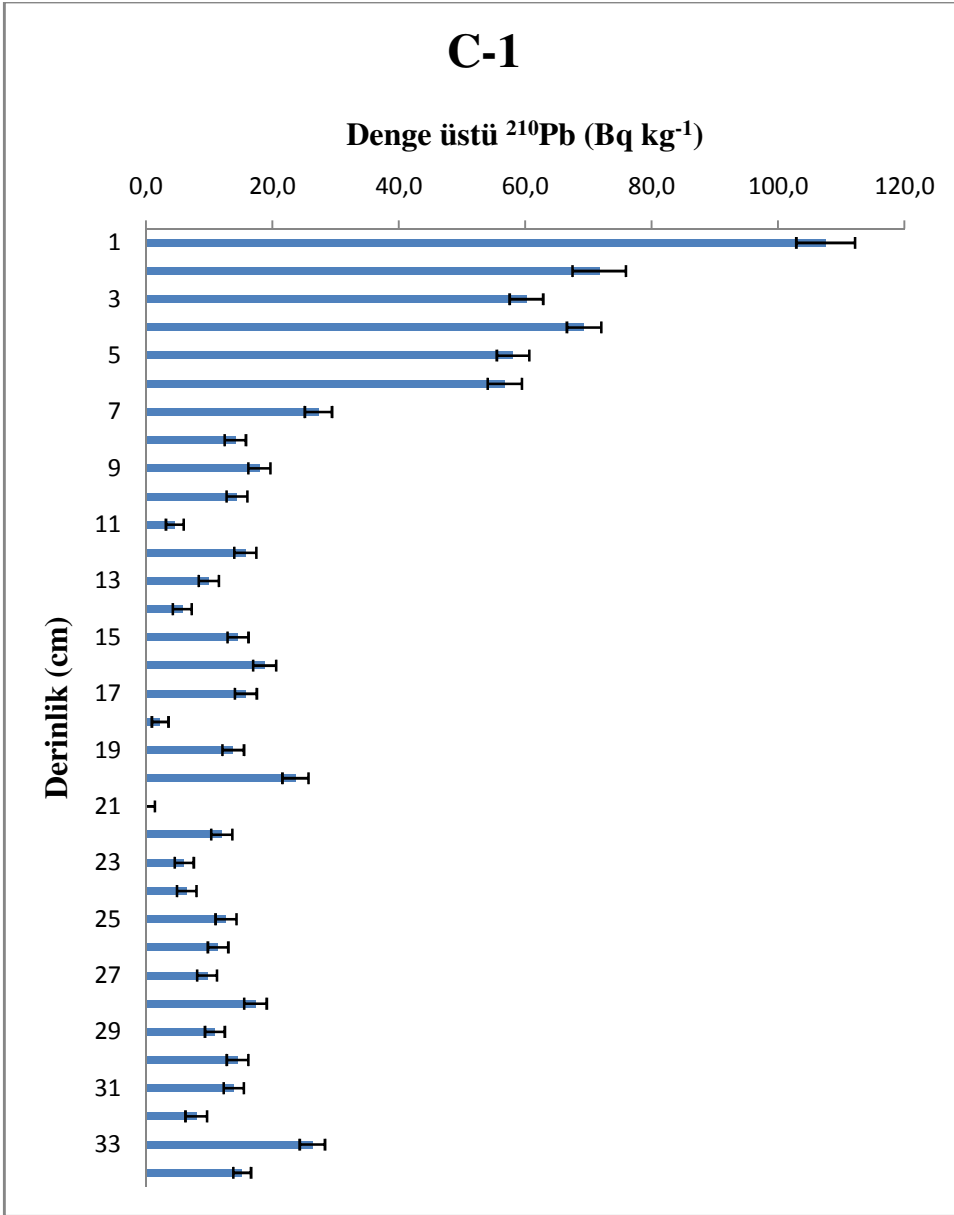


Şekil 4.13 C-3 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-3 korunun ilk 15 cm lik kısmında sedimentasyon hızı hesaplanabilmiştir. Denedeki ^{210}Pb 'un aktivite konsantrasyonu 21 BqKg^{-1} dir. Su derinliği 13.5 m ile örnekleme alanının en güneyindeki kordur.

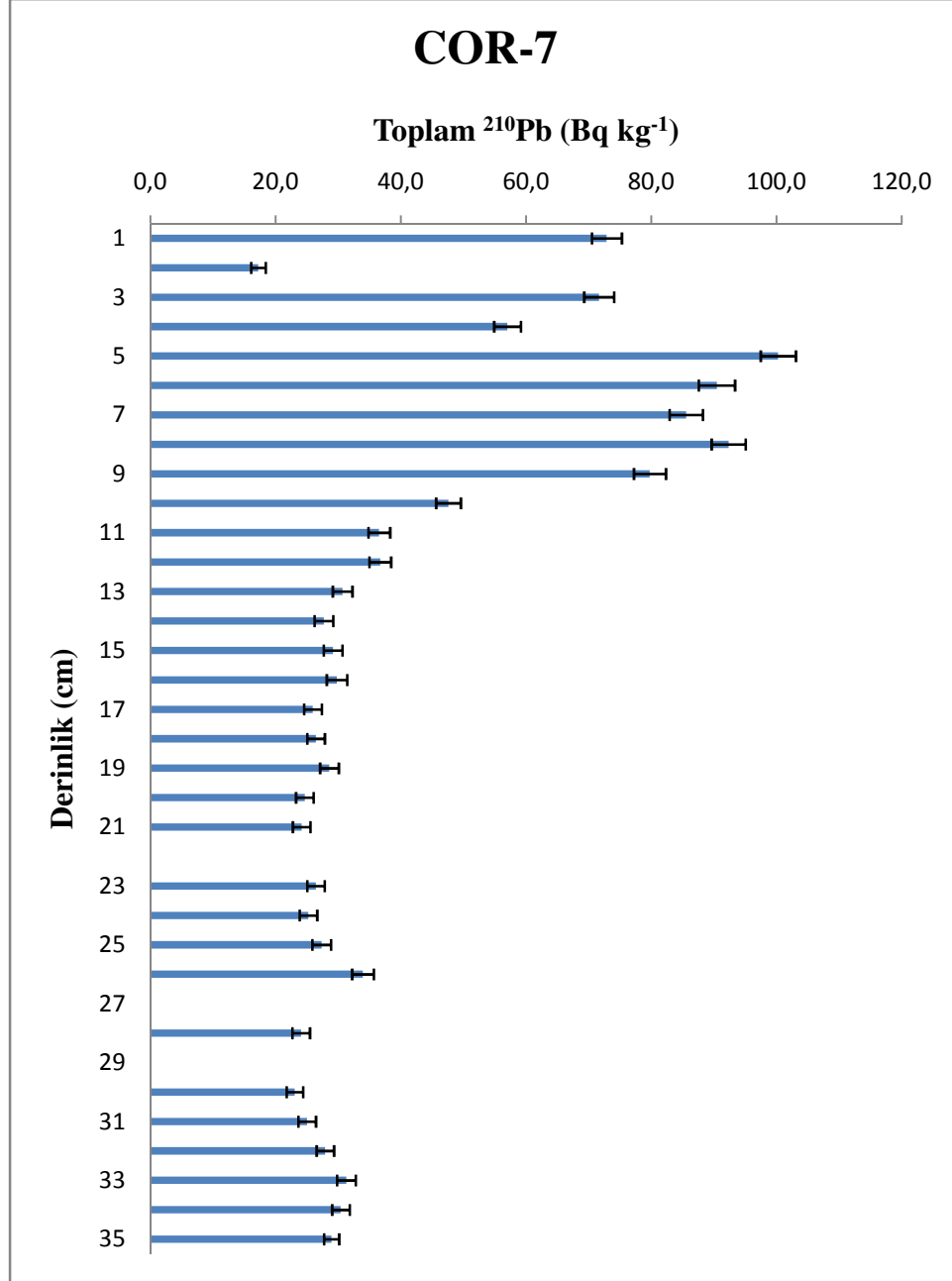


Şekil 4.14 C-1 ^{210}Pb 'un profil dağılımı

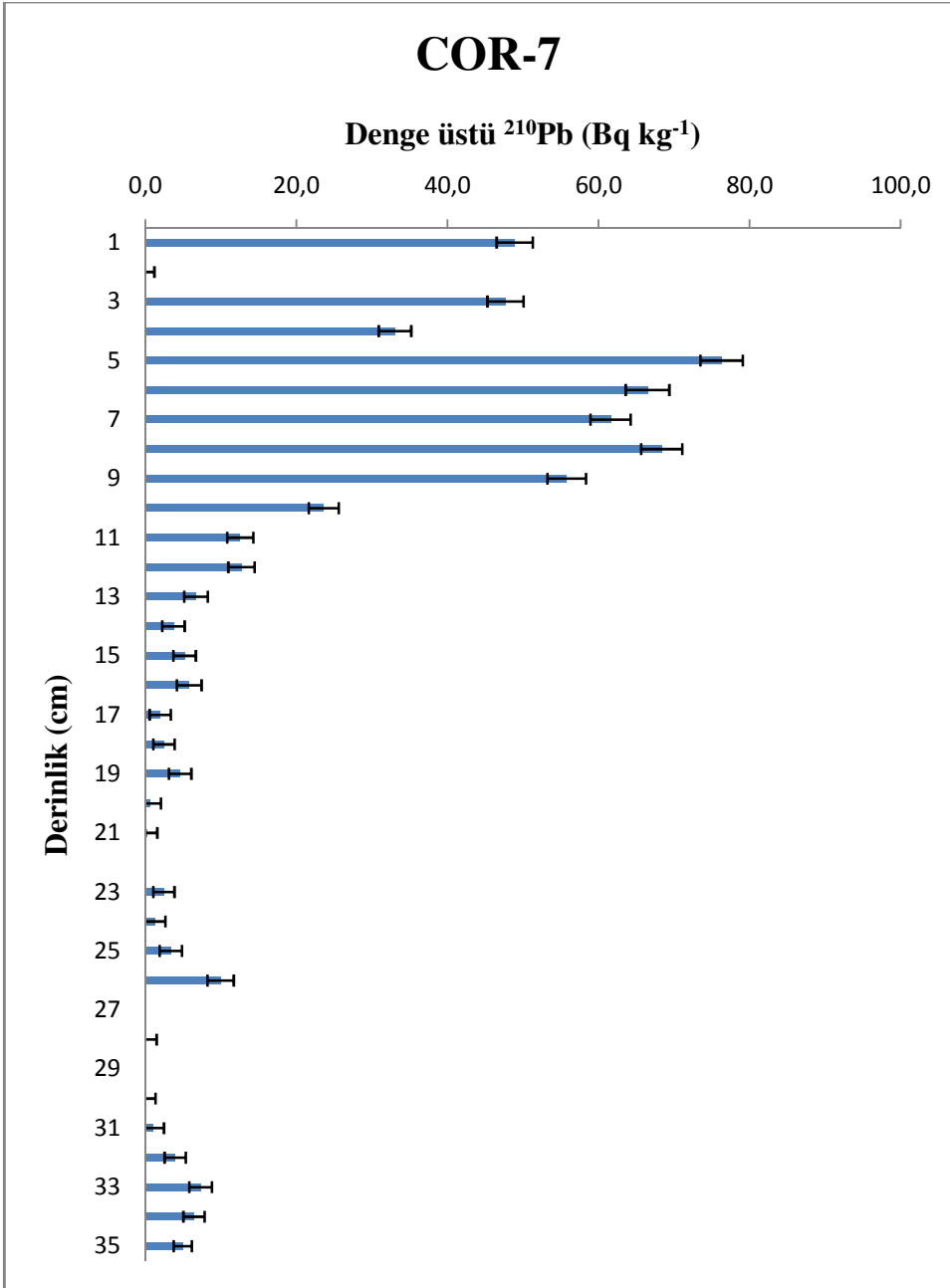


Şekil 4.15 C-1 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

C-1 kuru sediment yüzeyinden 21 cm aşağıda 21 BqKg^{-1} lık radyuma eşdeğer ^{210}Pb aktivite konsantrasyonuna sahiptir. Su derinliği 27 m dir. Örnekleme bölgesinin en kuzeyindeki sediment korudur.

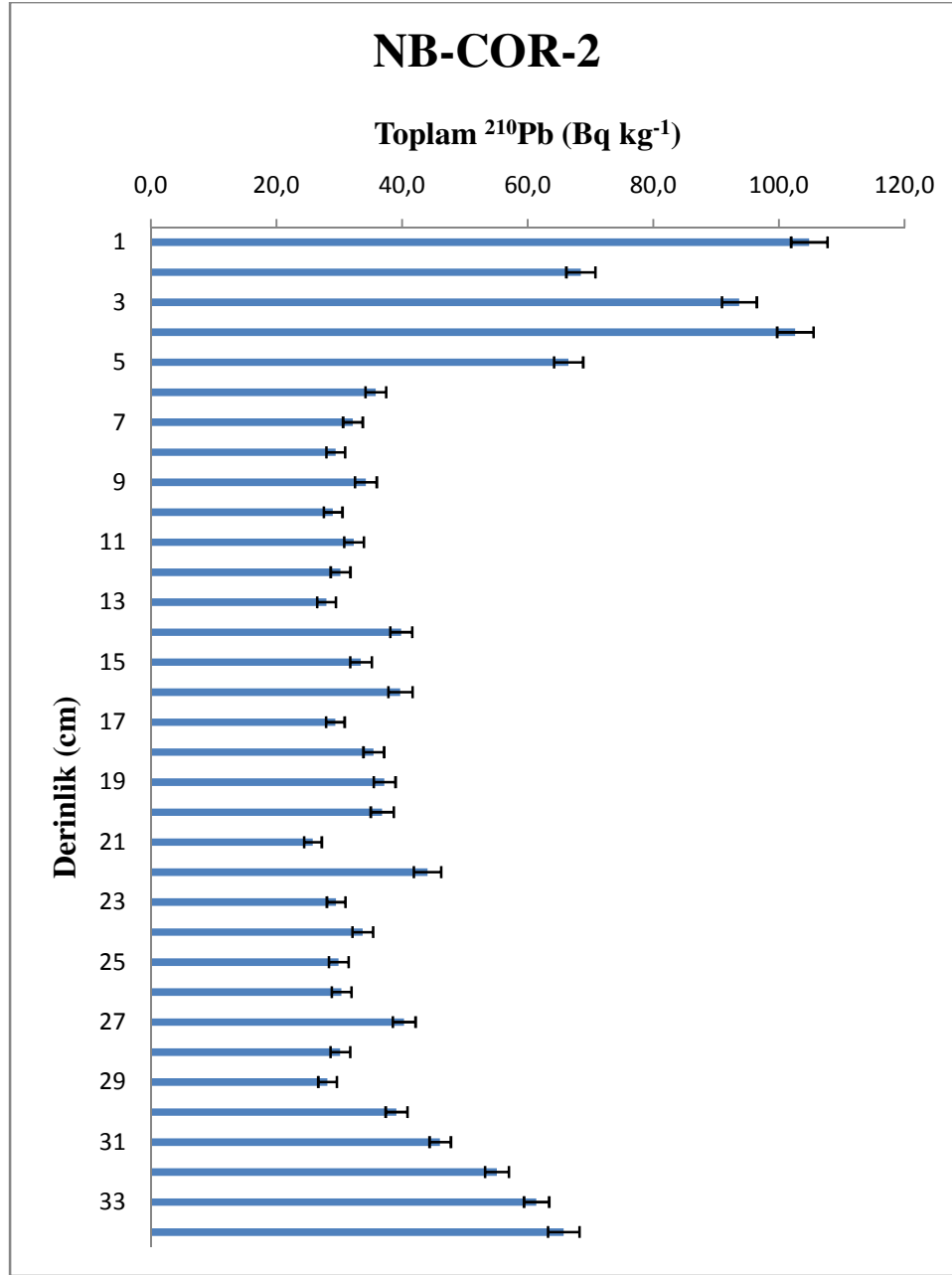


Şekil 4.16 COR-7 ^{210}Pb 'un profil dağılımı



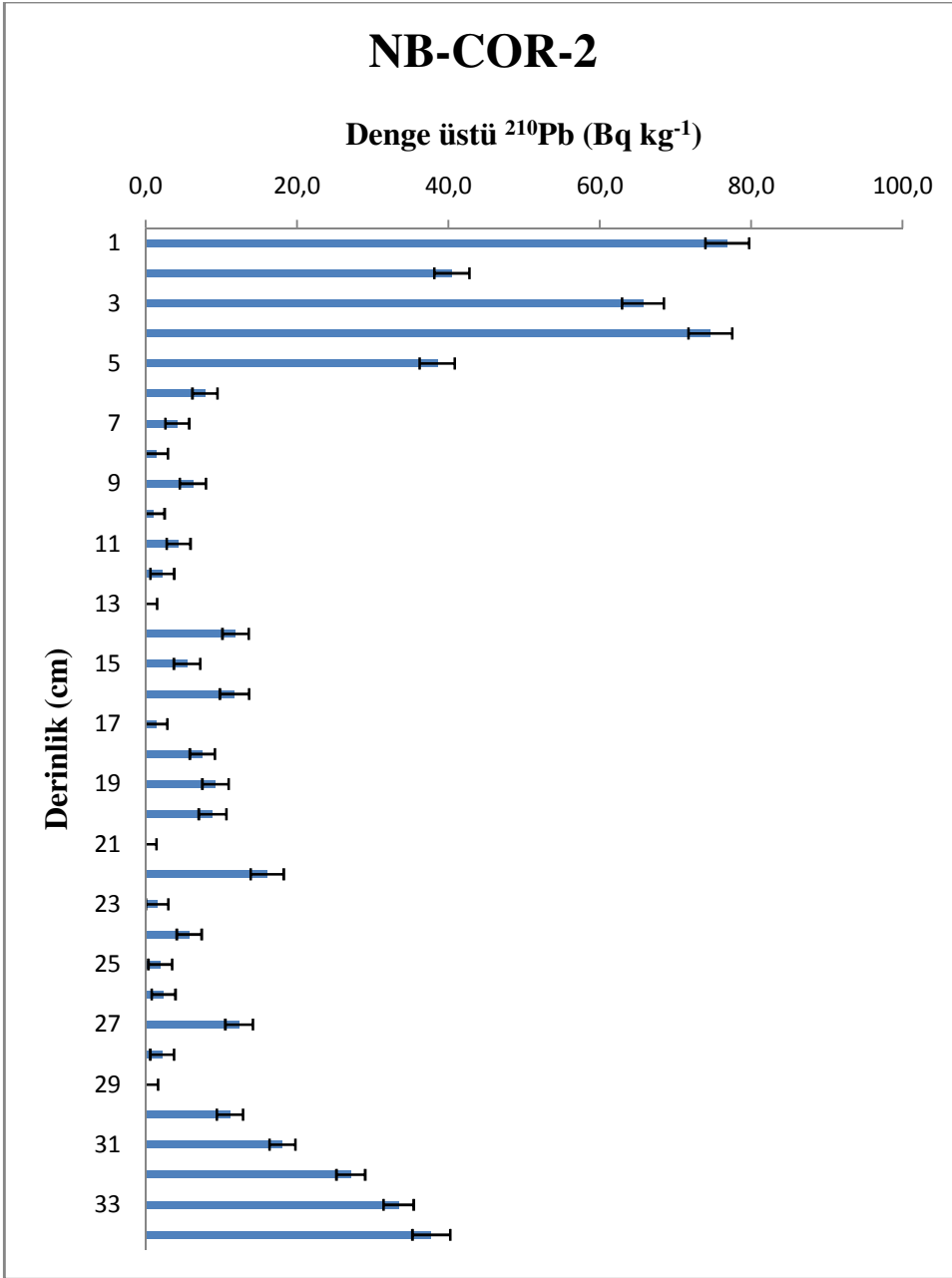
Şekil 4.17 COR-7 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

COR-7 koru sediment yüzeyinden 22 cm aşağıda radyuma eşdeğer dangedeki ^{210}Pb (24 Bq kg^{-1}) aktivite konsantrasyonuna sahiptir.



Şekil 4.18 NB-COR-2 ^{210}Pb 'un profil dağılımı

NB-COR-2 korunda toplam ^{210}Pb aktivite konsantrasyonu profil dağılımına bakıldığında sediment yüzeyinden 29 cm aşağıda derinlere doğru ^{210}Pb konsantrasyonlarında tekrar bir artış görülmektedir. Bunun sebebinin deniz tabanındaki sismik aktivite sonucu fay hattındaki çatlakların genişleyerek radyum çıkışına izinvermesi ve ardından tekrar kapanması olduğu düşünülmektedir.



Şekil 4.19 NB-COR-2 denge üstü ^{210}Pb 'un profil dağılımı

NB-COR-2 kuru sediment yüzeyinden 13 cm aşağıda radyuma eşdeğer dangedeki ^{210}Pb (23 Bq kg^{-1}) aktivite konsantrasyonuna sahiptir. Daha sonraki tabakalarda derinlik arttıkça denge üstü ^{210}Pb 'un üstel olarak artmaya başladığı gözlenmektedir. Bu durumda denge üstü ^{210}Pb kaynağının atmosferik değil deniz tabanındaki hareketlere bağlı ^{226}Ra çıkışına bağlı olduğu düşünülmektedir.

4.4 CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar:

CRS modeli ile her bir sediment katmanının ^{210}Pb envanteri ve sediment oluşum süresi bölüm 2.7.2 deki (15) ve (19) numaralı denklemleri kullanılarak, hızlar ise katman derinliği ve oluşum süresi ilişkisinden bulunmuştur. Sonuçlar Çizelge 4.10,11,12,13,14,15,16,17,18 ile verilmiştir. Çizelgede ^{210}Pb ex denge üstü kurşunu, ^{210}Pb E. Her bir katmandaki kurşun envanterini, T.E. ise yüzeyden ilgili katmana kadarki toplam ^{210}Pb envanterini göstermektedir.

Referans Kuru

Çizelge 4.10 Referans Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	^{210}Pb ex (mBq/g)	^{210}Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	0.99	110.89	109.55	109.55	5.86	±0.64	0.171	±0.209
2	0.99	120.31	118.58	228.13	13.69	±2.61	0.128	±0.252
3	1.05	60.18	62.9	291.03	18.78	±0.13	0.197	±0.183
4	1	70.52	70.78	361.8	25.67	±1.67	0.145	±0.235
5	1.04	45.93	47.67	409.47	31.31	±0.42	0.177	±0.203
6	1.07	34.09	36.38	445.85	36.39	±0.14	0.197	±0.183
7	1.11	22.33	24.73	470.57	40.37	±1.24	0.251	±0.129
8	1.13	22.53	25.37	495.94	45.04	±0.55	0.214	±0.166
9	1.07	1.06	1.14	497.08	45.27	±4.99	4.427	±4.047
10	1.07	14.82	15.85	512.93	48.6	±1.89	0.3	±0.08
11	1.08	17.06	18.46	531.39	52.97	±0.85	0.229	±0.151
12	1.07	11.94	12.84	544.23	56.4	±1.79	0.291	±0.089
13	1.1	11.49	12.59	556.82	60.17	±1.45	0.266	±0.114
14	1.07	8.56	9.13	565.95	63.2	±2.19	0.33	±0.05
15	1.04	5.93	6.17	572.12	65.43	±2.99	0.449	±0.069
16	0.99	11.64	11.55	583.68	70.06	±0.59	0.216	±0.164
17	1.05	15.79	16.65	600.32	78.18	±2.9	0.123	±0.257
18	1.03	15.45	15.87	616.19	88.47	±5.07	0.097	±0.283
19	1.01	7.86	7.96	624.15	95.21	±1.52	0.148	±0.232
20	0.98	8.78	8.6	632.75	104.54	±4.11	0.107	±0.273
21	0.97	9.73	9.48	642.23	119.45	±9.69	0.067	±0.313
22	0.95	15.07	14.39	656.62	191.96	±67.29	0.014	±0.366
23	0.91	1.86	1.69	658.31	#SAYI!			
Ort.							0.388	±0.185

C-7 Kuru**Çizelge 4.11 C-7 Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0.92	65.1	60	60	3.8	±0.6	0.266	±0.124
1	0.98	85.5	83.9	143.9	9.9	±1.7	0.164	±0.226
2	0.86	74.2	63.5	207.4	15.4	±1.1	0.18	±0.21
3	0.96	50.0	48.3	255.7	20.4	±0.6	0.201	±0.189
4	0.94	20.5	19.2	274.9	22.6	±2.2	0.453	±0.063
5	0.93	19.9	18.6	293.5	24.9	±2.1	0.436	±0.046
6	0.91	8.7	7.9	301.4	25.9	±3.4	0.973	±0.583
7	0.89	35.8	31.8	333.2	30.4	±0.1	0.222	±0.168
8	0.94	5.8	5.5	338.6	31.3	±3.6	1.185	±0.795
9	0.94	15.9	14.9	353.5	33.7	±2.0	0.416	±0.026
10	0.94	18.5	17.4	370.9	36.7	±1.3	0.327	±0.063
11	0.88	14.3	12.5	383.4	39.1	±2.0	0.416	±0.026
12	0.93	7.3	6.7	390.1	40.5	±3.0	0.729	±0.339
13	0.85	24.0	20.3	410.5	45.0	±0.1	0.221	±0.169
14	0.88	13.2	11.6	422.1	47.9	±1.5	0.345	±0.045
15	0.89	3.1	2.7	424.8	48.6	±3.7	1.4	±1.01
16	0.93	12.8	11.8	436.6	52.0	±1.1	0.3	±0.09
17	0.93	11.3	10.6	447.2	55.3	±1.1	0.303	±0.087
18	0.91	10.8	9.8	456.9	58.7	±1.0	0.295	±0.095
19	0.99	3.5	3.4	460.4	60.0	±3.1	0.78	±0.39
20	0.98	8.6	8.4	468.8	63.3	±1.0	0.295	±0.095
21	1.03	14.0	14.4	483.2	70.1	±2.4	0.148	±0.242
22	1.02	9.6	9.9	493.1	75.7	±1.2	0.178	±0.212
23	0.98	7.2	7.1	500.1	80.4	±0.3	0.212	±0.178
24	0.96	12.7	12.1	512.3	90.6	±5.8	0.098	±0.292
25	0.98	6.0	5.9	518.2	97.0	±2.0	0.156	±0.234
26	0.96	13.3	12.8	531.0	117.8	±16.5	0.048	±0.342
27	0.96	7.9	7.6	538.5	143.0	±20.7	0.04	±0.35
28	0.95	6.8	6.4	545.0	398.9	±251.5	0.004	±0.386
29	0.92	0.0	0.0	545.0	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.372	±0.261

C-4 Kuru**Çizelge 4.12 C-4 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	1.38	66.6	91.6	91.6	5.0	±3.2	0.201	±0.001
1	1	49.7	49.7	141.3	8.1	±5.13	0.327	±0.127
2	0.97	78.3	76.3	217.5	13.4	±2.85	0.187	±0.013
3	0.89	50.1	44.4	262.0	17.0	±4.61	0.279	±0.079
4	0.9	45.5	41.1	303.0	20.7	±4.49	0.269	±0.069
5	0.92	56.0	51.2	354.2	26.0	±2.86	0.188	±0.012
6	1.03	54.7	56.1	410.3	33.1	±1.14	0.141	±0.059
7	0.89	101.8	90.8	501.1	49.4	±8.11	0.061	±0.139
8	1.04	45.5	47.5	548.6	63.0	±5.43	0.073	±0.127
9	0.91	11.7	10.6	559.2	67.1	±4.16	0.248	±0.048
10	0.92	2.7	2.4	561.6	68.1	±7.2	0.995	±0.795
11	0.89	17.2	15.3	577.0	75.2	±1.04	0.14	±0.06
12	1.01	16.8	16.9	593.9	85.6	±2.13	0.097	±0.103
13	0.93	18.6	17.3	611.2	101.3	±7.55	0.064	±0.136
14	0.93	14.8	13.7	624.9	123.7	±14.2	0.045	±0.155
15	0.92	13.6	12.5	637.5	203.6	±71.66	0.013	±0.187
16	0.92	0.9	0.8	638.2	240.8	±29.01	0.027	±0.173
17	0.93	ND	0.0	638.2	240.8	±8.2	ND	ND
18	0.9	0.4	0.3	638.6	309.6	±60.57	0.015	±0.185
19	0.93	ND	0.0	638.6	309.6	±8.2	ND	ND
20	0.95	0.0	0.0	638.6	401.0	±83.19	0.011	±0.189
Ort.							0.177	±0.147

C-9 Kuru**Çizelge 4.13 C-9 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0.66	52.4	34.5	34.5	6.6	±0.7	0.152	±0.038
1	0.65	34.3	22.3	56.8	11.7	±2.2	0.196	±0.006
2	0.65	35.8	23.2	80.0	18.0	±1.0	0.158	±0.032
3	0.75	7.5	5.6	85.5	19.7	±5.6	0.581	±0.391
4	0.71	36.0	25.7	111.2	29.1	±2.1	0.106	±0.084
5	0.75	15.0	11.3	122.5	34.3	±2.1	0.192	±0.002
6	0.76	27.9	21.2	143.7	47.2	±5.6	0.078	±0.112
7	0.66	19.2	12.7	156.4	58.4	±3.9	0.089	±0.101
8	0.79	7.4	5.9	162.2	65.3	±0.4	0.146	±0.044
9	0.84	13.5	11.4	173.6	85.3	±12.7	0.05	±0.14
10	0.84	ND	0.0	173.6	85.3	±7.3	ND	ND
11	0.84	8.2	6.9	180.5	109.1	±16.5	0.042	±0.148
12	0.84	0.8	0.6	181.1	112.5	±3.8	0.288	±0.098
13	0.88	1.8	1.6	182.7	122.9	±3.0	0.097	±0.093
14	0.88	4.7	4.1	186.8	405.8	±275.6	0.004	±0.186
15	0.89	ND	0.0	186.8	405.8	±7.3	ND	ND
16	0.93	ND	0.0	186.8	405.8	±7.3	ND	ND
17	0.87	0.0	10.5	197.3	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.155	±0.113

COR-3 Kuru**Çizelge 4.14 COR-3 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	1.15	54.3	62.6	62.6	6.2	±0.4	0.162	±0.024
1	1.22	42.9	52.5	115.2	12.5	±0.3	0.159	±0.027
2	1.38	31.5	43.4	158.6	18.8	±0.3	0.158	±0.028
3	1.22	11.1	13.6	172.2	21.0	±4.4	0.443	±0.257
4	1.06	31.7	33.8	205.9	27.4	±0.2	0.156	±0.03
5	1.07	39.5	42.2	248.1	37.8	±3.8	0.096	±0.09
6	1.04	14	14.6	262.6	42.4	±2.1	0.22	±0.034
7	1.08	17.3	18.7	281.4	49.3	±0.4	0.143	±0.043
8	1.24	9	11.2	292.6	54.4	±1.6	0.199	±0.013
9	1.12	12.3	13.8	306.4	61.9	±0.9	0.133	±0.053
10	1.22	4	4.9	311.3	65.0	±3.5	0.318	±0.132
11	1.37	16.1	22.0	333.3	85.0	±13.4	0.05	±0.136
12	1.04	0	0.0	333.3	ND	ND	ND	ND
13	1.2	4.7	5.7	339.0	93.1	±1.5	0.124	±0.062
14	1.21	9.2	11.2	350.1	119.5	±19.8	0.038	±0.148
15	1.22	0	0.0	350.1	ND	ND	ND	ND
16	1.17	0	0.0	350.1	ND	ND	ND	ND
17	1.14	0	0.0	350.1	ND	ND	ND	ND
18	1.27	6.9	8.8	358.9	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.171	±0.076

C-3 Kuru**Çizelge 4.15 C-3 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	0.75	82.8	61.9	61.9	8.1	±0.2	0.124	±0.003
2	0.72	70.4	51.0	112.8	16.7	±0.3	0.116	±0.005
3	0.67	55.2	36.8	149.6	24.8	±0.2	0.123	±0.002
4	0.7	59.1	41.5	191.1	37.4	±4.3	0.08	±0.041
5	0.67	30.1	20.3	211.4	45.9	±0.2	0.117	±0.004
6	0.7	27.0	18.9	230.3	56.6	±2.4	0.093	±0.028
7	0.71	13.5	9.6	239.9	63.8	±1.1	0.139	±0.018
8	0.75	3.4	2.6	242.5	66.1	±6.1	0.446	±0.325
9	0.7	6.4	4.5	247.0	70.4	±4.0	0.232	±0.111
10	0.72	17.6	12.7	259.7	87.3	±8.6	0.059	±0.062
11	0.71	2.9	2.0	261.7	91.0	±4.6	0.268	±0.147
12	0.74	7.7	5.7	267.5	104.7	±5.5	0.073	±0.048
13	0.75	6.2	4.7	272.1	123.1	±10.1	0.054	±0.067
14	0.74	7.4	5.4	277.6	195.2	±63.8	0.014	±0.107
15	0.72	0.9	0.7	278.2	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.138	±0.069

C-1 Kuru**Çizelge 4.16 C-1 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0.93	107.5	99.8	99.8	5.7	±0.8	0.174	±0.096
1	0.95	71.7	68.2	168.0	10.3	±0.3	0.217	±0.053
2	0.95	60.2	57.2	225.1	14.8	±0.5	0.225	±0.045
3	0.98	69.3	68.0	293.1	21.0	±1.3	0.16	±0.11
4	0.95	58.0	55.4	348.5	27.2	±1.3	0.162	±0.108
5	1	56.7	56.5	405.0	35.0	±2.9	0.128	±0.142
6	0.99	27.3	26.9	431.9	39.5	±0.4	0.222	±0.048
7	0.99	14.1	14.0	445.9	42.1	±2.3	0.382	±0.112
8	1	17.9	18.0	463.9	45.8	±1.2	0.269	±0.001
9	1.01	14.4	14.5	478.4	49.1	±1.6	0.3	±0.03
10	1.01	4.5	4.6	482.9	50.3	±3.8	0.89	±0.62
11	0.98	15.7	15.4	498.3	54.4	±0.8	0.242	±0.028
12	0.97	9.9	9.7	508.0	57.3	±2.0	0.347	±0.077
13	1.06	5.7	6.0	514.0	59.2	±3.0	0.516	±0.246
14	1.12	14.5	16.2	530.2	65.1	±1.0	0.17	±0.1
15	1.09	18.7	20.5	550.7	74.5	±4.5	0.106	±0.164
16	1.13	15.8	17.8	568.5	85.7	±6.3	0.089	±0.181
17	1.11	2.2	2.5	570.9	87.6	±3.0	0.525	±0.255
18	1.11	13.8	15.3	586.2	103.0	±10.5	0.065	±0.205
19	1.05	23.6	24.9	611.1	434.4	±326.5	0.003	±0.267
20	1.02	0.0	0.0	611.1	434.4	±4.9	ND	ND
21	0.92	12.0	11.0	622.1	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.259	±0.152

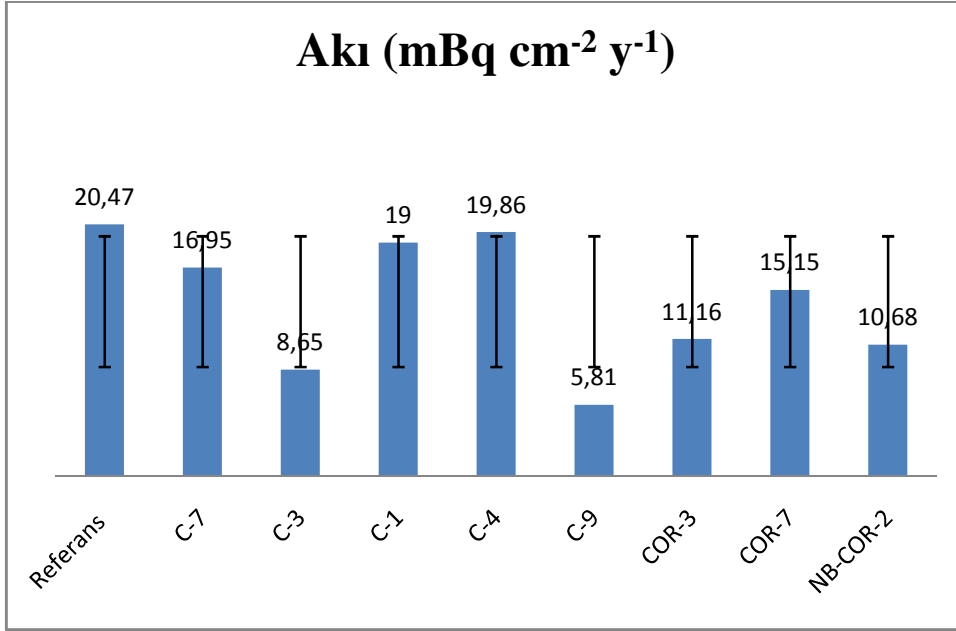
COR-7 Kuru**Çizelge 4.17 COR-7 kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğ. (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	0.82	48.9	40.3	40.3	2.8	±5.4	0.36	±0.241
1	0.88	ND	-6.0	34.3	2.4	±5.4	ND	ND
2	0.92	47.6	43.7	78.0	5.6	±4.9	0.306	±0.187
3	0.93	33.0	30.6	108.6	8.1	±5.7	0.4	±0.281
4	0.92	76.3	70.2	178.8	14.7	±1.6	0.151	±0.032
5	0.87	66.5	57.6	236.4	21.4	±1.5	0.15	±0.031
6	1	61.6	61.4	297.8	30.4	±0.9	0.111	±0.008
7	0.92	68.3	62.6	360.4	43.4	±4.7	0.077	±0.042
8	0.96	55.8	53.6	414.0	61.1	±9.5	0.056	±0.063
9	0.97	23.6	23.0	437.0	73.2	±4.0	0.082	±0.037
10	0.95	12.5	12.0	449.0	82.0	±0.6	0.114	±0.005
11	0.88	12.7	11.2	460.2	93.3	±3.0	0.089	±0.03
12	0.87	6.7	5.8	466.0	101.1	±0.4	0.128	±0.009
13	0.89	3.7	3.3	469.2	106.5	±2.8	0.184	±0.065
14	0.91	5.2	4.7	473.9	116.3	±1.6	0.102	±0.017
15	0.86	5.8	5.0	478.9	131.6	±7.1	0.065	±0.054
16	0.85	1.9	1.7	480.5	138.9	±0.9	0.137	±0.018
17	0.87	2.4	2.1	482.7	151.5	±4.4	0.079	±0.04
18	0.82	4.6	3.8	486.4	213.7	±54.0	0.016	±0.103
19	0.83	0.6	0.5	486.9	269.4	±47.5	0.018	±0.101
20	0.81	0.1	0.1	487.1	390.4	±112.8	0.008	±0.111
21	0.82	0.0	0.0	487.1	390.4	±8.2	#SAYI/0!	#SAYI/0!
22	0.76	2.4	1.8	488.9	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.119	±0.061

NB-COR-2 Kuru**Çizelge 4.18 NB-COR-2 Kuru CRS Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Der. (cm)	Yoğunluk (g/cm ³)	210Pb (mBq/g)	210Pb E. (mBq/cm ²)	T.E. (mBq/cm ²)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	1.08	76.8	82.6	82.6	8.8	±3.5	0.113	±0.005
1	1.07	40.4	43.3	125.9	14.7	±6.4	0.171	±0.063
2	1.04	65.7	68.4	194.3	26.8	±0.2	0.082	±0.026
3	1.03	74.6	76.9	271.1	50.1	±11.0	0.043	±0.065
4	1.08	38.5	41.7	312.8	77.8	±15.4	0.036	±0.072
5	1.13	7.8	8.8	321.6	88.7	±1.4	0.092	±0.016
6	1.12	4.2	4.6	326.3	96.4	±4.6	0.13	±0.022
7	1.12	1.4	1.6	327.8	99.5	±9.2	0.322	±0.214
8	1.13	6.2	7.0	334.9	118.8	±7.0	0.052	±0.056
9	1.13	1.0	1.1	336.0	123.3	±7.8	0.223	±0.115
10	1.16	4.3	5.0	341.0	159.5	±23.9	0.028	±0.08
11	1.11	2.2	2.4	343.5	411.9	±240.1	0.004	±0.104
12	1.05	0.0	0.0	343.5	411.9	±12.3	#SAYI/0!	#SAYI/0!
13	1.07	11.8	12.7	356.2	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.							0.108	±0.094

Şekil 4.20 de görüldüğü gibi akıdeğerleri yüksek olan korlarda RN, C-7 ve C-1 korlarındaki ortalama hızlarda ($0.388-0.259 \text{ cm y}^{-1}$) yüksek bulunmuştur. Bu korların MTA'nın 2006 yılında yayınladığı raporda var olduğunu söylediği fay kolu üzerinde bulunması ve yaklaşık olarak aynı akıya sahip olması ilgi çekici bir durumdur. C-4 korunun da akı yönünden benzer davranışı sergilemesi C-4 den başlayıp sırasıyla C-7, C-1 ve RN da sonlanan hat boyunca ayrıntılı çalışmaların yapılması gerekliliği ortaya çıkmaktadır. Hattın dışında kalan güneydeki son nokta C-3 ile hattın kuzeyinde yer alan C-9 korlarına daha düşük seviyedeki kurşun konsantrasyonları, daha düşük düzeyde sedimentasyon hızı ($0.138-0.155 \text{ cm y}^{-1}$) ve düşük düzeyde akı ($8.65, 5.81 \text{ mBq cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) karşılık gelmektedir. Hatta daha yakın olan COR-3 ve COR-7 korlarında akı ve sedimentasyon hızı tekrar artışa geçmektedir.



Şekil 4.20 CRS modeli ile hesaplanmış ²¹⁰Pb akıları (Standard hata $5.31 \text{ mBq cm}^{-2} \text{ y}^{-1}$)

4.5 CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Hidrotermal bölgeden alınan dokuz korda CIC modeli ile (29) numaralı bağıntı kullanılarak sediment oluşum süresi hesaplanmıştır. Hızlar ise katman derinliği ve oluşum süreci ilişkisinden bulunmuştur.

Referans Kuru

Çizelge 4.19 Referans Kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	Envanter mBq/g	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	110	110	5.9	±2.6	0.171	±0.029
2	119	229	13.7	±0.7	0.128	±0.072
3	63	292	18.8	±3.4	0.197	±0.003
4	71	363	25.7	±1.6	0.145	±0.055
5	48	411	31.3	±2.8	0.176	±0.024
6	36	447	36.4	±3.5	0.199	±0.001
7	25	472	40.4	±4.5	0.249	±0.049
8	25	497	45.0	±3.9	0.218	±0.018
9	1	498	45.2	±8.3	0.218	±0.018
10	16	514	48.5	±5.2	0.299	±0.099
11	18	532	52.7	±4.3	0.236	±0.036
12	13	545	56.2	±5.1	0.290	±0.090
13	13	558	60.0	±4.6	0.259	±0.059
14	9	567	63.0	±5.5	0.337	±0.137
15	6	573	65.2	±6.4	0.466	±0.266
16	12	585	69.9	±3.7	0.210	±0.010
17	17	602	78.2	±0.2	0.121	±0.079
18	16	618	88.6	±1.9	0.096	±0.104
19	8	626	95.4	±1.7	0.147	±0.053
20	9	635	105.3	±1.4	0.101	±0.099
21	9	644	119.6	±5.9	0.070	±0.130
22	14	658	186.5	±58.4	0.015	±0.185
23	2	660	#SAYI/0!		#SAYI/0!	±0.002
Ort.					0.197	±0.073

C-7 Kuru**Çizelge 4.20 C-7 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	65	65	3.8	±0.0	0.265	±0.112
1	85	150	9.5	±2.0	0.174	±0.203
2	74	225	15.5	±2.2	0.167	±0.210
3	50	275	20.3	±1.0	0.209	±0.168
4	20	295	22.5	±1.6	0.457	±0.080
5	20	315	24.8	±1.5	0.439	±0.062
6	9	324	25.9	±2.7	0.953	±0.576
7	36	360	30.6	±0.9	0.212	±0.165
8	6	365	31.4	±3.0	1.196	±0.819
9	16	381	33.8	±1.4	0.416	±0.039
10	19	400	36.9	±0.7	0.328	±0.049
11	14	414	39.4	±1.2	0.390	±0.013
12	7	421	40.8	±2.4	0.722	±0.345
13	24	445	45.9	±1.3	0.198	±0.179
14	13	459	49.1	±0.6	0.315	±0.062
15	3	462	49.8	±3.0	1.285	±0.908
16	13	474	53.3	±0.3	0.288	±0.089
17	11	486	56.8	±0.3	0.291	±0.086
18	11	496	60.4	±0.1	0.274	±0.103
19	3	500	61.7	±2.5	0.782	±0.405
20	9	509	65.1	±0.4	0.294	±0.083
21	14	523	71.5	±2.6	0.156	±0.221
22	10	532	76.8	±1.5	0.189	±0.188
23	7	539	81.4	±0.8	0.217	±0.160
24	13	552	91.6	±6.4	0.098	±0.279
25	6	558	97.9	±2.5	0.159	±0.218
26	13	571	118.7	±17.0	0.048	±0.329
27	8	579	143.6	±21.2	0.040	±0.337
28	7	586	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	
29	0	586	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	
Ort.					0.377	±0.240

C-4 Kuru**Çizelge 4.21 C-4 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	67	67	3.5	±2.9	0.284	±0.084
1	50	117	6.4	±3.5	0.346	±0.146
2	78	195	11.6	±1.2	0.194	±0.006
3	50	245	15.4	±2.6	0.264	±0.064
4	45	291	19.3	±2.5	0.258	±0.058
5	56	347	24.8	±0.9	0.181	±0.019
6	55	401	31.3	±0.1	0.154	±0.046
7	102	503	48.7	±11.0	0.057	±0.143
8	46	549	61.1	±6.0	0.080	±0.120
9	12	560	65.3	±2.3	0.242	±0.042
10	3	563	66.3	±5.4	0.974	±0.774
11	17	580	73.8	±1.1	0.133	±0.067
12	17	597	83.5	±3.2	0.104	±0.096
13	19	616	99.2	±9.4	0.063	±0.137
14	15	630	121.7	±16.0	0.045	±0.155
15	14	644	204.6	±76.5	0.012	±0.188
16	1	645	251.2	±40.2	0.021	±0.179
17	1	646	#SAYI!		#SAYI!	
18	1	646	#SAYI!		#SAYI!	
19	0	646	#SAYI!		#SAYI!	
20	0	646	#SAYI!		#SAYI!	
Ort.					0.200	±0.145

C-9 Kuru**Çizelge 4.22 C-9 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	52	52	7.3	±2.3	0.137	±0.131
1	34	86	13.2	±3.7	0.169	±0.163
2	36	122	20.8	±2.0	0.131	±0.125
3	7	130	22.7	±7.8	0.542	±0.536
4	36	166	33.4	±1.2	0.093	±0.087
5	15	180	39.3	±3.8	0.172	±0.166
6	28	208	54.1	±5.2	0.068	±0.062
7	19	228	70.7	±7.0	0.060	±0.054
8	7	235	80.3	±0.1	0.104	±0.098
9	14	248	113.3	±23.4	0.030	±0.024
10	ND	241	ND	±ND	ND	±ND
11	8	250	118.6	±16.9	0.038	±0.032
12	1	250	122.7	±5.5	0.243	±0.237
13	2	252	134.8	±2.5	0.083	±0.077
14	5	257	ND	±ND	ND	±ND
15	ND	249	ND	±ND	ND	±ND
16	ND	244	ND	±ND	ND	±ND
17	12	256	245.9	±138.4	0.007	±0.001
18	0	256	ND	±ND	ND	±ND
Ort.					0.134	± 0.001

Cor-3 Kuru**Çizelge 4.23 COR-3 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	54	54	5.4	±1.6	0.184	±0.044
1	43	97	10.5	±1.9	0.196	±0.032
2	32	128	14.9	±2.7	0.231	±0.003
3	11	140	16.5	±5.3	0.597	±0.369
4	32	171	21.9	±1.7	0.188	±0.040
5	40	211	30.0	±1.2	0.122	±0.106
6	14	225	33.5	±3.5	0.287	±0.059
7	17	242	38.4	±2.1	0.204	±0.024
8	9	251	41.3	±4.1	0.347	±0.119
9	12	263	45.7	±2.6	0.227	±0.001
10	4	267	47.3	±5.4	0.635	±0.407
11	16	283	54.6	±0.3	0.138	±0.090
12	16	299	63.9	±2.3	0.107	±0.121
13	5	304	67.2	±3.7	0.299	±0.071
14	9	313	75.0	±0.8	0.129	±0.099
15	9	322	85.0	±3.0	0.100	±0.128
16	9	331	99.5	±7.6	0.069	±0.159
17	9	340	126.9	±20.4	0.037	±0.191
18	7	347	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!	#SAYI!
Ort.					0.238	±0.034

C-3 Kuru**Çizelge 4.24 C-3 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
1	83	83	7.7	±1.8	0.130	±0.003
2	70	153	16.0	±1.2	0.062	±0.065
3	55	209	24.5	±1.0	0.118	±0.009
4	59	268	37.1	±3.1	0.079	±0.048
5	30	298	46.1	±0.5	0.111	±0.016
6	27	325	57.1	±1.5	0.091	±0.036
7	14	338	64.4	±2.2	0.136	±0.009
8	3	342	66.6	±7.3	0.463	±0.336
9	6	348	71.1	±5.0	0.224	±0.097
10	18	366	88.1	±7.5	0.059	±0.068
11	3	369	91.9	±5.6	0.259	±0.132
12	8	376	105.5	±4.1	0.074	±0.053
13	6	382	123.1	±8.1	0.057	±0.070
14	7	390	188.1	±49.0	0.015	±0.112
15	1	391	240.2	±36.1	0.019	±0.108
Ort.					0.126	±0.096

C-1 Kuru**Çizelge 4.25 C-1 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	108	108	5.8	±1.7	0.173	±0.139
1	72	180	10.3	±0.4	0.223	±0.089
2	60	240	14.6	±0.2	0.231	±0.081
3	69	309	20.4	±1.7	0.172	±0.140
4	58	367	26.3	±1.8	0.171	±0.141
5	57	424	33.2	±2.9	0.143	±0.169
6	27	451	37.2	±0.1	0.251	±0.061
7	14	465	39.5	±1.8	0.440	±0.128
8	18	483	42.6	±1.0	0.319	±0.007
9	14	498	45.4	±1.3	0.363	±0.051
10	5	502	46.3	±3.2	1.088	±0.776
11	16	518	49.7	±0.7	0.293	±0.019
12	10	528	52.1	±1.7	0.424	±0.112
13	6	533	53.5	±2.7	0.696	±0.384
14	15	548	57.5	±0.1	0.251	±0.061
15	19	567	63.5	±1.9	0.167	±0.145
16	16	582	69.6	±2.0	0.164	±0.148
17	2	585	70.5	±3.1	1.047	±0.735
18	14	598	77.2	±2.6	0.150	±0.162
19	24	622	93.4	±12.1	0.062	±0.250
20	24	646	128.7	±42.9	0.028	±0.284
21	12	658	311.8	±104.8	0.005	±0.307
22	0	658				
Ort.					0.311	± 0.035

COR-7 Kuru**Çizelge 4.26 COR-7 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	49	49	3.1	±6.1	0.327	±0.150
1	ND	ND	ND	±ND	ND	±0.150
2	48	97	6.3	±5.9	0.305	±0.128
3	33	130	8.8	±6.7	0.402	±0.225
4	76	206	15.4	±2.6	0.151	±0.026
5	66	272	22.6	±2.1	0.140	±0.037
6	62	334	31.0	±0.8	0.119	±0.058
7	68	402	43.9	±3.8	0.077	±0.100
8	56	458	60.6	±7.5	0.060	±0.117
9	24	482	71.5	±1.7	0.092	±0.085
10	13	494	79.3	±1.4	0.129	±0.048
11	13	507	89.7	±1.2	0.096	±0.081
12	7	514	97.0	±2.0	0.138	±0.039
13	4	517	101.8	±4.4	0.207	±0.030
14	5	522	110.1	±0.9	0.121	±0.056
15	6	528	122.8	±3.6	0.078	±0.099
16	2	530	128.6	±3.5	0.174	±0.003
17	2	533	137.6	±0.1	0.110	±0.067
18	5	537	168.1	±21.2	0.033	±0.144
19	1	538	176.0	±1.3	0.126	±0.051
20	0	538	ND	±ND	ND	±ND
Ort.					0.142	± 0.020

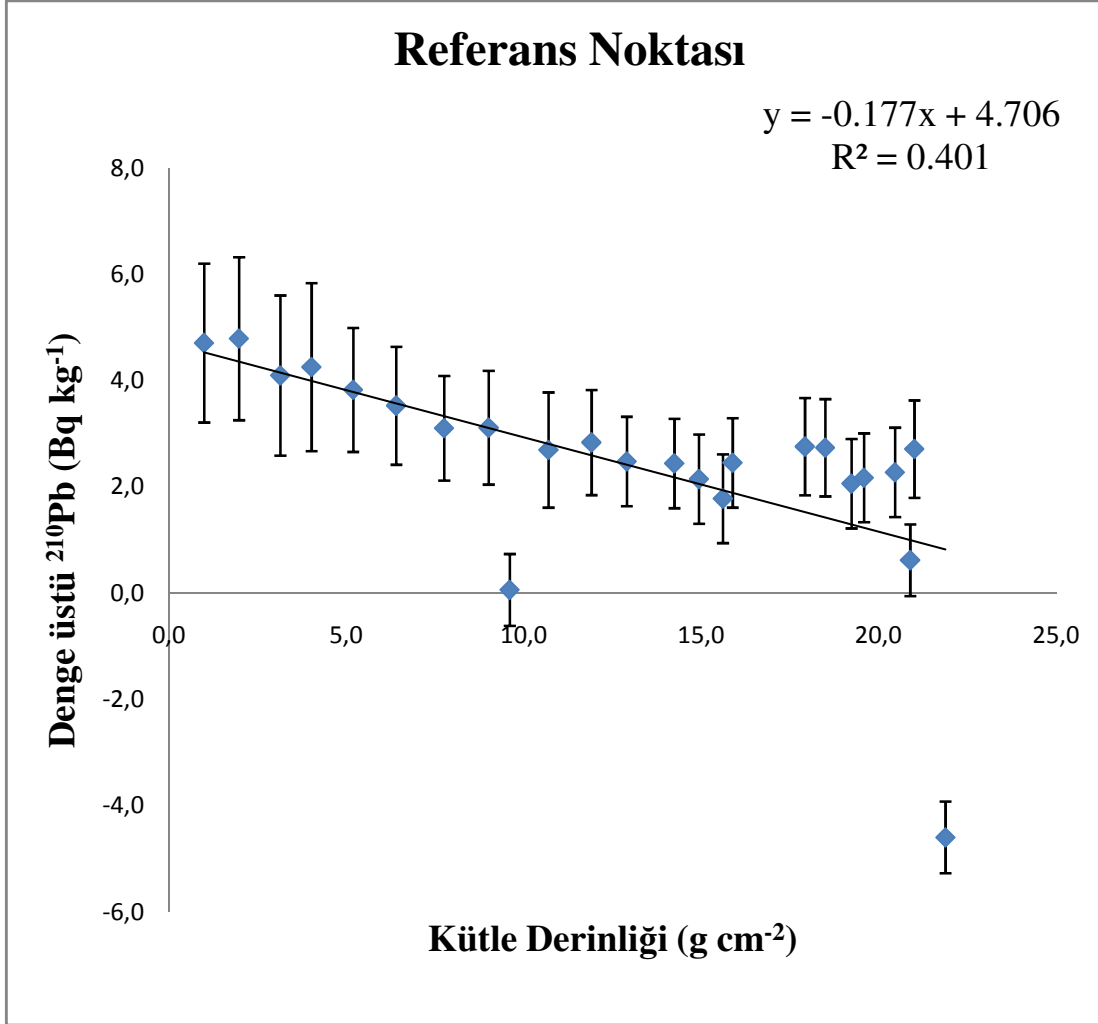
NB-COR-2 Kuru**Çizelge 4.27 NB-COR-2 kuru CIC Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar**

Derinlik (cm)	210Pb (mBq/g)	Envanter (mBq/g)	Yaş (y)	Hata (y)	Hız (cm/y)	Hata (cm/y)
0	77	77	8.3	±0	0.120	±0.095
1	40	117	13.8	±2.9	0.184	±0.031
2	66	183	25.2	±3.1	0.087	±0.128
3	75	258	46.5	±13.0	0.047	±0.168
4	38	296	67.9	±13.1	0.047	±0.168
5	8	304	74.7	±1.5	0.147	±0.068
6	4	308	79.0	±4.0	0.232	±0.017
7	1	310	80.6	±6.7	0.618	±0.403
8	6	316	88.9	±0.1	0.121	±0.094
9	1	317	90.4	±6.8	0.657	±0.442
10	4	321	98.1	±0.6	0.130	±0.085
11	2	323	102.8	±3.6	0.213	±0.002
12	2	325	107.8	±3.3	0.198	±0.017
13	0	325	#SAYI!		#SAYI!	
Ort.					0.215	±0.143

4.6. Sabit Sedimentasyon (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Bölüm 2.7.1 de de belirtildiği gibi logaritması alınmış denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı çizilen grafikte regresyon eğrisinin eğiminden sediment birikim hızı hesaplanabilmektedir.

Referans Kuru

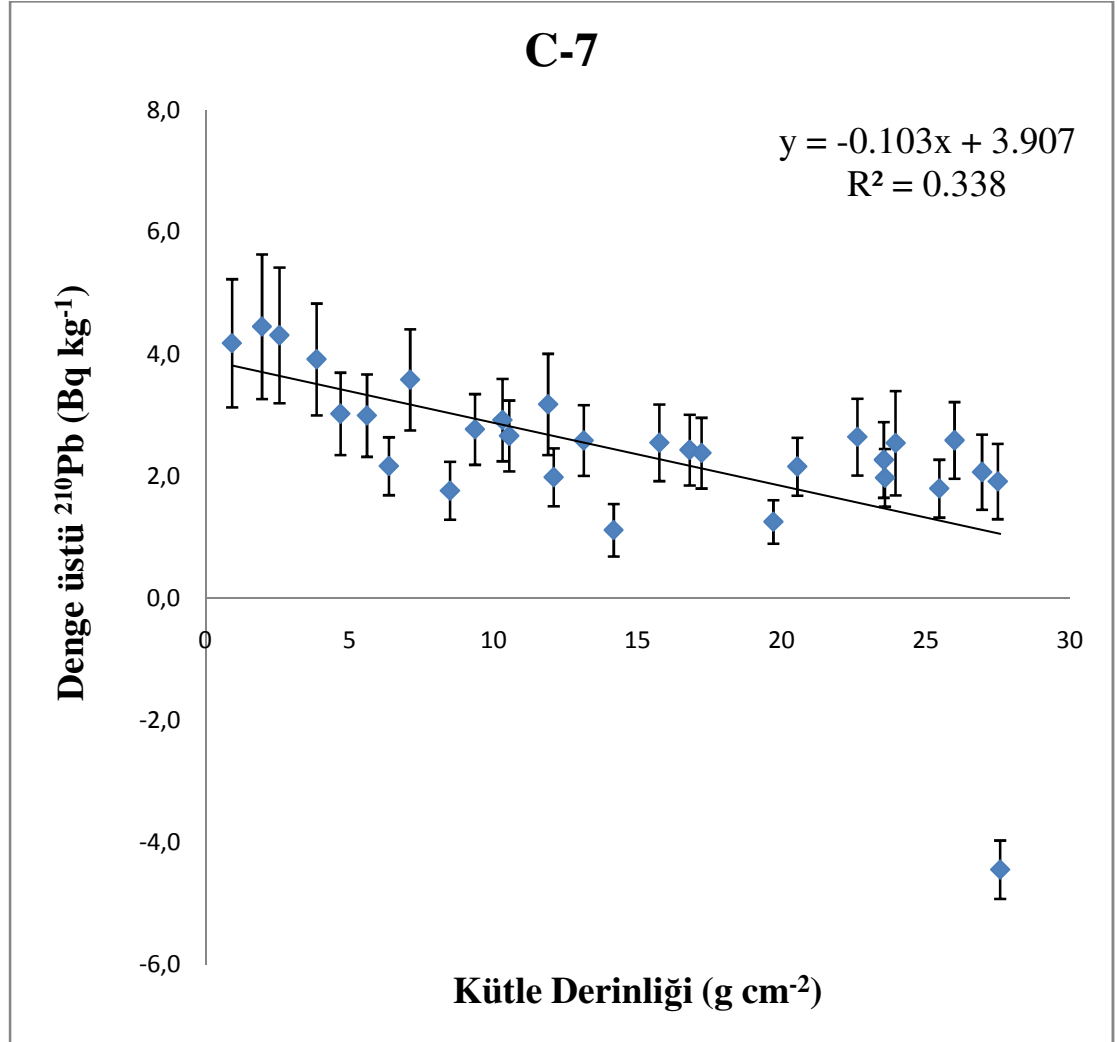


Şekil 4.21 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. Grafiği

Çizelge 4.28 Referans kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm-2 y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm-2y-1)
-0.177	0.0311	0.175	0.175	0.59	19.25

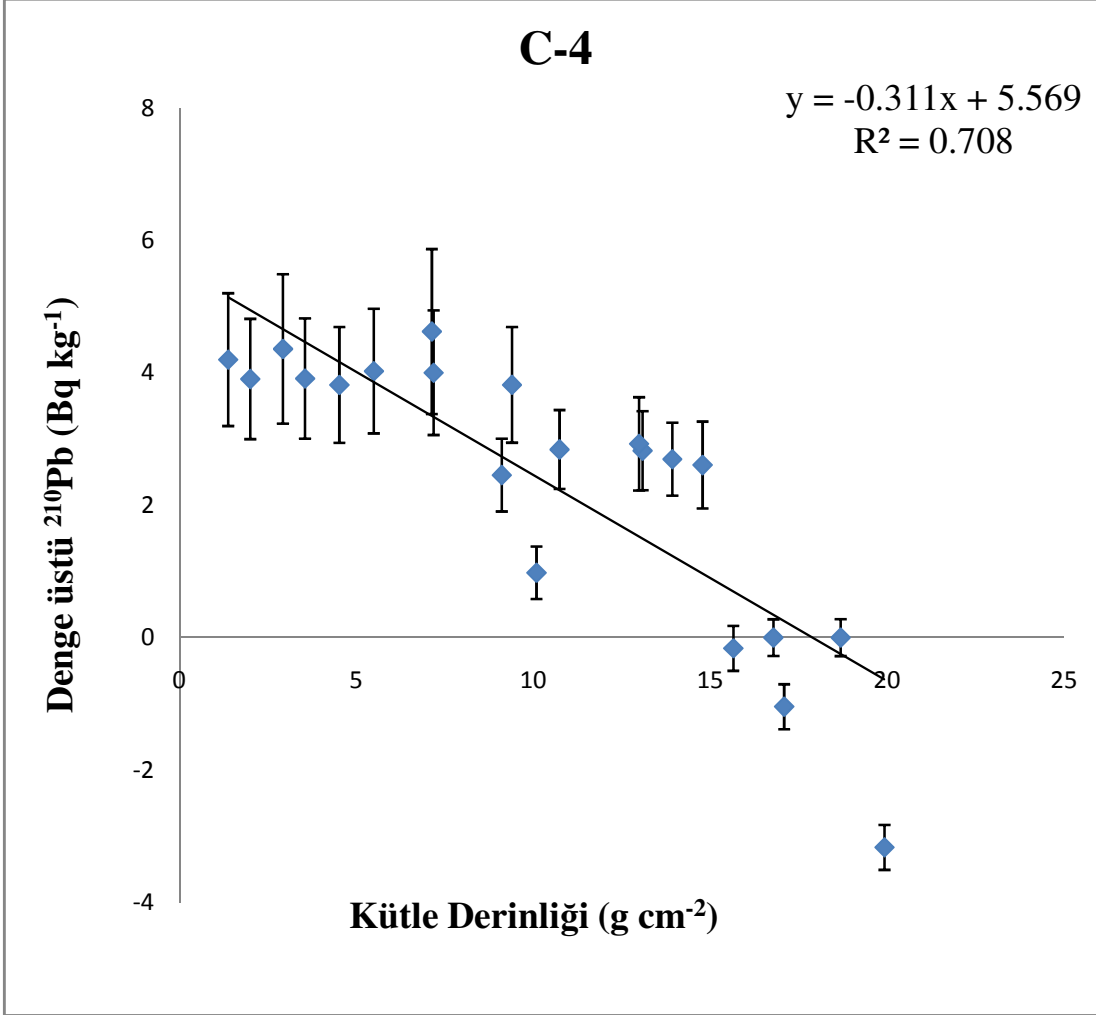
C-7 Kuru

Şekil 4.22 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.29 C-7 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm ⁻² y-1)	Lineer Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm ⁻² y-1)
-0.103	0.0311	0.301	0.324	0.62	19.56

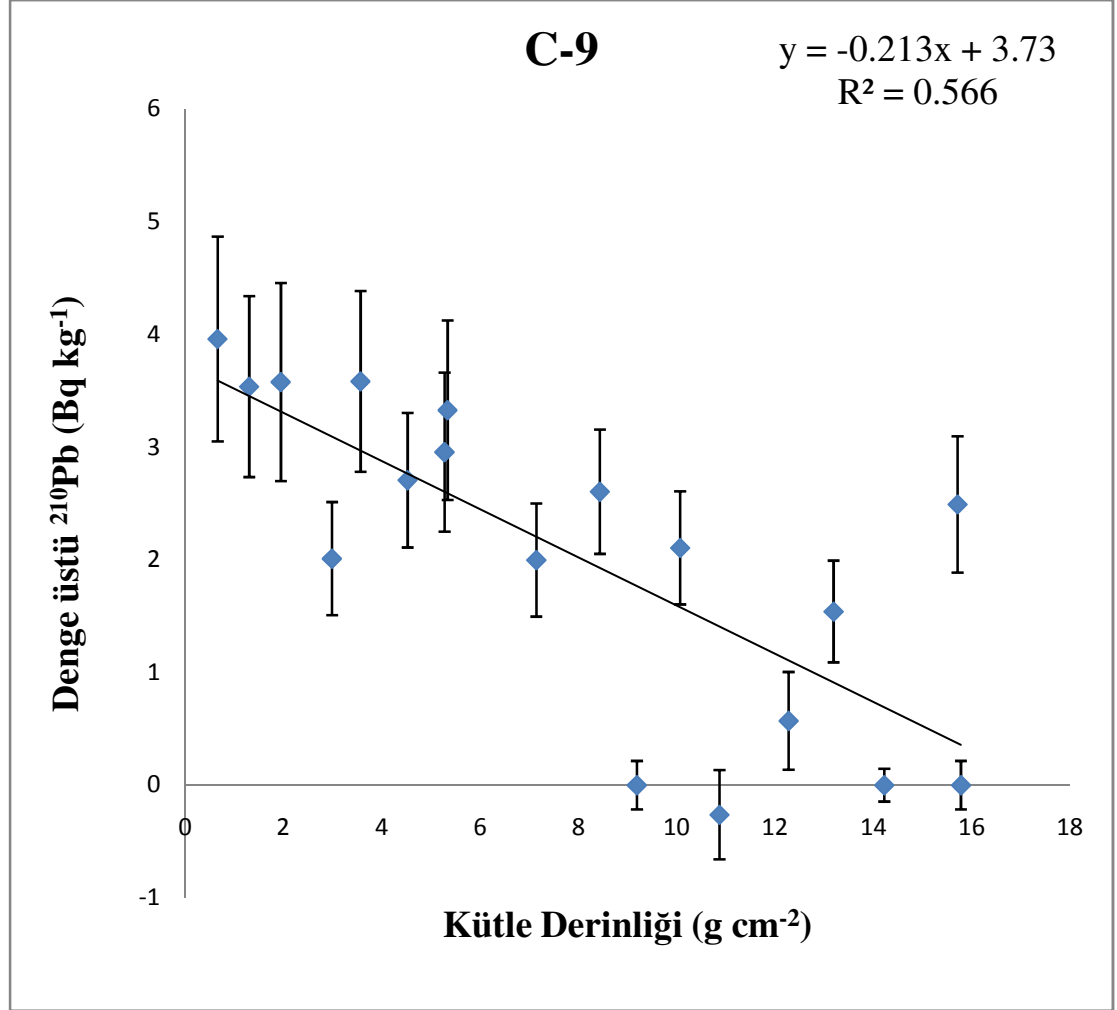
C-4 Kuru

Şekil 4.23 denge üstü ²¹⁰Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.30 C-4 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm-2 y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm-2y-1)
-0.311	0.0311	0.113	0.121	0.62	7.57

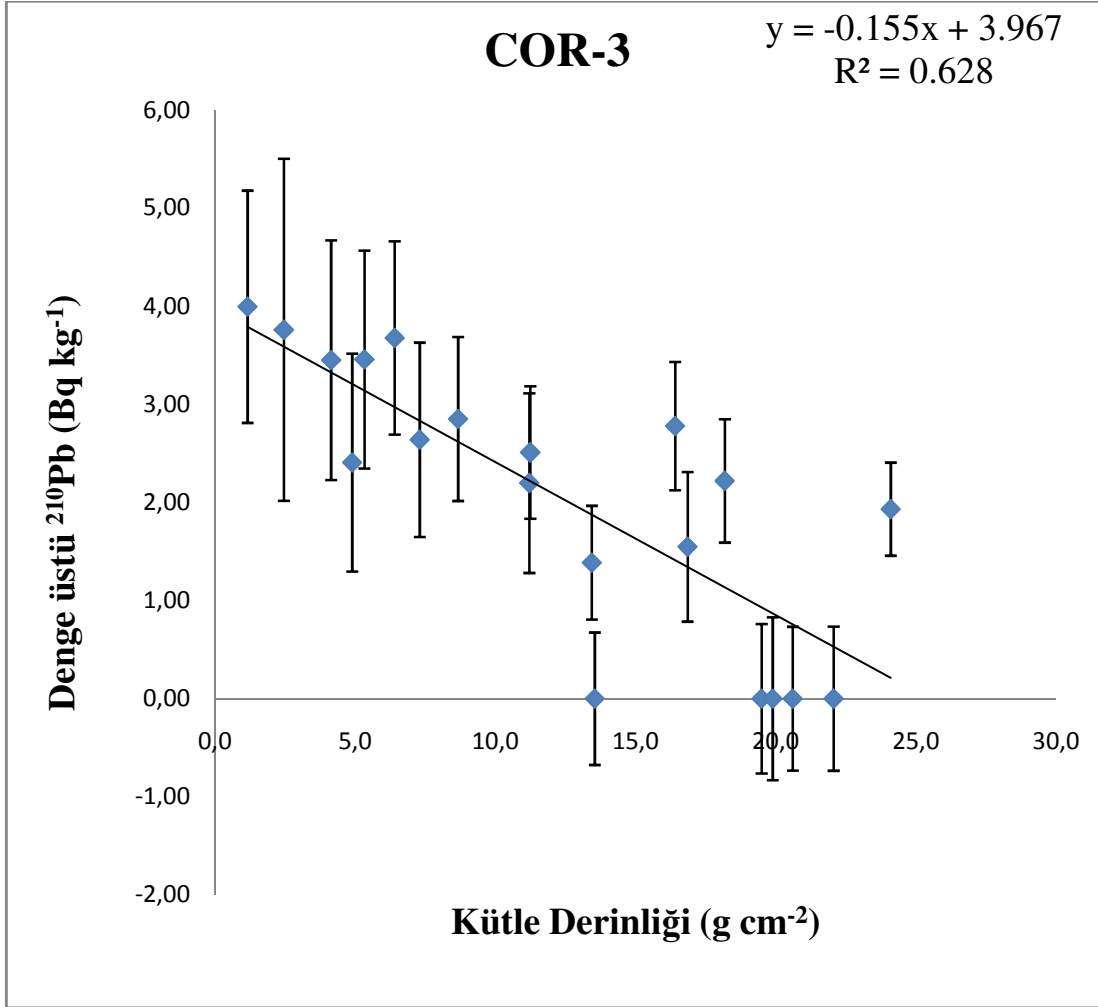
C-9 Kuru

Şekil 4.24 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.31 C-9 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm ⁻² y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm ⁻² y-1)
-0.213	0.0311	0.146	0.156	0.62	7.59

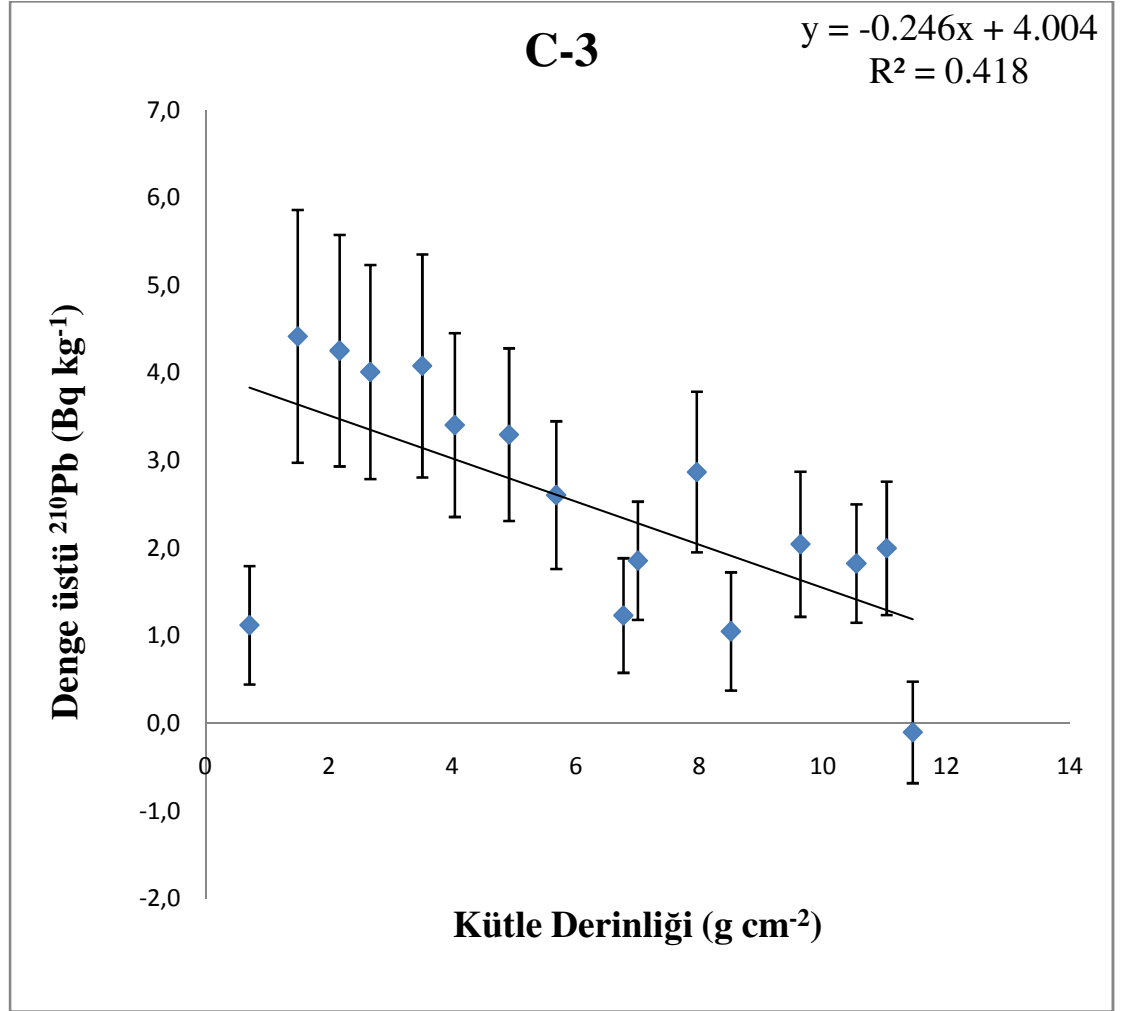
COR-3 Kuru

Şekil 4.25 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.32 COR-3 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm-2 y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm-2y-1)
-0.155	0.0311	0.200	0.170	0.52	10.80

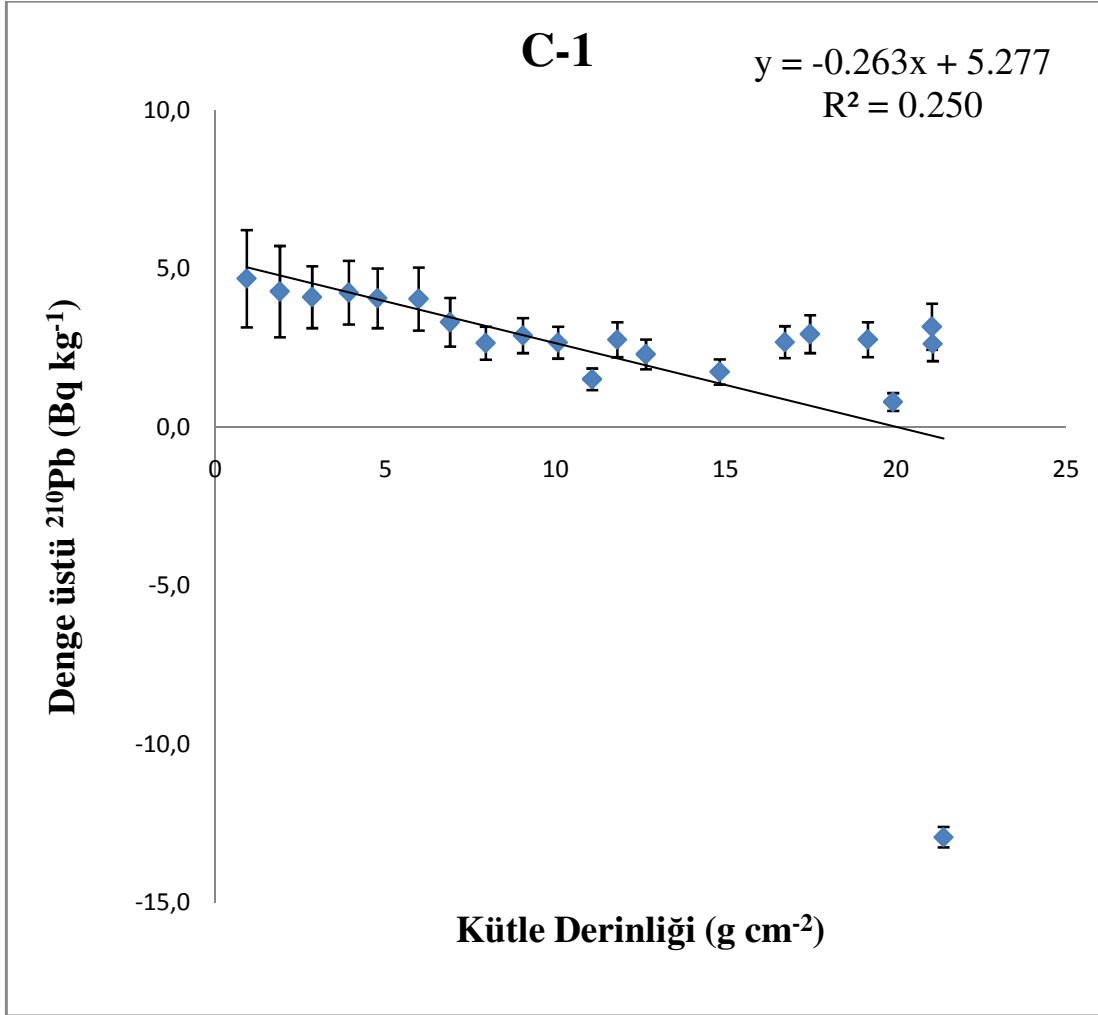
C-3 Kuru

Şekil 4.26 denge üstü ²¹⁰Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.33 C-3 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm-2 y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm-2y-1)
-0.246	0.0311	0.126	0.143	0.64	10.46

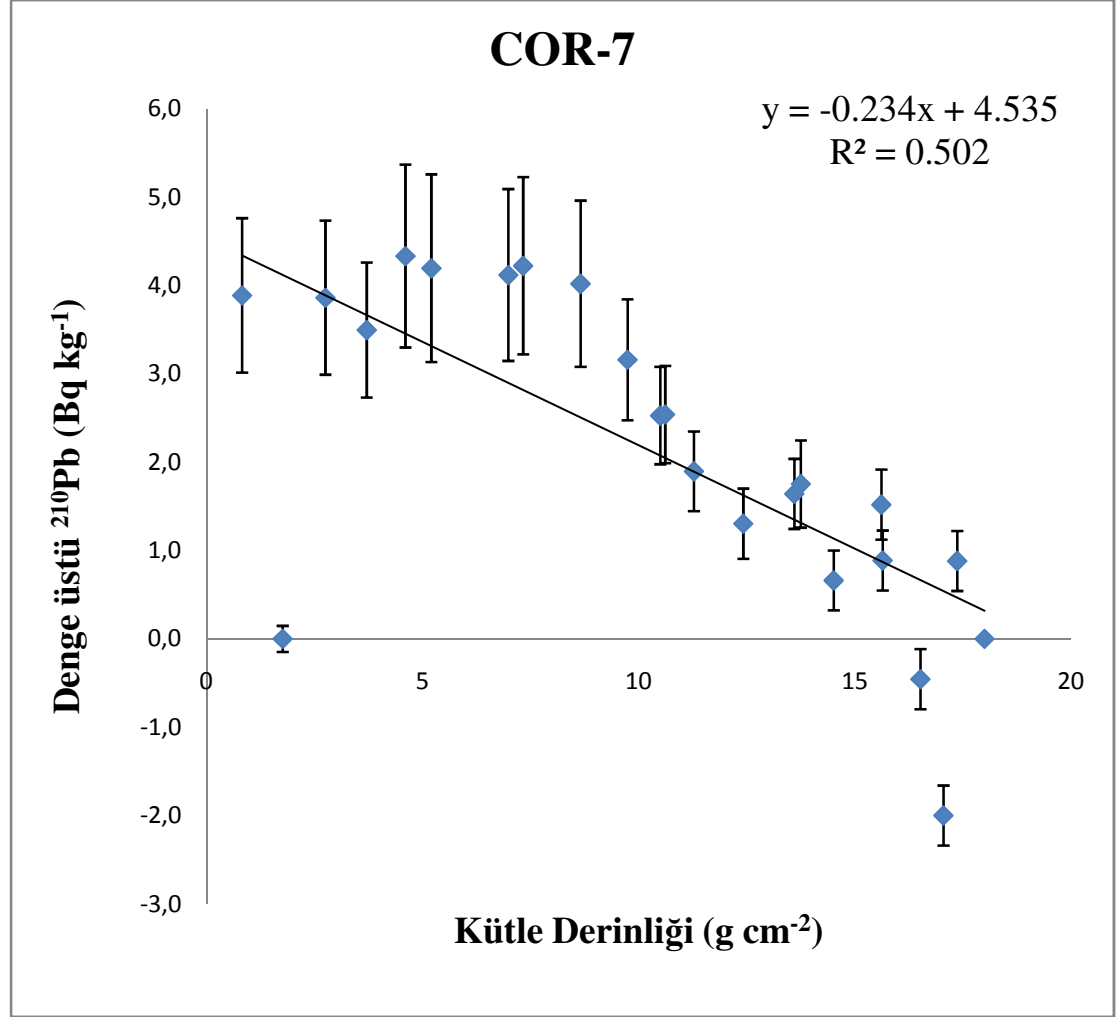
C-1 Kuru

Şekil 4.27 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.34 C-1 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y^{-1})	Küt.Bir.Hızı ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$)	Linear Hız (cm y^{-1})	Porozite	Akı ($\text{mBq cm}^{-2}\text{y}^{-1}$)
-0.263	0.0311	0.118	0.127	0.62	12.74

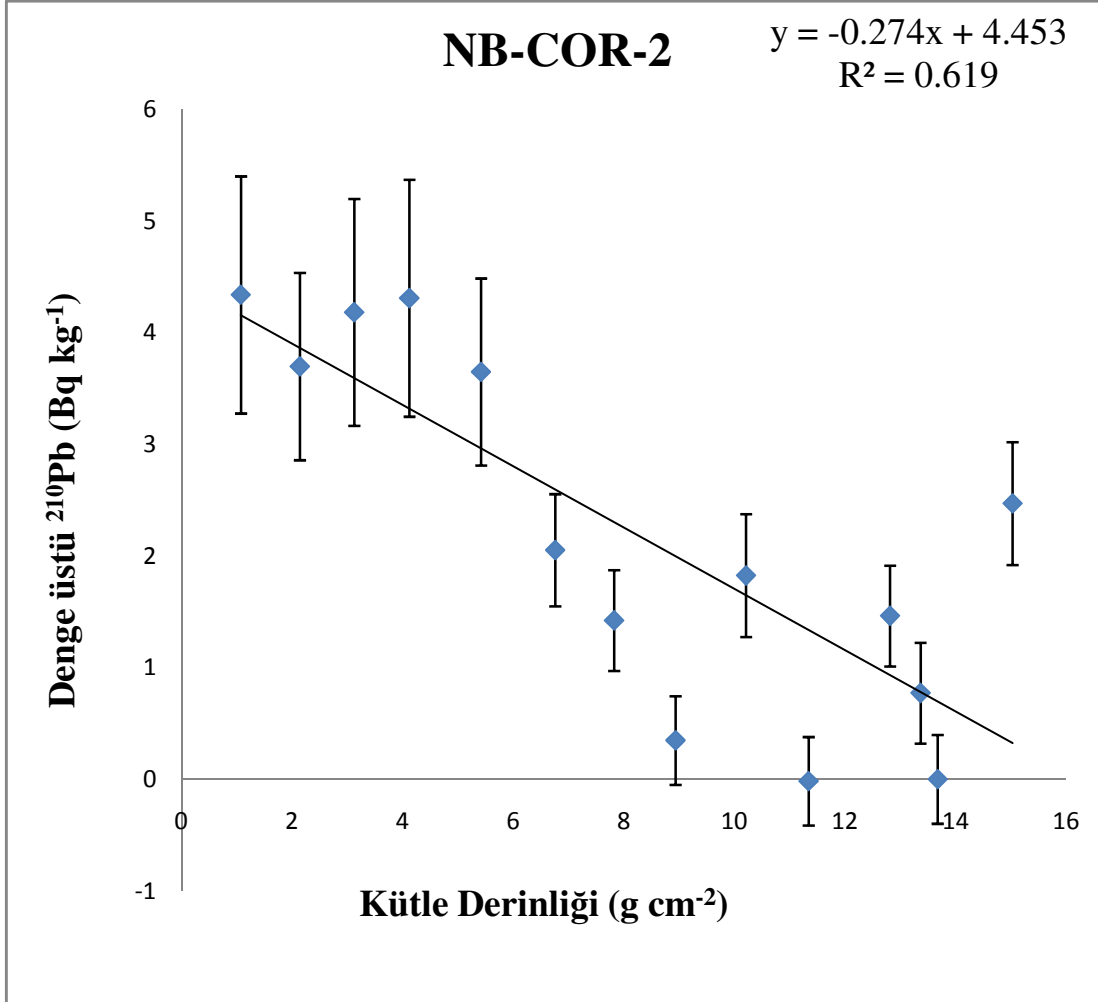
COR-7 Kuru

Şekil 4.28 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.35 COR-7 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y-1)	Küt.Bir.Hızı (g cm-2 y-1)	Linear Hız (cm y-1)	Porozite	Akı (mBq cm-2y-1)
-0.234	0.0311	0.132	0.142	0.62	6.47

NB-COR-2 Kuru

Şekil 4.29 denge üstü ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarının kütle derinliğine karşı yarı log. grafiği

Çizelge 4.36 NB-COR-2 kuru (CF;CS) Modeli ile Elde Edilen Sonuçlar

Eğim	Bozunma Sbt. (y^{-1})	Küt.Bir.Hızı ($\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$)	Lineer Hız (cm y^{-1})	Porozite	Akı ($\text{mBq cm}^{-2}\text{y}^{-1}$)
-0.274	0.0311	0.113	0.121	0.62	8.70

4.7.Değerlendirme

Çizelge 4.37 Referans kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	²¹⁰ Pb mBq/g	CRS yaş (y)	CIC yaş(y)	CF;CS yaş (y)	CRS Hız (cm/y)	CIC Hız (cm/y)	CF;CS Hız (cm/y)
1	110	5.86	5.9	5.7	0.171	0.171	0.175
2	119	13.69	13.7	11.4	0.128	0.128	0.175
3	63	18.78	18.8	17.1	0.197	0.197	0.175
4	71	25.67	25.7	22.8	0.145	0.145	0.175
5	48	31.31	31.3	28.5	0.177	0.176	0.175
6	36	36.39	36.4	34.2	0.197	0.199	0.175
7	25	40.37	40.4	39.9	0.251	0.249	0.175
8	25	45.04	45.0	45.6	0.214	0.218	0.175
9	1	45.27	45.2	51.3	4.427	0.218	0.175
10	16	48.6	48.5	57	0.3	0.299	0.175
11	18	52.97	52.7	62.7	0.229	0.236	0.175
12	13	56.4	56.2	68.4	0.291	0.290	0.175
13	13	60.17	60.0	74.1	0.266	0.259	0.175
14	9	63.2	63.0	79.8	0.33	0.337	0.175
15	6	65.43	65.2	85.5	0.449	0.466	0.175
16	12	70.06	69.9	91.2	0.216	0.210	0.175
17	17	78.18	78.2	96.9	0.123	0.121	0.175
18	16	88.47	88.6	102.6	0.097	0.096	0.175
19	8	95.21	95.4	108.3	0.148	0.147	0.175
20	9	104.54	105.3	114	0.107	0.101	0.175
21	9	119.45	119.6	119.7	0.067	0.070	0.175
22	14	191.96	186.5	125.4	0.014	0.015	0.175
23	2	#SAYI!	#SAYI/0!	131.1		#SAYI/0!	0.175

Hidrotermal bölgeye yakın ancak hidrotermal etkilerden uzak Referans korunda 23 cm de denge derinliğine ulaşılmıştır. 20 cm ye kadar üç model de aradaki bazı katmanlar hariç birbirleriyle uyumludur. Sediment birikim hızı 20 cm ye kadar yaklaşık olarak CF;CS modeline göre 0.18 cm y^{-1} dir. 20 cm ye kadar porozite 0.58 ile 0.60 arasında kararlı değerler almaktadır. Logaritmik grafiğe bakıldığında 20 cm ye kadar ²¹⁰Pb konsantrasyonlarının regresyon eğrisi üzerinde olduğu görülmektedir.

Çizelge 4.38 C-7 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	²¹⁰ Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	65	3.75	3.8	3.1	0.266	0.265	0.323
1	85	9.87	9.5	6.2	0.164	0.174	0.323
2	74	15.41	15.5	9.3	0.18	0.167	0.323
3	50	20.38	20.3	12.4	0.201	0.209	0.323
4	20	22.59	22.5	15.5	0.453	0.457	0.323
5	20	24.88	24.8	18.6	0.436	0.439	0.323
6	9	25.91	25.9	21.7	0.973	0.953	0.323
7	36	30.41	30.6	24.8	0.222	0.212	0.323
8	6	31.26	31.4	27.9	1.185	1.196	0.323
9	16	33.66	33.8	31	0.416	0.416	0.323
10	19	36.72	36.9	34.1	0.327	0.328	0.323
11	14	39.13	39.4	37.2	0.416	0.390	0.323
12	7	40.5	40.8	40.3	0.729	0.722	0.323
13	24	45.03	45.9	43.4	0.221	0.198	0.323
14	13	47.93	49.1	46.5	0.345	0.315	0.323
15	3	48.64	49.8	49.6	1.4	1.285	0.323
16	13	51.97	53.3	52.7	0.3	0.288	0.323
17	11	55.28	56.8	55.8	0.303	0.291	0.323
18	11	58.66	60.4	58.9	0.295	0.274	0.323
19	3	59.95	61.7	62	0.78	0.782	0.323
20	9	63.33	65.1	65.1	0.295	0.294	0.323
21	14	70.08	71.5	68.2	0.148	0.156	0.323
22	10	75.69	76.8	71.3	0.178	0.189	0.323
23	7	80.4	81.4	74.4	0.212	0.217	0.323
24	13	90.57	91.6	77.5	0.098	0.098	0.323
25	6	96.97	97.9	80.6	0.156	0.159	0.323
26	13	117.82	118.7	83.7	0.048	0.048	0.323
27	8	142.96	143.6	86.8	0.04	0.040	0.323
28	7	398.85	#SAYI!	89.9	0.004	#SAYI!	0.323
29	0	#SAYI!	#SAYI!	93	#SAYI!	#SAYI!	0.323

C-7 kuru hidrotermal bölgede hidrotermal çıkıştan alınan kordur. Yüzeyden 29 cm aşağıda denge derinliğine ulaşmıştır. 25 cm ye kadar olan kısımda bazı katmanlar hariç üç model de birbiriyle uyum içindedir. Bu derinlikten sonra modeller farklı değerler vermektedir. Logaritmik grafiğe bakıldığında ²¹⁰Pb konsantrasyonları

genel olarak regresyon eğrisinden sapmalar çok olmakla birlikte kısım kısım lineerlik mevcuttur. Porozite değerleri denge derinliğine kadar 0.62 ile 0.65 arasında kararlı değerler almaktadır. 25 ile 29 cm ler arası farklı yöntemlerle tarihlendirilebilir. Sedimentasyon hızı yaklaşık CF;CS modeline göre 0.32 cm y^{-1} dir.

Çizelge 4.39 C-4 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	67	5.0	3.5	9.3	0.201	0.284	0.107
1	50	8.1	6.4	18.6	0.327	0.346	0.107
2	78	13.4	11.6	27.9	0.187	0.194	0.107
3	50	17.0	15.4	37.2	0.279	0.264	0.107
4	45	20.7	19.3	46.5	0.269	0.258	0.107
5	56	26.0	24.8	55.8	0.188	0.181	0.107
6	55	33.1	31.3	65.1	0.141	0.154	0.107
7	102	49.4	48.7	74.4	0.061	0.057	0.107
8	46	63.0	61.1	83.7	0.073	0.080	0.107
9	12	67.1	65.3	93	0.248	0.242	0.107
10	3	68.1	66.3	102.3	0.995	0.974	0.107
11	17	75.2	73.8	111.6	0.14	0.133	0.107
12	17	85.6	83.5	120.9	0.097	0.104	0.107
13	19	101.3	99.2	130.2	0.064	0.063	0.107
14	15	123.7	121.7	139.5	0.045	0.045	0.107
15	14	203.6	204.6	148.8	0.013	0.012	0.107
16	1	240.8	251.2	157.1	0.027	0.021	0.107
17	-2	240.8	#SAYI!	166.4	#SAYI/0!	#SAYI!	0.107
18	0	309.6	#SAYI!	175.7	0.015	#SAYI!	0.107
19	-2	309.6	#SAYI!	185	#SAYI/0!	#SAYI!	0.107
20	0	401.0	#SAYI!	194.3	0.011	#SAYI!	0.107

C-4 korunda genel olarak modellerin hiçbiri birbiriyle uyumlu görülmemekle birlikte 7.cm den 14.cm ye kadar olan bölümde CRS modeli ile lineer sedimentasyon (CF;CS) modeli aynı kronolojik sonuçları vermektedir. Bu bölümdeki sedimentasyon hızının yaklaşık olarak lineer ve değerinin 0.15 cm y^{-1} olduğu bulunmuştur. Yüzeiden denge derinliğine kadar porozite değerleri 0.44 ile 0.64 arasında değişirken 7cm ile 14 cm arasında yaklaşık sabit ve 0.63 dür. Yarı logaritmik grafik

incelendiğinde ^{210}Pb aktivitelerinin regresyon ($R^2=0.49$) eğrisinden uzakta özellikle ilk 10 değer in kütle derinliği eksenine paralel olarak yatay sıralandığı görülmektedir. ^{210}Pb dağılımındaki düzensizlikleri tolere edebilmesi sebebiyle bu kor için tarihlemede CRS modelinin seçilmesi uygun olacaktır.

Çizelge 4.40 C-9 koru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	^{210}Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	52	6.6	7.3	6.4	0.152	0.137	0.156
1	34	11.7	13.2	12.8	0.196	0.169	0.156
2	36	18.0	20.8	23.2	0.158	0.131	0.156
3	7	19.7	22.7	29.6	0.581	0.542	0.156
4	36	29.1	33.4	36	0.106	0.093	0.156
5	15	34.3	39.3	42.4	0.192	0.172	0.156
6	28	47.2	54.1	48.8	0.078	0.068	0.156
7	19	58.4	70.7	55.2	0.089	0.060	0.156
8	7	65.3	80.3	61.6	0.146	0.104	0.156
9	14	85.3	113.3	68.2	0.05	0.030	0.156
10	-7	85.3	ND	74.6	#SAYI/0!	ND	0.156
11	8	109.1	118.6	81	0.042	0.038	0.156
12	1	112.5	122.7	87.4	0.288	0.243	0.156
13	2	122.9	134.8	93.8	0.097	0.083	0.156
14	5	405.8	ND	100.2	0.004	ND	0.156
15	-8	405.8	ND	106.6	#SAYI/0!	ND	0.156
16	-5	405.8	ND	113	#SAYI/0!	ND	0.156
17	12	#SAYI!	245.9	119.4	#SAYI!	0.007	0.156
18	0	256	ND	±ND	ND	ND	18

C-9 korunda denge derinliği olarak yüzeyden 17cm aşağısı belirlenmiştir. 12 cm ye kadar olan bölümde CRS ve CIC modelleri bazı ara değerler hariç tam bir uyum içindedir. Lineer sedimentasyon modeli yüzeyden denge derinliğine kadar diğer modellerden çok farklı değerler vermektedir. Logaritmik grafikteki regresyon ($R^2=0.33$) eğrisine uyum çok düşüktür. Bazı ara değerlerdeki uyumsuzluğun deneysel hatalardan kaynaklandığı düşünülmektedir. 1cm lik sediment katmanının oluşumu için geçen süreler sırasıyla CRS ve CIC modelleri için ilk katmanda 11.7-13.4 yıl, toplam 5 katman oluşuncaya kadar 34.3-40.1 yıl, toplam 8 katman oluşuncaya kadar

geçen süre 65.2- 62.9 yıldır. 12 nci katmana gelindiğinde CRS ve CIC modellerinin verdikleri sonuçlar birbirinden ayrılmaya başlamaktadır.

Çizelge 4.41 COR-3 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	²¹⁰ Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	54	6.56	5.4	5.9	0.152	0.184	0.170
1	43	11.66	10.5	11.8	0.196	0.196	0.170
2	32	17.98	14.9	17.7	0.158	0.231	0.170
3	11	19.7	16.5	23.6	0.581	0.597	0.170
4	32	29.1	21.9	29.5	0.106	0.188	0.170
5	40	34.3	30.0	35.4	0.192	0.122	0.170
6	14	47.19	33.5	41.3	0.078	0.287	0.170
7	17	58.38	38.4	47.2	0.089	0.204	0.170
8	9	65.25	41.3	53.1	0.146	0.347	0.170
9	12	85.29	45.7	59	0.05	0.227	0.170
10	4	85.29	47.3	64.9	#SAYI/0!	0.635	0.170
11	16	109.07	54.6	70.8	0.042	0.138	0.170
12	16	112.54	63.9	76.7	0.288	0.107	0.170
13	5	122.85	67.2	82.6	0.097	0.299	0.170
14	9	405.75	75.0	88.5	0.004	0.129	0.170
15	9	405.75	85.0	94.4	#SAYI/0!	0.100	0.170
16	9	405.75	99.5	100.3	#SAYI/0!	0.069	0.170
17	9	#SAYI!	126.9	106.2	#SAYI!	0.037	0.170
18	7		#SAYI!	112.1		#SAYI!	0.170

COR-3 korunda birer santimetrelük sediment katmanlarının oluşması için geçen süre her bir aralık için hesaplanmıştır. Korun geneline bakıldığında denge üstü ²¹⁰Pb aktiviteleri 18 cm de sabitlenerek dengeye ulaşmıştır. Kor boyunca CRS ve CIC modelleri ilk 7 cm lik kısımda birbiryle uyumlu sonuçlar vermesine karşın CF;CS modeli bu iki modelden çok farklı sonuçlar vermektedir. CRS modeliyle hesaplanan sediment birikim hızları 0.04 cm y⁻¹ – 0.58 cm y⁻¹ arasında değişirken CIC modeliyle elde edilen sediment birikim hızları 0.37 cm y⁻¹ – 0.59 cm y⁻¹ arasında değişmektedir. CF;CS modelinin verdiği sediment birikim hızı ise 0,47 cm y⁻¹ dir. Denge üstü ²¹⁰Pb aktivitelerinin kütle derinliğine karşı çizilen yarı logaritmik grafiğinden de görüldüğü gibi değerler regresyon eğrisinden (R²= 0.33 cm y⁻¹) saptığı (lineer olmadığı) için bu

korda CF;CS modeli ile değerlendirme yapmak doğru sonuçlar vermeyecektir. CRS ve CIC modelleri ilk 2 cm derinliğe kadar sediment birikim sürelerini sırasıyla 17.8 yıl ile 14.3 yıl olarak vermişlerdir. 2 cm ile 6 cm'lik derinlik arasında iki model farklı sonuçlar verse de yüzeyden 6 cm'lik derinlik için CRS ve CIC modelleri sırasıyla 47.4 yıl ve 33.4 yıl'lık süre geçtiğini söylemektedir. Benzer şekilde 9 cm'lik birikim için 85.9 yıl – 45.6 yıl, 13 cm'lik birikim için 122.1 yıl – 67 yıl geçmiştir. Bu derinlikten itibaren 18 cm'lik denge derinliğine kadar CRS ve CIC modelleri birbirinden farklı sonuçlar vermektedir. 18 cm'lik birim için geçen süre CRS için 119.5 yıldır.

Çizelge 4.42 C-3 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
1	83	8.09	7.7	6.9	0.124	0.130	0.145
2	70	16.73	16.0	13.8	0.116	0.062	0.145
3	55	24.83	24.5	20.7	0.123	0.118	0.145
4	59	37.38	37.1	27.6	0.08	0.079	0.145
5	30	45.9	46.1	34.5	0.117	0.111	0.145
6	27	56.62	57.1	41.4	0.093	0.091	0.145
7	14	63.83	64.4	48.3	0.139	0.136	0.145
8	3	66.07	66.6	55.2	0.446	0.463	0.145
9	6	70.39	71.1	62.1	0.232	0.224	0.145
10	18	87.25	88.1	69	0.059	0.059	0.145
11	3	90.98	91.9	75.9	0.268	0.259	0.145
12	8	104.74	105.5	82.8	0.073	0.074	0.145
13	6	123.09	123.1	89.7	0.054	0.057	0.145
14	7	195.2	188.1	96.6	0.014	0.015	0.145
15	1	#SAYI!	240.2	103.5	#SAYI!	0.019	0.145

C-3 kuru 15 cm de denge derinliğine ulaşmıştır. Kor boyunca CRS, CIC, ve CF;CS modelleri ilk 7cm de uyum göstermişler (sırasıyla 63.8-58.4- 48.3 yıl) bu noktadan itibaren 10.cm ye kadar (91.0-108.4 yıl) CRS, CIC modellerinin uyumu devam ederken CF;CS modeli bunlardan farklı sonuçlar vermeye başlamıştır. Sediment birikim hızları ise CRS ve CIC modelleri için 0.05- 0.5 cm y⁻¹ arasında değişirken CF;CS modeli için sabit 0.15 cm y⁻¹ dir. Yarı logaritmik grafiğe

bakıldığında regresyon ($R^2=0.418$) eğrisinden sapmalar görülmektedir ancak COR-3 isimli kora göre regresyon eğrisinden sapmalar bu kordan daha az olduğu için CF;CS modeli 7 cm ye kadar diğer modellerle uyumlu olabilmektedir. İlk 7 cm lik kısımda CRS, CIC ve CF;CS modelleri sediment birikim süresi için (sırasıyla 63.8-58.4-48.3 yıl) değerlerini vermektedir. 11 cm ye kadar CRS ve CIC modelleri arasındaki uyumun devam ettiği verdikleri oluşum süresinden görülmektedir (91.0-108.4 yıl). Genel olarak CRS modeli bu kuru 195.2 yıl geriye dönük tarihleyebilmektedir. Geriye dönük yaklaşık 100 yıl içinde CRS ve CIC modelleri birbiriyile uyumludur.

Çizelge 4.43 C-1 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	108	5.74	5.8	7.8	0.174	0.173	0.128
1	72	10.34	10.3	15.6	0.217	0.223	0.128
2	60	14.78	14.6	23.4	0.225	0.231	0.128
3	69	21.02	20.4	31.2	0.16	0.172	0.128
4	58	27.18	26.3	39	0.162	0.171	0.128
5	57	34.98	33.2	46.8	0.128	0.143	0.128
6	27	39.48	37.2	54.6	0.222	0.251	0.128
7	14	42.1	39.5	62.4	0.382	0.440	0.128
8	18	45.81	42.6	70.2	0.269	0.319	0.128
9	14	49.14	45.4	78	0.3	0.363	0.128
10	5	50.26	46.3	85.8	0.89	1.088	0.128
11	16	54.39	49.7	93.6	0.242	0.293	0.128
12	10	57.27	52.1	101.4	0.347	0.424	0.128
13	6	59.21	53.5	109.2	0.516	0.696	0.128
14	15	65.09	57.5	117	0.17	0.251	0.128
15	19	74.48	63.5	124.8	0.106	0.167	0.128
16	16	85.71	69.6	132.6	0.089	0.164	0.128205
17	2	87.62	70.5	140.4	0.525	1.047	0.128205
18	14	103.02	77.2	148.2	0.065	0.150	0.128205
19	24	434.41	93.4	156	0.003	0.062	0.128205
20	24	434.41	128.7	163.8	#SAYI/0!	0.028	0.128205
21	0		311.8			0.005	

C-1 korunda ise denge derinliği 20 cm dir. 14 cm ye kadar olan ara derinliklerde yer yer CRS ve CIC modelleri farklılıklar gösterebilir bu derinlikte aynı sonucu vermektedir (65.1-64.5 yıl). Buradan itibaren her iki model için farklı sonuçlar elde edilmiştir. Genel olarak modellerin hiç biri birbiriyle uyum içinde değildir. Sediment birikim hızları CRS ve CIC modelleri için (0.16 cm y^{-1} - 0.58 cm y^{-1}) aralığında CF;CS modeli için (0.13 cm y^{-1}) olarak bulunmuştur. Korun 20 cmlik kısmı için oluşum süresi 103 yıl olarak tahmin edilmiştir. Korun 20 cmlik kısmı için porozite 0.54 ile 0.62 arasında değişmektedir. Genel olarak regresyon eğrisinin ($R^2=0.25$) COR-3 ve C-3 korularından daha düşük olması CF;CS modelinin kullanılamaz olduğunu göstermektedir.

Çizelge 4.44 COR-7 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	49	2.8	3.1	7	0.36	0.327	0.142
1	-7	2.4	ND	14	-2.344	ND	0.142
2	48	5.6	6.3	21	0.306	0.305	0.142
3	33	8.1	8.8	28	0.4	0.402	0.142
4	76	14.7	15.4	35	0.151	0.151	0.142
5	66	21.4	22.6	42	0.15	0.140	0.142
6	62	30.4	31.0	49	0.111	0.119	0.142
7	68	43.4	43.9	56	0.077	0.077	0.142
8	56	61.1	60.6	63	0.056	0.060	0.142
9	24	73.2	71.5	70	0.082	0.092	0.142
10	13	82.0	79.3	77	0.114	0.129	0.142
11	13	93.3	89.7	84	0.089	0.096	0.142
12	7	101.1	97.0	91	0.128	0.138	0.142
13	4	106.5	101.8	98	0.184	0.207	0.142
14	5	116.3	110.1	105	0.102	0.121	0.142
15	6	131.6	122.8	132.8	0.065	0.078	0.120
16	2	138.9	128.6	141.1	0.137	0.174	0.120
17	2	151.5	137.6	149.4	0.079	0.110	0.120
18	5	213.7	168.1	157.7	0.016	0.033	0.120
19	1	269.4	176.0	166	0.018	0.126	0.120
20	0	390.4	ND	174.3	0.008	ND	0.120
21	0	390.4		182.6	#SAYI/0!		0.120
22	2	#SAYI!		190.9	#SAYI!		0.120

COR-7 korunda genel olarak modeller birbiriyle uyum göstermemektedirler. Yüzeyden 8 cm aşağıdaki katman ile 12 cm aşağıdaki katman arasında kalan 9 cmlik bölümde CRS modeli ile CF;CS modeli hemen hemen aynı kronolojik tarihi vermektedirler. Yüzeyden 7 cm aşağıdaki katmandan yüzeye kadar olan bölüm CRS modeline göre 61.1 yılda CF;CS modeline göre 74.7 yılda oluşmuştur. 17.ci katmandan yüzeye kadar olan kısım CRS modeline göre 151.5 yılda CF;CS modeline göre 149.4 yılda oluşmuştur. Bu kora ait logaritmik grafiğe bakıldığında 8 cm ye kadar olan kısım regresyon eğrisinden oldukça sapmakla birlikte 8-15 cm ler arasındaki değerler fit doğrusu ile uyumludur dolayısıyla bu aralıkta sedimentasyon hızı yaklaşık sabit ve 0.12 cm y^{-1} olarak bulunur.

Çizelge 4.45 NB-COR-2 kuru karşılaştırmalı sonuçlar

Derinlik (cm)	210Pb mBq/g	CRS (y)	CIC (y)	CF;CS (y)	CRS (cm/y)	CIC (cm/y)	CF;CS (cm/y)
0	77	8.8	8.3	8.3	0.113	0.120	0.121
1	40	14.7	13.8	16.6	0.171	0.184	0.121
2	66	26.8	25.2	24.9	0.082	0.087	0.121
3	75	50.1	46.5	33.2	0.043	0.047	0.121
4	38	77.8	67.9	41.5	0.036	0.047	0.121
5	8	88.7	74.7	49.8	0.092	0.147	0.121
6	4	96.4	79.0	58.1	0.13	0.232	0.121
7	1	99.5	80.6	66.4	0.322	0.618	0.121
8	6	118.8	88.9	74.7	0.052	0.121	0.121
9	1	123.3	90.4	83	0.223	0.657	0.121
10	4	159.5	98.1	91.3	0.028	0.130	0.121
11	2	411.9	102.8	99.6	0.004	0.213	0.121
12	2	411.9	107.8	107.9	#SAYI/0!	0.198	0.121
13	12	#SAYI!	#SAYI!	116.2	#SAYI!	#SAYI!	0.121

NB-COR-2 korunun ilk 7 cm lik kısmında CRS, CIC ve CF;CS modelleri uyum göstermekle birlikte 9 cm den itibaren birbirinden ayrılmaktadır. CF;CS modeline göre bu korda sediment birikim hızı 0.121 cm y^{-1} dir. CRS modeline göre bu korda her bir katmanın yaşı 0.004 cm y^{-1} ile 0.171 cm y^{-1} arasında değişmektedir. CIC modeline göre ise 0.05 cm y^{-1} ile 0.618 cm y^{-1} lik hız değerleri mevcuttur. Genel olarak bu korda matematiksel modeller bir biriyle uyum içinde görülmemektedir.

Denge derinliğinin az olması logaritmik grafikteki değerlerin regresyon eğrisine yaklaşmasına sebep ($R^2=0.762$) olsa da bu kor için CF;CS modeli kullanılmamalıdır.

Güney Pasifik'te Estuarine kıyılarında yapılan bir çalışmada tek bir kor alınmış denge üstü kurşun konsantrasyonlarının logaritmik profile oluşturularak CF;CS modelinin kllanılmayacağına karar verilmiştir. Buna karşılık 2.7.4 model seçimi başlığı altında belirtildiği gibi araştırmacılar yakın çevrede yapılmış çalışmalardaki kurşun dağılımları ve akı değişimleri ile kendi korlarındaki dağılımı kıyaslayarak CRS modelinin kullanılabilceğine karar vermişler ve sediment birikim hızının bu modelle 0.03 ile 0.21 cm y^{-1} olarak bulmuşlardır. (Fernandez et. al., 2009).

Çin'de yapılan bir çalışmada aynı bölgeden çok sayıda sediment kuru alınmış ve yine 2.7.4 model seçimi başlığı altında değinildiği gibi denge üstü kurşun konsantrasyonları değerlendirilerek korların birbirine yakın mesafeden alınmış olması sebebiyle CRS modelinin kullanımı uygun görülmüş ancak bazı korlarda kurşun konsantrasyonları hem diğer korlardaki konsantrasyonlara yakın hemde sürekli azalması sebebiyle CIC modeli kullanılarak sedimentasyon hızı 1.73 ile 8.30 cm y^{-1} arasında bulmuşlardır (Wei et al., 2007).

Hong Kong'da Victoria Limanında yapılan bir çalışmada dört adet kor örneği alınmış ve bunlardan bir tanesinin logaritmik denge üstü profili lineer bir dağılım vermiştir. Dolayısıyla bu korda CF;Cs modeli uygulanmıştır. Sediment birikim hızı 1.2 cm y^{-1} olarak bulunmuştur (Tang et al, 2008).

Gökova Körfezi'nde yapılan bir çalışmada altı adet sediment kuru değerlendirilerek kurşun akıları ve konsantrasyonları bir birine yakın korlarda CRS modeli diğerlerinde ise CF;CS modeli kullanılmıştır. Korlardaki sediment birikim hızları 0.32 ile 1.92 cm y^{-1} aralığında değişen değerler göstermektedir. (Uğur A., Yener G.,2001).

Milos Adası hidrotermal bölgede yapılan bir çalışmada ise hidrotermal Alana yakınlıkları farklı üç kor alınarak tarihlmesi gerçekleştirilmiştir. Hidrotermal Alana

en yakın korda CRS ve CIC modelleri kullanılabilirken diğerk iki korda CRS modeli kullanılmıştır, sediment birikim hızları 0.088-0.14 cm y⁻¹ aralığında bulunmuştur (Uğur et al.,2003).

Yakın bir bölge olarak bakıldığında İzmir Körfezinde CRS modeliyle elde edilen sedimentasyon hızı 0.201 cm y⁻¹ dir (İçhedef, 2006)

Gülbağçe Körfezinde yapılan bu çalışmada ise yukarıda özetlenen sebepler ile tüm kordarda CRS uygun sonuçlar verirken bazı kordarda birden fazla model uyumlu sonuç vermiştir.

4.8.İz ve Ağır Metal Analizi Sonuçları:

Çizelge 4.46 Referans Korunda İz ve Ağır Metal Konsantrasyonları

örnek adı	% Ca	% Al	% Fe	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)
üst	9.8	2.4	2.0	510.5	214.6	129.2	115.4	159.8	63.3	44.3	19.6	6.8	9.2
0-1	10.3	2.8	2.2	521.4	222.9	248.3	130.8	143.4	67.6	49.0	150.2	8.3	9.2
2-3	12.4	2.7	2.1	641.9	244.4	1703.2	555.7	188.3	85.5	57.4	20.3	63.2	14.6
4-5	10.5	2.8	2.3	516.5	234.9	398.0	143.8	104.9	63.6	48.5	12.9	18.5	10.4
6-7	10.0	2.6	2.1	527.7	223.9	326.7	112.4	89.8	59.9	47.0	36.3	13.3	8.4
8-9	9.7	2.7	2.3	507.3	238.2	306.8	121.7	80.6	75.0	44.7	25.0	11.5	9.3
10-11	9.7	2.5	2.6	482.7	251.0	124.6	80.7	113.8	63.3	41.1	51.1	4.5	9.3
12-13	9.5	2.4	2.3	490.0	242.1	214.1	123.8	112.4	66.1	35.6	4.1	8.1	8.7
14-15	9.6	2.5	2.4	492.8	258.0	281.8	112.9	82.9	71.9	39.6	8.8	10.1	9.5
16-17	11.0	2.5	2.2	551.7	269.8	142.1	75.8	76.7	53.3	38.6	24.4	4.9	9.0
18-19	10.0	2.1	1.9	528.6	253.6	140.1	99.9	67.6	47.4	33.0	1.6	6.1	7.7
20-21	10.1	2.5	2.1	508.0	291.3	127.5	90.9	104.3	50.2	35.3	13.0	5.2	8.8
24-25	8.9	2.9	2.4	381.8	341.0	115.1	107.5	69.3	56.6	41.6	11.5	3.5	10.6
29-30	6.4	3.1	2.3	224.9	379.6	133.2	81.5	67.3	54.0	43.7	30.8	5.6	11.1

Çizelge 4.47 c-7 Korunda İz ve Ağır Metal Konsantrasyonları

Derinlik cm	% Ca	% Al	% Fe	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Ba (ppm)	Pb (ppm)	Cd (ppm)	Co (ppm)
üst	7.5	2.3	1.7	49.7	139.3	340.3	198.6	53.8	48.8	62.1	15.9	27.1	10.0
0-1	10.5	3.2	2.1	699.6	174.9	98.9	125.6	57.9	54.8	71.7	24.0	3.4	9.9
2-3	9.9	3.3	2.0	685.5	168.5	106.1	94.7	58.6	59.2	71.4	14.7	4.4	8.4
4-5	9.9	3.4	2.4	656.1	187.2	106.0	79.3	70.4	53.6	72.1	11.7	3.7	9.6
6-7	9.9	3.1	2.2	649.2	173.7	75.7	221.1	693.4	57.2	66.0	14.4	2.3	8.6
8-9	11.1	3.5	2.5	702.4	197.2	105.8	135.6	60.3	63.4	68.7	122.1	6.3	12.3
10-11	10.1	3.5	2.4	628.6	188.2	169.3	90.0	77.5	61.0	70.8	14.9	3.2	9.5
12-13	9.7	3.4	2.4	606.5	187.5	95.7	64.4	76.1	52.7	65.3	8.8	2.2	9.7
14-15	9.7	3.4	2.3	601.8	190.5	73.7	76.8	68.8	51.9	64.7	14.5	1.7	10.0
16-17	10.0	3.4	2.3	647.7	188.6	90.9	99.8	71.3	57.3	66.9	5.9	3.2	9.1
18-19	10.3	3.3	2.5	567.4	192.3	217.2	159.5	176.6	55.3	66.4	41.7	20.1	9.5
20-21	10.0	3.5	2.5	567.7	195.1	138.6	115.8	105.6	52.9	72.1	34.4	14.6	10.8
24-25	10.1	3.7	2.6	581.7	201.7	114.6	90.0	172.4	55.7	69.0	19.1	11.4	10.4
29-30	10.5	3.4	2.5	592.8	206.0	86.4	94.4	66.8	53.7	63.7	35.3	7.3	10.0

5.TARTIŞMA

Çizelge 4.48 de çeşitli bölgelerde yapılmış ağır metal ölçümlerinin sonuçları verilmektedir. Görüldüğü gibi Gülbahçe Körfezi'ndeki analiz sonuçları Manila Körfezi'nden ve Victoria Limanı'ndan yüksek çıkmıştır. Diğer merkezlerdeki konsantrasyonlar insan aktiviteleri ağırlıklı olarakta sanayileşmenin getirdiği sonuçlardır.

Çizelge 5.1 bazı bölgelerde ölçülmüş ağır metal sonuçları (Tang, 2008).

KONUM	Cu (mg kg-1)	Pb (mg kg-1)	Zn (mg kg-1)
Boston Lim. USA	7-142	18-263	39-414
N.Bedford L. USA	117-3136	104-616	315-1550
Baltimore L.USA	9.5-396	1.0-349	40-2105
Sydney L. Avust.	9.3-1053	38-3604	108-7622
Darwin L. Avust.	16-32	24-91	103-270
Manila K. Filipin.	32-118	6.0-95	60-329
Tolo L. H.Kong	21-84	48-144	100-270
Victoria L.H.Kong	16-280	21-85	52-221
Gülbahçe Hid.Alan	75-340	8-122	64-198
Gülbahçe Referans	67-1703	1.5-150	75-555

Gülbahçe Körfezi'nde yapılan ağır ve iz metal analizlerinde genel olarak Ca, Al, Fe elementleri yüzde ile belirtilebilecek seviyede, Sr, Ba, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Cr, Cu, Mn elementleri *ppm* ile belirtilebilecek seviyede bulunmuştur. Hidrotermal bölgede referans noktasına göre,Al, Ba, Fe, Sr elementleri yüksek, Pb, Cd, Cr, Cu, Mn elementleri düşük, Ni, Zn elementleri korun üst kısmında düşük, alt kısmında yüksek,Ca, Co elementleri aynı düzeyde bulunmuştur.

Referans noktasında Zn, Ni, Sr, Cd, Co, elementleri yüzeyden 2 cm aşağıda (1994 yılı) Cu, yüzeyden 2cm ve 4cm aşağıda (1982 yılı) artış göstermiştir. Pb

yüzeiden 1 cm (2001 yılı), 6 cm (1972 yılı) ve 10 cm (1959 yılı) aşığıda artış göstermiştir. Cr elementi yüzeiden 1cm (2001 yılı) ve 2cm (1994 yılı) aşığıda artış göstermiştir.

Hidrotermal bölge (C-7)'de, Sr 2003 (1 cm) ve 1975 (8 cm)'de, Cu 1970 (10 cm) ve 1948 (18 cm)'de, Zn 1981 (6 cm) ve 1948 (18 cm)'de, Cr 1981 (6 cm) ve 1948 (18 cm) ve 1916 (24 cm)'de, Pb 1975 (8 cm)'de, Cd 1948 (18 cm)'de, elementleri artış göstermiştir.

Hidrotermal bölge korunda Ba ve Sr elementleri referans koruna göre yüksek miktarda bulunmaktadır. Ba ve Sr elementleri biyojenik partiküllere bağlanma eğiliminde olması sebebiyle hidrotermal bölgede biyojenik partiküllerinde yüksek miktarda olduğu düşünölmektedir.

Çalışma alanı genel olarak hidrotermal özellikleri yansıtmaktadır. Bu durum grab örnekleyicisi ile alınan sediment örneklerindeki ²¹⁰Po aktivite konsantrasyonlarının hidrotermal bölgede referans bölgesine göre çok daha yüksek olmasından anlaşıldığı gibi sediment birikim hızlarından da görölmektedir.

Çalışma alanındaki sedimentasyon hızları her üç modelle hesaplanmasına karşın en uygun modelin CRS Modeli olduğu görölmüştür. Bu modelde kabullerin az oluşu ve hidrotermal alanlar gibi dinamik yapıllı ortamlara elverişliliği modelin çeşitli bölgelerde başarıyla kullanılmasına imkan sağlamaktadır.

Denge üstü kurşun aktivitelerinin logaritması alınarak kütle derinliğine karşı grafikleri çizildiğinde lineer bir doğru elde edilememesi sebebiyle CF;CS modeli kor boyunca doğru sonuçlar vermemektedir. Korlarda tek başına CF;CS Modeli'nin kullanımı uygun olmayacaktır.

Korlardaki denge üstü kurşunun derinlikle değişimi birbirini takip eden katmanlarda küçük aralıklar ile olmadığı için sadece CIC Modeli'nin kullanımı doğru sonuçlar vermemektedir.

Her bir katmandaki sedimentasyon hızının geniş bir aralıkta değişmesi bir çok noktada her üç modelinde aynı sonucu vermesini sağlamıştır.

Çalışma bölgesinde CRS modeli geniş bir aralıkta sedimentasyon hızı sonucu vermiştir (0.1-0.9 cm y⁻¹). Bu anlamda bölge Dünya'daki bir çok hızlı birikime sahip bölge ile karşılaştırılabilir. Gülbahçe Körfezi 0.372 ± 0.024 cm y⁻¹ lik ortalama sedimentasyon hızı ile Gökova Körfezi'nden (0.32-1.92 cm y⁻¹), bir başka hidrotermal alan olan Milos Adası'ndan (0.088-0.14 cm y⁻¹) ve İzmir Körfezi'nden (0.278 cm y⁻¹) daha yüksek seviyede sedimentasyona sahiptir.

6.ÖNERİLER

Akdeniz'deki hidrotermal çıkışların çoğu özellikle Calabrian ve Hellenic volkanik hattı çeşitli yönleriyle incelenmiştir ancak Ege Deniz'i ve Türkiye sahilleri hemen hemen hiç çalışılmamış bir bölge olma özelliğini korumaktadır.

Ege Denizi hidrotermal sistemlerinin karasal uzantıları araştırılmakla birlikte deniz altındaki kısmının sistematik incelenmeleri halen eksikler içermektedir. Son çalışmalarda Tiran denizi'nin etkin sıvı akışının gerçekleştiği volkanik hatları, kükürt düzeyi ve ağır metal konsantrasyonları belirlenmiştir.

Volkanik hatlardan çıkan kükürtdioksit ve karbondioksit yayımı global önem arz etmektedir. Bununla birlikte gelecekte deniz seviyesinin yükselmesi sonucu gaz salınımının da artacağı düşünülmektedir.

Hidrotermal alanlar dinamik yapılardır. Yerkabuğunun da hareketiyle bazı bölgeler hidrotermal çıkış özelliğini kaybederken yeni hidrotermal çıkış noktaları oluşmaktadır. Mevcut çalışmamızda da gördüğümüz gibi kor boyunca farklı zamanlarda faylardaki açılma ve kapanmalar ile ^{210}Pb 'un profil dağılımında radyumdan gelen katkılar bulunmaktadır. Deniz tabanındaki aktif fayların belirlenerek ^{210}Pb aktivitesindeki artışın periyodikliğinin incelenmesi ilginç sonuçların ortaya çıkartılmasını sağlayacağı düşünülmektedir.

Bölgede hidrotermal ve referans alanlarındaki ağır metal analizlerinin genişletilmesi sediment olarak çökelen parçacıkların kaynağı hakkında daha geniş bilgi sunacağı ve sonuçların yorumlanmasında kolaylık sağlayacağı zannedilmektedir.

Sediment olarak çökelen parçacıkların yapısının belirlenmesi açısından sedimentte karbonat, organik madde, kil tipi analizlerinin gerçekleştirilmesi elde edilen sonuçların ^{210}Pb aktivite konsantrasyonlarına etkisinin belirlenmesi önemli bir çalışma alanı sunmaktadır. Bilindiği gibi toprakta kil miktarının artması daha fazla

miktarda ^{210}Pb tutumuna sebep olmaktadır. Bu durumun sucul ortamdaki karşılığı belirlenmelidir.

Hidrotermal alanlarda ^{210}Pb tutumuna etki eden bir diğer faktör sıcaklıktır. Bilindiği gibi karbonatlı yapılarda sıcaklık ^{210}Pb üzerinde seçimli çöktürme etkisine sahiptir. Sediment yapısındaki karbonat miktarının belirlenmesi ^{210}Pb 'un profil dağılımının yorumlanmasında önemli bilgiler sağlayacaktır.

Ağır metal analizlerindeki Sr konsantrasyonu organik madde miktarı hakkında bilgi vermektedir (biyojenik moleküllere tutunumu yüksektir.) ancak görecelilikten kurtulup çalışma bölgesindeki ^{210}Pb konsantrasyonu ile organik madde arasındaki spesifik ilişkinin belirlenmesi sedimentasyon ve tarihleme hakkında daha net sonuçlara ulaşılmasını sağlayabilir.

Çalışma bölgesinden elde edilecek kil tipi, karbonat miktarı, organik madde miktarı, sıcaklık gibi parametrelerin ^{210}Pb dağılımı ile ilişkisinin belirlenmesi ve tarihlemeye kullanılan modellerin bu parametrelerdeki değişimleri de içerecek şekilde geliştirilmesi çalışmalarına yönelinmesinin yararlı olacağı düşünülmektedir.

Farklı bir diğer çalışma olarak karadaki erozyon ile denizdeki sedimentasyonun birbirini karşılayıp karşılamadığının belirlenmesi ve taşınım süreçlerine etki eden faktörlerin ortaya çıkartılması, deneysel veriler ile uyumlu modellerin geliştirilmesinin yararlı olacağı düşünülmektedir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

Aksu, A.E., Yasar, D., Mudie, P.J., 1995. Origin of Late Glacial-Holocene Hemipelagic Sediments in the Aegean Sea: Clay Mineralogy and Carbonate Cementation. *Marine Geology* 123, 33-59.

Al-Masri M. S., Aba A., H. Khalil, Al-Hares Z. 2002. Sedimentation Rates and Pollution History of a dried Lake: Al-Oteibeh Lake. *The Science of The Total Environment*, volume 293, Issue 1-3, pages 177-189.

Aliani S., Meloni R., Dando P., R., 2004, Periodicities in sediment temperature Time-Series at a marine Shallow Water Hydrothermal vent in Milos Island, (Aegean Volcanic arc, Eastern Mediterranean), 46, 109-119.

Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1978, The Calculation of Lead-210 Dates Assuming a Constant Rate of Supply of Unsupported ^{210}Pb to the Sediment, *Catena*, 5, 1-8.

Appleby P., G., Oldfield F., 1983, The Assessment of ^{210}Pb Data From Sites with Varying Sediment Accumulation Rates, *Marine Geology*, 103, 29-35

Appleby, P.G., 2001, Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands.

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 Environmental Radioactivity*, 259 No.1 177-180.

Beasley, T.M., Heyraud, M., Higgs, J.J.W., Cherry, R.D., Fowler, S.W., 1978, ^{210}Po and ^{210}Pb in Zooplankton Fecal Pellets. *Marine Biology* 44, 325-328.

Bacon, M.P., Belostock R.A., Bothner M.H., 1994. ^{210}Pb Balance and Implications for Particle Transport on the Continental Shelf, US Middle Atlantic Bight. *Deep-Sea Res II*: 41: 511-535.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Beks J., P., The ^{210}Pb Budget of the North Sea. Atmospheric Input versus Sediment Flux. Radioprotection 1997: 32: 219-224.

Beks J., P., Einsma D., Plicht J., V., D., 1998, A Record of Atmospheric ^{210}Pb Deposition in The Netherlands, 222, 35-44.

Boğa A.,2007, Ağır Metallerin Özellikleri ve Etki Yolları, Çukurova Üniv. Tıp Fakültesi, Fizyoloji Anabilim Dalı16:218.

Boisson F., Miquel j., C., Cotret O., Fowler S., W., 2001, ^{210}Po and ^{210}Pb Cycling in a Hydrothermal Vent Zone in the Coastal Aegean Sea, 281, 111-119.

Cambray, R.S., K. Playford, G.N.J. Lewis & R.C. Carpenter, 1989. Radioactive Fallout in Air and Rain: Results to the End of 1987. AERE-R 13226, Harwell.

Cambray, R.S., Cawse, P.A., Garland, J.A., Gibson, J.A.B., Johnson, P., Lewis, G.N.J., Newton, D., Salmon, L., & Wade, B.O.,1987. Observations of radioactivity from the Chernobyl Accident, Nuclear Energy 26: 77-101.

Cardigos F., Colaço A., Dando P., R., Avila S., P., Sarradin P., M., Tempera F., Conceição P., Pascoal A., Santos R., S.,2005, Shallow Water Hydrothermal Vent Field Fluids and Communities of the D. Joao de Castro Seamount (Azores),224, 153-168.

Cherry, R.D., Fowler, S.W., Beasley,T.M., Heyraud, M.,1975, Polonium-210: Its Vertical Oceanic Transport by Zooplankton Metabolic Activity. Marine Chemistry 3, 105-110.

Chiozi P., Pasquale V., Verdoya M., 2007, Radiometric Survey for Exploration of Hydrothermal Alteration in a Volcanic Area, 93, 13-20.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Dando P.R., Stüben D., Varnavas S.P., 1999, Hydrothermalism in the Mediterranean Sea,44, 333-367.

Dando P., R., Alliani S., Arab H., Bianchi C., N., Brehmer M., Cocito s., Fowler S., W., Gundersen J., Hooper L., E., Kölbi R., Kuever J. Linke P., Makropoulos K., C., Meloni C.,(2000), Hydrothermal Studies in the Aegean Sea, 25 No:1 pp1-8

Dekov V., M., Savelli C, 2004,Hydrothwermal activity in the SE Tyrrhenian Sea: an overview of 30 years of Research, 204, 161-185.

Dixit S., Cappellen P., V., Bennekom A., J., V., 2001, Processes Controlling Solubility of Biogenic Silica and Pore Water Build-up of Silicic acid in Marine Sediments, 73, 333-352.

Durham, R. & B. G. Oliver, 1983. History of Lake Ontario Contamination by Sediment Radiodating and Chlorinated Hydrocarbon Analysis I. Great Lakes Res. 9: 160-168.

Ehrmann, W., Schmiedl, G., Hamann, Y.,Kuhnt, T.,2007, Distribution of Clay Minerals in Surface Sediments of the Aegean Sea: a Compilation. International Journal of Earth Sciences 96, 769-780.

Erdoğan, B.,ve ark. 1988, Karaburun Yarımadası Karbonat İstifinin Stratigrafisi, Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Yirminci Yıl Kutlamaları, Bildiri Özetleri, sayfa 22, Ankara.

Erten H., N., 1997, Radiochronology of Lake Sediments, Pure and Appl. Chem., 69, No. 1, pp. 71-76.

Erten H., N., 2001, Sedimentlerde Radyoizotopik Yöntemlerle Yaş Tayini, Turkish J. Eng. Env. Sci.,25, 237-242.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Fernandez A. C., Marcel C. H., Vernal A., Castillo M. I. M., Vasquez L., Gleab B. Fabian J. A. A., Osuna F. P.,2009, Changes of Coastal Sedimentation in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Mexico, Over the Last 100 Years From Short-Lived Radionuclide Measurements, 82, 525-536.

Fowler, S.W., 1991, Biological Mediated Removal, Transformation, and Regeneration of Dissolved Elements and Compounds. In : **Mantoura, R.F.C., Martin, J.-M., Wollast, R.** (Eds.), Ocean Margin Processes in Global Change. Wiley, Chichester, UK, pp. 127-143.

Gageler, H., Von Gunten H. R. & Nyffeler W., 1976. Determination of ^{210}Pb in Lake Sediments and Air Samples by Direct Gamma-Ray Measurements. Earth Planet. Sci. Lett. 33: 119-121.

Geldiay R., Kocataş A.,1998, Deniz Biyolojisine Giriş, Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi No:31,562s.

Gelen A., Soto J., Gomez J., Diaz O., 2004, Sediment Dating of Santander Bay, Spain, 261, No.2 ,437-441.

Giggenbach, W.F., 1992. Isotopic Shifts in Waters from Geothermal and Volcanic Systems Along Convergent Plate Boundaries and Their Origin. Earth and Planetary Science Letters 113, 495– 510.

Guevara S., R., Rizzo A., Sanchez R., Arribere M., 2003, ^{210}Pb Fluxes in Sediment Layers Sampled from Northern Patagonia Lakes, 258, No.3, 583-595.

Harada, K., Tssunogai,S., 1986. Fluxes of ^{234}Th , ^{210}Po and ^{210}Pb Determined by Sediment Trap Experiments in Pelagic Oceans. Journal of Oceanographical Society of Japan 42, 192-200.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Hung, G.W., Chung, Y.-C., 1998. Particulate Fluxes, ^{210}Pb and ^{210}Po Measured from Sediment Trap Samples in a Canyon off Northeastern Taiwan. *Continental Shelf Research* 18, 1475-1491.

İçhedef M.,2006 İzmir Körfezi'nde Sedimentasyon Hızının Radyometrik Yöntemlerle Tayini, Ege Üniv. Fen Bilimleri Ens., Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Karageorgis A.,P., Kaberi H., Price N., B., Muir G. K. P., Pates J. M., Lykousis V.,2005, Chemical Composition of Short Sediment Cores from Thermaikos Gulf (Eastern Mediterranean): Sediment Accumulation Rates, Trawling and Winnowing Effects,25, 2456-2475.

Kim,Y.L., Narita, H., Noriki, S., Tsunogai,S., 1997. Export of Particulate Matter from Tokyo Bay Studied by Radiochemical Tracers, ^{210}Po and ^{210}Pb . *Journal of Oceanography* 53, 517-527.

Kocataş A. 2002, Oseanoloji Deniz Bilimlerine Giriş, Ege Üniversitesi Su Ürünleri Fakültesi Kitaplar Serisi No: 60, 358s.

Kocataş A.,2003, Ekoloji ve Çevre Biyolojisi, 395-408, Ege Üniversitesi Su Ürünleri Fakültesi No:51, Ders Kitabı Dizini No:20, 597s.

Lykousis, V., Chronis, G., Tselepides, A., Price, N.B., Theocharis,A., Siokou-Frangou, I., Van Wabbeke, F., Danovaro, R., Stavrakakis, S., Duineveld, G., Georgopoulos, D., Ignatiades, L. Souvermezoglou, A., Voutsinou-Taliadouri, F., 2002. Major Outputs of the Recent Multidisciplinary Biogeochemical Researches Undertaken in the Aegean Sea. *Journal of the Marine Systems* 33-39, 313-334.

Makropoulos K., Kouskouna V., Karnassopoulou A., Dando P.,and Varnavas S. P. , 2000, Seismicity in the Hellenic Volcanic Arc Hydrothermal System in Relation to Geochemical Parameters,25 No.1 pp19-23.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Maria S., E., J., Siringan F., P., Bulos A., dM., Sombrito E., Z., 2009, Estimating Sediment Accumulation Rates in Manila Bay, a Marine Pollution Hot Spot in the Seas of East Asia, 59, 164-174.

Moore, W.S., DeMaster, D., Smoak, J.M., McKee, B.A., Swarzensko, P.W., 1996. Radionuclide Tracers of Sediment-Water Interactions on the Amazon Shelf Research 16, 64-665.

Nozaki, Y., Tsubota, H., Kasemsupaya, V., Yashima, M., Ikuta, N., 1991. Residence Times of Surface Water and Particle-Reactive ^{210}Pb and ^{210}Po in the East China and Yellow Seas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55, 1265-1272.

Peirano, A.,Morri, C.,Bianchy C.N., Aguirre J.,Antolioni F., Calzetta, G., Carobene, L., Mastronuzzi, G., Orru, P.,2004. The Mediterranean Coral *Cladocora Caespitosa*: a Proxy for Past Climate Fluctuations?, *Global and Planetary Change* 40 , 195–200.

Pekçetinöz, B.,Günay, C.,Eftelioğlu, M., Özel, E., Jeofizik Yöntemlerle Gülbahçe Körfezindeki Jeotermal Potansiyelin Araştırılması, Jeotermal Enerji Semineri.

Pichler T., 2005, Stable and Radiogenic İsootopes as Tracers for the Origin, Mixing and Subsurface History of Fluids in Submarine Shallow-Water hydrothermal systems,139.,211-226.

Poulos S. E., 2009, Origin and Distribution of the Terrigenous Component of the Unconsolidated Surface Sediment of the Aegean Floor: A Synthesis, doi:10.1016/j.csr.2008.11.010 (article in press).

Rama, Koide M., Goldberg, E.D.,1961, Lead-210 in Natural Waters. *Science*:134, 98-99.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Roussakis, G., Karageorgis, A.P., Conispoliatis, N., Lykousis, V.,2004. Last Glacial-Holocene Sediment Sequences in N. Aegean Basins: Structure Accumulation Rates and Clay Mineral Distribution. *Geo-Marine Letters* 24 (2), 97-111.

Samuelsson, C., Hallstadius, L., Persson, B., Hedvall, R., Holm, E., Forkman, B.,1986, ^{222}Rn and ^{210}Pb in the Arctic Summer Air. *J. Environ Radioact*,3: 35-54.

Sanada, T., Fujimoto, K., Miyano, K., Doi, M., Tokonami, S., Uesugi, M., Takata, Y.,1999. Measurement of Nationwide Indoor Rn Concentration in Japan, *Journal of Environmental Radioactivity* 45 (1999) 129-137

Sanchez-Cabeza, J.A., Masque, P., Martinez-Alonso, M., Mir, J., Esteve, I., 1999. ^{210}Pb atmospheric Flux and Growth Rates of a Microbial mat from the Northwestern Mediterranean Sea Area (Ebro Tiver Delta). *Environmental Science and Technology* 33, 3711-3715.

Schelske, C.L., Peplow A., Brenner M. & Spencer C. N., 1994. Lov Background Gamma Counting: Applications for ^{210}Pb Dating of Sediments. *Palaeolimnol.* 10: 115-128.

Smoak, J.M., Demaster, D.J., Kuehl, S.A., Pope, R.H., McKee, B.A.,1996, The Behavior of Particle-Reactive Tracers in a high Turbitidy Environment: ^{234}Th and ^{210}Pb on the Amazone Continental Shelf. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 12, 2123-2137

Stowe, K. S. 1979, *Oceans Science*. John Wiley and Sons. New-York.

Tang C. W., I C. C., Zhang G., Shin P. K. S., Qian P., Li X., 2008, The Spatial and Temporal Distribution of Heavy Metals in Sediments of Victoria Harbour, Hong Kong, 57, 816-825

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Tarcan G., 1989, Urla-İçmeler (İzmir) ve Çevresinin Jeolojik-Hidrojeolojik İncelenmesi Yeraltı Sularının Jeokimyasal Yorumlanması, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü

Tatar E.,2007, İzmir Orta Körfezindeki Planktonik Organizmalarda Pb-210 ve Po210 Düzeylerinin Aylık Değişiminin İncelenmesi, 96 sayfa, Ege Üniv. Fen Bilimleri Ens., Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Yüksek Lisans Tezi.

Tateda Y., Carvalho F., P., Fowler S., W., Miquel J., C., 2003, Fractionation of ^{210}Po and ^{210}Pb in Coastal Waters of the NW Mediterranean Continental Margin,23, 295-316.

Taylan Z., S., Özkoç H., B., 2007, Potansiyel Ağır Metal Kirliliğinin Belirlenmesinde Akuatik Organizmaların Biokullanılabilirliği, BAÜ FBE DERGİSİCilt:9, Sayı:2 17-33.

Uğur A.,1998, Gökova Körfezi Deniz Sediment Korlarında Radyoaktif Pb, Po, Ra, Cs, Am ve Pu İzotoplarının Dağılımının İncelenmesi, Sedimentasyon Hızı ve Tarihleme Çalışmalarında Kullanılması, Ege Üniv. Fen Bilimleri Ens., Nükleer Bilimler Anabilim Dalı, Doktora Tezi.

Uğur A., Yener G., 2001, Accumulation Rates and Sediment Deposition in the Gökova Bay in Aegean Sea Turkish Coast, 55, 581-588.

Uğur A., Yener G., 2002, Plutonium İzotopes, ^{241}Am and ^{137}Cs Activity Concentrations in Marine Sediments of Gökova Bay, Aegean Turkish Coast 252 No.1 47-51.

Uğur, A., Yener, G., Başsarı, A.,2002. Trace Metals and Po-210 (Pb-210) Concentrations in mussels (*Mytilus Galloprovincialis*) Consumed at Western Anatolia. Applied Radiation and Isotopes, Vol. 57: 565-571.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

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, 307 , 203-214.

Varnavas S., P., Panagiotaras D., Megalovasilis P., Dando P., Alliani S., and Meloni R., 2000, Compositional Characterization of Suspended Particulate Matter in Hellenic Volcanic Arc Hydrothermal Centres, 25, No.1 pp 9-18.

Venkatarathnam, K., Ryan, W.B.F., 1971, Dispersal Patterns of Clay Minerals in the Sediment Eastern Mediterranean Sea. Marine Geology 11, 261-282.

Wei, C.-L., Murray, J.W., 1994. The Behavior of Scavenged Isotopes in Marine Anoxic Environments: ^{210}Pb and ^{210}Po in the Water Column of the Black Sea. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 1795-1811.

Wei T., Chen Z., Duan L., Gu J., Saito Y., Zhang W., Wang Y., Kanai Y., 2007, Sedimentation Rates in Relation to Sedimentary Processes of the Yangtze Estuary, China., 71, 37-46.

Yaman D., 1999, Gülbahçe (Urla) Jeotermal Alanının Hidrojeolojik İncelenmesi, Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.

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 ^{238}U and ^{210}Pb in Coal and Ash Samples, Applied Radiation Isotopes, 47 (1): 93-96.

Zheng J., Wu F., Yamada M., Liao H., Liu C., Wan. G., 2008, Global Fallout Pu recorded in lacustrine Sediment in Lake Hongfeng, SW China, 152 314-321.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam Ediyor)

Zuo,Z., Eisma, D.,Gieles, R.,Beks, J.,1997, Accumulation Rates and Sediment Deposition in the Northwestern Mediterranean. Deep-Sea Research II 44,597-609.

http://en.wikipedia.org/wiki/Decay_chain

www.divediscover.whoi.edu/vents/index.html

[www.noc.soton.ac.uk/.../Susan%20Humphries%20\(NXPowerLite\).ppt](http://www.noc.soton.ac.uk/.../Susan%20Humphries%20(NXPowerLite).ppt)

http://www.metalurji.org.tr/dergi/dergi136/d136_4753.pdf

ÖZGEÇMİŞ

23.02.1978 tarihinde İzmir'de doğmuştur. Murat Reis İlkokulu ve Dokuz Eylül İlköğretim okullarının ardından 1995 yılında İzmir Atatürk Lisesi'nden mezun olmuştur. 1996 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi, Buca Eğitim Fakültesi, Fizik Eğitimi programını kazanmıştır. 2000 yılında fizik öğretmeni ünvanıyla mezun olup aynı yıl Ege Üniversitesi Yabancı Diller Okulu'nda İngilizce hazırlık sınıfına devam etmiştir. 2001 yılında Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik Bölümünde yüksek lisans çalışmalarına başlamıştır. Aynı bölümde 2002-2004 yılları arasında araştırma görevlisi olarak çalışmıştır. 2005 yılında Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü'nde doktora programını kazanmıştır. Aralık 2008'den beri aynı bölümde araştırma görevlisi olarak çalışmaktadır.