



T.C.
EGE ÜNİVERSİTESİ
Fen Bilimleri Enstitüsü



**MERİÇ NEHRİ TAŞKIN ALANINDA
SEDİMENTASYON HIZININ ¹³⁷Cs TEKNİĞİ
KULLANILARAK TAYİN EDİLMESİ**

Yüksek Lisans Tezi

Burak OLUÇAY

Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

İzmir
2023

T.C.
EGE ÜNİVERSİTESİ
Fen Bilimleri Enstitüsü

**MERİÇ NEHRİ TAŞKIN ALANINDA
SEDİMENTASYON HIZININ ¹³⁷Cs TEKNİĞİ
KULLANILARAK TAYİN EDİLMESİ**

Burak OLUÇAY

Danışman : Prof.Dr.Günseli YAPRAK

Nükleer Bilimler Anabilim Dalı
Çevresel Radyoaktivite Yüksek Lisans Programı

İzmir
2023

Burak OLUÇAY tarafından Yüksek Lisans tezi olarak sunulan "Meriç Nehri Taşkın Alanında Sedimentasyon Hızının ^{137}Cs Kullanılarak Tayin Edilmesi" başlıklı bu çalışma EÜ Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği ile EÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Eğitim ve Öğretim Yönergesi'nin ilgili hükümleri uyarınca tarafımızdan değerlendirilerek savunmaya değer bulunmuş ve 01/08/2023 tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği/oyçokluğu ile başarılı bulunmuştur.

Jüri Üyeleri:

İmza

Jüri Başkanı :

Raportör Üye :

Üye :

Üye :

EGE ÜNİVERSİTESİ NÜKLEER BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
ETİK KURALLARA UYGUNLUK BEYANI

EÜ Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin ilgili hükümleri uyarınca Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Meriç Nehri Taşkın Alanında Sedimantasyon Hızının ¹³⁷Cs Tekniği Kullanılarak Tayin Edilmesi “ başlıklı bu tezin kendi çalışmam olduğunu, sunduğum tüm sonuç, doküman, bilgi ve belgeleri bizzat ve bu tez çalışması kapsamında elde ettiğimi, bu tez çalışmasıyla elde edilmeyen bütün bilgi ve yorumlara atıf yaptığımı ve bunları kaynaklar listesinde usulüne uygun olarak verdiğimi, tez çalışması ve yazımı sırasında patent ve telif haklarını ihlal edici bir davranışımın olmadığını, bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya diğer bir üniversitede başka bir tez çalışması içinde sunmadığımı, bu tezin planlanmasından yazımına kadar bütün safhalarda bilimsel etik kurallarına uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul edeceğimi beyan ederim.

01/08/2023

İMZA

Burak OLUÇAY



ÖZET**MERİÇ NEHRİ TAŞKIN ALANINDA SEDİMENTASYON HIZININ ¹³⁷Cs
TEKNIĞI KULLANILARAK TAYİN EDİLMESİ**

BURAK OLUÇAY

Yüksek Lisans Tezi, Nükleer Bilimler

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Günseli Yaprak

Ağustos 2023 66 Sayfa

Nehir taşkın yatakları, akıntı yönünde hareket eden sedimentler ve diğer kirleticileri depolamak için önemli havuzlar olarak kabul edilmiştir. Bununla birlikte, taşkın sedimentasyonunun güncel oranları hakkında ki bilgileri geleneksel yöntemlerle elde etmek zordur. Taşkın yatağı sedimentlerinin ¹³⁷Cs içeriğinin ölçümleri, orta vadeli (yaklaşık 40-60 yıl) taşkın sediment birikimi oranlarının tahminlerini elde etmek için alternatif bir yaklaşım sağlamaktadır.

Türkiye'nin aşağı kıyıdaş olduğu sınır aşan Meriç, Arda ve Tunca Nehirlerinde su yönetimi ile ilgili en önemli sorun taşkınlardır. Taşkın boyutlarını büyüten ve geliştiren en önemli proses, nehir yatağı ve çevresinde sediment birikimidir. Bu doğrultuda sunulan tez çalışmasında, Meriç Nehri taşkın alanında sediment birikiminin ¹³⁷Cs tekniği kullanılarak değerlendirilmesi amaçlanmıştır.

Anahtar Sözcükler: Sedimentasyon hızı, sediment birikimi, Meriç Nehri, taşkın alanı, ¹³⁷ Cs, kronoloji,

ABSTRACT**SEDIMENTATION RATE OF THE FLOODPLANE SEDIMENTS OF
THE MERİÇ RIVER BY ¹³⁷Cs TECHNIQUES**

BURAK OLUÇAY

Master's Thesis, Nuclear Science

Supervisor: Prof. Dr. Günseli Yaprak

August 2023 66 Pages

River floodplains have been recognized as significant sinks for storing suspended sediment and associated contaminants mobilized from the upstream catchment. Nevertheless, information on contemporary rates of overbank sedimentation is compelling to obtain using conventional methods. Measurements of the ¹³⁷Cs content of floodplain sediments provide an alternating approach to obtaining estimates of medium-term rates (ca. 40 -60 years) of overbank sediment deposition.

The most important issues are floods related to the water management in Transboundary River Meric and Arda, Tunca rivers that Turkey is downstream country. The most important process about grown and increased flood size is sediment accumulation in the river and the surrounding. Hence, there is a need for a detailed study about the determination of sediment deposition on the Meriç River Floodplains by means of ¹³⁷Cs.

Key words: Meric River, Floodplains, sedimentation rates, sediment deposition,
¹³⁷ Cs, chronology

ÖNSÖZ

Türkiye'nin aşağı kıyıdaş olduğu sınır aşan Meriç, Arda ve Tunca Nehirleri üzerinde, diğer ülkelerde kurulu barajlardan belirli dönemlerde kontrolsüz olarak bırakılan sular Meriç taşkınlarına neden olmaktadır. Nehir yatağı ve çevresinde sediment birikimi, taşkın boyutlarını büyütür ve geliştirir. Taşkın alanlarında depolanan sedimentlerin miktarı ve niteliği, frekansına, büyüklüğüne, nehir yatağından uzaklığa, sediment yapısına, su hızına, taşkın morfolojisine, bitki örtüsüne, karasal kullanıma ve mevsimsel değişimlere dayalı olarak farklılık göstermektedir. Bu anlamda, sediment birikim hızının ve dağılımının bilinmesi havza yönetiminde ve sediment yükü ıslahında büyük önem arz etmektedir. Bu doğrultuda sunulan tezde, Meriç Nehri taşkın alanında sediment birikiminin ^{137}Cs radyonükliti kullanılarak değerlendirilmesi hedeflenmiştir.

Bu tez çalışması TÜBİTAK -117Y093 No'lu Proje altında gerçekleştirilmiştir. Bu anlamda TÜBİTAK'a ve tez konunun belirlenmesinden, tezin son aşamasına kadar bilgisini ve desteklerini esirgemeyen, görüşlerini paylaşan tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Günseli Yaprak'a katkılarından dolayı teşekkür ederim.

İZMİR

01/08/2023

Burak OLUÇAY

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa</u>
ÖZET.....	vii
ABSTRACT.....	ix
ÖNSÖZ.....	xi
İÇİNDEKİLER.....	xiii
ŞEKİLLER DİZİNİ	xiv
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xvi
RESİMLER DİZİNİ	xvi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	xvii
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL BİLGİLER.....	3
2.1 İZOTOPLARIN ÇEVRESEL UYGULAMALARI.....	3
2.1.1 ATMOSFERİK KISA ÖMÜRLÜ NÜKLİTLER.....	3
2.2 KARASAL KOZMOZENİK NÜKLİTLER.....	5
2.2.1 BOZUNMA SERİSİ NÜKLİTLER.....	7
2.2.2 ANTROPOJENİK İZOTOPLAR.....	10
2.2.3 RADYOJENİK İZOTOPLAR.....	11
2.2.4 KARARLI İZOTOPLAR.....	12
2.2.5 İZOTOP ÖLÇÜM TEKNİKLERİ.....	13
2.3. ¹³⁷ CS TARİHLEME.....	14
2.4 MERİÇ TAŞKINLARI.....	15
3. GEREÇ VE YÖNTEM.....	20
3.1 ÇALIŞMA ALANIN TANIMI.....	20
3.2 ÖRNEKLEME VE ÖRNEK HAZIRLAMA.....	23
3.3 SEDİMENT PARAMETRE TAYİNİ.....	25
3.3.1 SEDİMENTLERİN TANE BOYU DAĞILIMI.....	25
3.3.2 SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE NEM TAYİNİ.....	25
3.3.3 SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE YANABİLEN TOPLAM MADDE MİKTARI TAYİNİ.....	26
3.3.4 SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE PİKTOMETRE İLE YOĞUNLUK TAYİNİ.....	29
3.4 RADYOMETRİK ÖLÇÜMLER.....	31
3.4.1 GAMA SPEKTOMETRİK ¹³⁷ CS ANALİZİ.....	31

İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
3.4.2 GAMA SPEKTOMETRİK ¹³⁷ CS, ²²⁶ RA VE DİĞER RADYONÜKLİT ANALİZLERİ.....	36
3.4.3 HPGE GAMA SPEKTROMETRE SİSTEMLERİNİN ÖLÇEBİLCEĞİ MİNİMUM AKTİVİTELER.....	36
3.5 ¹³⁷ CS TARİHLEME.....	37
4 BULGULAR VE TARTIŞMA.....	40
4.1 MERİÇ TAŞKIN ALANINDA ¹³⁷ CS DAĞILIMI.....	41
4.2 İNCELENEN SEDİMENT KORLARINDA ¹³⁷ CS, ⁴⁰ K, ²²⁶ RA VE ²³² TH DİKEY DAĞILIMLARI.....	43
4.3 ¹³⁷ CS ENVANTERİ, SEDİMENT OLUŞUM YILI VE SEDİMENTASYON HIZI.....	46
4.4 TAŞKIN ALANINDA ¹³⁷ CS DERİNLİK PROFİLİNDE GENLEŞME VE SEDİMENTASYON HIZI TAYİNİ.....	54
5.SONUÇ VE ÖNERİLER.....	57
KAYNAKLAR DİZİNİ	62
TEŞEKKÜR.....	65
ÖZGEÇMİŞ.....	66

ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Şekiller</u>	<u>Sayfa</u>
3.1 DSĞ VERİLERİNE GÖRE MERİÇ NEHRİ 1986-2020 YILLARI ARASI MAKSİMUM AKIM DEĞERİ.....	22
3.2 TRAKYA HAVZASI VE TEMEL KAYALARIN MTA ENSTİTÜSÜNE AİT 1/500.000 ÖLÇEKLİ JEOLJİ HARİTASI.....	22
3.3 5000 YIL TEKERRÜRLÜ TAŞKIN DEBİLERİNE KARŞI MERİÇ NEHRİ İÇİN OLUŞTURULAN GÜNCEL TAŞKIN RİSK ALAN HARİTASI.....	23
3.4 TAŞKIN ALANINDA ÖRNEKLEME NOKTALARI.....	24
3.5 TAŞKIN ALANI SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE GÖZLENEN YANABİLEN ORGANİK MADDE VE NEM İÇERİĞİ.....	27
3.6 MERİÇ TAŞKIN ALANINDAN SAĞLANAN S-5 S-6 VE REFERANS CRF KOR PROFİLLERİNİN ORGANİK MADDE İÇERİĞİ.....	28

ŞEKİLLER DİZİNİ(devam)

<u>Şekiller</u>	<u>Sayfa</u>
3.7 SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE PİKTOMETRE İLE YOĞUNLUK TAYİNİ İZLEĞİ...	29
3.8 MERİÇ TAŞKIN ALANINDAN ALINAN S-5 S-6 VE CRF SEDİMENT PROFİLLERİNİN YOĞUNLUK DAĞILIMI.....	30
3.9 KUZEY VE GÜNEY YARIM KÜRÜDE ¹³⁷ CS DEPOZİSYONU.....	38
4.1 NEHİR KANALINDAN UZAKLIĞA GÖRE <63 UM TANE BOYU KOMPOZİSYON.....	41
4.2 MERİÇ NEHRİ TAŞKIN ALANINDAN SAĞLANAN TÜM SEDİMENT ÖRNEKLERİNDE ¹³⁷ CS AKTİVİTE KONSANTRASYONLARI VE %<63 UM TANE BOYU DAĞILIM HARİTALARI.....	42
4.3 CRF REFERANS KORUNDA ¹³⁷ CS AKTİVİTE KONSANTRASYONU DİKEY DAĞILIM PROFİLİ.....	49
4.4 TAŞKIN ALANINDAN SAĞLANAN S-5 KORU İÇİN ¹³⁷ CS AKTİVİTE KONSANTRASYONU DİKEY DAĞILIM PROFİLİ.....	51
4.5 TAŞKIN ALANINDA SAĞLANAN S-6 KORU İÇİN ¹³⁷ CS AKTİVİTE KONSANTRASYONU DİKEY DAĞILIM PROFİLİ.....	53
4.6 S-6 KORU VE TAŞKIN SU BASKISI SEVİYESİNİN ÜZERİNDE YER ALAN REFERANS ALANDAN ELDE EDİLEN CRF KORU ¹³⁷ CS ENVANTER PROFİLLERİ..	55
5.1 REFERANS KORU CRF İÇİN SEDİMENT OLUŞUM KRONOLOJİSİ VE SEDİMENTASYON HIZLARI.....	57
5.2 S-5 KORU İÇİN SEDİMENT OLUŞUM KRONOLOJİSİ VE SEDİMENTASYON HIZLARI.....	58
5.3 S-6 KORU İÇİN SEDİMENT OLUŞUM KRONOLOJİSİ VE SEDİMENTASYON HIZLARI.....	58
5.4 MERİÇ TAŞKIN ALANI SEDİMENT DEPOZİSYONUNDA, REFERANS ¹³⁷ CS ENVANTERİ ÜZERİNDE ARTIK ¹³⁷ CS ENVANTERİ DAĞILIM HARİTASI.....	59
5.5 MERİÇ TAŞKIN ALANINDA ALTERNATİF YAKLAŞIMLA HESAPLANAN SEDİMENT KÜTLE BİRİKİM HIZI DAĞILIM HARİTASI.....	60

ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelgeler</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 ATMOSFERİK RADYONÜKLİTLER.....	4
2.2 KATILARDA YAYGIN OLARAK KULLANILAN KOZMOJENİK NÜKLİTLER.....	7
2.3 ÇEVRESEL ÇALIŞMALARDA KULLANILAN RADYONÜKLİT SERİLERİ.....	9
3.1 SEDİMENT PARÇACIK BOYU DAĞILIM.....	25
2.5 ÇEVRESEL ÇALIŞMALARDA YAYGIN KULANILAN RADYOJENİK İZOTOPLAR.....	14
4.1 CRF REFERANS KORUNDA ¹³⁷ CS, ⁴⁰ K, ²²⁶ RA VE ²³² TH DİKEY DAĞILIMLARI...43	
4.2 S-5 TAŞKIN ALANI KORUNDA ¹³⁷ CS, ⁴⁰ K, ²²⁶ RA VE ²³² TH DİKEY DAĞILIMLARI.....	44
4.3 S-6 TAŞKIN ALANI KORUNDA ¹³⁷ CS, ⁴⁰ K, ²²⁶ RA VE ²³² TH DİKEY DAĞILIMLARI.....	45
4.4 CRF REFERANS KORUNDA ¹³⁷ CS ENVANTERİ, SEDİMENT OLUŞUM YILI VE SEDİMENTASYON HIZI.....	50
4.5 TAŞKIN ALANINDAN SAĞLANAN S-5 KORU İÇİN ¹³⁷ CS ENVANTERİ, SEDİMENT OLUŞUM YILI VE SEDİMENTASYON HIZI.....	52
4.6 TAŞKIN ALANINDAN SAĞLANAN S-6 KORU İÇİN ¹³⁷ CS ENVANTERİ, SEDİMENT OLUŞUM YILI VE SEDİMENTASYON HIZI.....	54

RESİMLER DİZİNİ

<u>Resimler</u>	<u>Sayfa</u>
2.1 1980 TAŞKINI.....	16
2.2 1984 TAŞKINI.....	17
2.3 1947 TAŞKINI.....	17
2.4 1960 ÖNCESİ TAŞKIN SAHASI.....	18
2.5 2015 TAŞKIN SAHASI; SÜVARİ GEÇİDİ KÖPRÜSÜ.....	19
2.6 2015 TAŞKIN SAHASI;TUNCA GAZİMİHAL KÖPRÜSÜ.....	19
3.1 MERİÇ NEHRİ KUM ADACIKLARI	21
3.2 SEDİMENT KOR ALIMI VE ÖRNEK İŞLEME.....	24

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

<u>Simgeler</u>	<u>Açıklama</u>
Cs	Sezyum
Pb	Kurşun
U	Uranyum
Bq	Becquerel
α	Alfa
β	Beta
γ	Gama
λ	Lamda
°C	Santigrat Derece
$t_{1/2}$	Yarı Ömür
<u>Kısaltmalar</u>	
GM	Geiger-Müller

1.GİRİŞ

Doğu Balkanlarda sınır aşan ve sınır oluşturan bir nehir olan Meriç Nehri taşkınların ana nedenleri; hidrolojik nedenler, fiziki nedenler ve baraj işletmeleri olarak bilinmektedir. Meriç, Arda ve Tunca Nehirleri havzalarındaki kar örtüsünün erimesi, sağanak yağışlar, Bulgaristan'daki mevcut barajların özelleştirilmesi ve kontrolsüz su bırakılması ve Meriç Nehri yatak kesitinin yetersiz olması nedeniyle, su seviyelerinde meydana gelen aşırı yükselmeler taşkınların sıklaşmasına ve son 15 yıldır hemen hemen her yıl gözlenmesine neden olmuştur. Bu taşkınlar Edirne ve çevresini hem ekonomik hem de çevresel açıdan büyük zarara uğratmıştır.

Taşkın olayları sırasında taşkın yataklarında, taşkın yatağı üzerinde ince sediment birikmesi, taşkın yataklarının evrimi ve jeomorfolojisinin önemli bir bileşenini temsil eder. Taşkın yatağı sistemleriyle ilişkili toplam alüvyon birikintilerin yaklaşık %10-20'sini taşkın birikintileri oluşturur. Öte yandan, eğimsiz ova nehri taşkın yatakları, akıntı yönünde havzadan hareket eden sediment ve ilgili kirletici maddelerin depolanması için önemli havuzları temsil eder. Mevcut bilgiler, taşkın birikintileriyle ilişkili sedimantasyon oranlarının genellikle yılda ortalama birkaç milimetreden nispeten düşük olduğunu göstermektedir. Bununla birlikte, nehirlerin arazi kullanımındaki değişiklikler nedeniyle büyük ölçüde artan sediment yüklerinden etkilendiği yerlerde yılda birkaç santimetreye varan oldukça yüksek oranlar da sediment depozisyonu rapor edilmektedir.

Atmosferik serpinti radyonüklitlerinin toprak erozyonu, sediment izleyici ve kronometre olarak kullanıldığı çalışmalar 1970 yıllara dayanmaktadır. Bu doğrultuda, 4500'den fazla makalenin ^{137}Cs üzerine yoğunlaştığı, ^{210}Pb (denge üstü) ile ilişkili 2700 yayın olduğu rapor edilmektedir. Taşkın alanlarında yapılan çok sayıda çalışmada, sedimantasyon hızı/birikimi genellikle ^{137}Cs ile tayin edilmiştir (Ritchie ve Ritchie, 2007). Sediment kronolojisinde ^{137}Cs ile birlikte ve birbirlerini tamamlayacak şekilde ^{210}Pb tarihleme kullanıldığında, 10-10² yıllık dönem için sediment birikimi tayin edilebilmektedir. Cinderalla olarak tanımlanan ^7Be radyonüklitinin, sıra dışı ani yağış, fırtına, taşkın vb. olaylar sonucu gün-hafta mertebesinde gelişen kalıcı olmayan çevresel değişimlerde sediment parmak izi olarak kullanılma potansiyeli gösterilmiştir (Walling, 2013). Erozyon ve sedimantasyon hızı tayinlerinde doğal kökenli kozmojenik radyonüklit olan ^7Be 'nin kullanıldığı çalışmaların sayısı 90'a ulaşmıştır.

Sediment kronolojisinde ^{137}Cs kullanıldığında, nükleer serpentinin en fazla olduğu 1963 yılı referans alınmakta ve bu pikin yakalandığı seviyeye göre son 50-60 yıllık dönem

için sediment birikimi tayin edilmektedir. 1986 Çernobil piki kullanılarak yapılan kronoloji ise son 30 yıllık dönem için sonuç vermektedir (Walling, 2013). Öte yandan, çok çeşitli ortamlara uygulanabilen parçacık reaktif ^{137}Cs 'nin, bir taşkın yatağında orta vadeli zaman ölçeklerinde (yaklaşık 40 -60 yıl) çok sayıda nokta için yüksek veri toplama potansiyeli bulunmaktadır. Bu doğrultuda sunulan tez çalışmasında, Meriç Nehri taşkın alanında sediment birikiminin ^{137}Cs tekniği kullanılarak değerlendirilmesi hedeflenmiştir.



2.GENEL BİLGİLER

Periyodik tablodaki ilk 95 elementin çok sayıda radyoaktif ve kararlı izotopu, dünyamızın ve çevre problemlerinin birçok sırrını çözmeye yönelik muazzam bir bilgi zenginliği sağlamaktadır. Bu anlamda, birçok elementin radyoaktif ve kararlı izotopları, güçlü izleyiciler ve kronometre olarak karasal, atmosferik ve sucul çevre çalışmalarında yaygın şekilde kullanılmaktadır. Zamanı ölçmek için kullanılabilen kısa ömürlü radyonüklitler, kozmik ışınların oluşturduğu nükleer reaksiyonlardan ve uzun ömürlü radyoizotopların bozunmasından meydana gelmektedir. Dünyanın oluşumundan beri var olan uzun ömürlü primordial radyoizotopların (U ve Th bozunum serileri) yanı sıra, nükleer faaliyetler, atmosferik olayları ve okyanus döngülerini izleyebileceğimiz çok sayıda radyoizleyici üretmiştir. Radyoizotopların yarı ömrüne, mevcut elementin kararlı izotoplarının oranlarına ve analiz için izotopların bolluğuna bağlı olarak ilgili izotopları ayırmak ve ölçmek için bir dizi farklı teknik kullanılmaktadır.

2.1 İzotopların Çevresel Uygulamaları

Çevresel çalışmalarda kullanılan izotopa sahip elementler, antropojenik (insan kaynaklı; atmosferik nükleer silah denemeleri, nükleer kazalar vb), kozmojenik yani kozmik orijinli (kozmik ışınların atmosferle veya herhangi bir materyalle etkileşmesi sonucu) ve radyojenik orijinli (uzun yarı ömürlü izotopların bozunum ürünü U ve Th serilerinin bozunum ürünü) olmaktadır. Çevresel çalışmaların merkezinde yer alan izotop jeokimyası, neredeyse her ortamda, tarihlendirme, izleme ve kimyasal süreçlerin parmak izi olarak kullanılan önemli bir disiplindir. Bu anlamda yararlı izotoplara sahip 75 element mevcuttur ve buna dayalı olarak çok sayıda potansiyel izotopik yöntem bulunmaktadır. İzleyen bölümlerde, izotopların çevre problemlerine uygulamaları, farklı radyoaktif izotop kaynaklarına ve kararlı izotoplardaki değişimin nedenlerine göre sunulmaktadır (Porcelli ve Baskaran, 2012).

2.1.1 Atmosferik Kısa Ömürlü Radyonüklitler

Dünya'ya uzaydan gelen kozmik ışın (büyük ölçüde proton bileşeninden kaynaklanan) reaksiyonları ile bir dizi izotop, üretilmektedir. Kozmik ışınlar ve atmosferik gazlar arasındaki etkileşimler sonucu, yarı ömürleri; < bir saniyeden ve > bir milyon yıl arasında değişen (Çizelge 2.1). ve çeşitli yollarla çevresel döngülere giren çok sayıda radyonüklit bulunmaktadır. Bunlar arasında en iyi bilinen radyonüklit; üretildikten sonra CO₂ formunda organik madde bünyesinde yer alan veya okyanuslarda çözünen ¹⁴C'dür. 5730 yıl yarı ömrü

ile $^{14}\text{CO}_2$ 'yi içeren organik materyaller (bitki, kalsiyum karbonat mercanlar dahil) ve okyanus suları tarihlendirilmektedir. Ayrıca, $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 'nin değişen oranlarından, C ile ilişkili elementlerin biyojeokimyasal döngüsü hakkında da bilgi edinilebilmektedir.

Çizelge 2.1 Atmosferik radyonüklitler

İzotop	Yarı Ömür	Yaygın Uygulamaları
^3H	12.32 Yıl	Yeraltı su tarihleme, karışık su kütleleri, difüzyon oranları
^7Be	53.3 gün	Atmosferik süpürme, atmosferik sirkülasyon, su karışımı, toprak erozyon çalışmaları
^{10}Be	1.4×10^6 yıl	Sediment tarihlendirilmesi, Mn nodüllerinin büyüme oranları, toprak erozyonu çalışması, stratosfer-troposfer değişimi, aerosollerin kalma süresi
^{14}C	5730 yıl	Atmosferik sirkülasyon, sediment tarihleme, rezervuarlarda C döngüsünün izlenmesi, yeraltı sularının tarihlenmesi
^{32}Si	140 yıl	Atmosferik sirkülasyon, okyanustaki Si döngüsü
^{32}P	25.3 gün	Atmosferik sirkülasyon, okyanusun izlenmesi
^{33}P	14.3 gün	P havuzu
^{35}S	87 gün	Atmosferdeki Kükürt döngüsü
^{39}Ar	268 yıl	Atmosferik sirkülasyon ve hava-deniz değişimi
^{81}Kr	2.3×10^5 yıl	Yeraltı su tarihleme
^{129}I	1.6×10^7 yıl	Yeraltı su tarihleme
^{210}P	22.3 yıl	Tarihleme, aerosollerin birikme hızı, hava kütlelerinin kaynakları, sediment erozyonu

Aerosoller tarafından süpürülerek atmosferden uzaklaştırılan radyonüklitler, yüzey sularına ve sedimentlere girerek, çevresel izleyici görevi görürler. Örneğin, parçacık-reaktif element Be'den üretilen iki izotop vardır, ^7Be ($t_{1/2} = 53.3$ gün) ve ^{10}Be (1.4Ma). $^7\text{Be}/^{10}\text{Be}$ oranlarının dağılımı, Be izotoplarının dünya yüzeyine akışındaki uzamsal değişimler hakkındaki verilerle birleştiğinde, hava kütlelerinin stratosferik troposferik değişimini, atmosferik sirkülasyon ve aerosollerin uzaklaştırılma oranı gibi süreçleri ölçmek için Lal ve Baskaran (2011)'nin çalışmalarında kullanılmıştır (Porcelli ve Baskaran, 20112). Kıtalardaki buz çekirdeklerinde ve sedimentlerde Be kaydı, geçmiş Be akışlarını belirlemek ve ayrıca

sediment kaynaklarını, sediment birikim oranlarını ve karışma oranlarını belirlemek için kullanılabilir. Farklı yarı ömürlere veya farklı özelliklerine sahip diğer izotoplar, atmosferik ve sediment süreçler üzerinde tamamlayıcı kısıtlamalar sağlar. ^{226}Ra 'nın bozunmasından sonra atmosfere salınan, kayalar ve topraklarda üretilen ^{222}Rn 'nin bozunmasından bir dizi izotop üretilir. Atmosferde üretilen ^{222}Rn 'nin bozunum ürünleri (esas olarak ^{210}Pb (22.3y) ve ^{210}Po (138 gün)) aerosol kaynaklarını ve bunların atmosferde kalma sürelerini belirlemek için izleyici olarak kullanılmıştır (Porcelli ve Baskaran, 2011). Öte yandan ^{210}Pb 'un, dünya yüzeyine hemen hemen sabit bir oranda üretildiği bilinmektedir. Bu anlamda, parçacık reaktif özelliği ile sedimentlerde depozit edilen ^{210}Pb (yarı ömrüne dayalı olarak yaklaşık 100-150 yıl) sediment tarihlendirmede ve sedimantasyon hızını belirlemede yaygın olarak kullanılan analitik nükleer bir teknik (Pb dating) sağlamaktadır.

Hidrolojik döngüye giren bir dizi izotop yeraltı sularının tarihlendirilmesi için önemli araçlar olmaktadır. Bu izotoplar, sularda çözünmekte, akifer kayaları ile etkileşime girmemekte ve yeraltı suyuyla hareket ederek ideal izleyiciler olan soy gazlar; ^{39}Ar ($t_{1/2}=268\text{yıl}$), ^{81}Kr (230ka) ve ^3H 'dur (Porcelli ve Baskaran, 2011). Ancak düşük konsantrasyonları nedeni ile ölçümleri çok kolay değildir. Diğer bir alternatif olan ^{129}I izotopu sularda kolayca çözünmesine rağmen, uzun bir yarı ömrü nedeni ile sadece eski yeraltı suyu sistemleri için yararlı izleyici olmaktadır. Öte yandan ^{14}C , yer altı sularının yaş tayini için de kullanılmakta, ancak yer altı sularının kalsiyum karbonat gibi karbon içeren mineraller ile de etkileşmesi sonucu $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ oranı yalnızca ^{14}C 'nin bozunmasına bağlı olmayacağından güvenilir bir yaş tayini yapmak zorlaşmakta ve ayrıntılı modellemelere gereksinim duyulmaktadır.

2.2 Karasal Kozmojenik Radyüklitler

Kozmojenik radyonüklitler, sadece atmosferde değil, aynı zamanda dünya yüzeyinde de oluşmaktadır. Ancak bu radyonüklitler, malzemeleri sadece maruz kalma geçmişine dayalı olarak tarihlendirmektedir (oluşum zamanı veya belirli kimyasal etkileşimleri yansıtmaktan uzaktır). Atmosferle etkileşmeden kaçan kozmik parçacıklar, birkaç metre kadar kayaların içine nüfuz eder ve bir dizi hedef elementle nötron yakalama, müon yakalama ve parçalanma (çeşitli parçaların emisyonu) yoluyla nükleer reaksiyonlar oluşturur. Bu yolla çok sayıda radyonüklit oluşmasına rağmen, ancak yalnızca birkaç tanesi yeterince uzun yarı ömrü ile saptanabilir niteliktedir (bu radyonüklitlerin kozmik ışınlar dışında doğal konsantrasyonları ortamda mevcut değildir). Söz konusu radyonüklitler ile yaş tayininde ortaya çıkan en önemli

zorluk üretim hızlarının tam olarak bilinmemesidir ve bunun için detaylı araştırmalara gereksinim duyulmasıdır (hedef özellikleri, hedef izotopların konsantrasyonu, nüfuz etme derinliği, maruz kalma açısı ve ayrıca yükseklik, jeomanyetik enlem dahil olmak üzere gelen kozmik radyasyonun akısı gibi faktörler). Ayrıca, karasal kozmojenik radyonüklitler ile tarihlendirme yöntemlerin geliştirilmesi, az sayıda atomun ölçülmesini mümkün kılan analitik yöntemlerdeki ilerlemeler ile birlikte ve yüksek rezölasyonlu hızlandırıcı kütle spektrometreleri ile bu ölçümler başarılabilmektedir.

En sık kullanılan karasal kozmojenik radyonüklitler Çizelge 2.2'de listelenmiştir. Malzeme içinde sürekli olarak biriken ^3He ve ^{21}Ne kararlı izotopların tersine, ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al ve ^{36}Cl radyoaktif izotoplarının konsantrasyonları, sabit üretim hızlarının bozunma hızına eşit olduğu kararlı –hal; yani radyoaktif denge koşullarına ulaşılana kadar artmaya devam edecektir. Radyoaktif denge koşullarına, radyonüklitlerin yarı ömürlerine bağlı olarak pratikte ~5 yarı ömür içinde varıldığından, artık radyonüklitlerin konsantrasyon değişikliklerine dayalı olarak zaman bilgisi elde edilmesi güçleşmekte ve bu tür örneklerde göreceli olarak asgari bir yaş tayini yapılabilmektedir. Son zamanlardaki yüzey olaylarının anlaşılmasında Niedermann (2002) ve Gosse ve Phillips (2001) gibi araştırmacıların ^3He ve ^{21}Ne üzerine odaklanan çalışmaları mevcuttur (Porcelli ve Baskaran, 2012). Ayrıca bu yöntemlerin ve uygulamaların tam bir açıklaması Dunai (2010) tarafından verilmiştir (Porcelli ve Baskaran, 2011). Lav akıntıları, heyelanlarla açığa çıkan malzeme ve arkeolojik yüzeylerde maruz kalma yaşları tayin edilmiştir. Göktaşı çarpmaları, kazılan malzemenin maruz kalma yaşları elde edilerek tarihlendirilmiştir ve buzul çekilmelerinin zamanı, buzul morenlerindeki ve buzul düzensizliklerindeki kayaların tarihlendirilmesiyle sınırlandırılmıştır. Bu yöntemlerle erozyonun az olduğu kuru ortamlardaki eski yüzeylerin yaşları da elde edilmiştir. Ayrıca fay hareketleri, fay diklikleri boyunca numunelerin maruz kalma yaşları tayin edilerek incelenmiştir.

Çizelge 2.2 Karasal kozmojenik radyonüklitler

İzotop	Hedef	Yarı Ömür	Yaygın Tarihleme Materyalleri
¹⁰ Be	O, Mg, Fe	12.32 M.yıl	Quartz, olivine, Magnetite
²⁶ Al	Si, Al, Fe	705 bin yıl	Quartz, olivine, Magnetite
³⁶ Cl	Ca, Ka, Cl	301 bin yıl	Quartz
³ He	O, Mg, Si, Ca, Fe, Al	Kararlı	Olivine, pyroxene
²¹ Ne	Mg, Na, Al, Fe, Si	Kararlı	Olivine, pyroxene, Quartz

Bu çalışmalarda, derinliğe bağlı radyonüklit üretim hızının sabit (bir oranda meydana geldiği) varsayılan erozyon geçmişi ile birleştirilmiştir. Nötron yakalama, müon ve parçalanma reaksiyonları sonucu oluşan radyonüklit üretim hızları, yüzey derinliğine bağlıdır. Bu nedenle sözü edilen çalışmalarda farklı kozmojenik radyonüklitlerin birlikte ve birbirlerini tamamlayacak şekilde kullanılması önerilmektedir. Bu yöntemlerle genel olarak, erozyon hızları için makul oranlar elde edilmiştir. Aynı prensiplere dayalı olarak, Schaller vd.,(2001) nehirlerde toplanan yüzey materyalinde ¹⁰Be ölçerek bölgesel erozyon oranları çalışmaları yapmış ve nehirlerin karalarda yaptığı değişiklikler (peyzaj evrimi çalışmaları) için önemli veriler sağlanmıştır (Porcelli ve Baskaran, 2011).

2.2.1 Bozunum Serisi Radyonüklitler

Çok uzun yarı ömürlü ²³⁸U, ²³⁵U ve ²³²Th doğal radyoaktif bozunum serilerinin her birinin son ürünü kararlı bir Pb izotopudur (Çizelge 2.3). Bunlar uranyum, aktinyum ve toryum serileri için sırasıyla, ²⁰⁶Pb ve ²⁰⁷Pb ve ²⁰⁸Pb izotoplarıdır. Bozunum zincirinde, yarı ömürleri gün ve yüzbinlerce yıl arasında değişen çok sayıda bozunum serisi ürünlerinin bulunması ve her bir farklı bozunum ürününün aynı çevrede farklı fiziksel ve kimyasal davranış sergilemesi, jeokronoloji çalışmaları için zengin fırsatlar sunmaktadır (Ivanovich ve Harmon 1992; Yaprak, 1995). Her bir izotopun bolluğu, anası tarafından kontrol edilir ve bu bağımlılık zincirin boyunca devam eder. Bir bozunum zincirinde ana çekirdek ömrünün, ürüne göre ($\tau_1 \gg \tau_2, \tau_3, \dots, \tau_n$ veya $\lambda_1 \ll \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_n$) çok uzun olması durumunda, belli bir süre sonunda bir ürünün radyoaktif parçalanma ile kayıp hızı oluşum hızına eşit olmaktadır. Aşağıdaki eşitlikle verilen bu durum, radyoaktif bozunum serileri için daimi denge koşuludur.

$$\lambda_1.N_1 = \lambda_2.N_2 = \lambda_3.N_3 = \dots = \lambda_n.N_n \quad (2.1)$$

Bu bağıntı göz önüne alınan bozunum zincirinde, ürün aktivitesinin ana aktivitesine eşit olduğu daimi dengeyi ifade eder. Bu durumda, bir bozunma zincirindeki tüm izotopların dağılımı, uzun ömürlü ana nüklitin dağılımı tarafından kontrol edilecektir. Ancak, ana nüklitin ve ya ürünlerin bir veya birden fazlasının radyoaktif parçalanma dışında herhangi bir yolla kaybedilmesi durumunda yukarıdaki eşitlik geçersiz olur ve radyoaktif dengesizlik oluşur. Eğer bir nüklit kısa yarı ömrü ile ortamdan uzaklaşırsa denge hızla yenilenebilir, fakat uzun yarı ömürlü bir nüklit ortamdan kalkarsa, bozunum zincirinde bütün üyeler arasında dengenin tamamlanıp yenilenmesi, ürünlerin yarı ömürlerine bağlı olarak milyonlarca yıla kadar varan çok uzun süreler alabilmektedir (Yaprak ve Yener, 1990; Yaprak, 1995). Bir radyoaktif seride, denge bozulmuş ise, ana ile ürün arasında radyoaktif dengenin yeniden sağlanması için gereken süre, o serinin en uzun yarı ömürlü ürününün yarı ömrüne bağlıdır ve bu süre yaklaşık 5-7 yarı ömür (τ) kadardır (Yaprak, 1995).

Ayrılmamış ana kayada, radyoaktif bozunum serilerinin daimi dengede olduğu varsayılabilir. Bununla birlikte bozunum zinciri içindeki elementlerin farklı kimyasal özellikleri, farklı çevresel koşullar altında farklı hareketliliklere yol açabilmektedir. Uranyum, oksitleyici koşullar altında çözünebilir formdadır ve bu nedenle, yeraltı suları ve yüzey suları ile kolayca taşınabilmektedir. Toryum, Pa ve Pb çözünebilir değildir ve parçacık reaktif özelliği ile toprak ve akifer kaya parçacıkları yüzeyine tutunarak su kolonunda absorbe olmaktadır. Tatlı sularda kolayca absorbe olarak taşınan Radyum, tersine tuzlu sularda iyon değişimi nedeni ile taşınmaz. Radon ise asal gaz olduğundan yüzey aktif değildir, ancak çok hareketlidir.

Çizelge 2.3 Çevresel çalışmalarda kullanılan radyonüklit serileri

İzotop	Yarı Ömür	Kullanım Alanları
²³⁸ U	4.468x10 ⁹ yıl	Tarihleme, U kaynaklarının izlenmesi
²³⁴ U	2.445x10 ⁴ yıl	Karbonat tarihleme, su kaynaklarının izlenmesi
²³² Th	1.405x10 ¹⁰ yıl	Sulu sistemdeki litojenik bileşenin miktarının belirlenmesi, atmosfer
²³⁰ Th	7.538x10 ⁴ yıl	Tarihleme, ayrıştırma, su kütlesinin havalandırılması
²³⁴ Th	24.1 gün	Parçacık döngüsü, POC dışa aktarımı, sediment karışım oranları
²²⁸ Th	1.913 yıl	Diğer partikül kirleticiler için partikül ayrıştırma ve izleme
²²⁷ Th	18.72 gün	Parçacık izleyici
²³¹ Pa	3.276x10 ⁴ yıl	Tarihleme, sedimantasyon oranları, ayrıştırma
²²⁸ Ra	5.75 yıl	Su kütlelerinin izlenmesi, dikey ve yatay karışım oranları
²²⁶ Ra	1600 yıl	Tarihleme, su kütlesi izleme, karışım oranları
²²⁴ Ra	3.66 gün	Kıyı sularının kalma süresi, sığ suların karışması
²²³ Ra	11.435 gün	Kıyı sularının kalma süresi, sığ suların karışması
²²⁷ Ac	21.773 yıl	Tarihleme, ayrıştırma
²²² Rn	3.82 gün	Gaz değişimi, dikey ve yatay difüzyon
²¹⁰ Pb	22.3 yıl	Tarihleme (ör. karbonatlar, çökeltiler, buz çekirdekleri, aerosoller, sanat eserleri), sediment karıştırma, odaklama ve erozyon, ayrıştırma
²¹⁰ Po	138 gün	Remineralizasyon, deniz ortamında parçacık döngüsü

Bozunma serisindeki izotoplar, fiziksel geri tepme sonucu birbirinden ayrılabilir. Örneğin alfa bozunumu sırasında, geri tepen ürün çekirdek, bozunum enerjisine bağlı olarak birkaç yüz Angström gidebilir. Bu geri tepme enerjisi, etkileştiği yüzeyden atom salınmasına neden olabilmektedir. Bu işlem, kayalardan yeraltı sularına radon salınımını tetikleyen en önemli mekanizmadır ve kısa yarı ömürlü ürünlerin ana nüklitten uzaklaşmasına neden olmaktadır. Ayrıca, bu yolla alfa bozunum ürünleri, önemli ölçüde geri tepmeye neden olacak kadar enerjik olmayan beta bozunum ürünlerinden

ayrılabilir. Örneğin, sularda tipik $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ aktivite oranı, geri tepen ^{234}U 'ün salınımı nedeni ile yer kabuğu kayalarında bulunan daimi denge oranından daha yüksektir.

Ürün aktivitesi/ana aktivitesi=1 oranından sapma, yani daimi dengenin bozulması durumunda, ürün çekirdeğin üretim hızı, ana aktivitesinin bozunum hızına eşit oluncaya kadar devam edecektir. Bu özellikler, yakın geçmişte oluşan materyallerin tarihlendirilmesinin temelini oluşturur. Ayrıca, U ve Th serilerindeki bu sistematik izotopların fiziksel veya kimyasal süreçlerini için kullanılabilir (Porcelli ve Baskaran, 2011). U-Th serisi radyonüklitler, çevre bilimlerinde geniş bir uygulama yelpazesine sahiptir. Daimi dengeyi yansıtmayan oranlarda radyonüklitleri içeren materyaller tarihlendirilebilir; bu kapsamda, deniz ve karasal ortamlardan kolayca uranyum ve radyum alan ancak toryum ve Pb almayan biyojenik ve inorganik karbonatlar da tarihlendirilmektedir. Parçacık reaktif olan Th ve Pb'de denizel ortamda sedimentlerde birikmektedir. U-Th serisi radyonüklitlerinin göç hızı, ana ve ürün izotoplar arasında devam eden ayrışma nedeni ile sınırlanmaktadır. Bu göç hızı, fiziksel ve kimyasal erozyon oranları ve ayrıca çözünmeyen nüklitlerin çözünenlerden ayrıldığı yeraltı suyu sistemlerinde su-kaya etkileşimi ile ilişkilendirilmektedir. Öte yandan, atmosferdeki ve su sütunundaki parçacıkların etkileri, parçacık-reaktif nüklitlerin ortamdan uzaklaşma hızları yolu ile değerlendirilebilmektedir (Porcelli ve Baskaran, 2012).

2.2.2 Antropojenik İzotoplar

Antropojenik izotoplar, nükleer reaktörler veya nükleer silah denemeleri sırasında, olağandışı koşullar altında yüksek enerjili ve yüksek atomik parçacık akısı altında oluşan nükleer reaksiyonlar yoluyla açığa çıkmaktadır. Çok dramatik olmasına rağmen, yaşadığımız çevreyi kontamine ederek kirleten bu radyonüklitler, aynı zamanda çevresel araştırmalar için olanak sağlamakta ve tanımlanmış kaynaklardan gelen net sinyalleri temsil etmektedir. Çok çeşitli **antropojenik** izotop bulunmaktadır, ancak bunların çoğu çok kısa yarı ömürlüdür veya çevresel çalışmalarda yaygın kullanım için doğal background konsantrasyonu üzerinde yeterince büyük bir sinyal sağlamamaktadır. Radyoaktif nüklitlerin reaktörlerden ve ayrıca nükleer atık geri kazanım işleme ve depolama tesislerinden çevreye salınması muhtemeldir. 1986'daki Çernobil kazasında gözlemlendiği gibi, bir çok fisyon ürünü çevreyi (özellikle kuzey yarı küreye) kontamine ederek, topraklara ve hidrolojik döngüye girmiştir. Soğutma ve proses suları da dahil olmak üzere atık deşarjları, depolama ve işleme tesislerinden toprağa sızıntılar ve yer altı sularında taşınan radyonüklitler birçok nükleer tesis çevresinde

belgelenmiştir. Günümüzde gelişen nükleer analitik teknikler ile radyolojik risk açısından endişe yaratmayacak kadar düşük konsantrasyonlarda bulunan izotoplar bile kolayca ölçülebilmekte ve kaynakları tanımlanabilmektedir.

Sedimentasyon hızı, erozyon tayini, yeraltı sularının izlenmesi ve tarihlendirme gibi çevresel çalışmalarda yaygın olarak kullanılan radyo-izleyici izotoplar; ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^3H ve ^{14}C 'dir. Ayrıca uranyum ötesi elementlerde toprak erozyonu, taşınması ve birikmesini çalışmalarında izleyici olarak kullanılmaktadır. Öte yandan, ^{85}Kr (10.72a), ^{129}I (15.7Ma) ve ^{36}Cl (3.0×10^5 a), vb. gibi zor analizler gerektiren ve yaygın uygulanma alanı bulamayan radyonüklitler de mevcuttur (Porcelli ve Baskaran, 2012).

2.2.3 Radyojenik İzotoplar

Yarı ömürleri jeolojik zaman skalasında olan, bir dizi radyoaktif izotop bulunmaktadır. Kayalarda, sedimentlerde ve cevherlerde ortaya çıkan izotopik imzalar, çevre çalışmalarında sıklıkla kullanılmaktadır. Jeolojik yaş tayininde en sık kullanılan Rb-Sr sistemidir. ^{87}Rb uzun yarı ömrü ($4.88 \cdot 10^{10}$ yıl) ile bozunarak ^{87}Sr üretir ve bu izotopun bolluğu, kararlı ^{86}Sr izotopuna göre aşağıdaki eşitlikle değişir:

$$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 + \frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda_{87}t} - 1) \quad (2.2)$$

burada $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ oranı başlangıç izotop oranıdır ve λ_{87} , ^{87}Rb bozunma sabitidir. Açıkçası, büyük $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı örnek yaşının yüksek olduğunu göstermektedir (büyük Rb/Sr oranı) . $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranı farklı kaya türleri ve oluşumları arasında değişiklik gösterir. Rb bir alkali metal ve Sr bir toprak alkali olduğu için, bu elementler jeolojik süreçlerde farklı davrandığından Rb/Sr oranları değişmekte ve $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranlarında çok büyük farklılıklar yaratmaktadır. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ oranının yüzey kayalarında büyük ölçüde değiştiği görülmüştür ve bu nedenle topraklara, nehirlere ve yeraltı sularına salınan herhangi bir Sr, kaynağını yansıtan izotopik bir imzaya sahiptir. Stronsiyum izotopları, akarsularda ve nehirlerde ve ayrıca arkeolojide göçmen kuş ve balık popülasyonlarını belirlemek için izleyici olarak kullanılmıştır. Sr izotopları ayrıca, alttaki kayaların Sr izotop oranlarını içeren topraklardan Ca ile birlikte Sr'yi içeren tarım ürünlerini izlemek için de kullanılmaktadır. Dünyada toz

kaynakları ve taşınması Sr, Nd ve Pb'nin izotopik bileşimleri kullanılarak izlenmiştir. Her durumda, ana ve ürün izotopların kimyasal davranışları arasındaki farklılıklar, jeolojik zaman ölçeklerinde, *ana/ürün oranlarında* farklılıklara yol açmakta ve bu oranlar ortamdaki tanımlanabilir değişimleri izlemek için kullanılabilir. Sr-Nd izotopik bileşimlerinin nehirlerdeki bölgesel farklılığı yansıttığı gözlenmiştir. Bu izotopik imzalar kullanılarak yeraltı suyu akış yolları ve inorganik bileşen kaynakları tanımlanabilmektedir.

2.2.4 Kararlı İzotoplar

Nükleer prosesler veya radyonüklitlerin bozunması ile oluşan izotop oranlarındaki değişimin yanı sıra, farklı fazlar veya kimyasal türler arasındaki diğer izotopların dağılımında da farklılıklar vardır. Bir elementin izotopları temel olarak aynı şekilde davrandığından, atom kütlelerindeki küçük değişiklikler bağlanma ve kinetik farklılıktan kaynaklanır. Bunun nedeni, atomların kütlelerindeki farklılıkları yansıtan titreşim enerjilerindeki değişimdir; çünkü bir molekülün titreşim frekansı elektron düzenlemeleri, nükleer yükler ve atomların molekül içindeki konumları gibi atomları bir arada tutan kuvvetlerle doğru orantılıdır ve atomların kütleleri ile ters orantılıdır. Sonuç, kararlı izotop ayrışmasıdır. Bu tür ayrışma çalışmaları başlangıçta hafif elementler ile (H, O, N, S) sınırlıyken, artık izotopik varyasyonlar ağır kararlı elementler Tl ve U'da bile bulunmuştur. Tüm periyodik tablo boyunca. A (R_A) ve B (R_B) türlerinde veya fazlarında aynı elementin iki izotopunun oranındaki fark, ayrışma/bölünme faktörü α ile açıklanabilir (Porcelli ve Baskaran, 2012).

$$\alpha = \frac{R_A}{R_B} \quad (2.3)$$

Aynı elementin izotopları arasındaki fraksiyonasyon genellikle lineer görünür; İzotopik değerlerdeki değişiklikler genellikle çok küçük olduğundan, değerler tipik olarak bir standarttan binde bir sapma olarak verilir; Örneğin O için,

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{sample}} = \left[\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{sample}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standart}} \right] / \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{standart}} \times 10^3 \quad (2.4)$$

Bu nedenle, sonuçlar bir standarda göre rapor edilir. Bununla birlikte, bazı durumlarda, özellikle analitik prosedürler geliştirilirken, veri kümeleri arasında karşılaştırma yapmayı zorlaştıran çeşitli standartlar kullanılmaktadır. Daha küçük varyasyonların kesin olarak ölçülebildiği durumlarda, değerler $1/10^4$ olarak verilir . Dengedeki iki fazın izotopik bileşimi ölçüldüğünde, aralarındaki fark fraksiyonasyon/ayırışma faktörü ile şu şekilde ilişkilendirilebilir:

$$\delta^{18}\text{O}_A - \delta^{18}\text{O}_B \approx (\alpha - 1) \times 10^3 \quad (2.5)$$

Bu nedenle, iki faz arasındaki ayırışma faktörü, dengedeki fazlar arasındaki izotopik bileşimdeki fark ölçülerek elde edilebilir.

Kararlı izotop ayırışmaları çok çeşitli uygulamalarda çalışılmıştır. Çökeltmede değişiklik gösteren oksijen izotopları hidrolojik bir izleyici olarak kullanılırken, C, S ve N biyojeokimyasal döngüleri izlemek için kullanılmıştır. Kararlı izotoplar, çevre kirliliğinin anlaşılmasında da kullanılabilir. Kimyasal işleme, endüstriyel ürünlerde kaynakları tanımlamak için bir araç sağlayan izotopik farklılıklar oluşturabilir. Örneğin, farklı klorlu solvent üreticileri arasında C ve Cl izotop farklılıkları bulunmuştur ve bu, kirlenici migrasyonu izlemek için kullanılabilir. Ayrıca, bu bileşiklerin parçalanmasının Cl izotoplarını parçalayabildiği, böylece bozunmanın boyutunun belirlenebileceği gösterilmiştir. Başka bir örnek olarak, Cr izotopları, Cr daha az çözünür bir türe indirgenğinde yeraltı sularında fraksiyonlara ayrılır ve bu nedenle seyreltme konsantrasyonlardaki düşüşler, çökeltme nedeniyle azalmalardan ayırt edilebilir (Pocelli ve Baskaran, 2012).

2.2.5 İzotop Ölçüm Teknikleri

İzotop bolluğunu ölçmek için iki temel yaklaşım vardır. Radyoaktif izotoplar, bozunmadan kaynaklanan radyasyonu ölçülerek ve ardından formüller kullanılarak bozunma hızını bollukla ilişkilendirilmektedir (iyon odası, alfa spektrometresi, beta spektrometresi, orantılı sayaçlar, sıvı sintilatörler, ve gama spektrometresi vb sistemler). Alternatif olarak, herhangi bir izotopun atomları, iyonları kütleğe göre ayıran ve ardından doğrudan sayım yapan kütle spektrometresi ile doğrudan ölçülebilir (ICP-MS, AMS vb.) Bu yöntemler tipik olarak enstrümantasyona daha fazla yatırım gerektirir, ancak genellikle daha ince varyasyonları tespit edebilmektedir.

2.3 ¹³⁷Cs Tarihleme

¹³⁷Cs, öncelikle 1950'lerin sonlarında ve 1960'larda termonükleer silahların atmosferik testleriyle çevreye verilen, 30,17 yıllık yarı ömre sahip yapay bir radyonüklitdir. Nükleer silah testleri tarafından stratosfere salınan radyosezyum, küresel çevreye girmiş ve ardından kara yüzeyinde serpinti olarak dağılmıştır. Bu serpentinin temel özellikleri şunlardır: ¹³⁷Cs serpintisinin önemli yüksek seviyeleri 1954'te başlamıştır ve serpintilerin çoğu, 1956 ile 1967 arasındaki on yılda meydana gelmiştir, 1959'da yüksek bir girdi oluşmuştur ve Nükleer Denemelerin Yasaklanması Anlaşması'nın yılı olan 1963'te maksimum birikim yaşanmıştır. 1980'lerin başından bu yana, ¹³⁷Cs serpinti oranları çok düşük olmasına rağmen, 1986 'da Ukrayna'da meydana gelen Çernobil kazası Avrupa ve komşu ülkelerde radyosezyum konsantrasyonunun artmasına neden olmuştur. ¹³⁷Cs atmosferik akısı, dünyanın birçok yerindeki izleme istasyonları tarafından belgelenmiştir. Kuru ve yaş depozisyonla çevreye giren serpinti radyonükliti ¹³⁷Cs, yüzey topraklarında ve sedimentlerdeki kil parçacıkları tarafından hızlı ve güçlü bir şekilde tutulmaktadır ve yeniden dağılımı, toprak veya sediment parçacıkları ile birlikte gerçekleşmektedir. Taşkın alanlarında sedimantasyon hızını tahmin etmek için ¹³⁷Cs'nin iki ana kaynağı ele alınmaktadır. Bu kaynakların ilki, taşkın yatağı yüzeyine doğrudan atmosferik serpintiye ve ikincisi sediment birikimi; toprak ve sediment parçacıkları tarafından adsorbe edilen ve daha sonra erozyonla harekete geçerek nehirdeki askıda kalan sediment yükünün ayrılmaz bir parçası olarak yüzeye taşınan radyosezyumu temsil etmektedir.

Taşkın alanlarında ¹³⁷Cs ile yapılan sedimantasyon hızını tahmin çalışmalarında iki olası yaklaşımdan biri kullanılmıştır. İlkinde ¹³⁷Cs derinlik profilinin şekli kullanılmaktadır. Bozulmamış bitişik bir referans alanla karşılaştırılan bu profillerde "uzama" derecesi tahmin edilmekte ve sedimantasyonun derinliği bulunmaktadır. Bununla birlikte, bu tür tahminler önemli bir subjektif yorum unsuru içerir. Alternatif olarak, 1963 yüzeyinin derinliğini tahmin etmek için en yüksek aktiviteye sahip seviyenin konumu kullanılabilir veya önemli ¹³⁷Cs konsantrasyonlarının ilk kaydedildiği derinlik, 1950'lerin ortalarında (1954) yüzeyin konumunu tahmin etmek için kullanılabilir. Bununla birlikte, her iki durumda da, radyosezyumun sediment profilinde çökme sonrası yeniden dağılım potansiyelini hesaba katmak gerekir, çünkü bu hem 1963 pikinin derinliğini hem de ¹³⁷Cs'lerin bulunduğu maksimum derinliği etkileyebilir. Bu yöntemle doğru sonuçlar elde edilmesine rağmen, söz konusu yaklaşım ¹³⁷Cs derinlik profili hakkında ayrıntılı bilgi gerektirmekte ve kesitli karotlardan elde edilen çok sayıda örneğin analizine ihtiyaç duymaktadır. Bu da belirli bir

süre içinde gama spektrometresi ile analiz edilebilecek sediment korlarının sayısını sınırlamakta ve sedimentasyon hızlarının mekansal değişkenliğinin araştırılmasını zorlaştırmaktadır.

İkinci yaklaşımda, bir taşkın yatağından alınan sediment korunun toplam envanterini, taşkın suları seviyesinin üzerindeki bozulmamış alanlardan alınan ve yerel serpinti envanterini temsil eden referans değerle karşılaştırılmasıdır. Sedimentasyon hızını tahmin etmek için bir yığın sediment korunun ^{137}Cs envanterinin yalnızca tek bir ölçümünün gerekli olduğu bu yaklaşım, derinlik profilinin şeklinin dikkate alınmasına göre önemli avantajlara sahiptir. Bu yöntemle, çok sayıda sediment korunu analiz etmek ve dolayısıyla taşkın birikiminin mekansal modelini araştırmak mümkündür. Ancak, taşkın alanında sediment depozisyonunun mekansal ve zamansal değişiminin tekdüze ortalama bir ^{137}Cs envanter ile karşılaştırılması, muhtemelen sedimentasyon hızlarının tahmininde hatalara neden olacaktır. Bu anlamda, sedimentasyon oranlarının daha doğru tahminlerini üretmek için bu mevcut yaklaşımların daha fazla geliştirilmesi gerekmektedir (Walling ve He, 1997).

2.4 Meriç Taşkınları

Doğu Balkanlarda sınır aşan ve sınır oluşturan bir nehir olan Meriç Nehri taşkınların ana nedenleri; hidrolojik nedenler, fiziki nedenler ve baraj işletmeleri olarak bilinmektedir. Meriç, Arda ve Tunca Nehirleri havzalarındaki kar örtüsünün erimesi, sağanak yağışlar, Bulgaristan'daki mevcut barajların özelleştirilmesi ve kontrolsüz su bırakılması ve Meriç Nehri yatak kesitinin yetersiz olması nedeniyle, su seviyelerinde meydana gelen aşırı yükselmeler taşkınların sıklaşmasına ve son 15 yıldır hemen hemen her yıl gözlenmesine neden olmuştur. Bununla birlikte Meriç Nehri taşkınlarının yeni olmadığı ve bilinen tarihsel taşkınların 1500'lü yıllara dayandığı bilinmektedir (Malkaralı, 2020).

1571 Taşkını, II. Selim Edirne Sarayında iken şiddetli yağmurlarla Saray Dairelerini (Sarayıçi) suların basması üzerine Padişah zorlukla kurtarılmıştır.

1657 Taşkını; Büyük kış neticesinde bahara doğru üç nehir taşmıştır. Özellikle taşkın suyu Tunca Nehri Saray alanlarından aylarca çekilmemiştir. Şehirde çevre yolları açılıncaya kadar etraftan odun ve zahire gelmediği için bir müddet yiyecek ve yakacak kıtlığı çekilmiştir.

18 Mart 1673 Taşkını; IV. Mehmet Sarayıçi'ndeki sarayından Ahırköy'deki (şimdiki Bosnaköy) Has Ahırlara ve Haralara dört koldan çekilen Saray'a ait uygun bir kayıkla gitmiştir.

Ocak 1747 Taşkını; Edirnelilerin Büyük Su olarak adlandırdıkları taşkında sular Ağa Hanı kapısına kadar yükselmiştir. 1500 ev yıkılmış olup 10 gün süre ile sular çekilmemiştir.

18 Ocak 1845 Taşkını; (Büyük Su) Tunca, Arda, Meriç nehirleri üçü birden uzun yıllardan beri görülmedik bir şekilde taşmıştır. Şehir merkezinde yüzlerce ev, dükkan ve işyerlerini sular basmıştır.

07 Kasım 1857 Taşkını; Tunca, Arda ve Meriç nehirleri taşarak, şehre büyük zarar vermiştir.

1890 Taşkını ; Üç nehir birden taşıp yüzlerce evi su basmış, sonra da sular donarak, etraf bir adeta buz denizi haline dönüşmüştür (Resim 2.1).

Aralık 1894 Taşkını; Her üç nehir 20-30 seneden beri örneği görülmemiş bir şekilde taşmıştır. Karaağaç ile şehrin bağlantısı kesilmiş, haberleşme telgraf aracılığı ile yapılmıştır (Resim 2.2).

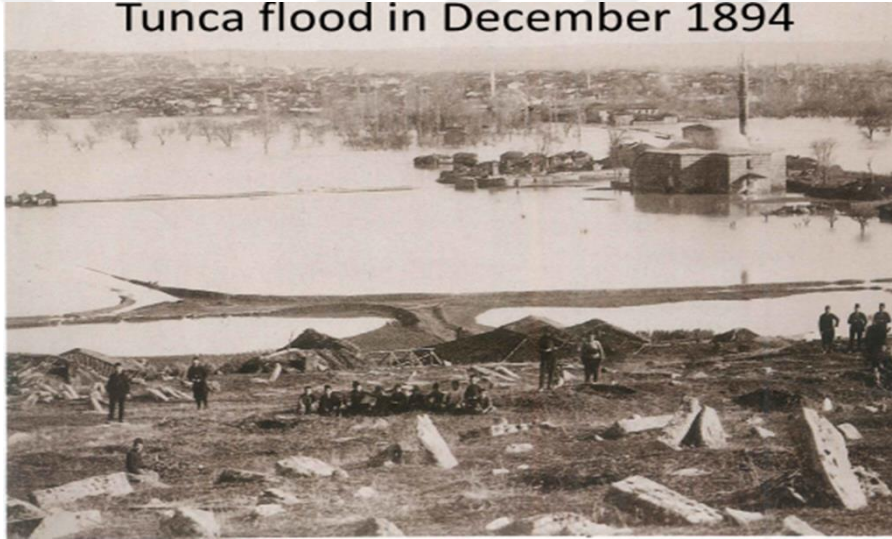
10 Ocak 1896 Taşkını; Yağan karın yağmura dönüşmesi üzerine önce Arda sonra Meriç nehri taşıp, yöreler sular altında kalmıştır.

Mayıs 1897 Taşkını; Mayıs ayının 16'ncı günü yağın şiddetli yağmurlardan sonra Tunca, Arda, Meriç nehirleri 1845 yıldaki Büyük Su denilen taşkından bu yana görülmedik şekilde taşmış ve şehrin alt mahallelerini basarak hayatı felç etmiş, büyük zararlara neden olmuştur.

1931 Büyük Su Taşkını; Büyük Su Baskını da denilmektedir. Sürekli 18 saat yağın yağmurlar sonucunda her tarafı seller basmış, Sazlıdere köprüsü yıkılmış ve şehir adeta bir su kuşatmasında kalmıştır.



Resim 2.1 1890 Taşkını (Malkaralı, 2020).



Resim 2.2 1894Taşkını (Malkaralı, 2020).

27 Ocak 1940 Taşkını; Nehirler yine taşmış her taraf sular altında kalarak, büyük zararlar meydana gelmiştir.

5 Şubat 1947 Taşkını; Edirne şehir çıkışında Söğütlük-Karaağaç güzargahında Tunca Nehri üzerindeki Ekmekçioğlu Ahmet Paşa'nın yaptırmış olduğu tarihi Tunca Köprüsü yıkılmıştır. Tunca'nın taşkın sularının şiddetli akışına dayanamayıp, köprünün orta kemerlerini taşıyan ayaklarının yıkılması ile köprü orta yerinden çökmüştür. Çöküşe esas sebep dev buz kütleleri köprü gözlerini tıkararak köprü membaında adeta barajlama yapmak suretiyle yüksek bir su itme gücü oluşturmuştur (Resim 2.3).



Resim 2.3 1947 Taşkını (Malkaralı, 2020).

04-05 Mart 1950 Taşkını; 28 Şubat ile 05 Mart arasındaki devamlı yağışlar Meriç ve Tunca nehirlerinin taşmasına neden olmuştur. İki nehir arasındaki arazi tamamen sular altında kalmıştır. Kazanova ve Saraçhane civarındaki arazi sular altında kalmıştır.

10 Ekim 1953 Taşkını; Devamlı ve önemli yağışlar sonucunda Meriç nehri yatağından çıkarak Edirne ve İpsala civarında taşkınlara neden olmuştur. Edirne’de meydana gelen seller neticesinde 5 ev yıkılmış, sokakları sular basmıştır. Civarda pancar ve susam mahsulü sellerden büyük zarar görmüştür. Meriç nehri İpsala civarında bentlerin bazı yerlerini patlatmış ve bu yüzden mahsul, bilhassa çeltik çok zarar görmüştür.

20-21 Kasım 1954 Taşkını; 20-21 Kasım 1954 günleri öncesinde mıntıka devamlı yağışlar almıştır. Bunun neticesinde Tunca ve Meriç Nehirleri taşarak bazı zararlar vermiştir. Bu arada Meriç ve Tunca nehirleri iki defa yükselerek alçak ovalarda ekili tarlalara ve Bülbüladası içindeki sebze bahçelerine büyük zarar vermiştir.

11 Ocak 1955 Taşkını; Bu tarihteki taşkına da Büyük Su Baskını denilmektedir. Büyük bir felaket haline gelmiştir. Sular şehrin kenar mahallelerini istila etmiştir. Açıkta kalanlar barınacak yer bulmakta zorluk çekmişler ve korkudan ağaçlara çıkarak saatlerce beklemişler, bilahare kayıklarla kurtarılmışlardır (Resim 2.4).

1963 Yılı Taşkını; Havzaya düşen yağışlar sonucunda Trakya Bölgesinde, Meriç ve bilhassa Ergene nehrinin birçok yan derelerinde mevzii taşkınlar meydana gelmiştir. Bunun neticesinde önemli ziraat arazileri zarar görmüş, yer yer can ve mal kaybı olmuştur.

09 Aralık 1966 Taşkını; Edirne ve dolaylarında Kasım, Aralık aylarındaki sürekli yağışlar neticesinde Meriç, Tunca ve Ergene nehirleri yükselmiş ve geniş araziler sular altında kalmıştır. Sular altında kalan sahalarda büyük ölçüde hasar ve zirai zararlar olmuştur.



Resim 2.4 1960 Öncesi taşkın sahası (Malkaralı, 2020)



Resim 2.5 2015 taşkın sahası; Süvari Geçidi Köprüsü(Malkaralı, 2020).



Resim 2.6 2015 taşkın sahası; Tunca Gazimihal Köprüsü (Malkaralı, 2020).

Türkiye'nin aşağı kıyıdaş olduğu sınır aşan Meriç, Arda ve Tunca Nehirlerinde su yönetimi ile ilgili en önemli sorun taşkınlardır. Taşkın mekânsal olarak ortaya koyulması ile gerçekleşebilir. Son yıllarda büyük hasarlara neden olan taşkınlar 2006 ve 2015 yılları arasında meydana gelmiştir (Resim 2.5, 2.6). Bu taşkınlar Edirne ve çevresini hem ekonomik hem de çevresel açıdan büyük zarara uğratmıştır.

3. GEREÇ VE YÖNTEM

Bulgaristan'dan doğan, Türkiye ile Yunanistan arasında sınır oluşturan Meriç Nehri, Kapıkule'den Enez'e kadar 187 km'dir ve Türkiye topraklarında oldukça düz ve az eğimli bir sahada akış gösterir. Arda Nehri Meriç Nehri'ne sağ kol olarak Türkiye sınırları içerisinde Edirne'nin batısında katılır. Tunca Nehri Arda Nehri'nden sonra Edirne'nin yakınında Meriç'in sol kolunu oluşturur. Meriç, Arda ve Tunca Nehirleri ile Edirne Merkezde birleştikten sonra yıllık su potansiyeli 5842 hm³ olmaktadır. Yaklaşık 175 km boyunca Türkiye-Yunanistan arasında akarak sınırı oluşturan Meriç Nehri Dimetoka'nın güneyinde, batıdan Kızılcay'ı, daha sonra da İpsala'nın kuzeyinde, doğudan Ergene Nehri'ni alıp Saros Körfezi'nden Ege Denizi'ne dökülür.

Edirne'de yaşanan taşkınların kamuoyu tarafından bilinen en belirgin nedeni “*Bulgaristan'ın baraj kapaklarını açması*”dır. Bu doğru bir yargıdır. Bulgaristan'ın kapakları açarak su bıraktığı barajlar genellikle Meriç ve Tunca nehirleri üzerinde bulunmaktadır. Buralardan gelen su doğrudan Meriç Nehri'nden taşarak Edirne ilinde ciddi taşkınlara neden olmaktadır. Bulgaristan sınırları içerisinde toplam göl hacmi Meriç ve Tunca nehirleri üzerinde yaklaşık 2,2 milyar m³, Arda Nehri üzerinde ise yaklaşık 1 milyar m³ olan barajlar bulunmaktadır (Erkal ve Topgül, 2014; Yaprak vd., 2021). Toplamda havza içerisinde 13 adet baraj bulunmaktadır fakat bu barajların taşkın önleme gibi amaçları yoktur. Bu barajlar enerji ve sulama suyu temini için inşa edildiklerinden rezervuarları tam dolu olarak işletilirler. Bu da havzaya düşen yağışın toplanabileceği bir alanın olmamasına, ani ve aşırı yağışlarda baraj kapaklarının açılmasına ve bunun sonucunda da taşkınların yaşanmasına neden olmaktadır. Bu doğrultuda sunulan ve Meriç taşkın alanında gerçekleştirilen bu tez çalışmasında izlenen metodoloji aşağıda detaylandırılmıştır.

3.1 Çalışma Alanının Tanımı

Meriç havzasındaki topraklar çoğunlukla kum-silt ve kilden oluşan bir tabaka ile kaplı olup yüzeysel akışların etkisi ile sürüklenerek sediment oluşturmaktadır. Meriç Nehri'nin Edirne Köprüsü yakınlarında yılda 1.200.000 m³ çökel birikinti saptanmıştır. Çökel birikintinin 1/3'ünü oluşturan kumun büyük bir kısmı, Edirne Karaağaç bölgesinde akarsu yatağında çökerek kum adacıkları oluşturmaktadır. Bu kum adacıklarının üzerine mil' de birikmesi sonucu çeşitli ağaçlar yetişerek bu ormana dönüşebilmektedir (Malkaralı, 2008;

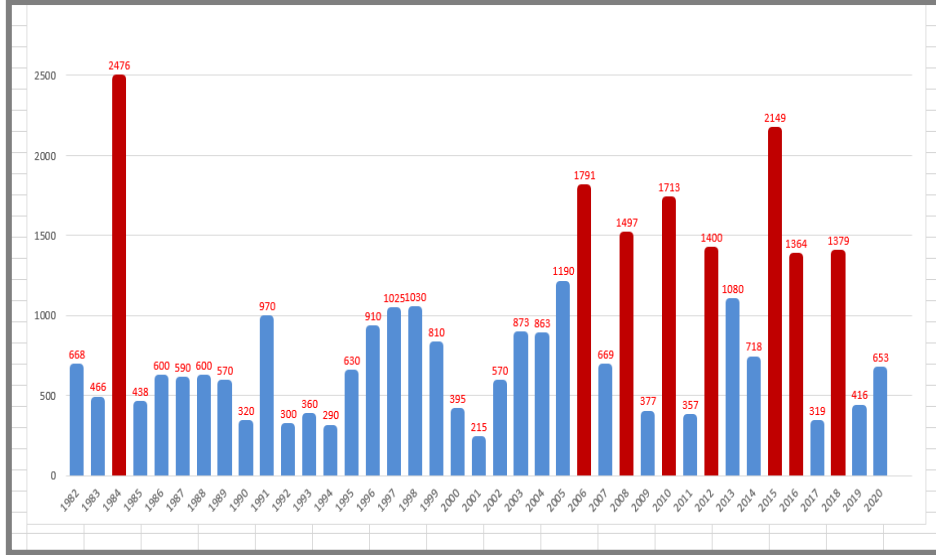
Yaprak vd., 2021). Oluşan kum adaları yatakta alan daralmalarına, böylece taşkınların artmasına da neden olmaktadır (Resim 3.1).



Resim 3.1. Meriç Nehri Kum Adacıkları

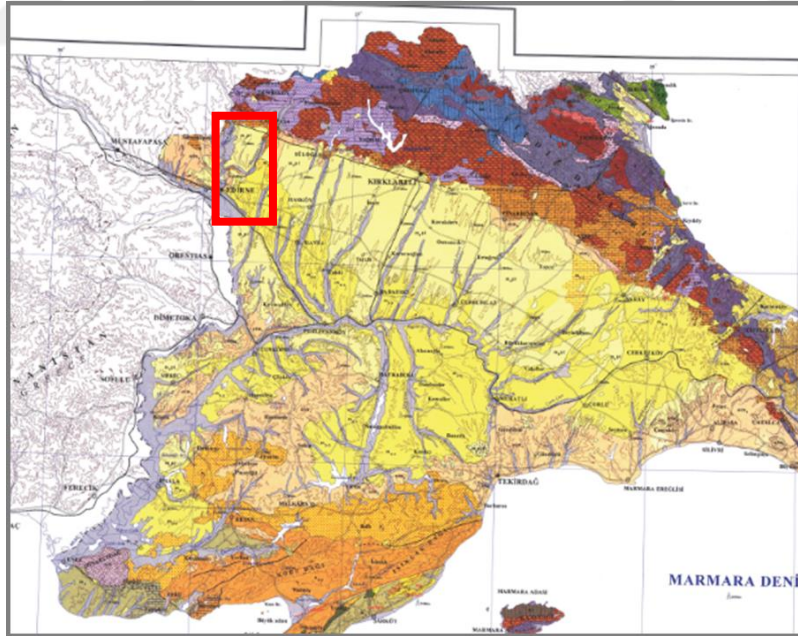
Mevcut barajlardan kontrolsüz su bırakılmasının yanı sıra Meriç Nehri'nin drenaj sistemi özellikleri, akarsu havzasının jeomorfolojik özellikleri, Meriç Nehri havzasının sıcaklık ve yağış gibi iklimik özellikleri Meriç Nehri Havzası'nın Edirne bölümünde taşkınların meydana gelmesine neden olan koşulları hazırlayan doğal etmenlerdir. Meriç Nehri'nin Türkiye bölümünde akarsu yatağının taşıma kapasitesinin yaklaşık $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ olduğu ve bunun üzerinde gelen debilerin ise taşkına neden olduğu bilinmektedir. (Erkal ve Topgül, 2014; Yaprak vd., 2021). Son 20 yıllık periyotta özellikle 2000li yıllarda kritik debinin çok kez ve sık aralıklarla aşıldığı göze çarpmaktadır (Şekil 3.1). Yapılan ıslah çalışmaları ile nehir yatağı taşıma kapasitesi yükseltilmesine rağmen ($2500 \text{ m}^3/\text{s}$), akarsu yatağında biriken kum adaları ile nehir yatağının dolması sonucu, dalga etkisi ile seddeler yırtılmış ve büyük hasarlara neden olan taşkınlar (2006 ve 2015 yıllarında) meydana gelmiştir.

Meriç Nehri Edirne Merkezde 2006 Mart ayında taşkına neden olan $1791 \text{ m}^3/\text{s}$ pik debi **100 yıl tekerrürlü** taşkın debilerine ve benzer şekilde 2015 Subat ayında $2149 \text{ m}^3/\text{s}$ pik debiler Edirne'de yaklaşık **500 yıl tekerrürlü** taşkın debilerine karşılık gelmektedir



Şekil 3.1 DSI verilerine göre Meriç Nehri 1986-2020 yılları arası maksimum akım değerleri (Malkaralı, 2020; yaprak vd., 2021).

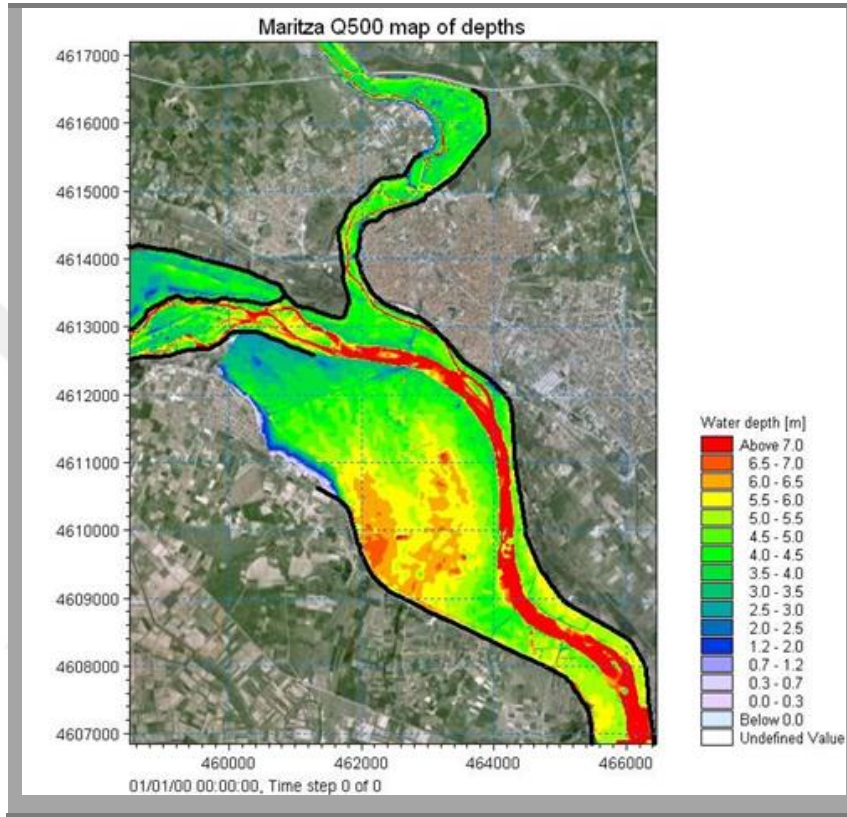
Çalışma Alanının Jeolojisi: Trakya bölgesi esas olarak iki jeolojik üniteden oluşur. Bunlar, 1-Kuzey kesimde bir kuşak şeklinde uzanan, Bulgaristan'daki Rodop Masifi'nin Türkiye'deki devamı olan **Istranca Masifi**'ne ait metamorfik kayalar ve 2-Ergene düzlüğünü oluşturan ve Çanakkale'ye kadar uzanan **Tersiyer yaşlı Trakya havzasıdır** (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Trakya havzası ve temel kayalarının MTA Enstitüsüne ait 1/500.000 ölçekli jeoloji haritası (Yaprak vd., 2021). Kuzey kesim Istranca Masifi'ne ait başkalaşmış kayalardan oluşurken güneydeki sarı ve turuncu ile gösterilen kesim Trakya havzasına ait Tersiyer çökel kayalarından yapıldır (Çalışma alanının yeri bir kutu içerisinde gösterilmiştir).

3.2 Örnekleme ve Örnek Hazırlama

Taşkın risk haritalarında, belirli bir taşkın debisi için elde edilen alanlar, kesin sınırlarla belirlenmekte ve tüm alanın bu taşkın sırasında kesin olarak su altında kalacağı kabul edilmektedir. Bu doğrultuda çalışmada; 500 yıl tekerrürlü taşkın debilerine karşı Meriç Nehri taşkın risk haritaları dikkate alınarak örnekleme yapılmıştır (Şekil 3.3).

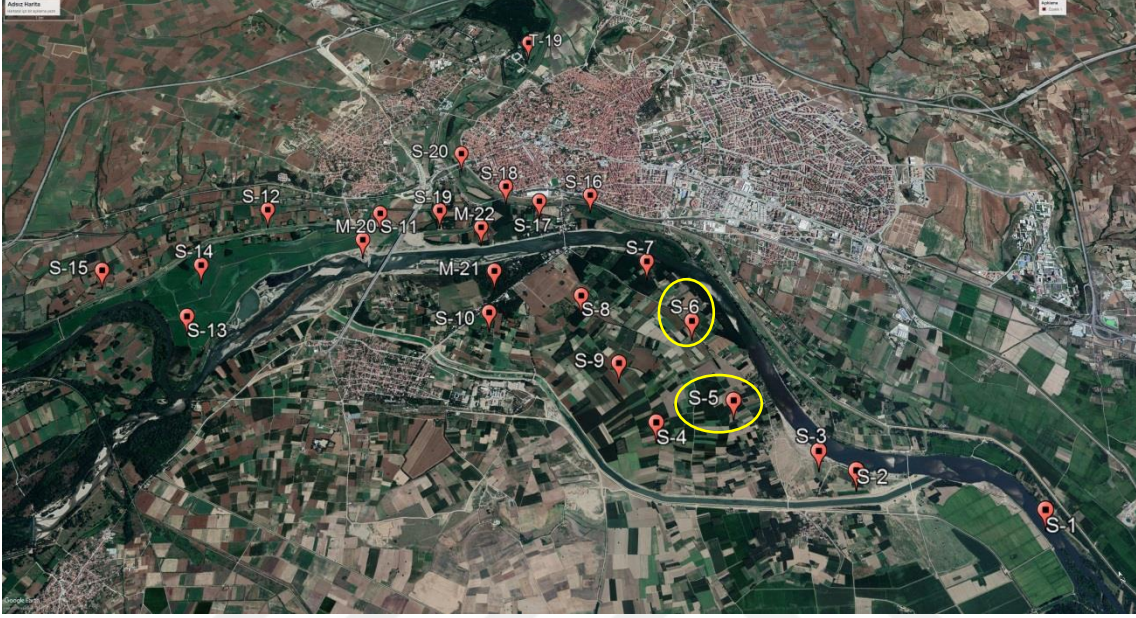


Şekil 3.3 500 yıl tekerrürlü taşkın debilerine karşı Meriç Nehri için oluşturulan güncel taşkın risk alan haritası (Malkaralı, 2020)

Bu çalışmada, TÜBİTAK 117Y093 No'lu proje kapsamında Meriç taşkın alanından sağlanan iki adet taşkın alanı sediment koru "**S-5 ve S-6**" ve taşkın alanı dışında bozulmamış, yani tarımsal vb hiçbir aktivitenin bulunmadığı bölgeden 1 adet referans kor (CRF) inceleme altına alınmıştır. Örnekleme noktaları Şekil 3.4'de verilmiştir.

- Sediment korları, 6,7 cm çapında ve 1,0 m boyunda karotlar ile alınmış ve her bir karotun ağzı sıkıca bağlanarak dik konumda muhafaza edilmiştir.
- Sediment kor örneklerinde nem içeriği tayini için, her bir kordan 1 cm kalınlığında kesilen sediment örneklerinden 1-2 gram alınmış ve geri kalanı, 40°C sıcaklıkta 5-10 gün aralığında etüvde sabit ağırlığa varıncaya kadar kurutulmuştur. Söz konusu sediment kor örneklerin kuru ağırlıkları 10-15 gram arasında değişmektedir.

- Dilimlenmiş sediment kor örnekleri standardizasyonu sağlamak ve tekrar edilebilir ölçüm geometri sağlamak amacı ile hiçbir dolgu matrisi eklenmeden, hidrolik presle 200 kg cm^{-2} basınç altında $40,7 \pm 0,2 \text{ mm}$ çapında $5,0 \pm 0,2 \text{ mm}$ kalınlığında pelet haline getirilmiş ve ^{137}Cs için analiz edilmiştir (Resim 3.2).



Şekil 3.4 Taşkın alanında örnekleme noktaları



Resim 3.2 Sediment kor alımı ve örnek işleme

3.3 Sediment Parametreleri Tayini

3.3.1 Sedimentlerinin Tane Boyu Dağılımı

117Y093 No'lu proje kapsamında elek ve hidrometre yöntemi ile taşkın alanı sedimentlerinin tane boyutu (%) dağılımı belirlenmiştir. Bu kapsamda, tane boyu dağılımına ilişkin tanımlayıcı istatistik, Çizelge 3.1'de verilmiştir (Yaprak vd., 2021).

Çizelge 3.1. Sediment Parçacık Boyu Dağılım Analizine İlişkin Tanımlayıcı İstatistik

	Tane Boyu (mm)	Orta çakıl	İnce çakıl	Kalın kum	Orta kum	İnce kum	Kalın silt	Orta silt	İnce silt	Kil
		64-256	64-2	2-0.5	0.5-0.25	0.25-0.063	0.063-0.03	0.03-0.015	0.015-0.007	<0.002
Taşkın Alanı Sedimenti	Ortalama	0.41	0.61	3.95	12.45	34.52	17.55	10.91	3.87	15.73
	N	21	21	21	21	21	21	21	21	21
	Std. Sapma	0.41	0.74	6.45	12.49	14.84	8.30	5.46	2.62	9.74
	Ortanca	0.22	0.31	1.54	7.95	34.11	17.28	9.81	2.94	13.54
	Minimum	0.05	0.11	0.46	1.08	8.9	0.00	2.63	0.71	3.75
	Maksimum	1.64	3.02	29.76	50	67.34	31.38	25.3	11.8	50.59

3.3.2 Sediment Örneklerinde Nem Tayini

Örneklerdeki nem miktarı, genelde etüvde kurutma yöntemi ile yapılmaktadır. Sabit tartıma getirilen kurutma kapları veya beherlerin içerisine 0,5-1 g homojen hale getirilmiş örnekten tartılarak (M1) koyulmakta ve kurutma kapları etüve yerleştirilmektedir. Etüvde 105 ± 2 °C'de 2-3 saat kurutulan örnekler, soğuduktan sonra tartımları (M2) alınmıştır.

$$\% \text{ Nem} = [(M1-M2) / m] \times 100$$

M1= Alınan örnek ağırlığı + sabit tartıma getirilen kurutma kabının ağırlığı

M2= Kurutulmuş örnek+ sabit tartıma getirilen kurutma kabının ağırlığı

m= Alınan örneğin ağırlığı

3.3.3 Sediment Örneklerinde Yanabilen Toplam Madde Miktarı Tayini

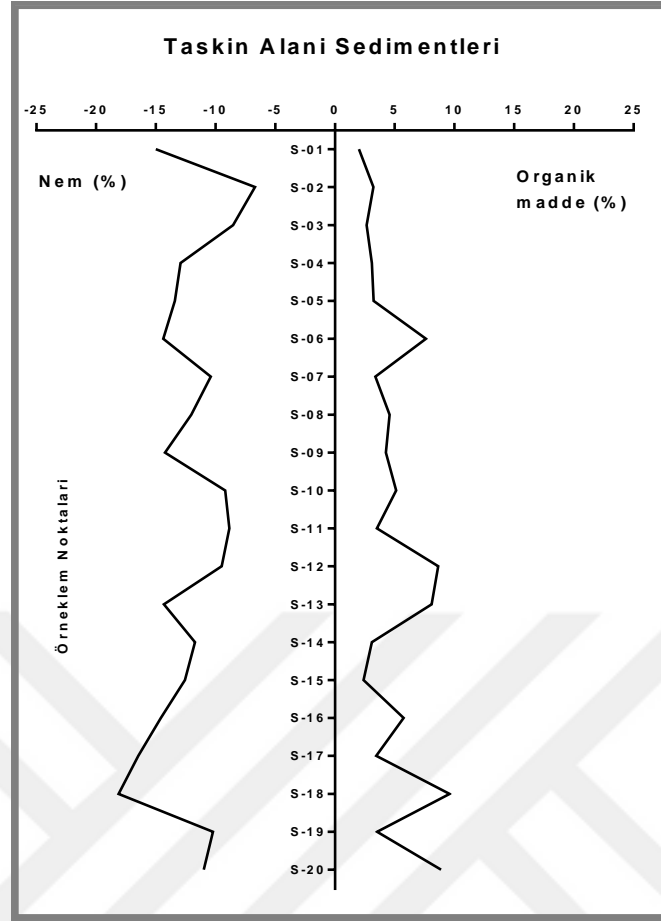
Sedimentlerde yanabilen madde miktarının tespiti, sediment kalitesinin belirlenmesinde önemli parametrelerden biridir. Denizel ortamda organik madde birikimi, karasal kökenli doğal organik maddeler, çeşitli kirleticiler (evsel ve endüstriyel) nedeniyle oluşan girdiler, sucul canlıların metabolik atıkları ile ölümleri sonucu ayrışmaları ve birincil üretim sonucunda ortaya çıkan ürünlerden kaynaklanmaktadır. Sediment örneklerinde yanabilen madde miktarının tayini için, yaklaşık 1 g sediment örneği (<160 µm) hassas terazi ile tartılarak porselen krozeeye konulmuştur. 550°C'de 2 saat süreyle yakma fırınında bekletilen örnekler, desikatörde oda sıcaklığına geldiğinde, tekrar tartılıp ağırlıkları kaydedilmiştir.

$$\% \text{ Yanabilen Madde} = (M - M') / M \times 100$$

M = Sediment örneği ağırlığı (g)

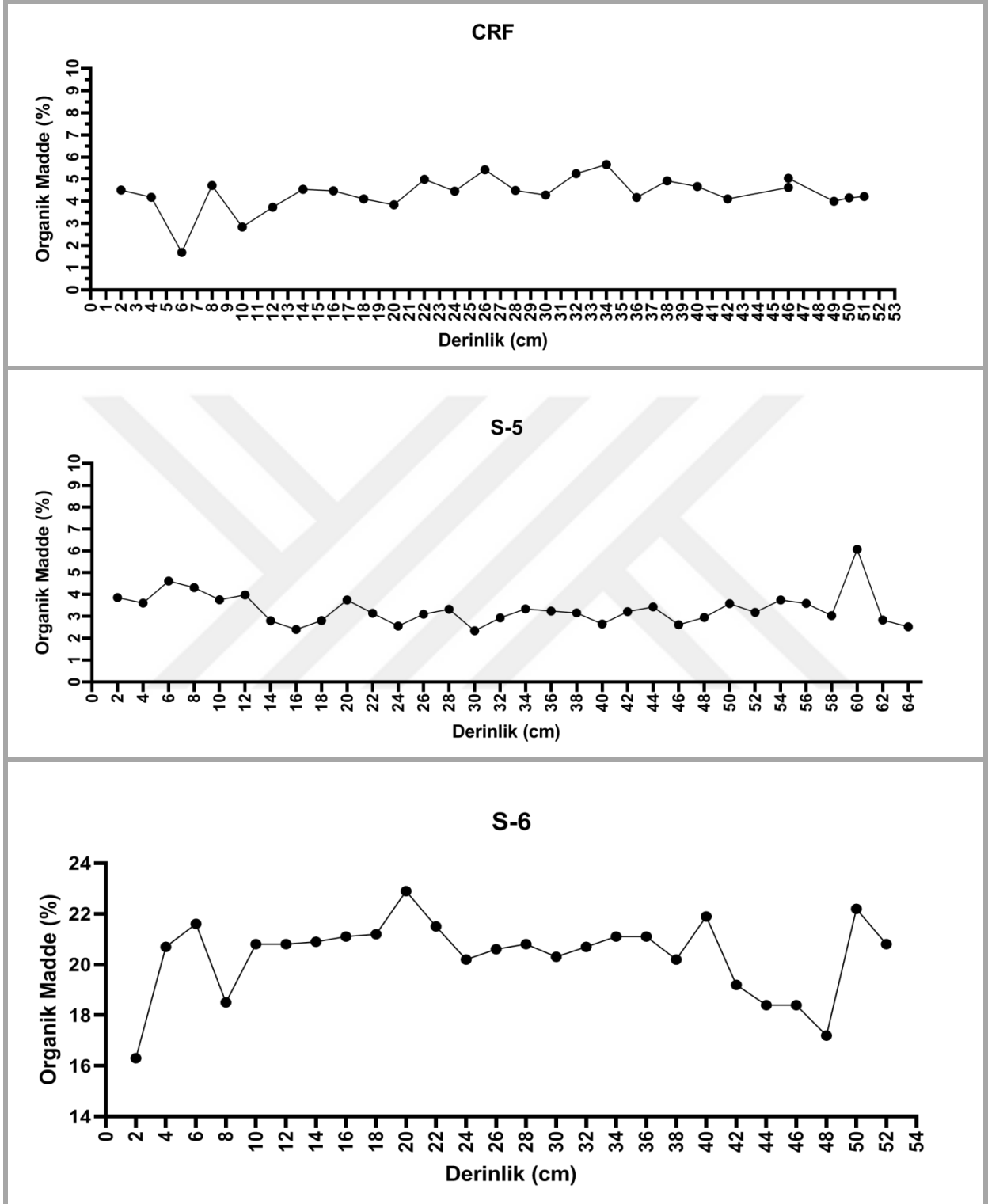
M' = Yandıktan sonraki sediment ağırlığı (g)

Genel olarak taşkın alanını tanımlamak üzere, 117Y093 No'lu projesi kapsamında elde edilen taşkın alanı sediment örneklerine ilişkin nem içerikleri ve organik madde içerikleri(%) Şekil 3.5 'de verilmiştir (Yaprak vd., 2021).



Şekil 3.5 Taşkın alanı sediment örneklerinde gözlenen yanabilen organik madde ve nem içeriği (%).

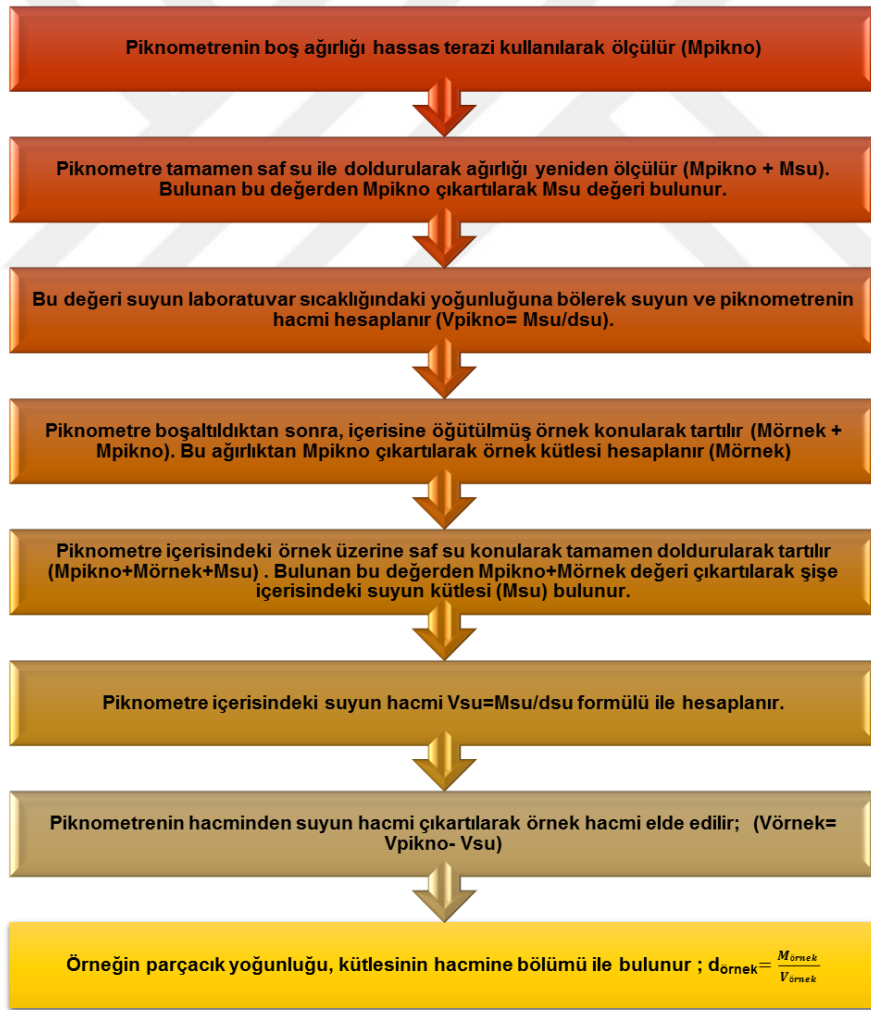
Bu tez kapsamında, taşkın alanından sağlanan S-5, S-6 ve referans CRF korlarının organik madde içeriği (%) Şekil 3.6'da gösterilmiştir.



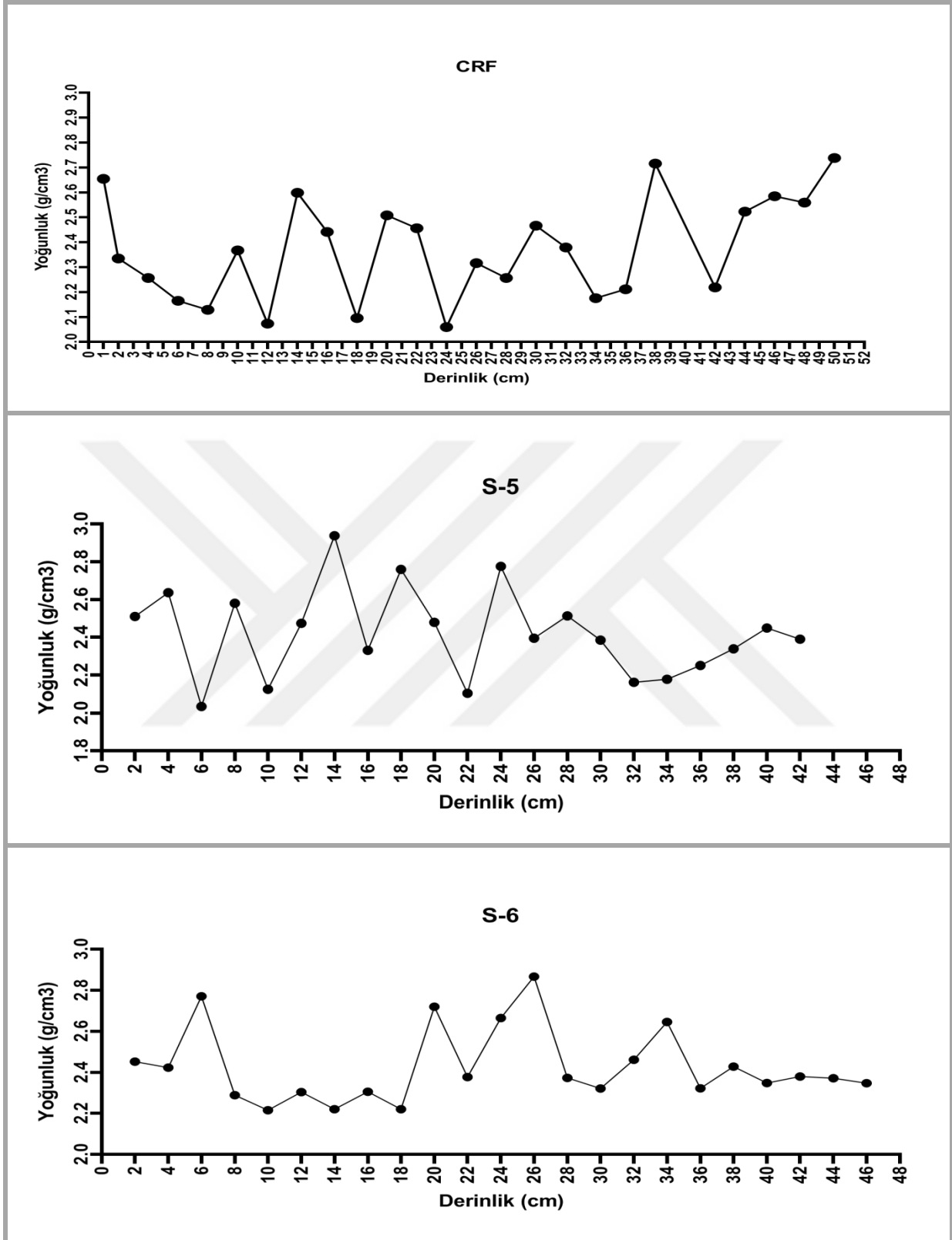
Şekil 3.6 Meriç taşkın alanından sağlanan S-5, S-6 ve referans CRF kor profillerinin organik madde içeriği (%)

3.3.4 Sediment Örneklerinde Piknometre ile Yoğunluk Tayini

Belirli hacimde ve içerisinde hiç boşlukları olmaksızın kuru bir toprağın eşit hacim ve 4°C'deki suyun ağırlığına oranı, "yoğunluk/ toprağın özgül ağırlığını" verir. Bir toprağın/sedimentin yoğunluğu, genellikle sedimenti teşkil eden minerallere ve organik madde miktarına bağlıdır. Yoğunluk değerleri tek başına sedimentin fiziksel özellikleri içerisinde bir anlam taşımaz, ancak diğer sediment özellikleri ile birlikte kullanıldığında sediment profillerine ait bazı değerlerin hesaplanmasında faydalı olmaktadır. Bu anlamda, yoğunluk, kütle derinliğinin hesaplanmasında (g/cm^2), sediment profilinde ayrışma olayları, tane boyu analizinde ve sedimentin % katı madde ve % boşluk hacminin hesaplanmasında gerekli olmaktadır. Sediment örneklerinde piknometre ile yoğunluk tayini izleği ve incelenen örneklerin (S-5,S-6 ve CRF) yoğunlukları Şekil 3.7 'de verilmiştir.



Şekil 3.7 Sediment örneklerinde piknometre ile yoğunluk tayini izleği



Şekil 3.8 Meriç taşkın alanından alınan S-5,S-6 ve CRF sediment profillerinin yoğunluk dağılımı

3.4 Radyometrik Ölçümler

3.4.1 Gama Spektrometrik ^{137}Cs Analizi

Gama yayımlayan radyonüklitlerin aktivitesi aşağıdaki formül ile hesaplanır:

$$A = \frac{P/t_s}{\varepsilon \cdot f \cdot m \cdot K_1 \cdot K_2 \cdot K_3 \cdot K_4 \cdot K_5}$$

Burada, P: İlgilenilen pikin net alanı; $P = N_s - \frac{t_s}{t_b} \cdot N_b$

Ns: Örnek spektrumundaki ilgilenilen pikin net alanı

Nb: Art-ortam spektrumunda ilgilenilen pikin net alanıdır.

ε : İlgilenilen pikin E_γ enerjisindeki verimidir.

t_s : Örnek spektrumunun elde edilmesi için geçen, saniye cinsinden sayım süresidir.

t_b : Art-ortam spektrumunun elde edilmesi için geçen, saniye cinsinden sayım süresidir.

m: Örneğin kilogram cinsinden kuru ağırlığı; örneğin sıvı olması durumunda, litre cinsinden hacimdir.

f: Bozunum başına E_γ enerjisinde gama yayımlama olasılığı

K_1 : Örneğin toplanması ile ölçme işlemine başlama zamanı arasında geçen süre için bozunum düzeltme faktörü:

$$K_1 = \exp\left(-\frac{\ln(2) \cdot \Delta t}{T_{1/2}}\right)$$

burada, $T_{1/2}$: İlgili radyonüklitin yarı ömrüdür.

Δt : Analiz edilen örneğin toplanma zamanı ile ölçme işlemine başlama zamanı arasındaki saniye cinsinden süredir.

K_2 : Analiz edilen örneğin ölçme süresi içinde bozunum düzeltme faktörü;

$$K_2 = \frac{T_{1/2}}{\ln 2 \cdot t_r} \left(1 - \exp\left(-\frac{\ln(2) \cdot t_r}{T_{1/2}}\right) \right)$$

burada, t_r : Ölçme işlemi boyunca geçen saniye cinsinden gerçek süredir.

K_3 : Atenüasyon düzeltme faktörüdür. E enerjisindeki lineer soğurma katsayısı μ olan bir örnek ile lineer zayıflatma katsayısı μ_{ref} olan bir referans malzemenin enerji ve lineer zayıflatma katsayısına bağlı fotopik verimleri arasındaki oran olarak tanımlanır.

$$K_3 = \frac{\varepsilon(\mu, E)}{\varepsilon(\mu_{ref}, E)}$$

Kalibrasyon standardı ile örneğin geometrisi ve matrisi aynı olduğunda, $K_3=1$ alınır.

K_4 : Rastgele çakışma nedeniyle düzeltme faktörüdür.

$$K_4 = \exp(-2 \cdot R \cdot \tau)$$

Düşük sayım hızları için bu faktör, $K_4=1$ olarak alınabilir.

K_5 : Ardı sıra foton yayımlayarak bozunum yapan radyonüklitler için gerçek çakışma düzeltme faktörüdür. Eğer radyonüklitin ardışık gama ışınları yoksa $K_5=1$ alınır.

Ayrıca, kalibrasyon standardı ile ölçülen örnek aynı radyonüklitleri içeriyorsa, bu düzeltmenin yapılmasına gerek yoktur ($K_5=1$).

Bu doğrultuda, çalışılan örneklerdeki $^{137}\text{Cs}(E_\gamma=661.66\text{keV})$ aktiviteleri, Enstitüde mevcut IAEA orijinli radyometrik standartlar kullanılarak (ilgili radyonüklitlerin enerjilerini kapsayacak şekilde, örnek- standart geometrisi ve matrisi aynı olmak koşulu ile elde edilen verim eğrilerinden tayin edilmiştir.

Belirsizliğin Hesaplanması Yöntemi

Gama spektrometrik yöntem ile ölçülen örneklerdeki radyonüklit aktivitelerindeki (A) belirsizlik;

$$u_A(A(x_1, \dots, x_n)) = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial A}{\partial x_i} \right)^2 (u(x_i))^2}$$

belirsizlik bileşenleri cinsinden yukarıdaki eşitlik ile hesaplanmaktadır (IAEA, 2004).

Yukarıdaki eşitlikte x_i 'lerin birbirinden bağımsız olduğu ve eğer $u(x_i) \ll x_i$ durumlarda geçerlidir. Aktivite değeri $A \pm uA$ aralığında ve yaklaşık α güven seviyesinde belirlenmiş olur. Belirsizlik bileşenlerinin bir kısmı toplam belirsizliğe önemli derecede etki etmez. Bu nedenle, belirsizliğin hesaplanmasındaki ilk adım, her bir bileşenin toplam belirsizliğe katkısının ön tahminini yapmak ve önemsiz belirsizlik bileşenlerini elemektir.

Hesaplanabilir Belirsizlik Kaynakları

- Ölçme Sisteminin Kararlılığı
- Enerji Kalibrasyonu
- Verimin Kalibrasyonu
- Gama Yayınlanma Olasılıklarındaki Belirsizlik
- Yarı Ömürdeki Belirsizlik
- Tartımdan Kaynaklanan Belirsizlik

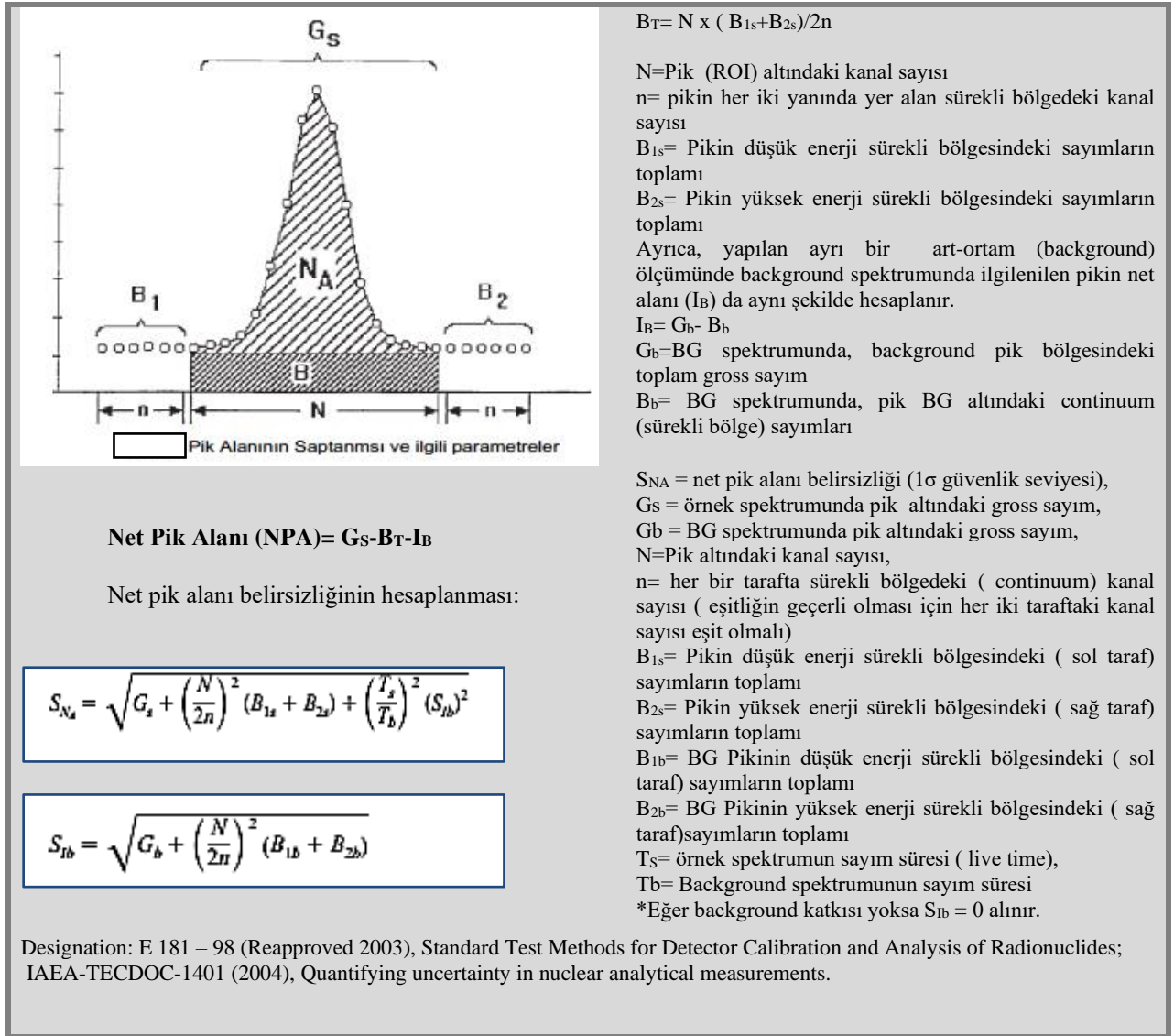
Ölçüm Sonuçlarına Dayalı Belirsizlikler

Örneklerin sayımı sırasında ortaya çıkan belirsizlikler:

- a. Sayım istatistiğinden kaynaklanan belirsizlik
- b. Numune ve sertifikalı referans malzeme sayım geometrilerinin farklılığından kaynaklanan belirsizlik
- c. Rasgele ve gerçek çakışmadan kaynaklanan belirsizlik
- d. Ölü zaman etkisinden kaynaklanan belirsizlik
- e. Bozunmadan kaynaklanan belirsizlik (numune alımından ölçüm bitimine kadar geçen süredeki radyoaktif bozunma belirsizliği; ölçülen radyonüklitin yarı ömrü , bu süreler ile karşılaştırıldığında çok uzunsa bu etki ihmal edilebilir)
- f. Soğurma katsayısı düzeltme faktörü belirsizliği
- g. Net pik alanının belirlenmesinden kaynaklanan belirsizlik

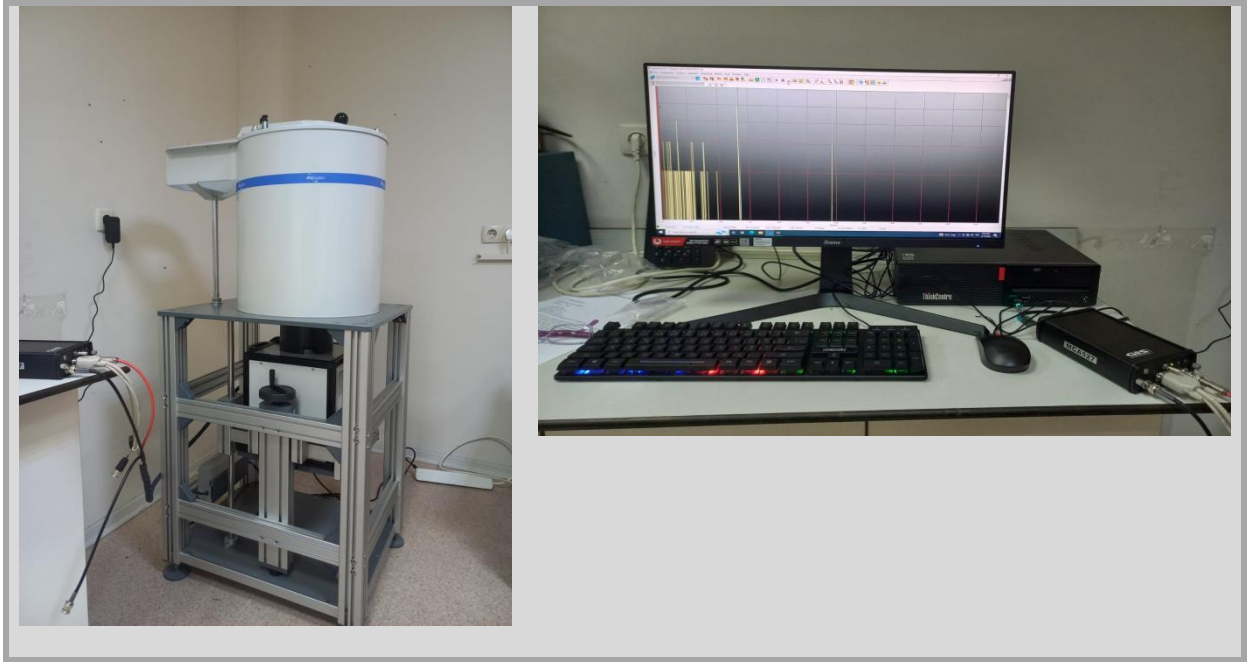
* Genel olarak sayım istatistiğinden kaynaklanan belirsizlik, en önemli belirsizlik kaynaklarından birisidir.

Bir gama spektrumunun en önemli parçası foto-piktir. Çoğu uygulama örneğin, gama-ray intensitesi ölçümleri, verim tayini ve kantitatif analizlerde foto-pik altındaki alan değerlendirilmektedir. Gama spektrumundan normal back-ground çıkarılsa bile, foto-pikin bir sürekli bölge üzerine bindiği görülür. Bu sürekli bölgeyi oluşturan çok çeşitli olaylar; çoklu Compton etkileşimleri, kaçak pikler, brehmsstrahlung radyasyonu vs. düşünüldüğünde pik altındaki alanın saptanmasının çok kolay olmadığı görülür. Net gama sayım hızını hesaplamının birçok yolu bulunmaktadır. Burada verilen geçerli bir yöntemdir. Bu yaygın yöntem, ilgili pike komşu piklerden katkı olmadığı ve pik altındaki sürekli bölgenin lineer değiştiği durumlarda kullanılmaktadır. İlgili pik altındaki sürekli (continuum) bölge B_T , örnek spektrumda aşağıdaki şekilde hesaplanmaktadır (E-181-98,2003).



3.4.2 Gama Spektrometrik ^{137}Cs , ^{226}Ra ve Diğer Doğal Radyonüklit Analizleri

Çalışmada kullanılan Enstitümüzdeki mevcut HPGe detektör; Baltic Scientific p tipi coaxial, orta ve yüksek enerjili (>150 keV) gama radyasyonuna hassas, dikey çıkışlı ve elektrik soğutmalıdır. Söz konusu HPGe gama spektrometre sistemi, GCD-30190 HPGe detektör (dedektör verimi: %30, ^{60}Co 'ın 1,33 MeV gama enerjisi için FWHM: 1,89 keV ve pik/compton oranı: 59:1), PC bazlı MCA-527 S/N:3425(8K), SpectraLineGP yazılımlı olup, 100 mm kurşun ile zırhlanmıştır (Resim 3.4).



Resim 3.3 Çalışmada kullanılan HPGe Gama Spektrometre Sistemi

Sediment örneklerinde; ^{226}Ra ; ^{214}Bi 'ün 609, 1120 ve 1764 keV, ^{137}Cs ; 661,66 keV, ^7Be ; 477,59 keV ve devam eden ölçümler boyunca diğer doğal radyonüklitler; ^{232}Th ; ^{228}Ac ; 911 keV, ^{208}Tl ; 583 ve 2615 keV ve ^{40}K ; 1460,75 keV gama enerjilerinden yararlanılarak analiz edilmektedir. Örneklerin gama spektrumları 1-2 gün süre ile alınmakta ve art-ortam spektrumları düzenli olarak kaydedilmektedir.

3.4.3 HPGe Gama Spektrometre Sistemlerinin Ölçebileceği Minimum Aktiviteler (MDA)

Çalışmada kullanılan gama spektrometre sistemlerinin ölçebileceği Minimum Dedekte Edilebilir Aktiviteler (MDA) *Currie (1968)* kriterlerine dayalı olarak, aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanmıştır.

$$\text{MDA} = \frac{2.71 + 3.29\sqrt{\mu_B}}{K}$$

Bu eşitlikte; μ_B : Background sayım hızı, K: Kullanılan gama spektrometre sisteminde, sayımlardan Bqkg^{-1} olarak aktiviteye geçmeyi sağlayan kalibrasyon faktörleridir. Curie (1968) kriterlerine dayalı olarak, gama spektrometre sisteminin pelet (15 gram) geometrisi için 200 000 saniyede ölçebileceği minimum aktiviteler (MDA); ^{226}Ra için 12 Bqkg^{-1} , ^{232}Th için 12 Bq kg^{-1} , ^{40}K için 40 Bqkg^{-1} ve ^{137}Cs için 2,5 Bqkg^{-1} dır. Genelde, radyometrik sayım hatasının % 10'nu aşmadığı, ancak çok düşük aktiviteli örneklerde % 40'a vardığı gözlenmiştir.

Çalışmada kullanılacak p tipi coaxial HPGe gama spektrometresinin verim kalibrasyonu ve analitik kalite kontrolü, IAEA sertifikalı RGU-1, RGTh-1, RGK-1, IAEA-152 standard referans materyallerden, örneklerle benzer matris ve geometride (pelet halinde) hazırlanan standartlar kullanılarak yapılmıştır. Stok materyaller $C_1V_1 = C_2V_2$ bağıntısı kullanılarak SiO_2 ve starch ile seyreltilmiştir. Hazırlanan farklı aktivitede (50-1000 Bq/kg) bir seri standard ile yapılan verim kalibrasyonu; IAEA-156, IAEA S-13, IAEA S-16 ve IAEA-447 ile valide edilmiştir.

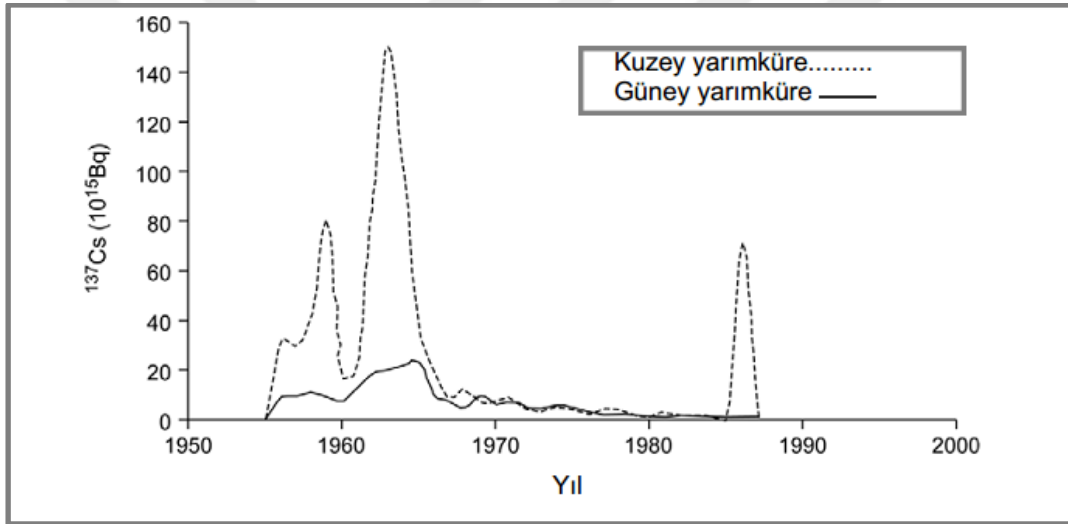
Analitik Kalite Kontrolü: Çalışmada, Gama spektrometre sisteminin analitik kalite kontrolü, IAEA sertifikalı S-12; RGU-1, RGTh-1, RGK-1, IAEA-152/156; %52,4 K (Merck markalı KCl) standard referans materyallerden, örneklerle benzer matris ve geometride hazırlanan standartlar kullanılarak yapılmıştır.

3.5 ^{137}Cs Tarihleme

Atmosferik serpinti radyonükliti olan ^{137}Cs ; erozyon ve sedimantasyon hızı ve dağılımı üzerine bilgi sağlamak için yaygın şekilde kullanılmaktadır. ^{137}Cs 'nin radyoaktif özellikleri, erozyon ve sedimantasyon çalışmalarında izleyici olarak kullanılması için uygundur. ^{137}Cs nükleer fisyon sonucu açığa çıkan bir radyonüklittir ve atmosferik nükleer testler, nükleer reaktörler ve nükleer kazalar sonucu açığa çıkmıştır. ^{137}Cs ilk kez 1945 yılında ilk kez küresel çevreye girmiştir. ^{137}Cs 'nin küresel çevrede yaygın şekilde görülmesi 1952 yılındaki termonükleer testlere dayanmaktadır. Bu testlerde ^{137}Cs ve diğer fisyon ürünleri stratosfere salınmış ve küresel döngüye girmiştir. ^{137}Cs stratosferden troposfere ve oradan yeryüzüne serpinti radyonükliti olarak inmiştir ve depozisyonu önemli ölçüde yağış karakteristiklerine ve hızına bağlıdır.

Yeryüzünde radyoaktif serpentinin zamansal ve mekânsal dağılımı yaygın şekilde çalışılmış ve belgelendirilmiştir. Health and Safety Laboratory verilerine göre 1972’de küresel çevreye ^{137}Cs ’nin ilk giriş tarihi 1952 olarak tahmin edilmekte ve topraklarda ölçülebilir seviyede aktivitenin 1954 yılında gözlemlendiği öne sürülmektedir. Yer üstü nükleer testlere ilişkin olarak ^{137}Cs ’nin büyük miktarlarda küresel depozisyonu 1958 ve 1963/1964 ve iz miktarda olan periyot 1971 ve 1974 olarak rapor edilmektedir (Ritchie ve McHenry, 1990; yaprak vd., 2021).

Düşük serpinti radyonüklit depozisyonunun görüldüğü tarih, nükleer testlerin ertelendiği 1958-1961 yıllarıdır. Bu nükleer testlerin büyük bir kısmı Kuzey yarım kürede gerçekleştirildiği için toplam radyoaktif serpinti kuzey yarım kürede, güney yarım küreden daha büyük miktarlarda olmuştur (Şekil 3.9). Öte yandan, Çernobil kazası çok dramatik olmakla birlikte bölgesel ölçekte büyük bir radyoaktif kontaminasyona neden olmuştur.



Şekil 3.9 Kuzey ve Güney yarım kürede ^{137}Cs depozisyonu (Yaprak vd., 2021)

1960’lı yılların sonunda başlayan çalışmalar, çok çeşitli depozisyonel çevrelerde ^{137}Cs ’nin sediment akümülyasyon hızı için kullanılabileceğini göstermiştir (Ritchie ve McHenry, 1990; Yaprak vd., 2021). 1970’li yılların başında Amerika, İtalya, İsrail, İsviçre, İngiltere’de birbirinden bağımsız olarak yapılan çalışmalar sonucunda, sedimentlerdeki ^{137}Cs ’nin dikey dağılımının atmosferik ^{137}Cs depozisyonu ile ilişkili olduğu ve bu ilişkinin sediment profillerinin tarihlenmesinde kullanılabilir olacağı sonucuna varmışlardır. Bu çalışmalarda sedimantasyon hızı ve karakteristikleri sediment profillerindeki ^{137}Cs ’nin dikey dağılımı ölçülerek yapılmıştır. Atmosferik serpinti ile ^{137}Cs ’nin zamansal ölçümlerinin sediment profillerindeki ^{137}Cs ölçümleri ile karşılaştırılması, sediment profillerindeki farklı horizonların tarihlenmesinde kullanılmaktadır ve farklı ^{137}Cs horizonlarının derinliğinin

bilinmesi durumunda sedimantasyon hızı hesaplanabilmektedir (Kirchner ve Ehlers, 1998; Yaprak vd., 2021).

^{137}Cs tekniği, sedimantasyon hızını ölçen diğer konvansiyonel tekniklere karşı bazı avantajlara sahiptir. Bu anlamda tek bir sediment profilinden, tekrarına gerek kalmadan sedimantasyon hızı ölçülebilmektedir. Sedimantasyon hızı, geleneksel olarak maksimum ^{137}Cs aktivitesinin gözlemlendiği 1963 ve 1986 Çernobil pikleri dikkate alınarak hesaplanmaktadır. Kısaca, ^{137}Cs ile *sediment birikim hızı/sedimantasyon hızı* tahminleri iki temele dayanmaktadır. Birincisi, ^{137}Cs aktivitesi, sediment profilinde derinliğe bağlı üstel dağılım sergilemeli ve ikincisi, aynı sediment profilinde, son 35 yıl için 1986 Çernobil ve/veya 50 yıl için 1963 serpinti derinliği belirlenmelidir.

^{137}Cs ve ^{210}Pb metotlarının kapasiteleri ve sınırlamaları birbirlerini tamamlayıcı niteliktedir. ^{137}Cs verilerinin aksine, mevcut ^{210}Pb profilinden referans tarihler (1963-1986) üzerine bilgi sağlamamaktadır. Öte yandan, sediment dizisi içerisinde herhangi bir boşluk/ara ^{210}Pb derinlik dağılımı ile kolayca görülürken, ^{137}Cs verilerinden bunu saptamak oldukça zor olmaktadır (Kirchner ve Ehlers, 1998; Yaprak vd., 2021).

Özetle, Atmosferik serpinti radyonüklitlerinin, toprak erozyonu, sediment izleyici ve kronometre olarak kullanıldığı çalışmalar 1970 yıllara dayanmaktadır. Bu doğrultuda, 4500'den fazla makalenin ^{137}Cs üzerine yoğunlaştığı, ^{210}Pb (denge üstü) ile ilişkili 2700 yayın olduğu rapor edilmektedir. Taşkın alanlarında yapılan çok sayıda çalışmada, sedimantasyon hızı/birikimi genellikle ^{137}Cs ile tayin edilmiştir (Collins vd., 1997; Walling vd., 1998; He ve Walling, 1996; Lambert ve Walling, 1987; Nicholas ve Walling, 1997; Owens vd., 1999; Owens ve Walling, 2002, 2003; Simm ve Walling, 1998; Thorndycraft vd., 2005; Walling vd., 1997; Walling ve Fang, 2003; Walling ve He, 1997a, 1997b, 1998; Walling ve Owens, 2003; Walling ve Qingping, 1992; Ritchie ve Ritchie, 2007; Du ve Walling, 2012; Yaprak vd., 2021) . Sediment kronolojisinde ^{137}Cs ile birlikte ve birbirlerini tamamlayacak şekilde ^{210}Pb tarihleme kullanıldığında, $10-10^2$ yıllık dönem için sediment birikimi tayin edilebilmektedir. Bu anlamda sunulan tez çalışmasında bir çok taşkın alanında uygulandığı gibi ^{137}Cs tekniği ile taşkın alanında sedimantasyon hızları tayin edilmiş ve tarihlendirilmiştir (30-60yıl).

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

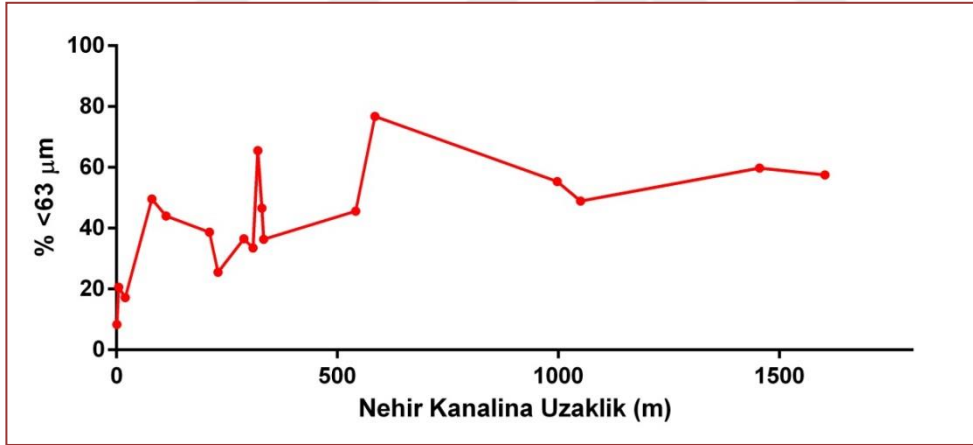
Genel anlamda jeokimyasal davranışlarına göre, radyonüklitler parçacık-reaktif ve suda çözünür olmak üzere iki ana kategoride incelenmektedir. Parçacık reaktif radyonüklitler, biyogenik ve karasal kökenli parçacıkların yüzeyine tutunarak su sütunlarından sedimentlere süpürülme yoluyla taşınırlar. Sucul ortamlarda parçacık reaktif radyonüklitler, ince partiküllere geri dönülemez şekilde katyon değiştirme mekanizması ile kuvvetle bağlanır. Bu radyonüklitler için dağılma katsayısı (K_d), 10^3 - 10^6 düzeyindedir ve kuvvetli bir şekilde süspansiyon partiküllere adsorbe olmaktadır. Bu özellikleri nedeni ile parçacık-reaktif radyonüklitler, süspansiyon parçacık maddelerin giderim hızları, sediment erozyonu, sediment birikim ve karışım hızları ve sediment taşınımı gibi sediment dinamiklerini ölçmek için güçlü izleyiciler olarak hizmet vermektedir (Yaprak vd., 2021).

Doğal ve antropojenik kökenli parçacık reaktif radyonüklitler (^{210}Pb , ^{234}Th , ^{137}Cs ve ^7Be) çevresel çalışmalarda izleyici ve kronometre olarak kullanılmaktadır (Irabien vd., 2008; San-Miguel vd., 2004). Parçacık reaktif radyonüklitlerin izleyici olarak kullanıldığı çevresel çalışmalar, bu radyonüklitlerin yarı ömürleri ile sınırlanmaktadır. Bu çalışmalarda 100 gün skalasındaki değişimler ^7Be ve ^{234}Th ile izlenirken, uzun süreçler ^{210}Pb (<200 yıl) ve ^{137}Cs (~50yıl) ile izlenmektedir (Du et al., 2010). Doğal birer arşiv niteliği taşıyan deniz, göl ve nehir sedimentlerin elde edilen bilgiler çevresel programlarda yaygın olarak kullanılır. Parçacık reaktif atmosferik serpinti radyonüklitlerinin, sedimentlerin hareketliliği, taşınması, dağılımı, depolanması ve kaynakları üzerine geleneksel yöntemlerden daha fazla kantitatif bilgi sağlanması, ^{210}Pb , ^{137}Cs ve ^7Be gibi radyonüklitlerin, sediment parmak izi olarak, 1970'li yıllardan beri yaygın şekilde kullanımına yol açmıştır.

Atmosferik serpinti radyonüklitlerinin (FRNs) toprak erozyonu, sediment izleyici ve kronometre olarak kullanıldığı çalışmalar 1970 yıllara dayanmaktadır. Bu doğrultuda, erozyon ve sedimentasyon hızı tayinlerinde 4500'den fazla makalenin ^{137}Cs üzerine yoğunlaştığı, ^{210}Pb (denge üstü) ile ilişkili 2700 yayın olduğu ve kozmojenik radyonüklit olan ^7Be 'nin kullanıldığı çalışmaların sayısının 90'a ulaştığı rapor edilmektedir (Yaprak vd., 2021). Bu bilgiler ışığında sunulan tez çalışmasında Meriç Nehri taşkın alanında sedimentasyon hızının ^{137}Cs tekniği kullanılarak tayin edilmesi hedeflenmiştir.

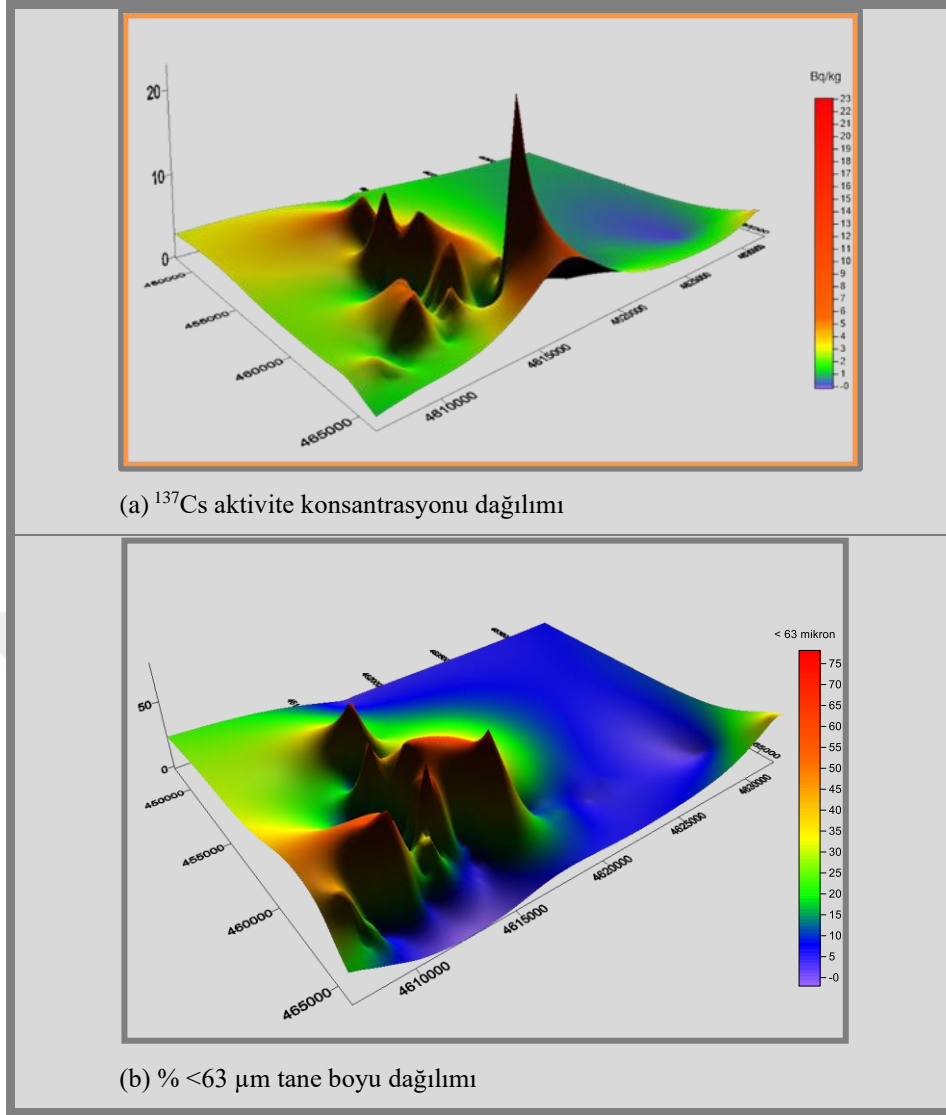
4.1 Meriç Taşkın alanında ^{137}Cs Dağılımı

Taşkın alanı yüzeyi, ^{137}Cs 'yi atmosferik serpinti (yağışla birlikte) ve drenaj havzasından mobilize olan set üstü sedimanların birikip nehir yoluyla taşınması ile alır. Nehir taşkın olaylarında, nehir kanalına yakın depozit edilen sedimentler, genellikle taşkın yatağının dış kenarlarına doğru olan depozisyondaki sedimentlerden daha iri tanelidir. Genellikle, nehir kanalından uzaklaştıkça taşkın alanında depozit edilen set üstü sediment kompozisyonunda $<63 \mu\text{m}$ tane boyu yüzdesi artmaktadır (Şekil 4.1). Söz konusu ilişki çok açık olmasına rağmen, tarım yapılan alanlardaki faaliyetler, taşkın debisi ve taşkın altında kalan alandan suların çekilme süreleri, farklılığa neden olmaktadır. Bu durum araştırma yapılan taşkın alanlarının doğasındaki farklılıkları yansıtmakla birlikte, çalışılan taşkın sahasında sediment boyu nehirden uzaklıkla belirgin şekilde azalmakta ve daha büyük mesafelerde tane büyüklüğü yaklaşık olarak sabit kalmaktadır (Yaprak vd., 2021).



Şekil 4.1 Nehir kanalından uzaklığa göre $<63 \mu\text{m}$ tane boyu kompozisyon (Yaprak vd., 2021)

Şekil 4.2'den açıkça görüleceği üzere, parçacık reaktif radyonüklit olan ^{137}Cs 'nin sedimentlerde tercihli olarak ince partiküllerde sorpsiyonu, taşkın alanı sedimentlerinde daha yüksek ^{137}Cs radyonüklit aktivite konsantrasyonu ile sonuçlanmakta ve tane boyu kompozisyonu ile paralel dağılım sunmaktadır.



Şekil 4.2 Meriç Nehri taşkın alanından sağlanan tüm sediment örneklerinde ^{137}Cs (a) aktivite konsantrasyonları ve % <63 μm tane boyu (b) dağılım haritaları (Yaprak vd., 2021)

TÜBİTAK- 117Y093 No'lu proje kapsamında Meriç Taşkın alanından sağlanan tüm sediment örneklerinde ^{137}Cs (a) aktivite konsantrasyonları ve % <63 μm tane boyu (b) dağılım haritalarının örtüşmesi, bu bulguyu açıkça desteklemekte ve çalışma alanındaki homojenliği yansıtmaktadır. Bu anlamda, söz konusu proje kapsamında elde edilen verilere dayanılarak taşkın alanında sediment depozisyonunun mekânsal değişkenliği değerlendirilmiş ve sunulan çalışmada sel sularının en son çekildiği S-5 ve S-6 örnek kodlarından alınan sediment korları inceleme altına alınmıştır. Nehir kanalından >500 metre mesafede yer alan bu örneklerin dışında, taşkından etkilenmeyen referans alandan sağlanan (Askeri alandan sağlanmıştır) CRF sediment kuru da karşılaştırılmak üzere değerlendirilmiştir.

4.2 İncelenen Sediment Korlarında ^{137}Cs , ^{40}K , ^{226}Ra ve ^{232}Th Dikey Dağılımları

Genel olarak uzun yarı ömürlü doğal radyonüklitlerin (U ve Th bozunum serisi radyonüklitleri) dikey dağılım profillerinin değişmediği, tersine antropojenik radyonüklitlerin doğası gereği dikey dağılımlarının üstel dağılım sergilediği varsayılmaktadır. Bu anlamda ^{210}Pb ve ^{137}Cs üzerine kurulan tarihleme modelleri bu varsayıma dayanmaktadır. Çalışmada S-5, S-6 ve CRF referans korlarında gama spektrometrik olarak saptanan ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları Çizelge 4.1, 4.2 ve 4.3’de verilmiştir.

Çizelge 4.1 CRF referans korunda ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Dikey Dağılımları

Derinlik (cm)	Radyonüklit Aktivite Konsantrasyonları (Bqkg ⁻¹)			
	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th
Top	6,59±1,1	1411±52	48±5	29±5
0-2	7,88±1,4	1443±64	48±6	28±5
2-4	7,08±1,4	1408±63	57±8	35±6
4-6	7,08±1,4	1395±63	52±8	42±6
6-8	7,08±1,4	1275±62	43±6	35±6
8-10	6,53±1,4	1338±63	46±6	42±6
10-12	6,08±0,7	1224±61	48±6	35±6
12-14	5,56±1,8	1352±63	56±7	28±5
14-16	5,95±1,8	1253±48	51±6	34±5
16-18	7,44±1,4	1445±63	46±6	37±6
18-20	6,37±1,4	1420±63	43±6	42±6
20-22	6,55±1,4	1359±64	39±6	29±5
22-24	7,44±0,7	1452±63	49±6	42±6
24-26	5,44±1,4	1315±64	56±6	50±7
26-28	<2,5	1420±69	49±6	45±7
28-30	<2,5	1364±63	49±6	42±6
30-32	<2,5	1357±63	46±6	42±6
32-34	<2,5	1315±64	46±6	42±6
34-36	<2,5	1447±66	43±6	38±6
36-38	<2,5	1370±63	57±7	58±8
38-40	<2,5	1353±64	45±6	48±7
40-42	<2,5	1362±51	51±6	48±6
42-44	<2,5	1315±64	53±6	34±5
44-46	<2,5	1370±63	46±6	37±6
46-48	<2,5	1353±64	43±6	34±5
49-50	<2,5	1332±63	52±6	32±5
50-51	<2,5	1307±63	46±8	35±6
Ortalama	6,74	1365	49	39
Medyan	6,84	1362	48	38
Minimum	5,44	1224	39	28
Maksimum	7,44	1452	57	58

Çizelge 4.1'den görüleceği üzere, CRF Referans korunda, primordial radyonüklitler olan ^{40}K , ^{226}Ra ve ^{232}Th (aktivite konsantrasyonlarının tipik aralıkları ve ortalamaları sırası ile 1365 (1224-1452) Bqkg^{-1} , 49 (39-57) Bqkg^{-1} ve 39 (28-58) Bqkg^{-1} arasında değişmekte ve dikey profil boyunca ortalama etrafında homojen dağılım sunmaktadır. Referans koru boyunca 6.74 (5.44-7.44) Bqkg^{-1} olan ^{137}Cs aktivite konsantrasyonunun ise yüzeyden 26 cm derinlik sonrası gama spektrometre sisteminde ölçebilecek minimum detekte edilebilen aktivitenin (<MDA) altında kaldığı gözlenmektedir.

Çizelge 4.2 S-5 Taşkın Alanı Korunda ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Dikey Dağılımları

Derinlik (Cm)	Radyonüklit Aktivite Konsantrasyonları (Bqkg^{-1})			
	^{137}Cs	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K
0-2	<2,5	1365±66	45±6	20±4
2-4	<2,5	1345±66	42±6	34±6
4-6	5,09±1,57	1127±62	25±5	21±5
6-8	2,46±1,29	1339±63	41±5	32±6
8-10	<2,5	1042±56	28±5	21±5
10-12	<2,5	1077±63	39±6	21±4
12-14	<2,5	1283±64	36±6	42±7
14-16	0	1070±63	35±6	24±5
16-18	3,98±1,59	1162±63	39±6	21±5
18-20	<2,5	1375±64	37±6	24±5
20-22	<2,5	1042±56	33±6	21±5
22-24	<2,5	1077±63	30±5	21±5
24-26	<2,5	1346±64	46±7	24±5
26-28	<2,5	1049±62	37±6	24±5
28-30	<2,5	1212±63	39±6	27±5
30-32	3,98±1,59	1113±63	43±6	21±5
32-34	<2,5	1118±104	38±11	24±8
34-36	<2,5	1429±65	49±6	32±6
36-38	<2,5	1092±63	31±5	21±4
38-40	<2,5	1324±46	52±5	41±6
40-42	<2,5	1070±63	33±6	33±6
Ortalama		1193	38	25
Medyan		1127	38	24
Minimum	2,46	1042	25	20
Maksimum	5,09	1429	52	42

Tarımsal aktivitelerin yoğun olduğu taşkın alanından sağlanan S-5 korunda ise (Çizelge 4.2), ^{137}Cs aktivite konsantrasyonlarının profil boyunca çoğu kesitte <MDA olduğu, göreceli olarak en yüksek aktivitenin yüzeyden 6 cm derinlikte 5,09±1,57 Bqkg^{-1} olduğu gözlenmektedir. Benzer şekilde ^{40}K , [1193(1042-1429)] Bqkg^{-1} , ^{226}Ra [38(25-52)] Bqkg^{-1} ve ^{232}Th [33(20-42)] Bqkg^{-1} aktivite konsantrasyonlarının, dikey dağılım profili boyunca çok değişmediği görülmektedir.

Çizelge 4.3 S-6 Taşkın Alanı Korunda ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K Dikey Dağılımları

Derinlik (Cm)	^{137}Cs	^{40}K	^{226}Ra	^{232}Th
0-2	8,78±2,58	1361±48	45±6	113±13
2-4	7,98±2,31	1185±46	52±6	77±13
4-6	8,69±2,5	1352±47	45±6	116±13
6-8	9,41±2,72	1453±48	53±6	104±13
8-10	10,74±3,11	1195±47	45±6	99±13
10-12	10,51±3,04	1235±47	51±6	115±13
12-14	10,06±2,91	1293±48	24±6	100±13
14-16	4,57±1,32	1223±46	24±6	156±14
16-18	7,96±2,31	1193±45	45±6	126±14
18-20	9,13±2,65	1255±46	35±6	102±13
20-22	5,22±1,51	1314±47	37±6	120±13
22-24	4,15±1,20	1393±49	41±6	108±13
24-26	6,55±1,90	1327±48	45±6	109±13
26-28	6,32±1,83	1205±47	41±6	104±13
28-30	5,43±1,57	1212±47	51±14	101±13
30-32	7,33±2,12	1244±47	48±6	107±13
32-34	5,58±1,61	1194±47	25±6	92±13
34-36	6,2±1,73	1303±48	42±6	123±14
36-38	<2,5	1200±47	44±6	121±14
38-40	<2,5	1393±49	37±6	116±13
40-42	<2,5	1327±48	41±6	104±13
42-44	<2,5	1205±47	45±6	108±13
44-46	<2,5	1300±48	41±6	109±13
Ortalama	7,47	1270	41	110
Medyan	7,65	1244	45	108
Minimum	4,15	1185	53	77
Maksimum	10,74	1453	24	156

Taşkın sonrası selin çekildiği son noktalardan olan S-6 korunda, Çizelge 4.3'de görüleceği üzere ^{137}Cs aktivite konsantrasyonlarının profil boyunca 7.47 (4.15-10.74) Bqkg⁻¹ arasında değişmekte ve yüzeyden 36 cm sonra ^{137}Cs aktivitesi <MDA gözlenmemektedir. Doğal radyonüklit konsantrasyonları ise ^{40}K için [1270 (1185-1453)] Bqkg⁻¹, ^{226}Ra için [41(24-53)] Bqkg⁻¹ ve ^{232}Th için [110 (77 -156)] Bqkg⁻¹ olarak ortalama etrafında salınmaktadır.

4.3 ¹³⁷Cs Envanteri, Sediment Oluşum Yılı ve Sedimentasyon Hızı

¹³⁷Cs tarihleme tekniği:

- ¹³⁷Cs tekniği geçmişe yönelik bilgilere, güncel ölçümlerle ulaşılmasını sağlar.
- ¹³⁷Cs tekniği; son 30-50 yıl için sediment birikimi/ dağılımı, yenilen yapılanması, iklim değişikliği ve sıra dışı olaylar hakkında tahminler sağlayabilir.
- Bu teknik sayesinde bölgedeki erozyon ve depozisyon hakkında bilgi edinilerek, net erozyon ve sediment taşınımı hakkında bilgi edinilir.
- Bu teknikle elde edilmiş olan toprak yeniden dağılım bilgileri, bütün parçacık hareketlerini kapsamaktadır (su erozyonu, rüzgâr erozyonu ve ziraat yeniden dağılımları).
- Bu teknik, genellikle toprak taşınımı ve birikiminin sınırlı derinliklerde olması nedeniyle diğer klasik yaklaşımlar kullanarak belirlenmesi zor olan yüzeysel erozyonla ilişkili toprak/sediment kaybı ve birikiminin ölçülmesini mümkün kılar.
- Teknik, uzun dönemli hassas ve pahalı görüntüleme programlarına ihtiyaç duymaz. Sonuçlar tek bir arazi çalışmasından elde edilebilir.
- ¹³⁷Cs genellikle yerel referans envanter* ile çalışma alanında ölçülen envanterlerin karşılaştırılmasını ve geriye dönük olarak kullanılmasını temel alır.
- Örnekleme görece olarak basit ve uygun maliyetlidir ve incelenen alanın boyutları ve örnekleme yoğunluğuna bağlı olarak kısa bir süre içinde tamamlanabilir.
- Örnekleme süresince çalışma alanında bozulma meydana gelmez, doğal akış ve erozyon süreçlerini etkilemez.

Envanter* Bu çalışmalarda kullanılan yaygın bir terim olup, Bqm⁻² veya mBq cm⁻² (yüzey aktivite yoğunluğu) olarak ifade edilmektedir.

**Yerel Referans Envanter Değeri : Çalışma alanından yaklaşık 1 km uzaklık içinde erozyon olmayan bir alandan (referans alandan), örneği temsil edebilirliği ve örnekleme değişkenliği göz önüne alınarak çoklu veya tekrarlanan örnekler alınarak belirlenmektedir (Sutherland, 1996).

Daha önce sözü edildiği üzere, ^{137}Cs ile Sediment Birikim Hızı tahminleri iki temele dayanmaktadır.

- ✓ Birincisi, ^{137}Cs 'nin atmosferik serpinti karakteri gereği, ^{137}Cs aktivitesi sediment profilinde, derinliğe bağlı dağılım sergilemelidir. Aynı sediment profilinde, son 30 yıl için 1986 Çernobil ve/ veya 50 yıl için 1963 serpinti derinliği belirlenmelidir.
- ✓ İkincisi, çalışma alanındaki ^{137}Cs envanterinin geçen taşkın ile birlikte gelen sedimentten kaynaklanmasıdır.

Sediment depozisyon/birikim hızının, envanter yöntemiyle hesaplanabilmesi için depoze olan sediment konsantrasyonunun zamana bağlı değişimlerinin $C_d(t')$ biliniyor olması ya da modellenebilir olması gerekmektedir. Bu durumda sediment birikim hızı (4.1) denklemi kullanılarak bulunabilmektedir.

$$R = \frac{A_{ex}(t)}{\int_0^t C_d(t')e^{-\lambda(t-t')} dt'} \quad (4.1)$$

Sediment konsantrasyonunun zamana bağlı değişimini veren ifade $C_d(t')$, taşkın ve tarım faaliyetlerinden etkilenmemiş konsantrasyon $C_u(t')$ ile tarım faaliyetlerine maruz kalmış alan $C_c(t')$ konsantrasyonlarını içermektedir. Bu durumda $C_d(t')$ ifadesi (5.2) denklemindeki gibi tanımlanmaktadır (Walling ve He, 1997).

$$C_d(t') = \phi_1 [C_u(t') + \phi_2 C_c(t')] \quad (4.2)$$

Burada ϕ_1 ve ϕ_2 çalışılan bölgeye özgü parametrelerdir. ϕ_2 parametresi tamamen arazi ve toprak kullanımına bağlı bir parametre iken, ϕ_1 parametresi taşkın alanlarındaki son güncel sediment birikiminden hesaplanabilen bir parametredir. Dolayısıyla bu parametrenin hesaplanabilmesi çalışma bölgesine sediment tuzaklarının yerleştirilmiş olması ve taşkınla gelen son sediment birikim olayının gerçekleşmesi gerekmektedir. Çalışma süresi boyunca taşkın olayının gerçekleşmemesi sebebiyle sediment birikim hızları ve sediment oluşum yılları korlardaki ^{137}Cs profil dağılımı metodundan hesaplanmıştır. Taşkın alanlarındaki ^{137}Cs profil dağılımı metodu ise şöyle özetlenebilmektedir:

Taşkın alanlarında sediment tarihlemesi gerçekleştirilirken ^{137}Cs aktivite konsantrasyonunun sediment profili boyunca dağılımı, tarihlemeyi etkileyen en önemli etmendir. Taşkın alanında sediment profilleri hem ^{137}Cs 'nin atmosferik girdisini hem de

taşkınla gelen ilave birikimi içermektedir. Özellikle düşük sediment birikim hızlarının olduğu korlarda sediment profili boyunca ^{137}Cs konsantrasyonu dağılımının şekli oldukça önemlidir. Taşkın alanlarında havza kaynaklı ^{137}Cs konsantrasyonu dağılımının güncel sediment birikimine bağlı olarak tekdüze olduğu düşünülse de deneysel gözlemler aslında dağılımın üstel bir formda olduğunu göstermiştir. Taşkın alanında havza kaynaklı olmayan ve üst üste ilave olarak biriken ^{137}Cs konsantrasyonu fiziksel, kimyasal ve biyolojik olarak çok karmaşık bir sürece sahip olsa da aşağıdaki denklem ile tanımlanmaktadır;

$$\frac{\partial C(z,t')}{\partial t'} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D \frac{\partial C(z,t')}{\partial z} \right] - R' \frac{\partial C(z,t')}{\partial z} - \lambda C(z,t') \quad (4.3)$$

Burada $D(\text{g}^{-2} \text{cm}^{-4} \text{y}^{-1})$ etkin difüzyon katsayısı, $C(z,t')$ z derinliğinde ve t' zamanına karşılık gelen ^{137}Cs konsantrasyonu, $\lambda (\text{y}^{-1})$: ^{137}Cs 'nin bozunma sabiti, $R'(\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1})$ toplam (^{137}Cs) sediment birikim hızıdır. Toplam sediment birikim hızı aşağıdaki eşitlikteki gibi R' ortalama sediment birikim hızı R ve taşkınla gelen sediment birikim hızı R_m 'den oluşmaktadır.

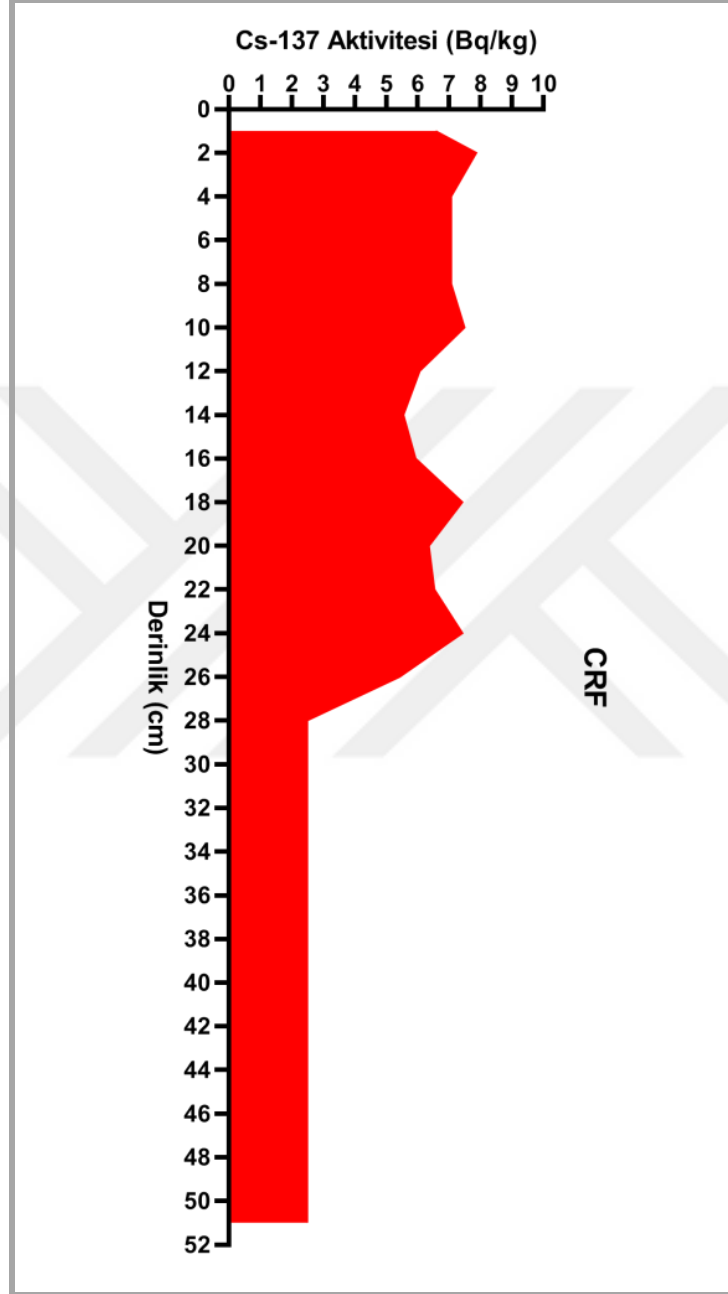
$$R' = R + R_m \quad (4.4)$$

Dilimlenmiş bir sediment korunda R' toplam sediment birikim hızı (sabit olduğu kabul edilir) (4.3) denkleminin çözümünden tahmin edilebilmektedir. ^{137}Cs konsantrasyonları ölçülmüş bir korda ortalama sediment birikim hızı R , toplam sediment birikim hızı R' ve taşkınla gelen sediment birikim hızı R_m 'den (4.4) eşitliği kullanılarak türetilmektedir. Tarihlemede 1963 piki önem arz etmektedir ve bu pikin bulunduğu derinliğe göre sediment birikim hızı hesaplanmaktadır. Ortalama sediment birikim hızı R , 1963 pikine ait toplam kütle derinliği $D_{pk} (\text{g cm}^{-2})$, 1963' den günümüze kadar geçen süre olan $T (\text{y})$ ve R_m taşkınla gelen sediment birikim hızı kullanılarak (4.5) eşitliğindeki gibi tahmin edilebilmektedir (Walling and He, 1997).

$$R = (D_{pk}/T) - R_m \quad (4.5)$$

Meriç taşkın alanında sel sularının en son çekildiği alandan alınan korlardan biri referans olmak üzere (CRF) iki adet korda (S-5 ve S-6) ^{137}Cs tarihleme yapılmıştır. Elde edilen bulgular Çizelge 4.5-4.7 ve Şekil 4.3- 4.5 altında sunulmuştur.

Şekil 4.3’de verilen CRF Referans korunda ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu dikey dağılım profilinde, 1986 Çernobil pikinin yüzeyden 10 cm, 1963 pikinin 18 cm ve 1954 pikinin 24 cm derinlikte olduğu gözlenmektedir.



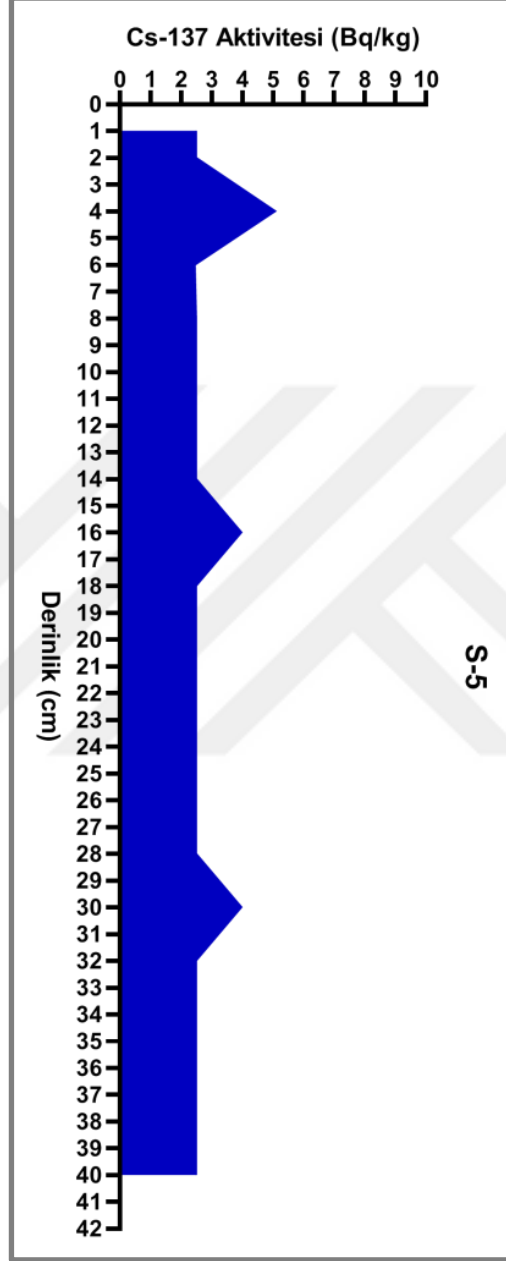
Şekil 4.3 CRF Referans korunda ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu dikey dağılım profili

Çizelge 4.5’de verilen CRF Referans korunda, kütle derinlik değerleri kullanılarak, toplam envanter $429.71 \text{ mBq cm}^{-2}$ olarak hesaplanmıştır. 1963 piki esas alınarak ortalama sedimantasyon hızı, bu derinlik için kütle derinlik ($57, 62 \text{ gcm}^{-2}$) değeri kullanılarak, $0,228 \text{ gcm}^{-2} \text{ y}^{-1}$ olarak hesaplanmıştır.

Çizelge 4.4 CRF Referans korunda ^{137}Cs envanteri, sediment oluşum yılı ve sedimentasyon hızı

Derinlik (Cm)	Kütle Derinliği (gcm^{-2})	Envanter (mBq cm^{-2})	Sediment Oluşum Yılı	Sedimentasyon Hızı ($\text{gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$)
top	2,65	34,96	2019	0,187
2	7,32	36,80	2012,4	0,187
4	11,83	31,96	2005,8	0,187
6	16,16	30,66	1999,2	0,187
8	20,42	30,15	1992,6	0,187
10	25,15	30,92	1986	0,187
12	29,30	25,22	1980,2	0,215
14	34,50	28,89	1974,4	0,215
16	39,38	29,05	1968,6	0,215
18	43,57	31,16	1962,8	0,215
20	48,59	31,97	1959,8	0,411
22	53,50	32,16	1956,8	0,411
24	57,62	30,63	1953,8	0,411
26	62,25	-		
28	66,76	-		
30	71,69	-		
32	76,45	-		
34	80,80	-		
36	85,22	-		
38	90,65	-		
40	90,65	-		
42	95,09	-		
44	105,18	-		
46	112,94	-		
48	115,49	-		
50	118,23			
Toplam	1561,40	429,71	Ort. Sedimentasyon hızı (1954'e göre)=	0,228

Şekil 4.4'de Taşkın alanından sağlanan S-5 koru için verilen derinlik dikey dağılımında ^{137}Cs aktivite konsantrasyonlarının yüzeyden 4 cm, 16 cm ve 30 cm derinlikte pik verdiği gözlenmektedir. Çizelge 4.5'da verildiği üzere, ilgili korda toplam ^{137}Cs envanteri 279,04 mBq cm^{-2} olarak bulunmuştur. Sulu tarıma dayalı pirinç ziraatının yapıldığı bu alanda radyosezyumun sediment profilinde çökme sonrası yeniden dağılım potansiyelini hesaba katılması gerekmektedir. Bu proses, 1963 pikinin derinliğini ve ^{137}Cs 'nin bulunduğu maksimum derinliği etkileyebilmektedir. Bu doğrultuda, pulluk derinliği altında kalan (<17-18cm) pikler dikkate alınmamıştır. S-5 korunda 30 cm'de gözlenen 1954 piki referans alınarak ortalama sedimentasyon hızı ($0,285 \text{ gcm}^{-2} \text{ y}^{-1}$) tayin edilmiştir.

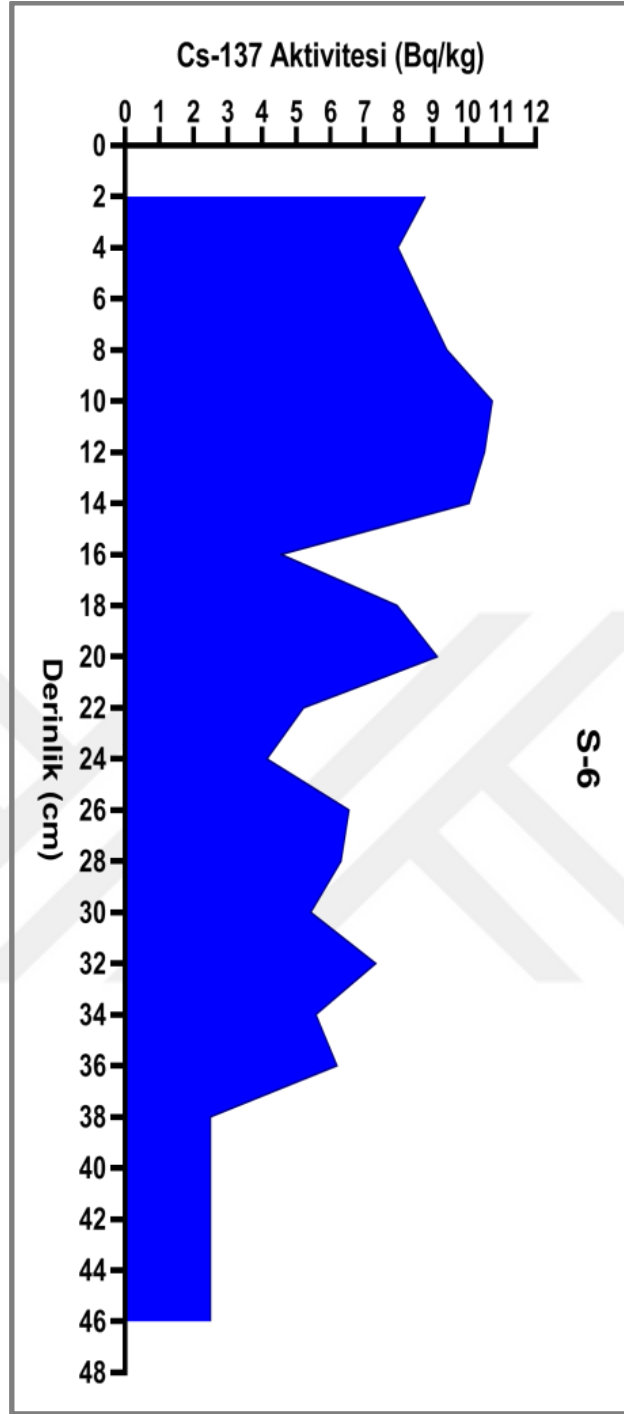


Şekil 4.4 Taşkın alanından sağlanan S-5 kuru için ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu dikey dağılım profili

Çizelge 4.5 Taşkın alanından sağlanan S-5 kuru için ^{137}Cs envanteri, sediment oluşum yılı ve sedimantasyon hızı

Derinlik (Cm)	Kütle Derinliği (gcm^{-2})	Envanter (mBq cm^{-2})	Sediment Oluşum Yılı	Sedimantasyon Hızı ($\text{gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$)
2	5,02	12,55	2014,6	0,285
4	10,29	13,18	2010,2	0,285
6	14,36	20,72	2005,8	0,285
8	19,52	12,70	2001,4	0,285
10	23,77	10,63	1997	0,285
12	28,72	12,37	1992,6	0,285
14	34,60	14,69	1988,2	0,285
16	39,26	11,66	1983,8	0,285
18	44,78	21,99	1979,4	0,285
20	49,74	12,40	1975	0,285
22	53,95	10,52	1970,6	0,285
24	59,50	13,88	1966,2	0,285
26	64,29	11,98	1961,8	0,285
28	69,32	12,57	1957,4	0,285
30	74,09	11,93	1953	0,285
32	78,41	17,23		0,285
34	82,77	10,89		0,285
36	87,27	11,26		0,285
38	91,95	11,70		0,285
40	96,85	12,25		0,285
42	101,63	11,95		0,285
Toplam	1130	279,04	Ort. Sedimantasyon hızı (1954'e göre)= 0,285	

Şekil 4.5 'de S-6 kuru ^{137}Cs aktivite konsantrasyonları profil dağılımında, yüzeyden 10 cm aşağıda 1986 piki, yüzeyden 20 cm aşağıda 1963 piki ve yüzeyden 32 cm aşağıda 1954 piki gözlenmiştir. Çizelge 4.6'den görüleceği üzere S-6 korunda toplam ^{137}Cs envanteri $736,95\text{mBq cm}^{-2}$ olarak hesaplanmıştır. Tarihlemede 1954 piki esas alınarak ortalama sedimantasyon hızı/ sediment birikim **$0,304\text{ gcm}^{-2}\text{ y}^{-1}$** olarak hesaplanmıştır.



Şekil 4.5 Taşkın alanından sağlanan S-6 kuru için ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu dikey dağılım profili

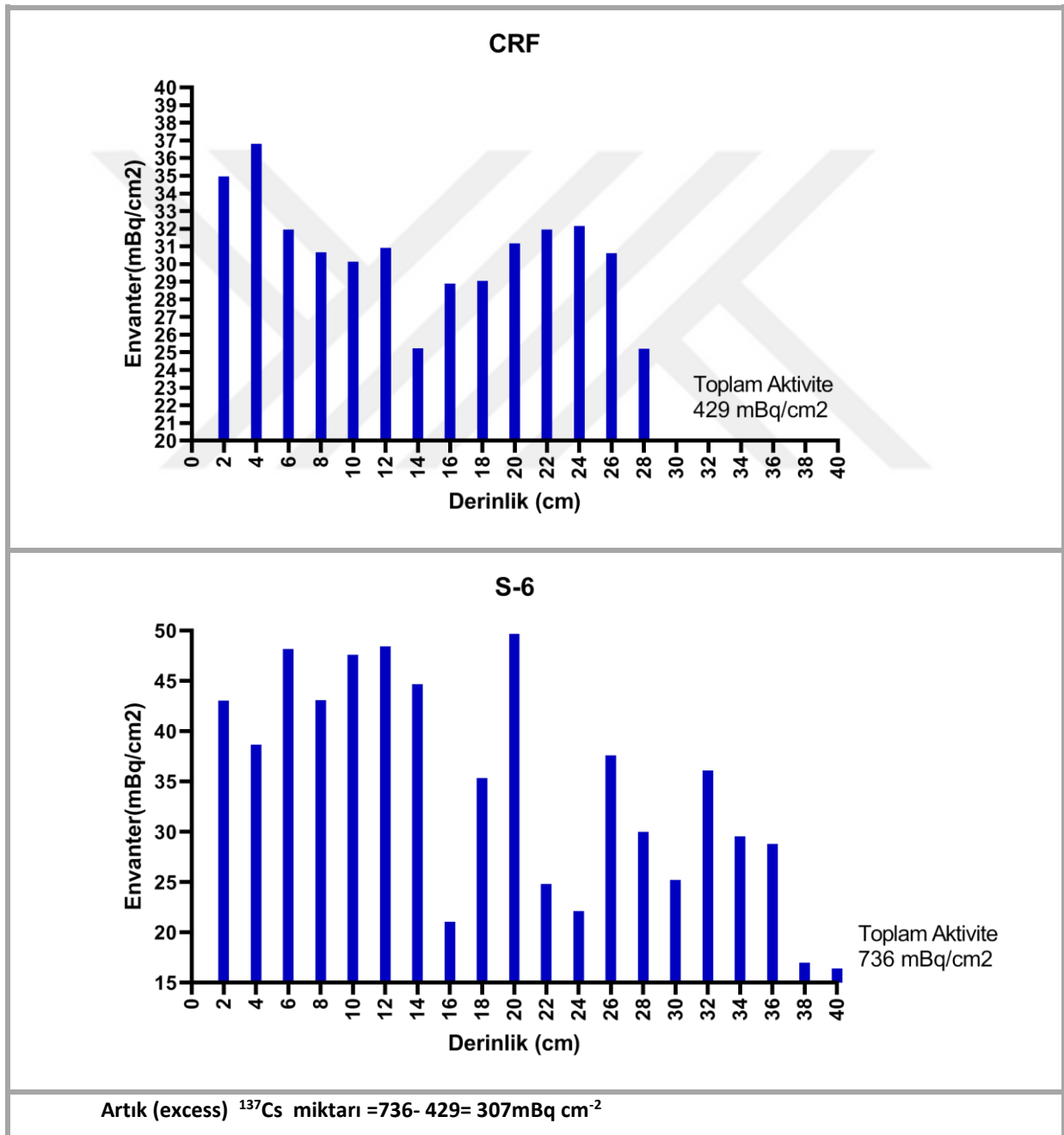
Çizelge 4.6 Taşkın alanından sağlanan S-6 kuru için ^{137}Cs envanteri, sediment oluşum yılı ve sedimentasyon hızı

Derinlik (Cm)	Kütle Derinliği (gcm^{-2})	Envanter (mBq cm^{-2})	Sediment Oluşum Yılı	Sedimentasyon Hızı ($\text{gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$)
2	5,02	43,05	2013,5	0,224
4	9,87	38,67	2008	0,224
6	15,41	48,15	2002,5	0,224
8	19,99	43,07	1997	0,224
10	24,42	47,58	1991,5	0,224
12	29,02	48,42	1986	0,224
14	33,46	44,67	1980,2	0,214
16	38,07	21,07	1974,4	0,214
18	42,51	35,35	1968,6	0,214
20	47,95	49,66	1962,8	0,214
22	52,71	24,81	1961,3	0,824
24	58,04	22,12	1959,8	0,824
26	63,77	37,60	1958,3	0,824
28	68,52	30,00	1956,8	0,824
30	73,16	25,21	1955,3	0,824
32	78,08	36,08	1953,8	0,824
34	83,37	29,52	1952,3	0,824
36	88,02	28,80		
38	92,87	16,99		
40	97,57	16,43		
42	102,32	16,65		
44	107,07	16,60		
46	111,76	16,43		
Toplam	1342,97	736,95	Ort.Sedimentasyon hızı (1954'egöre)= 0,304	

4.4 Taşkın Alanında ^{137}Cs Derinlik Profillerinde Genleşme ve Sedimentasyon Hızı Tayini (Alternatif Yaklaşım)

^{137}Cs kil ve organik partiküllere geri dönülemez şekilde kuvvetle absorbe olmaktadır. Bu radyonüklitin toprak ve sediment üzerine adsorpsiyonu çok hızlıdır ve bozulmamış toprak profillerindeki dağılımı üstel azalım göstermektedir. Diğer yandan, ^{137}Cs sürülmüş işlenmiş topraklarda, pulluk derinliğinde uniform dağılım göstermektedir. ^{137}Cs ile rekabet eden Na, K ve H gibi iyonların varlığında ^{137}Cs adsorbsiyonunda hafifçe düşmektedir. Bununla birlikte, toprak ve sediment örneklerinde adsorbe edilen ^{137}Cs 'nin ancak %1'i ortadan kaldırmak için çeşitli asit ve bazların kullanıldığı çalışmalarda, ^{137}Cs 'nin toprak/sediment partikülleri ile ^{137}Cs arasındaki kuvvetli adsorbsiyon olduğu ve kimyasal proseslerden ^{137}Cs 'nin etkilenmediği gözlenmiştir. ^{137}Cs 'nin parçacık reaktif özellikleri ve uzun yarı ömrü, fisyon ürünleri içindeki bolluğu ve yüksek gama enerjisi çevresel örneklerde bu radyonüklit aktivitesinin ölçülmesini kolaylaştırmakta ve herhangi bir kimyasal çöktürme, ayırma işlemi gerektirmemektedir.

Sudaki ^{137}Cs 'nin temel kaynağı, doğrudan atmosferik depozisyon ve erozyona uğrayan toprak partiküllerinin suya girişidir. Su yüzeyine deposit olan ^{137}Cs , sedimentasyon prosesinin parçası olan süspansiyon partiküller tarafından adsorbe olur. Bu nedenle, radyosezyumun taşınması, öncelikle sediment parçacıklarının aşınması, taşınması ve birikmesi ile ilişkilidir ve erozyon ve sedimentasyon gibi fiziksel proseslerin çalışılmasında ^{137}Cs iyi bir izleyici olarak kullanılmaktadır. Bu doğrultuda, ^{137}Cs 'nin zamansal dağılımı erozyon ve sedimentasyon hızı ve karakteristikleri üzerine kantitatif bilgi edinmemizi sağlamaktadır.



Şekil 4.6 S-6 kuru ve taşkın su baskını seviyesinin üzerinde yer alan referans alandan elde edilen CRF kuru ^{137}Cs envanter profilleri (mBqcm⁻²)

Atmosferik serpintiye dayalı olarak ^{137}Cs 'nin,, taşkın yatağı yüzeyine girişi belirlenebilirse, taşkın alanı sediment profillerinde ^{137}Cs içeriğinin karşılaştırılması mümkün olacaktır. Bu temel girdi, nehir havzası boyunca aşınmış sedimentin biriktiği alanların belirlenmesi için bir araç sağlayacaktır (bu alanlar artan ^{137}Cs içeriği sergileyecektir).

Şekil 4.6'da taşkın yatağında yer alan S-6 kuru ve taşkın yatağının yakınında minimum eğime sahip, ancak taşkın su baskını seviyesinin üzerinde yer alan referans alandan elde edilen CRF kuru ^{137}Cs envanter profilleri (mBqcm^{-2}) karşılaştırılmak üzere verilmiştir (S-5 kuru ^{137}Cs profil dağılımı \ll ^{137}Cs aktivite konsantrasyonları nedeni ile tarihlere uygun olmadığı için verilmemiştir). Bu karşılaştırmada, bozulmuş bir . Söz konusu şekilde, Çizelge 4.5 ve 4.7'de verilen ^{137}Cs envanterleri kullanılmıştır.

Bozulmamış bitişik bir referans alanla karşılaştırılan bu profillerde "uzama derecesi/ genleşme, yani serpinti pik derinliklerinin değişmesi, sediment birikim hızı üzerine bilgi sağlayacaktır (Walling and Bradley, 1989). Bu doğrultuda, Referans kor CRF'de 1954 piki 26 cm gözlenirken, S-6 korunda artık (excess) ^{137}Cs nedeni ile uzayan/ genleşen profilde 32 cm'de gözlenmektedir.

Bu hesaplamalarda, süspanse sedimentlerdeki ^{137}Cs içeriğinin, atmosferik serpinti ile taşkın yatağı üzerine giren sezyum ile doğru orantılı olduğu varsayılmaktadır. Süspanse sedimentlerde saptanan ^{137}Cs atmosferik girişinde 1954 için bozunum zamanı düzeltmesi yapıldığında, artık seviyeden sediment depozisyon/ sediment birikim hızı/ sedimentasyon hızı tayin edilebilmektedir. Bu doğrultuda 117Y093 No'lu proje kapsamında, Meriç Nehri süspanse sedimentlerinde saptanan ortalama ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu kullanılarak ve bozunum düzeltmesi yapılarak atmosferik serpinti sezyum girişi yaklaşık 9 mBq g^{-1} hesaplanmıştır (Yaprak vd., 2021) .

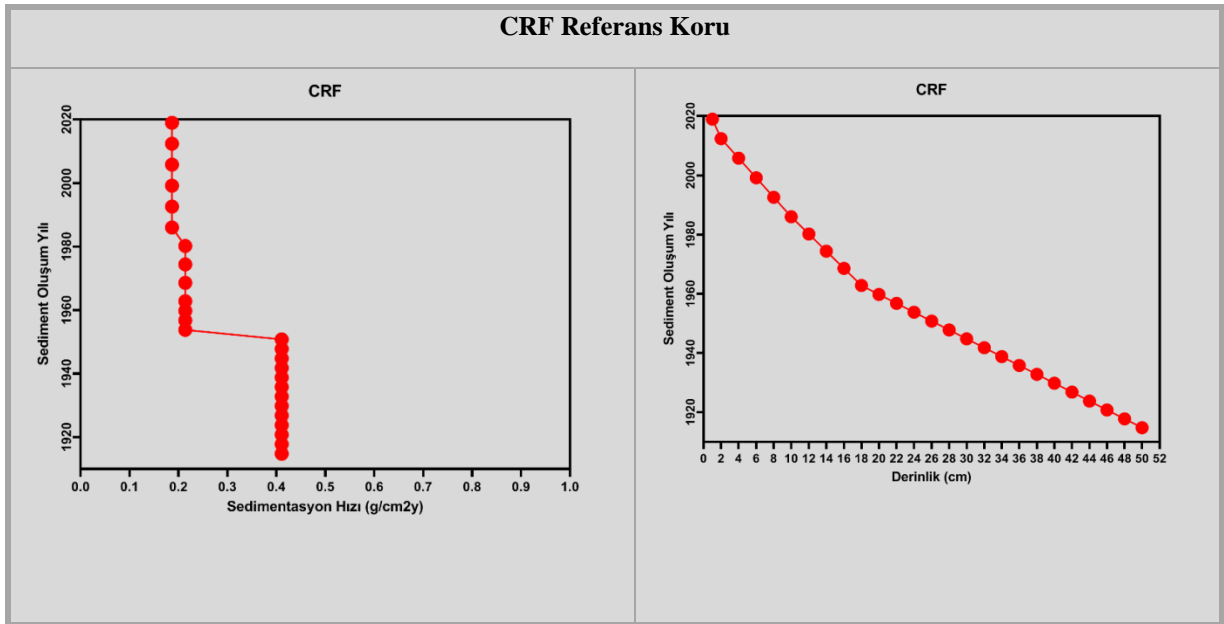
CRF Referans kuru ile S-6 kuru karşılaştırıldığında, artık (excess) ^{137}Cs seviyesi “ $736- 429= 307\text{mBq cm}^{-2}$ ”, atmosferik girişe bölündüğünde son 65 yıl için, Meriç Taşkın Alanında sediment depozisyonu 34 gcm^{-2} ve sediment kütle birikim hızı $0,52 \text{ gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$ olarak tahmin edilmektedir. Alternatif yaklaşım ile bulduğumuz sediment kütle birikim hızı, Çizelge 4.7'den görüleceği üzere ortalama sedimentasyon hızı üzerine yaklaşık bilgi sağlamaktadır.

5.SONUÇ VE ÖNERİLER

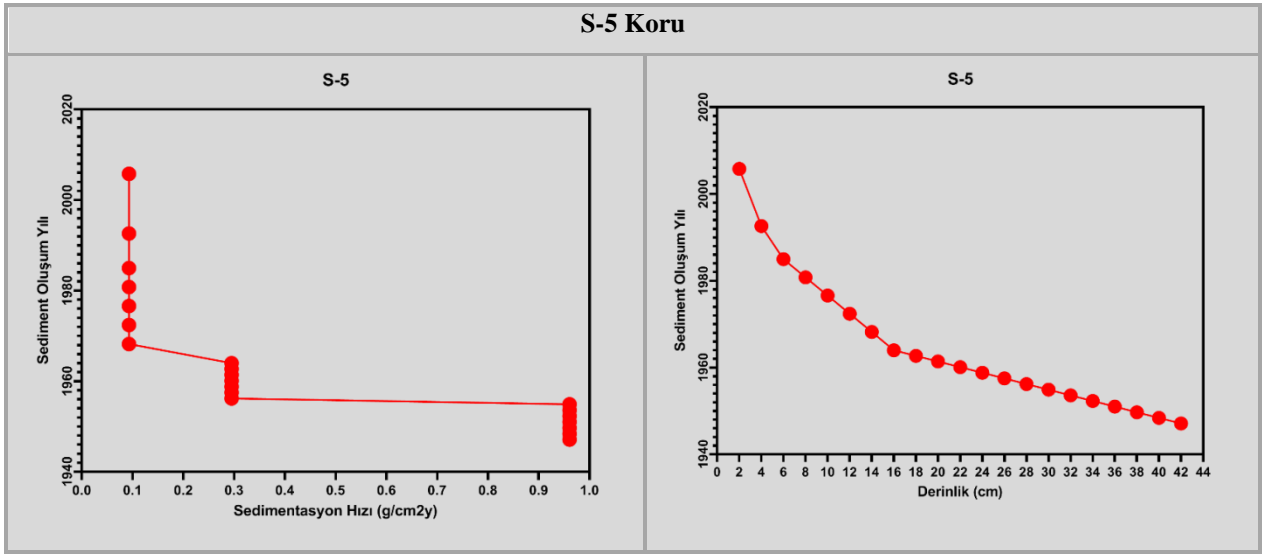
Sunulan çalışmada, Meriç taşkın alanında sediment birikim hızı ^{137}Cs tekniği kullanılarak tayin edilmiştir. Bu kapsamda;

- Meriç taşkın alanı yakınında erozyon olmayan bir sahadan sağlanan CRF Referans kuru ve taşkın yatağında yer alan S-5 ve S-6 korlarında, ^{137}Cs ve doğal radyonüklit dikey dağılım profilleri elde edilmiş,
- Her bir kor için ^{137}Cs envanteri (mBqcm^{-2}), dikey dağılım profilleri kullanılarak hesaplanmış,
- Sediment korlarında ^{137}Cs tekniği ile sediment oluşum yılı ve sediment kütle birikim hızı tayin edilmiş ve elde edilen bulgular aşağıda verilmiştir.

Bu çalışmada, sediment birikim hızı/sedimentasyon hızları 1963 serpinti pikinin yanı sıra 1986 Çernobil ve 1954 serpinti pikleri de değerlendirilerek elde edilmiştir (Çizelge 4.5-4.7). Bu doğrultuda, sediment oluşum kronolojisi ve sedimentasyon hızları ($\text{gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$) Şekil 5.1 -5.3'de çalışma altındaki korlar için verilmiştir. İncelenen korların hepsinde 1986, 1963 ve 1954 pikleri gözlenmiştir.

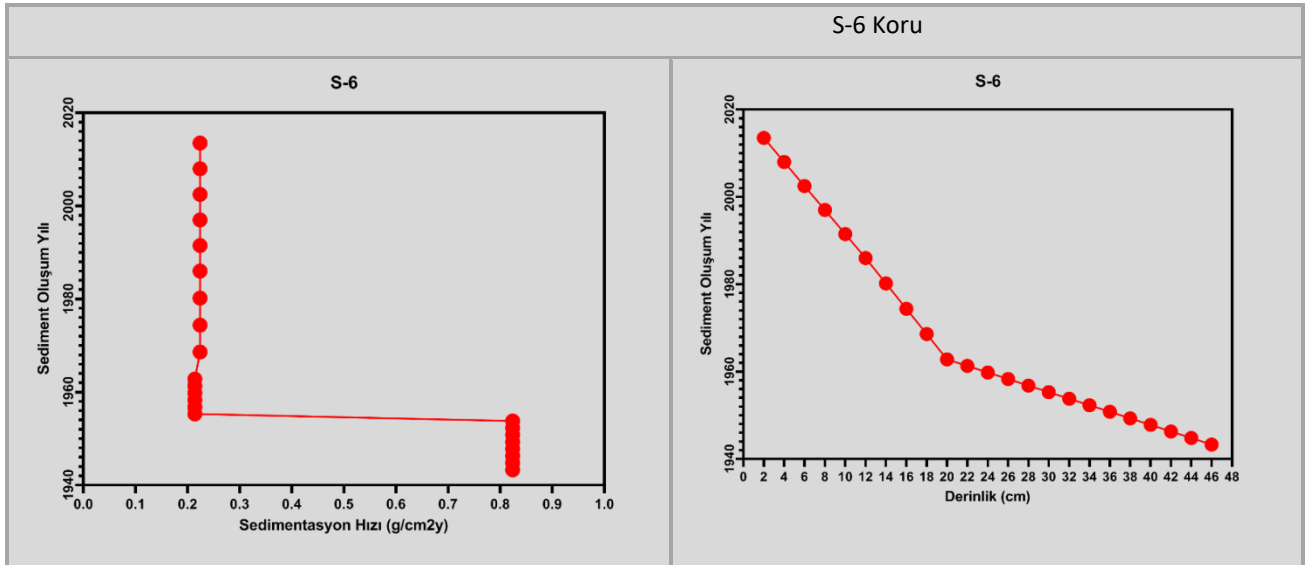


Şekil 5.1 Referans Kor CRF için sediment oluşum kronolojisi ve sedimentasyon hızları



Şekil 5.2 S-5 Kuru için sediment oluşum kronolojisi ve sedimantasyon hızları

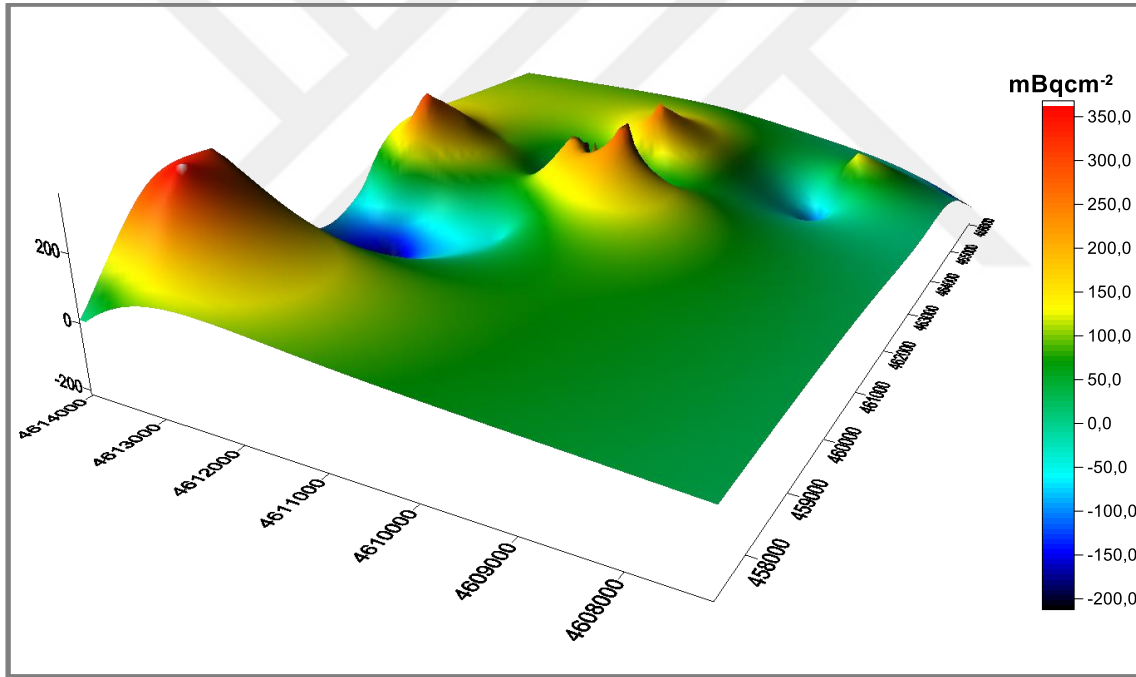
Sediment birikim hızı hesaplanırken 1954 yılına karşılık gelen derinlik ile 1963 pikine karşılık gelen derinlik arasında sediment birikim hızı, 1954 pikine göre hesaplanmıştır. 1963-1986 arasındaki sediment birikim hızı, 1963 piki referans alınarak hesaplanmıştır. Son olarak çalışma altındaki kurlarda, 1986'dan örnek alma tarihine (2019) kadar olan sediment birikim hızı, 1986 pikine göre belirlenmiştir.



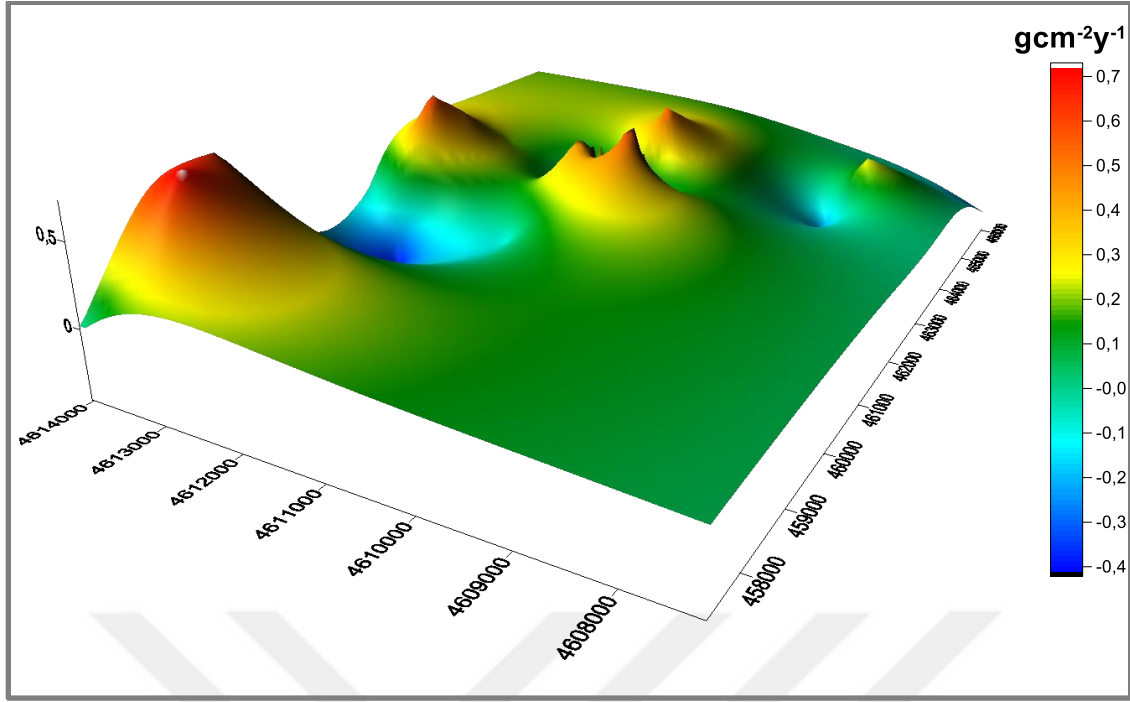
Şekil 5.3 S-6 Kuru için sediment oluşum kronolojisi ve sedimantasyon hızları

İlgili şekillerden görüleceği üzere, sediment korlarında üç farklı sediment kütle birikim hızı elde edilmiştir. Elde edilen bu verilere dayalı olarak hesaplanan ortalama sedimentasyon hızları $0,272 \text{ gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$ aralığındadır ve literatürlerde yer alan farklı taşkın alanlarındaki sedimentasyon hızları ile karşılaştırılabilir seviyededir (Yaprak vd., 2021, p.117).

Bu çalışmada, ayrıca alternatif bir yaklaşımla atmosferik ^{137}Cs serpinti girişi kullanılarak, ^{137}Cs derinlik profillerinde genişlemeye dayalı sediment depozisyonu belirlenmiştir. Bu doğrultuda referans korun 1963 pikine karşılık gelen envanter kullanılarak, artık (excess) ^{137}Cs (mBqcm^{-2}) envanteri, 117Y093 No'lu proje kapsamında tüm Meriç taşkın alanından sağlanan bulk sediment örnekleri (^{137}Cs aktivitesinin gözlenmediği yüzeyden 32 cm derinlikte alınmıştır) için hesaplanmıştır. Elde edilen veriler Şekil 5.4 ve 5.5'de Meriç taşkın alanı için haritalandırılmıştır.



Şekil 5.4 Meriç taşkın alanı sediment depozisyonunda, Referans ^{137}Cs envanteri (mBqcm^{-2}) üzerinde artık ^{137}Cs envanteri dağılım haritası



Şekil 5.5 Meriç taşkın alanında alternatif yaklaşımla hesaplanan sediment kütle birikim hızı dağılım haritası

Meriç taşkın alanının tümü üzerinde, referans seviyenin üzerinde artık ^{137}Cs envanteri (mBqcm^{-2}) ile sediment kütle birikim hızları dağılım haritalarının açıkça örtüştüğü gözlenmektedir. Bu veriler, son 50-60 yıl için sediment taşınımının ve birikiminin olduğu alanları net olarak ortaya koymaktadır. İlgili haritalarda maksimum sediment kütle birikim hızının $7-8 \text{ kgm}^{-2}\text{y}^{-1}$ olduğu görülmektedir.

^{137}Cs tekniği, sedimantasyon hızını ölçen diğer konvansiyonel tekniklere karşı bazı avantajlara sahiptir. Bu anlamda tek bir sediment profilinden, tekrarına gerek kalmadan yukarıda verilen alternatif yaklaşımda sedimantasyon hızı ölçülebilmektedir. Öte yandan, taşkın alanlarındaki sedimantasyon hızı tayininde ^{210}Pb (denge üstü) ölçümleri de kullanılmaktadır. Bu ölçümler temelde ^{137}Cs ölçümleri ile benzer prensiplere dayanmakta, ancak birkaç önemli fark ile ^{137}Cs tekniğinden ayrılmaktadır.

^{210}Pb doğal bir radyonüklittir ve ^{137}Cs 'den farklı olarak yıllık atmosferik akısı sabit kabul edilmektedir. Bu nedenle, ^{137}Cs tekniği ile tarihlemeye sezyumun doğaya giriş tarihleri olan 1954, 1963 ve 1986 piklerini görebilmek önem kazanırken, ^{210}Pb tekniğinde sediment kuru boyunca, ^{226}Ra 'dan saptanan dengede ^{210}Pb konsantrasyonunun sağlandığı noktaya kadar olan değişimler önemli olmaktadır. Her iki teknikte göller ve denizel ortamlardaki sediment

birikimini tahmin etmek amaçlı türetilmesine rağmen, taşkın alanlarında ^{210}Pb tarihleme tekniği bir takım düzeltmelere ve parametrelere ihtiyaç duymaktadır. Özellikle, taşkın alanlarında, sediment doğrudan atmosfer açık olduğundan, ^{210}Pb tarihlemede kullanılan modellerin geçerliliği için mutlaka bağımsız bir kronoloji ile desteklenmesi veya ^{137}Cs kronolojisi ile birlikte kullanılması önerilmektedir (Yaprak vd., 2021).

Bu çalışmada bir çok taşkın alanında olduğu gibi ^{137}Cs tekniği, Meriç taşkın alanına başarı ile uygulanmış, sedimantasyon hızları tayin edilmiş ve tarihlendirilmiştir (30-60yıl). Ayrıca, bütün taşkın alanını kapsayacak şekilde ^{137}Cs envanteri ve sediment kütle birikim hızlarına dayalı sediment taşınımı ve birikimi haritalanmış ve olası bir taşkın için veri tabanı sağlanmıştır.



KAYNAKLAR DİZİNİ

Walling D.E.,1996, Use of fallout ^{137}Cs in investigations of overbank sediment deposition on river floodplains, Exeter EX4 4R J, UK 263-282.

Zapata F., 2003, The use of environmental radionuclides as tracers in soil erosion and sedimentation investigations: recent advances and future developments Wagramer Strasse 5, A-1400 Vienna, Austria 9-25.

L. Mabit , M. Benmansour , D.E. Walling, 2008, Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides ^{137}Cs , ^{210}Pb and ^7Be for assessing soil erosion and sedimentation, 1799-1808.

D. E. Walling & He Qingping, 1992 Interpretation of caesium-137 profiles in lacustrine and other sediments: the role of catchment-derived inputs, Exeter EX4 4RJ, UK, 220-225.

Philip N. Owens a, Desmond E. Walling a, Graham J.L. Leeks, 1999 Use of floodplain sediment cores to investigate recent historical changes in overbank sedimentation rates and sediment sources in the catchment of the River Ouse, Yorkshire, UK 22-45.

D. E. WALLING and Q. HE, INVESTIGATING SPATIAL PATTERNS OF OVERBANK SEDIMENTATION ON RIVER FLOODPLAINS .

D.E. Walling , Q. He, 1998, The spatial variability of overbank sedimentation on river floodplains, Exeter, EX4 4RJ, UK 210-220.

A.L. Collins a, * , D.E. Walling a, G.J.L. Leeks, 1997, Use of the geochemical record preserved in floodplain deposits reconstruct recent changes in river basin sediment sources, Exeter, Devon, EX44RJ, UK 151-160.

Jerry C. Ritchie, 2008, BIBLIOGRAPHY OF PUBLICATIONS OF $^{137}\text{CESIUM}$ STUDIES RELATED TO EROSION AND SEDIMENT DEPOSITION, USA.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

P. Du D.E. Walling, 2012 Using ^{210}Pb measurements to estimate sedimentation rates on river floodplains, University of Exeter, UK.

Philip N. Owens & Desmond E. Walling, 2003, Temporal changes in the metal and phosphorus content of suspended sediment transported by Yorkshire rivers, U.K. over the last 100 years, as recorded by overbank floodplain deposits, Cranfield University, North Wyke, Devon EX20 2SB, U.K..

IAEA, 2014, Guidelines for Using Fallout Radionuclides to Assess Erosion and Effectiveness of Soil Conservation Strategies, 29-55.

D. E. Walling & P. N. Owens, 2003, The role of overbank floodplain sedimentation in catchment contaminant budgets, 85-90.

Malkaralı S., 2020, “DSĞ 11. Bölge Müdürlüğü Taşkın Semineri”.

Du, J.Z., Zhang J., Baskaran M. 2011. “Applications of Short-Lived Radionuclides (^{137}Cs and ^{234}Th) to Trace the Sources, Transport Pathways, and Deposition of Particles/Sediments in Rivers, Estuaries and Coasts”, In: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Ed: Baskaran, M. Springer, 305-330.

Yaprak G., 2021, Meriç Nehri Taşkın Alanında Güncel ve Yakın Dönem Sediment Birikiminin ^7Be , ^{137}Cs ve ^{210}Pb Radyonüklitleri Kullanılarak Değerlendirilmesi, izmir.

Yaprak, G., 1995, Radyoaktif Mineral İçeren Örneklerin Gama Spektroskopik analizlerinde Matris Etkisi ve Self Absorbsiyon için Bir Düzeltme Yönteminin Geliştirilmesi, E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı Doktora Tezi, Tez, İzmir.

Ivanovich M, Harmon RS (1992), Uranium-series disequilibrium, “Ivanovich M, Harmon RS (eds) Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences. 2nd Ed.” Clarendon Press, Oxford, pp. 909.

KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)

Porcelli D., Baskaran M. (2012), An Overview of Isotope Geochemistry in Environmental Studies, “ Handbook of Environmental Isotope Geochemistry eds by Baskaran M., Springer Berlin, Heidelberg,pp. 944.

Yaprak, G., Aytas, Ş., Sert, İ., Candan, O., Yaşar, D., Sazak H.S., Kınca, C. Yuşan, S. ve Malkaralı, S., Kurucu Y. (2021), Meriç Nehri Taşkın Alanında Güncel ve Yakın Dönem Sediment Birikiminin ^7Be , ^{137}Cs ve ^{210}Pb Radyonüklitleri Kullanılarak Değerlendirilmesi, TÜBİTAK Proje No: 117Y093.

Designation: E 181 – 98 (Reapproved 2003), Standard Test Methods for Detector Calibration and Analysis of Radionuclides;

IAEA-TECDOC-1401 (2004), Quantifying uncertainty in nuclear analytical measurements.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın planlanmasında ve yürütülmesinde bilgisini, zamanını, kaynaklarını benimle paylaşan, takıldığım konularda rahatlıkla akıl danışabileceğim, her zaman çözüm önerileri ile bana yol gösteren değerli tez danışmanım Sayın Prof. Dr. Günseli YAPRAK'a çok teşekkür ederim.

Bu tez 'Meriç Nehri Taşkın Alanında Güncel ve Yakın Dönem Sediment Birikiminin ^7Be , ^{137}Cs ve ^{210}Pb Radyonüklitleri Kullanılarak Değerlendirilmesi' isimli TÜBİTAK 117Y093 No'lu proje altında gerçekleştirildiği için, Proje Yürütücüsü Sayın Prof. Dr. Günseli YAPRAK'a ve araştırma ekibine teşekkürlerimi sunarım. Ayrıca tarihleme çalışmalarında büyük katkılarından dolayı Doç.Dr.İlker SERT'e, laboratuvar ve yazım aşamasındaki yardımları için; Doç.Dr. Berkay CAMGÖZ'e , Doktor Öğretim Üyesi Caner TAŞKÖPRÜ'ye, Doktora Öğrencisi N.İrem Elek'e çok teşekkür ederim.

01 / 08 / 2023

İmzası

Burak OLUÇAY

ÖZGEÇMİŞ

2010 – 2014 yılları arasında MANİSA Anadolu Teknik Lisesi'nde okudu. 2014 yılında girdiği Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik Bölümü'nden 2020 yılında mezun oldu. 2020 yılında başladığı E.Ü. Nükleer Bilimleri Enstitüsü Nükleer Anabilim Dalı'ndaki yüksek lisans eğitimi devam etmektedir.

