EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

(YÜKSEK LİSANS TEZİ)

KÜÇÜK MENDERES HAVZASI TOPRAKLARINDA RADON DİFÜZYON KATSAYILARININ BELİRLENMESİ

Caner TAŞKÖPRÜ

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ

Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Bilim Dalı Kodu: 622.01.01
Sunuş Tarihi: 30.04.2014

Bornova-İZMİR

2014

Caner TAŞKÖPRÜ tarafından Yüksek Lisans tezi olarak sunulan "Küçük Menderes Havzası Topraklarında Radon Difüzyon Katsayılarının Belirlenmesi" başlıklı bu çalışma E.Ü. Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği ile E.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Eğitim ve Öğretim Yönergesi'nin ilgili hükümleri uyarınca tarafımızdan değerlendirilerek savunmaya değer bulunmuş ve 30.04.2014 tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği/oyçokluğu ile başarılı bulunmuştur.

Jüri Üyeleri:		**İmza**
Jüri Başkanı	**: Prof. Dr. Aysun UĞUR GÖRGÜN**	.....
Raportör Üye	**: Yard. Doç. Dr. Coşkun HARMANŞAH**	.....
Üye	**: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ**	.....

EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

ETİK KURALLARA UYGUNLUK BEYANI

E.Ü. Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin ilgili hükümleri uyarınca Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum "*Küçük Menderes Havzası Topraklarında Radon Difüzyon Katsayılarının Belirlenmesi*" 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.

30 / 04 / 2014

Caner TAŞKÖPRÜ

ÖZET

KÜÇÜK MENDERES HAVZASI TOPRAKLARINDA RADON DİFÜZYON KATSAYILARININ BELİRLENMESİ

TAŞKÖPRÜ, Caner

Yüksek Lisans Tezi, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı
Tez Danışmanı: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ
Nisan 2014, 83 sayfa

Toprakta radon çıkışlarını etkileyen birçok faktör bulunmaktadır. Bazen radon konsantrasyonu, toprak yapısına ve yer kabuğu hareketlerine göre değişim göstermektedir. Bu değişimin hangisinden kaynaklandığını belirlemek olası deprem tahmin çalışmalarına fayda sağlayacaktır. Bu çalışmada, İzmir-Bayındır bölgesindeki jeotermal alanlardaki büyük toprak gruplarında toprak gazı radon çıkışları incelendi. Toprakların fiziksel ve kimyasal özelliklerinin radon çıkışları ile olan ilişkileri istatistiksel olarak analiz edildi. Çalışma alanında üç büyük toprak grubunda toplam altı istasyon oluşturuldu ve radon ölçümleri bir yıl boyunca periyodik olarak alındı. Toprak gazı radon ölçümleri LR-115 Tip 2 nükleer iz kazıma dedektörleri ile gerçekleştirildi. Ayrıca bölgeden toplanan toprak örneklerinde doğal radyoaktivite düzeyleri NaI(Tl) gama spektroskopi sistemi kullanılarak belirlendi.

Çalışma sonucunda toprak gazı radon konsantrasyonlarının 0,17 ile 15,18 kBq m^{-3} arasında değiştiği ve en yüksek konsantrasyonun 2 nolu istasyonda (I-2) elde edildiği görüldü. Bölgedeki en yüksek radon konsantrasyonu Kireçsiz Kahverengi topraklarda ve toprağın C2 yatay katmanında tayin edilmiştir. Elde edilen radon değerleri kullanılarak radon difüzyon katsayıları hesaplanmıştır. Difüzyon katsayılarının 0,04 ile $6{,}79 \times 10^{-6}$ m^2s^{-1} değiştiği gözlendi. Toprak örneklerindeki ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonlarının sırasıyla 16,4 ile 73,0 Bq/kg, 15,8 ile 45,4 Bq/kg ve 225,0 ile 545,2 Bq/kg arasında değiştiği belirlendi. Elde edilen sonuçlara göre 2 nolu (I-2) istasyonda radon konsantrasyonlarının Kireçsiz Kahverengi toprakta değişim gösterdiği ve bunun bölgede meydana gelen sismik aktivite ile olan ilişkilere daha uygun olduğu görülmüştür.

Anahtar sözcükler: Radon, Difüzyon Katsayısı, Radyoaktivite, LR-115 Tip 2

ABSTRACT

DETERMINATION OF RADON DIFFUSION COEFFICIENTS IN SOILS OF THE KÜÇÜK MENDERES BASIN

TAŞKÖPRÜ, Caner

MSc in Nuclear Sciences
Supervisor: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ
April 2014, 83 pages

There are several factors which affect the radon exhalations. Radon concentration sometimes changes due to soil structure and earth movements. Determining the source of this change will be useful for potential earthquake prediction studies. In this study, the radon exhalations in the soil gas were analyzed in the geothermal fields in the Izmir-Bayındır region. Relations between physical and chemical features of soils and the radon exhalations were statistically analyzed. In the field, six stations in three big soil groups were constituted and radon measurements were periodically taken for one year. The soil gas radon measurements were carried out by using LR-115 Type II nuclear track detectors. In addition, the NaI(Tl) Gamma-Ray Spectroscopy system was used to determine natural radioactivity levels in the soil samples from the region.

As a result of the study, it was seen that the soil gas radon concentrations changed between 0,17 and 15,18 kBq m^{-3} and the highest concentration was obtained in the number 2 (I-2) station. The highest radon concentration was designated on the Limeless Brown soils and on the C2 horizontal soil layer. The radon diffusion coefficients were measured by using the obtained radon values. It was observed that diffusion coefficients change between 0,04 and $6{,}79 \times 10^{-6}$ $m^2 s^{-1}$. It was determined that ^{226}Ra, ^{232}Th and ^{40}K concentrations in the soil samples changed respectively between 16,4 and 73,0 Bq/kg, 15,8 and 45,4 Bq/kg and 225,0 and 545,2 Bq/kg. According to the obtained results, the radon concentrations in the Limeless Brown soil change in the station number 2 (I-2) and this is more suitable to the seismic activity relations occurred in the region.

Keywords: Radon, Diffusion Coefficient, Radioactivity, LR-115 Type 2

TEŞEKKÜR

Çalışmam sırasında her türlü destek ve yardımlarından yararlandığım Tez Danışmanım Sayın Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ' a, enstitü laboratuvarlarında her türlü çalışma olanağını sağlayan Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü Müdürü Sayın Prof. Dr. Perihan ÜNAK' a, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı Başkanı Sayın Prof. Dr. Mehmet N. KUMRU' ya, Sayın Prof. Dr. Günseli YAPRAK' a ve her türlü konuda yardımını hiç esirgemeyen Sayın Ar. Gör Dr. Mutlu İÇHEDEF' e, arazi çalışmalarında tecrübelerini ve bilgilerini paylaşan Sayın Doç. Dr. Berkay CAMGÖZ' e ve Sayın Doç. Dr. Mustafa BOLCA' ya teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmam süresince bilgilerini benimle paylaşan Öğr. Gör. Dr. Mehmet TARAKÇI' ya, çalışmam boyunca yanımda bulunan ve manevi desteklerini hiç esirgemeyen sevgili arkadaşlarım Kıvanç EKİN, Zeynep YARAR, Eser UÇAR, Ar. Gör. Özge KOZGUŞ GÜLDÜ, Volkan TEKİN, Sinem AKÇA, Ceylan Merve ATALAY, Zafer ÖZEN, Tuğçe KARATAŞ ve diğer tüm arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Sadece tez çalışmamda değil yaşamımım her anında bana olan desteklerini ve inançlarını hiç esirgemeyen, anneme, babama ve kardeşime sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖZET vii

ABSTRACT ix

TEŞEKKÜR xi

ŞEKİLLER DİZİNİ xvii

ÇİZELGELER DİZİNİ xx

1. GİRİŞ 1

2. GENEL BİLGİLER 7

2.1 Radyasyon Ve Radyoaktivite..... 7

2.1.1 İyonlaştırıcı radyasyonlar 7

2.2 Karasal Radyoaktivite..... 8

2.3 Radyoaktif Bozunum Serileri 9

2.3.1 Uranyum serisi: 10

2.3.2 Toryum serisi: 11

2.3.3 Aktinyum serisi: 12

2.3.4 Neptünyum serisi: 13

2.4 Potasyum-40 13

2.5 Radyum-226 14

2.6 Radon Ve İzotopları 14

İÇİNDEKİLER (Devam)

Sayfa

2.6.1 Aktinon (^{219}Rn) 15

2.6.2 Toron (^{220}Rn) 15

2.7 Radon Gazının Sağlık Üzerine Etkileri 15

2.8 Radon Ve Deprem 15

2.9 Radonun Oluşumu Ve Yayılımı 16

2.10 Radon Varlığı 17

2.10.1 Radon göçü 19

2.11 Toprağın Tanımı 22

2.11.1 Organik horizonlar 23

2.11.2 İnorganik horizonlar 24

2.12 Toprağın Fiziksel Özellikleri 25

2.12.1 Toprak bünyesi 25

2.12.2 Toprak yapısı (strüktürü) 28

2.12.3 Toprak havası 28

2.12.4 Toprak suyu 28

2.12.5 Toprak rengi 29

2.12.6 Toprak sıcaklığı 29

2.12.7 Toprağın kıvamı 29

İÇİNDEKİLER (Devam)

Sayfa

2.13 Toprağın Kimyasal Özellikleri 29

2.13.1 Toprak tepkimesi (pH) 29

2.13.2 Toprakta kireç 30

2.13.3 Organik madde 31

2.13.4 Toprakta tuz 31

2.14 Toprakların Sınıflandırılması 32

3. MATERYAL VE METOD 33

3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi 33

3.2 Çalışma Alanında Yer Alan Büyük Toprak Grupları 35

3.2.1 Koluviyal 35

3.2.2 Kireçsiz kahverengi 36

3.2.3 Kahverengi orman 36

3.3 İstasyonlarının Oluşturulması Ve Örnekleme İşlemleri 36

3.4 Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemi 41

3.4.1 Nükleer İz Kazıma Dedektörleri ile Radon Ölçümleri 41

3.5 Kalibrasyon 44

3.6 Toprağın Fiziksel Özellikleri 45

3.7 ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K Radyonüklid Konsantrasyonlarının Belirlenmesi..... 45

İÇİNDEKİLER (Devam)

Sayfa

4. BULGULAR VE TARTIŞMA 49

4.1 Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları 49

4.1.1 Nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115) sonuçları 49

4.1.2 İstasyonlara göre radon değişimlerinin incelenmesi 52

4.1 Deprem Verileri 58

4.2 Radon Difüzyon Katsayıları 60

4.1 Toprağın Fiziksel Ve Kimyasal Özellikleri 60

4.1 Topraklarda Doğal Radyonüklid Konsantrasyon Sonuçları 62

4.2 İstatistiksel Analiz Sonuçları 65

4.3 Karasal Gama Doz Hızları 69

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER 71

KAYNAKLAR DİZİNİ 73

ÖZGEÇMİŞ 83

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil **Sayfa**

2.1 ^{238}U serisi 10

2.2 ^{232}Th serisi 11

2.3 Aktinyum(^{235}U) serisi 12

2.4 Neptünyum(^{237}Np) serisi 13

2.5 Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler 17

2.6 Radon emanasyon olayının şekli 18

2.7 Radonun gözenekli ortamlardaki hareketi 20

2.12 Topraktaki horizonların görünüşü 23

2.13 Toprak bünye üçgeni 27

3.1 Çalışma alanını jeoloji haritası 34

3.2 Batı Anadolu'nun bölgesel jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu 35

3.3 Çalışma alanının uydu görüntüsü 37

3.4 İstasyonların uydu görüntüsü 37

3.5 I1 İstasyonu (Kireçsiz Kahverengi) 38

3.6 I2 İstasyonu (Kahverengi Orman) 38

3.7 I3 İstasyonu (Kahverengi Orman) 39

3.8 I4 İstasyonu (Kireçsiz Kahverengi) 39

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

Şekil **Sayfa**

3.9 I5 İstasyonu (Koluviyal) 40

3.10 I6 İstasyonu (Koluviyal) 40

3.11 Deney düzeneğinde yatay katmalarının gösterimi 41

3.12 Ölçüm düzeneklerinin istasyonlara yerleştirilmesi 42

3.13 İz kazıma banyo işlemi 42

3.14 Optik mikroskop ile görüntü alma 43

3.15 LR-115 film dedektörlerin LAS EZ ile elde edilen görüntüsü 43

3.16 Corel PaintShop Photo Pro X5 ile düzenleme işleminin görüntüsü .. 44

3.17 Alfa izlerinin program görüntüsü 44

3.18 NaI(Tl) gama spektrometresinin görüntüsü 46

3.19 Toprak örneklerinin kapatılmış hali 46

4.1 İstasyonlara göre radon konsantrasyonları 50

4.2 Yatay katmanlara göre radon konsantrasyonları 51

4.3 Büyük toprak gruplarına göre radon konsantrasyonları 52

4.4 I1 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 52

4.5 I2 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 53

4.6 I3 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 54

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

Şekil **Sayfa**

4.7 I4 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 55

4.8 I5 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 56

4.9 I6 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi 57

4.10 Çalışma alanında meydana gelen depremler 58

4.11 Radyum konsantrasyonu dağılımı 63

4.12 Toryum konsantrasyonu dağılımı 64

4.13 Potasyum konsantrasyonu dağılımı 65

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge **Sayfa**

2.1 Radon emanasyon süreçleri ve onları etkileyen fiziksel ve deneysel faktörleri 19

2.3 Toprak taneciklerinin büyüklük sınıflandırması. 26

2.4 pH değerlerine göre toprakların sınıflandırılması 30

2.5 % kireç içeriğine göre toprakların sınıflandırılması 31

2.6 % organik madde içeriğine göre toprakların sınıflandırılması..... 31

2.7 % tuz içeriğine göre toprakların sınıflandırılması..... 32

3.1 Çalışma alanında yer alan istasyonlar ve büyük toprak grupları 37

4.1 Ölçüm tarihleri 49

4.2 Çalışma süresince meydana gelen depremlerin listesi 59

4.3 Radon difüzyon katsayıları 60

4.4 Toprakların Fiziksel Ve Kimyasal Sonuçları 61

4.5 Toprakların doğal radyonüklid konsantrasyonları 62

4.6 Çalışmada ölçülen parametreler arasındaki Spearman Korelasyon Katsayıları..... 68

1. GİRİŞ

Yer kabuğunun derinliklerinden gelen, uranyum bozunum serisinin radyoaktif bir elementi olan radyum-226 ‘nın bir alfa yayınlaması sonucu oluşan radon gazı, radyoaktif bir soy gaz olmasından dolayı kimyasal bileşik oluşturmamaktadır. Bu özelliğinden dolayı bilim dünyası, sağlık ve deprem gibi iki önemli konu hakkında radon ile ilgili araştırmalarını sürdürmektedir.

Reaktivetisi zayıf olan radon, teneffüs edildiğinde dokulara kimyasal olarak bağlanmaz. Ayrıca radonun dokulardaki çözünürlüğü çok düşüktür. Fakat, radon bozunumu sonucu oluşan ürünler, toz ve diğer parçacıklara tutunarak radyoaktif aerosoller oluşturmaktadır. Oluşan bu aerosoller solunum yoluyla vücuda alınabilmekte ve akciğer dokusuna yerleşebilmektedir. Dokuya yerleşen bu parçacıkların radyoaktif bozunumu sonucu enerji çıkışı gerçekleşmekte ve akciğer dokusunda hasara, dolayısıyla da zaman geçtikçe bu durum akciğer kanserine sebep olmaktadır. Bundan dolayı kapalı ortamlarda ve binaların yerleşke alanlarında radon konsantrasyonu ölçümünün yapılması oldukça önemlidir.

Önemini hiç yitirmeyen bir diğer konu da deprem ile radon ilişkisidir. Deprem öncesi ve sonrası yer altı su seviyesi değişimi, radon gazı ve metan gazı çıkışı, manyetik, elektrik ve kimyasal değişimler ile canlılardaki anormal davranışlar, bilim insanlarını depremlerin önceden tahmin edilmesi için yöntemler geliştirmeye yöneltmiştir. Radonun kimyasal olarak bağlanmama özelliğinden dolayı yer kabuğu hareketleri ile radonun atmosfere kaçışında artma veya azalma meydana gelmektedir. Bundan dolayı, radon deprem ön izleyicisi olarak araştırılması gerekmektedir.

Bu konuda birçok çalışma gerçekleştirilmiştir.

Bu çalışmaların birinde, Ürdün’ de iki köyde (Hawar, Foaro) CR-39 dedektörleri kullanılarak toprak ve binalarda radon konsantrasyonu ölçülmüş. Her iki köydeki binalara yaklaşık 224 adet dozimetri yerleştirilmiş ve 3 aylık ölçümler alınmıştır. Bölge topraklarında 50 cm derinliğe dedektörler yerleştirilmiş ve 14 günlük ölçümler alınmıştır. Bina içi radon konsantrasyonları Hawar için 31,6±4,4 Bq m^{-3} ile 41,7±5 Bq m^{-3} arasında bulunmuş iken Foara köyünde 39,9±9 Bq m^{-3} ile 47,9±10,8 Bq m^{-3} arasında bulunmuştur. Toprak gazı radon konsantrasyonları ise, Hawar köyü için 3,7±0,2 kBq m^{-3} ve Foara köyünde için 4,3±0,9 kBq m^{-3} olarak belirlenmiştir (Mohammad and Abumurad, 2008).

Wattananikorn (1998) ve arkadaşları tarafından iki farklı derinlikte (50 cm ve 100 cm) radon konsantrasyonları ölçülmüş ve metejik parametrelerden toprağın ilk 50 cm’ lik bölümü daha çok etkilenirken, sismik hareketlerden ise

100 cm' lik bölümün daha çok etkilendiği görülmüştür. Ayrıca bu çalışma ile deprem olayları ve radon anomalisi arasında ilişkiyi göstermişlerdir.

Hırvatistan' da yapılan bir çalışmada, bölgede meydana gelen depremlerle radon konsantrasyonu değişimleri ve atmosferik faktörlerin ilişkisinin belirlenmesi için dört yıl boyunca LR-115 dedektörler kullanılarak radon ölçümleri alınmış. Yapılan çalışmada bölgenin 200 km çevresindeki alanda 3 ve üzerindeki büyüklükte olan depremlerle radon anomalileri ilişkilendirilmiştir (Planinic et al., 2004).

Ereeş (2007) ve arkadaşları tarafından Denizli' deki faylar boyunca termal sulardaki radon konsantrasyonları ile sismik olaylar incelenmiş ve bunun sonucunda iki istasyonda depremlerle ilişkili olarak radon konsantrasyonlarında artışlar gözlenmiştir.

Ghosh (2011) ve arkadaşları, Batı Bengal' de (Hindistan) aktif ve aktif olmayan tektonik bölgelerdeki radon değişimlerini daha iyi analiz etmek için radon konsantrasyonları ölçmüş ve çalışma alanından yaklaşık 1000 km uzaklıkta meydana gelen bir deprem öncesinde her iki bölgede de radon anomalisi gözlemişlerdir.

Toprakların doğal radyoaktivite seviyelerinin, radon çıkışlarını etkileyen faktörlerden biri olduğu aşikârdır. Bundan dolayı, günümüzde radon ölçümleri ile ilgili yapılan çalışmalarda doğal radyoaktivite konsantrasyonlarının da belirlenmektedir.

İspanya' da La Garrotxa volkanik bölgesindeki yer altı suyundaki radon seviyesi ve topraktaki radyonüklid konsantrasyonu ölçülmüştür. Farklı akiferlerdeki su örnekleri, kuyu ve kaynak sularından toplanmış ve radon seviyeleri 30 Bq/l den düşük larak elde edilmiştir. Farklı jeolojik formasyonlardan toplanan toprak örneklerindeki en yüksek ^{40}K, ^{226}Ra ve ^{232}Th konsantrasyonları sırasıyla 448±70 Bq/kg, 35±5 Bq/kg ve 38±5 Bq/kg bulunmuştur (Moreno et al., 2014).

Hindistan' da, Khanna ve arkadaşları (2005) art ortam doğal radyasyon seviyesinin en yüksek olduğu bölgede yaptıkları çalışmada 41 toprak örneğinde NaI(Tl) dedektörü kullanarak K, U ve Th ortalama aktivite konsantrasyonlarını sırasıyla ND - 613,24 Bq/kg, ND - 229,86 Bq/kg ve 32,03 ile 567,76 Bq/kg aralığında tespit etmişlerdir.

Ngachin (2008) ve arkadaşları Kamerun' da volkanik bir alandaki toprakların radyasyon seviyesini belirlemiştir. Buea ve Lİmbe şehirlerinden 30 toprak örneği toplamış ve bunların doğal radyonüklid konsantrasyonlarını HPGe

dedektörü kullanarak belirlemiştir. ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K için sırasıyla 11-17 Bq/kg, 22-36 Bq/kg ve 43-201 Bq/kg olarak belirlemiştir. Ayrıca 50 cm derinlikte LR-115 film dedektörler kullanılarak toprak gazı radon ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Toprak gazı radon konsantrasyonları Buea ve Limbe için sırasıyla 6,7-10,8 kBq m^{-3} ve 5,5-8,7 kBq m^{-3} olarak bulunmuş. Ölçülen radyum konsantrasyonu ile toprak gazı radon ölçümleri arasında pozitif bir korelasyon olduğunu gözlemlemişlerdir.

Kuzey ve Doğu Anadolu fay hattı (NAFS-Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve EAFS-Doğu Anadolu Fay Sistemi) sistemlerinden toplanan değişik su örneklerinde radon konsantrasyonu, etkin radyum içeriği ve radon gazı çıkışı oranı kapalı kutu tekniği ile CR-39 pasif detektörleri kullanılarak ölçülmüştür. Su örnekleri için yıllık etkin dozlar hesaplanmıştır. Toprak örneklerindeki Uranyum konsantrasyonları NaI(Tl) gama spektroskopisi yöntemi kullanılarak belirlenmiştir. Su örneklerinde ölçülen en yüksek etkin radyum ve radon konsantrasyonları sırasıyla 270,5 ve 3319,3 Bq m^{-3} dir. Toprak örneklerindeki Uranyum konsantrasyonları ise 12,4±1,2 ve 138,0±6,1 Bq/kg arasında değişmekte olduğunu söylemişledir. Radyum ve Radon için elde edilen en yüksek yıllık etkin dozlar sırasıyla 55,1 ve 14,5 µSv/y bulunmuştur (Baykara ve Doğru, 2006).

Kapalı kap tekniği kullanılarak Kuzey Anadolu fay sistemi ile doğu Anadolu fay sisteminin 3’ lü bağlantı bölgesinden toplanan toprak örnekleri için radon eksalasyon oranı, radon konsantrasyonu ve etkin radyum miktarı bulunmuştur. Yapılan ölçümler sonucunda maksimum eksalasyon oranı ve radon konsantrasyon oranı sırasıyla 400,7 mBq m^{-2} h^{-1} ve 8,10 Bq/kg dir. Toprak örneklerinin etkin radyum konsantrasyonu 0,02 den 0,80 Bq/kg kadar değiştiği bulunmuştur. Yapılan çalışma sonucunda toprak gazı radon konsantrasyonu, etkin radyum miktarı ve radon eksalasyon oranı arasında lineer bir korelasyon gözlemlenmiştir (Baykara vd., 2005).

Ayrıca yer kabuğundan atmosfere göç eden radonun çeşitli özellikleri ve birçok faktörden etkilendiği ile ilgili çalışmalar da yapılmıştır.

Mart 2012’ den Şubat 2013’ e kadar Hindistan’da Mat fay hattı boyunca Mat köprüs’ nde (23^0 18' N, 92^0 48' E) LR-115 tip 2 dedektörleri kullanılarak toprak gazı radon emanasyonu incelenmiştir. Çalışmada radon konsantrasyonları gözlenmekle beraber radon emanasyonuna meteorolojik parametrelerin etkileri de araştırılmıştır. Ölçülmüş olan radon verileri nem ile makul pozitif bir ilişki gösterirken hava sıcaklığı ve yağış miktarı ile herhangi bir ilişki gösterdiği gözlemlenmemiştir. Ayrıca elde edilen verilerin ölçüm yapılan yerdeki depremlerle ilişkili olduğu da gözlenmiştir (Jaishi et al., 2014).

Yapılan bir çalışmada, toprağın radyoaktivite içerikleri kadar, toprağın fiziksel özellikleri (% kum, % mil, % kil); ve meteorolojik parametrelerin de (nem, atmosferik basınç, sıcaklık, yağış) radon konsantrasyonları üzerinde etkili olduğu söylenmektedir. Bundan dolayı radon konsantrasyonları dış faktörlerden etkilenmekte ve zaman zaman sismik olaylarla ilişki kurulamamaktadır (Vaupotic et al., 2007).

Sakoda (2011) ve arkadaşları bir çok farklı materyalin radon emanasyon kesrini ölçmüşler ve mineraller, kayalar, toprak, fabrika atık birikintileri ve uçucu küller için sırasıyla 0,03; 0,13; 0,20; 0,17; ve 0,03 değerlerini bulmuşlardır.

Tsapalov (2014) ve arkadaşları değişik materyallerde radon difüzyon katsayısının hemen tespit edilmesi için matematiksel aparat ve deneysel tertibat geliştirilmeye çalışılmıştır. Gaz ve sıvı ortam, toprak, beton ve radon geçirmeyen filmler gibi malzemelerin testinin mümkün olduğunu ve radon difüzyon katsayısının çok geniş bir aralıkta (10^{-12} ve $5x10^{-5}$ m^2 s^{-1} arasında) değişmekte olduğu bildirilmiştir.

Bu tez çalışması GİRİŞ, GENEL BİLGİLER, MATERYAL ve METOD, BULGULAR ve TARTIŞMA, SONUÇLAR ve ÖNERİLER ile KAYNAKLAR DİZİNİ ana başlıklarından oluşmaktadır. Genel Bilgiler bölümünde öncelikle radyasyon ve özelliklerinden bahsedilmiştir, daha sonra radon, radonun oluşumu ve varlığı, radonun göçü kavramları açıklanmıştır. Son olarak da toprağın tanımı, toprağın fiziksel ve kimyasal özellikleri ile toprakların sınıflandırılması konuları ayrıntılı bir şekilde anlatılmıştır.

MATERYAL ve METOD başlığı altında ilk olarak çalışma alanının jeolojik özellikleri hakkında bilgiler verilmiştir. Devamında ise çalışmada uygulanan metodoloji ile ilgili olarak örnekleme istasyonlarının oluşturulması, örnekleme işlemleri, toprak katmanlarının belirlenmesi, toprağın fiziksel ve kimyasal özelliklerinin analizleri, çalışmada kullanılan radon ölçüm yöntemleri, 226Ra, 232Th ve 40K radyonüklid konsantrasyonlarının belirlenmesi, karasal doz hızlarının hesaplanması açıklanmıştır.

Tezde elde edilen veriler BULGULAR ve TARTIŞMA kısmında verilmiştir. Bu kısımda çalışma sonucunda elde edilen radon ve doğal radyoaktivite ölçüm sonuçları, fiziksel ve kimyasal analiz sonuçları, karasal gama doz hesaplamaları, bölgede meydana gelen depremler (veriler Kandilli Rasathanesi' nden temin edilmiştir) ve radon difüzyon katsayıları verilmiştir.

SONUÇLAR ve ÖNERİLER bölümünde çalışmada elde edilen verilerin değerlendirilmesi yapılmış ve bundan sonra yapılabilecek çalışmalar için

önerilerde bulunulmuştur. KAYNAKLAR DİZİNİ bölümünde ise tez çalışmasında faydalanılan kaynakların liste halinde sunulmaktadır.

2. GENEL BİLGİLER

2.1 Radyasyon Ve Radyoaktivite

Yerkürenin yapısında bulunan radyoaktif çekirdeklerden, güneş sisteminde oluşan kozmik ışınlardan ya da bizlerin ürettiği yapay radyasyonlardan dolayı, insanoğlu varoluşundan beri sürekli radyasyonun etkisi altında kalmaktadır. Yerkabuğunda var olan doğal radyoaktivite konsantrasyonunun farklı dağılması, radyasyon düzeyini etkileyen en önemli etmendir. 1896 yılında Henrie Becquerel' in radyoaktiviteyi keşfinden günümüze, özellikle radyasyonun insanlara olan etkilerinin incelenmesi, zorunlu hale gelmiştir. Doğada daima var olan ve birlikte yaşadığımız bir olgu olan radyasyonu, madde içerisinde soğurulan ve transfer edilen enerji olarak ifade edebiliriz. Radyoaktivite ise atom çekirdeğinin kendiliğinden bozunuma uğrayarak bazı ışınlar yayınlayıp niteliğini başka çekirdeğe dönüştürme olayı olarak tanımlanmaktadır. Madde üzerinde meydana getirdiği etkilere göre radyasyon, iyonlaştırıcı (X-ışınları, gama ışınları, alfa, beta radyasyonları, kozmik ışınlar, nötronlar) ve iyonlaştırıcı olmayan (ultraviyole, kızılötesi, radyo dalgaları, mikrodalgalar) radyasyon diye ikiye ayrılır. Bilindiği gibi günümüzde radyasyon kelimesinin kullanımıyla iyonlaştırıcı radyasyondan söz edilmekte olunduğu bilinmektedir.

2.1.1 İyonlaştırıcı radyasyonlar

Madde ile etkileştiğinde elektrik yüklü parçacıklar veya iyonları oluşturarak iyonizasyon meydana getiren, X-ışınları ve radyoaktif maddelerden yayılan alfa, beta, gama ışınları gibi radyasyonlardır.

2.1.1.1 Alfa parçacığı

Büyük elektrik yüküne sahip olan ve madde içinden geçerken fazla miktarda iyonlaşma meydana getirdikleri için α' lar enerjilerini çok çabuk kaybederler. Doğal radyoaktif maddelerden yayınlanan alfa parçacıklarının ortalama enerjileri 5 MeV civarında olmakla birlikte yukarıda anlatılan sebeplerden dolayı aldıkları yollar (havada yaklaşık 3,5 cm; dokuda yaklaşık 44 μm) çok azdır.

Çekirdek tarafından yayınlanan iki proton ve iki nötrondan oluşan pozitif yüklü helyum çekirdeği olan alfalar. Genellikle, atom numarası büyük olan izotopların bozunması sırasında ortaya çıkmaktadır.

Alfa parçacıklarının çevresel etkileri önemsiz olmasına rağmen canlılar için özellikle, solunum sisteminden geçerken ve ayrıca kemik yüzeylerinde, kırmızı

kemik iliklerinde büyük tahribatlara sebep olduklarından iç yayıcı olarak da oldukça önemlidirler (Baykara, 2005).

2.1.1.2 Beta ışınları:

Çekirdek içerisindeki nötronun protona veya protonun nötrona dönüşmesi sırasında ortama yayılan enerjinin elektron olarak oluşması ve ortama yayılmasıdır. Pozitif (β^+) ve negatif (β^-) yüklü beta parçacıkları olmak üzere ikiye ayrılırlar. Çekirdekte proton fazlalığından dolayı bir enerji fazlalığı meydana gelirse β^+, nötron fazlalığından dolayı oluşuyorsa da β^- ortaya çıkar. Beta parçacıklarının ortalama enerjileri 1 MeV civarındadır. Alfalara göre erişimleri daha yüksektir (havada 3m ve dokuda yaklaşık 3mm). Alfalar gibi iç ışınlamada önemli hasarlara sebep olabilirler (Baykara, 2005).

2.1.1.3 Gama ışınları

Atom çekirdeğinin enerji seviyelerindeki farklılıklardan meydana gelen γ ışınlarının kaynağı çekirdektir. Çekirdek alfa veya beta parçacığı yayınladıktan sonra genellikle kararlı durumda bulunamaz ve çekirdek bu fazla enerjisini gama ışını olarak yayınlar. Beta ışınlarından daha yüksek enerjili olan gama ışınlarının giricilik özellikleri çok yüksektir.

Gama ışınları hedef olarak belirledikleri ilk organda depo edilmektedirler. Çok yüksek girici özelliğine sahip olduklarından dolayı sadece kurşun yada çelik gibi yüksek yoğunluğa sahip, kalın malzemeler ile zırhlanabilir.

2.2 Karasal Radyoaktivite

Yerkabuğunun oluşmasında doğal olarak mevcut olan radyonüklidler ve bunların bozunma ürünlerinin yayınladıkları gama ışınları ile çevresel radyasyonun büyük kısmını oluşturmaktadırlar. Karasal kökenli radyasyon kaynaklarını ^{238}U, ^{232}Th, ^{235}U ve ^{40}K gibi uzun yarı ömürlü radyo-çekirdekler oluşturmaktadır (Muminov et al., 2005; Akhtar et al., 2005; Baykara ve Doğru, 2009; Canbaz vd., 2010). Toprakların içerdikleri doğal radyonüklid aktivite konsantrasyonları , yüzey topraklarının jeolojik kökenine, granit yapılar, volkanik alanlar ve monozit içeren sahil kumları vb., etkilere dayanarak artmaktadır (Bolca, 2010). Fay hatları ve termal su kaynakların bulunduğu bölgelerde, başta radyum ve radon aktivite seviyeleri diğer bölgelerden daha yüksektir (Baykara ve Doğru, 2009).

Topraklardaki radyonüklid konsantrasyonları, bölgeden bölgeye değiştiğinden dolayı insanların bu gama ışınlarından etkilenmeleri de farklılık göstermektedir. Bu sebeple maruz kalınan gama radyasyon dozu her yerde aynı

değildir. Doğal radyoaktif çekirdekler arasında ^{40}K' ta önemli yere sahiptir. Potasyum, kireçtaşlarında yaklaşık % 0,1 ve bazı granitlerde % 4' ten fazla bir konsantrasyon ile yerküremizin yüzeyinde bulunmaktadır. Topraklardaki potasyum birikimi, tarımsal faaliyetlerle oldukça büyük değişimler göstermektedir.

2.3 Radyoaktif Bozunum Serileri

Doğal olarak meydana gelmiş olan ağır radyoaktif çekirdekleri, dört radyoaktif seri altında toplayabiliriz. Her bir seri;

$$A = 4n + m$$

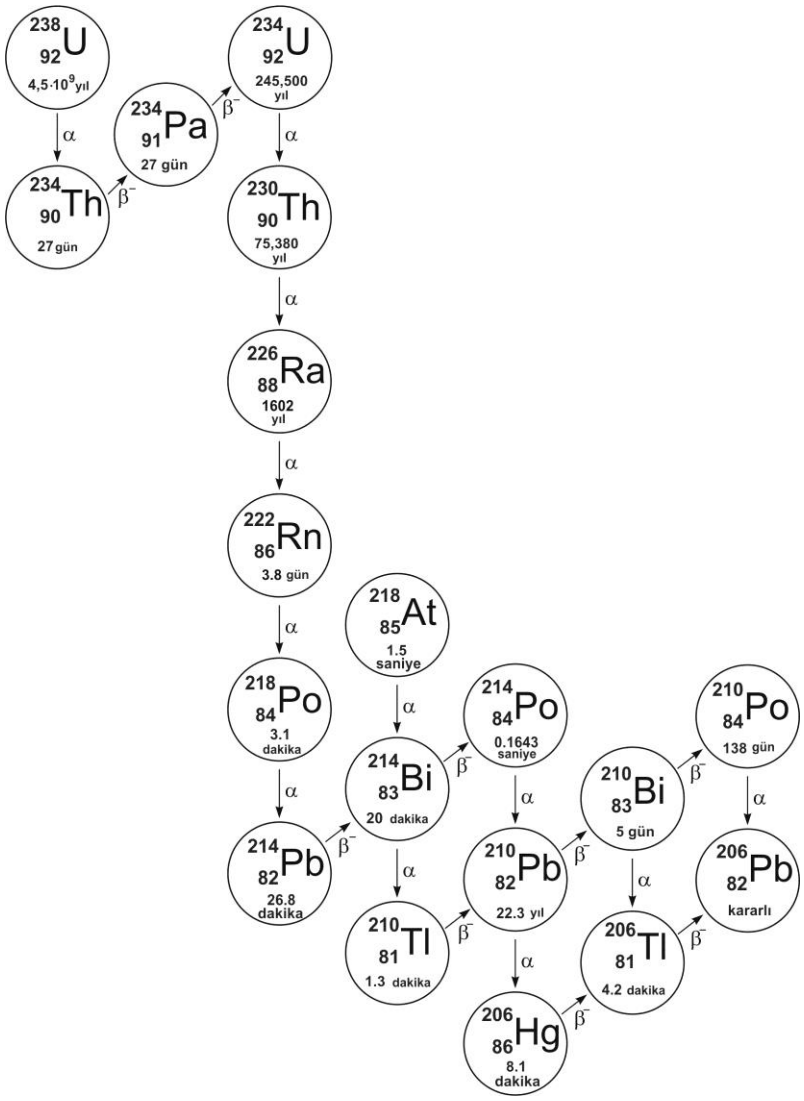
şeklinde ifade edilebilir. Bu ifadede A kütle numarasını, n kütle içerisinde bölünebilen en büyük tam sayıyı ve m ise kalanı temsil etmektedir. Bu radyoaktif serilerin üç tanesi doğada bulunurken, bir tanesi doğada bulunmamaktadır. Doğada bulunan Toryum (^{232}Th), Uranyum (^{238}U) ve Aktinyum (^{235}U) serileri karasal kökenli doğal radyasyonun temelini oluştururlar. Neptünyum (^{237}Np) ise yarı ömründen ($2{,}25 \times 10^5$ yıl) dolayı doğada bulunmayan seridir. Yapılan çalışmalar sonucunda, Neptünyum hariç diğer bozunum serilerinin ortak özelliklere sahip oldukları belirlenmiştir.

Doğal radyoaktif serilerin ortak özellikleri;

- Her seride çok uzun yarı ömürlü bir radyonüklid vardır. Bunlar ^{232}Th ($t_{1/2}=1{,}39 \times 10^{10}$ yıl), ^{235}U ($t_{1/2}=7{,}15 \times 10^{8}$ yıl) ve ^{238}U ($t_{1/2}=4{,}5 \times 10^{9}$ yıl)' dır.
- Her seri kararlı bir kurşun izotopu ile son bulur. ^{232}Th, ^{238}U ve ^{235}U için sırasıyla $^{208}_{82}Pb$, $^{206}_{82}Pb$ ve $^{207}_{82}Pb$ izotoplarıdır.
- Her seride Z=86 olan bir soy gaz mevcuttur. Bunlar $^{220}_{86}Rn(toron)$, $^{222}_{86}Rn(radon)$ ve $^{219}_{86}Rn$ $(aktinon)$ dur.
- n bir tam sayı olmak üzere serilerdeki çekirdeklerin kütle numaraları Toryum, Neptünyum, Uranyum ve Aktinyum serileri için sırasıyla 4n, 4n+1, 4n+2 ve 4n+3 bağıntılarını sağlar.
- Her seride bazı izotoplar belli olasılıklarla iki farklı koldan art arda α ve β bozunması yaparak aynı çekirdeğe dönüşmektedirler. Bu olay 'dallanma' olarak adlandırılır.

2.3.1 Uranyum serisi:

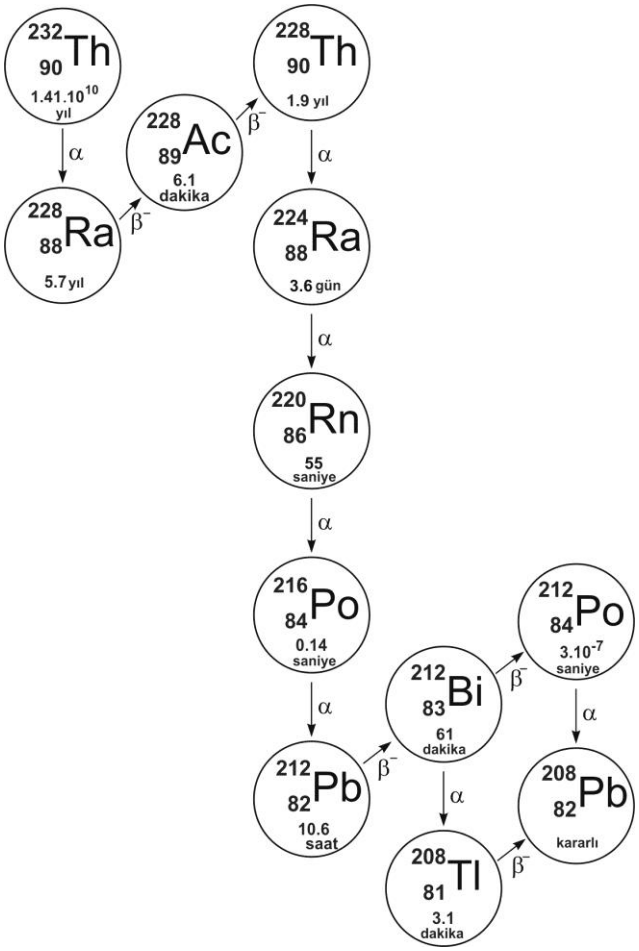
4n+m serisinin ilk elementi ^{238}U' dir. Doğada % 99,27 bollukta bulunur. Bu serinin bozunumu kararlı ^{206}Pb ile son bulur. Bozunmada bir veya çoklu enerjilerde yayılımlar gerçekleşmektedir. Karakteristik enerjilere sahip gama fotonu, alfa ve beta parçacıklarının yayılımı ile son bulur. Uranyum zincirinde bulunan çekirdeklerin büyük bir kısmı alfa ve beta parçacığı yayarak bozunurlar. Şekil 2.1' de görüldüğü gibi bozunmalara yüksek veya düşük enerjili gama ışınları eşlik etmektedir (Baykara, 2005).



Şekil 2.1 ^{238}U serisi

2.3.2 Toryum serisi:

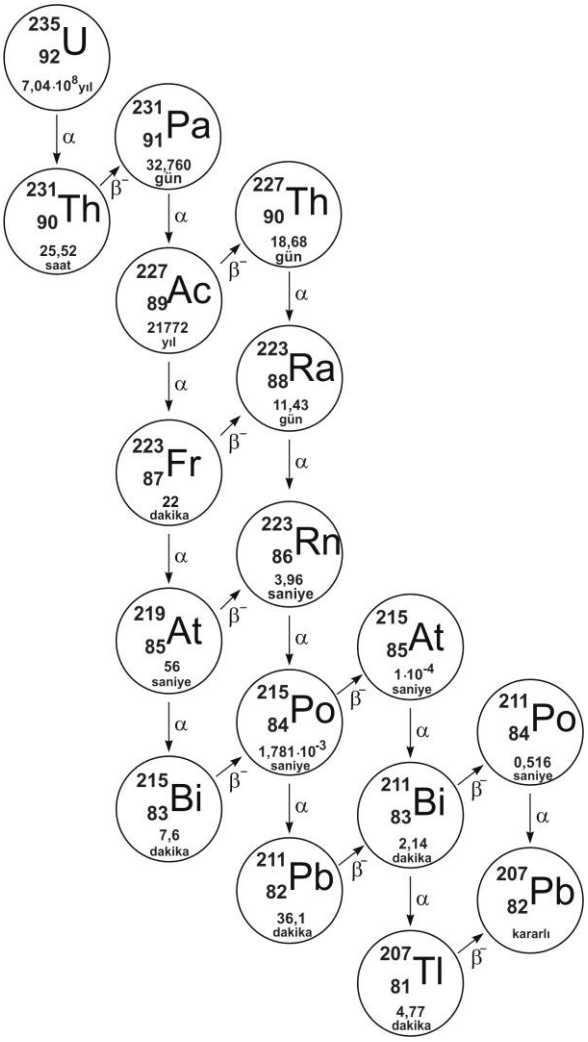
Seri ^{232}Th ile başlar ve kararlı ^{208}Pb ile son bulur. Bozunma zinciri 4n ile temsil edilmektedir. Toryum zincirinde bulunan alfa yayıcılarının çoğu zayıf alfa yayıcısıdır. Bunun yanında alfa parçacığı ile beraber düşük seviyede gama yayılımına da sahiptir.



Şekil 2.2 ^{232}Th serisi

2.3.3 Aktinyum serisi:

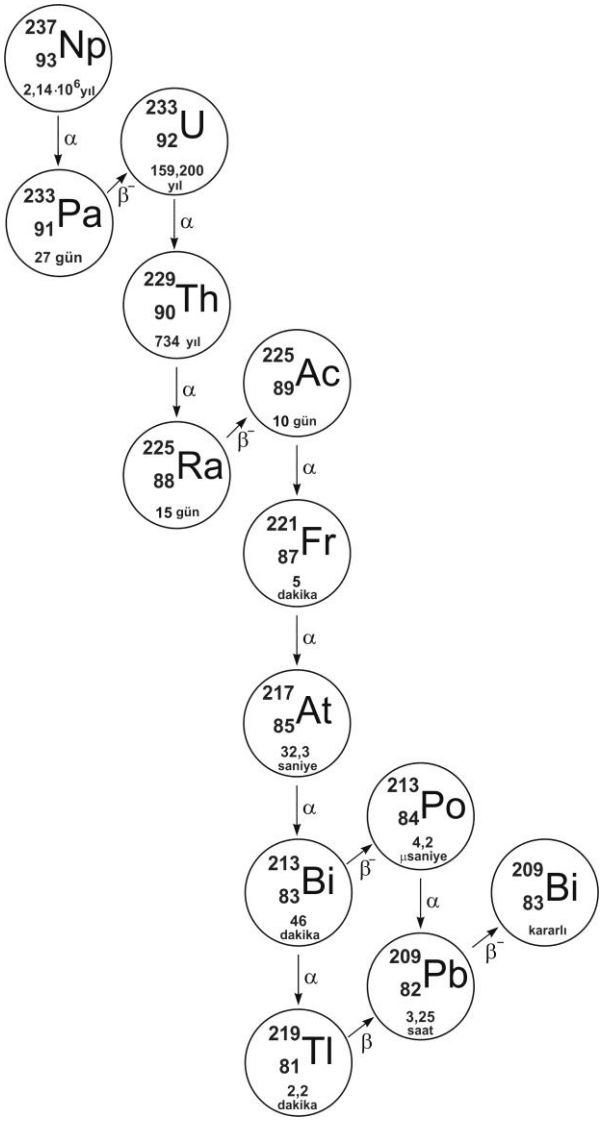
4n+3 ile temsil edilen bu serinin ana çekirdeği ^{235}U' dir. Doğada % 0,72' lik bollukta bulunmaktadır. Seri kararlı ^{207}Pb ile son bulmaktadır.



Şekil 2.3 Aktinyum(^{235}U) serisi

2.3.4 Neptünyum serisi:

4n+1 ile temsil edilen seri ^{237}Np ile başlar. Yalnız, ^{237}Np' in yarı ömrünün dünyanın yaşı yanında kısa olmasından dolayı artık doğada bulunmamaktadır.



Şekil 2.4 Neptünyum(^{237}Np) serisi

2.4 Potasyum-40

Temel bir element olan potasyum vücutta yaşamsal bir öneme sahiptir. Doğal olarak bulunan potasyumun üç izotopu vardır. Bunlardan sadece yarı ömrü $1{,}28 \times 10^9$ yıl olan ^{40}K kararsızdır. ^{40}K izotopu doğal potasyumun % 0,0118' ini oluşturmaktadır. Toprakta doğal potasyum, çok bol bulunduğu için doğal gama radyasyon dozunun önemli bir kısmını meydana getirmektedir (Değerlier, 2007).

2.5 Radyum-226

Radyumun temel kaynağı uranyum ve toryumdur. Bin altı yüz yıllık yarı ömre sahip olan ^{226}Ra alfa yayınlayıcısı olarak bilinir. İnsanların dış ve iç ışınlanmalarına neden olan doğal kaynakların en önemlilerinden biri ^{226}Ra ve ürünleridir. Kimyasal olarak kalsiyuma benzediğinden dolayı kemiklere yerleşerek yüksek miktarlarda zarar verme potansiyeline sahiptir. ^{226}Ra yarı ömrünün uzunluğu sebebiyle ^{222}Rn oluşumunda kaynak görevi görmektedir. ^{226}Ra alfa bozunumuna uğrayarak ^{222}Rn oluşur.

2.6 Radon Ve İzotopları

Günümüzde, sismik hareketlerin açıklanması ve insanların aldıkları radyasyon dozunun belirlenmesi adına, bilim adamlarının radon üzerine ilgileri artmıştır. Renksiz ve kokusuz olan radon gazı 1900 yılında Ernest Born tarafından keşfedilmiş olup, doğada bilinen en ağır ve tek radyoaktif soygazdır (Saç vd., 2011).

Soygazlar arasında erime noktası, kaynama noktası, kritik sıcaklığı ve basıncı en yüksek olandır. Radonun, su içerisindeki çözünürlüğü sıcaklıkla ters orantılıdır. Ayrıca bir soygaz olduğu için kimyasal olarak reaksiyona girmez ve bileşik oluşturmazlar (Cothern and Smith, 1987; Tarakçı 2013).

^{238}U' in doğal bozunum serisinde bulunan radon, ^{226}Ra' nın alfa bozunmasının sonucu oluşur. Alfa parçacıkları (5,48 MeV) yayınlayarak bozunan radonun yarı ömrü $t_{1/2}$=3,82 gündür.

Radonun bozunumu sonucunda sırasıyla ^{218}Po, ^{216}Pb, ^{214}Bi ve ^{214}Po ürünleri oluşmaktadır. ^{214}Bi beta bozunumu yaparak ^{214}Po oluşur. Oluşan ^{214}Po yarı ömrü çok kısadır ve sadece alfa yayınımı yapmaktadır. Bundan dolayı ^{214}Bi doğrudan alfa yayınlayıcısı olarak kabul edilmektedir (Saç, 1994).

Radonun kararlı izotopunun olmaması önemli bir özelliğidir. Bu özelliğinin yanında radonun 3 tane izotopu vardır. Bunların içerisinde en uzun yarı ömre sahip olan radondur ve bundan dolayı radonun toprakta ve atmosferdeki yoğunluğu fazladır. Radonun ve doğal izotoplarının oluştuğu bozunma zincirlerindeki radon izotopları radyum izotopundan bir alfanın yayınımı ile sonuçlandığından dolayı radon üretimi yeryüzünde var olan radyum miktarı ile orantılıdır (Durrani and Ilic, 1997; Baykara, 2005).

2.6.1 Aktinon (^{219}Rn)

^{235}U' in bozunum serisinin ürünüdür. ^{235}U' in doğal bolluk oranının ve aktinonun sahip olduğu yarı ömrün ($t_{1/2}$=3,98 saniye) çok kısa olmasından dolayı aktinonun atmosferde bir yoğunluk oluşturması çok zayıftır (Saç, 1994).

2.6.2 Toron (^{220}Rn)

Yarı ömrünün ($t_{1/2}$=54,5 saniye) aktinona göre daha uzun olmasından dolayı toprak gazında ve atmosferde bir yoğunluk oluşturabilir (Saç, 1994; Tarakçı, 2013).

2.7 Radon Gazının Sağlık Üzerine Etkileri

Radonun reaktivitesi zayıf olduğundan, solunduğunda dokulara kimyasal olarak bağlanmaz. Ayrıca radonun dokulardaki çözünürlüğü de oldukça düşüktür. Dış ortamda radon bozunma ürünleri toz veya diğer parçacıklara tutunarak radyoaktif aerosoller oluştururlar. Bunun sonucunda solunum yoluyla alınabilirler. Radonun bozunum ürünleri kararlı hale gelinceye kadar bozunuma devam eder. Bozunum süreci boyunca radyasyon salınımı meydana gelmektedir. Solunum borusunda gerçekleşen bozunma sonucu, bronşial epiteldeki radyasyon dozu artacaktır. Bozunma ürünlerinin alfa yayınlayıcısı olmalarından dolayı alfaların biyolojik etkileri önem kazanmaktadır.

Radon gazının solunması solunum yetmezliği, baş ağrısı, öksürük gibi akut etkilere neden olmamaktadır. Radyoaktif bozunmaya uğramış olan radon gazı, teneffüs edildiğinde akciğerler tarafından tutulabilecek parçacıklara dönüşür. Bu parçacıkların devam eden bozunmaları sonucu ortaya çıkan enerji, akciğer dokusunda hasara ve dolayısıyla zaman içerisinde kansere sebep olur. Ancak, yüksek dozda radona maruz kalmış olan herkesin akciğer kanserine yakalanması diye bir şey söz konusu değildir.

2.8 Radon Ve Deprem

Ondokuzuncu yüzyıldan beri Radon gazının yerkabuğundan atmosfere yayınlanması bilindiği için deprem tahmin çalışmalarında kullanılması yine de yeni bir olaydır (Yaprak, 2003). Radonun üç doğal radyoaktif izotopundan biri olan ^{222}Rn deprem tahmin çalışmalarında kullanılmaktadır. Çünkü uranyumun yer kabuğundaki bolluğu (3-4 ppm) veya diğer izotoplara oranla ^{222}Rn' in daha uzun yarı ömürlü olması bu özelliğin orta çıkmasını sağlamıştır (Ghosh et al., 2009). Radon'un diğer iki doğal izotopu olan ^{220}Rn($t_{1/2}$=55.3s, ^{232}Th serisi) ve ^{219}Rn ($t_{1/2}$=4s, ^{235}U serisi) kısa yarı ömürleri nedeniyle deprem tahmin çalışmalarında dikkate alınmazlar.

1956 yılında Japon bilim adamı Okobe tarafından radon ve deprem arasındaki ilişkiyi incelemeye yönelik ilk çalışmalar yapılmıştır. Bu çalışmalar sonucunda ilk defa günlük radon değişimleri ile sismik hareketler arasında pozitif bir ilişki olduğu sonucuna varılmıştır (Ghosh et al., 2009). Radonun deprem tahmin parametresi olarak gözlenmesi ise ilk kez yer altı sularında gerçekleşmiştir (Dubinchuk, 1993).

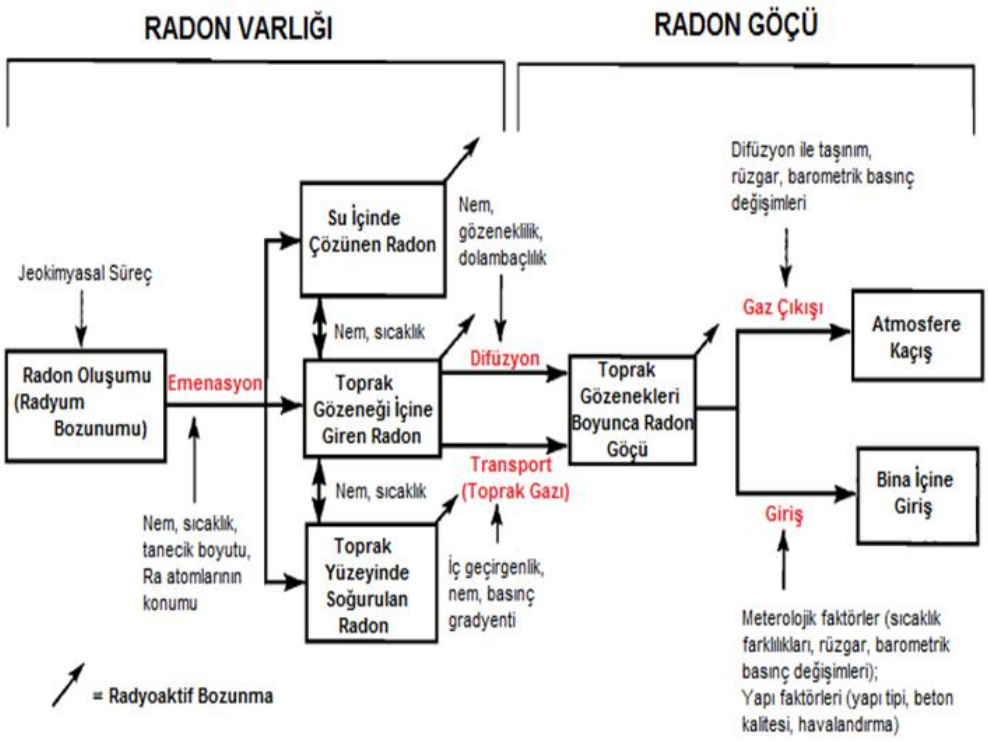
1975 yılından itibaren iz kazıma metodunun da gelişmesiyle depremlerin önceden tahminine yönelik olarak toprak gazındaki radon konsantrasyonlarının değişimi gözlenmeye başlanmıştır. Yapılan çalışmalarda elde edilen sonuçlar fayların bulunduğu bölgelerde çıkan gaz içeriğinin radon bakımından zengin olduğunu. Ayrıca, depremlerin oluşumundan önce yüzey yakınında gözlenen radon konsantrasyonlarında önemli artışlar olduğunu göstermektedir (Dubinchuk, 1993; King, 1980; Campero et al., 1980).

2.9 Radonun Oluşumu Ve Yayılımı

Radon izotopları ^{238}U, ^{235}U veya ^{232}Th başlayan doğal bozunma zincirlerinin bir üyesi olmakla beraber mineraller içerisinde radyumun bozunması ile üretilir. Yukarıdaki radyoaktif çekirdekleri, yapılarında bulunduran toprak, yeraltı suyu ve bina yapım malzemeleri radonun en temel kaynağını oluşturur (Kathren, 1998; Baykara, 2005).

Radonun oluşması, atmosfere hareketi ve binalara transferi radonun varlığı ve göçü olarak ikiye ayrılarak Şekil 2.5’ teki görüldüğü gibi incelenebilir (İçhedef, 2011).

Burada, radonun varlığı ile radyumdan radonun oluşumu ve oluşan radonun toprak gözeneklerine geçişi ifade edilmektedir. Radon göçü ise topraktan yapılara radonun transferini açıklamaktadır (Tabar, 2010; İçhedef, 2011).

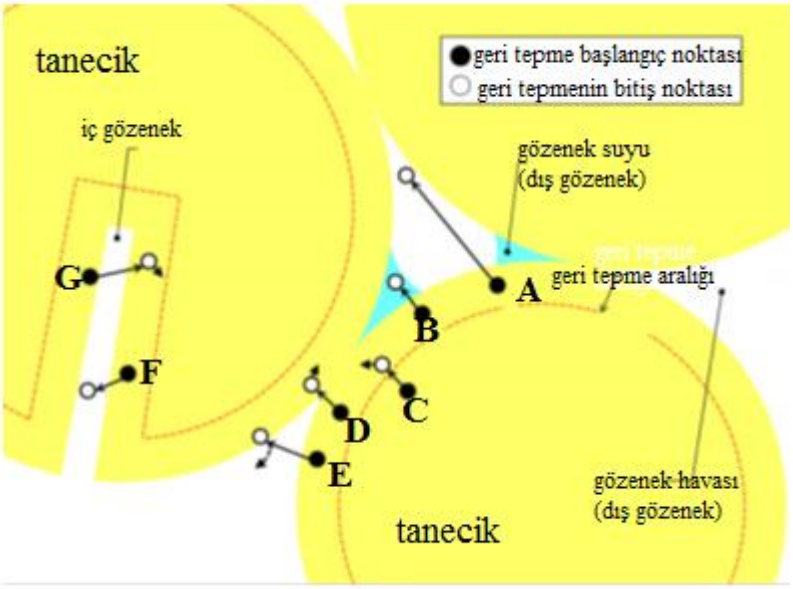


Şekil 2.5 Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler (Nazaroff 1992)

2.10 Radon Varlığı

Yer kabuğunun çeşitli derinliklerinde bulunan radyumun bozunması sonucu oluşan radon, oluştuğu toprak ortamından yarı ömrü süresince atmosfere doğru hareket eder. Toprak taneciğinde oluşan radon atomlarının sadece bir kısmı toprağın gözenek hacmi içerisine girebilmektedir. Toprak taneciğinde oluşan ve oluştuğu toprak taneciğinden kaçarak toprağın gözenek hacmi içerisine giren radon atomlarının kesri emanasyon gücü, emanasyon katsayısı veya emanasyon kesri olarak isimlendirilir (Tanner, 1980; Nazaroff, 1992). Emanasyon katsayısının 0,02 ile 0,70 arasında değiştiği literatür araştırmalarında gözlemlenmiştir. (Yu et al., 1993; Tabar , 2010)

Radon emanasyonu olgusuna ait mevcut bilgiler ve buna ilişkin faktörler, emanasyon prosesi Şekil 2.6’ da irdelenecektir.



Şekil 2.6 Radon emanasyon olayının şekli (Sakoda et al., 2011)

Emanasyon: A, B, E ve F Emanasyon olmayan: C, D ve G radon dış gözenekten iç gözeneğin dışına geçemediği taktirde, F noktasındaki (Şekil 2.6) bir radon emanasyon olarak düşünülmemelidir (Sakoda et al., 2011).

Radon emanasyonu geri tepme ve difüzyon olmak üzere iki bileşenden oluşmaktadır. Katı tanecik içinde bulunan radonun çok düşük difüzyon kat sayısı (10^{-31} – 10^{-69} m^2 s^{-1}) sebebiyle ana bileşenin difüzyon uzunluğuna (10^{-13}-10^{-32} m) karşılık gelen alfa geri tepmesi olduğu düşünülmektedir (Nazaroff et al., 1988; Nazaroff, 1992). Radon atomları 86 keV' lik bir başlangıç enerjisiyle radyum ana nüklidinin alfa bozulmasıyla oluşmaktadır. Bu enerji lineer momentumun korunumu yasası temel alınarak hesaplanmaktadır. Tanecikteki radonun doğum yeri yeni oluşan radonun gözenek boşluğundan kaçtığını (emanasyon: Şekil 2.6 daki A, B, E ve F noktaları) ya da tanecik içinde kaldığını (emanasyon değil: Şekil 2.6' daki C, D ve G noktaları) belirler. Radonun geri tepme mesafesi yoğunluk ya da materyalin bileşene göre yer değiştirebilir. Radonun mesafesi kuartz (yaygın mineral) da 34 nm, suda 74 nm ve havada 53 nm olarak SRIM 2006 kodu kullanılarak tarafından hesaplanmıştır (Zeigler et al., 1985). Tanecik yüzeyinden geri tepme aralığında sadece radyum atomları yalnızca radon atomlarının emanosyonunu gerçekleştirme ihtimaline sahiptir. Radon radyum kaynağı tanecikten salınsa bile kalan enerjisine bağlı olarak sıvı dolan gözenek boşluğuna nüfuz edebilir ve komşu tanecikle çarpışabilir. Bu durumda eşik enerjisiyle birlikte gömülebilir (Semkow, 1991). Radonun gömülmeden sonra cepten gözeneğe göçünde tek bir akıbeti vardır (Şekil 2.6' daki E noktası). Buda tanecikteki moleküler difüzyon sonrasında başka bir radyoaktif bozunumudur (Şekil 2.6' daki D ve G noktaları). Bu olaylardan ilki emanosyona katkı sağlarken

ikincisi katkı sağlamaz. Öte yandan tanecikteki iç gözenek uzayına tamamen kaçan radon dış gözeneğe difüze etmelidir (Şekil 2.6' deki F noktası). Emanasyon için dış gözeneğe difüze edilemeyen ya da tanecik iç gözenek yüzeyi tarafından absorblanan radon atomları emanasyon gerçekleştirmemiş gibi kabul edilmelidir. Yukarıdaki hususlar dışında radon emanasyon modelleri emanasyondaki çevresel faktörlerin etkilerini açıklamak için geliştirilmiştir (Morawska and Phillips, 1993; Barillon et al., 2005; Sakoda et al., 2010a, 2010b, 2011).

Radon emanasyon süreçleri ve onları etkileyen fiziksel ve deneysel faktörleri çizelge 2.1' de gösterildiği şekilde ifade edebiliriz.

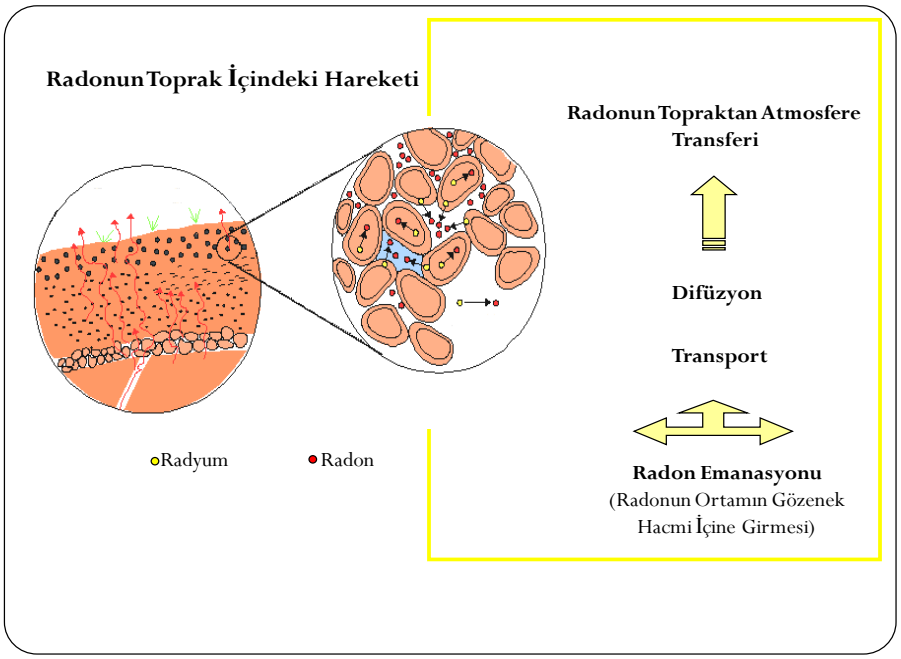
Çizelge 2.1 Radon emanasyon süreçleri ve onları etkileyen fiziksel ve deneysel faktörleri

Emanasyon süreci	Fiziksel Faktörler	Deneysel Faktörler
Doğrudan Bileşen * taneciklerin dış yüzeylerin den alfa geri tepmesi. * taneciklerin iç yüzeylerin den alfa geri tepmesi. * tanecik içindeki difüzyon	* tanecikler içerisindeki radyum dağılımı * tanecik boyutu ve şekli * nem içeriği * sıcaklık * atmosfer basıncı * dış gözenek boyutu * iç gözenek boyutu * radyasyon hasarı * katı yoğunluğu	*ölçüm özellikleri (kalibrasyon, lineerlik vs.) *ölçüm çevresi (sıcaklık, nem vs) * örnek özellikleri (kırılma, eleme) * örnek çevresi (nem, sıcaklık, nem vs) * radon emanasyonun tanımı
Dolaylı Bileşen * taneciklerin iç boşluklarında ki difüzyon * taneciklerin iç yüzeylerinde ki adsorbsiyon * bitişik tane içerisine gömülme * gömülmeden sonra difüzyon merkezli salınım		

2.10.1 Radon göçü

Toprakta oluşup gözenek uzayına geçebilen radon atomları atmosfere doğru hareket etmektedirler. Oluşup gözenek uzayına geçen radon atomlarına göçleri esnasında (radon izotoplarının bozunma hızı, gözenekleri dolduran hava, su ve diğer gazlar atmosferik basınç gibi etmenler) etki ederek radonun göçünü şekillendirmektedir (Tanner, 1980).

Moleküler difüzyon ve transport, radonun atmosfere göçünde etkili olan iki mekanizmadır. Moleküler difüzyon gözenek ortamını dolduran sıvıya göre radon izotoplarının hareket etmesi iken transport ise gözenekleri dolduran akışkanın gözenek boyunca hareket etmesi ve radon izotoplarını taşımasıdır. Kısacası; radon izotoplarının, bir akışkan tarafından taşınmasıdır. Ortamda bu mekanizmalardan (Moleküler difüzyon, transport) birinin etkili olacağı gibi ikisinin de etkili olduğu görülmektedir (Tanner 1980).



Şekil 2.7 Radonun gözenekli ortamlardaki hareketi (Wiegand, 2005).

Jeolojik faktörler, yeraltı su akısı ve meteorolojik koşullar radon göçünde etkili olan mekanizmayı etkileyen faktörlerdir (Somogyi et al., 1986; Abumurat and Al-Tamimi, 2001; Tabar, 2010).

Fick yasası olarak bilinen difüzyon denklemi z doğrultusunda

$$J = -D\frac{\partial C}{\partial z}$$

J= akı yoğunluğu

D = ortamın radon difüzyon katsayısı (m^2/s)

$\frac{\partial C}{\partial z}$ = konsantrasyon gradienti (Bq/m^3)

Şeklinde verilir (Savoviç et al., 2011).

Gözenekli ortam içerisinde radon üretimi ihmal edilerek oluşan difüzyon denklemi,

$$\frac{\partial C(z,t)}{\partial z} = D\frac{\partial^2 C(z,t)}{\partial z^2} - \lambda C(z,t)$$

λ= radonun bozunma sabiti ($2{,}1 \times 10^{-6}$ s^{-1}) şeklinde oluşur (Savoviç et al., 2011).

S yada ϕ şeklinde ifade edlien radon üretim hızı (Bq m^{-3}/h^{-1} yada Bq m^{-3}/s^{-1}) üstteki denkleme eklenerek

$$\frac{\partial C(z,t)}{\partial t} = D\frac{\partial^2 C(z,t)}{\partial z^2} - \lambda C(z,t) + S(\phi)$$ haline gelmektedir.

Literatür taramaları sonucunda radon üretim hızının farklı ifadelerle kullanıldığı gözlemlenmiştir. Örneğin Bossus (1984) ve Holkko (1992) radon üretim hızını λC_{Rn} şeklinde ifade ederken Cosma (2001);

$$S(\phi) = \frac{f\lambda\rho C_{Rn}}{\varepsilon}$$

f = emanasyon katsayısı

ρ = hacimsel yoğunluk (kg/m^3)

ε = porozite

denklemi ile ifade edilir.

Literatürde bir başka ifadede aşağıdaki denklem gibi yer almaktadır. Denklemin sağ tarafındaki ilk terim difüzyonu, ikincisi adveksiyonu, üçüncü terim bozunumu ve son terim üretimi gösterecek şekilde radon transportu için çoklu faz zamana bağlı eşitliği alttaki eşitlikte verilmektedir (Rogers and Nielson, 1991; Van der Spoel, 1998; Cozmuta, 2001).

$$\beta\frac{\partial C_a}{\partial t} = \nabla.(D\nabla C_a) + \frac{K}{\mu}\nabla P.\nabla C_a - \beta\lambda C_a + S$$

Yukarıdaki ifadelerden yararlanarak L(m) difüzyon uzaklığı

$$L = \sqrt{\frac{D}{\lambda}}$$

formülü ile hesaplanır.

Radonun hareketi difüzyon teorisinden dolayı sınırlandığı için $(D\lambda)^{1/2}$ ortalama ömrü 5,5 gün olan radonun çok gözenekli ortamlarda bile difüzyon uzaklığı 1,5 m ile sınırlı kalmaktadır. Bundan olayı arka arkaya difüzyon uzaklığı ile taşınacak radon 10-15 m'den uzağa gidemeyecektir. Fakat ortamda 100 m veya

daha derinlerden gelen radonu atomlarının varlığı radonun difüzyondan çok transportu ile açıklanabilmektedir (Campero and Fleischer., 1980; Yaprak vd., 2003; İçhedef., 2011).

Mikroskobik (moleküler difüzyon) ve makroskobik (kırıntılar, boşluklar) olarak adlandırılan mekanizmalar radon transportunu açıklamamızı sağlayan iki mekanizmadır (Yaprak vd., 2003).

Singh (1999) ve Narula (2009) daha önce ifade ettiğimiz denklemlerden yararlanarak etkin radon difüzyon katsayısını;

$$D_e = \lambda\,[(X_2 - X_1)/In(C_1/C_2)]^2$$

denklemi ile ifade edilir.

λ = Radonun bozunma sabiti

$X_2 - X_1$ = katman derinlği

$C_1 = X_1$ noktasındaki radon konsantrasyonu

$C_2 = X_2$ noktasındaki radon konsantrasyonu

2.11 Toprağın Tanımı

Toprak, inorganik ya da organik kökenli katı faz ile gaz ve sıvı şeklindeki öğelerinin koşullara bağlı olarak oranlarının değiştiği, dinamik bir denge yapısına sahip, canlı ve üç boyutlu, bitki, hayvan ve mikroorganizmaların yaşam bulduğu doğal bir ortamdır.

Kayaçların ayrışması sonucunda toprak yapısında var olan mineral maddeler; toprağa dönen organik atıklardan da organik maddeler oluşmaktadır. Katı kısmın oluşturduğu yapı arasında kalan gözenekler ise su ve hava tarafından doldurulmaktadır. Toprak yapısındaki su ve hava oranlarında doğal koşullar altında değişmektedir (Günay, 1997; TEMA).

Toprakta bulunan inorganik maddeler; çok büyük kaya ve taşlardan, çeşitli büyüklükteki taneciklerden (kum, mil ve kil) oluşur. Belirli oranlarda bu maddelerin bir araya gelmesi neticesinde farklı özelliklere sahip topraklar oluşmaktadır. Bünyesinde kum mil ve kili eşdeğer oranlarda bulunduran "Tınlı Toprak" olarak adlandırılan toprak en üretken topraktır (Özden, 2010; İçhedef 2011, TEMA).

Topraklar yüzeyden ana özdeğe kadar olan profil derinliğinde, toprak oluşumlarına bağlı olarak horizon ya da tabakalardan oluşmaktadır (Altınbaş vd., 2008).

Topraklar, birbiri üzerine sıralanmış ve genelde birbirinden ayrımlı tabakaları içermektedir.

Bu tabakalar toprak derinliğe doğru,

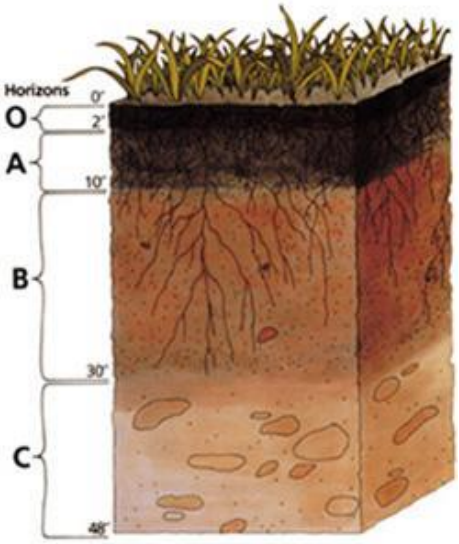
Organik horizon

Elluvial (yıkanma) horizon

İlluvial (birikme) horizon

şeklinde tanımlanır.

Bu temel horizonlarda alt horizonlara ayrılır. Bu ana horizonlar ve alt horizonlar birbirinden fiziksel, kimyasal, mineral bileşimi, biyolojik, morfolojik (Şekil 2.12) vb. özelliklerle ayrım gösterirler (Millar et al., 1965).



Şekil 2.8 Topraktaki horizonların görünüşü

2.11.1 Organik horizonlar

Organik orijinli maddelerin ya oksijenli ya da oksijensiz koşullarda toprak yüzeyinde toplanmaları sonucu oluşan horizonlardır. Organik horizonların temel kaynağını orman, çayır ve buralardaki dal, çiçek, yaprak vb. ile kimi hayvansal atıklar oluşturmaktadır.

O1 Horizonu: O2 veya A horizonlarının üzerinde ve toprak yüzeyinde bulunan horizondur.

O2 Horizonu: Bu horizon O1 horizonun altında ve A horizonunun üzerinde bulunur. O1 horizonuna göre daha çok aşınmış ve ayrışmış organik madde içerir.

2.11.2 İnorganik horizonlar

Temelinde inorganik maddelerin bulunduğu, farklı niceliklerde organik maddeler ile karışmış ayrıca organik horizonların altında bulunan horizonlardır. Bu horizonlarda oluşum özelliklerine ve derecelerine göre A,E,B,C,R temel horizonlardan oluşmaktadır (Altınbaş vd., 2008).

A Horizonu: Bu horizon kendisinin altında oluşan diğer horizonlara göre organik maddelerce zengindir. Ayrıca koyu esmer toprak rengini oluşturmasından dolayı ısı, sıcaklık, nem vb. çevresel etmenlerden doğrudan etkilenebildiği için bu horizonda mikroorganizma yetenekleri çok fazladır. A horizonu topraklarda ana özdek üzerinde oluşan ilk tabaka olarak tanımlanır. Bu horizon da çeşitli alt horizonlara ayrılır (Altınbaş vd., 2008).

E Horizonu: Çoğunlukla Podsol kuşağı topraklarda rastlanır ve bu horizon elluvial horizon (Ae) veya albik horizon olarak da tanımlanabilir. Açık renkli ve organik maddece oldukça düşüktür. Bu horizon en büyük sınırda % kil ile yine en düşük ölçütte ince kil/toplam kil oranı içermektedir (Altınbaş vd., 2008).

B Horizonu: Çoğunlukla A horizonlarından yıkanarak gelmiş olan kil, demir ve alüminyum gibi materyallerin birikmiş olduğu horizonlardır. Bu horizonlar A horizonu altında veya C, G veya R horizonları üzerinde bulunan inorganik birikimlerdir. B horizonunda genelde yüzeyden taşınan maddelerin bir birikimi söz konusu olduğu için katı ve sertliği yanında prizma benzeri, sütun vb. veya blok benzeri yapı tiplerini içerebilir (Altınbaş vd., 2008).

C Horizonu: Toprağı oluşturan ana özdek olarak tanımlanan C horizonu genellikle fiziksel olarak aşınmış ana kayadır. Bu horizonda alttaki ana kayadan fiziksel, kimyasal vb. özelliklerden dolayı ayrılır. C horizonu aşınma derecelerine göre C1/C2/C3 vb. alt horizonlara ayrılır.

C horizonun genel özellikleri:

* Biyolojik aktivite dışında bir aşınma

* Çimentolaşma, katılaşma ve sonuçta yüksek hacim ağırlığı oluşumu

* Gleyleşme

* Kalsiyum ve magnezyum karbonlarıyla tuzların birikimi

* Silisyumlu veya demir ve silisyum ile çimentolaşma (Altınbaş vd., 2008).

R Horizonu: Ana kaya olarak adlandırılan ve genellikle ana özdeğin altında yer alan horizondur. Bu horizondaki en önemli durum ayrışma olayının meydana gelmemiş olmasıdır (Altınbaş vd., 2008; Özden, 2010).

2.12 Toprağın Fiziksel Özellikleri

Toprağı oluşturan inorganik ve organik katı maddeler şekil, kimyasal bileşim ve büyüklük gibi özelliklerinden dolayı önemli farklılıklar göstermektedir. İnorganik katı maddeler oransal olarak toprakta daha büyük bir yer kaplamaktadır. Bu maddeler kolloidal büyüklükten başlayarak kum ve çakıllara kadar değişen çeşitli büyüklüklere sahiptir. Toprak suyu ve torak havası, toprağın katı maddeler arasındaki boşluklarını doldurmaktadır.

Toprağın havası gaz fazını oluştururken, toprak suyu da toprağın sıvı fazını oluşturmaktadır. Toprak katı, sıvı ve gaz fazlarının kendilerine has özelliklerinin yanında kendi aralarında da bazı fiziksel ve kimyasal ilişkiler bulunmaktadır. Toprağın dört ana bileşeninin (inorganik materyal, organik madde, su ve hava) oranları, topraklarda önemli farklılıklar göstermektedir. Kum, kil ve kil kümelerini yaklaşık aynı oranlarda içeren yani Tın bünyeli bir toprakta hacimsel olarak %45 inorganik madde, % 5 organik madde, % 25 su ve % 25 hava bulunmaktadır (Brady, 1990; Tan 1994; Altınbaş vd., 2008).

2.12.1 Toprak bünyesi

Topraktaki kum, mil ve kum boyutundaki tanecikler toprağın katı fazını oluşturmaktadır. Ayrıca toprakta mikroskobik kil taneciklerinden oldukça büyük boyuttaki taş parçalarına kadar değişen katı maddeler bulunmaktadır. Topraklar fiziksel yönü ile incelendiğinde toprakta primer (birincil) ve seconder (ikincil) olarak isimlendirilen iki çeşit toprak taneciğinin bulunduğun görülmektedir. Birincil tanecikler, ana materyalin parçalanması ve ayrışması yoluyla oluşan, birbirine yapışmamış tekil bir şekilde bulunan ve toprağın bünyesine karşılık gelen kum, mil, ve kil tanecikleridir.

Doğal koşullar altında birincil(primer) toprak taneciklerinin birbirine yapışmasıyla oluşan tanecik grubu veya kümelere ikincil (seconder) toprak parçacıkları adı verilmektedir (Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

İki milimetre (2 mm) ve altındaki parçacıkları büyüklük olarak oranları toprak bünyesi olarak ifade edilmektedir. Toprak kümelerinin boyutlara göre sınıflandırılmasında, Amerikan Sınıflandırma Sistemi ile Atterberg Sınıflandırma Sistemi (Uluslararası Sistem) kullanılmaktadır (Özgümüş, 1995; Altınbaş vd., 2008; Özden, 2010; İçhedef, 2011).

Çizelge 2.2 Toprak taneciklerinin büyüklük sınıflandırması (Soil Survey Staff , 1951; Altınbaş vd., 2008).

Tanecik Adı	Amerikan Sınıflandırma Sistemi	Uluslararası Sınıflandırma Sistemi
	Tane Boyu (mm)	
Çakıl	>2,00	>2,00
Çok kaba kum	2,00 – 1,00	
Kaba kum	1,00 – 0,50	2,00 – 0,20
Orta kum	0,50 – 0,25	
İnce kum	0,25 – 0,10	0,20 – 0,02
Çok ince kum	0,10 – 0,05	
Mil	0,05 – 0,002	0,02 – 0,002
Kil	<0,002	<0,002

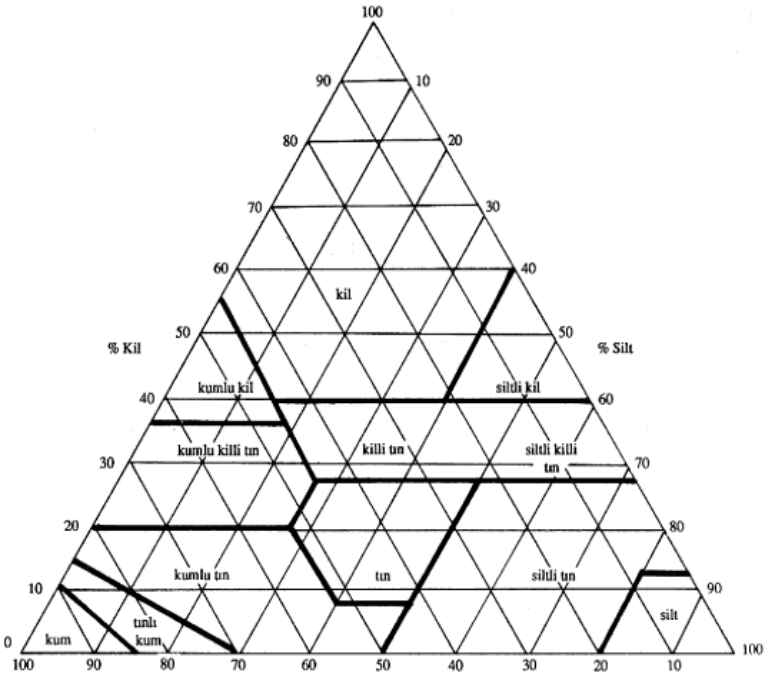
Kum tanecikleri düzensiz şekil ve boyuttadır. Islandıkları zaman yapışkanlık ve plastiklik özelliği göstermezler ayrıca kimyasal olarak elektrik yükü taşımazlar (Özgümüş, 1995; Altınbaş vd., 2008). Kumlu toprakların su tutma kapasiteleri düşüktür fakat iri gözenekler fazla olduğu için iyi havalanır.

Hem boyut hem de diğer özellikler bakımından kum ve kil tanecikleri arasında mil tanecikleri, bir kil filmi tabakası ile kaplandığında bir miktar yapışkanlık ve plastiklik özelliğinin yanında, su ve katyonları tutma özelliği göstermektedir (Altınbaş vd., 2008).

Toprağın en küçük boyuttaki taneciğini oluşturan kil tanecikleri negatif elektrik yüküne sahip olduğundan dolayı kimyasal olarak toprağın en aktif inorganik bölümünü oluşturur. Kil tanecikleri toprağın su tutma kapasitesini arttırmakta ayrıca toprakta bulunan besin maddelerinin tutulmasını sağlamaktadırlar (Akalan, 1968; Atalay 1989; Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

Topraklar içerdikleri Kum, mil ve kil yüzdelerine göre ‘ayrımlı bünye’ adı ile adlandırılmaktadırlar. Bünye isimlerinin belirlenmesinde bünye üçgeni kullanılmaktadır (Şekil 2.13).

Bünye üçgeninde her kenar 0 dan 100 e kadar bölünmüştür ve her kenar farklı bir kümeyi göstermektedir. Analiz sonucu elde edilen % kum, % mil ve % kil değerleri bünye üçgenine uyarlanarak toprağın bünye sınıfı tespit edilmektedir (Altınbaş vd., 2008).



Şekil 2.9 Toprak bünye üçgeni

Topraklar aşağıda açıklanacağı gibi üç ana başlık altında bünye özelliklerine göre sınıflandırılırlar.

Kum Bünyeli Topraklar: Kum içerikleri yüksek olan topraklar (hafif bünyeli, Kaba bünyeli) olarak adlandırılmaktadır. Organik madde miktarının düşük olduğu koşullarda ve kil kümelerinin azlığı sebebi ile kum tanecikleri birbirine bağlanamaz. Su geçirgenlikleri iyi olduğundan dolayı su tutma kapasiteleri çok düşüktür (Altınbaş vd., 2008).

Tın Bünyeli Toprakla: Yaklaşık olarak aynı oranlarda kum, mil ve kil kümelerinin bulunduğu toprak sınıfıdır. Bu toprakların su tutuma kapasiteleri ve geçirgenlikleri orta derecelidir. Ayrıca orta derecede yapışkan ve plastiklik özelliğine sahiptir (Akalan, 1968; Altınbaş vd., 2008).

Kil Bünyeli Topraklar: Kil içerikleri yüksek olan topraklar killi topraklar olarak adlandırılmaktadır. Boşluk (por) hacmi bakımından diğer bünyeleri içerisinde ilk sırayı alan topraklardır. Yalnız büyük boyutlu boşluk sayısı bu topraklarda oldukça azdır. Bu toprakların besin maddelerini ve suyu tutma kapasiteleri oldukça yüksektir. Su geçirgenlikleri düşük olduğu için toprak içi dikey su hareketleri çok azdır.

Kil bünyeli topraklar kurudukları zaman sertleşiriz ve çatlarlar ayrıca yüksek oranda plastiklik özelliği de göstermektedirler (Özden, 2010; İçhedef., 2011).

2.12.2 Toprak yapısı (strüktürü)

Toprakta bulunan kum, mil ve kil taneciklerinin gruplar halinde kümeleşerek dizilme şekillerine toprak yapısı (strüktürü) adı verilir. Topraktaki primer tanecikler olan kum, mil ve kil düşük ya da yüksek kuvvetlerde birbirlerine yapışma ve kümeler oluşturma yatkınlığındadır. Böylece toprakta "toprak agregatı" adı verilen sekonder toprak parçacıkları oluşmuştur. Ayrıca topraktaki yapı çeşitleri yapı tipi, yapı sınıfı ve yapı derecesi şeklinde sınıflandırılmaktadır (Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

2.12.3 Toprak havası

Toprağın gaz fazına, toprak havası da denilmektedir. Topraktaki boşlukları su ile doldurulmaktadır. Toprak yapısını oluşturan birimler arasında bulunan büyük boşluklar (makropor) hava ile dolmakta ve hava hareketi bu boşluklarda olmaktadır. Bir diğer boşluk olan küçük boşluklar (mikropor) ise suyun genellikle tutulduğu boşluklardır. Yağış ve sulama sonucu ilk olarak büyük boşluklar su ile dolmaktadır ve sonra su küçük boşluklara hareket etmektedir. Toprak çeşidine ve farklı katmanlara göre topraktaki toplam boşluk % 25' ten az yada % 50' den fazla olabilir (Brady, 1990; Altınbaş vd., 2008).

Atmosfer havası ile toprak havasının aynı özellikte olmasına rağmen gazların miktarları farklılık gösterebilmektedir. Toprak suyu boşluklardaki hava miktarını etkilemektedir. Toprak suyundaki artış havayı boşluklardan dışarı itmektedir. Buharlaşmanın etkisi ve bitkiler tarafından boşluktaki suyun alınması, topraktaki su içeriğini düşürmektedir. Dolayısıyla boşluklardaki hava miktarı kütle akımı (atmosfer havası ile toprak havası arasındaki basınç farkından oluşur) ve yayınım etkisi ile artmaya başlar.

2.12.4 Toprak suyu

Toprakların sıvı fazı, toprak suyu veya toprak çözeltisi olarak isimlendirilmektedir. Toprağın içerisindeki su toprak gözeneklerinde bulunur. Kolloid konumdaki materyaller ile çözünmüş bileşikler toprak suyunun içerisinde bulunurlar. Toprak suyu, topraktaki (büyük boşluklar) makropor ve (küçük boşluklara) mikroporlara yerleşmiş durumdadırlar.

Suyun topraklardaki boşluklarda tutulması şu şekilde olmaktadır;

- Toprak taneciklerinin çekim gücü
- İyonların çekim gücü
- Kılcal boşluklardaki yüzey gerilimidir (Altınbaş vd., 2008).

2.12.5 Toprak rengi

Toprak rengi morfolojik bir toprak özelliği olmasından dolayı toprakların tanımlanmasında ve nitelendirilmesinde önemli bilgiler sunmaktadır.

Toprak rengine bakılarak; toprağın içerdiği;

* Organik madde miktarı

* Doğal drenaj

* Havalandırma durumu

* Yıkanma

* Birikme

hakkında önemli bilgiler belirlenebilir (Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

2.12.6 Toprak sıcaklığı

Toprakta oluşan fiziksel, kimyasal ve biyolojik olayları etkilemektedir. Toprak sıcaklığına etki eden en önemli enerji kaynağı güneştir. Bunun yanında topraktaki organik maddelerin ayrışması olayından, toprak organizmalarının ve bitki köklerinin solunum ile yerkürenin iç kısımlarındaki magmadan da toprak ısı kazanabilmektedir. Toprak sıcaklığı; tohumların çimlenmesi, bitkilerin büyüyüp gelişmesi, toprağın nem içeriği, havalanama strüktür (yapı) vb. oluşumlarında etkilidir (Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

2.12.7 Toprağın kıvamı

Toprağın farklı nem düzeylerinde adezyon (farklı madde moleküllerinin birbirini tutması) ve kohezyon (aynı madde moleküllerinin birbirini tutması) güçleri ile toprak kütlesinin bir arada tutulma gücü veya yeteneğine toprak kıvamı denilmektedir. Toprakların sahip olduğu dağılabilirlik, yapışkanlık ve plastiklik gibi özellikleri toprak kıvamı ile ilgilidir (Altınbaş vd., 2008; İçhedef, 2011).

2.13 Toprağın Kimyasal Özellikleri

2.13.1 Toprak tepkimesi (pH)

Toprak tepkimesi pH ile sembolize edilmektedir. Toprak çözeltisi içindeki hidrojen iyonlarının eksi logaritması topraklardaki pH' yi vermektedir. Saf suyun (25 ℃) litresindeki 0,0000001 iyon g/l diroksil iyonu ve 0,0000001 iyon g/l hidrojen iyonu bulunmaktadır. Buna ifadeye göre çözelti içerisindeki H^+ ve OH^- iyonlarının yoğunlukları eşit olduklarından $pH=10^{-7}=7$' dir.

$H_2O = H^+ + OH^-$

$pH = - \log[H^+]$

Suyun H^+ ve OH^- iyonlarına ayırdığımız zaman toplam iyon yoğunlukları 10^{-14} ve sabittir.

pH değeri 7'den küçük olduğunda asidik, pH değeri 7'den büyük olduğunda bazik tepkimeyi göstermektedir. pH=7 olduğunda ise tepkime nötrdür. Çözelti içerisindeki H^+ ve OH^- iyonlarının derişimi 10^{-14} lük sabitliği bozmamakta ve bundan dolayı çözelti pH'ları 0 14 arasında değişmektedir. pH derecesi ile çözeltideki H^+ iyonu arasında ters oran ilişkisi vardır. H^+ iyonları arttıkça pH derecesi 7' nin altına düşmekte ve asitli özelliği artmaktadır. Çözelti içerisinde bulunan H^+ iyonu içeriğine göre toprak tepkimesi (pH) özellik kazanmaktadır. Toprak çözeltisi içerisindeki H^+ iyonlarının miktarı OH^- iyonlarından fazla ise asit tam ters durumda ise toprak tepkimesi alkali olarak isimlendirilir. H^+ iyonları ile OH^- miktarları eşit ise toprak tepkimesi nötrdür. Çizelge 2.4' de belirtildiği gibi topraklar pH değerine göre sınıflandırılmaktadır (Özgümüş, 1995; Altınbaş vd., 2008; Özden, 2010; İçhedef, 2011).

Çizelge 2.3 pH değerlerine göre toprakların sınıflandırılması

Toprak Tepkimesi	pH
Çok Kuvvetli Asit	<4,0
Kuvvetli Asit	4,9 – 4,0
Orta Derece Asit	5,9 – 5,0
Hafif Asit	6,9 – 6,0
Nötr	7,0
Hafif Alkalin	7,1 – 8,0
Orta Derece Alkalin	8,1 – 9,0
Kuvvetli Alkalin	9,1 – 10,0
Çok Kuvvetli Alkalin	>10,0

2.13.2 Toprakta kireç

Kalsiyum karbonat ($CaCO_3$) miktarı fazla olan topraklara kireçli toprak denilmektedir ve bu toprakların pH' ı da 7' nin üzerindedir. Kireç toprak verimliğinde ve bitki büyümesinde önemli rol oynadığı için toprakta belirli miktarda kirecin olması istenmektedir. Eğer doğal olarak kireç yetersiz ise dışarıdan kireç takviyesi yapılmaktadır. Karbonat, oksit ve hidroksit olmak üzere kireç 3 farklı şekilde bulunmaktadır (Altınbaş vd., 2008; Özden, 2010; İçhedef, 2011). Çizelge 2.5' te toprakların içerdikleri kireç gösterilmektedir.

Çizelge 2.4 % kireç içeriğine göre toprakların sınıflandırılması

% $CaCO_3$	Değerlendirme
0 − 2,5	Kireçce Fakir
2,5 − 5,0	Kireçli
5,0 − 10,0	Kireçce Zengin
10,0 − 20,0	Bünye+Marn
20,0 − 50,0	Bünye+Kireçli

2.13.3 Organik madde

Toprağın en önemli bileşenlerinden biri organik maddedir. Organik madde (humus toprağın içinde ve üzerinde yer alan sürekli olarak, ayrışmaya ve değişmeye uğrayan, bitki, hayvan ve diğer canlılara dokularıyla bu dokuların sentez ürünlerini içeren ölü organik maddelerin tümü olarak tanımlanır. Bitkisel ve hayvansal kökenli ölü organik dokular ile toprak canlılarının ölümü sonu oluşan dokular toprağın organik madde kaynaklarıdır. Toprakta bulunan organik madde miktarı % 5 ile % 7 arasında değişim göstermektedir. Buradaki yüzdeler düşük olmasına rağmen organik madde toprağın tüm özellikleri üzerine önemli etkiler yapar. Organik maddenin en önemli etkisi kum mil ve kil taneciklerini bir araya getirerek toprağın Agregat küme yapı oluşturmasını sağlamaktır. Bundan dolayı da toprakların havalanma kapasiteleri artmaktadır. Organik madde içeriğine göre topraklar iki farklı sınıflandırma sistemi ile Çizelge 2.6' dakı gibi sınıflandırılır (Altınbaş, 1996; Bolca vd., 2010; İçhedef, 2011).

Çizelge 2.5 % organik madde içeriğine göre toprakların sınıflandırılması

% Organik Madde	Değerlendirme
<2	Humusça Fakir
2-4	Humuslu
4-10	Kuvvetli Humuslu
10-15	Çok Kuvvetli Humuslu
15-50	Organik Toprak (Amor)

2.13.4 Toprakta tuz

Topraklardaki önemli kimyasal özelliklerden biride tuzluluktur. Topraklar farklı oranlarda suda çözünen tuzlar çıktığı zaman bitki gelişimine önemli etkileri bulunmaktadır. Çizelge 2.7 ile toprakların tuz içerikleri gösterilmektedir (İçhedef, 2011).

Çizelge 2.6 % tuz içeriğine göre toprakların sınıflandırılması

Tuzluluk Sınıfı	Suda Çözünür Toplam Tuz (%)	Değerlendirme
Sınıf 0	<0,150	Tuzsuz-Az Tuzlu
Sınıf 1	0,150-0,350	Çok Tuzlu
Sınıf 2	0,350-0,650	Yüksek Tuzlu
Sınıf 3	>0,650	Çok Yüksek Tuzlu

2.14 Toprakların Sınıflandırılması

Toprak sınıflandırma: 1950' li yılların başlarında geliştirilen ve sonra uluslararası işbirliği ile geliştirilmiş dünyadaki en kapsamlı toprak sınıflandırma sistemidir. Bu sınıflandırma sistemi; Sıra(order), Alt sıra(suborder), Büyük toprak grubu (great group), Alt grup (sub group), Aile (family), Dizi (series) olmak üzere 6 hiyerarşik kategoriye ayrılmıştır (USDA, 1999).

Sıra (order): Topraktaki horizonların varlığına ve özelliklerine bağlı olarak, farklı özellikler göstermekte olan ve morfolojik özellikleri de farklı 10 sıra(order) bulunmaktadır.

Alt sıra(suborder): Toprak sınıflandırmasının genelden özele doğru yapıldığı ikinci kategoridir. Alt sıra sıklıkla genetik homojenik ve iklimsel etkileri ayırt etmektedir.

Büyük toprak grubu(great group): Daha bilimsel olarak toprağın yatay katmanlarını sıralayan bir kategoridir. Toplamda 230 büyük toprak grubu bulunmaktadır.

Alt grup (subgroup): Büyük toprak grubunun merkez kavramını oluşturur. Diğer sıra, alt sıra veya büyük toprak grupları ile geçiş formlarıdır. Büyük toprak grubunun bazı özelliklerini göstermeyen ama diğerlerine geçiş özelliği göstermeyenleri içermektedir (USDA, 1999; İçhedef, 2011).

Aile (families): Toprakta bitkilerin yetişmesi için önemli etkiler gösteren fiziksel ve kimyasal özelliklerin ayırt edilmesini sağlayan kategori olarak bilinir. Tipik aile isimleri killi (clayey), kaolinitik ve ısohyperthermic tarzındadır. Sınıflandırma sistemi içerisinde ise yüzlerce aile bulunmaktadır (İçhedef, 2011).

Dizi(series): Toprağın rengi, bünyesi, yapısı, horizonların tepkisi, horizonların kimyasal ve mineralojik özelliklerini belirten ve toprak sırası en alt kategoridir. Toprak sıra isimlendirilmesinde yerel adlar kullanılmaktadır (USDA, 1999).

Toprakların sınıflandırılması, Amerika Birleşik Devletleri tarım dairesi (USDA) tarafından genel kabul görmüş ve kapsamlı bir sınıflandırma sistemidir.

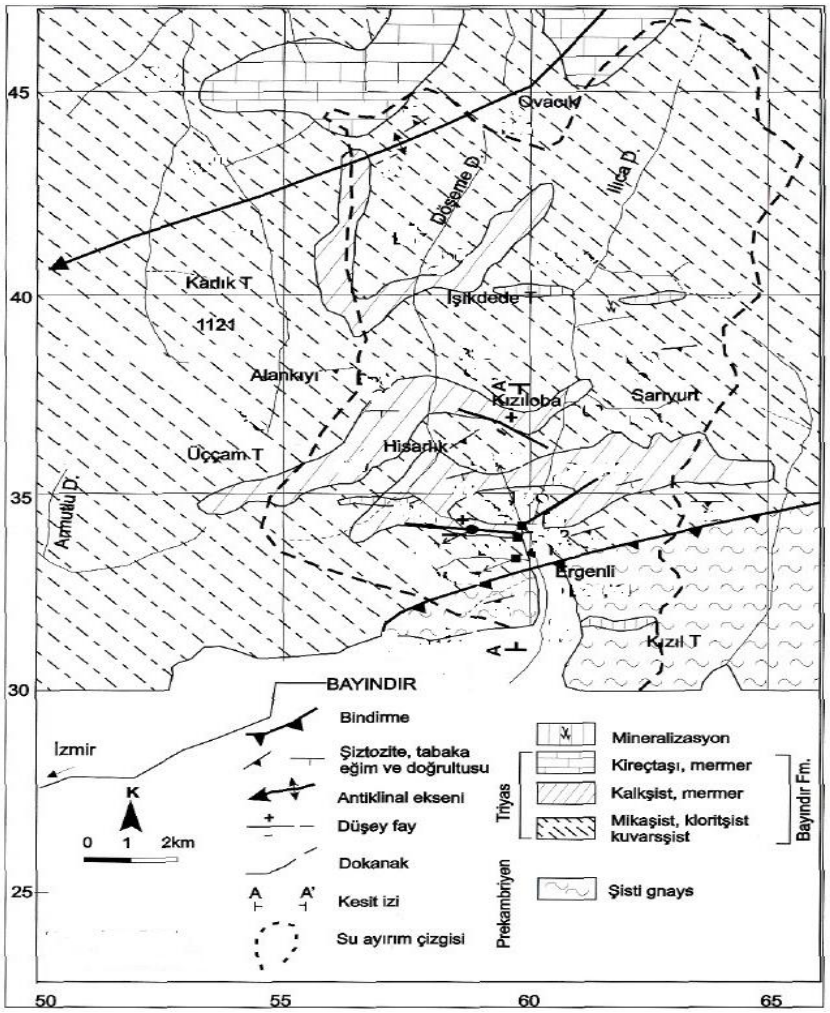
3. MATERYAL VE METOD

3.1 Çalışma Alanının Jeolojisi

Çalışma alanını ve çevresini temeli Menderes Masifi' ne ait metamorfik kayalar oluşturmaktadır. Bu kayaların oluşumu başlıca şist, filit, mermer ardalanmasından meydana gelmektedir. Bayındır yakınlarında ise genellikle şistlerden oluşan bir metamorfik seri yer almaktadır. Bunların üzerini uyumsuzlukla Kuvaterner alüvyon örter. Bayındır jeotermal alanında, Batı Anadolu'daki pek çok jeotermal alan ve çevresinde gözlenen Neojen yaşlı tortul oluşukları gözlenmemektedir. Çalışma bölgesi Batı Anadolu'nun genç graben tektoniği etkisiyle oluşmuş olan Küçük Menderes Grabeni'nde yer almaktadır. Metamorfik kayaçlar arasında ince dar bir vadi şeklinde uzanan, üzerinde ince bir alüvyon örtüsünün bulunduğu alanda, fayların kesişim yerinde Bayındır Kaplıcaları yer almaktadır (Şekil 3.1). Jeotermal sistemin yatağını metamorfik şistler ve mermerler oluşturmaktadır. Burada sözü edilen yatak kavramıyla kırıklı, çatlaklı kayaların bulunduğu kuvars şist, kalk şist ve mermer gibi kayalardan bahsedilir. Bölgede metamorfik kayalar sıcak su sondajlarının yanı sıra, çok sayıda düşük debili soğuk su kaynağının da akiferini oluşturmaktadır.

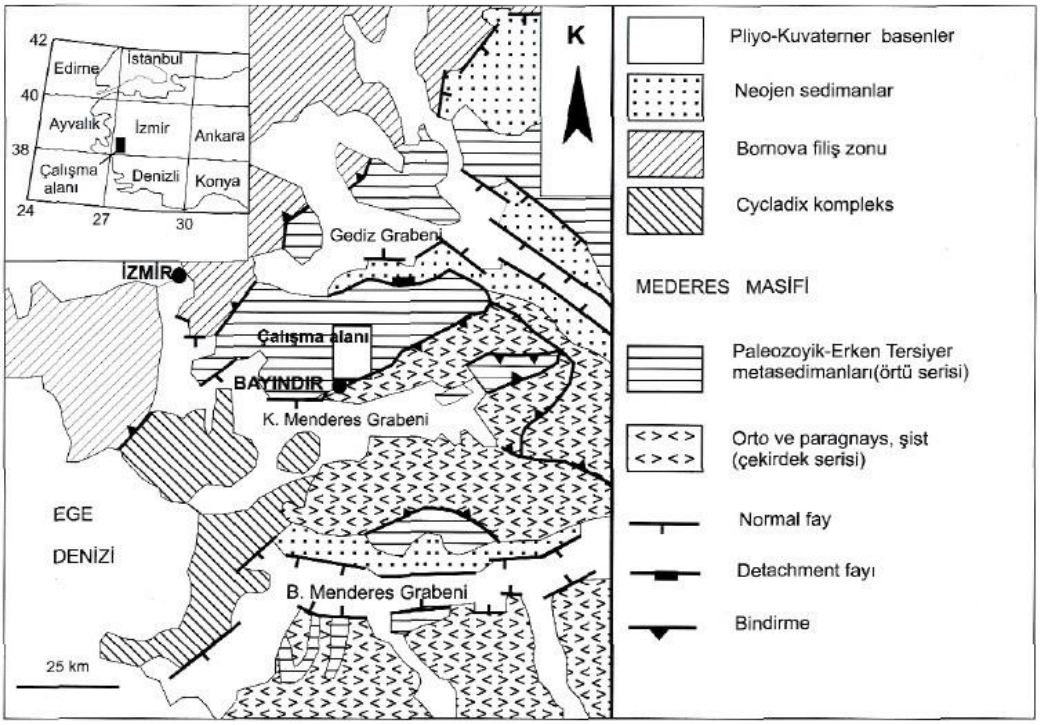
Menderes masifi olarak bilinen çok geniş bir masif Batı Anadolu'da yüzeylenmektedir (Şekil 3.2). Bu masif, Paleozoyik ve Alt Mesozoyik yaşlı örtü serileri ile Prekambriyen yaşlı bir çekirdek oluşmaktadır (İzdar, 1969, 1971, 1975). Menderes masifinde Kula, Kiraz ve Söke yörelerinde bazik volkanizmaya rastlanılmaktadır. Masifin grabenzonları içerisinde belirlenen zengin jeotermal kaynaklar, volkanik aktivitenin günümüzde de sürdüğünü göstermektedir (Dora ve diğerleri, 1992). Meteorik suların derin dolaşımını Menderes masifinde aktif rift zonlardaki fay sistemleri sağlamaktadır. Jeotermal gradyan bu rift zonlarında yüksek olup, bu suların ısınmasına da genç sub volkanik aktiviteler sebep olmaktadır (Özgür ve Pekdeğer, 1995; Bulut ve Filiz,2005).

Menderes metamorfitleri Selçuk-Bayındır bölgesinin güneybatı bölümünü oluşturmaktadır. Bu metamorfitler ekseni KD-GB uzanımlı, GB' ye dalımlı bir antiklinal yapısı sunmaktadır (Bayındır Antiklinali) (Şekil 3.2) (Bulut ve Filiz, 2005).



Şekil 3.1 Çalışma alanını jeoloji haritası (Bulut ve Filiz, 2005)

Batı Anadolu K-G yönlü bir gerilmeye uğradığından dolayı bölge 3-6 cm/yıl genleşmektedir. Bu genleşme sonucunda, bölgenin jeolojisinde egemen yapı unsurları olarak D-B gidişli grabenler gelişmektedir. Kenarlarından normal faylarla sınırlı olan bu grabenlerin kenar fay zonları 100-150 km devamlılık göstermektedir. Bu zon, çoğunun uzunlukları 8-10 km' yi geçmeyen kısa faylardan oluşmuş bir fay demeti şeklindedir. Sürekli bir sismik aktivite, bu fayların üzerinde kaydedilmektedir (Yılmaz, 2000; Bulut ve Filiz, 2005).



Şekil 3.2 Batı Anadolu'nun bölgesel jeoloji haritası ve çalışma alanının konumu (Rimmele ve diğerleri, 2003'den değiştirilerek, Bulut ve Filiz, 2005).

3.2 Çalışma Alanında Yer Alan Büyük Toprak Grupları

Tez çalışması kapsamında çalışılacak alandaki büyük toprak grupları Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi toprak bölümü araştırıcılarından Doç. Dr. Mustafa BOLCA tarafından belirlenmiştir. Küçük menderes Havzasının Bayındır bölgesi ve çevresinde Kahverengi Orman, Kireçsiz Kahverengi ve Koluviyal olmak üzere 3 büyük toprak grubu tespit edildi.

3.2.1 Koluviyal

Havzada 93459 hektar alanı kaplayan bu topraklar jeolojik materyalin parçalanıp taşınmasıyla zayıf A1 oluşumu gösteren topraklardır. Havzanın toplam alanının % 14,4' üdür. Genç koliviyaller kısmen de olsa bulundukları kuşağın oluşumunu gösteren AC profiline sahiptirler. kolluvium materyali, zayıf A1 oluşumlu katın altında gelir. Tipik profilde A1 katmanı , renk bakımından ve yine kütlesel olan C katından ayrılır. Havzanın doğu kısmında metamorfiklerin aşınıp – taşınmasıyla oluşan genç koliviyallere karşılık, orta ve batısında kireçli-kireçsiz fakat daha belirgin oluşumlu A1 katmanına sahip koliviyaller bulunmaktadır. 25-250 metre arası yükseltilerde belirlenen koluviyal toprakların profilleri kurudur. Bu rup alüvyallerle komşudur. Koluviyaller yüksek arazi topraklarının aşınıp taşınmasıyla oluşurlar. Alüvyaller gibi AC profillidir (T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No:222).

3.2.2 Kireçsiz kahverengi

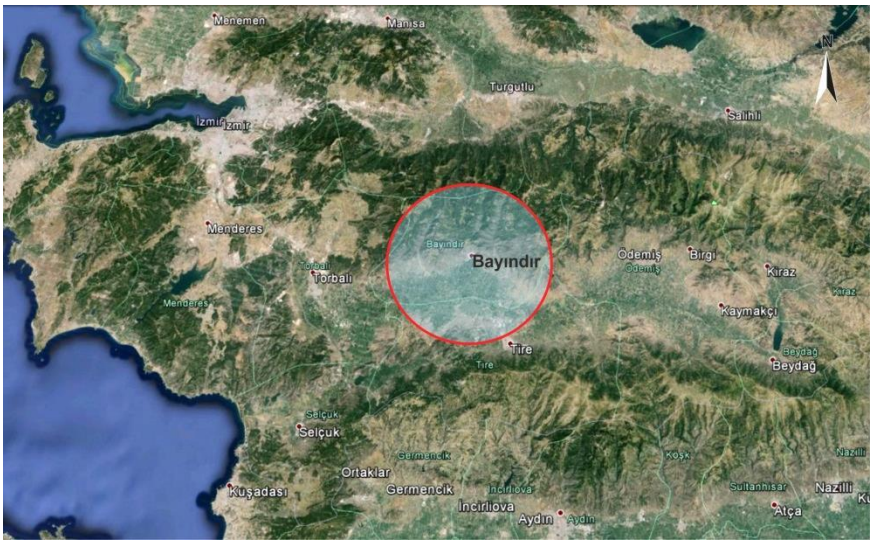
Havzanın 189058 hektarlık alanını kaplar. Havzada en yaygın gruptur. Toplam alanın % 29,2' sini oluşturur. Yapısal B katmanlı kireçsiz kahverengi topraklar ya bazlarca fakir kristal (granit) ya da metamorfikler (gnais, mikaşist vb.) ya da primer kayaçlar (şist,hafif killi kum taşı) üzerinde oluşmuştur. Bu toprak grubunun profilleri, orman topraklarından daha az evrimleşmiştir. Koyu olan A1 katı, yapı ve renkçe farklı B katından kolaylıkla ayrılmaktadır. Bu toprak tipinin tipik profil kıvamı (kuru-nemli hallerde) üstten daha sert ve sıkıdır. Yağışlı mevsimlerde killer ve bazlar yıkanırken üst katmanda ayrışmamış ana kaya parçalarına rastlanılmaktadır. Kurak mevsimlerde ise bu kil ve bazlar sıkışmış halde bulunurlar. Drenajları iyi olmakla beraber yayıldıkları alanlarda jeolojik yapı değişiktir Kireçsiz Kahverengi Orman Topraklarından farklı olarak organik maddece daha zayıftır. Kireçsiz Kahverengi toprakların kıvamları ayırtedici bir özellik olarak sayılabilir (T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No:222).

3.2.3 Kahverengi orman

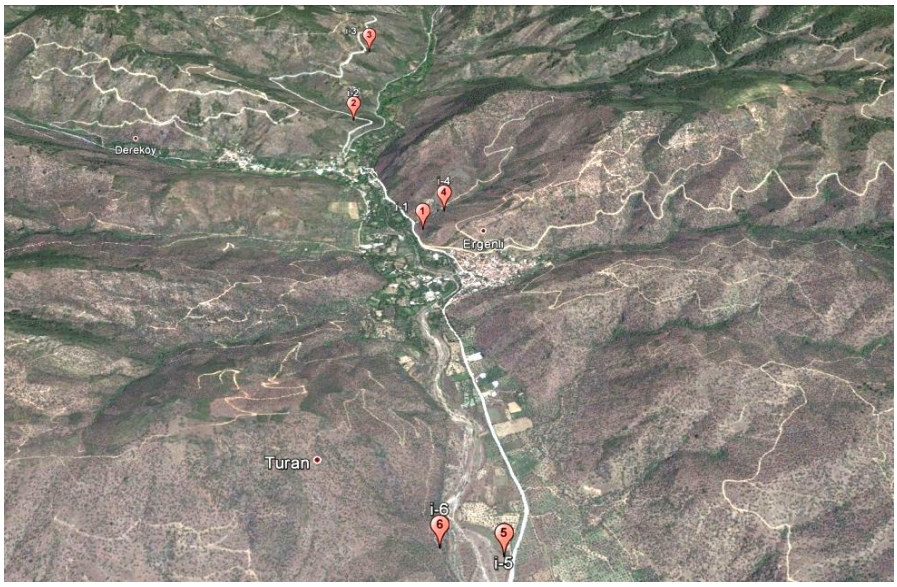
Havzada 11852 hektar alanı kaplayan bu toprak grubu toplam alanın 1,8' ine karşılık gelmektedir. Havzada pek geniş alan kaplamazlar. Tipik profilde A1 katmanı grimsi kahve, b katmanı sarımsı kahve-kahverengi şeklindedir bu grubun üst katmanı killi, tınlı ve zayıf, ince blok yapılıdır. Altta ise daha ağır bünyeli , blok prizma yapılı B katmanı bulunur. Profil derinlikleri ana kayanın ayrışma derecesine göre değişmektedir. B katmanı kalsik elementlerce zengindir. Bazı katmanlarda ise demir hidroksitler zengin olarak bulunur. Bu grubun bulunduğu alanlarda yıllık ortalama yağış 600 - 800 mm ve yayılım alanlardaki yükseltiler 50 -500 metre arasındadır. Drenajları bu yükseltilerden dolayı iyidir. Bunların toprak gövdesi (AB) doğrudan doğruya sert kalker kayası üzerine oturmuşlardır (T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No:222).

3.3 İstasyonlarının Oluşturulması Ve Örnekleme İşlemleri

Şekil 3.3' de görüntüsü verilen çalışma bölgesinde ilk olarak büyük toprak grupları belirlenmiş ve belirlenen her bir toprak grubu üzerinde ayrı koordinatlara sahip ikişer istasyon kurulmuştur (Şekil 3.4).



Şekil 3.3 Çalışma alanının uydu görüntüsü (Google.earth.com)



Şekil 3.4 İstasyonların uydu görüntüsü (Google.earth.com)

Çizelge 3.1 Çalışma alanında yer alan istasyonlar ve büyük toprak grupları

İstasyon	Koordinat	Yükseklik (m)	Büyük Toprak Grubu
I1	38 14 41 N 27 41 19 E	164	Kireçsiz Kahverengi
I2	38 15 15 N 27 41 06 E	209	Kahverengi Orman
I3	38 15 37 N 27 41 11 E	300	Kahverengi Orman
I4	38 14 44.8 N 27 41 23.9 E	75	Kireçsiz Kahverengi
I5	38 13 39.6 N 27 41 24.8 E	108	Koluviyal
I6	38 13 41.4 N 27 41 15.7 E	117	Koluviyal

Belirlenmiş olan istasyonlarda toprak ana kayaca kadar kazılmış ve her bir istasyonda yatay toprak katmanları belirlenmişti.

Şekil 3.5 I1 İstasyonu (Kireçsiz Kahverengi)

Şekil 3.6 I2 İstasyonu (Kahverengi Orman)

Şekil 3.7 I3 İstasyonu (Kahverengi Orman)

Şekil 3.8 I4 İstasyonu (Kireçsiz Kahverengi)

Şekil 3.9 I5 İstasyonu (Koluviyal)

Şekil 3.10 I6 İstasyonu (Koluviyal)

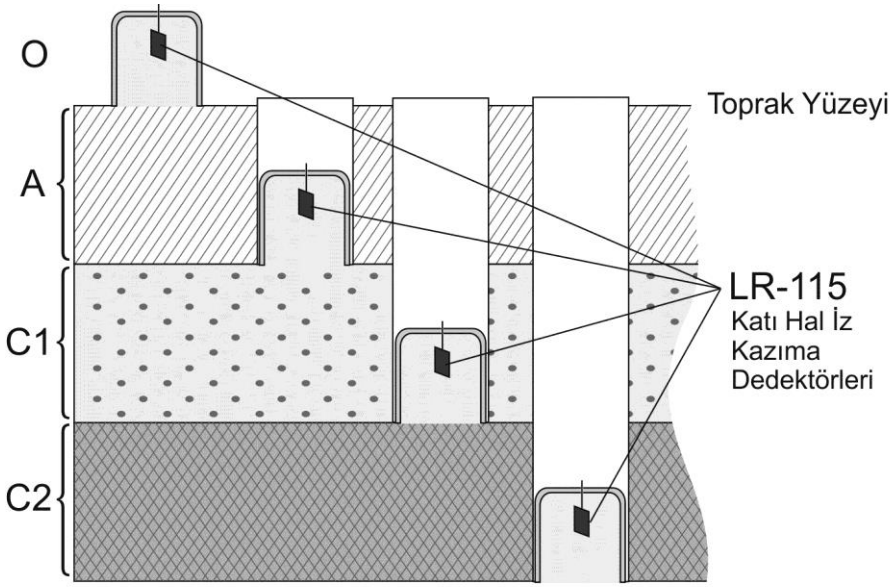
Çalışmada belirlenen istasyonlardan ve yatay toprak katmanlarından toprağın fiziksel özelliklerinin ve doğal radyoaktivite içeriklerinin belirlenmesi için 1,5–2 kg toprak örnekleri alınmıştır. Ayrıca belirlenen yatay toprak katmanlarının % nem ve volüm ağırlık değerleri için 100 cm^3' lük çelik silindirler yardımıyla yapısı bozulmamış toprak örnekleri de alınmıştır.

3.4 Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemi

Çalışmada toprak gazı radon ölçümleri için LR-115 Tip II nükleer iz kazıma dedektörleri kullanılarak ölçümler gerçekleştirilmiş ve arazi çalışmaları sırasında dedektörler periyodik olarak yenileri ile değiştirilmiştir.

3.4.1 Nükleer İz Kazıma Dedektörleri ile Radon Ölçümleri

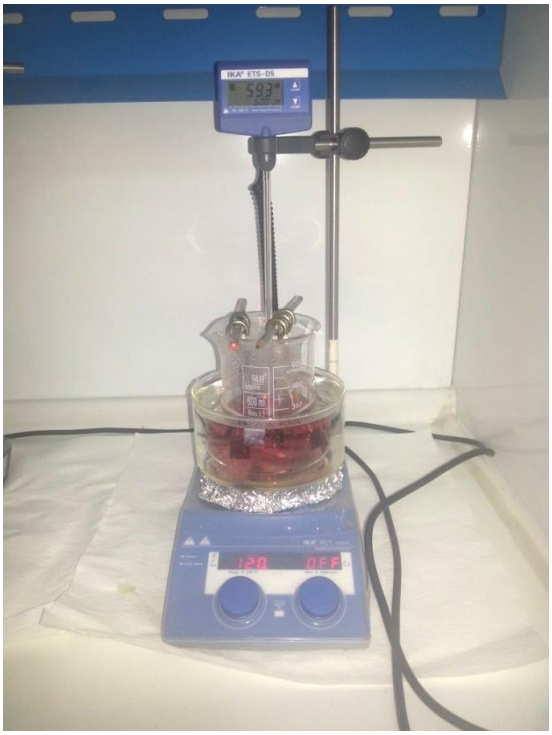
Çalışmada ilk olarak istasyonlarda toprak ana kayaca kadar kazılmış, kazılan istasyonlarda yatay toprak katmanları belirlenmiş ve belirlenen her katmandan toprak örnekleri alınmıştır. Bu işlemlerin ardından farklı katmanlara değişik yükseklikte PVC borular yerleştirilerek nükleer iz kazıma dedektörlerinin konulacağı düzenekler (Şekil 3.12) oluşturulmuştur (Papastefanau, 2007). Ölçümlerin eşit hacimde alınması amacıyla tek tip kavanozlar kullanılmıştır. Bu kavanozların diplerine küçük bir telin geçebileceği kadar genişlikte delik açılmış ve toprak gazı radon ölçümünde kullanacağımız 2 cm x 2 cm boyutlarındaki film dedektörler bu tel sayesinde kavanozun dibine yerleştirilmiştir. Dedektörlerin bulunduğu kavanozlar ters çevrilerek farklı derinliklerde bulunan PVC boruların içerisine yerleştirilmiş ve bu dedektörler sayesinde 4 ile 6 hafta arasında değişen sürelerde ölçümler alınmıştır Bu süreler sonunda araziye gidilip eski film dedektörler alınıp yerlerine yeni dedektörler yerleştirilmiş ve toplanan filmler analiz yapılmak üzere laboratuvara getirilmiştir.



Şekil 3.11 Deney düzeneğinde yatay katmalarının gösterimi

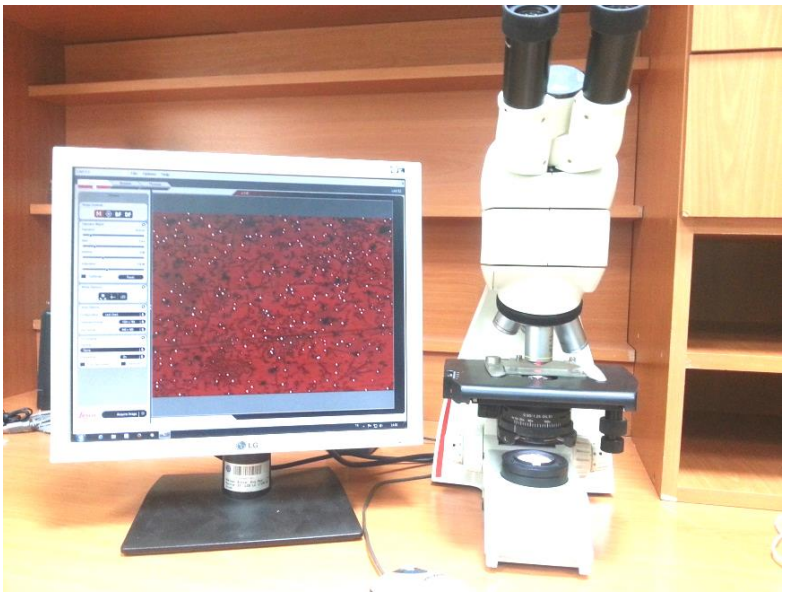
Şekil 3.12 Ölçüm düzeneklerinin istasyonlara yerleştirilmesi

Laboratuvara getirilen detektörlere şekil 3.13de görüldüğü gibi 2,5 N (% 10'luk) NaOH çözeltisi içerisinde 60 ºC sıcaklıkta 90 dakika boyunca banyo işlemi uygulanmıştır (Baixeras et al., 1997). Bu süre sonunda çözeltiden çıkarılan dedektörler saf su içerisinde 10 dakika boyunca bekletilmiş ve saf su içerisinden çıkarılan filmler kurumaya bırakılmıştır. İz kazıma işlemi adı verilen bu işlem sonucunda gizli izler optik mikroskopta görünür hale getirilmiştir.

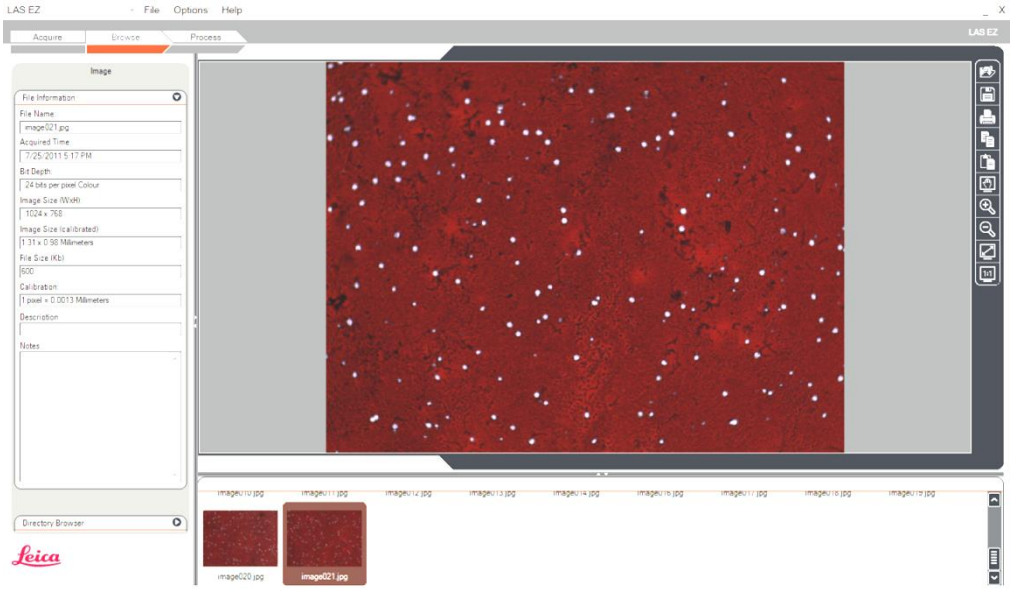


Şekil 3.13 İz kazıma banyo işlemi

Çalışmada kullanılan film dedektörler üzerindeki alfa iz yoğunluğunun belirlenmesi 3 aşamada gerçekleştirilmiştir (Arias et al., 2005). Birinci aşamada optik mikroskobun (Şekil 3.14) 100X büyütmeli objektifi kullanılarak dedektörlerin farklı alanlarından görüntülerin fotoğrafı çekilmiştir (Şekil 3.15).

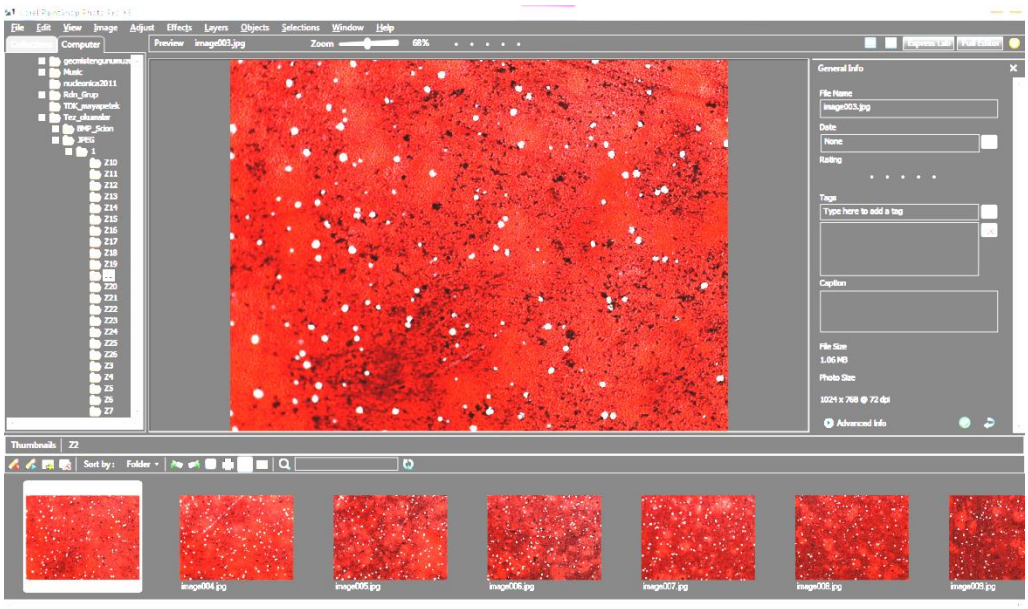


Şekil 3.14 Optik mikroskop ile görüntü alma



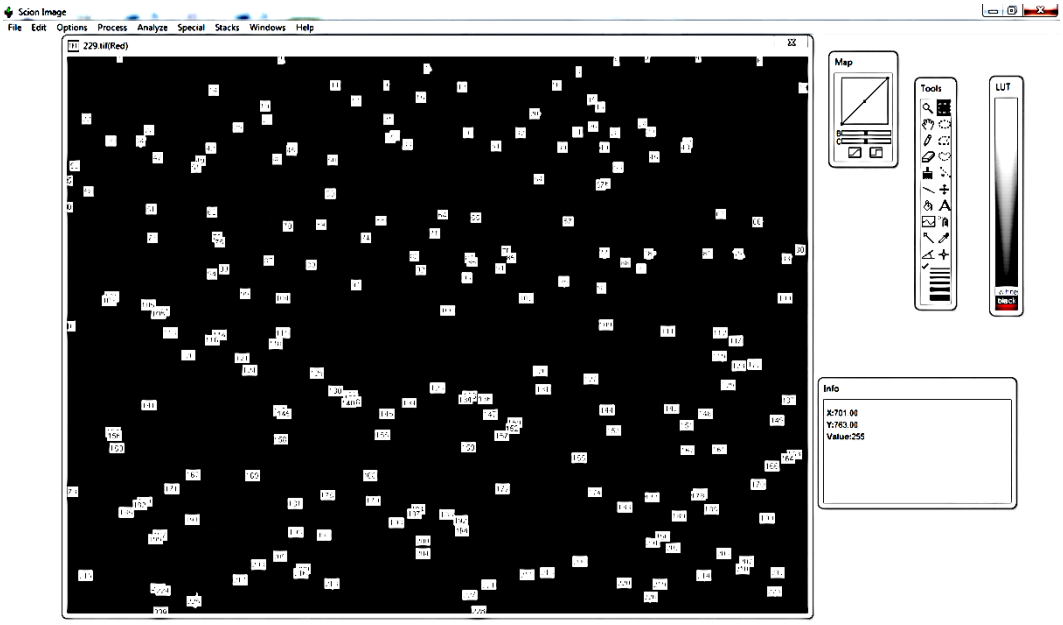
Şekil 3.15 LR-115 film dedektörlerin LAS EZ ile elde edilen görüntüsü

İkinci aşamada fotoğraflar üzerinde düzenleme işlemi uygun yazılım ile gerçekleştirilmiştir. Gerekli düzenlemelerden sonra fotoğraf BMP formatında kayıt edilir.



Şekil 3.16 Corel PaintShop Photo Pro X5 ile düzenleme işleminin görüntüsü

Üçüncü ve son aşada bir diğer bilgisayar yazılımı kullanılarak her bir fotoğraf alanı üzerindeki izlerin sayımı gerçekleştirilmiştir (Şekil 3.17). Optik mikroskop altında çekilen görüntülerin alanları 1,2838 mm^2 olduğu için elde edilen iz sayıları üzerinde matematiksel işlemler uygulanarak bu iz sayıları birim alandaki (iz cm^{-2}) iz yoğunluğuna dönüştürülmüştür.



Şekil 3.17 Alfa izlerinin program görüntüsü

3.5 Kalibrasyon

Çalışmada İçhedef (2011) tarafından hesaplanan kalibrasyon katsayısı 0,0217 kBq m^{-3}/iz cm^{-2} $gün^{-1}$ kullanılmıştır.

3.6 Toprağın Fiziksel Özellikleri

Toprak Dokusu (Bünye) Analizi: Çalışmada toprakların % kum, % mil ve % kil miktarları, Bouyoucos (1962) tarafından verilen hidrometre yöntemi ile belirlenmiştir.

Organik Madde Tayini: Çalışmada yaş yakma yöntemi kullanılmıştır. Toprak örneklerinin K2Cr2O7 ve H2SO4 kullanılarak yaş yakma yöntemiyle % organik karbon içeriği belirlendi ayrıca Organik maddenin içeriğinin % 58"inin organik karbon olmasından yararlanılarak da % OM miktarları belirlenmiştir.

pH Tayini: Toprak örnekleri Saf su ile doygun hale getirildi ve pH cam elektrotlu Beckman pHmetresi ile ölçülmüştür.

***Kireç (CaCO3) Tayini*:** Çalışmada toprak örneklerinin kireç içerikleri Schlichting ve Blume (1966) yöntemiyle Scheibler kalsimetresi kullanılarak belirlenmiştir.

Tuz Tayini: Toprak örnekleri saf su ile doygun hale getirilmiş ve geçirgenlikleri Beckman geçirgenlik köprüsü ile belirlenmiştir

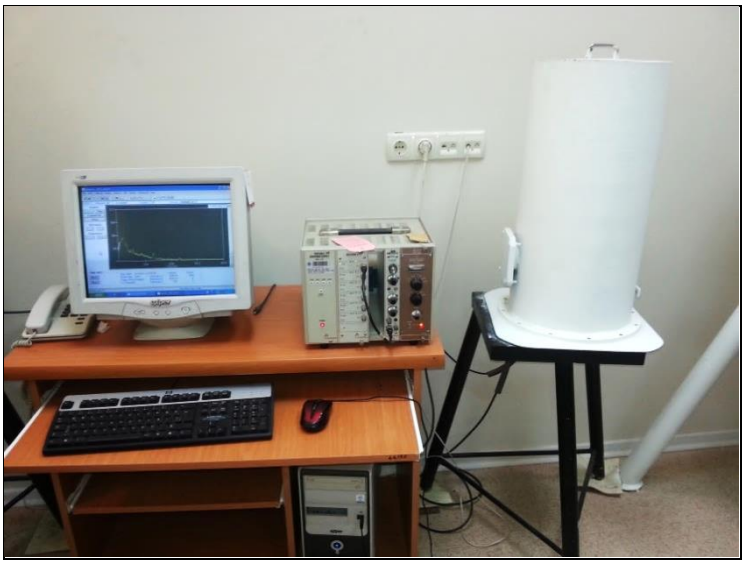
Hacim ağırlık: 100 cm^3 hacme sahip çelik silindir içerisine alınan yapısı bozulmamış toprak örnekleri 105 ºC sıcaklıkta etüvde kurutuldu ve hesap yöntemiyle hacim ağırlıkları bulundu (Black, 1965).

Özgül Ağırlık: Hacmi belli olan piknometre şişeleri ile analiz edilmiştir (Black, 1965; İçhedef, 2011).

Porozite: Hesaplanan özgül ağırlık ve hacimsel ağırlık verilerinden yararlanılarak hesaplanmıştır (Ongun, 2008).

3.7 ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K Radyonüklid Konsantrasyonlarının Belirlenmesi

Çalışmada toprak örneklerinin ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonları 3x3 inçlik NaI(Tl) sintilasyon dedektörlü gama spektrometresi kullanılarak ölçülmüştür. Kullanılan gama spektrometre sistemi NaI(Tl) sintilasyon dedektörü, fotoçoğaltıcı tüp, Canberra AMP/TSCA (Model 2015A) Amplifier, Canberra Multiport II ve Genie 2000 yazılımından oluşmaktadır (Şekil 3.18). Çevreden gelebilecek radyasyonun etkisinin en aza indirilmesi için dedektör sistemi kurşun zırh ile çevrelenmiştir.



Şekil 3.18 NaI(Tl) gama spektrometresinin görüntüsü

Gama spektrometresinin kalibrasyonunda ^{60}Co ve ^{137}Cs standart kaynaklarının 1,17 MeV, 1,37 MeV ve 0,662 MeV enerjili gamalarından yararlanılmış, ayrıca enerji kalibrasyonu yapılırken spektrometrenin ölü zamanının zamanla değişmemesine dikkat edilmiştir.

Araziden alınan toprak örnekleri ilk olarak etüvde kurutulmuş ve kurutulan örnekler 2 mm'lik elek yardımıyla elenmiştir. Elenmiş olan bu toprak örnekleri 100 cc'lik plastik kaplara (Şekil 3.19) konulmuş ve kaplar, içerisinde oluşan radon gazının dışarı çıkışını engellemek için hava almayacak şekilde yapıştırıcı ile kapatılmıştır. Kapatılan bu örnekler radyum ile radon arasındaki radyoaktif dengenin oluşması için minimum 40 gün bekletilmiştir. Bu geçen süre sonunda toprak örnekleri 20000 s süre ile ölçülmüştür. Bu ölçümler sonucunda elde edilen net sayım değerleri kullanılarak toprak örneklerinin doğal radyoaktivite içerikleri aşağıda anlatılacak olan yöntem ve bağıntılar sayesinde belirlenmiştir.

Şekil 3.19 Toprak örneklerinin kapatılmış hali

Doğal örnekler içerisinde, genellikle U, Th ve K radyoelementleri bir arada ve değişik konsantrasyonlarda bulunmaktadır. Bundan dolayı elde edilecek olan sintilasyon gama spektrumunda bu üç radyoelementin her biri için seçilen fotopiklere, diğer elementlerden katkılar gelmektedir. Dolayısıyla gelen katkıların uygun faktörlerle çıkartılması gerekmektedir.

Potasyum spektrumu, NaI(Tl) dedektörünün tek enerjili bir gama kaynağına karşı verdiği cevaptır. ^{40}K pikinin enerjisi 1,461 MeV' dir.

Uranyum spektrumu, çok sayıda ürün çekirdekten gelen bir çok gama ışınlarını içermektedir. Bundan dolayı potasyuma göre daha karmaşıktır. Spektrumda intensitesi yüksek ve girişim etkisinden uzak olmasından dolayı ^{214}Bi' den gelen 1,76 MeV enerjili gama pikinden yararlanılır.

Toryum spektrumun da ürün radyonüklidlerinin bozunmasıyla oluşan bir çok gama ışını piki bulunmaktadır. Örnek içerisindeki Th konsantrasyonunu ölçmek için ise ^{208}Tl' in 2,61 MeV (% 99,79) piki kullanılır. Örneklerdeki bu üç radyonüklid konsantrasyonunu belirlemek için bahsedilmiş olan gama enerjilerine karşılık gelen enerji aralıklarının belirlenmesi gerekmektedir.

Doğal örneklerdeki konsantrasyonu hesaplamak amacıyla belirlenmiş olan bu enerji aralıklarına düşen net sayımı belirlemek için, o enerji aralığına gelen diğer radyoelementlerin gama ışınlarının etkisinin çıkarılması gerekmektedir.

U, Th ve K konsantrasyonlarını saptamak için seçilmiş olan kanallardaki katkıları uygun faktörlerle çıkarmak gerekmektedir. Bu katkı oranlarını geometriye ve spektrometrenin çeşitli ayarlarına bağlı olarak veren faktörlere sıyırma (stripping) oranları adı verilirken net sayımlardan %K, eU ve eTh olarak konsantrasyona geçmeyi sağlayan faktörlere de Duyarlılık (sensitivite) faktörleri denmektedir (Yaprak, 1995).

Uygun standartlar kullanılarak belirlenen duyarlılık faktörleri ve sıyırma oranlarından sonra ölçülen örnekler içerisindeki eTh, eU ve %K konsantrasyonları aşağıda verilen bağıntılarla belirlenmektedir.

$$eTh\ (Bq/kg) = \frac{C(Th)}{K1}$$

$$eU(Bq/kg) = \frac{1}{K2}[C(U) - \alpha C(Th)$$

$$\%K = \frac{1}{K3}[C(K) - \gamma[C(U) - \alpha C(\mathrm{Th})] - \beta C(\mathrm{Th})]$$

Çalışmada 20000 s için elde edilen K değerleri;

K_1(Th) = 16,81 sayım kg s^{-1} Bq^{-1}

$K_2(U)$ = 18,55 sayım kg s^{-1} Bq^{-1}

$K_3(K)$ =5,90 sayım kg s^{-1} Bq^{-1}

İyi bilinen art ortam için ölçüm limiti;

$$L_D = 2{,}71 + 3{,}29\sqrt{BG}$$

BG = background değeridir.

Currie (1968) kriterlerine dayanarak, Minimum dedekte edilebilen aktivite (MDA)

$$MDA = \frac{L_D}{K}$$

Bağıntısı yardımıyla 20000 s için

^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K için sırasıyla MDA değerleri 13,61 Bq/kg , 10,68 Bq/kg ve 65,52 Bq/kg olarak hesaplanmıştır.

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1 Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları

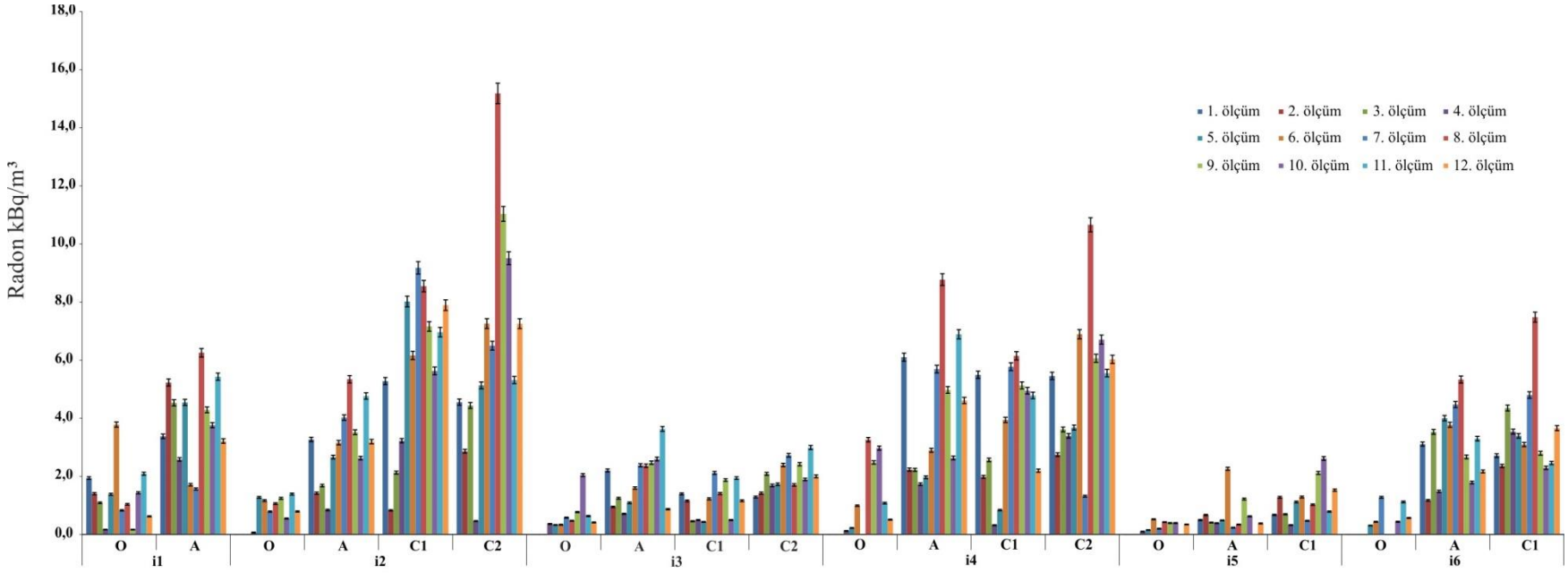
4.1.1 Nükleer iz kazıma dedektörleri (LR-115) sonuçları

Çalışma 03.11.2011 ile 28.12.2012 tarihleri arasında (çizelge 4.1) periyodik olarak 12 toprak gazı radon ölçümü ile gerçekleştirilmiştir. Çalışmada istasyonlara, yatay toprak katmanlarına ve büyük toprak gruplarına göre ayrı ayrı radon konsantrasyonları değerlendirilmiş olmakla beraber LR-115 dedektörler ile elde edilen sonuçlar Şekil 4.2, 4.3 ve 4.4' de verilmiştir.

Çizelge 4.1 Ölçüm tarihleri

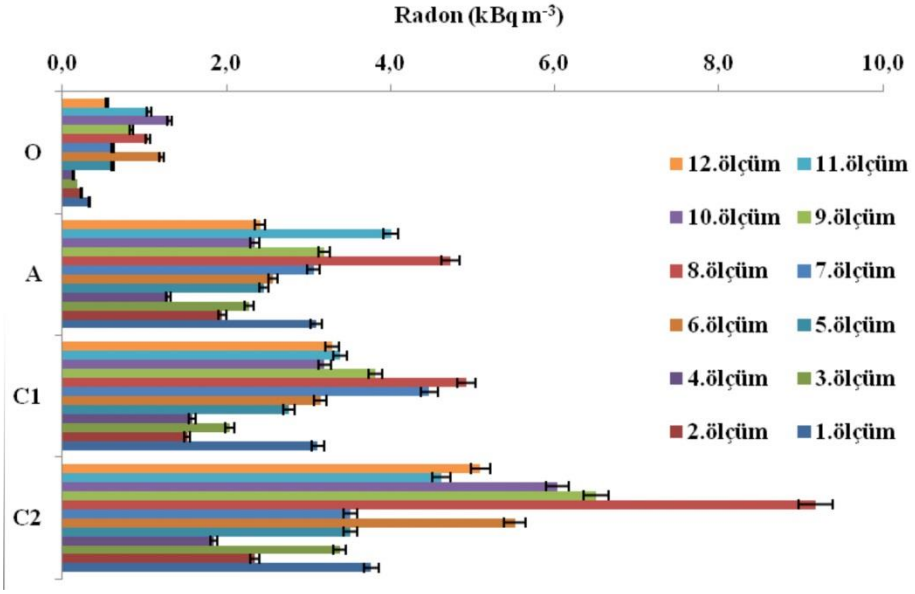
Ölçüm No	Tarihler
1.ölçüm	3 Kasım 2011- 2 Aralık 2011
2. ölçüm	2 Aralık 2011 – 3 Ocak 2012
3. ölçüm	3 Ocak 2012 – 1 Şubat 2012
4. ölçüm	1 Şubat 2012 – 15 Mart 2012
5. ölçüm	15 Mart 2012 – 26 Nisan 2012
6. ölçüm	26 Nisan 2012 – 4 Haziran 2012
7. ölçüm	4 Haziran 2012 – 12 Temmuz 2012
8. ölçüm	12 Temmuz 2012 – 16 Ağustos 2012
9. ölçüm	16 Ağustos 2012 – 19 Eylül 2012
10. ölçüm	19 Eylül 2012 – 1 Kasım 2012
11. ölçüm	1 Kasım 2012 – 28 Kasım 2012
12. ölçüm	28 Kasım 2012 – 28 Aralık 2012

İstasyonlara göre radon konsantrasyonları 0,17 ile 15,18 kBq m^{-3} arasında değişmektedir. Çalışma bölgesinde en yüksek radon konsantrasyonları İ2 ile adlandırılmış olan 2 nolu istasyondan elde edilmiştir (şekil 4.1) İ2 istasyonunda radon konsantrasyonları 0,06 -15,18 kBq m^{-3} arasında değişmiştir ve ortalama radon konsantrasyonu 4,06 kBq m^{-3} olarak hesaplanmıştır. İçhedef (2011)' in Seferihisar bölgesinde yapmış olduğu benzer çalışmada toprak gazı radon konsantrasyonu 0,1-261,1 kBq m^{-3} arasında bulunmuş, Denizli bölgesinde Ereeş ve arkadaşları (2007) tarafından 0.21-7.39 kBq m^{-3}, Shashikumar ve arkadaşları (2008) tarafından 0,11-11,85 kBq m^{-3} olarak belirlenmiştir.



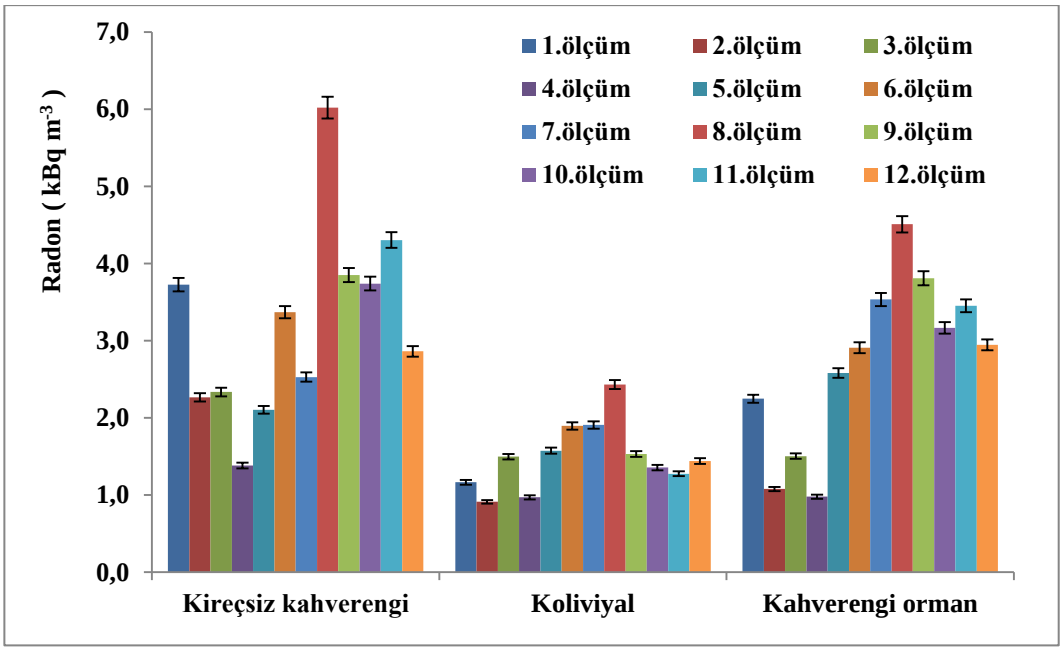
Şekil 4.1 İstasyonlara göre radon konsantrasyonları

Çalışmada yatay toprak katmanlarına göre radon konsantrasyonlarına bakılmış ve en yüksek radon konsantrasyonu en derin katman olan C2 katmanında olduğu gözlenmiştir (Şekil 4.2). Radon konsantrasyonları O(yüzey) katmanında 0,13 ile 1,30 kBq m^{-3} arasında, A horizonunda 1,29 ile 4,73 kBq m^{-3} arasında, C1 horizonunda 1,52 ile 4,92 kBq m^{-3} ve C2 horizonunda ise 1,52 ile 4,92 kBq m^{-3} arasında değişmektedir. Benzer bir çalışma da yine C2 katmanının, maksimum radon konsantrasyonuna sahip olduğu sonucu elde edilmiştir (İçhedef, 2011).



Şekil 4.2 Yatay katmanlara göre radon konsantrasyonları

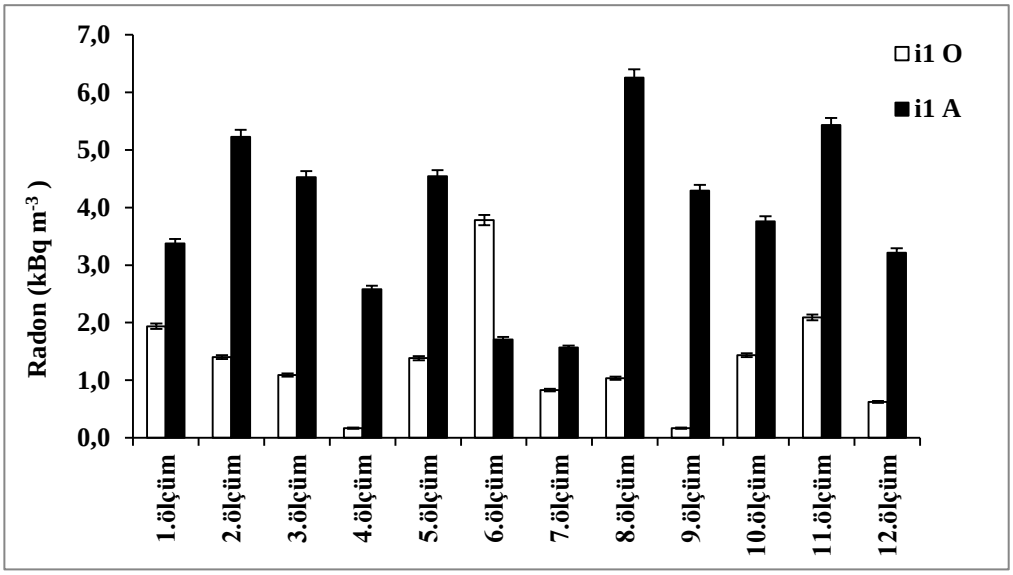
Çalışmada büyük toprak gruplarına göre radon konsantrasyonları incelenmiş. Kireçsiz Kahverengi topraklarda en yüksek konsantrasyon değeri ölçülmüştür. Bu toprak grubu 1,38 ile 6,02 kBq m^{-3} arasında değerler almakta ve ortalama 3,21 kBq m^{-3} değerine sahip olduğu bulunmaktadır. En düşük ölçümler koluviyal toprak grubunda ölçülmüştür. Daha önce farklı bölgede yapılan çalışmada en yüksek radon konsantrasyonunun koluviyal tipi büyük toprak grubunda olduğu bulunmuştur (İçhedef, 2011). Kireçsiz Kahverengi toprakların yakınında termal tesislerin bulunmasının radon konsantrasyonlarını etkileyeceğinden ve bundan dolayı büyük toprak grubunun direkt radon konsantrasyonu ile bağlantı kurulmamasının gerektiği sonucu çıkarılabilmektedir.



Şekil 4.3 Büyük toprak gruplarına göre radon konsantrasyonları

4.1.2 İstasyonlara göre radon değişimlerinin incelenmesi

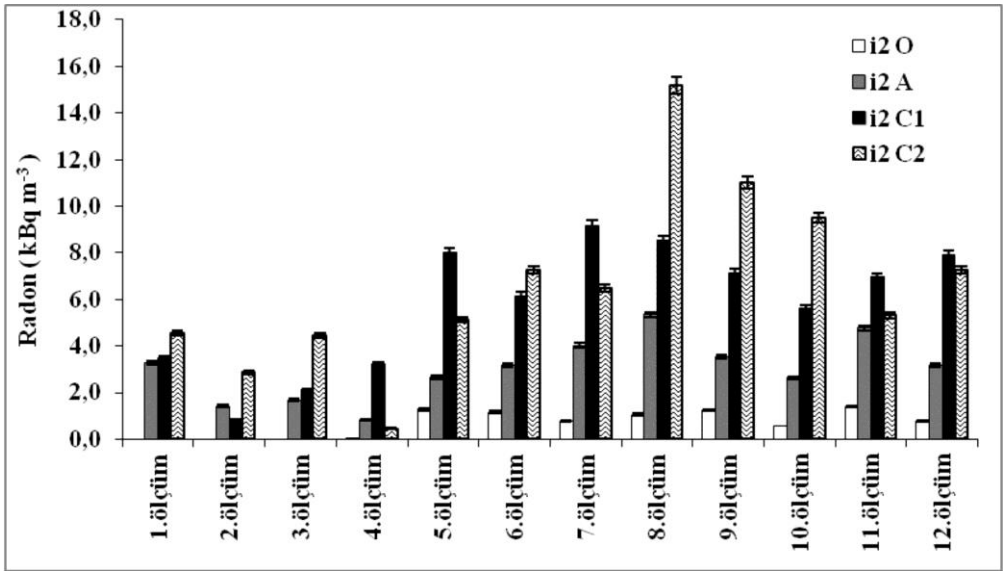
Faydalı olacağı düşünülen grafikler yardımıyla her istasyon için radon konsantrasyon değişimleri şekil 4.4, 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 de verilmiş ve bu bölümde incelenmiştir.



Şekil 4.4 I1 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

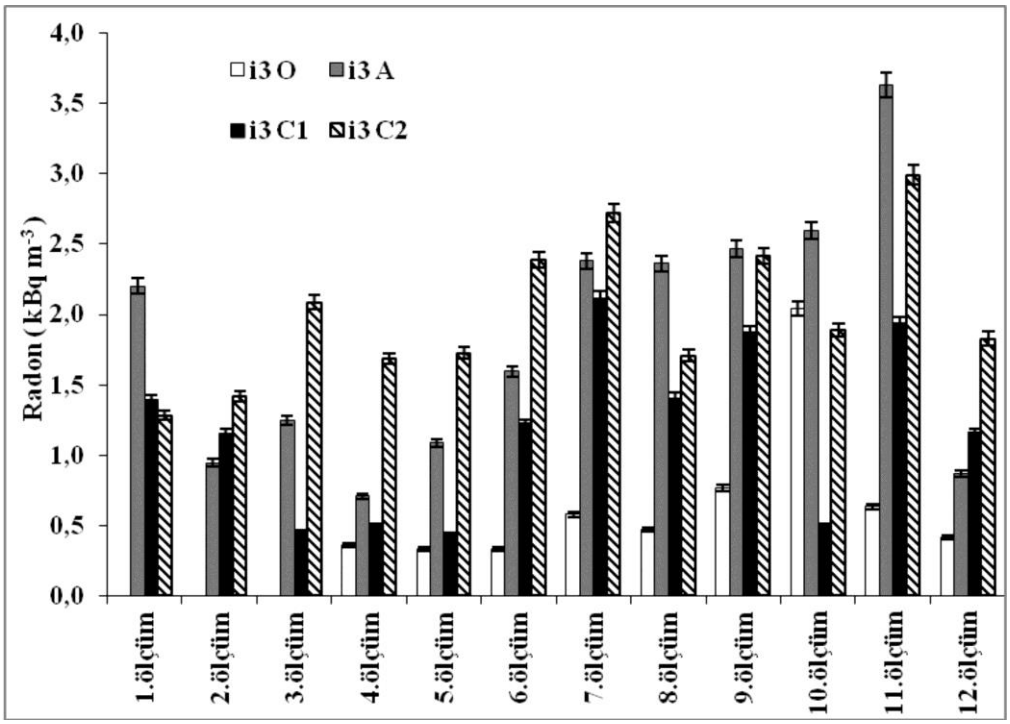
Birinci istasyonda radon konsantrasyon sonuçlarına bakıldığında derin katmandaki konsantrasyonun daha yüksek olduğu gözlenmektedir. Radon konsantrasyonları 0,17 ile 6,25 kBq m^{-3} arasında değişmektedir. Katmanlar arası konsantrasyon eğilimleri incelendiğinde değişimlerin benzer olduğu sadece 5. ve 6. ölçümde farklılıkların olduğu gözlenmektedir. Her iki katman arasındaki

korelasyona baktığımızda ise aralarında çok zayıf bir ilişki gözlenmektedir A katmanındaki en yüksek değer 8. ölçüm (12 Temmuz - 16 Ağustos 2012) de, O katmanda ise 6. Ölçüm (26 Nisan – 4 Haziran 2012) de elde edilmiştir.



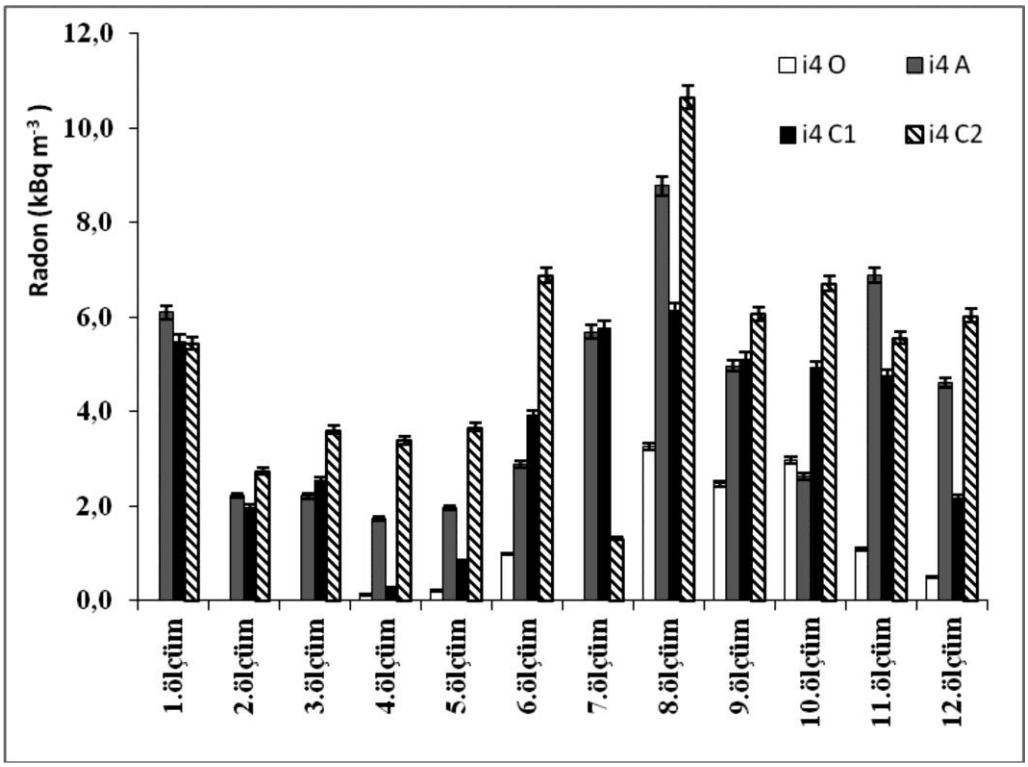
Şekil 4.5 I2 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

İkinci istasyondaki radon konsantrasyonları 0,06 ile 15,18 kBq m^{-3} arasında ölçülmüş olup en yüksek radon konsantrasyonu en derin C2 katmanında bulunmuştur. Katmanlar arası eğilimin ilk 6 ölçümde benzer olduğu ve sonraki ölçümlerde ise C2 katmanı farklı eğilim göstermektedir. I2 nolu istasyonda katmanlar arasındaki korelasyona bakıldığında O-A, O-C1, O-C2, A-C2 ve C1-C2 katmanları arasında orta derecede ilişki gözlenmektedir. A-C1 katmanı arasında ise yüksek bir ilişki gözlemlenmiştir. O, A ve C2 katmanlarındaki en düşük radon konsantrasyonları 4. ölçüm (1 Şubat - 15 Mart 2012) de ölçülürken C1 katmanındaki en düşük değer 2. ölçüm (2 Aralık 2011 – 30 Ocak 2012)de ölçülmüştür. O katmanında en yüksek radon konsantrasyonu 9. ölçüm (16 Ağustos – 19 Eylül 2012), A katmanında 8. ölçüm (12 Temmuz – 16 Ağustos 2012), C1 katmanında 7.ölçüm (4 Haziran – 12 Temmuz 2012) ve C2 katmanında 8. ölçüm (12 Temmuz – 16 Ağustos 2012) de ölçülmüştür.



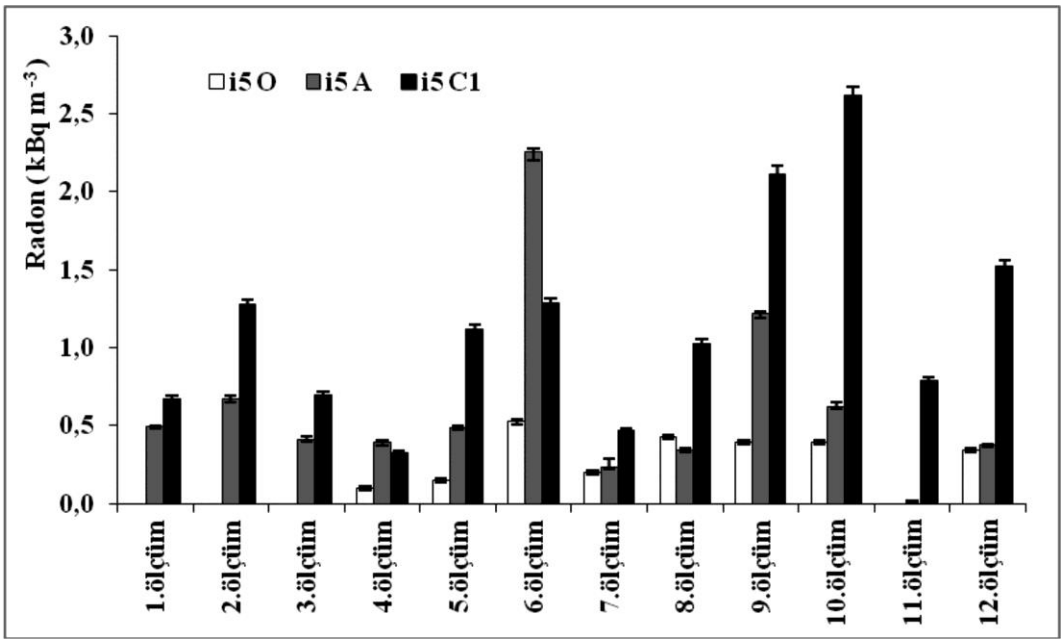
Şekil 4.6 I3 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

Üçüncü istasyondaki radon değişimleri şekil 4.6 ile verilmektedir. Bu istasyondaki radon konsantrasyonları 0,33 ile 3,63 kBq m^{-3} arasında değişmektedir. Eğilimler incelendiğinde katmanlar arası benzer eğilimler gözlenmesine rağmen sadece yüzey(O) katmanında farklı bir eğilim gözlenmektedir. I3 nolu istasyonda katmanlar arası korelasyona bakıldığında tüm katmanların birbirleriyle orta şiddette bir ilişkiye sahip oldukları görülmektedir. O katmanında en düşük radon konsantrasyonu 3. ölçüm (3 Ocak – 1 Şubat 2012), A katmanında 4. ölçüm (1 Şubat – 15 Mart 2012), C1 katmanında 3. ölçüm (3 Ocak – 1 Şubat 2012) ve C2 katmanında 1. ölçüm (3 Kasım 2011- 2 Aralık 2012) de alınmıştır. Katmanlara göre en yüksek radon konsantrasyonları ise A ve C2 katmanlarında 11. ölçüm (1 Kasım – 28 Kasım 2012), O katmanında 10. ölçüm (19 Eylül – 1 Kasım 2012), C1 katmanında ise 7. ölçüm (4 Haziran – 12 Temmuz 2012) de gözlemlenmiştir.



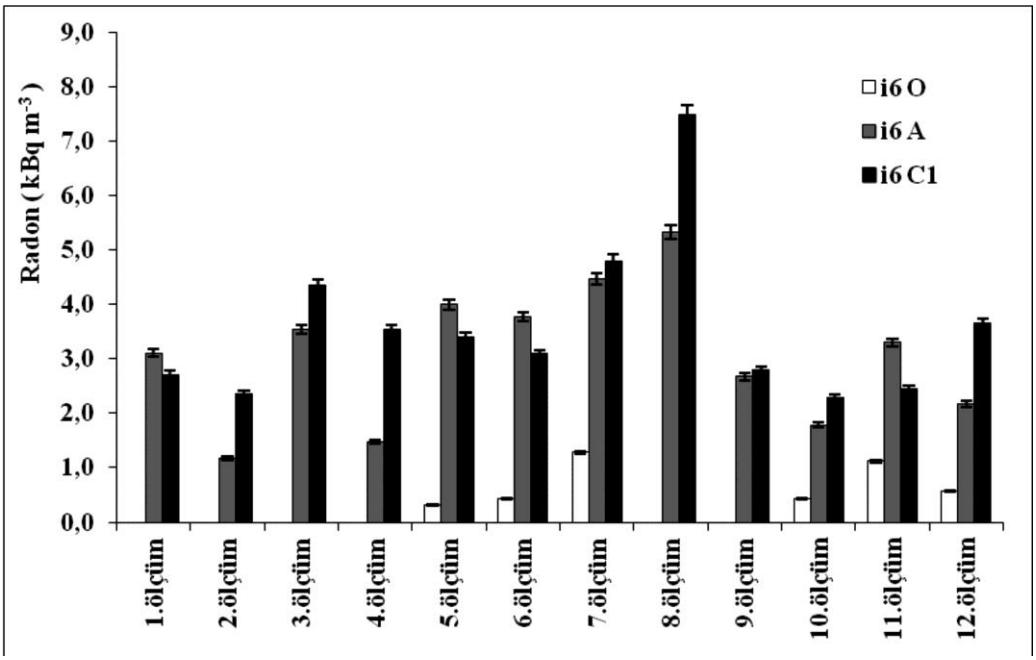
Şekil 4.7 I4 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

Dördüncü istasyonda radon konsantrasyonları 0,12 ile 10,66 kBq m^{-3} arasında bulunmuştur. Şekil 4.7 incelendiğinde en yüksek konsantrasyonun en alt katman olan C2 katmanında olduğu görülmektedir. Ayrıca katmanlardaki radon değişim eğilimleri de benzer yapıdadır. I4 istasyonundaki toprak katmanlarındaki radon konsantrasyonları arasında korelasyona bakıldığında O-C2 ile A-C1 katmanları arasında yüksek oranda bir ilişki gözlenmiştir. Diğer katmanlar arasında ise zayıf bir ilişki bulunmuştur. En düşük radon konsantrasyonları O, A ve C1 katmanlarında 4. ölçüm (1 Şubat – 15 Mart 2012) ve C2 katmanında ise 7. ölçüm (4 Haziran – 12 Temmuz 2012) de ölçülmüştür. En yüksek radon değerleri ise tüm katmanlarda 8. ölçüm (12 Temmuz – 16 Ağustos 2012) de ölçülmüştür.



Şekil 4.8 I5 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

Beşinci istasyondaki radon konsantrasyonları Şekil 4.8'de verilmektedir. Bu istasyondaki radon konsantrasyonları 0,15 ile 2,61 kBq m^{-3} arasında bulunmuştur. İstasyonda en yüksek radon konsantrasyonları istasyondaki en derin katman olan C1 katmanında ölçülmüştür. O ve A katmanındaki eğilimler benzer iken C1 katmanındaki eğilim değişiklik göstermektedir. O-A katmanı arasında çok zayıf bir ilişki gözlenmektedir. O-C1 ve A-C1 katmanları arasında ise orta şiddette bir ilişki bulunmuştur. En düşük radon konsantrasyonları O ve C1 katmanında 4. ölçüm (1 Şubat – 15 Mart 2012) ve A katmanında 7. ölçüm (4 Haziran – 12 Temmuz 2012) de gözlemlenmiştir. En yüksek radon konsantrasyonları ise O ve A katmanları için 6. ölçüm(26 Nisan – 4 Haziran 2012) ve C1 katmanı için ise 10. ölçüm (19 Eylül – 1 Kasım 2012) de bulunmuştur.



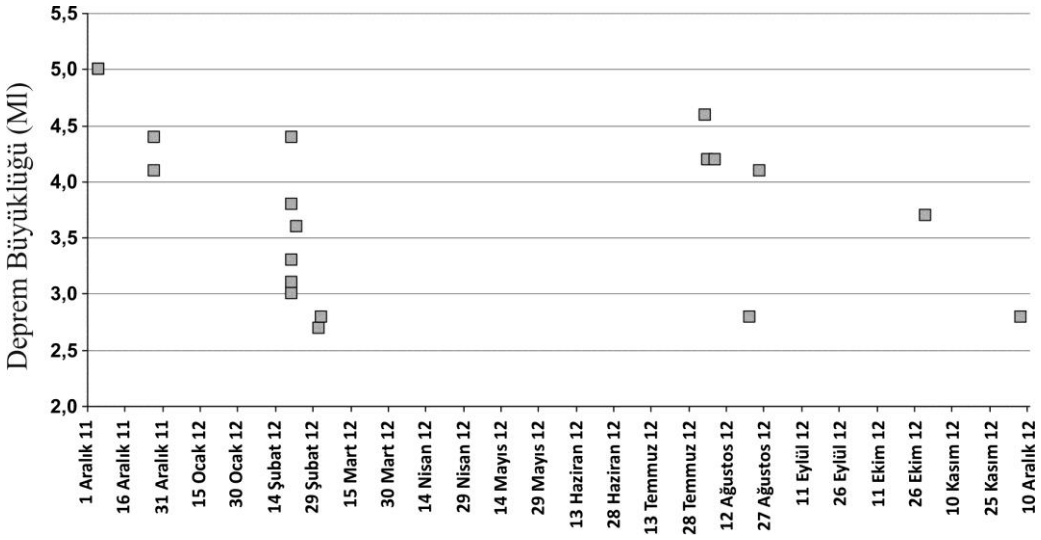
Şekil 4.9 I6 istasyonunun radon konsantrasyon değişimi

Altıncı istasyondaki radon konsantrasyon değişimleri Şekil 4.9'da verilmektedir. Altıncı istasyondaki konsantrasyonlar 0,31 ile 7,48 kBq m^{-3} arasında bulunmuştur. En yüksek ölçümler istasyondaki en derin katman olan C1 katmanında gözlenmiştir. Katmanların eğilimlerine bakıldığı zaman tüm katmanların benzer değişimler gösterdiği gözlenmektedir. Bu istasyonda O-A arasında çok zayıf ilişki gözlenmekle birlikte A-C1 katmanı arasında orta şiddete sahip ilişki görünmektedir. Ölçülen en az radon konsantrasyon değerleri O katmanında 5. ölçüm (15 Mart – 26 Nisan 2012), A katmanında 2. ölçüm (2 Aralık 2011- 30 Ocak 2012) ve C1 katmanında ise 10. ölçüm (19 Eylül – 1 Kasım 2012) de bulunmuştur. En yüksek radon konsantrasyonları A ve C1 katmanları için 8. ölçüm (12 Temmuz – 16 Ağustos 2012) ve O katmanı için 7. ölçüm (4 Haziran – 12 Temmuz 2012) de ölçülmüştür.

Genel olarak elde edilen veriler incelendiğinde 5. Ölçüm (15 Mart 2012-26 Nisan 2012) den sonra radon konsantrasyonlarında artışlar gözlenmektedir. Buda bizlere yaz aylarında radon konsantrasyonunun arttığını, kışın ise azaldığını göstermektedir. Çünkü kış aylarında havanın yağışlı olması ve dolayısıyla topraktaki gözeneklerin su ile dolması radon çıkışlarının azalmasına sebep olduğu düşünülmektedir.

4.1 Deprem Verileri

Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesinden çalışma alanı olan Küçük Menderes Havzası içerisinde bulunan Bayındır ve çevresinde çalışma süresince meydana gelen deprem kayıtları alınmıştır. Dobrovolsky (1979) ve arkadaşlarının yapmış olduğu çalışmada radon çıkışlarını etkilediği düşünülen depremler ($R_D=10^{0,43Ml}$) Şekil 4.10' da verilmektedir. Sonuç olarak radon değişimlerini etkileyen 18 adet deprem gerçekleşmiştir. Bu depremlerin en büyüğü $M_L=5$ şiddetinde olup 05.12.2011 tarihinde Ege Denizinde meydana gelmiştir 20 Şubat 2012 tarihinde çalışma alanına oldukça yakın yaklaşık 8 sismik aktivite gözlenmiştir.



Şekil 4.10 Çalışma alanında meydana gelen depremler

Çalışmada ölçüm süresi boyunca meydana gelen ve Dobrovolsky yarıçapı R_D olarak belirlenen depremlerin etkileri de araştırılmıştır. İkinci ölçüm (2 Aralık-3 Ocak 2011) periyodunda meydana gelen depremlere bakıldığında kış mevsimine denk gelen bu ölçümde konsantrasyonunun azalması beklenebilir bir sonuçtur. Fakat 1 ve 5 nolu istasyonlarda radon konsantrasyonun ilk ölçümlere göre arttığı gözlenmektedir. Buda bize bu istasyonlarda depremin etkisi ile radon konsantrasyonlarına pozitif bir katkı sağladığı anlamına gelebilmektedir.

Dördüncü ölçüm (1 Şubat-15 Mart 2012) süresine baktığımızda istasyonlara etki yapabilecek deprem sayısı çok olmasına rağmen radon konsantrasyonlarında bu tür bir etki gözlemlenememiştir. Sekizinci ölçüm(12 Temmuz-16 Ağustos 2012) tarihlerine denk gelen depremlere bakıldığı zaman her istasyonda bir artış gözlemlenmiştir. Fakat bu artışların yaz aylarına gelmesi sonucu uzun süreli yapılan ölçümde bu konsantrasyon artışının depremlerden kaynaklandığı söylemek pek mümkün değildir. Onikinci ölçüm (28 Kasım-28

Aralık 2012) süresince gerçekleşen depremlerin istasyonlara olan katkılarına bakıldığında 2, 5 ve 6 nolu istasyonlarda kış mevsiminde radon konsantrasyonlarında bir artış gözlemlenmiştir.

Çizelge 4.2 çalışma süresince meydana gelen depremlerin listesi

Tarih	Saat	Derinlik	Büyüklük	Yer
05.12.2011	08:16:57	33,8	5	EGE DENİZİ
27.12.2011	07:51:01	21,3	4,4	KUŞADASI KÖRFEZİ
27.12.2011	05:59:00	26,44	4,1	İZMİR MENDERES
20.02.2012	06:33:59	23,46	4,4	İZMİR TORBALI
20.02.2012	15:05:02	20,75	3,8	İZMİR TORBALI
20.02.2012	07:01:03	26,38	3,3	İZMİR TORBALI
20.02.2012	06:57:01	6,91	3,1	İZMİR TORBALI
20.02.2012	06:39:01	7	3	İZMİR TORBALI
22.02.2012	00:19:00	29,52	3,6	İZMİR TORBALI
02.03.2012	23:11:02	6,96	2,7	MANİSA TURGUTLU
03.03.2012	13:00:03	7	2,8	MANİSA TURGUTLU
03.08.2012	10:18:03	22,61	4,6	MANİSA GÖLMARMARA
04.08.2012	02:23:00	22,94	4,2	MANİSA GÖLMARMARA
07.08.2012	23:56:59	22,21	4,2	MANİSA GÖLMARMARA
21.08.2012	00:59:02	7	2,8	MANİSA TURGUTLU
25.08.2012	07:23:57	17,4	4,1	MANİSA GÖLMARMARA
30.10.2012	18:07:03	7	3,7	İZMİR MENDERES
07.12.2012	10:36:03	6,99	2,8	İZMİR BAYINDIR

4.2 Radon Difüzyon Katsayıları

Çalışma kapsamında belirlenen katman derinlikleri ve radon konsantrasyonları kullanılarak istasyonların ve dolayısıyla farklı toprak gruplarının radon difüzyon katsayıları hesaplanmıştır. Radon difüzyon katsayılarının 0,04 ile 6,79x10^{-6} m^2s^{-1} arasında olduğu hesaplanmıştır. 2 nolu (I2) istasyonda en yüksek radon difüzyon katsayısı 6,79x10^{-6} m^2s^{-1} olup en düşük 0,04x10^{-6} m^2 s^{-1} değeri ile 1 nolu (I1) istasyonda görülmüştür (Çizelge 4.3).

Çizelge 4.3 Radon difüzyon katsayıları

İstasyon	Difüzyon Katsayısı (10^{-6} m^2 s^{-1})
I1	0,04
I2	6,79
I3	0,26
I4	2,02
I5	0,06
I6	5,24

4.1 Toprağın Fiziksel Ve Kimyasal Özellikleri

Çizelge 4.4' de toprak örneklerinin pH, % tuz, % $CaCO_3$ (Kireç), % OM, % kum, % mil, % kil, % nem, volüm ağırlık, özgül ağırlık ve porozite ölçüm sonuçları verilmiştir. Toprak örneklerinin pH' ı 5,44 ile 6,85 arasında ölçülmüş olup genel olarak toprakların da hafif asitli topraklar olduğu söylenebilir. Toprak örneklerinin % tuz içeriği 0,003 ile 0,014 arasında bulunmuştur. Buna göre toprakların tuzluluk sınıfının sınıf 0 ve değerlendirmesinin de tuzsuz - az tuzlu topraklar olduğu görülmüştür. Çalışmada % organik madde miktarlarının 1,30 ile 7,50 arasında değişmekte olduğu bulunmuştur. % organik madde değerlendirmesine göre toprak örneklerinin çoğunlukla humuslu olduğu ve alt katmanlara inildikçe organik madde miktarı azalmaktadır. Toprakların % kireç içeriklerine bakıldığında sonuçların 0,4 ile 1,0 arasında olduğu belirlendi. Bu sonuçlara göre topraklar kireç içeriği olarak fakir topraklardır. Toprakların bünyeleri içerikleri konuma ve horizonlara bağlı olarak farklılık göstermektedir. Ancak sonuçlar bünye üçgeninde değerlendirildiğinde toprakların bünyelerini Kumlu Tın oldukları belirlendi. Ayrıca çalışmada toprakların porozitesi (gözeneklilik) hesaplanmıştır. Çünkü bu boşluklar yardımıyla gazların ve bazı sıvıların (özellikle su) geçişi mümkün olmaktadır (Mujahid et al., 2005) hesaplanan porozite değerleri 0,27 ile 0,56 arasında değiştiği belirlenmiştir.

Çizelge 4.4 Toprakların Fiziksel Ve Kimyasal Sonuçları

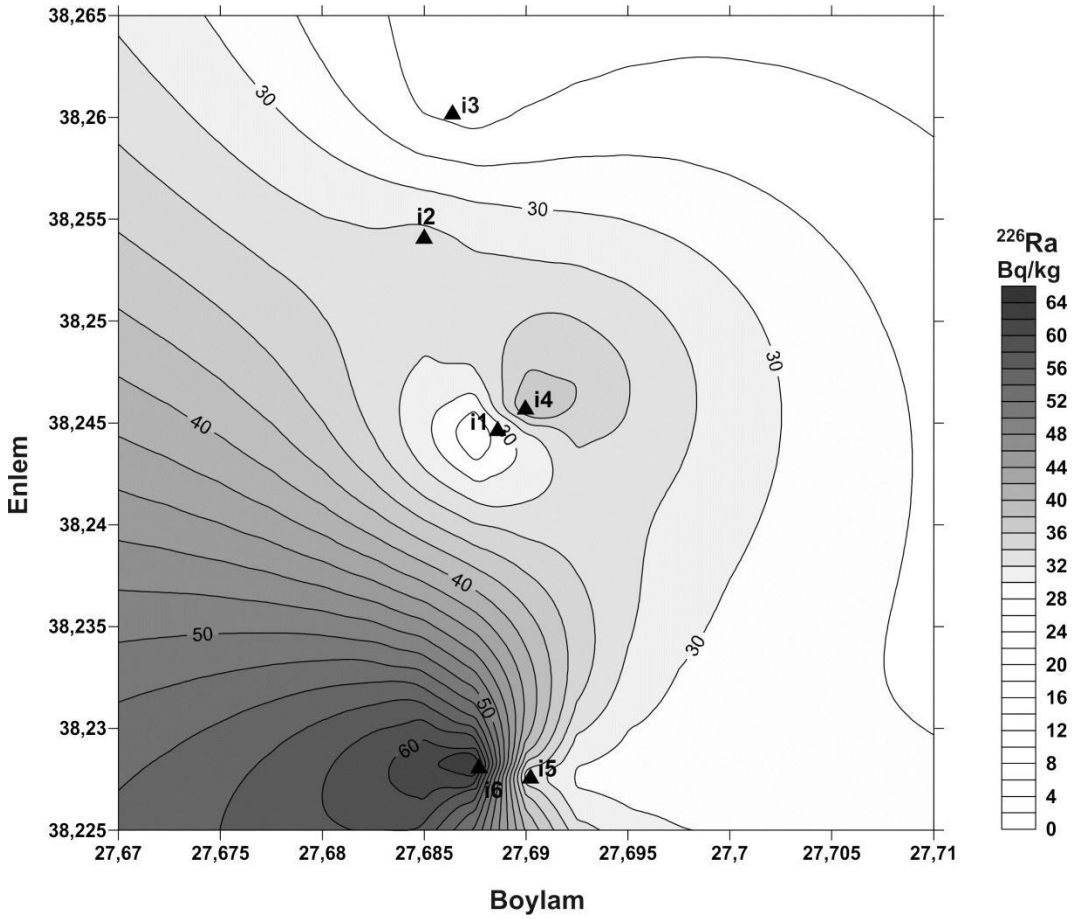
İstasyon	Büyük Toprak Grubu	Horizon	pH	% Tuz (µS/cm)	% Kireç	% OM	% Kum	% Mil	% Kil	%Nem	Volüm Ağırlık (g/cm^3)	Özgül Ağırlık (g/m^3)	Porozite	Bünye
İ1	Kireçsiz Kahverengi	O	6,73	0,014	0,6	7,5	60,72	34,00	5,28	0,11	1,15	2,60	0,56	Kumlu Tın
		A	6,83	0,013	1,0	3,7	56,72	32,00	11,28	0,06	1,40	2,61	0,46	Kumlu Tın
İ2	Kahverengi Orman	O	6,55	0,012	0,5	7,1	56,72	34,00	9,28	0,07	1,30	2,66	0,48	Kumlu Tın
		A	6,07	0,005	0,4	3,0	60,72	32,00	7,28	0,06	1,55	2,60	0,37	Kumlu Tın
		C1	5,52	0,003	0,6	1,4	56,72	32,00	11,28	0,03	1,45	2,63	0,45	Kumlu Tın
		C2	5,50	0,005	0,6	2,0	58,72	32,00	9,28	0,16	1,55	2,63	0,41	Kumlu Tın
İ3	Kahverengi Orman	A	6,85	0,013	0,6	5,4	68,72	26,00	5,28	0,03	1,50	2,47	0,44	Kumlu Tın
		C1	6,72	0,007	0,9	3,0	68,72	26,00	5,28	0,04	1,20	2,64	0,54	Kumlu Tın
		C2	6,44	0,008	0,8	2,8	66,72	26,00	7,28	0,03	1,40	2,49	0,44	Kumlu Tın
İ4	Kireçsiz Kahverengi	A	5,58	0,004	0,8	1,4	62,72	26,00	11,28	0,05	1,70	2,55	0,35	Kumlu Tın
		C1	5,44	0,004	0,8	2,2	58,72	30,00	11,28	0,06	1,50	2,59	0,41	Kumlu Tın
		C2	5,72	0,004	0,8	1,3	62,72	24,00	13,28	0,05	1,90	2,50	0,27	Kumlu Tın
İ5	Koluviyal	A	5,75	0,009	0,8	2,5	62,72	30,00	7,28	0,03	1,45	2,61	0,43	Kumlu Tın
		C1	5,73	0,005	0,8	1,9	70,72	20,00	9,28	0,03	1,50	2,49	0,42	Kumlu Tın
İ6	Koluviyal	A	6,55	0,008	0,8	1,9	66,72	24,00	9,28	0,03	1,60	2,65	0,36	Kumlu Tın
		C1	6,29	0,009	0,8	1,4	60,72	28,00	11,28	0,03	1,40	2,56	0,47	Kumlu Tın

4.1 Topraklarda Doğal Radyonüklid Konsantrasyon Sonuçları

Çizelge 4.5' Te NaI(Tl) sintilasyon gama spektrometresi kullanılarak belirlenen doğal radyonüklid konsantrasyonları verilmiştir. Çalışma bölgesinden alınan toprak örneklerinde ^{226}Ra konsantrasyonları 16,4 ile 73,0 Bq/kg, ^{232}Th konsantrasyonları 15,8 ile 45,4 Bq/kg ve ^{40}K konsantrasyonları 225,0 ile 545,2 Bq/kg arasında belirlenmiştir. UNSCEAR tarafından dünya genelinde topraklardaki ortalama ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K konsantrasyonları sırasıyla 35 (17-60), 30 (11-64) ve 400 (14-850) Bq/kg verilmektedir (UNSCEAR, 2000). Sonuçlar incelendiğinde bölge topraklarında ölçülen konsantrasyonların dünya ortalamalarına yakın olduğu söylenebilir. ^{40}K ' da azda olsa dünya ortalamasının üzerinde bulundu ancak bunu nedeninin ise dünyada yapılan birçok çalışmada da bahsedildiği gibi tarımsal amaçlı olarak gübre kullanımının ^{40}K konsantrasyonlarının artmasına sebebiyet verdiği şeklinde ifade edilebilmektedir. (Cocceçao, et al., 2009; Boukhenfouf and Boucenna, 2011).

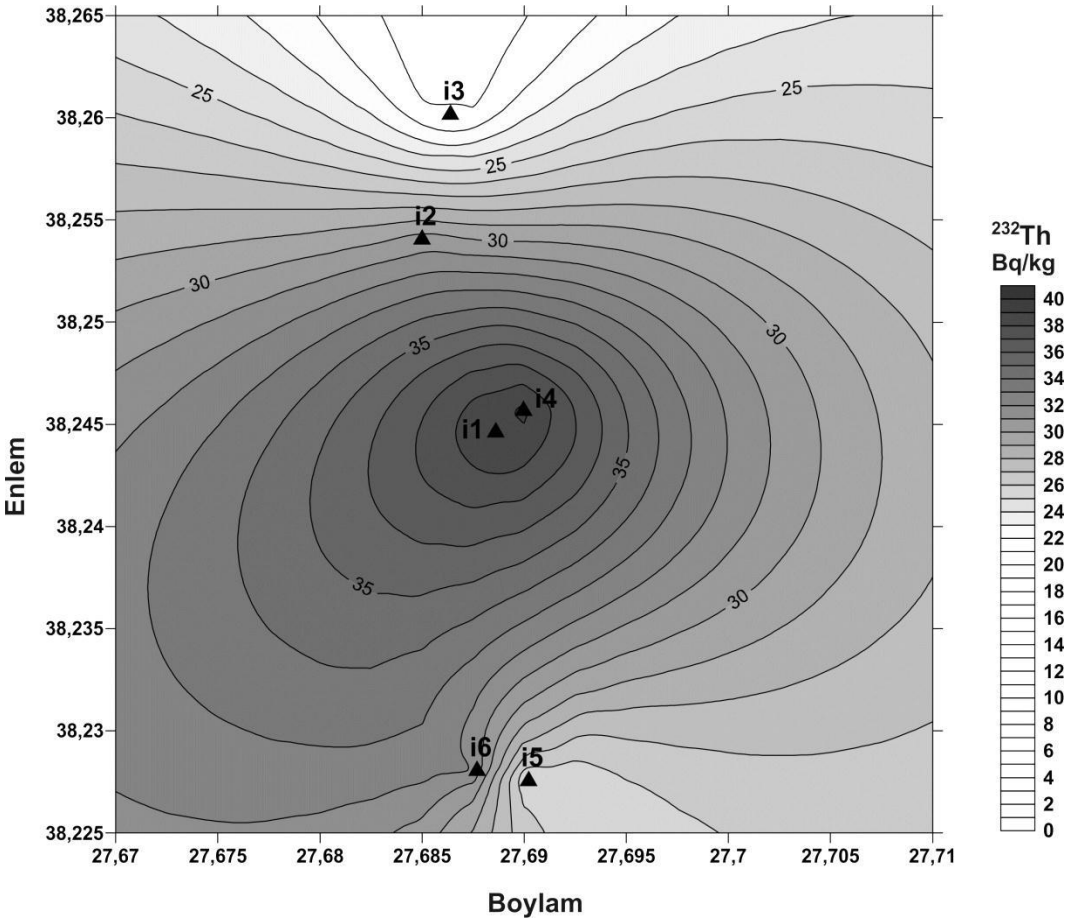
Çizelge 4.5 Toprakların doğal radyonüklid konsantrasyonları

İstasyon No	Büyük Toprak Grubu	Horizon	^{226}Ra(Bq/kg)	^{232}Th (Bq/kg)	^{40}K (Bq/kg)
İ1	Kireçsiz Kahverengi	O	17,6	32,7	364,7
		A	30,6	45,4	492,7
İ2	Kahverengi Orman	O	30,6	24,8	411,1
		A	28,4	17,4	346,5
		C1	40,4	33,8	486,8
		C2	31,2	45,0	545,1
İ3	Kahverengi Orman	A	16,4	15,8	245,0
		C1	27,6	26,0	225,0
		C2	30,5	19,3	293,2
İ4	Kireçsiz Kahverengi	A	38,3	42,1	427,0
		C1	36,2	34,7	414,8
		C2	40,6	40,7	481,3
İ5	Koluviyal	A	29,1	24,0	545,2
		C1	31,5	25,6	542,7
İ6	Koluviyal	A	55,1	33,2	493,5
		C1	73,0	30,6	465,2



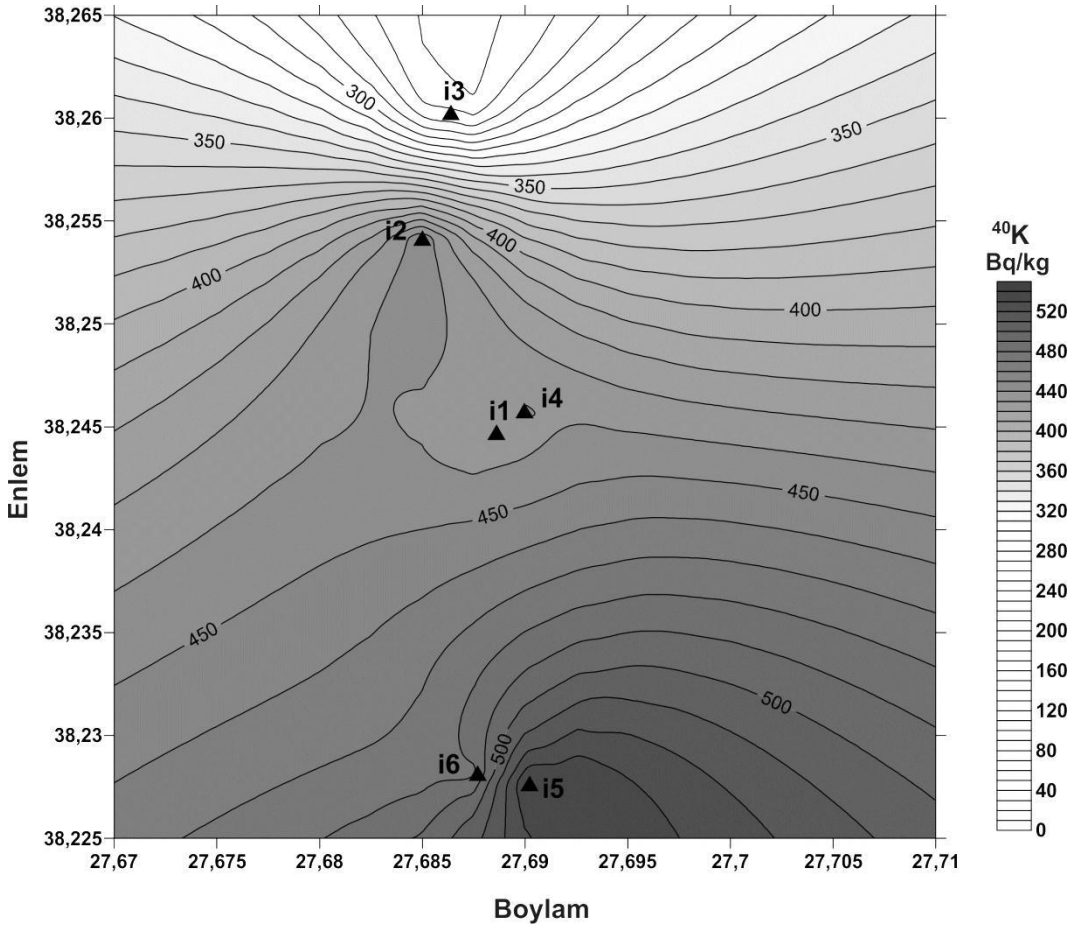
Şekil 4.11 Radyum konsantrasyonu dağılımı

Şekil 4.11 de anlaşılacağı üzere I6 istasyonunda radyum konsantrasyonu en yüksek dağılıma sahip olduğu görülmektedir. Radyum dağılımının en yüksek olduğu büyük toprak grubunun Koluviyal toprak grubu olduğu gözlenmektedir. Diğer toprak grupları ve istasyonlar arasında ^{226}Ra değişimine baktığımızda 6. İstasyon farklı gözükmektedir. Bu farklılığın sebebinin ise toprakların oluşum süreçlerinden kaynaklandığı söylenebilir.



Şekil 4.12 Toryum konsantrasyonu dağılımı

Şekil 4.12 de gözlemlendiği üzere ^{232}Th konsantrasyonu I1 ve I4 nolu istasyonlarda fazla şekilde yoğunluk oluşturduğu görünmektedir. Yoğunluğun fazla olduğu bu bölgede varolan büyük toprak grubu Kireçsiz Kahverengi toprak grubudur. Buradan toprağın oluşum süreçlerinin, toprağın doğal radyonüklid konsantrasyonlarının farklılığına sebep olabileceği söylenebilir.



Şekil 4.13 Potasyum konsantrasyonu dağılımı

Şekil 4.13' de verilen potasyum dağılımları incelendiğinde I5 nolu istasyonda yüksek yoğunluğun olduğu gözlenmektedir. Bu bölgede var olan büyük toprak grubu Koluviyal toprak grubudur. Çalışmada ^{40}K konsantrasyonlarının istasyonlar ve dolayısıyla büyük toprak grupları arasında çok farklı olmadığı gözlemlenebir. I5 nolu istasyonda oluşan konsantrasyon farklılığının ise bölgenin tarım alanı olarak kullanılmasının etkisi şeklinde düşünebiliriz.

4.2 İstatistiksel Analiz Sonuçları

Bu tez çalışmasında toprakların fiziksel-kimyasal özelliklerinin değerleri, bölge topraklarının sahip oldukları doğal radyonüklit konsantrasyonları ile elde edilen radon konsantrasyonları arasında istatistiksel inceleme yapılmıştır. Çalışmada elde edilen veri değişkenlerinin normal dağılıma uymadığı gözlenmiş ve dolayısıyla Spearman korelasyon katsayılarının belirlenmesi gerçekleştirilmiştir.

Literatür incelemesi gerçekleştirildiğinde topraklardaki ^{226}Ra,^{232}Th ve ^{40}K radyonüklidlerinin kendi aralarında anlamlı ilişkiye sahip olduğunu gösteren çok sayıda çalışma ile karşılaşmaktayız. Kanada topraklarında yapılan çalışmalar sonucunda doğal radyonüklidler (^{226}Ra,^{232}Th ve ^{40}K) arasında bir korelasyonun varlığı tespit edilmiştir (Kiss et al., 1988; De Jong et al., 1994).

Bu tez çalışmasında ise ^{226}Ra ile ^{232}Th ($p<0,05$) ve ^{226}Ra ile ^{40}K ($p<0,05$) arasında pozitif anlamlı bir ilişki gözlenmiştir. Toryum ile potasyum arasında ise zayıf bir ilişkinin varlığında söz edebiliriz. Radyonüklidler ile toprak özellikleri arasındaki ilişkiye baktığımızda ise ^{226}Ra ile % OM ($p<0,001$) arasında negatif, ^{226}Ra ile % Kil arasında pozitif ($p<0,001$) ve ^{232}Th ile %Kil arasında pozitif ($p<0,001$) anlamlı ilişkiler gözlenmiştir. İspanya topraklarında Navas (2002) ve arkadaşları tarafından yapılan çalışmada doğal radyonüklidler ile toprağın kireci arasında ters korelasyon tespit edilmiştir. Bizim elde ettiğimiz veriler ışığında böyle bir korelasyon gözlenmemiştir.

De Jong (1994) ve arkadaşları tarafından Kanada' da gerçekleştirilen bir çalışmada doğal radyoaktivite düzeyleri ve radon konsantrasyonları belirlenmiş ve toprakların radon konsantrasyonlarına olan etkilerini açıklanmıştır. Çalışmada, topraklardaki toplam uranyum ve radyum konsantrasyonu ile radon emanasyon gücü arasında güçlü bir ilişki olduğu ayrıca doğal radyonüklid konsantrasyonlarının (^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K) toprağın kil içeriği ile artarken artan kum içeriğiyle azaldığı gözlemlenmiştir

^{222}Rn ile ^{232}Th arasında ($p<0,001$) pozitif anlamlı bir ilişkinin varlığı gözlenmiştir. Bunun sebebinin radonun bir izotopu olan ve yarıca ^{232}Th bozunum serisinin ürünü olan torondan kaynaklandığı düşünülebilir. Çünkü kullanılan ölçüm yöntemlerinde radon ve toron arasındaki ayırımı yapabilmek oldukça zor olabilir hatta her zaman torondan gelen ve aktiviteyi arttıran bir risk olabilir.

Ayrıca ana kaynağı kayaç ve toprak olan radyum ile radon gazı arasında bir korelasyonun olması beklenmektedir. Gerçekleştirdiğimiz bu tez çalışmasında, LR-115 film dedektörler elde edilen radon ile radyum arasında anlamlı bir ilişki gözlenememiştir. Bölge topraklarından elde edilen radyum konsantrasyonlarının dünya ortalaması civarında bulunması, gözlemlenemeyen ilişkinin en olası sebebi olarak görülebilmektedir. Bu yaklaşım sonucunda çalışmanın yapıldığı bölgedeki toprakların, radonun temel kaynağı olmadığı sonucuna da varabiliriz. Bunların dışında radonun toprağın derinliklerinde oluşarak atmosfere doğru göç ettiği sonucu çıkarabilir. Ayrıca, bölgede var olan termal suların radonun yüzeye

çıkışını kolaylaştırdığını ve bölgede gerçekleşen sismik aktivitelerin atmosfere çıkan radon miktarında değişimlere sebep olabileceği de söylenebilir.

Çizelge 4.6 Çalışmada ölçülen parametreler arasındaki Spearman Korelasyon Katsayıları

	^{226}Ra	^{232}Th	^{40}K	pH	% Tuz	% Kireç	%OM	% Kum	% Mil	%Kil	%Nem	Porozite	^{222}Rn
^{226}Ra	1,00												
^{232}Th	0,562*	1,00											
^{40}K	0,532*	0,468	1,00										
pH	-0,539*	-0,390	-0,446	1,00									
% Tuz	-0,520*	-0,347	-0,188	0,855**	1,00								
% Kireç	0,260	0,361	0,176	0,093	-0,015	1,00							
% OM	-0,857**	-0,427	-0,493	0,695**	0,735**	-0,259	1,00						
% Kum	-0,195	-0,455	-0,195	0,234	0,032	0,310	-0,094	1,00					
% Mil	-0,323	0,084	-0,064	0,063	0,292	-0,519*	0,525*	-0,828**	1,00				
% Kil	0,858**	0,696**	0,466	-0,562*	-0,530*	0,260	-0,711**	-0,451	-0,104	1,00			
% Nem	-0,225	0,412	-0,092	-0,079	0,059	-0,309	0,390	-0,577*	0,644**	0,040	1,00		
Porozite	-0,437	-0,237	-0,352	0,575*	0,622*	-0,011	0,595*	-0,203	0,487	-0,410	0,057	1,00	
^{222}Rn	0,354	0,685**	0,341	-0,485	-0,506*	-0,031	-0,524*	-0,508*	0,185	0,628**	0,352	-0,462	1,00

*p<0,05, **p<0,001

4.3 Karasal Gama Doz Hızları

İnsanların maruz kaldığı radyasyonun büyük bir kısmını doğal olarak meydana gelen radyonüklidler oluşturmaktadır. Bu doğal radyonüklidler yer kabuğu ve toprakların oluşumlarından beri toprakların ve kayaçların bünyelerinde barınmaktadır. Bundan dolayı toprak yüzeyi ile havada bir gama-beta radyasyon alanı meydana gelmektedir (Akhtar et al., 2005). Bu radyasyon alanı topraktaki radyonüklid konsantrasyonlarına bağlı olduğu için buradan yola çıkılarak çok sayıda çalışmada toprakların radyoaktivite içerikleri ve doz hesaplamaları yapılmıştır (Sroor et al., 2001; Narayana et al., 2007; Canbaz et al., 2010).

Doğal olarak oluşan radyoaktivitenin toprakta tekdüze dağılım gösterdiği kabul edilerek topraktan 1 m yukarıdaki doz hızı UNSCEAR (1988) tarafından,

$$D\ (nGyh^{-1}) = 0.462C_{Ra} + 0.604C_{Th} + 0.0417C_K$$

denklemiyle belirlenmiştir. Yukarıdaki denklemde D doz hızı, C_{Ra}, C_{Th} ve C_K sırsıyla radyum, toryum ve potasyum aktivite konsantrasyonlarını belirtmektedir. Doz hızının yanında kullanılan bir başka önemli ifade olan eşdeğer radyum aktivitesidir. Eşdeğer radyum aktivitesi 370 Bq/kg ^{226}Ra, 259 Bq/kg ^{232}Th ve 4810 Bq/kg ^{40}K' un aynı gama doz hızını üreteceği düşünülerek,

$$Ra_{eq} = A_{Ra} + 1{,}43A_{Th} + 0{,}077A_K$$

bağıntısıyla ifade edilmektedir. Bu bağıntıda ki A_{Th}, A_U ve A_K sırasıyla toryum, uranyum (radyum) ve potasyumum aktivite konsantrasyonlarını temsil etmektedir (Al-Kharouf et al., 2008).

Canlılar yaşamları boyunca toprak ve kaya merkezli karasal radyasyona maruz kalacaklarından dolayı toprakların doğal radyonüklid içeriklerinin ve dışsal gama doz hızlarının belirlenmesi yararlı olacaktır. Bu tarzda gerçekleştirilen çalışmalar sayesinde karasal gama doz hızları belirlenmiş ayrıca uluslararası kuruluşlarca da sınır değerler belirlenmiştir (Camgöz ve Yaprak, 2009).

Çalışmamızda bölge topraklarının ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları belirlenmiştir. Bu belirlenen aktiviteler yardımıyla karasal gama doz hızları ve eşdeğer radyum aktivitesi verilen bağıntılar yardımıyla hesaplanmıştır (UNSCEAR, 1988). Bölgeden alınan toprak örneklerinin ortalama ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları sırasıyla 34,8 Bq/ kg, 30,7 Bq/kg ve 423,7 Bq /kg olarak belirlenmiştir. Hesaplanan karasal doz hızlarının 19,7 ile 49,8 nGy/h (ortalama 36,2 nGy/h) arasında değiştiği belirlenmiştir. Elde edilen ortalama karasal doz hızları UNSCEAR (2000) tarafından verilen 56 (28-120)

nGy/h dünya ortalamasının altında bulunmaktadır. Eşdeğer radyum aktivitesi verilen bağıntı kullanılarak tespit edilmiştir (Kant et al., 2006; Mahur et al., 2008). Çalışmada eşdeğer radyum aktivitelerinin 57,8 ile 152,5 Bq/kg (ortalama 111,33 Bq/kg) arasında olduğu bulunmuştur. Elde edilen eşdeğer radyum aktivite değerleri uluslararası kuruluşlarca verilen değerlerin (550 Bq/kg) altında bulunmuştur.

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada Küçük Menderes Havzası'nda bulunan büyük toprak gruplarında radon difüzyon katsayıları hesaplanmıştır. Çalışmada ilk olarak bölgede var olan 3 büyük toprak grubu belirlenmiştir. Belirlenen büyük toprak gruplarına her toprak grubunda iki istasyon olacak şekilde farklı konumlara sahip toplam 6 istasyon kurulmuştur. Bu istasyonların bulunduğu toprak ana kayaca kadar kazılmış ve yatay toprak katmanları belirlenmiştir. Belirlenen her bir toprak katmanından toprağın fiziksel-kimyasal özelliklerinin analizleri ve sahip oldukları doğal radyoaktivite içeriklerinin belirlenmesi için toprak örnekleri alınmıştır. Büyük toprak gruplarında oluşturulan katmanların her birine LR-115 film dedektörler yerleştirilmiş ve periyodik olarak 1 yıl süreyle ölçümler gerçekleştirilmiştir. Elde edilen veriler istatistiksel olarak değerlendirilmiştir.

Çalışmada toprak gazı radon aktivite konsantrasyonları sonuçları istasyon bazında incelenmiş 2 nolu (I-2) istasyonun oldukça yüksek değerlerle diğer istasyonlardan ayrıldığı görülmüştür. Yatay toprak katmanlarına bakıldığında ise en alt katman olan C2 katmanın da (ortalama 70 cm derinlik) daha yüksek değerler elde edilmiştir. Alt katmanlara inildikçe atmosferik etkilerin azalmakta olduğunu ve daha kararlı sonuçlar elde edildiğini söyleyebilmekteyiz. Ayrıca çalışmamızda radon çıkışları bölgede yer alan toprak gruplarına göre belirlenmiş ve Kireçsiz Kahverengi toprak gruplarında en yüksek aktivite konsantrasyon değerleri ölçülmüştür. Ayrıca ölçülen radon konsantrasyonlarının toprağın tipine, nem içeriğine ve maruz kaldığı rüzgar ile ilişkili olarak biri birine çok yakın noktalarda bile değişiklik gösterebilir.

Çalışmada radon difüzyon katsayılarının 0,04 ile $6{,}79 \times 10^{-6}$ m^2s^{-1} arasında olduğu hesaplanmıştır. Ayrıca düşük nem içeriğine sahip topraklarda radon difüzyon katsayısı lüteratürde 10^{-6} m^2 s^{-1} mertebesinde değiştiği bildirilmekle birlikle elde edilen sonuçların literatür ile uyumluluğu söylenebilir. Radon difüzyon katsayısı istasyon bazında en yüksek I2 nolu istasyonda ve büyük toprak grubu olarak da Kahverengi Orman topraklarında belirlenmiştir. Benzer bir çalışma gerçekleştiren İçhedef (2011) en yüksek difüzyon katsayısı Kahverengi Orman toprak grubunda ölçüldüğü bildirilmiştir.

Ayrıca toprakların fiziksel ve kimyasal analizleri yapılarak bölge topraklarının hafif asitli, tuzsuz-az tuzlu topraklar olduğu belirlenmiştir. Organik madde değerlendirilmesinde humuslu topraklar olduğu ve kireç içerikleri bakımından fakir topraklar olduğu sonucuna varılmaktadır. Alınan toprak

örneklerinin doğal radyoaktivite konsantrasyonları ölçülmüş. Her bir radyonüklid için dünya ortalamalarında konsatrasyon değerleri bulunmuştur.

Çalışmamızda bölge topraklarının ^{226}Ra, ^{232}Th ve ^{40}K aktivite konsantrasyonları belirlenmiş ve bu belirlenen aktiviteler yardımıyla karasal gama doz hızları ve eşdeğer radyum aktivitesi hesaplanmış ve dünya standartlarında değerler bulunmuştur. Radon konsantrasyonları ile doğal radyoaktivite içerikleri karşılaştırılmış olup sonuç olarak doğal radyonüklidlerin radon çıkışlarına direkt bir etkisinin olmadığı yorumu yapılabilir.

Çalışmamızın temel amacı radon ve deprem arasındaki ilişkiyi en iyi şekilde gözlemlememizi sağlayacak ortamları belirlemektir. Yapılan uzun süreli ölçümler esnasında meydana gelen depremlerin radon çıkışlarına etkileri net olarak gözlemlenemeyebilir ve sonuçların analizlerinde zorlanılabilir. Bunun için kısa süreli sürekli ölçümlere ihtiyaç duyulabilir. Bu da sürekli radon ölçüm cihazları ile sağlanabilir. Sonuçta bu cihazlar için uygun yerlerin belirlenmesi önem kazanabilir.

Çalışmamız sonucunda büyük toprak grubu olarak Kireçsiz Kahverengi toprakların ve yatay toprak katmanı olarak da meteorolojik değişimlerden en az etkilendiği düşünülen C2 katmanının, bölgede kurulması düşünülen sürekli ölçüm istasyonları için ideal ortamlar olduğu sonucuna varılabilir.

KAYNAKLAR DİZİNİ

Abumurad, K.M. and Al-Tamimi, M., 2001, Emanation power of radon and its concentration in soil and rocks, Radiation Measurements, 34 (1-6), 423-426p.

Akalan, İ., 1968, Toprak Oluşu, Yapısı ve Özellikleri, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No: 356, 556 s.

Akhtar, N., Tufail, M., Ashraf, M. and Mohsin Iqbal, M., 2005, Measurement of environmental radioactivity for estimation of radiation exposure from saline soil of Lahore, Pakistan, *Radiation Measurements*, 39, 11 – 14 p.

Akhtar, N., Tufail, M., Ashraf, M. and Mohsin Iqbal, M., 2005, Measurement of environmental radioactivity for estimation of radiation exposure from saline soil of Lahore, Pakistan, *Radiation Measurements*, 39, 11 – 14 p.

Al-Karouf, S., Al-Hamarneh, I.F. and Dababneh, M., 2008, Natural radioactivity, dose assessment and uranium uptake by agricultural crops at Khan Al-Zabeeb, Jordan, *Journal of Environmental Radioactivity*, 99, 1192-1199 p.

Altınbaş, Ü., 1996, Toprak Etüt Haritalama. (Ders Kitabı) E.Ü. Ziraat Fakültesi Yayınları No:521, Bornova-İzmir.

Altınbaş, Ü., Çengel, M., Uysal, H., Okur, B., Okur, N., Kurucu, Y. ve Delibacak, S., 2008, Toprak Bilimi, Üçüncü baskı, Ege Üniversitesi Basım Evi, Ziraat Fakültesi Yayınları No:557, 355 s.

Arias, H., Palaciosa, D., Sajo-Bohusa, L. and Viloria, T., 2005, Alternative procedure for LR-115 chemical etching and alpha tracks counting, *Radiation Measurements*, 40, 357–362 p.

Atalay, İ., 1989, Toprak Coğrafyası, Ege Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Yayınları No:8, 433 sayfa.

Baixeras, C., Clıment, H., Font, L.L., Bacmeıster, G.U., Albarracın, D. and Monnın, M.M., 1997, Using SSNTDS in soil and indoors in two mediterranean locatıons for radon concentratıon measurements, *Radiation Measurements*, 28 (1-6), 713-716 p.

Barillon, R., Özgümüş, A., and Chambaudet,A., 2005, Direct recoil radon emanation from crystalline phase, Influence of moisture content, Geochim. Cosmochim. Acta 69, 2735–2744 p.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Baykara, O. and Doğru, M., 2009, Determination of terrestrial gamma, ^{238}U, ^{232}Th and ^{40}K in soil along fracture zones, *Radiation Measurements*, 44, 116–121 p.

Baykara, O. and Doğru, M., 2006, Measurements of radon and uranium concentration in water and soil samples from east anatolian active fault systems (Turkey), *Radiation Measurements*, 41, 362-367 p.

Baykara, O., 2005, kuzey anadolu ve doğu anadolu fay hatlarının kesişim bölgesindeki doğal radyoaktivite tayini, Doktora tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 82 s.

Baykara, O., Doğru, M. İnceöz, M. ve Aksoy, E., 2005, Measurements of radon emanation from soil samples in triple-junction of north and east anatolian active faults systems in Turkey, *Radiation Measurements*, 39, 209-212 p.

Black, C.A., 1965, Methods of soil analysis, Part 2**,** American Society of Agronomy, Inc., Publisher Madison, Wisconsin USA.

Bolca, M., Kılınç, R., Altınbaş, Ü., Saç, M.M., Kumru, M.N., Çolak, B., Esetlili, T. ve Özen, F., 2010, Alangüllü (Aydın) bölgesindeki jeotermal kaynakların kimyasal özelliklerinin ve içerdikleri radyoaktif maddelerin su kaynakları, tarım toprakları ve kültür bitkilerine etkilerinin multidisipliner yaklaşımla saptanması üzerine araştırmalar, (107O085), Tübitak Projesi.

Bossus, D.W.A., 1984, Emanating power and specific surface area, Radiation Production Dosimetry, 7 (1-4), 73-76 p.

Boukhenfouf, W. and Boucenna, A., 2011, The radioactivity measurements in soils and fertilizers using gamma spectrometry technique, *Journal of Environmental Radioactivity*, 102, 336-339 p.

Bouyoucous, G.J., 1962, A recalibration of the hydrometer method for making mechanical analysis of the soils, *Agronomy Journal*, 419-434 p.

Brady, N.C., 1990, The nature and properties of soils, 10th ed., Mac-Millan Comp., New York.

Bulut, M. ve Filiz, Ş., 2005, Bayındır jeotermal sahasının hidrojeolojisi, hidrokimyası ve izotopik özellikleri, İzmir, Batı Anadolu, Türkiye, *MTA Dergisi*, 131, 63-78 s.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Camgöz, Y. ve Yaprak, G., 2009, Küçük menderes havzası tarım topraklarında doğal radyonüklid seviyesinin belirlenmesi, *Ekoloji*, 18 (70), 74-80 s.

Campero, M.A., Fleischer, R.L. and Likes, R.S., 1980, Changes in subsurface radon concentration associated with earthquakes, *J. Geophys. Res*., 85:3053–3057 p.

Canbaz, C., Çam, N.F., Yaprak, G. and Candan, O., 2010, Natural radioactivity (^{226}Ra, ^{232}Th and ^{40}K) and assessment of radiological hazards in the kestanbol granitoid, Turkey, *Radiation Protection Dosimetry*, 141(2), 192–198 p.

Cherouati, D.E., Djeffal, S., and Durrani, S.A., 1988, Calibration factor for LR-115 detectors used for the measurement of alpha activity from radon, Nucl. Tracks Radiat. Meas., 15 (1-4), 583-586 p.

Cocceçao, F.T., Bonotto, D.M., Jimenz-Rueda, J.D. and Roveda, J.A.F., 2009, Distribution of ^{226}Ra, ^{232}Th and ^{40}K in soil sand sugar canecropsat Corumbataı river basin, Sao Paulo State, Brazil, *Applied Radiation and Isotopes*, 67, 1114–1120 p.

Cosma, C., Dancea, F., Jurcut, T. and Ristoiu, D., 2001, Determination of ^{222}Rn emanation fraction and diffusion coeffcient in concrete using accumulation chambers and the infuence of humidity and radium distribution, *Applied Radiation and Isotopes*, 54, 467-473 p.

Cothern, R.C. and Smith, J.E., 1987, Environmental radon, *Environmental Science Research*, Plenum Press, New York and London.

Cozmuta, I. and van der Graaf, E. R., 2001, Methods for measuring diffusion coefficients of radon in building materials, The Science of the Total Environment, 272, 32-335 p.

Currie, Lloyd A., 1968, Limits for qualitative detection and quantative determination, *Analytical Chemistry*, 40(3):586-593 p.

De Jong, E., Acton, D.F. and Kozak, L.M., 1994, Naturally occurring gamma-emitting isotopes, radon release and properties of parent materials of Saskatchewan soils, *Canadian Journal Of Soil Science*, 74(1), 47-53 p.

Değerlier, M., 2007, Adana ili ve çevresinin çevresel doğal radyoaktivitesinin saptanması ve doğal radyasyonların yıllık etkin doz eşdeğerinin bulunması, Doktora Tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 175 s.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Dobrovolsky, I.P., Zubkov, S.I. and Miachkin, V.I., 1979, Estimation of the size of earthquake preparation zones, Pure Appl.Geophys., 117, 1025-1044 p.

Dora, O., Ö., Kun, N. ve Candan, O., 1992, Menderes masifinin metamorfik tarihçesi ve jeotektonik konumu, Türkiye Jeoloji Bülteni, 35, 1-14 p.

Dubinchuk, V.T., 1993, Radon as a precursor of earthquakes, isotopic andgeochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions IAEA TECDOC-726 p.

Durrani, S.A., and Ilic, R., 1997, Radon measurements by etched tracks detectors, World Scientific Publishing Co. Pte. Ltd., Singapore.

Ereeş, F.S., Aytaş, Ş., Saç, M.M., Yener, G. and Şalk, M., 2007, Radon concentrations in thermalwaters related to seismic events along faults in the Denizli Basin, Western Turkey *Radiation Measurements,* 42, 80–86 p.

Ghosh D., Deb A. and Sengupta R., 2009, Anomalous radon emission as precursor of earthquake, Journal of Applied Geophysics, 69, 67–81 p.

Ghosh D., Deb A., Sengupta R., Bera, S., Sahoo, S.R., Haldar, S. and Patra, K.K., 2011, Comparative study of seismic surveillance on radon in active and non-active tectonic zone of West Bengal, India, *Radiation Measurements,* 46, 365-370 p.

Günay, T., 1997, Orman, Ormansızlaşma, Toprak, Erozyon, Türkiye Erozyonla Mücadele, Ağaçlandırma ve Doğal Varlıkları Koruma Vakfı Yayınları No:1, İstanbul, 71 s.

Holkko, J. and Liukkonen, S., 1992, Radon diffusion in finish glacial soil, *Radiation Production Dosimetry,* 45 (1-4), 231-233 p.

İzdar, K. E., 1969, Menderes kristalin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması. Ege Üniversitesi, Doçentlik tezi, İzmir (yayımlanmamış).

İzdar, K. E., 1971, Introduction to geology and metamorphism of menderes massif of western Turkey; Geol, And History of Turkey; Petroleum. Expl.Soc. Of Libya, Tripoli, 495-500 p.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

İzdar, K. E., 1975, Batı anadolu'nun jeoteknik gelişimi ve ege denizi çevresine ait üniteler ile karşılaştırılması, E.Ü. Mühendislik Bilimleri Fakültesi yayını, 58-59 p.

Jaishi, H.P., Singh, S. Tiwari, R.P. and Tiwari, R.C., 2014, Correlation of radon anomalies with seismic events along mat fault in serchhip district, Mizoram, India, *Applied Radiation and İsotopes,* 86, 79-84 p.

Kant, K., Upadhyay S.B., Sonkawade R.G., and Chakarvarti S.K, 2006, Radiological risk assessment of use of phosphate fertilizers in soil, Iran. J. Radiat. Res., 4 (2), 63-70 p.

Kathren, R. L., 1998, Norm sources and their origins, *Applied Radiation and Isotopes*, 49, 3, 149-168 p.

Khanna, D., Malathi, J., Brahmanandhan, G. M., and Selvasekarapandian, S., 2005, Measurement of activity concentrations of ^{40}K, ^{238}U and ^{232}Th in soil samples of Agastheeswaram taluk, Kanyakumari district, India, International Congress Series, 1276, 319-320 p.

King, C. Y., 1980, Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes, *J. Geophys. Res.,* 85(B6):3065-3078 p.

Kiss, J. J., de Jong, E. and Bettany, J. R., 1988. The distribution of natural radionuclides in native soils of southern Saskatchewan, Canada. J. Environ. Qual., 17, 437-445 p.

Mahur, A.K., Kumar, R., Sengupta, D. and Prasad, R., 2008, Estimation of radon exhalation rate, natural radioactivity and radiation doses in fly ash samples from Durgapur thermal power plant, West Bengal, India, Journal of Environmental Radioactivity, 99, 1289–1293 p.

Millar, C.E., Turk, L.M. and Forth, H.D., 1965, Fundamentals of Soil Science, John Wiley and Sons., Inc., New York.

Mohammad, A.I and Abumurad, K.M., 2008, Evaluation of radon gas concentration in the air of soil and dwellings of Hawar and Foara villages, using (CR-39) detectors, *Radiation Measurements*, 43, 452-455 p.

Morawska, L., and Phillips, C.R., 1993, Dependence of the radon emanation coefficient on radium distribution and internal structure of the material, Geochim. Cosmochim. Acta 57, 1783–1797 p.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Moreno, V., Bach, J., Baixeras, C., and Font, LI., 2014, Radon levels in groundwaters and natural radioactivity in soils of the volcanic region of La Garrotxa, Spain, *Journal of Environmental Radioactivity*, 128, 1-8 p.

Mujahid, S.A., Hussain, S. , Dogar, A.H. and Karim, S., 2005, Determination of porosity of different materials by radon diffusion, *Radiation Measurements*, 40, 106- 109 p.

Muminov, I.T., Muhamedov, A.K. and Osmanov B.S., 2005, Application of NaI(Tl) detector for measurement of natural radionuclides and ^{137}Cs in environmental samples: new approach by decomposition of measured spectrum, *Journal of Environmental Radioactivity*, 84, 321-331 p.

Narayana, Y., Rajashekara, K.M. and Siddappa, K., 2007, Natural radioactivity in some major rivers of coastal Karnataka on the southwest coast of India, *Journal of Environmental Radioactivity*, 95, 98-106 p.

Narula, A.K., Saini, R.S., Goyal, S.,K., Chauan, R.P. and Chakarvanti, S.K., 2009, Indoor radiation levels enhanced by underground radon diffusion, *Asian Journal of Chemistry*, 21 (10), 275-278 p.

Navas, A., Soto, J. and Machin, J., 2002, ^{238}U, ^{226}Ra, ^{210}Pb, ^{232}Th and ^{40}K activities in soil profiles of the Flysch sector (Central Spanish Pyrenees), *Applied Radiation and Isotopes*, 57, 579–589 p.

Nazaroff, W.W. and Nero, A.V., 1988, Radon and its decay products in indoor air, Edited by William W. Nazaroff and Anthony V. Nero, Wiley-Interscience Publications.

Nazaroff, W.W., 1992**,** Radon transport from soil to air, Reviews of Geophysics, 30, 137-160 p.

Ngachin, M., Garavaglia, M., Giovani, C., Kwato Njock, M.G., and Nourreddine, A., 2008, Radiocativity level and soil radon measurement of a volcanic area in Cameroon, *Journal of Environmental Radioactivity*, 99, 1056-1060 p.

Ongun, A.R., 2008, Toprakların bazı fiziksel ve kimyasal özelliklerinin jeoistatistiksel yöntemlerle uzaysal değişkenliğinin saptanması, (Doktora Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Özden, B., 2010, Gediz havzası tarım yapılan ve yapılmayan alanlarda erozyon hızının radyoaktif kurşun dağılımından belirlenmesi, (Doktora Tezi), Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Özgümüş, A., 1995, Tarla Bitkileri, Anadolu Üniversitesi, Açıköğretim fakültesi, No.724.

Özgür, N. ve Pekdeğer, A.,1995, Active geothermal systems in the rift zones of the Menderes Massif, western Anatolia, Turkey. In: Kharaka, Y. K. and Chudaev, O.V. (eds):Proc. Intenat. 8th Symposium on Water-Rock Interaction, Vladivostok/Russia, 529-532 p.

Papastefanou, C., 2007, Measuring radon in soil gas and groundwaters: a review, Annals of Geophysics, 50, 569-578 p.

Planinic, J., Radolic, V. and Vukovic, B., 2004, Radon as an earthquake precursor, *Nuclear Instruments And Methods In Physics Research,* A 530, 568-574 p.

Rimmela, G., Oberhanslı, R., Goffe, B., Jolivet, L., Candan, O. ve Çetinkaplan, M., 2003, First evidence of high presurre metamorphism in the caver series of southern Menderes Massif, Tectonicand metamorfic implications for the evolotion of SW Turkey, Lithos, 71, 19- 46 p.

Rogers, V.C. and Nielsen, K. K., 1991, Multiphase radon generation and transport in porous materials, Health Phys, 60: 807-815 p.

Saç, M.M., Harmanşah, C., Camgöz, B. and Sözbilir, H., 2011, Radon monitoring as the earthquake precursor in fault line in Western Turkey, Ekoloji, 20 (79), 93-98 p.

Sakoda, A., Hanamoto, K., Ishimori, Y., Kataoka, T., Kawabe, A., and Yamaoka, K., 2010a, First model of the effect of grain size on radon emanation, *Applied Radiation and Isotopes,* 68, 1169–1172 p.

Sakoda, A., Ishimori, Y. and Yamaoka, K., 2011, A comprehensive review of radon emanation measurements for mineral, rock, soil, mill tailing and fly ash, *Applied Radiation and Isotopes,* 69, 1422-1435 p.

Sakoda, A., Ishimori, Y., Hanamoto, K., Kataoka, T., Kawabe, A., and Yamaoka, K., 2010b, Experimental and modeling studies of grain size and moisture content effects on radon emanation, Radiat. Meas. 45, 204–210 p.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Saç, M.M.,1994, İzmir ili içme ve kullanım sularında radyoaktivite ve veriler arasında korelasyon analizleri, Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü, 64 s.

Savovic, S., Djordjevich, A., Tse, P.W. and Krstic, D., 2011, Explicit finite difference solution of the diffusion equation describing the flow of radon through soil, *Applied Radiation and Isotopes,* 69, 237–240 p.

Schlichting, E. and Blume, H. P., 1966, Bodenkundlishes Praktikum, Verlag, Paul Parey Hamburg und Berlin.

Semkow, T.M., 1991, Fractal model of radon emanation from solids, Phys. Rev. Lett. 66, 3012–3015 p.

Shashikumar, T.S., Rag,ini, N., Chandrashekara, M.S. and Paramesh, L., 2008, Studies on radon in soil, its concentration in the atmosphere and gamma exposure rate around Mysore city, India, Current Science, 94 (9), 1180-1185 p.

Singh, S., Kumar, J. Singh, B., and Singh, J., 1999, Radon difusion studies in some building materials using solid state nuclear track detectors, Radiation Measurements, 30, 461-464 p.

Soil Survey Staff, 1951, Soil Survey Manuel. U.S. Goverment Printing Office, Washington, D.C / USA.

Somogyi, G., Hafez, A., Hunyadi, I. and Toth-Szilagyi, M., 1986, Measurement of exhalation and difusion parameters of radon in solids by plastic trackdetectors, Nucl. Tracks Radiat. Meas., 12, 701–704 p.

Sroor, A., El-Bahi, S.M., Shmed, F. and Abdel-Haleem, A.S., 2001, Natural radioactivity and radon exhalation rate of soil in southern Egypt, Applied Radiation and Isotopes, 55, 873–879 p.

Tabar, E., 2010, Dikili ve Bergama bölgelerindeki tektonik aktivitenin jeotermal sularda radon ölçümleri ile değerlendirilmesi, Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniveristesi Fen Bilimleri Enstitüsü.

Tan, K.H., 1994, Environmental Soil Science, Marcel Dekker, Inc. Madison Avenue, New York/USA.

Tanner, A.B., 1980, Radon migration in the ground: A Supplementary Review, In: *the Natural Radiation Environment III*, University of Chicago Press, Chicago, 5–56 p.

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Tarakçı, M., 2013, Tektonik aktivite ile radon değişimleri arasındaki ilişkilerin doğrusal olmayan analiz ile değerlendirilmesi, Doktora tezi, Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü, 107 s.

T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı, T.C. Köyişleri ve Kooperatifleri Bakanlığı Yayınları No: 222, Topraksu Genel Müdürlüğü Yayınları No: 303, Küçük Menderes Havzası Toprakları Havza No: 6, Raporlar Serisi: 88.

Tsapalov, A., Gulabyants, L. Livshits, M. and Kovler, K., 2014, New method and installation for rapid determination of radon diffusion coefficient in various materials, *Journal of Environmental Radioactivity*, 130, 7-14 p.

UNSCEAR, 1988, Sources and effects of ionizing radiation United Nations Scientific Committee on the effects of atomic radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes, New York, USA,.

UNSCEAR, 2000, Sources and effects of ionizing radiation United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, Report to the General Assembly with scientific annexes, New York, USA.

USDA, Soil Taxonomy, 1999, A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys, Second Edition By Soil Survey Staff, United States Depertmant of Agriculture Natural Resorces Conservation Service, Agriculture Handbook Number 436, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 871 p.

Van der Spoel, W.H., 1998, Radon transport in sand: a laboratory study, Ph.D. thesis, Technical University Eindhoven, The Netherlands,

Vaupotic, J., Barisic, D. Kobal, I. and Lulic, S., 2007, Radioactivity and radon potential of the terra rossa soil, *Radiation Measurements*, 42, 290–297 p.

Wattananikorn, K., Kanaree, M. and Wiboolsake S., 1998, Soil gas as an earthquake precursor: Some considerations on data improvement, *Radiation Measurements* Vol. 29, No.6, 593-598 p.

Wiegand, J. and Bleile, D., 2005, Checking the “10 point system” for an evaluation of the soil radon potential, *Radioactivity in the Environment*, Volume 7, 833-841 p.

www.tema.org.tr/turkish/erozyon/turkıyede_erozyon.html

KAYNAKLAR DİZİNİ (Devam)

Yaprak, G., 1988, Uranyum keşfi için katı hal iz kazıma dedektörleri ile toprak gazı radon ölçümü ve fiziksel parametrelerin incelenmesi, Yüksek lisans tezi, E.Ü. Nükleer bilimler enstitüsü, 41 s.

Yaprak, G., 1995, Radyoaktif mineral içeren örneklerin gama spektroskopik analizlerde matris etkisi ve self absorbsiyon için bir düzeltme yönteminin geliştirilmesi, Doktora tezi, E.Ü. Nükleer Bilimler Enstitüsü, 81 s.

Yaprak, G., Kaya, O., Candan, O., Batmaz, İ., Gür, F. ve Camgöz, B., 2003, Aktif Gediz grabeninde yer alan Alaşehir/Manisa yöresinde tektonik aktiviteye dayalı radon anomalilerinin incelenmesi, TÜBİTAK projesi, E.Ü. Nükleer Bilimler Enstitüsü, İzmir.

Yılmaz, Y., 2000, Ege bölgesinin aktif tektoniği. Batı Anadolu'nun depremselliği sempozyumu, 24-27 Mayıs 2000, İzmir, 3-12 s.

Yu, C., Loureiro, C., Cheng, J.J., Jones, L.G., Wang, Y.Y., Chia, Y.P. and Faillace, E., 1993, Data collection handbook to support modeling impacts of radioactive material in soil, Environmental Assessment and Information Sciences Division Argonne National Laboratory, Argonne, Illinois.

Ziegler, J.F., Biersack, J.P., and Littmark, U., 1985, The stopping and range of ions in solids, Pergamon Press, Oxford.

ÖZGEÇMİŞ

1984 yılında İzmir-Bornova'da doğdu. İlkokul, ortaokul ve lise öğrenimini Manisa'nın Akhisar ilçesinde tamamladı. 2004 yılında Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Fizik Bölümü'nü kazandı ve 2009 yılında ikincilik derecesi ile mezun oldu. 2010 yılında Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsünde yüksek lisansa başladı ve halen yüksek lisans eğitimine devam etmektedir.

2012 yılında Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsünde Nükleer Bilimler Anabilim Dalında Araştırma Görevlisi olarak çalışmaya başladı ve halen görevine devam etmektedir.