

**EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**(DOKTORA TEZİ)**

**TOPRAKTA SÜREKLİ RADON GAZI ÖLÇÜMLERİ  
İÇİN EŞ ZAMANLI İZLEME SİSTEMİNİN  
GELİŞTİRİLMESİ VE İZMİR URLA BÖLGESİNDE  
UYGULANMASI**

**Erdener YUMURTACI**

**Tez Danışmanı : Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ**

**Nükleer Bilimler Anabilim Dalı**

**Bilim Dalı Kodu: 622.01.01**

**Sunuş Tarihi: 29.01.2014**

**Bornova-İZMİR  
2014**



**Erdener YUMURTACI** tarafından **DOKTORA TEZİ** olarak sunulan **“Toprakta Sürekli Radon Gazı Ölçümleri İçin Eş Zamanlı İzleme Sisteminin Geliştirilmesi ve İzmir Urla Bölgesinde Uygulanması”** 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 29/01/2014... tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği/ oyçokluğu ile başarılı bulunmuştur.

**Jüri Üyeleri**

**İmza**

**Jüri Başkanı : Prof. Dr. Saim SELVİ** .....

**Raportör Üye : Doç. Dr. Berkay CAMGÖZ** .....

**Üye : Prof. Dr. Mehmet N. KUMRU** .....

**Üye : Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ** .....

**Üye : Yrd. Doç. Dr. Yüksel KARABULUT** .....



**ÖZET****TOPRAKTA SÜREKLİ RADON GAZI ÖLÇÜMLERİ İÇİN EŞ  
ZAMANLI İZLEME SİSTEMİNİN GELİŞTİRİLMESİ VE İZMİR  
URLA BÖLGESİNDE UYGULANMASI**

YUMURTACI, Erdener

Doktora Tezi, Nükleer Bilimler Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Doç. Dr. Müslim Murat SAÇ

Ocak 2014, 117 sayfa

Bu tez çalışmasında toprak gazında bulunan radon gazı değişimini izlemek amacıyla silikon yüzey engelli detektöre sahip eş zamanlı bir izleme sistemi geliştirilmiş, farklı alfa radyasyon kaynakları kullanılarak sistem kalibre edilmiş ve İzmir Urla Bölgesi'nde kurulan istasyonda sistemin saha uygulamaları yapılmıştır. Geliştirilen sistemde radon gazı değişimlerinin yanında toprağa ait parametrelerden nem ve sıcaklık değerleri de eş zamanlı olarak izlenebilmektedir.

İzmir Urla Bölgesi'nde kurulu istasyonda, sistemden elde edilen radon verileri aynı bölgeye daha önce kurulmuş olan Alphameter 611 ölçüm sisteminin verileri karşılaştırılmış her iki ölçüm sisteminin verilerinin uyumlu olduğu gözlenmiştir. Ayrıca, aynı istasyon civarındaki noktalarda LR-115 film detektörler kullanılarak radon gazı izlemesi yapılmış ve geliştirilen sistemin verdiği alfa sayımları ile bu izleme sonuçlarının uyumlu olduğu saptanmıştır. Geliştirilen sistemden elde edilen radon, sıcaklık ve nem verileri istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. Radon verileri ve toprak sıcaklığı arasında negatif doğrusal bir korelasyon, radon verileri ve toprak nemi arasında ise negatif zayıf bir korelasyon elde edilmiştir.

**Anahtar Sözcükler:** Radon, Silikon Yüzey Engelli Detektör, Gerçek Zamanlı İzleme, Deprem



**ABSTRACT****THE DEVELOPMENT OF A REAL-TIME MONITORING SYSTEM  
FOR RADON MEASUREMENTS IN SOIL AND ITS  
APPLICATIONS AT IZMIR URLA REGION**

YUMURTACI, Erdener

PhD in Nuclear Sciences

Supervisor: Assoc. Prof. Dr. Müslim Murat SAÇ

January 2014, 117 pages

In this thesis study, in order to monitor the change of soil gas radon, a real-time monitoring system having a silicon surface barrier detector has been developed and calibrated using different alpha radiation sources and field applications of the system has been made at the station located in Izmir Urla Region. Of the soil's parameters, humidity and temperature values can also be monitored by using this system.

At the station located in Izmir Urla Region, the radon data collected from the system were compared with the data of Alphameter 611 measurement system which had been installed previously. It was observed that there was a good agreement between the data of both measurement systems. Furthermore, at the measurement points around the same station, another radon gas monitoring study was held using LR-115 film detectors. It was found that there was also a good concordance between the radon gas monitoring results obtained using the LR-115 film detectors and the alpha particle counting acquired by the monitoring system. Moreover, the radon gas, the soil temperature and the soil moisture data obtained from the system which was developed were evaluated statistically.

**Key Words:** Radon, Silicon Surface Barrier Detector, Real Time Monitoring, Earthquake



## TEŞEKKÜR

Doktora alıŐmalarım sırasında her tŒrlŒ desteğini ve yardımını aldığım Tez DanıŐmanım Sayın Do. Dr. MŒslim Murat SA'a, enstitŒ laboratuvarlarında her tŒrlŒ çalışma olanağını sağlayan Ege Œniversitesi NŒkleer Bilimler EnstitŒsŒ MŒdŒrŒ Sayın Prof. Dr. Perihan ŒNAK'a, NŒkleer Bilimler Anabilim Dalı Başkanı Sayın Prof. Dr. Mehmet N. KUMRU'ya, yardımseverliğini hiç esirgemedен yardımcı olan Sayın Yard. Doç. Dr. oŐkun HARMANŞAH, Sayın Ar. GŒr. Dr. Mutlu İÇHEDEF'e ve Sayın Doç. Dr. Berkay CAMGŒZ baŐta olmak Œzere, her tŒrlŒ maddi ve manevi desteği esirgemeyen aileme ve sŒzcŒklerle betimlemesi olanaksız bir fedakarlık gŒstererek daima yanımda olan eŐim AyoęŒl RENDECİ YUMURTACI'ya en samimi teŐekkŒrlerimi sunarım.

GŒlce ve Erdem'e



## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

ÖZET .....	vi
ABSTRACT .....	viii
TEŞEKKÜR .....	ix
ŞEKİLLER DİZİNİ .....	xiii
ÇİZELGELER DİZİNİ.....	xvi
1. GİRİŞ.....	1
2. GENEL BİLGİLER.....	4
2.1. Depremin Tanımı ve Fay Oluşumu .....	4
2.2. Radon Gazı .....	5
2.3. Toprağın Fiziksel Özellikleri ve Radon Gazı Çıkışı Arasındaki İlişki.....	7
2.3.1. Tanecik boyut dağılımı, nem içeriği:.....	7
2.3.2. Permeabilite (geçirgenlik) .....	9
2.3.3. Difüzyon .....	10
2.4. Toprakta Radon Üretilmesi .....	14
2.4.1. Radon varlığı .....	14
2.4.2. Radon göçü .....	17
2.4.3. Radon difüzyonu.....	17
2.5. Radon ve Sismik Aktivite Arasındaki İlişki .....	19
2.6. Radon Gazı Çıkışlarını Etkileyen Meteorolojik Parametreler.....	21
2.7. Radon Sinyali Kavramı .....	22
2.8. Literatür Çalışmaları.....	23
2.9. Radon Ölçüm Yöntemleri.....	28
2.9.1. Anlık radon ölçümleri.....	28
2.9.2. İntegral radon ölçümleri .....	30
2.9.3. Sürekli radon ölçümleri .....	32

## İÇİNDEKİLER (devam)

	<u>Sayfa</u>
3. MATERYAL VE METOD .....	39
3.1. Çalışma Alanı.....	39
3.2. Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemleri .....	41
3.2.1. Çalışmada Geliştirilen Gerçek Zamanlı Radon Gazı Ölçüm Sistemi .....	41
3.2.2. Geliştirilen sistem için yapılan laboratuvar çalışmaları .....	42
3.2.3. Sistem ile ilgili olarak yapılan hesaplamalar ve ölçümler .....	53
3.2.4. Sistemden alınan verilerin izlenmesi ve saklanması.....	64
3.2.5. Geliştirilen sistemin çalışma sahasına yerleştirilmesi.....	66
3.3. Nükleer İz Kazıma Dedektörleri (LR-115) ile Toprak Gazı Radon Ölçümleri .....	66
3.4. $^{226}\text{Ra}$ , $^{232}\text{Th}$ ve $^{40}\text{K}$ konsantrasyonlarının belirlenmesi .....	69
3.5. İstatistiksel Değerlendirmeler .....	70
4. BULGULAR ve TARTIŞMA.....	72
4.1. Ölçüm sahasındaki $^{226}\text{Ra}$ , $^{232}\text{Th}$ ve $^{40}\text{K}$ Sonuçları.....	72
4.2. Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları.....	72
4.2.1. İz kazıma dedektörleri (LR-115) sonuçları .....	72
4.2.2. Geliştirilen gerçek zamanlı izleme sisteminden alınan veriler .....	74
4.2.3. Alphameter 611'den ve geliştirilen sistemden gerçek zamanlı olarak alınan verilerin karşılaştırılması.....	81
4.3. İstatistiksel değerlendirme sonuçları.....	84
5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER.....	85
KAYNAKLAR DİZİNİ.....	87
ÖZGEÇMİŞ .....	101

## ŞEKİLLER DİZİNİ

<u>Sekil</u>	<u>Sayfa</u>
2.1. Fay tipleri; (a): Doğrultu atımlı fay, (b): Normal atımlı fay, (c): Ters atımlı fay, (d): Verev atımlı fay.....	5
2.2. Uranyumun bozunma zinciri çizelgesi .....	6
2.3. Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler .....	14
2.4. Toprak taneciklerinde oluşan radon atomlarının konumlarına bağlı olarak izleyebileceği yolları şematik gösterimi .....	16
2.5. Bir Lucas hücresinin şematik gösterimi .....	29
2.6. Toprak gazı radon konsantrasyonlarının anlık olarak belirlenmesinde kullanılan Markus 10 sisteminin görüntüsü .....	30
2.7. LR-115 filmlerin ve filmlerde oluşan izlerin görüntüsü.....	31
2.8. Elektret okuyucu ve elektret .....	32
2.9. Barasol detektörünün şematik çizimi.....	33
2.10. Clipperton detektörünün şematik çizimi.....	34
2.11. Sarad radon/toron monitörünün uzaktan erişimli radon ölçülerinde kullanılması .....	35
2.12. Alphaguard sisteminin şematik gösterimi .....	36
2.13. Alphameter 611 radon ölçüm sisteminin görüntüsü.....	37
2.14. Alphameter 611 radon ölçüm sisteminin çalışma işleyişi .....	37
2.15. RAD-7 radon ölçüm sistemi .....	38
3.1. Urla çalışma bölgesinin görünümü.....	40
3.2. Silikon yüzey engelli detektörün gösterimi .....	42
3.3. Çalışmada kullanılan ULTRA CAM-450 iyon implantlı detektörün görünümü.....	43
3.4. Geliştirilen sistemin oluşturulmasında kullanılan deneysel düzeneğin çizimsel gösterimi.....	44
3.5. AMPTEK A121 yüke duyarlı yükselteç ve PC121 test bordunun şematik görünümü .....	45
3.6. (a) Çıkış dalga şeklini ve (b) test gerilimini gösteren osiloskop ekran görüntüsü .....	46

**ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)**

<b><u>Sekil</u></b>	<b><u>Sayfa</u></b>
3.7. A121 bordunun alüminyum kutusu ve ULTRACAM–450 detektör .....	47
3.8. <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan sayımlar (detektör kaynak uzaklığı: 1 cm) .....	48
3.9. <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan sayımlar.....	48
3.10. Geliştirilen sistemin ve bağıl nem sensörü AT-210'un görünümü .....	49
3.11. EZ–864 model 900 MHz alıcı- verici modülü .....	50
3.12. Sistemde kullanılan veri kayıt kartı .....	51
3.13. Sistemde kullanılan sıcaklık sensörü. ....	52
3.14. (a) AT-210 nem sensörü (b) Fieldscout TDR nem sensörü.....	53
3.15. Fieldscout TDR nem sensörünün verdiği değerlere karşılık AT–210 nem sensöründen mV olarak alınan çıkış değerleri .....	53
3.16. 13.08.2010 tarihinde <sup>241</sup> Am kaynak kullanılarak 1 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği.....	55
3.17. 25.08.2010 tarihinde <sup>241</sup> Am kaynak kullanılarak 2 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği.....	56
3.18. 26.08.2010 tarihinde <sup>241</sup> Am kaynak kullanılarak 2 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği.....	57
3.19. 23.12.2010 tarihinde <sup>241</sup> Am kaynak kullanılarak 10 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği.....	58
3.20. Silikon yüzey engelli detektörden alınan <sup>241</sup> Am sayımlarının geliştirilen sistemden alınan ölçümler ile karşılaştırılması. ....	60
3.21. Farklı radon konsantrasyonlarına karşılık detektörden alınan sayım değerleri .....	62
3.22. Geliştirilen sistemin web arayüzü .....	64
3.23. Geliştirilen sistemden alınan sıcaklık değişimi-zaman grafiği .....	65
3.24. Geliştirilen sistemden alınan nem değişimi-zaman grafiği.....	65
3.25. Geliştirilen sistemden alınan radon değişimi-zaman grafiği.....	65
3.26. Geliştirilen sistemin çalışma sahasına yerleştirilmesi.....	66
3.27. LR-115 film detektörlerle toprak gazı radon ölçümlerinde ölçüm düzeneklerinin oluşturulması .....	68
3.28. LR–115 film detektörlerinin banyo edilmesi .....	68

**ŞEKİLLER DİZİNİ (devam)**

<b><u>Sekil</u></b>	<b><u>Sayfa</u></b>
3.29. Filmlerin ve izlerin mikroskop altındaki görüntüsü .....	69
3.30. NaI (TI) detektörlü gama spektrometresinde alınan örnek gama spektrumu .....	70
4.1. 24 Eylül–22 Ekim 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları.....	73
4.2. 22 Ekim–26 Kasım 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları.....	73
4.3. 26 Kasım–16 Aralık 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları.....	74
4.4. Ağustos 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri .....	75
4.5. Eylül 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri.....	76
4.6. Ekim 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri.....	77
4.7. Kasım 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri.....	78
4.8. Aralık 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri .....	79
4.9. Geliştirilen sistemden 16.08.2011 ile 15.12.2011 tarihleri arasında tarihe göre alınan radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri .....	80
4.10. Alphameter 611 sisteminden 16.08.2011 ile 15.12.2011 tarihleri arasında tarihe göre alınan radon sayımları .....	82
4.11. Geliştirilen sistemden ve Alphameter 611 sisteminden 16.08.2011 ile 15.12.2011 tarihleri arasında tarihe göre alınan radon sayımları .....	83

## ÇİZELGELER DİZİNİ

<u>Çizelge</u>	<u>Sayfa</u>
2.1. Radonun bazı fiziksel özellikleri.....	7
2.2. Farklı ortamların radon difüzyon katsayısı değerleri .....	12
3.1. Eşik gerilimi, puls genişliği ve ölü-zaman için yapılan detektör ayarlama parametreleri.....	47
3.2. Detektörün katı açısı ve <sup>241</sup> Am noktasal kaynak ile ilgili hesaplamalar .....	54
3.3. 13.08.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları.....	55
3.4. 25.08.2010 tarihinde d=10 mm mesafeden <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları.....	56
3.5. 26.08.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları.....	57
3.6. 23.12.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup> Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları.....	57
3.7. Enstitümüzde bulunan alfa spektrometre sisteminden alınan <sup>241</sup> Am sayımları.....	60
3.8. ORTEC ULTRACAM-450 detektörden alınan <sup>241</sup> Am sayımları.....	60
3.9. 12.01.2011 tarihinde 30 Bq mL <sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup> Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları.....	60
3.10. 19.01.2011 tarihinde 50 Bq mL <sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup> Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları.....	61
3.11. 26.01.2011 tarihinde 20 Bq mL <sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup> Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları.....	61
3.12. 27.01.2011 tarihinde 40 Bq mL <sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup> Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları.....	62
3.13. İstasyon verileri.....	66

## 1. GİRİŞ

Yüzyıllar boyunca depremler dünya genelinde insanlık açısından en büyük tehditlerden biri olmuş ve bilim adamları ve mühendisler bu tehdidin yıkıcı sonuçlarını önlemek için büyük çaba sarf etmişlerdir. Günümüzde yollar, boru hatları, hidroelektrik santraller, termik, nükleer ve doğal gaz santralleri, kimyasal ve petrol rafinerileri gibi şehir unsurları, toprakta veya kayalarda oluşan çeşitli gerilme-zorlanma aktivitelerinden kaynaklanan sismolojik süreçlere karşı savunmasız kalmaktadır. Bu tehdidin etkilerini en aza indirmek için dünya genelinde “Depremi Önceden Belirlenmesi” çalışmaları yapılmaktadır. “Depremi Önceden Belirlenmesi” kavramı ile bir depremin oluş zamanı, oluş yeri ve oluş büyüklüğünün önceden tespit edilebilmesi ifade edilmeye çalışılmaktadır. Günümüzde, "Depremi Önceden Belirleme" konusunda herhangi bir bilim dalında henüz kesin bir yöntemle sonuca erişmek mümkün olmamakla beraber, en azından depremlerden meydana gelen can ve mal kaybının en aza indirilmesi, depremlerin önceden belirlenmesi çalışmalarında öncelikli ve ana hedef olarak benimsenmiştir (İzmit Deprem Zararlarının Azaltılması Hizmet Merkezi 2003–2005 Faaliyet Raporu). Depremler birçok değişkene bağlı etkinlikler olduğundan dolayı, depremlerin büyüklüğünün, zamanının ve yerinin tam olarak önceden tespit edilmesi karmaşık bir süreç analizi gerektirmektedir. Depremlerin önceden belirlenmesi ile ilgili ilk ciddi çalışmalar 19. yüzyıl sonuna kadar yarı-bilimsel ve sezgiye dayalı olarak yapılan tahmin girişimleri ve 20. yüzyıl başından itibaren ise Orlov, Mushketov ve Golitsyn tarafından problemin bağıntıya dönüştürülmesi ve çözme girişimleri gibi iki alt grupta incelenebilir (Rikitake, 1976).

Depremi önceden belirlenmesi çalışmaları “deprem ön habercisi ya da ön izleyicisi” kavramını da beraberinde getirmiştir. Deprem ön izleyicisi denildiğinde, bu bilimsel kavrama depremden önce kesinlikle ve tutarlı bir şekilde olduğu kabul edilen anomalik olaylar anlamını yüklemek mümkündür (Kanamori, 2003; Gupta et al., 1988).

Deprem, iç mekanizmasında birçok değişkeni barındıran ve doğrusal olmayan karmaşık bir yapı olduğundan dolayı deprem ön izleyicileri de farklı alanlarda çok disiplinli çalışmaların yapılmasını gerektirmektedir (Allen, 1976). Depremi önceden belirleme çalışmalarında kullanılan ve bilimsel olarak geçerliliği üzerinde uzlaşılan ön izleyiciler aşağıdaki gibi özetlenebilir:

- ✓ Deprem öncesi birincil ve ikincil dalgaların yayılma hızları oranı ( $V_p/V_s$ ) hesabı (Aggarwal et al., 1973)
- ✓ Hidrolojik ve jeokimyasal ön izleyicilerin konsantrasyonlarının izlenmesi yani yer kabuğundaki hareketlilik sırasında ortaya çıkan karbondioksit, helyum, hidrojen, radon, metan ve azot gazlarının miktarlarında oluşan değişikliklerin (Toutain et al., 2002) ve yer altı su kaynakları düzeylerinde oluşan değişikliklerin izlenmesi (Roeloffs, 1988)
- ✓ Deprem öncesinde, deprem odağından yayılan çok düşük frekansların (0,1 ile 10 Hz arası) yayımlanmasının artması ve bunların zamana bağlı olarak izlenmesi (Fraser et al., 1990)
- ✓ Faylarda oluşan makaslama kuvvetinde (shear) oluşan yavaş değişimlerin incelenmesi (Linde et al., 1994)
- ✓ Toprağın elektriksel potansiyelinin zamana bağlı olarak değişiminin izlenmesi (Lighthill, 1996)
- ✓ Toprakta oluşan ısıl anomalilerin izlenmesi (Pulinets et al., 2006)

Bu ön izleyicilerden toprakta ve yer altı sularında radon gazı konsantrasyonu değişimlerinin izlenmesi birçok araştırmacı tarafından uzun yıllardır üzerinde çalışılan bir alan olmuştur. Toprakta ve yer altı sularındaki radon gazı ölçümleri, depremlerin önceden belirlenmesi çalışmalarında en etkili ve en önemli yöntemlerden biri olarak kabul edilmektedir (Ghosh, 2009; Nevinsky, 2012). Özellikle Amerika Birleşik Devletleri ve Japonya bu yöntem gerekliliğini önemi vermiş ve büyük miktarda kaynak ayırmıştır. Bu doğrultuda bu

devletler birçok radon ölçüm ağı oluşturmuştur. Örneğin Amerika Birleşik Devletleri'nin depremlerin önceden belirlenmesi amacı ile sadece Parkfield, California bölgesinde yüzde fazla radon ölçüm istasyonu mevcuttur (USGS, 2012).

Bu tez çalışmasının amacı, deprem ön izleyicisi olarak toprak gazındaki radon konsantrasyon değişimlerinin yanında sıcaklık ve nem gibi değişkenleri de gerçek zamanlı olarak izleyebilen bir izleme sistemi geliştirmek ve sismik yönden oldukça aktif olan Urla Bölgesi tektonik rejiminde sistemin saha uygulamalarını yapmaktır. Çalışma, GİRİŞ, GENEL BİLGİLER, MATERYAL ve METOD, BULGULAR ve TARTIŞMA, SONUÇLAR ve ÖNERİLER ile KAYNAKLAR DİZİNİ ana başlıklarından oluşmaktadır.

## 2. GENEL BİLGİLER

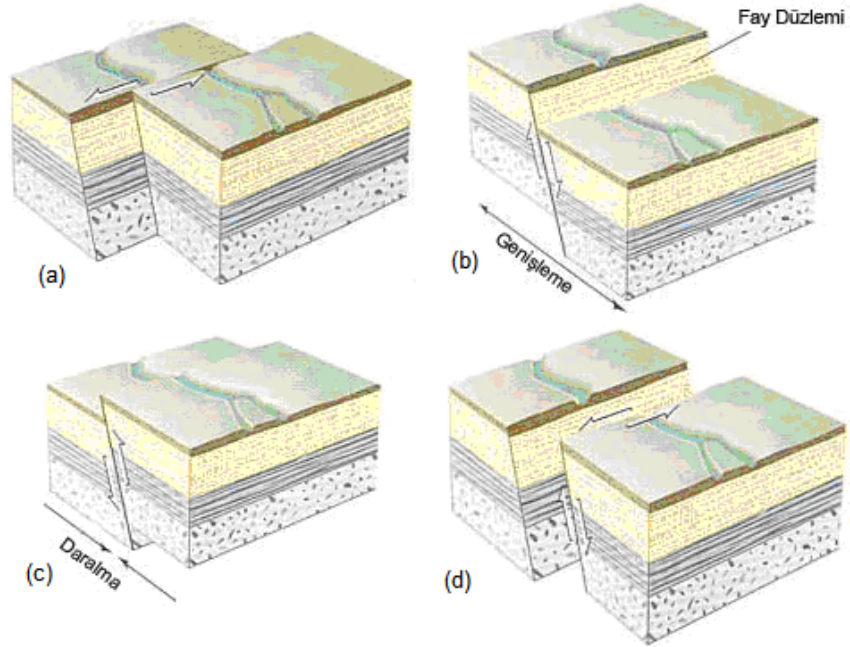
### 2.1. Deprem Tanımı ve Fay Oluşumu

Yerkabuğu içindeki kırılmalar nedeniyle ani olarak ortaya çıkan titreşimlerin elastik dalgalar halinde yayılarak geçtikleri ortamları ve yer yüzeyini sarsma olayına "deprem" denir. Depremlerin önemli bir bölümü yeryüzünden yaklaşık 12 km derinliklere kadar uzanan elastik kısımda üst kabuk içinde meydana gelmektedir. Depremler yer içinde fay olarak adlandırılan kırıklar üzerinde biriken biçim değiştirme enerjisinin aniden boşalması sonucunda meydana gelen yer değiştirme hareketinin neden olduğu karmaşık elastik dalga hareketleridir. Bu yerdeğiştirme miktarı depremin büyüklüğü ile doğru orantılı olup özellikle sığ depremlerde belli bir büyüklükten sonra faylanma ile ilgili kırıklar yeryüzünde görülmektedir (Ercan 2001). Fayların ve bunlarla ilişkili büyük depremlerin oluşumu H.F.Reid (1911) tarafından elastik kırılma teorisiyle açıklanmıştır. Bu teoriye göre; faylanmadan önce, fay doğrultusunun her iki yanında meydana gelmekte olan elastik deformasyon nedeni ile kayaç kütlesi içinde deformasyon enerjisi birikmektedir. Bu enerji kayaç kütlesinin elastik kırılma direncini aşınca kırılma veya eskiden var olan bir kırık boyunca kayma meydana gelmekte, bu sırada boşalan elastik deformasyon enerjisi sismik dalgalar şeklinde yayılarak depremi oluşturmaktadır. O halde fay oluşumuna ve dolayısıyla depreme sebep olan enerji, fayın her iki tarafında zamanla toplanan deformasyon enerjisidir. Büyük bir depremde bu enerjinin değeri  $10^{17}$  joule mertebesinde olabilir (Göker, 2010).

Faylanmanın başladığı ilk kırılma veya kayma noktası depremin odağını veya hiposantırını meydana getirir; kırılma veya kayma yaklaşık olarak 3.5 km/s lik bir hızla yüzlerce kilometrelik boyutlara ulaşabilir. Odak noktasından başlayan deprem dalgaları her doğrultuda yer içinde veya yeryüzünde yayılır. Yeryüzünde, odak noktasının veya yöresinin dikey olarak tam üzerine rastlayan yere episantır denir ve depremin etkisi en fazla bu bölgede görülür (Ketin, 2005).

Depremi üreten faylar yönelim doğrultularına göre isimlendirilir ve dört farklı tipte olabilir (Şekil 2.1). Bu tiplerden ilki doğrultu atımlı faylardır ve bu tür

faylar yeryüzünde 90 dereceye yakın dik bir konumda olurlar. Yerin içine doğru hafifçe eğimlenen yalnızca yatay atımın oluşturduğu faylardır. Bu faylar, atımlarına öre sağ ya da sol yönlü olabilirler. Diğer bir tip olan normal atımlı faylarda ise, fay düzleminin bir tarafındaki blok yükselirken diğer tarafındaki düşerek uzaklaşır. Burada hareket göreceli olarak gelişmektedir. Bir başka deyişle, bir blok yükselirken diğeri yerinde durabilir ya da bir taraf yerinde dururken diğeri taraf düşebilir. Düşey atımlı faylarda ise, yalnızca fay düzlemi boyunca hareket eğim yönüne göre ters yönde olmakta ve bloklar birbirine göre yaklaşmaktadır. Son tip olarak verev atımlı faylarda fay düzlemi boyunca ortaya çıkan hareket hem düşey hem de yatay yönde oluşmaktadır (Ercan, 2001).

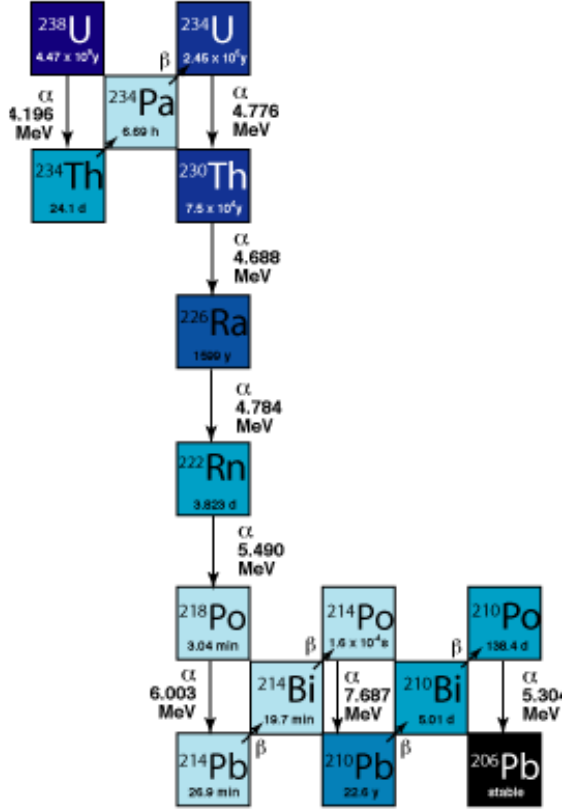


Şekil 2.1. Fay tipleri; (a): Doğrultu atımlı fay, (b): Normal atımlı fay, (c): Ters atımlı fay, (d): Verev atımlı fay (Ercan, 2001)

## 2.2. Radon Gazı

Radon, radyum bozunma zincirinden üretilen, yarı ömrü  $t_{1/2} = 3,82$  gün olan ve kimyasal olarak asal bir gazdır. Radon son derece ender bir gazdır. Çok radyoaktif olan bu gazın  $^{222}\text{Rn}$  (emanon),  $^{220}\text{Rn}$  (toron) ve  $^{219}\text{Rn}$  (aktinon) olmak üzere üç izotopu bilinmektedir. Bunlar, sırasıyla  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  ve  $^{235}\text{U}$ 'in radyoaktif

parçalanma ürünleridir.  $^{222}\text{Rn}$ 'nin toprak, su ve çeşitli jeolojik formasyonlardaki dağılımı  $^{226}\text{Ra}$ 'nın bulunmasına bağlıdır (Saç, 2000). Radon, enerjisi 5.49 MeV olan alfa taneciği yayınlar.  $^{222}\text{Rn}$ 'ye kaynaklık eden uranyumun bozunma zinciri çizelgesi Şekil 2. 2'de verilmektedir (Dosseto, 2012).



Şekil 2.2. Uranyumun bozunma zinciri çizelgesi (Dosseto, 2012)

Asal gaz radonun bazı fiziksel özellikleri Çizelge 2.1'de verilmektedir. Diğer asal gazlar ile karşılaştırıldığında radon yoğunlukça en ağır, kaynama noktası, donma noktası, erime noktası ve kritik sıcaklığı en yüksek olan asal gazdır. Soğuk suda çözülebilir ve çözünürlüğü artan sıcaklıkla ters orantılı olarak azalır. Radon asal gaz olmasına karşın bazı bileşikler yapabilmektedir (Cottern ve Smith, 1987).

Çizelge 2.1. Radonun bazı fiziksel özellikleri

Özellik	Değeri
Kaynama noktası	-61,8 °C
Erime noktası	-71 °C
Kritik sıcaklığı	104 °C
Kritik basıncı	62 atmosfer
Normal sıcaklık ve basınçta yoğunluğu	9,96 kg m <sup>-3</sup>

Radyum barındıran bir metal oluştuğunda, tek bir radon atomu maddenin gözenekli boşluklarına (tipik olarak radyum atomundan geri tepme ile alfa parçacığının emisyonu ile) ulaştığı müddetçe bağıl olarak hareket etme serbestisine sahiptir. Gözenekli bir hacim içinde, radonun makroskobik olarak taşınımı (transport) moleküler difüzyonla veya gözenekli hacim içindeki akışkan akımı mümkün olmaktadır (Nazaroff ve Nero, 1988).

### 2.3. Toprağın Fiziksel Özellikleri ve Radon Gazı Çıkışı Arasındaki İlişki

Toprak; kayaların ve organik maddelerin çeşitli derecedeki ayrışma ürünlerinden meydana gelen, içinde geniş bir canlılar topluluğu barındıran, bitkilere durak yeri ve besin kaynağı olan ve katı yer kabuğunun, uzun zaman içerisinde belirli özellikler kazanan en üst kısmını saran doğal, dinamik bir yapıdır (Günay, 1997). Toprağın fiziksel özellikleri olan tanecik büyüklük dağılımı, porozite, nem içeriği, geçirgenlik ve difüzivite radon konsantrasyonunu saptamakta kilit bir rol oynamaktadır (Sakoda et al., 2010).

#### 2.3.1. Tanecik boyut dağılımı, nem içeriği:

Toprakların katı ve akışkan olmak üzere başlıca iki hacim kesri vardır. Katı kesir çoğunlukla çok çeşitli büyüklükteki mineral zerrelerinden meydana gelir ve ayrıca küçük miktarda da organik madde içerir. Akışkan kesir ise sıvıdan genellikle de sudan ve gazdan oluşur. Gaz genel olarak havanın yapısına benzemektedir. Akışkan kesir çoğunlukla nem içeriği olarak da bilinmektedir. Nem içeriği gözenekliliğe (poroziteye) eşit olduğunda toprak, saturasyona ulaşmaktadır (Bossev, 2003).

Başlıca kısımları kil, alüvyon ve kum olan toprak, zerrelerinin büyüklük dağılımlarına göre sınıflandırılır. 15 cm çapa kadar ulaşan ve kumdan daha iri olan zerreler çakıl olarak adlandırılır. Mekanik ayrışma ile oluşturulan daha büyük parçacıkların aksine, killer kimyasal süreçler sonucunda oluşur. Aktif yüzeyleri ve küçük boyutlarından dolayı killer diğer zerreler ve su ile daha karmaşık yapılı süreçler ile etkileşebilirler. Bu nedenle, killer, alüvyondan ve kumdan oldukça farklı olan su ile etkileşim ve radyoizotopların emilimi gibi makroskobik özellikler gösterirler. Killer ve diğer toprak tiplerinin arasında oluşum sürecindeki bu ayrımın dışında, toprağın akışkan akımı ile ilgili fiziksel karakteristikleri toprağın zerre boyut dağılımı ile değişmektedir (Sasaki et al., 2004).

Toprak porozite ölçüleri çoğunlukla 0,5 civarındadır. Karşılaştırılma yapılırsa, düzgün yapılı toprak küreleri 0,26 (sıkı paketlenmiş) ve 0,48 (gevşek paketlenmiş) arasında poroziteye sahiptir. Küçük parçacıklar için, çoğunlukla köprü yapma eğilimine sahip olduğundan killer kumdan daha fazla poroziteye sahiptir. Fakir poroziteli toprakların ise 0,3 ve altında poroziteleri bulunur. Toprakların içindeki gözeneklerin hacmi hem sürekli hem de kesikli olarak düşünülebilir. Büyük gözenekler daha dar kanallar ile bağlanmışlardır. Gözenek hacminin iki adet bileşeni vardır. Bunlar, toprak parçacıklarının sıkı paketlenmesinden kaynaklanan dokusal gözenek hacmi ve toprak kümeleri arasında var olan iyi karışmış topraklarda bulunan yapısal gözenek hacmidir. Kil boyutunda bileşenli toprakların kuruması sonucu çatlama ile geçiş kümeleri de oluşabilmektedir. Çevrimlere dayanabilen uzun ömürlü kümeler daha koloidal ve yapılı organik madde barındıran topraklar içinde oluşma eğilimindedirler (Nazaroff ve Nero, 1988).

Bir toprak çeşidinin nem içeriği sadece tanecik boyut dağılımına değil zamana da bağlı olarak değişmektedir. Toprakta oluşan fiziksel olayların çeşitliliği toprak gözenekleri içindeki sıvı durumdaki suyun taşınımını kontrol etmektedir. Bu kuvvetler, sıvı fazın bileşenleri arasında ayrım yapmak için gerekli temeli oluştururlar. Toprak suyunun higroskopik bileşeni bölgesel elektriksel kuvvetler yoluyla tanecik yüzeyleri üzerine tutunur. Bu bileşen, toprak kuru olduğunda bile en sıkı şekilde bağlıdır ve bağıl olarak uzun periyotlarda kalabilmektedir. Küçük tanecik boyutuna sahip killerde su moleküllerinin polar

yapısı ve kil parçacıklarının kristal yapısı çok önem arz eder. Toprak suyunun kılcal bileşeni yüzey gerilimi nedeniyle oluşan küçük filmler nedeniyle küçük gözeneklerde tutulur. En değişken bileşen, yerçekimi etkisinde serbestçe hareket eden ve geniş gözeneklerde biriktirilen gravitasyonel (yerçekimsel) su olarak adlandırılır. Su kılcallığı, yeni oluşturulan atomların geri tepme enerjisini soğurarak radon emanasyon kesrini arttırır. Ancak, bu su, ağırlıklı nem katkısını yapan daha büyük gözeneklerden dolayı, hava akımına karşı toprağın direncini çok büyük derecelerde arttırmamaktadır (Sun ve Furbish, 1995; Morawska ve Phillips, 1993).

### 2.3.2. Permeabilite (geçirgenlik)

Radon için toprağın en önemli fiziksel karakteristiklerinden birisi de toprağın geçirgenliğidir. Yani, toprağın akışkanı kendi içinden geçirmeye ne kadar hazır olduğudur. Geçirgenlik, akışkanın görünen akış hızını, toprak gözeneklerinin içinde basınç gradyenti ile ilişkilendirmekte ve Darcy yasası ile de tanımlanmaktadır. Radon çalışmalarında toprak geçirgenliğinin önemi, değerlerinin çok geniş bir aralıkta olmasından kaynaklanmaktadır. Toprakta yapısal gözeneklerin olmadığı durumlarda toprakların geçirgenliği şiddetin on katından fazla yayılabilir (Nazaroff ve Nero, 1988).

Geçirgenlik toprağın makroskobik özellikleri üzerine kurulu bir kavramdır. Bu yığınsal özellik toprağın mikroskobik karakteristiklerine (boyut, şekil, sayı, gözeneklerin yönlenmesine ve özellikle de nem içeriğine) bağlıdır. Büyük zerrelili topraklar genelde daha yüksek geçirgenliğe sahiptir. Bu topraklarda gözenekler daha büyük olduğundan zerrelerin yüzeyindeki akışkan akışına karşı oluşan sürtünme direnci ince taneli topraklardakinden daha az önem arz eder. Ayrıca gözenekli ortam ve geçirgenlik arasında daha birçok ilişki bulunmaktadır. Bu ilişkilerden Kozeny'nin bir bağıntı çıkarmıştır. Bu bağıntı değişik kesiti kanallarının bir araya toplanması için bir akışkan içindeki momentum dengesini sabit uzunlukta tanımlayan bir bağıntıdır. Buradan aşağıdaki bağıntı geçirgenlik için tanımlanır.

$$k = \frac{c \epsilon^3}{TS^2} \quad (1)$$

Burada  $c$  gözenek şekline bağlı bir sabittir ve teorik olarak 0,5 ile 0,7 arasında değişmektedir.  $\epsilon$  porozite (gözeneklilik),  $T$  akış kanallarının düz olmadığını kabul eden 1,0'a eşit veya 1,0'dan daha büyük değerleri olan deneysel tortululuk sabiti,  $S$  özgül yüzey alanıdır. Düzgün küresel parçacıklar için;

$$S = \frac{6(1-\epsilon)}{d} \quad (2)$$

olarak verilir;  $d$  ise parçacık çapıdır.

Düzgün boyutlu parçacıklar için yaklaşık olarak geçirgenlik parçacık çapının karesi ile değişmektedir. Kozeny teorisi toprak sadece akışkan ile tamamen doyurulduğunda geçerli olmaktadır. Genelde, toprağın geçirgenliği özellikle büyük gözeneklerin içinde akışkanın doyma derecesine bağlıdır. Bu bağılılığın farkına varılması, relatif bağıl geçirgenlik terimini ortaya koyar. Bağıl geçirgenlik, % 100 akışkan ile doymuş toprağa göre belli bir doyma yüzdesi olan etkin geçirgenlik olarak tanımlanır (Nazaroff ve Nero, 1988).

### 2.3.3. Difüzyon

Rastgele moleküler hareketlerden dolayı, bir ortam içindeki bir maddenin kendi konsantrasyonunun çok olduğu yerden daha az olduğu yere gitme eğilimi vardır. Bu eğilim konsantrasyon gradyentini akı ile ilişkilendiren Fick Kanunu ile tanımlanmaktadır. Bu parametreler ile ilgili katsayıya moleküler difüzyon veya difüzyon katsayısı denir. Radon gazının farklı ortamlardaki difüzyon katsayıları Çizelge 2.2.'de verilmektedir. Gözenekli bir ortamda, bu katsayı, gözenekler içindeki akışkana, gözenek yapısına ve difüzyon türlerine bağlıdır (Chauan et al., 2008). Gözenekli bir madde için Fick Kanunu'nun yazılabilmesi için dört yol vardır. Bunlar, konsantrasyonu tanımlamak için bulk veya gözenek hacminin; akı yoğunluğunu saptamak için ise bulk veya gözenek alanının kullanılıp kullanılmamasına bağlı olarak literatürde farklı difüzyon katsayıları tanımlanmasına yol açmaktadır. Bulk difüzyon katsayısı  $D$ , difüzyon türlerinin toprak dokuları arasındaki konsantrasyon gradyentini, geometrik veya keyfi seçilmiş bir alan boyunca olan akışkan yoğunluğu ile ilişkilendirir. Etkin difüzyon

katsayısı  $D_e$  ise, dokular arasındaki konsantrasyon gradyentini gözenek alanı boyunca olan akı yoğunluğu ile ilişkilendirir.

Bu katsayılar porozite  $\epsilon$  ile ilişkili olarak;

$$D = D_e \epsilon \quad (3)$$

olarak ifade edilir.

Esasen, radonun topraktan atmosfere salınımı moleküler difüzyon yoluyla olmaktadır. Okyanuslar tarafından çok az miktarda radon salınımı yapıldığından, radon kıtasal hava kitleleri için atmosferik bir izleyici olarak kullanılmaktadır. Açık havada ölçülen radon difüzyon katsayısı  $D_o$  olarak tanımlanır ve  $1,2 \times 10^{-5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$  değerine sahiptir. Tipik olarak, düşük nem içerikli toprakta radonun etkin difüzyon katsayısı  $10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ 'dir.

Gözenekli ortamlar için Buckingham tarafından önerilen  $D/D_o$  oranı difüzyon oranı olarak adlandırılır ve

$$\frac{D}{D_o} = \epsilon^2 \quad (4)$$

ifadesi ile verilir.

Sonradan yukarıdaki ifade gözenekli toprak ile çalışan Penman tarafından

$$\frac{D}{D_o} = 0.66 \epsilon^2 \quad \text{ve} \quad 0.0 < \epsilon < 0.6 \quad (5)$$

şekline dönüştürülmüştür.

Currie tarafından zerre şekilleri de ifadenin içine katılarak aşağıdaki ifade elde edilmiştir.

$$\frac{D}{D_o} = \gamma \epsilon^\mu \quad (6)$$

bu ifadede  $\mu$  ve  $\gamma$  kullanılan materyalin özellikleridir.

Çizelge 2.2. Farklı ortamların radon difüzyon katsayısı değerleri (Cothem ve Smith, 1987)

Ortam	Difüzyon katsayısı (cm <sup>2</sup> s <sup>-1</sup> )	Difüzyon uzunluğu (m)
Hava	10 <sup>-2</sup>	2.4
Su	10 <sup>-5</sup>	
Kum	3 x 10 <sup>-2</sup>	1.5
Kil	2.7 x 10 <sup>-6</sup>	
İnorganik kil	2.5 x 10 <sup>-6</sup>	

Toprak içindeki su, radon difüzyon katsayısını etkileyen en önemli etkenlerden biridir. Doyurulmuş topraklarda radon difüzyon katsayısı  $2 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 'e düşürülebilir. Düşük nem içerikleri için, su baskın bir şekilde zerre yüzeylerinin ve küçük gözeneklerin üzerinde yer alır. Geniş gözeneklerin içinden transport geçiş baskın olduğundan, difüzyon katsayısı nem içeriğinin zayıf bir fonksiyonudur. Toprak doymaya ulaşırken, büyük gözenekler kapalı hale gelir ve artan nem içeriği ile difüzyon katsayısındaki düşme hızı da artar. Currie, gözenekli materyallerin nem içeriği ve hidrojenin bulk difüzivitesi arasında ilişki kurmayı araştırmıştır. Örneğin kum gibi katı parçacıklara sahip sistemler ve kil içeren dolayısıyla da ufalanabilen sistemler diye ikiye ayırmıştır. Kuru olduklarında bu iki sistemin de birbirinden farklı davrandıklarını ortaya koymuştur. Bu durumda, ufalanabilen bir parçacık sisteminde difüzivite, nem içeriğine çok azca; fakat katı parçacık sisteminde ise çok fazlaca bağlıdır. İç gözenekler doyurulduğunda ise her iki sistem de benzer davranmaktadır. difüzivitenin neme bağlılığını aşağıdaki ifade ile belirtir.

$$\frac{D_w}{D} = \left[ \frac{\epsilon_a}{\epsilon} \right]^\sigma \quad (7)$$

burada  $\sigma$  yaklaşık olarak 4'e eşittir. bu denklemde,  $D_w$  ıslak toprağın bulk difüzyon katsayısı ve  $\epsilon_a$  hava dolu gözeneklilik oranıdır (hava hacminin toplam hacme bölümü) (Currie, 1960).

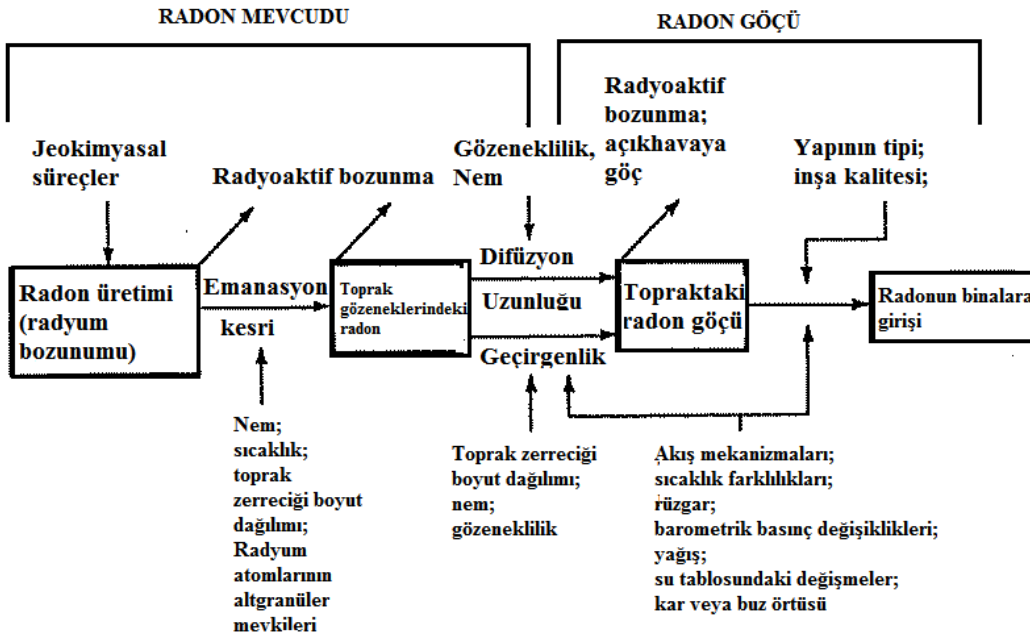
Özetle toprak nemli olduğunda emanasyon ve taşınım ile topraktan radon salınımı en fazla olmaktadır. Su ile dolu küçük gözeneklere sahip olmak, yüksek radon emanasyon katsayılarına yol açmaktadır. Ancak, su ile dolu küçük gözeneklere sahip olmak, (çoğunluk taşınım büyük gözenekler yoluyla

olduğundan) sadece radon taşınımını küçük dereceye indirgemektedir. Toprak kuru olduğunda, radon taşınımını az olarak arttırmakta fakat emanasyon katsayısını ise fazlaca azaltmaktadır. Toprak ıslak olduğunda, radon emanasyon katsayısı az yükselir fakat difüzyon ve geçirgenlik büyük miktarda azaltılır. Radon emanasyon katsayısının nemle bağılılığı Thamer tarafından yapılan bir çalışmada araştırılmıştır. Maden cevheri yataklarında yapılan çalışmada, maden cevherinin, gözenekli birleştirici materyal ile bir arada tutulduğu radyoaktif olarak atıl kaya taneciklerinden oluştuğu kabul edilmiştir. Gözenekler ölçülen gözenek boyut dağılımına göre değişen çeşitli çaplardaki silindirler olarak ele alınmıştır. Örnekteki radyum içeriğinin, her bir gözenek civarındaki sabit dairesel kalınlık bölgesinde düzgün olarak dağıldığı kabul edilmiştir. Son olarak ise, nemin radyum taşıyan halkaların iç yüzeyi üzerinde eşit kalınlıkta tabakalarda oluştuğu varsayılmıştır. Verileri değiştiren iki parametre bulunmaktadır. Bunlar; kuru emanasyon katsayısının büyüklüğünü de belirleyen atıl kaya kesri ve kuru emanasyon doyma oranını belirleyen radyum içerikli halkaların kalınlığıdır. Bu model ile emanasyon katsayısı ve nem arasındaki ilişki kurulabilmiştir. Atıl kaya kesri için bu model  $0,78 \pm 11 \mu\text{m}$  ve radyum içeren bölgeler için  $0,025 \pm 0,011 \mu\text{m}$  sonuçlarını vermektedir.

Sıcaklığın radon emanasyon katsayısı üzerine etkileri daha az olmakla birlikte emanasyonu etkileyen etkenlerden biri de sıcaklıktır. Sıcaklık  $5 \text{ }^\circ\text{C}$ 'den  $50 \text{ }^\circ\text{C}$ 'ye arttırıldığında radon serbest kalma yüzdesinin % 55 arttığı deneysel olarak bulunmuştur. Sıcaklık ile değişim nedeninin sıcaklık artışı ile fiziksel tutunmanın azalmasından kaynaklandığı Stranden ve çalışma grubu tarafından ortaya konmuştur (Stranden et al., 1984). Barretto ise granitin radon emanasyon katsayısı için çok daha düşük sıcaklığa bağıllık bulmuştur. Bu değerler  $265 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de  $0,106$ 'dan  $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ 'de  $0,081$ 'e kadar değişmektedir. Barretto, granit örneğinin sıcaklığı  $-80 \text{ }^\circ\text{C}$ 'ye düşürüldüğünde radon emanasyon katsayısının önemli bir şekilde  $0,028$ 'e düştüğünü gözlemlemiştir. Radon çevre sıcaklığından çok daha düşük sıcaklıklarda yoğunlaşır. Standart basınçtaki saf bir örnek için, kaynama ve erime noktaları sırasıyla  $-62 \text{ }^\circ\text{C}$  ve  $-71 \text{ }^\circ\text{C}$  olmaktadır (Barretto, 1975). Bütün çevresel koşulların altındaki çok düşük kısmi basınçlarda yaklaşık  $-150 \text{ }^\circ\text{C}$  civarında radon yüzey üzerinde yoğunlaşır.

## 2.4. Toprakta Radon Üretilmesi

Radon kaynaklarının büyük bölümünü yer kabuğu, toprak ve kayalar oluşturmaktadır. Radonun meydana gelmesi ve atmosfere hareketi sonucu yapılar transferi radonun varlığı ve göçü olarak ifade edilmektedir (Şekil 2.3). Radonun varlığı, radyumdan radonun oluşumu, oluşan radonun gözeneklere geçişi ve kısaca toprağın radon kaynağı olarak potansiyelini gösteren süreçtir. Radon göçü ise topraktan yapılara kadar radon hareketini ifade etmektedir (İçhedef, 2011).



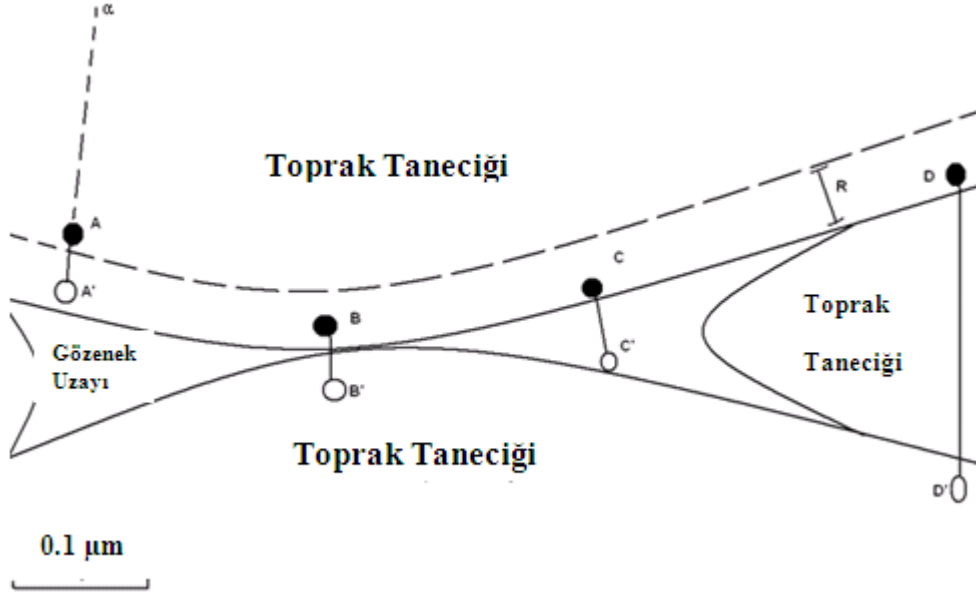
Şekil 2.3. Radonun oluşumu, göçü ve bu süreçlerde etkili olan dış etmenler (İçhedef, 2011)

### 2.4.1. Radon varlığı

Radyumun radyoaktif bozunumu sonucu oluşan radon, kısa yarı ömrü süresince topraktan atmosfere doğru göç eder. Ancak toprak içinde oluşan radon atomlarının yalnızca belirli bir kısmı oluştuğu toprak taneciğinden ayrılarak gözenek hacmi içine girebilmektedir. Toprakta oluşan ve oluştuğu toprak taneciğinden kaçarak toprağın gözenek hacmi içine giren radon atomlarının kesri emanasyon gücü, emanasyon katsayısı veya emanasyon kesri olarak adlandırılır. Genel olarak literatür incelendiğinde radon emanasyon katsayısının 0,02 ile 0,70 arasında değiştiği görülmektedir (Tanner, 1980; Nazaroff, 1992; Yu et al., 1993).

Emanasyon gücü direk geri tepme, dolaylı geri tepme ve difüzyon kesri olarak isimlendirilen üç bileşenden oluşmaktadır. Bu bileşenler geri tepme yollarına göre tanımlanmaktadır (Nazaroff ve Nero, 1988).

Alfa bozunum teorisine göre ana çekirdek bozunduğu zaman ortaya çıkan enerjinin büyük bir kısmı alfa parçacığı tarafından taşınırken küçük bir kısmı da ürün çekirdeğe aktarılır. Ürüne aktarılan bu enerjiye geri tepme enerjisi adı verilir. Radyumun radona bozunumu sonucu geri tepme enerjisi ile radon atomunun mineral taneciği içinde kat edebileceği mesafe 20 ile 70 nm arasında değişmektedir. Örneğin havada bu mesafe 65 nm iken kalsiyum sülfat ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) içerisinde bu mesafe 30 nm' dir (Bossus, 1984). Küresel iki toprak taneciğinin (2  $\mu\text{m}$  çapında) B noktasında birbirleri ile temas halinde olduğu kabul edilerek radon atomlarının konumları Şekil 2.4'te gösterilmiştir. Birinci durumda A noktasındaki radyum atomundan oluşan radon atomu tanecikten kaçamayacak kadar derinde yer almaktadır. Dolayısıyla toprak taneciği yüzeyinde oluşan radon atomlarının tanecikten kaçarak gözenek uzayına ulaşma olasılıkları daha yüksektir. Topraktan gözenek uzayına ulaşan radon atomları emanasyon gücünün direk geri tepme gücünü oluşturmaktadır (C-C'). Havadaki geri tepme uzaklıkları  $^{222}\text{Rn}$  için 63 $\mu\text{m}$ ,  $^{220}\text{Rn}$  için 83  $\mu\text{m}$ ,  $^{219}\text{Rn}$  için 92  $\mu\text{m}$ ' dir (Tanner, 1980). İkinci durumda ise (B ve D noktalarında) geri tepen radon atomu olduğu tanecikten kaçtıktan sonra komşu taneciğe girebilecek yeterli enerjiye sahiptir. Bu olaya dolaylı geri tepme adı verilir.



Şekil 2.4. Toprak taneciklerinde oluşan radon atomlarının konumlarına bağlı olarak izleyebileceği yolları şematik gösterimi (Tanner, 1980)

Bu durumda geri tepen radon atomu komşu katı materyalin yüzeyine girer ve katı materyal içindeki geri tepme uzaklığı ile karşılaştırılabilir büyüklükte derinliğe sahip bir cep oluşturur. Bu cep, radon atomunun taşıdığı geri tepme enerjisinin geri tepme yolu boyunca soğurularak materyali eritmesi sonucu oluşmaktadır. Eriyen materyal soğumadan önce geri tepen radon atomunun gözenek içine geri kaçma olasılığı vardır (Cothorn ve Smith, 1987). Oluşan cebin derinliği materyal içinde harcanan enerjinin kesrine bağlıdır. 1939' da Flügge ve Zimen oluşan bu cebin derinliğinin ve çapının 10 nm olduğunu, 1971' de Zimen ve Merten cebin derinliğinin yaklaşık 10 nm, çapının ise 1 nm olduğunu öne sürmüşlerdir (Tanner, 1980). Mineral yapısında bulunan radyum atomlarından sadece bir kısmı gözenek uzayına ulaşmakta ve kesre emanasyon gücü adı verilmektedir. Emanasyon gücü gözenekliliğe (porozite), su doygunluğuna ve radyum atomlarının mineral içerisindeki konumuna bağlıdır (Adler ve Perrier, 2009) ve % 1 ile % 40 arasında değişir (Girault et al., 2011).

Uranyum cevherlerinden, betondan ve topraktan salınan radonun emanasyon katsayısının nem içeriği/su doygunluğuna bağlı olduğu birçok çalışmada gösterilmiştir. Bu çalışmalar kuru minerallerin emanasyon katsayısının nemli olanlara oranla daha düşük olduğunu ortaya koymuştur. Bu durum su içindeki geri

tepme uzaklığının havadaki geri tepme uzaklığından daha küçük olmasından kaynaklanmaktadır. Kısmen su ile dolu gözenek (0,5–50 µm arasında değişen ortalama bir gözenek) içindeki radon atomunun geri tepme yolu daha kısa olduğu için bu atomun gözenek içinde kalma olasılığı, kuru tanecik içinde bulunan radon atomuna göre daha yüksektir. Bu nedenle, kısmen neme doymuş gözenek içinde bulunan radon atomu daha hızlı bir biçimde gözenek havasına transfer olabilir. Emanasyon katsayısını etkileyen faktörlerden bir diğeri de sıcaklıktır. Fakat sıcaklığın radon emanasyonuna olan etkisi diğer faktörlere oranla sınırlıdır (Nazaroff, 1992). Emanasyon gücü üzerine etkili diğer iki faktör tanecik boyutu ve tanecik şeklidir. Gerek tanecik geometrisi gerekse de tanecik boyutu oluşan radon atomlarının gözeneğe geçişinde etkilidirler. Toprak taneciklerinin spesifik yüzey alanı yüzey alanının hacme oranı olarak tanımlanır ve genel olarak tanecik boyutu küçüldükçe artmaktadır. Spesifik yüzey alanı aynı zamanda tanecik şekli tarafından kontrol edilmektedir. Spesifik yüzey alanı büyük olan taneciklerden radonun gözenek uzayına geçiş olasılığı daha yüksektir. Küçük boyutlu olmaları ve düz şekilleri nedeni ile kil parçacıkları oldukça büyük spesifik yüzey alanına sahiptirler. Aynı koşullarda killi topraklardaki radon emanasyonunun daha fazla olması beklenmektedir (Schumann, 1993).

#### **2.4.2. Radon göçü**

Radyumun bozunumu sonucu oluşan radonun ancak bir kısmı gözenek uzayına geçebilmekte ve atmosfere doğru hareketini sürdürebilmektedir. Gözenek uzayına gelen radon atomlarının göçü birçok faktörün etkisi altındadır. Radon izotoplarının bozunma hızı, gözenekleri dolduran akışkanlar (hava, su ve diğer gazlar), atmosferik basınç gibi faktörler radonun hareketini şekillendirmektedir (Tanner, 1980). Gözenek içine giren radonun atmosfere göçü iki mekanizma ile sağlanmaktadır. Bu mekanizmalar moleküler difüzyon ve transport (adveksiyon ya da konveksiyon) olarak ikiye ayrılır. Radonun göçünde etkin mekanizma jeolojik faktörler, yeraltı su akışı ve meteorolojik koşullar tarafından kontrol edilir (Somogyi et al., 1986, Abumurad and Al-Tamimi, 2001).

#### **2.4.3. Radon difüzyonu**

Difüzyon kuramı Fick yasası olarak bilinir ve z yönünde difüzyon denklemi,

$$J = -D \frac{\partial c}{\partial z} \quad (8)$$

şeklinde verilir (Savovic et al., 2011). Burada J akı yoğunluğu, D ortamın radon difüzyon katsayısı ( $m^2 s^{-1}$ ) ve  $\partial C/\partial z$ ' de konsantrasyon gradyenti ( $Bq m^{-3}$ ) olarak tanımlanır. Gözenekli ortam içerisinde radon üretimi ihmal edilerek difüzyon denklemi,

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C(x, t)}{\partial x^2} - \lambda C(x, t) \quad (9)$$

ile verilir. Bu denklemde  $\lambda$  radonun bozunum sabitidir ( $2,1 \times 10^{-6} s^{-1}$ ) (Savovic et al., 2011). Radon üretim hızı S ya da  $\phi$  ( $Bq m^{-3} h^{-1}/ Bq m^{-3} s^{-1}$ ) ile ifade edilir ve denkleme  $\lambda C$  teriminden sonra artı olarak eklenir.

$$\frac{\partial C(x, t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C(x, t)}{\partial x^2} - \lambda C(x, t) + S(\Phi) \quad (10)$$

Literatürde radon üretim hızı için farklı ifadeler kullanılmaktadır. Bossus (1984) ve Holkko (1992) radon üretim hızını  $\lambda C_{Ra}$  ile ifade ederken Cosma (2001)

$$S(\Phi) = \frac{f \cdot \lambda \cdot \rho \cdot C_a}{s} \quad (11)$$

denklemini kullanmıştır. Burada f emanasyon katsayısı,  $\rho$  hacimsel yoğunluk ( $kg m^{-3}$ ),  $C_a$  radyum konsantrasyonu ( $Bq kg^{-1}$ ) ve  $\rho$  porozitedir. Bu ifadelerden yararlanarak radon difüzyon uzaklığı L (m),

$$L = \sqrt{\frac{D}{\lambda}} \quad (12)$$

ile hesaplanır. Difüzyon teorisi radonun hareketini bozunma sabiti ile sınırladığı için  $(D\tau)^{1/2}$  ortalama ömrü 5,5 gün olan radonun çok gözenekli ortamlarda bile difüzyon uzaklığı 1,5 m ile sınırlıdır. Bu nedenle birkaç difüzyon uzaklığında taşınan radon atomları 10–15 m' den daha uzağa varamaz. Yaklaşık 100 m veya daha derinlerdeki kaynaklardan gelen radon atomlarının algılanabilmesi onun

difüzyonundan çok transportu ile açıklanabilir (Campero and Fleisher, 1980; Abumurad et al., 1997; Cosma, 2001). Yukarıda yer alan denklemlerden yararlanarak Singh (1999) ve Narula (2009) tarafından etkin radon difüzyon katsayısı,

$$D_e = \lambda \frac{(X_2 - X_1)}{\ln\left(\frac{C_2}{C_1}\right)} \quad (13)$$

denklemiyle belirlenmiştir. Burada  $\lambda$  Radonun bozunum sabiti,  $C_1$  ve  $C_2$  alt ve üst katmanlarda ölçülen radon konsantrasyonu ve  $X_2-X_1$  katman kalınlığını simgelemektedir.

## 2.5. Radon ve Sismik Aktivite Arasındaki İlişki

Yerkürenin kabuğundaki toplam uranyum miktarı 3 ve 4 ppm civarındadır ve atmosfere radyolojik katkısı da önemli miktardadır. Uranyum serisinin orta bozunma üyesi olduğundan radon doğada her yerde bulunmaktadır. Kayalarda üretilen radon gazı kısmi olarak katı matriste kalır fakat bir kısmı da gözenek akışkanlarına taşınır ve ara bağlantılı gözenekler içinden difüzyon ve akışkan akımı yoluyla uzaklara göç eder. 1926 yılında, V.I. Spitsyn radonun doğal minerallerden salınımı ile ilgili ayrıntılı çalışmalarda bulunmuştur. Radonun yaklaşık 100 KeV'lik geri tepme enerjisi onun yüzlerce kristalin örgü sitesi içinden geçmesini mümkün kılmaktadır (Tsunomori ve Kuo, 2010).

Jeotermal bir bölgede, sismik değişiklikler, kaya basınçlarında ve konvektif akışkan akımlarında değişikliğe neden olur. Ayrıca, depremden önce, stres birikimi (yığılması) zorlanma alanında da değişikliğe yol açar. Çatlaklar açık hale geldiğinde, bu tektonik stres altındaki kaya kütlelerinin yer değiştirmesi, birçok yeni yayılma yolu açar ve yeni yüzey açığa çıkar. Depremden önce yerküre kabuğunda meydana gelen gerilme-zorlanma hareketleri gaz taşınımında değişikliklere ve yerkürenin derininden yüzeye doğru hareket eden uçucuların artışına yol açar (Thomas, 1988; Fleischer, 1997). Sonuç olarak, ender miktarda radon, gözeneklerden ve yüzey üzerindeki kaya kırıklarından dışarı doğru çıkar. Dolayısıyla, sismik aktiviteye bağlı olarak yeraltı akışkanlarının akışlarında

değişiklikler ile radon ve radon ürünlerindeki anomalik konsantrasyon değişikliklerini açıklamak mümkün olabilmektedir (Steinitz et al., 2003).

Gaz akışındaki değişiklikler, toprak ve atmosfer arasında var olan güçlü radon konsantrasyon gradyentini bozduğundan dolayı; yeraltında içe ya da dışa doğru olarak gazların hızlarındaki küçük bir farklılık da sığ toprak derinliklerinde radon konsantrasyon değerlerinde önemli değişikliklere neden olur. Gözenek hacmindeki önemsiz bir sıkışma, gazın toprak dışına çıkmasına yani radon düzeyinde artışa yol açar. Benzer şekilde, gözenek hacmi arttığında gaz atmosferden toprağın içine akar. Böylece, sıkışma bölgesinde arttırılmış bir radon konsantrasyonu meydana gelir ve genişleme bölgesinde ise radon konsantrasyonu azalır. Gaz akışma hızındaki küçük değişiklikler radon konsantrasyonunda önemli bir değişikliğe neden olduğundan, toprak radon gazı düzeylerini izleme etkinliği deprem ile ilgili olarak önemli bir belirleme aracı olmaktadır. Radon gazı gözenek akışkanlarında çözülebilir özellikte olabilir ve yer altı suyu taşıyan katmanlar içine taşınabilir. Bölgesel gerilme arttığında sismik bir etkinlikten önce, kaya kütlelerin genişmesi, çatlaklara veya gözenek akışkanlarındaki akış hızına bağlı olarak kayaların yüzey alanında bir artışa yol açar. Bu her iki yol da radonun yer altı sularındaki ve kaynak sularındaki miktarını arttırır (Clements ve Wilkening, 1974).

Martinelli tarafından öne sürülen Genleşme-Difüzyon Modeli'ne göre ortam, gözenekli çatlaklı sature (doymuş) kayalardan oluşmuş olarak düşünülürse, tektonik gerilme oluştuğunda, çatlaklar genişler ve yeni açılan çatlaklar belirginleşmeye başlar. Bunun sonucu olarak, tüm hazırlanma kuşağı içindeki gözenek basıncı azalır ve çevredeki ortamdan gelen su, bu kuşak içine difüze olur. Difüzyon periyodunun sonunda, gözenek basıncına ve çatlaklardaki artışa bağlı olarak bir ana kırılma meydana gelir. Bir diğer model olan Çatlak-Heyelan Modeli'ne göre, tektonik gerilme arttığında, çatlak odaklı bir kuşak oluşturulur ve zamanla kuşağın biçimi ve boyutu değişir. Bu iki yöntem karşılaştırıldığında, belli bir periyotta birçok çatlaktan oluşan bir bölge oluştuğu sonucu çıkarılabilir. Depremler daima deformasyonlar ile ilgilidir ve radon konsantrasyonundaki değişimler gibi kısa ve uzun dönem ön haberciler meydana getirirler. Bu yüzden,

toprak gazındaki ve yer altı sularındaki radon konsantrasyon değişimleri izlenmektedir (Martinelli, 1991).

R. L. Fleischer su girişinin kaya veya toprakta, önceden birikmiş radon gazını serbest bıraktığını göstermiştir (Fleischer, 1983). İlkel olarak, fay bölgesi boyunca ve mikrokırıkların bir yanından diğer yanına olan gaz akısı, radonun oluştuğu yerden yüzeye doğru olan taşınımını etkilemektedir. Ancak, radon anomalilerinin sadece deprem tarafından değil depremin yanında toprak nemi, yağış rejimi, sıcaklık, atmosferik basınç gibi meteorolojik parametrelere de bağlı olarak değiştii dikkate alınmalıdır. Bu parametreler birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. Dolayısıyla, depremi önceden belirleme çalışmaları yaparken meteorolojik parametrelerin etkisini azaltarak veya sabit tutarak radon gazı konsantrasyon değişimlerini izlemek gereklidir. (Asher-Bolinder et al., 1993). Depremle ilgili stres boşalımının dinmesi (relaksasyon), kırık fay hattının düzelmesi ve gaz birikiminin tükenmesi gibi nedenlerden dolayı depremden sonra deprem anomalileri ortadan kaybolabilir

## **2.6. Radon Gazı Çıkışlarını Etkileyen Meteorolojik Parametreler**

Atmosferik durumlara bağlı olarak, radonun da dâhil olduğu farklı karasal gazların konsantrasyonları önemli miktarda değişme gösterir ve konsantrasyonlarında anomalik dalgalanmalar meydana gelir. Kış aylarında, toprak gazı radon içeriğinin topraktaki yüksek nem içeriği tarafından miktarı azaltıldığından radon konsantrasyon değerlerinin diğer aylardan daha düşük seyrettiği gözlenmiştir (Zmazek et al., 2002; Yasuoka et. al, 2008). Günlük radon gazı konsantrasyonu değişimleri ise ilk olarak King tarafından gözlenmiştir (King, 1985). Toprakta artan nem içeriği kayalarda üretilen radon kesrini ve bundan dolayı da gözenek akışkanları ile göç eden toprak gazındaki radon konsantrasyonunu artırır. Yakın yüzey gözenekliliği (porozitesi) yoğun yağmur ve kar yağışına bağlı olarak zayıflayabilir ve atmosfere radon salınımını engeller (Neilson et al., 1984). Barometrik basınçtaki artma radon konsantrasyonunu azalttığından barometrik basıncın da radon konsantrasyonu üzerinde önemli bir etkisi vardır (Schery et al., 1982). Bernoulli ilkesi nedeniyle yukarıya doğru toprak gazı akışına bağlı olarak açıklanabilen yüksek hızlı rüzgârlar nedeniyle

radon konsantrasyonunun değişimi de birçok araştırma grubu tarafından çalışılmıştır. Birchard ve Libby farklı meteorolojik etkenlere bağlı olarak önemli bir mevsimsel değişimin oluştuğunu göstermişlerdir (Birchard ve Libby, 1980). Derin kuşaklardaki ultrasonik vibrasyonların da radon salınımına katkıda bulunduğu ortaya konmuştur (Ghosh et al., 2009).

## 2.7. Radon Sinyali Kavramı

Dünya üzerinde radonun taşınım hızı oldukça düşük ( $\leq 10^{-3}$  cm s<sup>-1</sup>) ve yarı ömrü de 3.82 gün olduğundan, radon gazı 1 km bile yol almadan radyoaktif bozunma nedeniyle kaybolur (Fleischer, 1981). Sismik bir olaydan önce yığılma (build-up) stresi n haberci değişikliklerinin ölçülebileceği noktalardaki radon konsantrasyonunu değiştirebilir. Radon, sıklıkla gözlem noktalarının birkaç metre içindeki derinliklerde lokal olarak gözlemlenmektedir (Ghosh et al., 2009).

Radon gazının n izleyici olarak kullanıldığı çalışmalarda ‘‘Uzak Kaynak’’ adı verilen bir terim ortaya atılmıştır. Bu terim ile kaynağın gzlemele sitesinden oldukça uzakta olduğu ve radonun yalnızca difüzyon yoluyla yayıldığı kaynak anlatılmaya çalışılmaktadır. Jeolojik ortamlarda, sinyallerin tamamı izlemeye dahil olacak ve normal olarak da kayaların veya toprağın içindeki radon ve toron bozunma zincirlerinden gelen lokal sinyaller nedeniyle sinyaller detektörün ve detektörün bulunduğu hava boşluğunun içinde veya üzerinde bastırılmış olarak kalacaktır. Zaman zaman, saptanan radon değerleri lokal değerlerden önemli bir şekilde farklı çıkmaktadır (Ghosh et al., 2009). Uzak kaynağın verdiği radon sinyalinin gerçek konsantrasyonu ‘‘c<sub>0</sub>’’, ‘‘z’’ yolunu aldıktan sonra gözlem noktasındaki ‘‘c<sub>1</sub>’’ lokal konsantrasyonu ile ilişkili olan ‘‘c<sub>d</sub>’’ konsantrasyonuna bağlıdır. Bu bağıntı ile şiddetli olarak ilişkili olan faktörler taşınım hızı ‘‘v’’, difüzyon sabiti ‘‘D’’ ve bozunma sabiti ‘‘λ’’ dır.

Uzaktan yayılan radon akış konsantrasyonunun bir boyutlu ifadesi (Ghosh et al., 2009) aşağıdaki ifade ile verilmektedir.

$$c_d = c_0 \exp \left\{ -z \left[ \left( \frac{v^2}{4D^2} + \lambda / D \right)^{1/2} - v / 2D \right] \right\} \quad (14)$$

Kaynak ne kadar uzakta olursa, anomaliyi ölçmek için gözlem noktasına doğru olan akışın da o kadar hızlı ve güçlü olması gerekmektedir.

## 2.8. Literatür Çalışmaları

Dünyada ilk defa Okabe radon miktarı değişimi ve bölgesel sismisivite arasındaki korelasyonu çalıştıktan sonra, radon izleme uygulamaları deprem tahmini için pozitif bir araç olarak kullanılmaya başlanmıştır (Okabe, 1956). Yer kabuğundan atmosfere geç eden radonun birçok faktörden etkilendiği ve radon-deprem ilişkisinin çoğu zaman çalışmalarda kurulamadığı görülmüştür. Radon çıkışlarını etkileyen faktörlerden biri de toprakların doğal radyoaktivite seviyeleridir. Radyoaktif bozunum serilerinin bir ürünü olan radon yer kabuğu ve üzerini kaplayan topraklarda sürekli olarak üretilir ve atmosfere doğru yol alır. Bu nedenle radon konsantrasyonları bölgeden bölgeye doğal radyoaktivite düzeylerine bağlı olarak değişmektedir. Günümüzde radon deprem ilişkilerini inceleyen birçok çalışmada doğal radyoaktivite düzeyleri de belirlenmektedir (İçhedef, 2011).

Hirota ve çalışma grubu 14 Eylül 1984 tarihinde M= 6,8 şiddetindeki Nagano Prefecture depreminden önce radon anomalilerini gözlemlemiştir. Ölçüm yaptıkları site Atotsugawa fay hattının episantrından yaklaşık olarak 65 km uzaktadır. Hirota ve arkadaşları yaptıkları çalışmada depremden önceki üç ay içinde radon sayımlarında düzgün bir artış olduğunu ve şoktan iki hafta öncesi de önemli bir yükselmenin meydana geldiğini saptamışlardır (Hirota et al., 1988).

Y. Honkura ve A. M. Işıkara İzmit Sapanca ve İzmit Mekece fay hatları boyunca elde edilen sonuçları tekrar gözden geçirmişlerdir (Honkura ve Işıkara, 1991). Manyetik ve elektrik potansiyel anomalileri ile birlikte toprak gazındaki radon anomalisi de depremden önce oluşan değişiklikleri saptamak için etkin bir yöntem olarak bu çalışmada gözlemlenmiştir.

Deprem episantrları dolaylarında toprak gazındaki radon Çin'de Yurong ve Ziqiang (Yurong ve Ziqiang, 1993) tarafından ölçülmüştür. Bu araştırmacılar ilk aşamada radon konsantrasyonunun sıcaklığa ve hava basıncına bağlılığını araştırmışlardır.

1978 yılında, King ve Slater Amerika'nın Kaliforniya Eyaleti'ndeki Calaveras fayının farklı iki sitesinde kabuk zorlanmaları ile ilgili toprak gazı radon konsantrasyonlarını ölçmüşler ve radon emanasyonunun kabuksal sıkışma

süresince daha yüksek olduğunu bulmuşlardır (King ve Slater, 1978). 1978 yazı süresince, ortalama değerin iki katından daha fazla bir radon konsantrasyon artışı kaydedilmiş ve  $M = 4,0$  ve  $M = 4,2$ 'lik iki deprem meydana gelmiştir. 1977 İlkbaharında kaydedilen yüksek değerdeki radon verileri hiçbir deprem ile ilişkilendirilememiştir ancak aynı yılın yaz aylarında oluşan  $M = 4,0$  ve  $M = 4,6$ 'lık iki depremden önce belirgin radon anomalileri tespit edilmiştir.

Deprem dizisinde radonun ön belirteç özelliği B. K. Rastogi ve diğer bir çalışma grubu tarafından Hindistan Haydarabat Osmansagar Havzası'nda Ocak-Şubat 1982 tarihleri arasında da gözlenmiştir (Rastogi et al., 1987). 14 Şubat 1982 tarihinde 3.5 magnitüdü bir deprem meydana gelmiş ve bu depremin artçıları da arkasından izlenmiştir. Bu yüksek sismik aktivitelere bağlı olarak Şubat ayı boyunca toprak gazındaki radon konsantrasyonunda da artışlar kaydedilmiştir.

1991 yılında Hindistan'daki çalışmada ise M. Singh ve arkadaşları 100 – 400 km episentral uzaklıklı ve 3,8 magnitüdü bir depremden 3 ila 10 gün önce açığa çıkan önemli bir radon anomalisini radon konsantrasyonlarını sürekli olarak izleyerek tespit etmişlerdir (Singh et al. 1991).

Hindistan'da yapılan yakın tarihli bir başka çalışmada ise Walia ve arkadaşları (Walia et al., 2005) Kangra Vadisinin Palampur ilinde ve Dalhausie ilinde radon izleme programı tatbik etmişler ve radon anomalilerinin pozitif ön sinyallerini bulmuşlardır.

İspanya'da 2008 yılında Amer fayı boyunca toprak radon seviyeleri, Font ve arkadaşları tarafından izlenmiştir (Font et al., 2008). LR-115 film detektörleri ve Clipperton II probu kullanarak, fay boyunca 27 adet noktada radon düzeylerini izlemişlerdir. Araştırmacılar, yaz sezonu boyunca elde edilen toprak gazı radon konsantrasyonlarının, kış döneminkilerden 14 kat daha fazla gerçekleştiğini bulmuşlardır.

Alaska Sand Point'te Fleischer ve Mogro-Campero 1981–1983 yılları arasında radon konsantrasyonu ve deprem arasındaki ilişkiyi araştırmışlardır (Fleischer ve Mogro-Campero, 1985). Radon ölçüm istasyonlarından 180 km ötede magnitüdü 6,3 olan bir deprem etkinliğini depremden 6 hafta önce oluşan radon konsantrasyon artışı ile gözlemlemişlerdir. Yakatoka Bölgesi'nde sismik

etkinlikler süresince radon konsantrasyonunda hem artmalar hem de azalmalar bulmuşlardır. Örneğin 2 Mayıs 1982 tarihindeki depremde minimum radon konsantrasyonu, Haziran-Temmuz 1980'de maksimum radon konsantrasyonu ve Mayıs 1981'de de oluşan anomali artışların kaybolması gibi bulgular elde etmişlerdir. RSI (bağıl yerinden oynama gerilme şiddeti) değerini hesap etmişler ve büyükçe depremlerin radon ile gözlemlenebilir olduğunu buna karşın daha küçük depremlerin şiddetinin de sadece belirsizlik tarafından izin verilen maksimuma ne kadar yakınsa tespit edilebilir olduğu sonucunu çıkarmışlardır. Radon ile diğer örneğin yağış miktarı, kar birikimi, sıcaklık gibi meteorolojik olaylar arasında önemli bir ilişki bulamamışlardır.

Meksika'da N. Segovia ve diğerleri 1990 ve 1991 yılları arasında  $M = 4,7$  ve  $5,5$ 'lik iki depremde zayıf bir radon anomalisi gözlemlemişler ancak 1992 ve 1994 yılları arasında önemli büyüklükteki radon artışını da tespit etmişlerdir. Farklı sitelerdeki gözlemler arasında, yüksek miktardaki radon konsantrasyonu jeolojik fay bölgesi yakınlarında bulunmuştur (Segovia et al., 1996).

Türkmenistan'da Alekseev ve diğerleri topraktaki ve sudaki radon ve bazı metaller üzerine bir çalışma yapmışlardır (Alekseev et al., 1995). Ölçüm sitesi olarak Aşkabad ve Kum-Dang Bölgesi'ni seçmişler ve 5 ve 7 günlük sürelerde 70 cm derinliğe yerleştirdikleri selüloz nitrat filmlerin izlerini sayarak radon konsantrasyonlarını sürekli şekilde ölçmüşlerdir. 14 Mart 1983 tarihinde oluşan bir depremde radon konsantrasyonundaki eşzamanlı bir yükselme gözlenmiştir.

1998 yılında Wattananikorn ve arkadaşları Kuzey Tayland'da radon ölçümleri üzerine sistematik bir çalışma yapmışlardır (Wattananikorn et al., 1998). Radon değişikliklerini saptamak için yüzey toprağının 50 ile 100 cm altındaki derinliğe LR-115 plastik film detektörler yerleştirmişlerdir. 50 cm derinlikte el edilen radon konsantrasyonlarının 100 cm derinliktekilere göre çevresel parametrelerden daha fazla etkilendiğini tespit etmişlerdir.

SSNTD (Solid State Nuclear Track Detector) kullanılarak Nevinsky ve Tsvetkova tarafından Rusya'da 2002 yılında bir çalışma yapılmıştır. 28 Eylül 2002'deki sıradan bir deprem 25 Eylül 2002'den 28 Eylül 2002'ye kadar yapılan radon izlemeleri ile önceden tespit edilebilmiştir (Tsvetkova et al., 2005).

2002 yılında B. Zmazek ve araştırmacıları, Slovenya'nın Kirsko Havzası'nda toprak gazındaki radon konsantrasyonunun sıcaklık ve atmosferik basınç ile değişimini çalışmışlardır. Bir yerdeki depremden önce radon ve barometrik basınç arasındaki korelasyon katsayısında bir değişim bulmuşlardır (Zmazek et al., 2002).

Polonya Krakov'un jeolojik fay bölgesinde, toprak gazındaki radon konsantrasyonu ve diğer radyoizotoplar (radyum, toryum, radyoaktif potasyum) ALPHAGUARD, CR-39 içerikli difüzyon odası ve gama spektrometresi kullanılarak Swakon ve çalışma grubu (2004) tarafından ölçülmüştür. Radon ve toron değerlerinin yükselmeleri tespit edilmiştir. Radon için  $39 \text{ kBq m}^{-3}$  ve toron için ise  $10.8 \text{ kBq m}^{-3}$  ortalama konsantrasyon değerleri elde edilmiştir.

Antarktika'daki radon, Ilic ve arkadaşları tarafından etraflıca araştırılmıştır (Ilic et al., 2005). Bir yıllık araştırma süresince, ölçüm sitesi Academician Vernadsky istasyonundan 1176 km uzaklıktaki Scotia denizindeki 4 Ağustos 2003'te oluşan 7,5 magnitüdü depremi izlemişlerdir. Bir model kullanarak 30 Ekim 2003'te oluşacak 4,0 magnitüdü deprem ile ilgili bir tahmin yapmışlardır.

İtalya'nın kuzeydoğusundaki sismik bölgede de Garavaglia ve arkadaşları tarafından (Garavaglia et al., 1998) radon ölçüm çalışması yapılmıştır. Alplerin en sismik bölgesi olan Villanova araştırma bölgesi olarak seçilmiş ve Aralık 1996 tarihinden Mart 1997 tarihine kadar magnitüdü 2,5 ile 4,3 olan depremlerin tahmini için radon konsantrasyon değişiklikleri ölçülmüştür. Sismik etkinliklerin etkileri ile birlikte, radon anomalisinin basınç ve sıcaklıkla değişimi de incelenmiştir.

Yunanistan'da 1995 ile 2002 yılları arasında Richon ve arkadaşları, toprak gazındaki radon için Corinth Bölgesi Körfezinde BARASOL probu kullanarak radon izleme çalışması yapmışlardır (Richon et al., 2007). Yaz dönemindeki 27 günlük ölçüm süresince ortalama radon konsantrasyonlarının oldukça üzerinde radon konsantrasyonları elde etmişler ve farklı bölgelerdeki üç çalışma sitesinde radon sinyallerinin farklı davranışlar gösterdiğini tespit etmişlerdir.

Hırvatistan'da toprak gazındaki ve yer altı suyundaki radon konsantrasyonu barometrik basınç, yağış ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyonu tespit etmek

için Planinic ve çalışma grubu tarafından LR-115 filmleri kullanılarak 2000 yılında bir çalışma yapılmıştır (Planinic et al., 2000).

2001 - 2002 yılları arasında Moussa ve Arabi Mısır'daki Qena-Safaga fayı boyunca toprak radon konsantrasyonunu izlemişlerdir (Moussa ve El Arabi, 2003). Fay boyunca uzaklıkla radon konsantrasyonu değişimi üzerine ALPHAGUARD kullanarak çalışma yaptıklarında, fayın art ortam değerlerinden 5 ile 10 kat daha büyük bir radon piki bulmuşlardır. Aktif fay hattı üzerinde farklı günlerde yüksek radon pikleri tespit etmişlerdir.

Tayvan'da Yang ve arkadaşları tarafından aktif fay hattı boyunca otomatik toprak gaz izleme istasyonu kurulmuştur (Yang et al., 2005). Mart 2003'ten Haziran 2004'e kadar yapılan izlemelerde art ortam radon konsantrasyonu  $15 \text{ kBq m}^{-3}$  iken anomalinin olduğu yerlerde  $200 \text{ kBq m}^{-3}$ 'lük yüksek bir radon konsantrasyonu tespit edilmiştir. Bu çalışmada bazı istisnalar olmasına karşın genelde depremden 1 ile 20 gün önce radon anomalileri meydana gelmiştir. Böylece, şok durumları radonun ön haberci sinyali ile ilişkilendirilmiştir.

Tayvan'da yapılan bir başka çalışmada ise Chyi ve çalışma grubu tarafından radon gazının eş zamanlı izlemesi gerçekleştirilmiştir (Chyi et al., 2005).

Haziran 2002'den Aralık 2002'ye kadar olan periyotta Northampton Üniversitesi Radon Araştırma Grubu RAD-7 detektörü kullanarak bir araştırma yapmışlardır (Crockett et al., 2006). 22 Eylül 2002 tarihinde Dudley şehrinde bir deprem meydana gelmiştir. 21 ve 22 Eylül 2002 tarihlerinde radon konsantrasyonunda iki keskin uç oluşmuş ve Ekimin sonundan Kasımın ortasına kadar negatif bir korelasyon saptanmıştır. Ayrıca Ağustos 2002'deki English Channel depremi de tespit edilmiştir.

Radon gazının gerçek zamanlı olarak takip edilmesi ile ilgili olarak bir diğer araştırma da Hindistan'da Koyna-Warna bölgesinde Reddy ve arkadaşları tarafından 2005 ve 2007 yılları arasında yapılmıştır. Radon gazı konsantrasyonları çoklu prob sistemi kullanılarak saatlik olarak ölçülmüştür. Radon gazının ön haberci olarak kullanılabilmesi için  $M = 4$  ve  $4,8$  magnitudündeki iki deprem anomalileri ile tespit edilebilmiştir (Reddy, 2010).

Ülkemizde de birçok araştırmacı toprak gazındaki ve yer altı sularındaki radon konsantrasyonlarını incelemiş ve radonun olası bir deprem için ön haberci potansiyelini araştırmıştır (Inceöz et al., 2006; Erees et al. 2007; Külahçı et al., 2009; Saç ve Camgöz, 2005; Saç ve ark., 2008; Saç et al., 2011) .

## **2.9. Radon Ölçüm Yöntemleri**

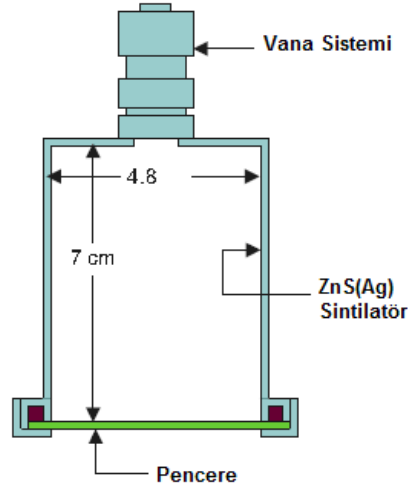
Radon ve radon bozunma ürünlerinin deprem araştırmalarında kullanılması alfa parçacıklarının deteksiyonu ile yapılmaktadır. Radonun veya ürünlerinin ölçümlerinde kullanılan yöntemler farklılık göstermektedir. Bu yöntemler ise, yakalamalı (anlık), integral ve sürekli ölçüm yöntemleridir. Bu cihazların tasarımında kullanılan diğer kriterler ise alan ölçümleri, uygulanabilirlik, uyarlanabilirlik, elverişlilik, güvenilirlik olarak sıralanabilir. Genellikle kısa dönemli ölçümlerde daha basit tasarımlı cihazlar kullanılırken uzun dönemli ölçümlerde daha karmaşık araçlar yer almaktadır (Papastefanaou, 2007).

### **2.9.1. Anlık radon ölçümleri**

Anlık radon ölçümleri radon ve bozunum ürünlerinin çok kısa süre zarfında tayin edilmesine dayanmaktadır. Anlık radon ölçümleri Lucas Hücreleri kullanılarak yapılmaktadır.

#### ***Lucas hücresi ile radon ölçümleri***

Radon ve bozunum ürünlerinin anlık ölçümünde kullanılan en eski yöntem Lucas hücreleridir. Hücrenin tasarımı ilk olarak Vandilla ve Taysum (1955) tarafından yapılmış ve daha sonra Lucas (1957) tarafından yapılan değişiklikle son şeklini almıştır. Bu yöntemde kullanılan Lucas Hücreleri genellikle silindirik geometridedir ve yanal duvarları metal ya da plastikten olup tabanı (pencere) camdan yapılmıştır. Silindirin yanal duvarlarının içi gümüş ile aktive edilmiş çinko sülfür ( $ZnS(Ag)$ ) tozu ile kaplıdır (Şekil 2.5). Hücrenin alt tabanı ışık geçişine izin verecek camla (kuartz) kaplıdır. Üst tabanda ise hava girişini sağlayan bir ya da iki vana bulunur. Lucas hücreleri 0,09 ile 3,0 L arasında değişen boyutlarda üretilmektedir (İçhedef, 2011).



Şekil 2.5. Bir Lucas hücresinin şematik gösterimi (İçhedef, 2011)

### ***Markus 10 (Gammadata)***

Toprakta radon gazı ölçümü için tasarlanan MARKUS 10, taşınabilir, saha çalışmalarına uygun, bataryalı bir cihazdır (Şekil 2.6). İskandinav kökenli Gammadata tarafından üretilmektedir. Üzerinde bulunan tüp vasıtasıyla toprak gazı, ölçüm hücresine aktarılır ve yarı iletken silikon yüzey engelli detektöre voltaj verilir. Hücre içerisindeki elektrik alan tarafından radon ve ürünlerinden yayınlanan alfalar detektöre yönlendirilir. Detektör radon ve ürünlerinden gelen ( $^{218}\text{Po}$ ) alfaları kaydeder ve oluşturduğu pulsların tek kanallı analizör ile şekillendirilmesiyle sonra sonuçlar ekranda  $\text{KBq m}^{-3}$  olarak gösterilir. Ölçüm aralığı bir kaç  $\text{Bq m}^{-3}$  ile  $1 \text{ MBq m}^{-3}$  arasında bir aralıkta alınabilir (GAMMADATA, İçhedef, 2011)



Şekil 2.6. Toprak gazı radon konsantrasyonlarının anlık olarak belirlenmesinde kullanılan Markus 10 sisteminin görüntüsü (Gammadata, 2012)

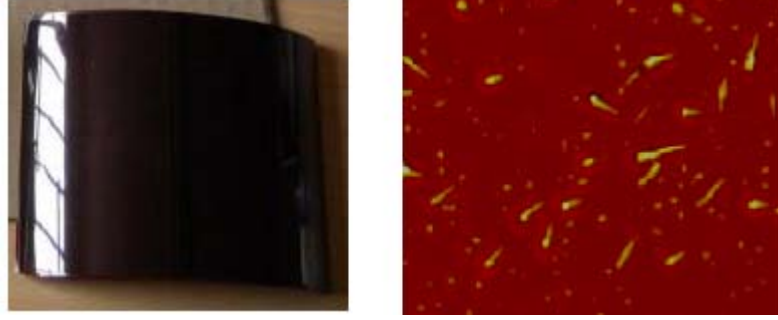
### 2.9.2. İntegral radon ölçümleri

Bu tip ölçümler pasif detektör adı verilen katıhal iz kazıma detektörleri (Solid State Nuclear Track Detector=SSNTD) ile yapılmaktadır. İntegral ölçümlerde belli bir sürede ve belli bir derinlikte toprak içinde radon gazı ve ürünlerine maruz bırakılan film detektörler üzerinde alfa taneciklerinin yarattığı izler tespit edilir. Bu izlerin sayılması ile ortalama alfa iz yoğunluğu veya konsantrasyonu birimsel olarak  $\text{iz cm}^{-2} \text{ hafta}^{-1}$  ya da  $\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$  olarak ifade edilir (Papastefanou, 2007)

#### *Katıhal nükleer iz kazıma detektörleri ile radon ölçümleri*

Nükleer iz kazıma detektörleri (Solid State Nuclear Track Detectors-SSNTD) kozmik ışınların deteksiyonu, jeolojik örneklerin yaşının belirlenmesi ve çoğunlukla da radon konsantrasyonlarının tayin edilmesinde kullanılmaktadır. D.A. Young tarafından 1958 yılında LiF kristali üzerinde ilk izin keşfedilmesiyle nükleer iz kazıma detektörleri üzerine olan araştırmalar başlamıştır (Nikezic and Yu, 2004). Bu detektörler genel olarak inorganik özellik gösteren mika ve cam ile organik özellik gösteren selüloz asetat, selüloz nitrat, polikarbonat ve polietilen türevi katı materyallerdir. Uygulama yönünden bakıldığında bu detektörlerin basit, dayanıklı, kararlı, yüksek duyarlılığa sahip olmaları, elektronik donanıma ihtiyaç duymamaları ve ucuz olmaları en büyük avantajlarıdır. Radon ve bozunum

ürünlerinin alfa yayınlayıcı olmaları sebebiyle bu radyoizotopların konsantrasyonlarının tayininde nükleer iz kazıma detektörleri yaygın olarak kullanılmaktadır. Bu amaçla en çok kullanılan detektörler polimerik plastiklerdir. Yaygın olarak kullanılan polimer detektörler selüloz nitrat (LR-115) (Şekil 2.7), polyallyl di-glycol karbonat (CR-39) ve bisphenol A polikarbonat (makrofol)'dür (İçhedef, 2011).



Şekil 2.7. LR-115 filmlerin ve filmlerde oluşan izlerin görüntüsü

### ***Elektretli iyonizasyon odaları ile radon ölçümleri***

Elektretli iyonizasyon odaları bir başka integral ölçüm yöntemidir (Şekil 2.7). Bu yöntemle topraktan radon akısı pasif radon ölçümüyle belirlenmektedir. Elektretli iyonizasyon odaları elektreti kullanarak radyoaktif gazları (radon) ve çevresel gama ölçümlerini gerçekleştirebilmektedirler. Elektret (dielektrik malzeme), yarı kalıcı bir elektrik yükü sergileyen disk şeklinde bir parçadır. Kısaca elektret bünyesindeki yük miktarı oldukça azdır. Elektretli iyonizasyon odası içine giren radon ve ürünlerinin bozunmasıyla oluşan iyonlar elektret yüzey yükünün azalmasına sebep olurlar. Bu olayda yüzey yükündeki azalma radon ve ürünlerinin yayınladığı alfalar tarafından oluşturulan iyonizasyonla orantılıdır (Papastefanou, 2007; Kotrappa, 2008).



Şekil 2.8. Elektret okuyucu ve elektret (Rad Elec, 2012)

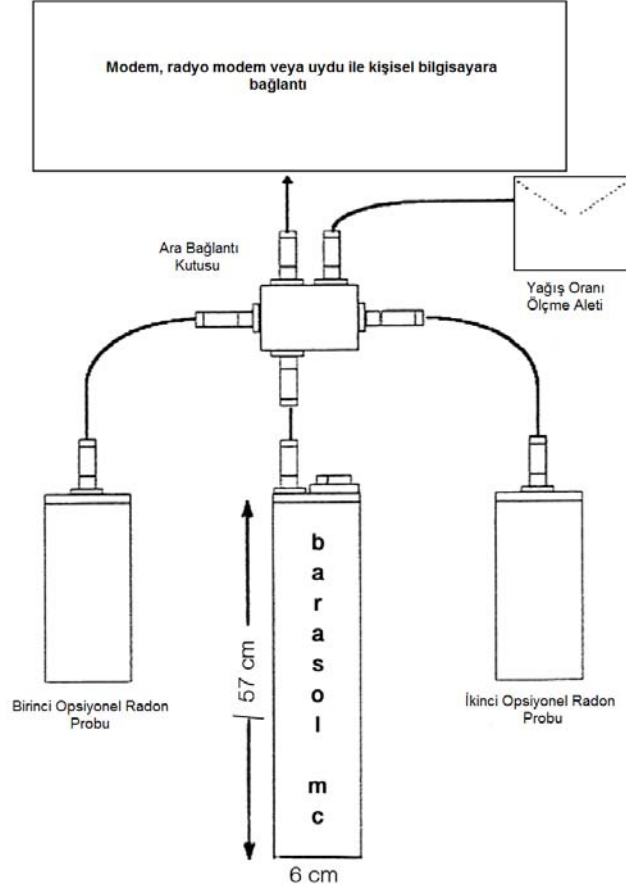
### 2.9.3. Sürekli radon ölçümleri

Sürekli radon ölçüm sistemleri ifadesi ile, radon konsantrasyonunun çok hızlı değiştiği ve miktarının yüksek olduğu durumlarda kullanılabilen ve birçok bileşenden oluşan sistemler anlatılmaktadır. Bu tip ölçüm yapan sistemler çevresel parametrelerin (nem, sıcaklık ve basınç gibi) değişimini de izleyebilecek bileşenlere sahiptir. Ayrıca adı geçen sistemler birçok elektronik birime sahip olup 1 dakikadan 48 saate kadar aralıklarla ölçüm yapılmasını mümkün kılmaktadır (Przylibski et. al, 2010).

#### *Barasol (Algade, Fransa)*

Bu detektörler radon gazının statik ölçümlerini gerçekleştirmektedirler. Ölçümler 60 mm çapında ve 570 mm uzunluğundaki kolon içinde silikon eklem, ön yükselteç, yükselteç, enerji ayırımı için bir pencere ve mikro işlemci yer almaktadır. Koruma kabının önündeki filtrelerden radon difüzyonla geçerek enerji ayırımı yapan pencereye (0,7 – 6,1 MeV) ulaşır ve toron ve radonun kısa yarı ömürlü bozunum ürünlerinin detektöre ulaşmaları engellenir (Şekil 2.9). Detektör 470 mm<sup>2</sup> aktif alana sahip silikon yüzey engelli detektördür ve 5 V voltaj altında 1 sayım/saat 50 Bq m<sup>-3</sup> hassasiyete sahiptir. Detektör görünür ışığa duyarlı olduğu için alüminyum ile kaplanmıştır. Ayrıca mekanik etkilerden koruma içinde selüloz vernik ile korunmaktadır. Sistemde ölçüm periyotları 15 ile birkaç saat arasında değiştirilerek alınabilmektedir. Böylece sistem 1,5 voltluk alkali pil kullanarak 10 ay boyunca sürekli ölçüm alabilmektedir. Sistem tarafından gerçekleştirilen ölçümler mikro işlemci tarafından saklanmaktadır. Daha sonra bu veriler sisteme bağlanan bir bilgisayar ve yazılım ile alınabilmektedir. Tercih edilirse sisteme

eklenen donanımlar vasıtasıyla verilere uzaktan da erişim sağlanabilmektedir. Sistemin bir başka özelliği ise çevresel parametrelerin (sıcaklık, atmosferik basınç ve yağış) ölçümüne imkân sağlamasıdır (Trique et al., 1999; Papastefanou, 2007; İçhedef, 2011).

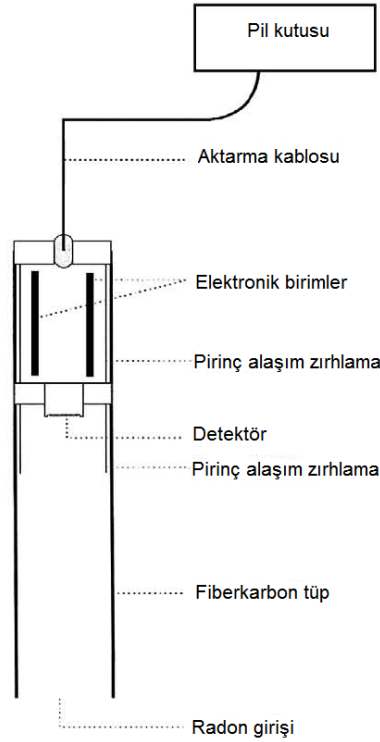


Şekil 2.9. Barasol detektörünün şematik çizimi (İçhedef, 2011)

### ***Clipperton detektörleri (Montpellier Üniversitesi)***

Clipperton problemleri toprak gazında ve sularda sürekli radon ölçümlerini gerçekleştirmek için Montpellier Üniversitesi tarafından geliştirilmiştir. Sistem silikon yüzey engelli detektör, elektronik veri işleyici ve düşük enerji tüketimli (altı aylık sürede 4 tane alkali pil tüketir) veri depolama biriminden oluşmaktadır (Şekil 2.10). Elektronik otomatik uç (prob) 5 cm çapında su geçirmeyen bir tüp içerisindeki detektör, ön yükselteç (pre-amplifikatör), yükselteç (amplifikatör), ayrıştırıcı (diskriminasyon), veri işleyici (NSC810A mikro işlemcili) ve veri depolama ünitesini içermektedir. Detektör ve elektronik parçalar nemden

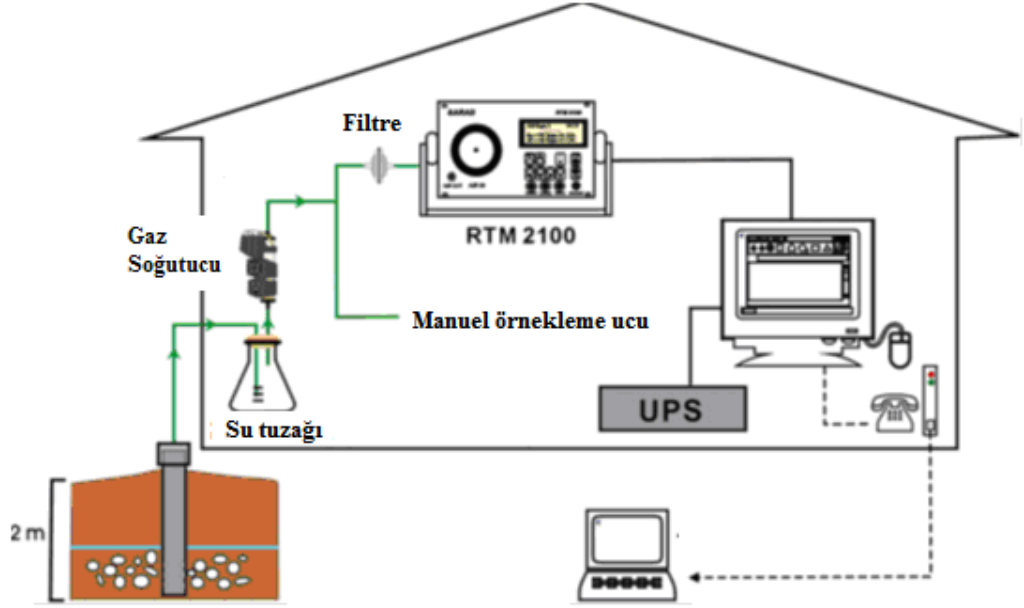
korunmaktadır. Sistem 1 dakika ile 48 saat arasında ayarlanan sürelerle ölçüm alabilmektedir (Monnin ve Seidel, 1998).



Şekil 2.10. Clipperton detektörünün şematik çizimi (Monnin ve Seidel, 1998)

### ***Sarad radon/toron monitörü EQF 3220 (Almanya)***

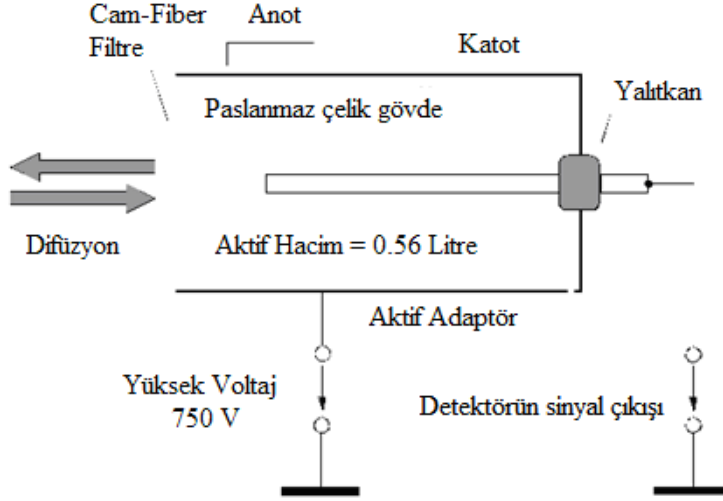
Radon/Toron monitörleri toprak gazında ve yer altı sularındaki radon ve toronu ölçmek için geliştirilmiş mikro sistemlerdir (Şekil 2.11). Radon/Toron monitörlerinde bulunan ölçüm odalarının içinde radon ve toronun elektrostatik bozunum ürünlerinin üzerinde toplandığı bir sensör yonga bulunmaktadır. Sistemin çalışma süresi 1 dakikadan 24 saate kadar ayarlanabilmektedir. Sistemin 0,4 ile 3 L/min arasında değişen bir akış hızı ile pompaladığı toprak gazından yayınlanan radonun ve toronun bozunum ürünleri silikon detektör üzerindeki tabakada toplanır. Radon ve toronun bozunum ürünlerini konsantrasyonları zamana ve bozunum ürünlerinin spektrumlarından yararlanarak analiz edilir. Bu detektörün duyarlı hacmi 0,27 L' dir (İçhedef, 2011; SARAD, 2012)



Şekil 2.11. Sarad radon/toron monitörünün uzaktan erişimli radon ölçülerinde kullanılması  
(İçhedef, 2011)

### ***Alphaguard radon detektörü (Genitron, Almanya)***

Bu sistem sürekli radon ölçümlerini 10 gün boyunca üzerindeki batarya ile gerçekleştirebilmektedir. Geniş ölçüm aralığı ( $2 \text{ Bq m}^{-3} - 2 \text{ MBq m}^{-3}$ ), çoklu parametre (hava basıncı, sıcaklık ve nem) ölçüm imkanı sunması, istenilen iki farklı sensörün daha eklenmesine imkan sağlaması, suda ve toprak gazında radon ölçümlerini yapabilmesi basit ve kullanışlı yazılımı ile grafiksel verilerin alınabilmesi sistemin en önemli avantajıdır. İçerisinde iyonizasyon çemberi bulunan sistem alfa spektroskopisi puls yüksekliği spektrumundan yararlanarak radonu detekte etmektedir (Şekil 2.12). Alfa deteksiyonu ile kaydedilen sinyal dijital pulsa dönüştürülmekte ve veri kaydedici ya da bilgisayar tarafından saklanmaktadır (SAPHYMO; Zafir et al., 2011; İçhedef, 2011).



Şekil 2.12. Alphaguard sisteminin şematik gösterimi (İçhedef, 2011)

### ***Alphameter 611 (Alpha Nuclear Inc., Kanada)***

Alphameter 611 toprak gazındaki radondan yayınlanan alfa parçacıklarının sayılmasını ve kaydedilmesini sağlamaktadır. Silikon yüzey engelli bir detektör paslanmaz çelikten 51 mm çapında ve 350 mm uzunluğunda silindirik kabın ön yüzünden 65 mm mesafeye yerleştirilmiştir (Şekil 2.13 ve 2.14). Sistemin kütlesi 1,2 kg'dır. Silikon yüzey engelli detektör 400 mm<sup>2</sup> hassas yüzey alanına sahiptir ve 12 -20 volt gerilim ile çalışmaktadır. Detektör kuru ve karanlık ortamda çalıştığı için yüzeyi 0,25 mm alüminyum ile kaplanmıştır. Mekanik olarak detektörün zarar görmemesi için detektörden 12 mm mesafeye plastik ızgara yerleştirilmiştir. Sistemin beslemesi ve çıkış sinyallerini taşıyan kablolar askeri tip bağlantı ile sağlamlaştırılmıştır. Çelik gövde içinde puls yükselteci ve veri kaydedici birimleri vardır. Sisteme eklenen bir dizüstü bilgisayar veya GSM modem ile verilere uzaktan erişmek mümkün olmaktadır. Radon ölçümleri 15 dakikalık periyotlarla alınmaktadır (İnan ve Seyis, 2010.; Saç et al, 2011).



Şekil 2.13. Alphameter 611 radon ölçüm sisteminin görüntüsü



Şekil 2.14. Alphameter 611 radon ölçüm sisteminin çalışma işleyişi (İçhedef, 2011)

### ***RAD-7 (Durrige, A.B.D.)***

Diğer sürekli radon ölçüm detektörleri gibi RAD-7 radon ölçüm sistemi de silikon yüzey engelli detektör ile alfa parçacıklarını detekte etmektedir. En önemli avantajı spektroskopik olarak alfa parçacıklarının enerjilerini ayırt edebilmesidir. Sistemin içinde 0,7 L hacminde yarım küre bir hücre bulunmaktadır. Bu yarım kürenin içerisi elektriksel iletken bir madde ile kaplıdır. Silikon iyon implantlı detektör bu yarım kürenin merkezinde yer almaktadır. İletken üzerinden verilen 2000–2500 V

gerilim ile yarım küre içinde bir elektrik alan oluşturulur. Bu elektrik alan ile pozitif yüklü iyonlar detektöre yönlendirilir. Yarımküre içinde radonun bozunumuyla oluşan Po-218 pozitif yüklüdür. Pozitif yüklü Po-218 detektörün aktif yüzeyinde bozunduğunda oluşan alfa parçacıkları % 50'si detektöre girecek ve alfa parçacığının enerjisiyle orantılı bir elektrik sinyali oluşturacaktır. Aynı çekirdeğin yayınladığı beta parçacıkları ya da farklı enerjili alfa parçacıkları ise detekte edilmeyecektir. Ayrıca farklı izotopları farklı enerjideki alfa parçacıkları detektörde farklı boylarda sinyal üretecektir (DurrIDGE, 2012).



Şekil 2.15. RAD-7 radon ölçüm sistemi (DurrIDGE, 2012)

### ***Alpha In-in detektörü***

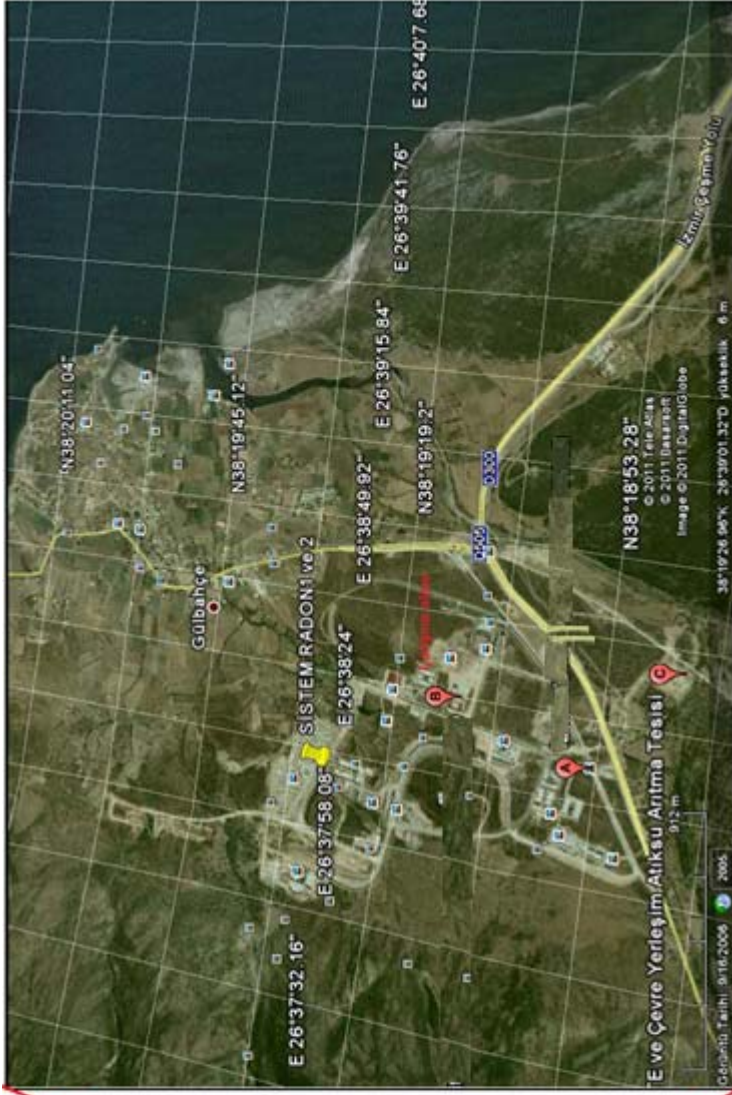
Balcazar ve çalışma grubu (Balcazar et al. 1999) tarafından deprem ile ilgili radon izleme çalışmalarında kullanılmak üzere tasarlanmış bir izleme sistemidir. Sistemde 450 mm<sup>2</sup> aktif yüzey alanlı silikon yüzey engelli detektör bulunmaktadır. 3,5 kg lık 0,48 m uzunluğunda 0,067 m yarıçaplı bir inoks kutuya bütün elektronik sistemler sığdırılmıştır. Güç ise 12 voltluk fotovoltaik pille beslenen bir ünite ile sağlanmaktadır.

### 3. MATERYAL VE METOD

#### 3.1. Çalışma Alanı

İzmir ilinin Urla ilçesini kapsayan çalışma alanı, İzmir'in batısında, 38° 20' -38° 18' kuzey enlemleri ile 26° 34' -26° 40' doğu boylamları arasında yer almaktadır (Şekil 3.1). İzmir deprem yöresinde etkin olan depremler, tektonik depremlerdir (Sezer, 2004). Bölgede yer alan faylar doğrultu atımlı faylardır ve bir deprem kaynağı olan diri faylar Doğu-Batı, Kuzeydoğu-Güneybatı, Kuzey-Güney ve Kuzeybatı-Güneydoğu yönelimindedirler. Bölge neojen kaya toplulukları barındırmaktadır. (İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri MTA Raporu, 2005). Urla Fayı olarak isimlendirilen körfezi aynı doğrultularda kesen iki önemli faydan biri körfez açıklarından güneye Uzunada'ya, diğeri ise Urla kıyısı boyunca güneyde Sığacık Körfezi'ne kadar uzanmaktadır. Bu fay körfez içindeki ters fay karakterini güneyde Sığacık Körfezi içerisinde kaybedip daha çok parçalı bir doğrultu atımlı fay sistemine dönüşmektedir (Ocakoglu et al., 2005). Bin yedi yüz yetmiş sekiz yılından itibaren tutulan kayıtlarda Urla ve civarında toprağın yarılmasının da dâhil olduğu pek çok depremden söz edilmektedir.

Çalışma alanı bölgesinde, Seferihisar Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nden alınan 1975–2012 verilerine göre: ortalama sıcaklıklar 8,3 °C ile 26,7 °C (yıllık ortalama 16,7 °C) arasında, ortalama en yüksek sıcaklıklar 12,6 °C (Ocak) ile 32,7 °C (Temmuz) arasında, ortalama en düşük sıcaklıklar 4,5 °C (Ocak) ile 20,4 °C (Temmuz) arasında, bağıl nem oranları % 53 (Temmuz) ile % 72 (Aralık) arasında değişmektedir. Yıllık ortalama yağış miktarı 599,5 mm, en fazla yağış Aralık ayında ortalama 131,6 mm, en az yağış Temmuz ayında ortalama 0,5 mm'dir (TÜMAS, 2012).



Şekil 3.1. Urla çalışma bölgesinin görünümü (Google Earth 2013)

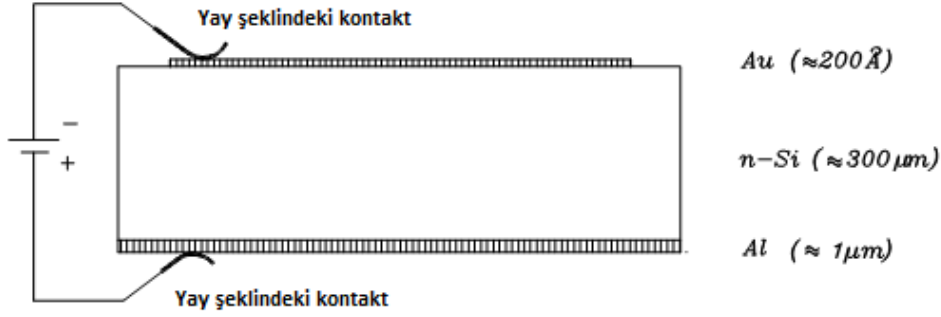
### 3.2. Çalışmada Kullanılan Radon Ölçüm Yöntemleri

#### 3.2.1. Çalışmada Geliştirilen Gerçek Zamanlı Radon Gazı Ölçüm Sistemi

Diğer maddelerle karşılaştırıldığında, yarı iletken maddeler iyonlaştırıcı radyasyon deteksiyonu için benzersiz özelliklere sahiptirler. Yarıiletken detektörlerin bazı üstünlükleri aşağıda verilmiştir.

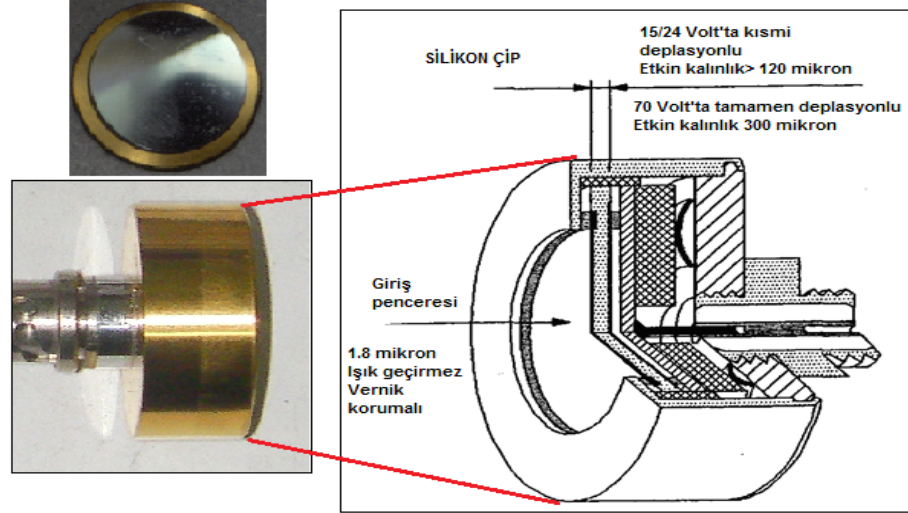
- ✓ Oda sıcaklığında çok küçük bant genişlikleri olması (1,12 eV) nedeniyle, detekte edilecek iyonlaştırıcı radyasyon başına üretilen yük taşıyıcı (elektronlar ve boşluklar) sayısı çok fazladır. bir elektron-boşluk çifti oluşturmak için gereken ortalama enerji (3,6 eV) gaz bulduran orantılı sayaçlara göre yaklaşık 1/10 oranı kadar daha azdır.
- ✓ Yüksek maddesel yoğunlukları nedeniyle içlerinden geçen iyonlaştırıcı radyasyonun detektör uzunluğu başına enerji kaybı da çok büyük olmaktadır. bu yüzden çok ince kalınlıkta olup da iyi sinyal üretebilen detektör yapmak mümkün olmaktadır.
- ✓ Yarıiletken örgü yapısı içinde elektronlar ve boşluklar neredeyse bağımsız olarak hareket edebildikleri için yük birikimi hızlıca ve kolayca oluşmakta böylece yüksek sayım hızlı ölçümlerde rahatlıkla kullanılmaktadırlar.

Yarıiletken detektörlerin bir çok tipi bulunmasına karşın en çok tercih edilen detektör tipi silikon yüzey engelli detektördür (Şekil 3.2) Yüksek dirençli n-tipi silikon tabakanın yüzeyi HF-HNO<sub>3</sub> ile aşındırılır ve sonra yüzey oksitlenmeye tabi tutularak yüzey üzerinde p-tipi SiO<sub>2</sub> tabaka oluşturulur. Bu tabaka elektrot olarak yüksek dirençle güç kaynağının negatif kutbuna, Al kaplı alt kısım yüzeyi ise güç kaynağının pozitif kutbuna bağlanır ve çıkış sinyali bir kondansatör üzerine gönderilir. Au-Si kontakt noktaları ince bir altın katmanının (yaklaşık olarak 200 Å) buharlaştırılmasıyla giriş elektrotları oluşturulur.



Şekil 3.2. Silikon yüzey engelli detektörün gösterimi

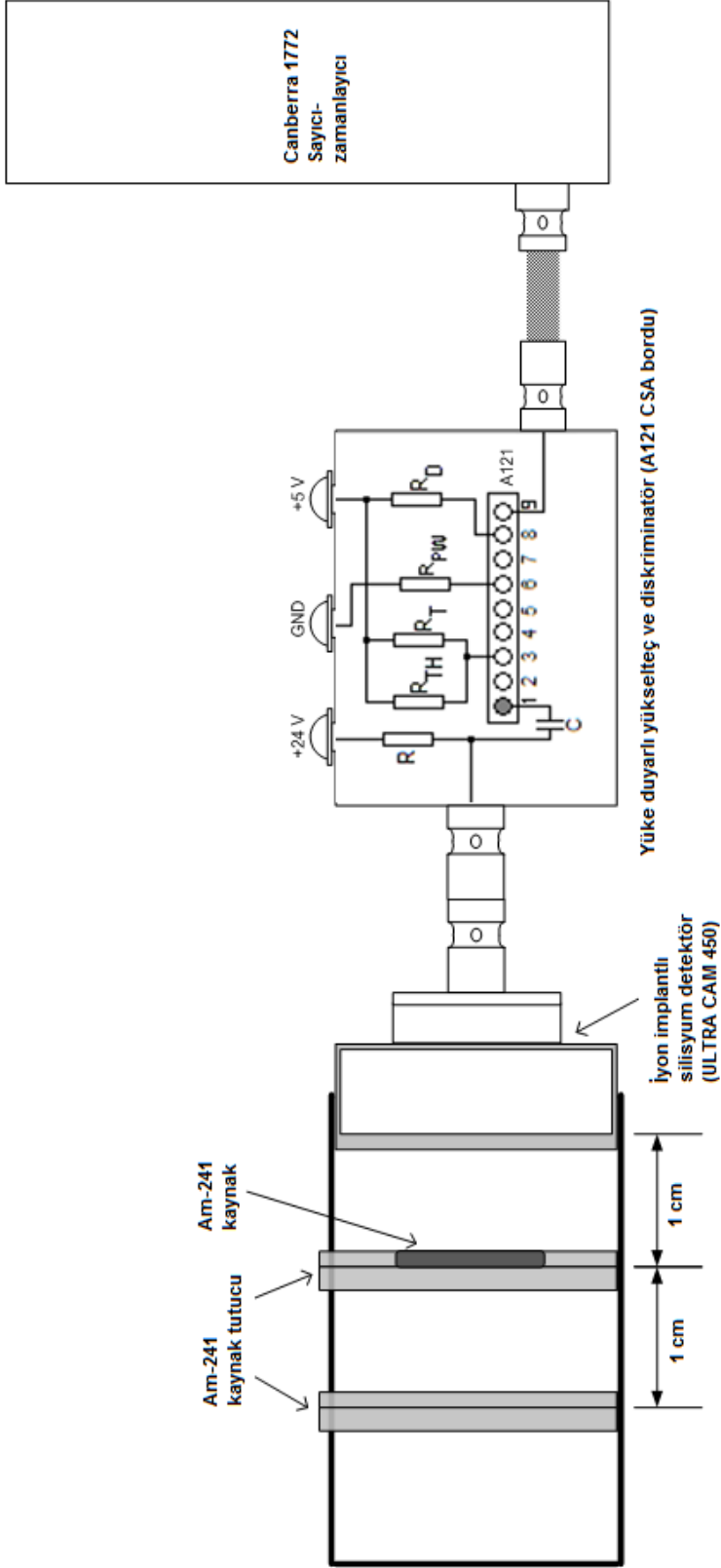
Bu detektörlerden, düşük gerilimle çalışan ve bor iyonunun n-tipi silisyum implantasyonu ile oluşan p-tipli bor tabakalı silikon detektörler sürekli hava izleme (CAM= Continuous Air Monitoring) uygulamalarının maliyetini azaltmak ve çevresel çalışmalar yapabilmek için yeni bir standart getirmektedir. Bu detektörler ayrı bir yüksek gerilim kaynağına gereksinim duymazlar ve +15 V ile +90 V arasında gerilimler ile çalışabilirler. Çevresel çalışmalarda bu tip bir detektörün üstünlüklerinden biri de nem, sıcaklık ve basınç gibi çevresel koşullara dayanıklı olmasıdır. Bu özelliklerinden dolayı, sürekli hava izleme detektörleri sürekli radon gazı ölçümlerinde kullanılırlar (Kemmer et al., 1982; Chambaudet et al., 1997; Allier et al., 1998; Yrchuk et al., 2000; Yamamoto et al., 2001; Przylibski et al., 2010). Çalışmada kullanılan ULTRA CAM-450 iyon implantlı detektörün 450 mm<sup>2</sup> aktif yüzey alanı ve 24 voltluk bias gerilimi için 100 mikron deplasyon derinliği vardır (Şekil 3.3). Detektör optimum çalışma gerilimi olan 24 volt gerilim ile çalıştırılmaktadır.



Şekil 3.3. Çalışmada kullanılan ULTRA CAM-450 iyon implantlı detektörün görünümü  
(ORTEC, 2012)

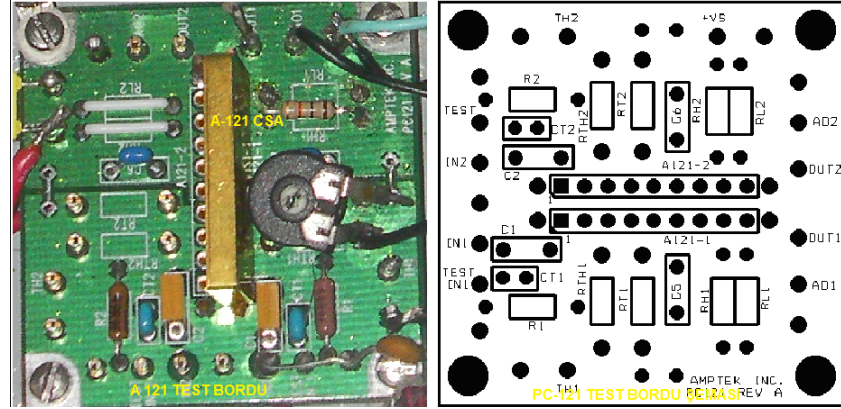
### 3.2.2. Geliştirilen sistem için yapılan laboratuvar çalışmaları

Detektör sistemi laboratuvar koşullarında deneme ölçümleri alınmak üzere üç bloktan oluşacak şekilde tasarlanmıştır. Bu bloklar sırasıyla, iyon implantlı silikon detektör, yüke duyarlı ön yükselteç birimi ve sayaç birimleridir. Deneysel düzeneğe, ORTEC tarafından üretilen iyon implantlı detektörün AMPTEK A121 yüke duyarlı ön yükselteç-diskriminatöre (CSA= Charge Sensitive Amplifier) mümkün olduğunca yakın yerleştirilmesiyle oluşturulmuştur. İyon implantlı silikon detektör CAM ile yüke duyarlı ön yükselteç CSA'nın birleştirilmesi ise BNC konektör ile sağlanmıştır. Detektörün boyutları 32 x 12,3 x 15,9 mm ölçülerindedir ve detektörün aktif yüzey alanı 450 mm<sup>2</sup>'dir. CSA, elektronik ve elektromanyetik alanlardan gelen gürültüyü azaltabilmek için metal bir kutu içine yerleştirilmiştir. Kutunun bir tarafında BNC konektör aracılığıyla detektöre giden kısım ile sayaca giden kısım, diğer tarafında ise güç kaynağından gelen besleme bağlantıları yer almaktadır. Deneysel düzeneğin çizimsel gösterimi Şekil 3.4'te verilmektedir.



Şekil 3.4. Geliştirilen sistemin oluşturulmasında kullanılan deneysel düzenegin çizimsel gösterimi

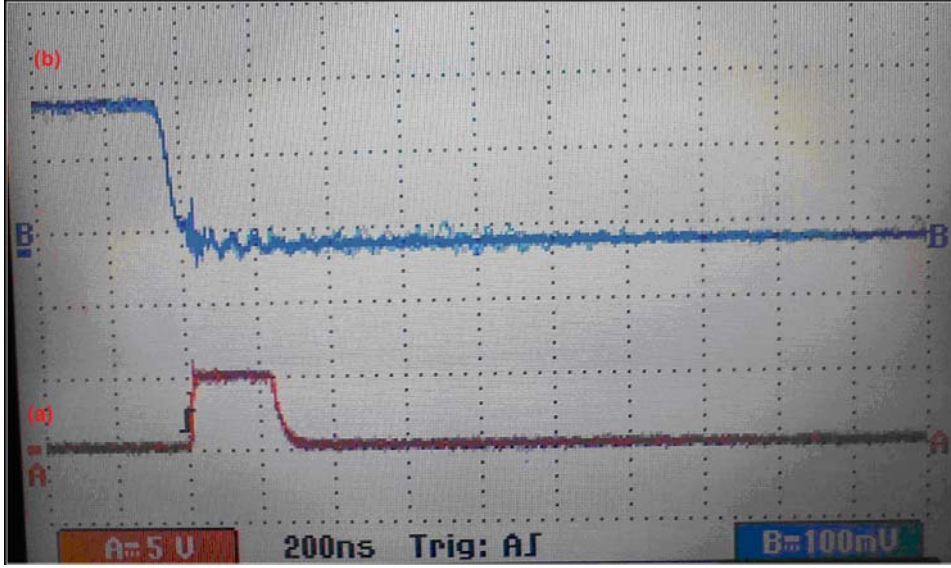
Silikon detektörler, soğurdukları radyasyonun detektör malzemesi içinde oluşturduğu yüklerin akımı ile radyasyon deteksiyonu yaparlar. Detektörde iç yükseltme yapılamadığından verdikleri çıkış sinyalleri oldukça zayıftır (Knoll, 1989; Tsoufanidis, 1995). Bu yüzden çıkış sinyallerinin yükseltici bir devre ile yükseltilmesi gerekir. Aynı zamanda da yükseltici devrenin detektörden alıp yükselttiği sinyale elektronik gürültü katkısının çok az olması istenir. Tipik olarak, yüke duyarlı ön yükselteç (CSA) devreleri çıkış sinyallerini yükseltmek, sayım eşik akımını (THRESHOLD) ayarlamak ve eşğin üzerindeki pulsları dijitale çevirmek için kullanılır. Bu gereklilikler dikkate alındığında, AMPTEK firmasının yükselteçli, yüksek hızlı hassas devreli, puls şekillendiricili ve diskriminatörlü A121 devresi seçilerek kullanılmıştır. Kullanılan devre, yeterli kazanca, düşük sinyal / gürültü oranına ve silikon detektör için etkin deteksiyon verimine sahiptir ve AMPTEK PC121 test bordu üzerine monte edilmiştir (Şekil 3.5). Deneysel olarak yapılan ölçümler oda sıcaklığında yapılmış ve detektörün bias gerilimi de optimum gerilim olan +24 V olarak ayarlanmıştır.



Şekil 3.5. AMPTEK A121 yüke duyarlı yükselteç ve PC121 test bordunun şematik görünümü

Çalışmanın deneysel kısımları sırasıyla “Elektronik Test Süreci ve Kalibrasyon Süreci” çalışmaları olarak iki ayrı grupta toplanabilir. İlk kısım olan “Elektronik Test Sürecinde”, puls genişliği, ölü-zaman ve belli bir giriş pulsuna karşılık diskriminatörün eşik değeri gibi temel parametreler saptanmıştır. Detektörün verdiği sinyalin çıkış genliği ve genişliği Fluke 199C Scope meter kullanılarak ölçülmüştür. Girişte verilen test sinyali ise Hung Chang Sweep Function Generator 9205C kullanılarak oluşturulmuştur. Devreyi test edebilmek

için, test sinyalleri yüke duyarlı ön yükselteç girişine entegre  $C_c=2$  pF'lık kondansatör üzerinden uygulanmıştır. Bu test süresince yüke duyarlı yükselteç A121'in (CSA) çalışması doğrulanmıştır. Böylece, A121 CSA'nın önceden bilinen analog elektronik giriş sinyallerine yanıtı kontrol edilmiştir. Çıkış dalga şeklini ve test gerilimini veren osiloskop ekran görüntüsü Şekil 3.6'da verilmektedir.



Şekil 3.6. Şekil 3.5. (a) Çıkış dalga şeklini ve (b) test gerilimini gösteren osiloskop ekran görüntüsü

Şekil 3.6.'da görüldüğü gibi giriş sinyaline karşılık çıkış sinyal dalga formu kare profilli olarak oluşmuştur. Puls yüksekliği yaklaşık 5 V ve puls genişliği ise yaklaşık 250 ns'dir. A121 devresi detektörden alınan her puls için iki adet çıkış sinyali üretmektedir. Analog çıkış PIN-5 puls yükseklik analizi uygulayarak detektör kazanç değişimlerini izlemek için kullanılabilir. Diğer çıkış PIN-9 ise CMOS ve TTL mantık devresi ile doğrudan ara yüzleme yapabilen pozitif bir pulsü mümkün kılmaktadır. A121'in eşik geriliminin ayarı PIN 3 üzerindeki gerilim değiştirilerek yapılmıştır. PIN 3 üzerindeki gerilim  $R_{TH}$  ve  $R_T$  dirençleri eklenerek tanımlanmıştır. Bu dirençler eşik duyarlılığını arttırmak için ilave edilmişlerdir. Çizelge 3.1 eşik gerilimi, puls genişliği ve ölü-zaman için yapılan ayarlama parametrelerini göstermektedir.

Çizelge 3.1. Eşik gerilimi, puls genişliği ve ölü-zaman için yapılan detektör ayarlama parametreleri

Parametreler	Ayar değerleri
Eşik	$R_{TH} = 27 \text{ k}\Omega$ $R_T = 10 \text{ k}\Omega$
Puls genişliği	$R_{PW} = 7,5 \text{ k}\Omega$
Ölü-zaman	$R_D = 12 \text{ k}\Omega$

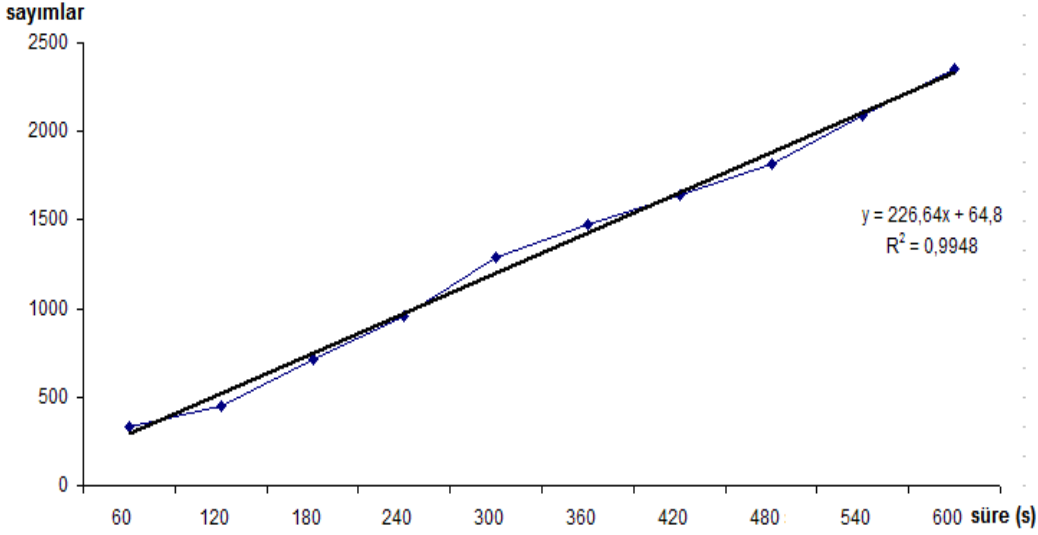
İkinci aşama olan “Kalibrasyon Sürecinde”, silikon detektörün ve detektör ile ilgili elektroniklerin kalibrasyonu 5,485 MeV alfa parçacıkları yayan  $^{241}\text{Am}$  kaynağı ile yapılmıştır (Dewberry, 2004). Alfa parçacıkları 20 mm’lik çapı olan bir delikten ve 10 ile 20 mm uzaklıklardan detektöre ulaşacak şekilde kolime edilmiştir. Detektörün  $^{241}\text{Am}$  kaynağına bağlı olarak verdiği sayımlar, Canberra sayıcı-zamanlayıcı Counter/Timer Model 1772 sayaç kullanılarak art ortamın sayımlardan çıkarılması ile hesaplanmıştır. Sistemin kalibrasyonu, değişik zaman aralıklarında ve  $^{241}\text{Am}$  kaynağı farklı uzaklıklara yerleştirerek yapılmıştır. İlk deneyler sırasında CSA çok fazla duyarlı olduğu için güç kaynağından gelen gürültüleri de algıladığı tespit edilmiştir. Dolayısıyla, en iyi sonuçları elde edebilmek için yüke duyarlı yükselteç ve diskriminatör bordu alüminyum kutu içine alınarak elektronik ve elektromanyetik gürültülerden yalıtılmıştır (Şekil 3.7).



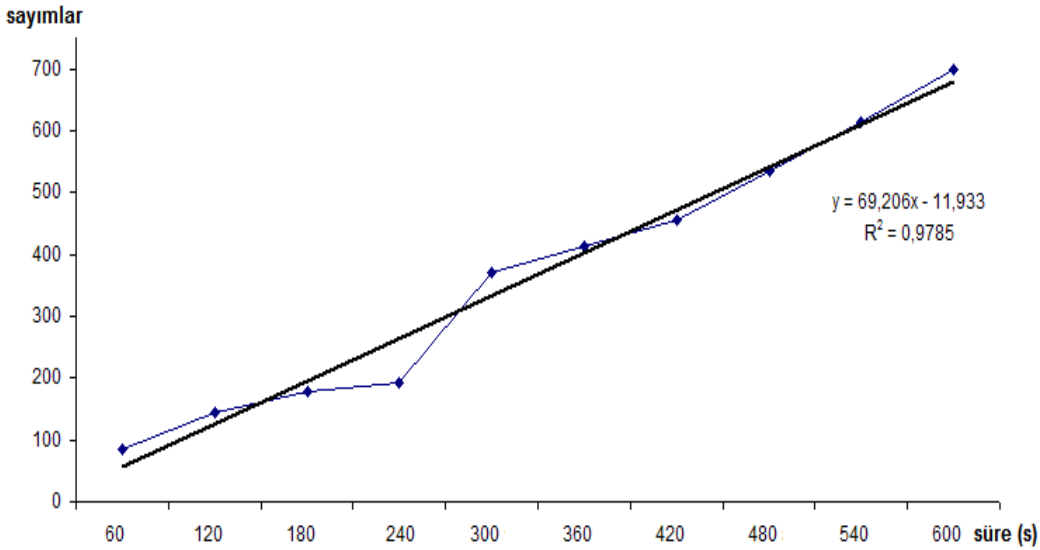
Şekil 3.7. A121 bordunun alüminyum kutusu ve ULTRACAM–450 detektör

ULTRACAM–450 detektörden Canberra 1772 sayaç ile alınan bütün sayımlar özdeş bias gerilimi ve eşik gerilimi ayarları yapılarak alınmıştır.  $^{241}\text{Am}$ ’den kaynağından gelen 5,485 MeV alfa parçacıkları kullanıldığında, alınan ölçüm sonuçları bu alanda kullanılan diğer detektörlerin sonuçlarına benzerdir

(Chambaudet et al., 1997; Chavez et al., 2003; Przylibski et al., 2010). Böylece, detektörü lineerlik sınırının altında tutabilmek için sayım hızı ayarlanmıştır. Kalibrasyon deney ölçümleri 60 saniyeden 600 saniyeye kadar yapılmış, ardından sayım değerleri kaydedilmiştir. Bu değerlerden art ortam değerleri çıkarılarak net sayım değerleri bulunmuştur. Elde edilen sonuçlar Şekil 3.8 ve Şekil 3.9'da verilmektedir. Sonuçların doğrusal olduğu görülmektedir.

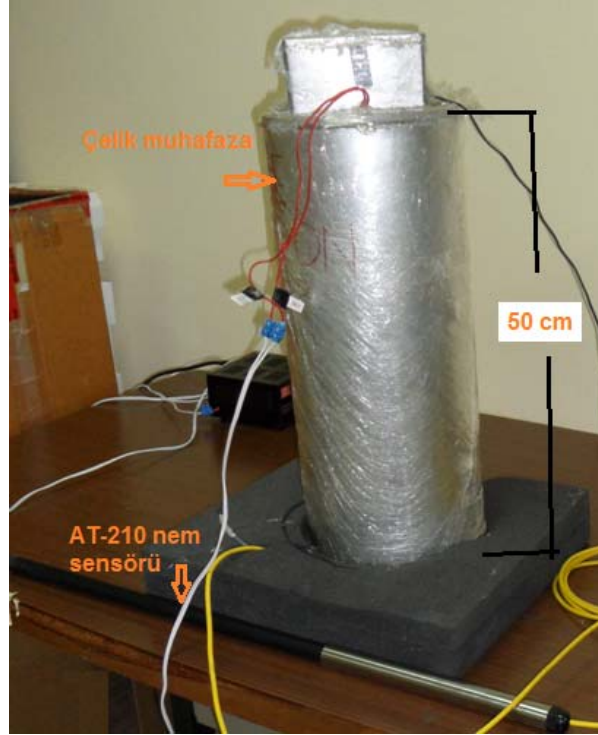


Şekil 3.8. <sup>241</sup>Am kaynağı ile alınan sayımlar (detektör kaynağı uzaklığı: 1 cm)



Şekil 3.9. <sup>241</sup>Am kaynağı ile alınan sayımlar (detektör kaynağı uzaklığı: 2 cm)

ULTRACAM–450 silikon detektör ve A121 yüke duyarlı yükselteçten oluşan alfa sayım sisteminin kararlı olarak çalışması sağlandıktan sonra çelikten muhafaza içine yerleştirilmesi sağlanmıştır. Daha sonra alfa sayım sistemine EZ-864 model 900 MHz GSM alıcı – verici modülü, batarya birimi, veri kayıt kartı, yüke duyarlı yükselteç birimi, ORTEC ULTRACAM–450 silikon yüzey engelli detektör, sıcaklık sensörü ve bağıl nem sensörü ilave edilmiştir. Nem sensörü haricindeki tüm birimler, 7 mm çeper kalınlığında 500 mm yüksekliğinde ve 220 mm çapında alüminyumdan üretilmiş silindir şeklinde bir muhafaza içine yerleştirilmiştir (Şekil 3.10). Nem sensörü yapısı nedeniyle muhafaza dışında kalmaktadır.



Şekil 3.10. Geliştirilen sistemin ve bağıl nem sensörü AT-210'un görünümü

Geliştirilen sistemde yer alan 900 MHz GSM alıcı – verici modülü, veri kayıt kartı, sıcaklık sensörü ve bağıl nem sensörü gibi bileşenlerin özellikleri aşağıdaki gibi verilmektedir;

***EZ-864 model 900 MHz alıcı- verici modülü***

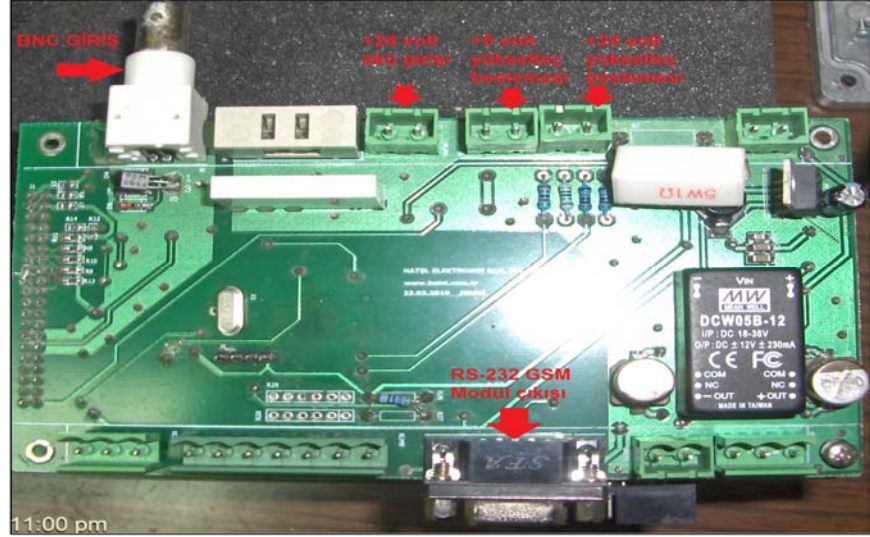
Modül, 850-900-1800-1900 MHz bantlarında çalışabilen standart SIM kart yardımıyla veri iletimi sağlayabilen bir GSM modülüdür (Şekil 3.11). PIC uygulamaları için 128 kB'lık belleği ve RS-232 ara yüzü bulunmaktadır. Modül, 5 ile 30 V arasında gerilim ile çalışır. Alüminyumdan bir muhafaza içinde, 180 g kütlesi ve 83 mm x 64 mm x 33 mm boyutları vardır.



Şekil 3.11. EZ-864 model 900 MHz alıcı- verici modülü

***Veri Kayıt Kartı***

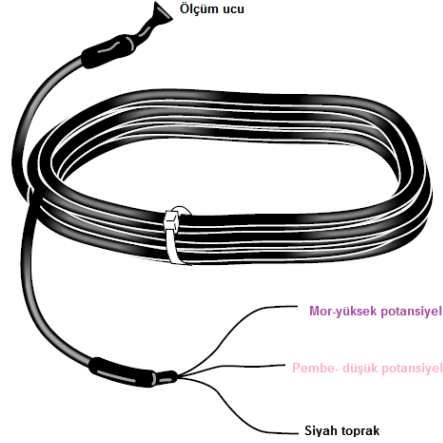
Canberra 1772 Counter Timer'a benzer şekilde belli sürelerde ölçüm yapabilen, gerektiğinde de bu kayıtları tutabilen ya da alıcı - verici modülüne iletebilen bir kart tasarlanarak sistem için kullanılmıştır. Ayrıca kart üzerine + 5 V'luk ve + 24 V'luk gerilimler sağlayabilen iki güç kaynağı da entegre edilmiş ve detektörün (+ 24 V) ve yükseltecin (+5 V) bu kaynaklardan beslenmesi sağlanmıştır (Şekil 3.12). Kart üzerinde detektör ve diğer sensörlerden gelen analog sinyalleri dijitalle çeviren bir dönüştürücü de yer almaktadır.



Şekil 3.12. Sistemde kullanılan veri kayıt kartı

### ***105E-L sıcaklık sensörü***

Gerçek zamanlı izleme sisteminde toprak sıcaklığını ölçmek için kullanılan sensör krom-konstantan metallere yapılmış olan bir ısı çifti (termokupl) termometredir (Şekil 3.13). Ölçüm ucu ile kıyas ucu arasında bir sıcaklık farkı olduğunda ısı çifti termometre potansiyel farkı üretmektedir. Potansiyel farkının büyüklüğü sıcaklık farkı ile doğru orantılıdır. Termometrenin çapı 8 mm olup kablosu ile birlikte toplam kütlesi 90 g gelmektedir. Termometre analog voltaj çıkışları vermekte ve  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  ile  $+85\text{ }^{\circ}\text{C}$  arasındaki sıcaklıkları  $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}$  duyarlılıkla ölçebilmektedir. Sıcaklık sensörünün verdiği her 60 mikrovoltluk çıkış gerilimi değeri  $1\text{ }^{\circ}\text{C}$  sıcaklığa karşılık gelmektedir (CampbellSci, 2012). Sensör bu değer temel alınarak kalibre edilmiştir.



Şekil 3.13. Sistemde kullanılan sıcaklık sensörü (CampbellSci, 2012).

### ***AT-210 bağıl nem sensörü***

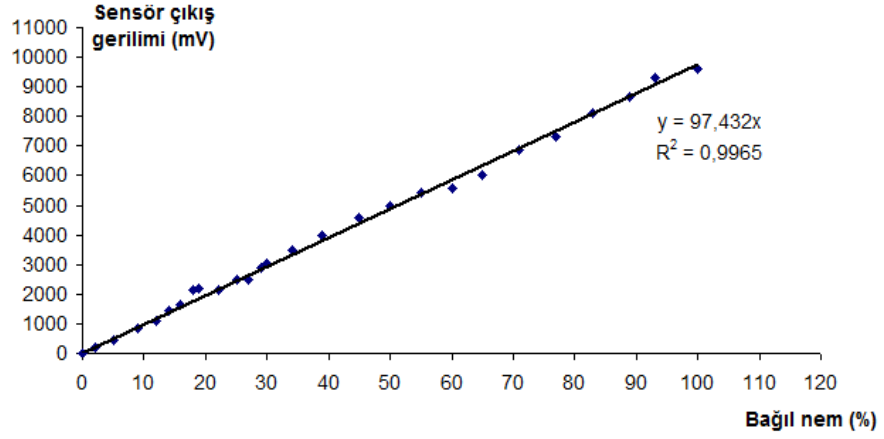
Bağıl nem sensörü AT-210 analog voltaj çıkışı verebilen ve TDR (Time Domain Reflectometry) ilkesiyle çalışan bir sensördür. Global Water firması tarafından üretilmiştir. AT-210 nem sensörü, radarın çalışma ilkesine benzer şekilde yüksek frekanslı bir sinyalin sensörün prob kısmına gönderilmesi yöntemi ile çalışmaktadır. Bu sinyalin ortamda yansıması sonucu alınan yansıma sinyali, sensörü çevreleyen toprağın dielektrik sabiti ile doğru orantılıdır. Sensörden alınan dielektrik katsayısı, sensörün çıkışında 4 ile 20 mA'lık analog akıma dönüştürülür. AT-210 nem sensörünü kalibre etmek için aşağıdaki işlemler yapılmıştır (Noborio, 2001).

Bağıl nem sensörünün kalibrasyonunu yapmak amacıyla Ege Üniversitesi Ziraat Fakültesi Toprak Bölümü'nden Fieldscout TDR anlık bağıl nem sensörü tedarik edilmiştir. Sensör topraktaki volumetrik su miktarını (volumetric water content) TDR spektrometresi ile ölçerek yüzde olarak göstermektedir. Nem sensörünün kalibrasyonunun yapılabilmesi için, her iki sensör kumlu - killi toprak içinde yatay olarak 5 cm derinliğe yerleştirilmiştir (Şekil 3.14). Ölçümden önce toprak tabakası güneşte iyice kurutularak su içeriğinin iyice azaltılması sağlanmıştır. Ölçüm başlangıcında toprak içindeki her iki sensörün verdiği değerler kaydedilmiş ve kuru toprak sprey ile yavaş yavaş ıslatılarak doyana kadar (% 100 su içeriğine ulaşana kadar) nemlendirilmiştir. Uygulama sonucunda, Fieldscout TDR nem sensörünün verdiği değerler ile AT-210 nem sensöründen alınan değerlerin uyumlu olduğu gözlenmiştir. AT-210 nem sensörünün verdiği çıkış gerilimi değerleri 0,01026 (=1/97) kalibrasyon faktörü ile çarpılarak nem

sensörü kalibre edilmiştir. Ölçümlerden alınan sonuçlardan elde edilen grafik Şekil 3.15'te verilmektedir.



Şekil 3.14. (a) AT-210 nem sensörü (b) Fieldscout TDR nem sensörü



Şekil 3.15. Fieldscout TDR nem sensörünün verdiği değerlere karşılık AT-210 nem sensöründen mV olarak alınan çıkış değerleri

### 3.2.3. Sistem ile ilgili olarak yapılan hesaplamalar ve ölçümler

***Detektör biriminin belli uzaklıktaki <sup>241</sup>Am noktasal kaynak ile ilgili katı açısı***

Saçılma ve diğer yüzeylerden yansımalar ihmal edilerek detektörün katı açısı ve <sup>241</sup>Am noktasal kaynak ile ilgili hesaplamalar Çizelge 2.2.'de verilmektedir (Tsoulfanidis, 1983).

$$\Omega = \frac{1}{2} \left( 1 - \frac{d}{\sqrt{d^2 + R^2}} \right) \quad (15)$$

$d$  = Dairesel geometrideki detektör ile nokta kaynak arasındaki uzaklık (mm)

$R$  = Detektörün yarıçapı (mm)

Çizelge 3.2. Detektörün katı açısı ve  $^{241}\text{Am}$  noktasal kaynak ile ilgili hesaplamalar

$d$ (mm)	$R$ (mm)	$\Omega$ (steradyan)	Yüzdesi
10	11,97	0,1795	17,95±4
20	11,97	0,07	7,00±3
30	11,97	0,0355	3,55±2

### ***Detektörün verimi***

5,485 MeV enerjili  $^{241}\text{Am}$  kaynaktan yayınlanan alfalar için ( $d=1$  cm uzaklık)

Ortalama sayım (cps) =  $4,34 \pm 0,195$  Bq

1985 yılında  $^{241}\text{Am}$  kaynak aktivitesi  $A_0 = 2,5$  nCi = 92,5 Bq

$t = 25$  yıl =  $7884 \times 10^5$  s

$\lambda = 5,086 \times 10^{-11}$  s $^{-1}$

Buradan  $A = \text{dps} = 88,87$  Bq

verim =  $\frac{\text{detektörün birim zamanda kaydettiği parçacık sayısı}}{\text{kaynaktan detektöre birim zamanda gelen parçacık sayısı}}$  (Tsoulfanidis, 1983) (16)

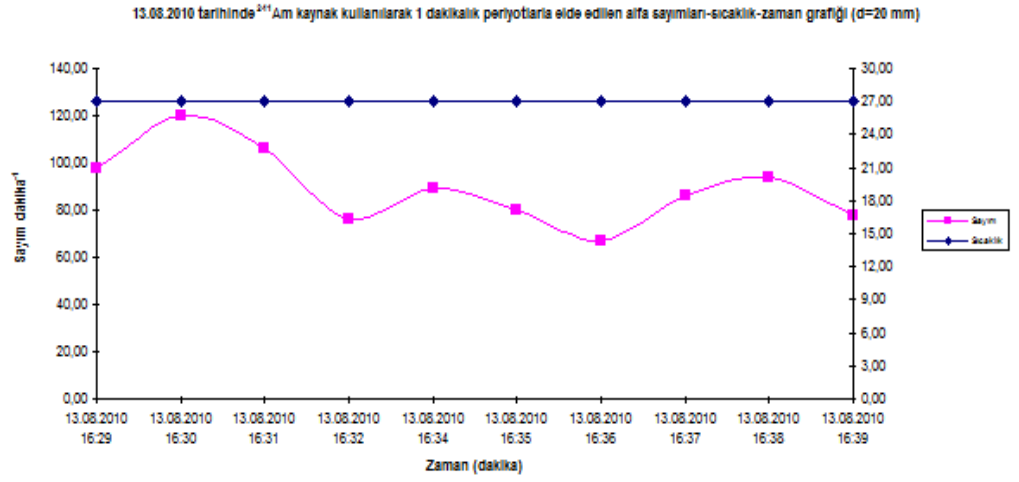
verim =  $\frac{4,34 \pm 0,195}{88,87} = 0,0488 \pm 0,01$

### ***Sistemden farklı tarihlerde gerçek zamanlı olarak alınan alfa sayım hızları ve sıcaklık verileri***

Nem sensörü eklenmeden önce, geliştirilen gerçek zamanlı izleme sisteminden farklı tarihlerde gerçek zamanlı olarak alınan ölçümler Çizelge 3.3; Çizelge 3.4; Çizelge 3.5 ve Çizelge 3.6'da ve Şekil 3.16; Şekil 3.17; Şekil 3.18 ve Şekil 3.19'da verilmektedir.

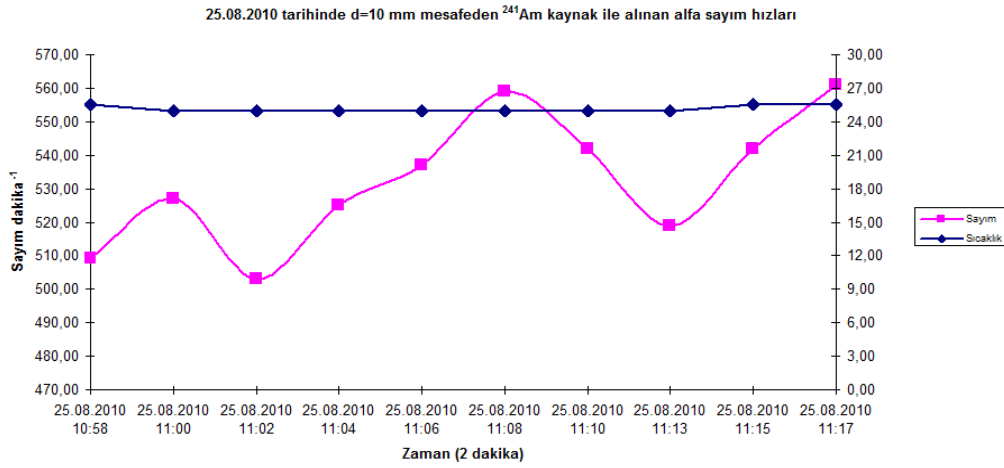
Çizelge 3.3. 13.08.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup>Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G <sub>t<sub>G</sub></sub>	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
13.08.2010 16:29	27,00	98	1	3	1	95	10	95±10
13.08.2010 16:30	27,00	120	1	3	1	117	11	117±11
13.08.2010 16:31	27,00	106	1	3	1	103	10	103±10
13.08.2010 16:32	27,00	76	1	3	1	73	9	73±9
13.08.2010 16:34	27,00	89	1	3	1	86	10	86±10
13.08.2010 16:35	27,00	80	1	3	1	77	9	77±9
13.08.2010 16:36	27,00	67	1	3	1	64	8	64±8
13.08.2010 16:37	27,00	86	1	3	1	83	9	83±9
13.08.2010 16:38	27,00	94	1	3	1	91	10	91±10
13.08.2010 16:39	27,00	78	1	3	1	75	9	75±9
Ortalama	27,00	89	1	3	1	86,4	10	86,4±10

Şekil 3.16. 13.08.2010 tarihinde <sup>241</sup>Am kaynak kullanılarak 1 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği(d=20 mm)

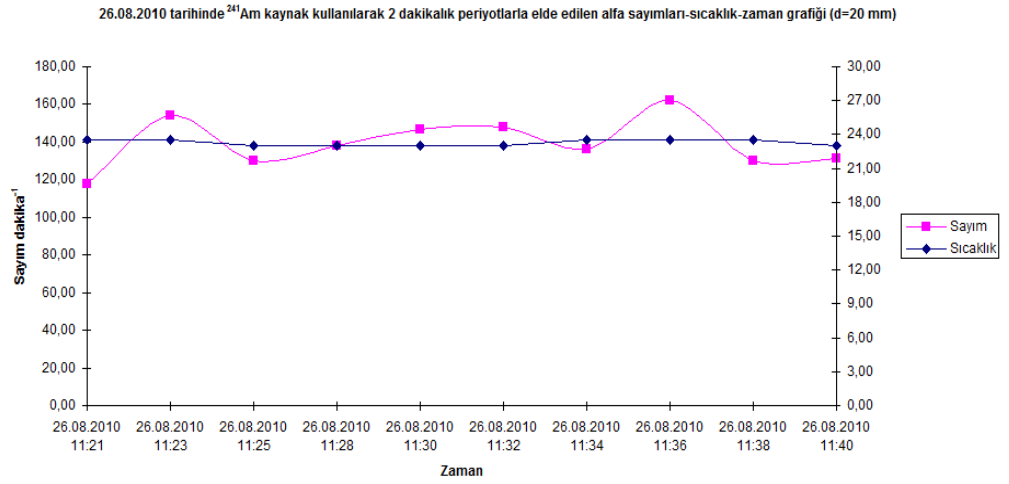
Çizelge 3.4. 25.08.2010 tarihinde d=10 mm mesafeden <sup>241</sup>Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
25.08.2010 10:58	25.50	509	2	3	1	252	11	252±11
25.08.2010 11:00	25.00	527	2	3	1	260	12	260±12
25.08.2010 11:02	25.00	503	2	3	1	249	11	249±11
25.08.2010 11:04	25.00	525	2	3	1	260	12	260±12
25.08.2010 11:06	25.00	537	2	3	1	267	12	267±12
25.08.2010 11:08	25.00	559	2	3	1	277	12	277±12
25.08.2010 11:10	25.00	542	2	3	1	268	12	268±12
25.08.2010 11:13	25.00	519	2	3	1	257	12	257±12
25.08.2010 11:15	25.50	542	2	3	1	268	12	268±12
25.08.2010 11:17	25.50	561	2	3	1	278	12	278±12
Ortalama	25.15	532		3		263	12	263±12

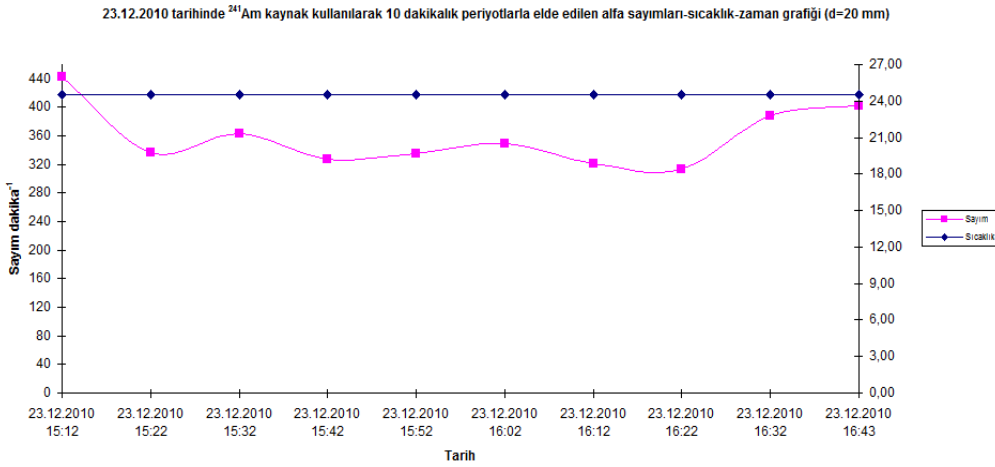
Şekil 3.17. 25.08.2010 tarihinde <sup>241</sup>Am kaynak kullanılarak 2 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği (d=10 mm)

Çizelge 3.5. 26.08.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup>Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
26.08.2010 11:21	23.50	118	2	3	1	56	6	56±6
26.08.2010 11:23	23.50	154	2	3	1	74	6	74±6
26.08.2010 11:25	23.00	130	2	3	1	62	6	62±6
26.08.2010 11:28	23.00	138	2	3	1	66	6	66±6
26.08.2010 11:30	23.00	147	2	3	1	71	6	71±6
26.08.2010 11:32	23.00	148	2	3	1	71	6	71±6
26.08.2010 11:34	23.50	136	2	3	1	65	6	65±6
26.08.2010 11:36	23.50	162	2	3	1	78	7	78±7
26.08.2010 11:38	23.50	130	2	3	1	62	6	62±6
26.08.2010 11:40	23.00	131	2	3	1	63	6	63±6
Ortalama	23.25	139		3		67	6	67±6

Şekil 3.18. 26.08.2010 tarihinde <sup>241</sup>Am kaynak kullanılarak 2 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği (d=20 mm)Çizelge 3.6. 23.12.2010 tarihinde d=20 mm mesafeden <sup>241</sup>Am kaynak ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
23.12.2010 15:12	24.50	443	10	2	10	44	3	44±3
23.12.2010 15:22	24.50	337	10	2	10	34	2	34±2
23.12.2010 15:32	24.50	364	10	2	10	36	2	36±2
23.12.2010 15:42	24.50	328	10	2	10	33	2	33±2
23.12.2010 15:52	24.50	335	10	2	10	33	2	33±2
23.12.2010 16:02	24.50	349	10	2	10	35	2	35±2
23.12.2010 16:12	24.50	322	10	2	10	32	2	32±2
23.12.2010 16:22	24.50	314	10	2	10	31	2	31±2
23.12.2010 16:32	24.50	389	10	2	10	39	2	39±2
23.12.2010 16:43	24.50	402	10	2	10	40	2	40±2
Ortalama	24.50	358		2		36	2	36±2



Şekil 3.19. 23.12.2010 tarihinde <sup>241</sup>Am kaynak kullanılarak 10 dakikalık periyotlarla elde edilen alfa sayımları-sıcaklık-zaman grafiği (d=20 mm)

***Bir silikon yüzey engelli detektörden alınan <sup>241</sup>Am sayımlarının geliştirilen izleme sisteminden alınan sayımlar ile karşılaştırılması***

Ege Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü'nde bulunan, alfa spektrometre sisteminin silikon yüzey engelli detektöründen alınan <sup>241</sup>Am sayımlarının geliştirilen izleme sistemindeki ORTEC U-CAM-450 detektörünün aldığı sayımlar ile karşılaştırılması için <sup>241</sup>Am kaynağı silikon yüzey engelli detektörün vakum odasına d = 2 cm uzaklıkta olacak şekilde yerleştirilmiş ve 5

dakikalık 5'er adet sayım alınmıştır. Daha sonra silikon yüzey engelli detektör vakum odasından çıkartılarak yerine ORTEC U-CAM-450 detektör takılmıştır. Bu halde iken ORTEC U-CAM-450 detektör ile de 5 dakikalık 5'er adet sayım alınmıştır. Art ortam için ise her iki durum için de 720 dakikalık toplam 5 ölçüm alınmıştır. Ölçüm sonuçları Çizelge 3.7 ve Çizelge 3.8'de verilmektedir.

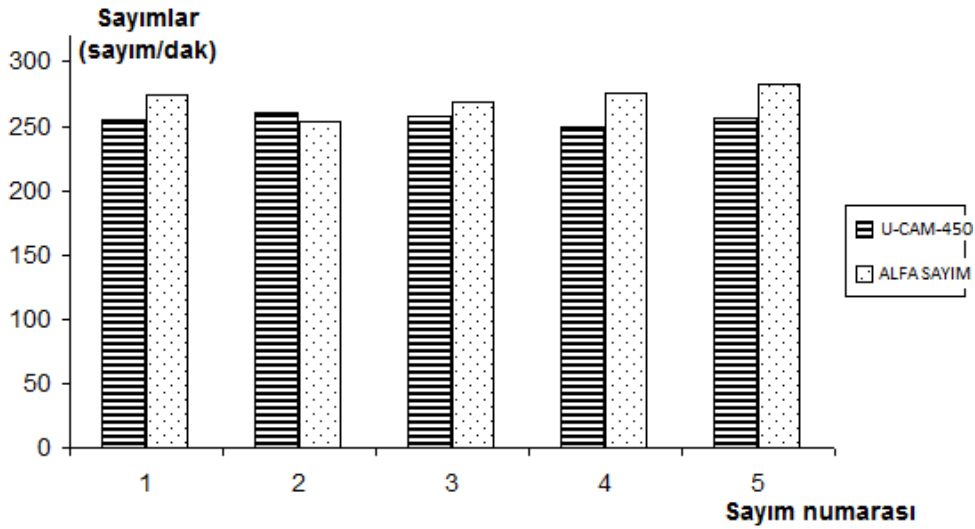
Çizelge 3.7. Enstitümüzde bulunan alfa spektrometre sisteminden alınan  $^{241}\text{Am}$  sayımları

Tarih	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	$t_G$ (dak.)	$B_{\text{ort}}$	$t_B$ (dak.)	$r=G/t_G-B/t_B$	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
19.02.2011	22	1275	5	1	720	255	7	255±7
19.02.2011	22	1301	5	1	720	260	7	260±7
19.02.2011	22	1284	5	1	720	257	7	257±7
19.02.2011	22	1249	5	1	720	250	7	250±7
19.02.2011	22	1278	5	1	720	256	7	256±7
ortalama	22	1277	5	1	720	256	7	256±7

Çizelge 3.8. ORTEC ULTRACAM-450 detektörden alınan  $^{241}\text{Am}$  sayımları

Tarih	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	$t_G$ (dak.)	$B_{\text{ort}}$	$t_B$ (dak.)	$r=G/t_G-B/t_B$	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
19.02.2011	22	1368	5	1	720	274	7	274±7
19.02.2011	22	1271	5	1	720	254	7	254±7
19.02.2011	22	1343	5	1	720	269	7	269±7
19.02.2011	22	1377	5	1	720	275	7	275±7
19.02.2011	22	1412	5	1	720	282	8	282±7
ortalama	22	1354	5	1	720	271	7	271±7

Alfa sayım sisteminden alınan  $^{241}\text{Am}$  Am sayımlarının ORTEC ULTRACAM-450 detektörden alınan sayımlar ile karşılaştırılması Şekil 3.20’de verilmektedir.



Şekil 3.20. Alfa sayım sisteminden alınan  $^{241}\text{Am}$  Am sayımlarının ULTRACAM-450 detektörden alınan sayımlar ile karşılaştırılması

***Detektör sayımlarının kalibrasyonu için farklı konsantrasyonlarda radyum çözeltilerinin kullanılması***

Detektörün kalibrasyonu için 20, 30, 40 ve 50 Bq mL<sup>-1</sup> lik sıvı radyum konsantrasyonları 250 mL'lik plastik kaplar içine yerleştirilmiş ve bu kaplar hava almayacak şekilde kapatılarak 21 günlük bir bekleme sürecinden sonra detektör bu kaplardan gelen radon gazı konsantrasyonuna maruz bırakılacak şekilde yerleştirilmiştir (Richon et al., 2007; Przylibski et al., 2010). Kalibrasyon için elde edilen veriler Çizelge 3.9; Çizelge 3.10; Çizelge 3.11 ve Çizelge 3.12'de verilmektedir.

Çizelge 3.9. 30 Bq mL<sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup>Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
12.01.2011 14:23	27.00	80	10	4	10	7.6	1	7.6±1
12.01.2011 14:13	27.00	96	10	4	10	9.2	1	9.2±1
12.01.2011 14:02	27.00	83	10	4	10	7.9	1	7.9±1
12.01.2011 13:52	27.00	85	10	4	10	8.1	1	8.1±1
12.01.2011 13:41	27.00	77	10	4	10	7.3	1	7.3±1
12.01.2011 13:31	27.00	87	10	4	10	8.3	1	8.3±1
12.01.2011 13:20	27.00	79	10	4	10	7.5	1	7.5±1
12.01.2011 13:10	27.00	88	10	4	10	8.4	1	8.4±1
12.01.2011 13:00	27.00	82	10	4	10	7.8	1	7.8±1
12.01.2011 12:49	27.00	81	10	4	10	7.7	1	7.7±1
ortalama	27.00	83,80	10	4	10	7.98	1	7.98±1

Çizelge 3.10. 50 Bq mL<sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup>Ra çözültisi ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
19.01.2011 15:43	24.00	159	10	4	10	15.5	1.3	15.5±1.3
19.01.2011 15:33	24.00	145	10	4	10	14.1	1.3	14.1±1.3
19.01.2011 15:23	24.00	174	10	4	10	17	1.3	17±1.3
19.01.2011 15:13	24.00	160	10	4	10	15.6	1.3	15.6±1.3
19.01.2011 15:03	24.00	162	10	4	10	15.8	1.3	15.8±1.3
19.01.2011 14:53	24.00	138	10	4	10	13.4	1.2	13.4±1.2
19.01.2011 14:43	24.00	156	10	4	10	15.2	1.3	15.2±1.3
19.01.2011 14:33	24.00	150	10	4	10	14.6	1.3	14.6±1.3
19.01.2011 14:23	24.00	132	10	4	10	12.8	1.2	12.8±1.2
19.01.2011 14:13	24.00	175	10	4	10	17.1	1.3	17.1±1.3
ortalama	24.00	151	10	4	10	15.11	1.28	15.11±1.28

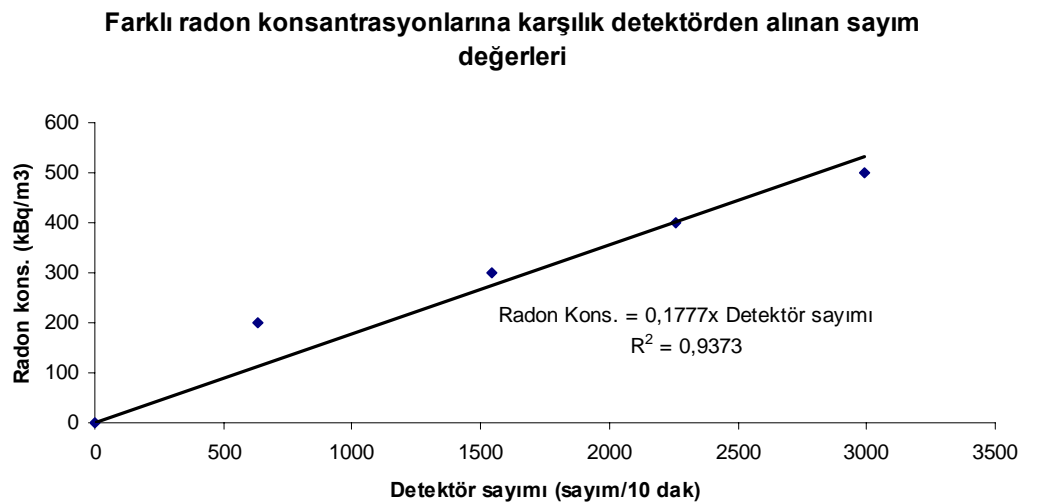
Çizelge 3.11. 20 Bq mL<sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup>Ra çözültisi ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
26.01.2011 14:23	25.50	50	10	4	10	4.6	1	4.6±1
26.01.2011 14:13	25.50	54	10	4	10	5	1	5.0±1
26.01.2011 14:02	25.50	45	10	4	10	4.1	1	4.1±1
26.01.2011 13:52	25.50	48	10	4	10	4.4	1	4.4±1
26.01.2011 13:41	25.50	61	10	4	10	5.7	1	5.7±1
26.01.2011 13:31	25.50	52	10	4	10	4.8	1	4.8±1
26.01.2011 13:20	25.50	59	10	4	10	5.5	1	5.5±1
26.01.2011 13:10	25.50	53	10	4	10	4.9	1	4.9±1
26.01.2011 13:00	25.50	52	10	4	10	4.8	1	4.8±1
26.01.2011 12:49	25.50	55	10	4	10	5.1	1	5.1±1
ortalama	25.50	53	10	4	10	4.89	1	4.89±1

Çizelge 3.12. 40 Bq mL<sup>-1</sup> 'lik <sup>226</sup>Ra çözeltisi ile alınan alfa sayım hızları

Tarih-Saat	Sıcaklık (C°)	Sayım=G	t <sub>G</sub> (dak.)	B <sub>ort</sub>	t <sub>B</sub> (dak.)	r=G/t <sub>G</sub> -B/t <sub>B</sub>	Standart sayım hatası	Net Sayım±hata
27.01.2011 15:43	26.00	156	10	4	10	15.2	1.3	15.2±1.3
27.01.2011 15:33	26.00	146	10	4	10	14.2	1.3	14.2±1.3
27.01.2011 15:23	26.00	176	10	4	10	17.2	1.3	17±1.3
27.01.2011 15:13	26.00	160	10	4	10	15.6	1.3	15.6±1.3
27.01.2011 15:03	26.00	136	10	4	10	13.2	1.3	15.8±1.3
14:53	26.00	138	10	4	10	13.4	1.3	13.4±1.3
27.01.2011 14:43	26.00	151	10	4	10	14.7	1.3	15.2±1.3
27.01.2011 14:33	26.00	144	10	4	10	14	1.3	14.6±1.3
27.01.2011 14:23	26.00	132	10	4	10	12.8	1.3	12.8±1.3
27.01.2011 14:13	26.00	175	10	4	10	17.1	1.3	17.1±1.3
ortalama	26.00	151,40	10	4	10	15.11	1.3	15.11±1.3

Detektörün 10 dakikada verdiği puls sayılarına karşılık gelen radon konsantrasyonundan gidilerek kalibrasyon eğrisi çizilmiş ve 10 dakikada detektörden alınan 1 pulsun 5,6274 ± 1,23 kBq m<sup>-3</sup>'lük radon konsantrasyonuna denk geldiği hesaplanmıştır. Kalibrasyon eğrisi Şekil 3.21'de verilmektedir.



Şekil 3.21. Farklı radon konsantrasyonlarına karşılık detektörden alınan sayım değerleri

### 3.2.4. Sistemden alınan verilerin izlenmesi ve saklanması

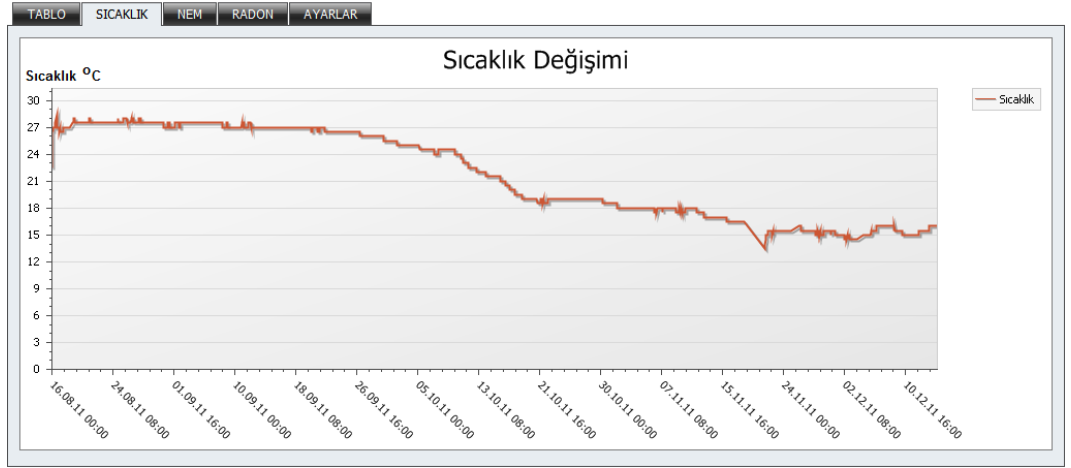
U-CAM-450 detektör tarafından alınan alfa sayım değeri, sıcaklık sensörü ve AT-210 nem sensöründen tarafından elde edilen sıcaklık ve nem verisi ve önce veri kayıt birimine, sonra da GSM modülü ile verilerin depo edildiği sunucuya aktarılmaktadır. Sunucu üzerinde her üç veri de depo edilmektedir. Grafikselle olarak her üç veri de eş zamanlı olarak gözlemlenebilmekte ve resim dosyası olarak da sunucu üzerinde saklanabilmektedir (Şekil 3.22; Şekil 3.23; Şekil 3.24 ve Şekil 3.25). Tasarlanan web sayfası yardımıyla sistemin sunucuya bağlanma periyodu ve veri kayıt etme periyodu istenen sürelerde olacak şekilde ayarlanabilmektedir. Ayrıca saklanan veriler excel dosya yapısına da dönüştürülebilmektedir. Verilere <http://85.98.93.176:1010/radon/> internet adresinden istenilen herhangi bir zamanda ulaşmak mümkündür.

TABLO				
SICAKLIK		NEM		RADON
AYARLAR				
Grafğe Uygula		TEMİZLE		Excel Çıktısı
Tarih	Sıcaklık	Nem	Radon	
	°C	%	Sayım	
15.12.11 00:38	16,0	24,18	1278	
15.12.11 00:23	16,0	24,19	528	
15.12.11 00:08	16,0	24,23	487	
14.12.11 23:52	16,0	24,23	499	
14.12.11 23:37	16,0	24,19	523	
14.12.11 23:22	16,0	24,17	506	
14.12.11 23:07	16,0	24,24	601	
14.12.11 22:52	16,0	24,20	514	
14.12.11 22:37	16,0	24,20	501	
14.12.11 22:22	16,0	24,18	570	
14.12.11 22:06	16,0	24,25	478	
14.12.11 21:51	16,0	24,18	479	
14.12.11 21:36	16,0	24,17	600	
14.12.11 21:21	16,0	24,22	504	

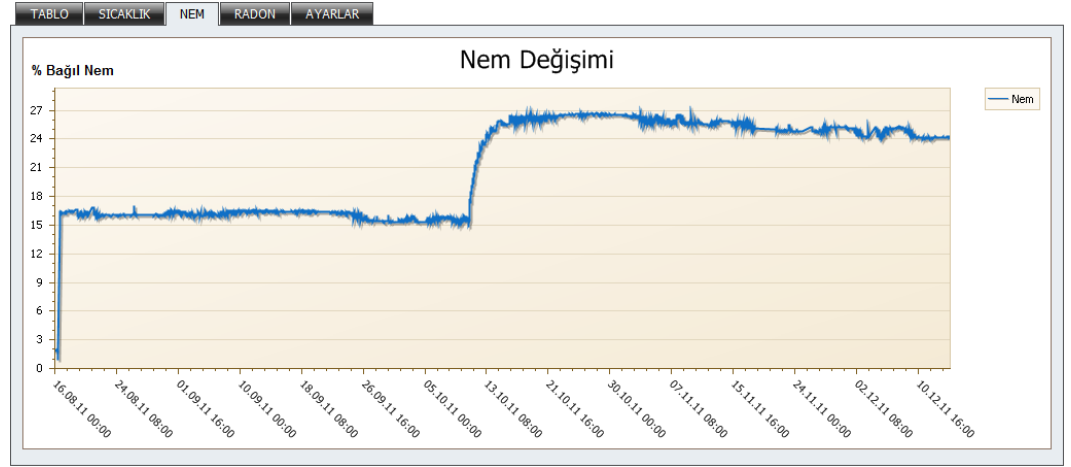
Page 1 of 22 (10943 items) < 1 2 3 4 5 6 7 ... 20 21 22 >

Create Filter

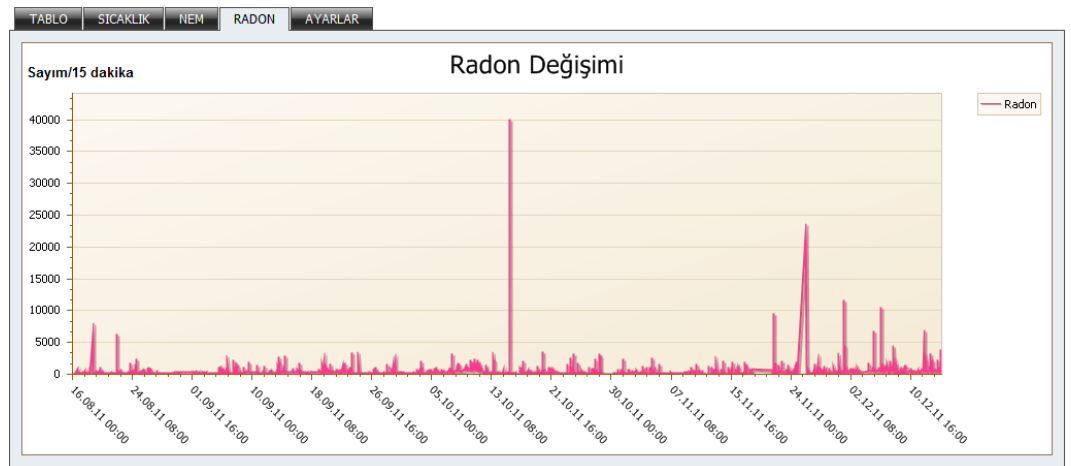
Şekil 3.22. Geliştirilen sistemin web arayüzü



Şekil 3.23. Geliştirilen sistemden alınan sıcaklık değişimi-zaman grafiği



Şekil 3.24. Geliştirilen sistemden alınan nem değişimi-zaman grafiği



Şekil 3.2. Geliştirilen sistemden alınan radon değişimi-zaman grafiği

### 3.2.5. Geliştirilen sistemin çalışma sahasına yerleştirilmesi

03.06.2011 tarihinden 16.08.2011 tarihine kadar geliştirilen radon izleme sisteminin laboratuvar ortamı kararlılık testlerine devam edilmiştir. Sistem kararlı olarak değerlendirildikten sonra 16.08.2011 tarihinde sismik yönden aktif olan Urla'daki çalışma sahasına yerleştirilmiştir (Sezer, 2004; Emre ve ark., 2005). Sistem ve AT-210 nem sensörü 1 m derinliğindeki çukura, çukurun dibi çakıl taşları ile dolu olacak şekilde gömülmüştür (Şekil 3.26) (Chyi et al. 2005). Ayrıca tez çalışmasını tutarlı ve geçerli kılmak için, enstitümüze ait diğer bir gerçek zamanlı radon izleme sistemi olan Alphameter 611 de aynı tarihte aynı nokta üzerine yerleştirilmiştir. Bu tarihten itibaren çalışma alanının radon sayım değerleri, toprak sıcaklık verisi ve bağıl nem yüzdesi gerçek zamanlı olarak her iki sistemden de takip edilmektedir.



Şekil 3.26. Geliştirilen sistemin çalışma sahasına yerleştirilmesi

### 3.3. Nükleer İz Kazıma Dedektörleri (LR-115) ile Toprak Gazı Radon Ölçümleri

Çalışma yapılan sahadaki radon konsantrasyon profilinin çıkarılabilmesi için katı hal iz kazıma dedektörleri (LR-115) kullanılarak 24 Eylül - 16 Aralık 2011 tarihleri arasında radon konsantrasyon değişimleri izlenmesi yapılmıştır. Katı hal nükleer iz kazıma dedektörleri pasif, kararlı, duyarlı, ucuz ve kullanışlı olmaları sebebiyle farklı tipteki iyonlaştırıcı radyasyonun kaydedilmesine olanak sağlayan ve geniş ölçekte yararlanılan materyallerdir. Bu dedektörler temel olarak mineral, kristal, plastik içeren, elektriksel olarak yalıtılmış katı materyallerden meydana gelmektedir. İyonlaştırıcı radyasyon, dedektöre çarptığında dedektör

materyalinde gizli iz adı verilen hasara yol açmaktadır. Gizli izler ya elektron mikroskopuyla ya da detektörlere kimyasal ve elektrokimyasal iz kazıma metotları uygulandıktan sonra optik mikroskop altında görülebilmektedirler (İç hedef, 2011). Geliştirilen gerçek zamanlı izleme sisteminin bulunduğu sahanın çevresinde dokuz adet istasyonda LR-115 film detektörleri kullanılarak radon gazı konsantrasyon değişimleri incelenmiştir. Geliştirilen sistemin bulunduğu noktanın ve çevresindeki istasyonlara ait veriler Çizelge 3.9'da verilmektedir.

Çizelge 3.13. İstasyon verileri

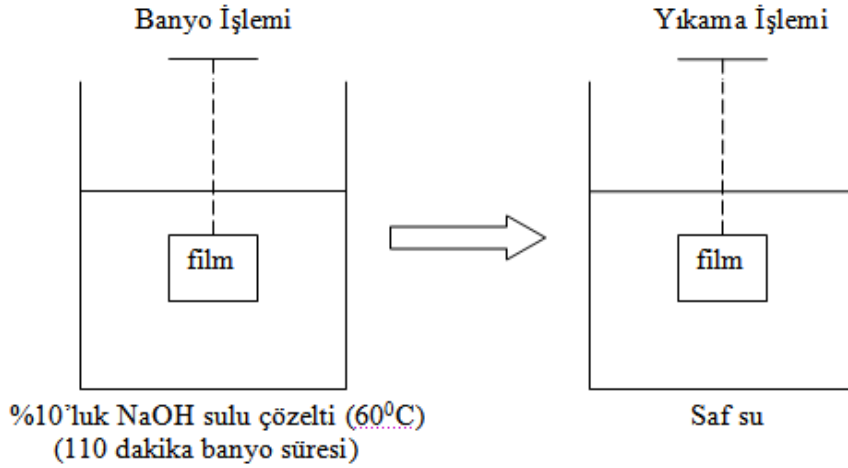
İstasyon adı	Rakım (m)	Koordinatlar
<b>Geliştirilen sistem ve 1U2</b>	34	38° 19' 21" K 26° 38' 10" D
<b>1U1</b>	32	38° 20' 22.45" K 26° 38' 6.70" D
<b>1U3</b>	62	38° 20' 17.18" K 26° 42' 43.91" D
<b>2U1</b>	55	38° 15' 58.64" K 26° 33' 24.45" D
<b>2U2</b>	93	38° 17' 45.09" K 26° 36' 28.56" D
<b>2U3</b>	79	38° 17' 1.52" K 26° 40' 3.73" D
<b>3U1</b>	112	38° 16' 24.41" K 26° 37' 12.81" D
<b>3U2</b>	67	38° 15' 50.41" K 26° 41' 30.75" D
<b>3U3</b>	89	38° 14' 8.28" K 26° 38' 36.49" D

LR-115 film detektör ölçümleri için PVC borulardan 30 cm yüksekliğinde tüpler oluşturulmuştur. Bu tüpler, ölçüm istasyonlarına hemen hemen tamamı toprak altında kalacak şekilde yerleştirilmiştir. Daha sonra tüplerin içerisine ters kapanmış şekilde detektörlerle eşit hacimlerde ölçüm alınması için kavanozlar yerleştirilmiştir. PVC tüplerin kapakları ve kavanozların dip kısmına açılan ufak delikten geçirilen telin ucuna detektörler yerleştirilmiştir. 2 cm x 2 cm boyutundaki filmler 3 ile 4 haftalık sürelerde toprak içinde bırakılmışlardır (Şekil 3.27).



Şekil 3.27. LR-115 film detektörlerle toprak gazı radon ölçümlerinde ölçüm düzeneklerinin oluşturulması

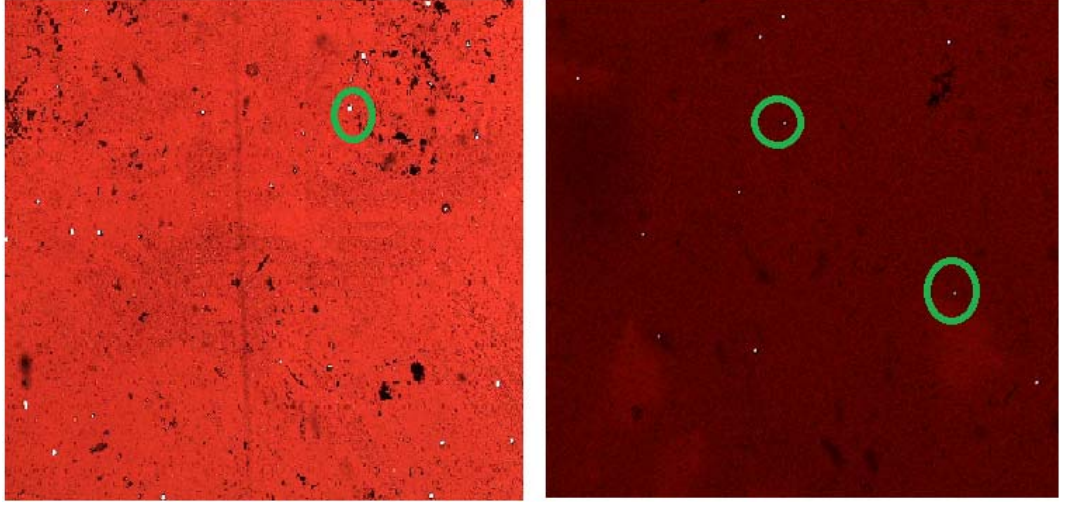
Filmler, %10'luk NaOH çözeltisinde  $60^{\circ}\text{C}$  sıcaklıkta 110 dakika banyo edilmiştir. Gereken banyo süresi sonunda filmler çözeltiden çıkarılarak saf su ile yıkanıp bir süre de saf su içinde bekletilmiştir (Şekil 3.28).



Şekil 3.28. LR-115 film detektörlerinin banyo edilmesi

Filmlerin okunması ve izlerin sayılması filmlerin dijital görüntüleri üzerinden yapılmıştır. Bunun için bir dijital mikroskop ve yazılımı kullanılmıştır. Film okumalarında temel alınan, birim yüzeydeki noktaların sayısıdır. Bir film üzerinde farklı yerlerde birim alanlar (1mm x 1mm) da sayılan noktaların ortalaması bir film için (1 cm x 1 cm alan için ortalama sayım 100 ile çarpılmıştır.) sayım olarak belirlenmiştir. Milimetrik karelere sahip bir ölçü camı ile birlikte mikroskop altına koyulan filmdeki izler, herhangi bir okuma yazılımı kullanılmadan, monitörden sayılmıştır (Şekil 3.29). Sayılan izler  $\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$

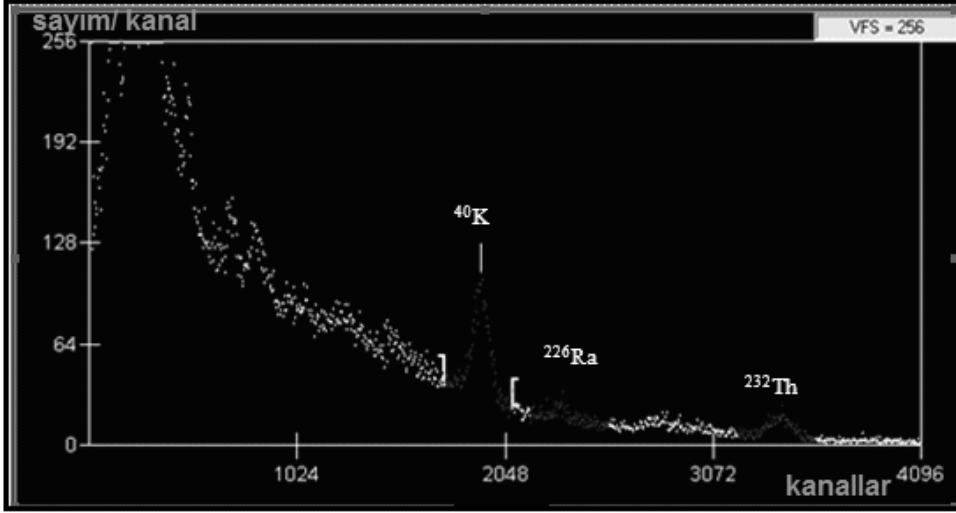
biriminden İçhedef'in (2011) filmler için tespit ettiği dönüşüm katsayısı 0,0217  $\text{kBq m}^{-3}/\text{iz cm}^{-2} \text{ gün}^{-1}$  kullanılarak  $\text{kBq m}^{-3}$  birimine çevrilmiştir (İçhedef, 2011).



Şekil 3.29. Filmlerin ve izlerin mikroskop altındaki görüntüsü

#### 3.4. $^{226}\text{Ra}$ , $^{232}\text{Th}$ ve $^{40}\text{K}$ konsantrasyonlarının belirlenmesi

$^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  ve  $^{40}\text{K}$  konsantrasyonlarının belirlenmesi için çalışma sahasından alınan toprak örneğinin yaş kütlesi tartılmış ve daha sonra örnek etüvde kurutulmuştur. Kurutulan örnek 2 mm elekten geçirilmiş ve özel kaplara koyularak hava almayacak şekilde silikonla kapatılmıştır. Kapatılan örnek; radyum ve ürünleri arasında radyoaktif dengenin oluşması için 43 gün süre ile ölçümden önce bekletilmiştir. Doğal radyoaktivite ölçümleri gama spektroskopik yöntemi ile (Şekil 3.30) gerçekleştirilmiştir.



Şekil 3.30. NaI (Tl) detektörlü gama spektrometresinde alınan örnek gama spektrumu

Çalışmada 3 x 3 inçlik NaI(Tl) sintilasyon dedektörlü gama spektrometresi kullanılarak doğal radyoaktivite ölçümü gerçekleştirilmiştir. Kullanılan gama spektrometre sistemi NaI(Tl) sintilasyon dedektörü, fotoçoğaltıcı tüp, Canberra AMP/TSCA (Model 2015A) Amplifier, Canberra Multiport II ve Genie 2000 yazılımından oluşmaktadır. Detektör sistemini çevreleyen kurşun zırh çevreden gelebilecek radyasyonu en aza indirilmesi amaçlanmıştır. Çalışmada  $^{40}\text{K}$  konsantrasyonları 1,46 MeV enerjili gama pikinden,  $^{226}\text{Ra}$  konsantrasyonları  $^{214}\text{Bi}$ ' ün 1,76 MeV enerjili gama pikinden ve  $^{232}\text{Th}$  konsantrasyonları  $^{208}\text{Tl}$ ' nın 2,61 MeV enerjili gama pikinden yararlanılarak tayin edilmiştir (Bolca et al., 2006). Standartlar, örnek ve art ortam sayımları 14400 s (4 saat) süre alınmıştır. Bu süre radyonüklidlere ait piklerin verimli olarak tayin edileceği minimum süre olarak bulunmuştur. Her örnekteki radyoaktivitenin belirlenmesi için sayımlar en az üç kez tekrar edilmiştir. Bu çalışmada % 52,45 potasyum, 118 ppm uranyum ve 600 ppm toryum standartlar kullanılmıştır.

### 3.5. İstatistiksel Değerlendirmeler

Tez çalışmasında 15 dakikalık aralıklar ile yapılan sıcaklık, nem ve alfa sayım hızları arasındaki ilişki SPSS 16 deneme sürümü yazılımı kullanılarak değerlendirilmeye çalışılmıştır. Çalışma noktasından alınan sıcaklık, nem ve alfa sayım verileri arasındaki ilişki varyans analizine tabi tutulmuş ve Spearman

Korelasyonu yapılmıştır. Bu değerlendirmeden elde edilen sonuçlar 4. Bölüm’de yer almaktadır.

## 4. BULGULAR ve TARTIŞMA

### 4.1. Ölçüm sahasındaki $^{226}\text{Ra}$ , $^{232}\text{Th}$ ve $^{40}\text{K}$ Sonuçları

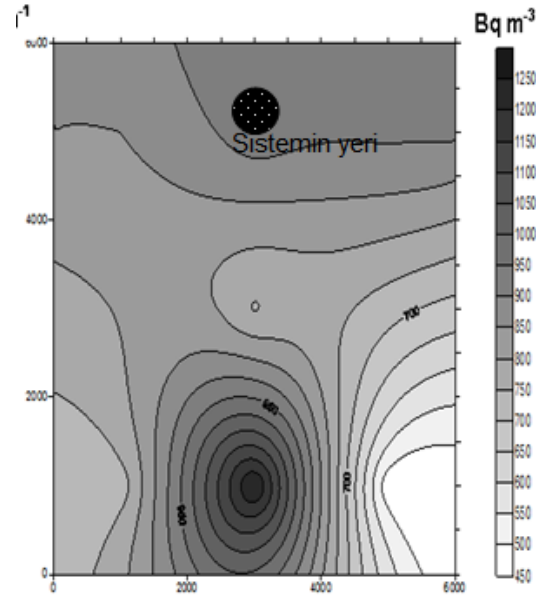
Ölçüm sahasından alınan örnekte  $^{226}\text{Ra}$  konsantrasyonu  $47,1 \text{ Bq kg}^{-1}$ ,  $^{232}\text{Th}$  konsantrasyonu  $40,8 \text{ Bq kg}^{-1}$  ve  $^{40}\text{K}$  konsantrasyonu  $377,8 \text{ Bq kg}^{-1}$  olarak belirlenmiştir. UNSCEAR tarafından dünya genelinde topraklardaki ortalama  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{232}\text{Th}$  ve  $^{40}\text{K}$  konsantrasyonları sırasıyla 35 (17–60), 30 (11–64) ve 400 (14–850)  $\text{Bq kg}^{-1}$  verilmektedir (UNSCEAR, 2000). Sonuçlar incelendiğinde bölge topraklarında ölçülen konsantrasyonların dünya ortalamalarına yakın olduğu görülmektedir. Geliştirilen sistemin yerleştirildiği noktada herhangi bir tarımsal aktivite olmadığından suni gübrelerin getirdiği  $^{40}\text{K}$  katkısının olmadığı varsayılmaktadır.

### 4.2. Toprak Gazı Radon Konsantrasyonları

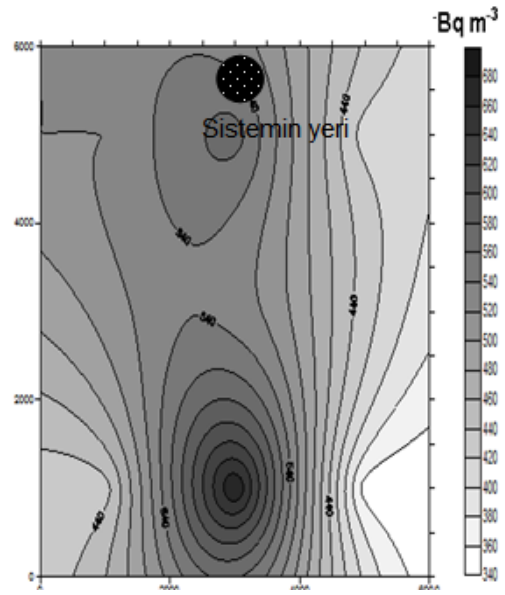
Çalışma noktası ve civarındaki toprak gazı radon konsantrasyonları, LR–115 iz kazıma detektörleri, geliştirilen gerçek zamanlı izleme sistemi ve enstitümüze ait Alphameter 611 cihazı kullanılarak alınmıştır.

#### 4.2.1. İz kazıma detektörleri (LR–115) sonuçları

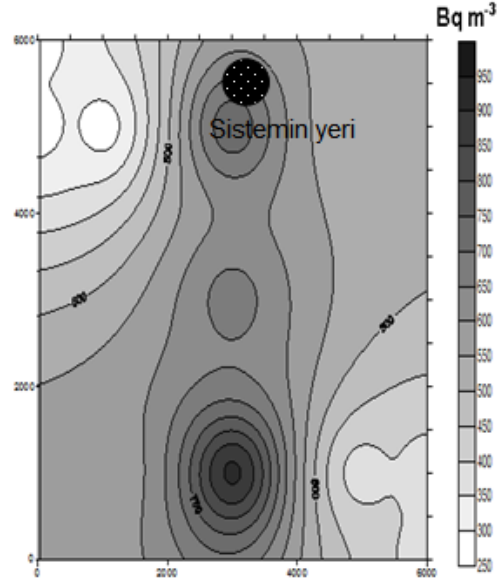
LR-115 film detektörler kullanılarak dokuz istasyonda yapılan radon gazı izleme çalışmasında radon konsantrasyonları  $0,28$  ile  $1,26 \text{ kBq m}^{-3}$  arasında bulunmuştur. İstasyonların ortalama radon konsantrasyonları  $0,57$  ile  $0,86 \text{ kBq m}^{-3}$  olmuştur. Geliştirilen gerçek zamanlı izleme sisteminin bulunduğu noktanın radon konsantrasyon değerleri ortalama konsantrasyonların biraz (min=  $0,71 \text{ kBq m}^{-3}$ ; maks.=  $1,12 \text{ kBq m}^{-3}$ ) üzerinde yer almaktadır. Tarihlerle göre istasyonların radon konsantrasyonlarının Surfer 8.0 programı deneme sürümü kullanılarak çizilen dağılımı Şekil 4.1; Şekil 4.2 ve Şekil 4.3'te verilmektedir.



Şekil 4.1. 24 Eylül 2011–22 Ekim 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları



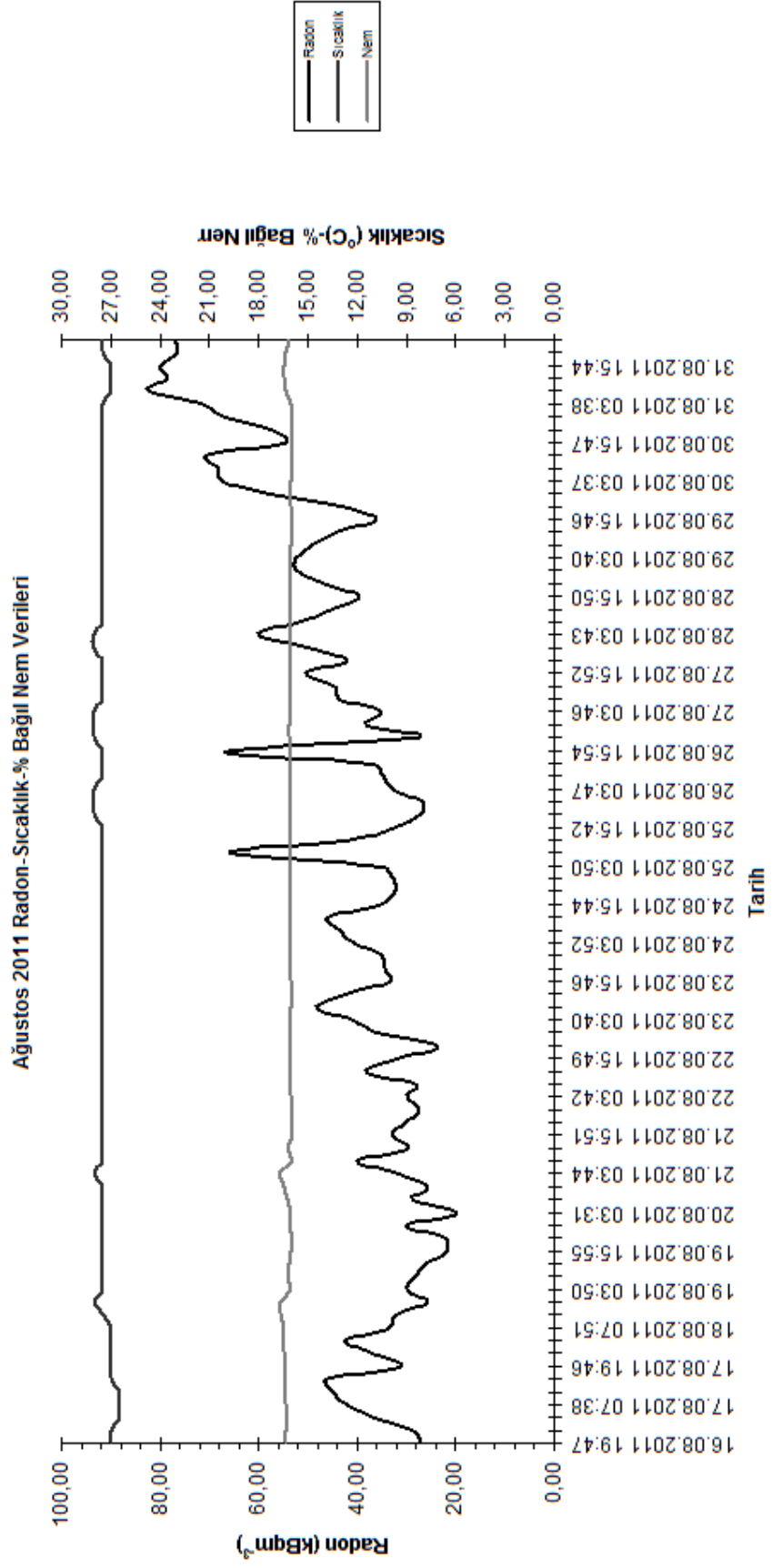
Şekil 4.2. 22 Ekim 2011–26 Kasım 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları



Şekil 4.3. 26 Kasım 2011–16 Aralık 2011 tarihleri arasında LR-115 filmler ile ölçülen radon konsantrasyonları

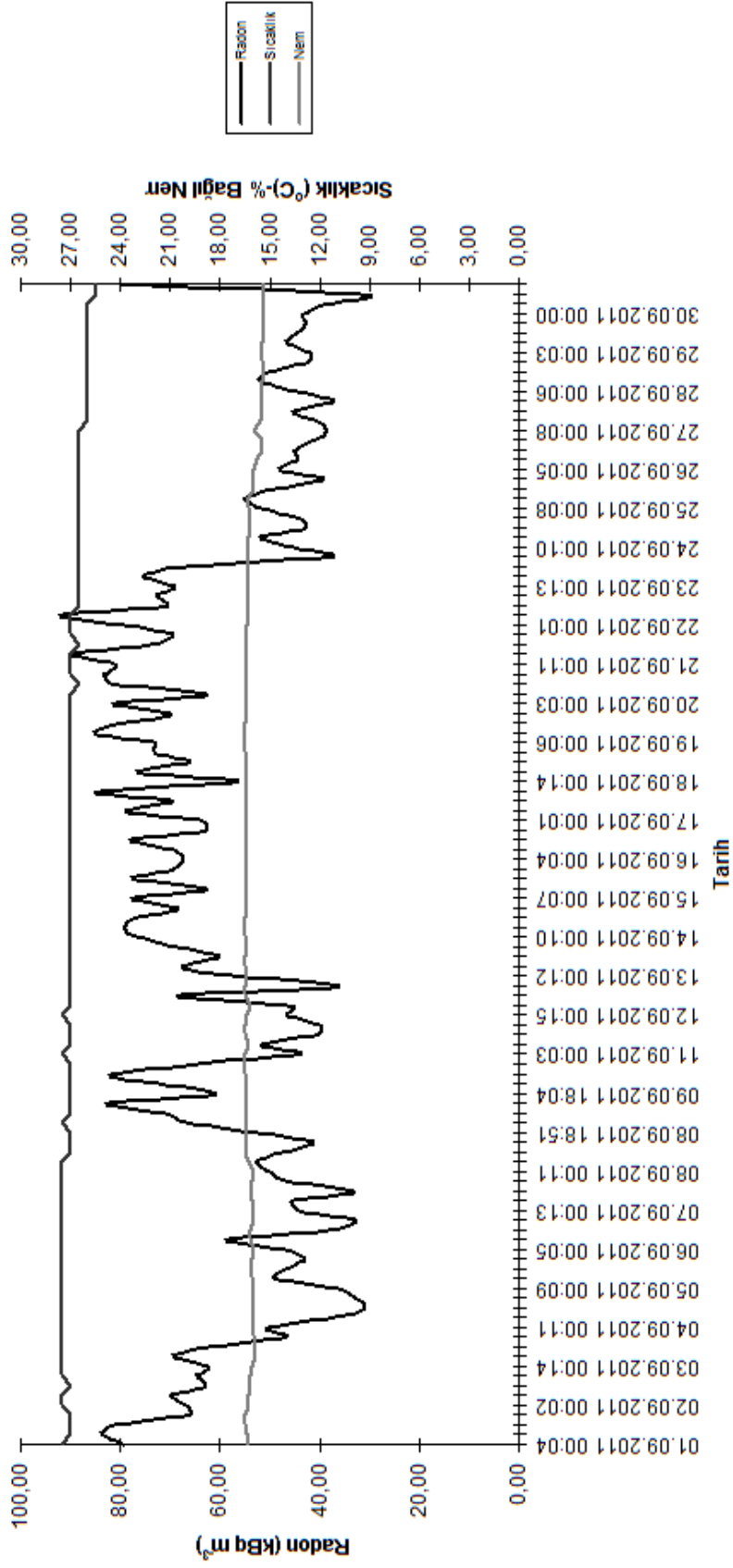
#### 4.2.2. Geliştirilen eş zamanlı izleme sisteminden alınan veriler

16.08.2011 tarihinden itibaren 15.12.2011 tarihine kadar eş zamanlı izleme sisteminden alınan sıcaklık, nem ve radon verileri tarihlere bağlı olarak Şekil 4.4; 4.5; 4.6; 4.7; 4.8 ve 4.9’da verilmektedir. Geliştirilen sistemden alınan radon gazı konsantrasyon değerleri ile film detektörlerden elde edilen konsantrasyon değerlerinin uyumlu olduğu göze çarpmaktadır. Ekim ayının altısından itibaren radon çıkışlarında gözlemlenen anomali artışlar hem film detektörler hem de geliştirilen sistem tarafından belirlenebilmiş ve bu radon konsantrasyon artışı arkasından 13 Ekim 2011 tarihinde İzmir Körfezi’nde çalışma yerine uzaklığı yaklaşık 16 km olan 3,9 şiddetinde ve 7,4 km derinliğinde bir deprem meydana gelmiştir. Daha sonra konsantrasyonlarda bir azalma gözlenmiştir. İzmir Körfezi’nde 4 Aralık 2011 tarihinde başlayıp 5 Aralık 2011 tarihinde sona eren ve şiddeti 3,2 ile 5,1 arasında değişen depremler zincirinden önce 30 Kasım 2011 tarihinden itibaren radon gazı konsantrasyonlarında anomali artışlar bulgulanmış ve 16 Aralık 2011 tarihinden itibaren radon konsantrasyonlarında tekrar azalma baş göstermiştir.



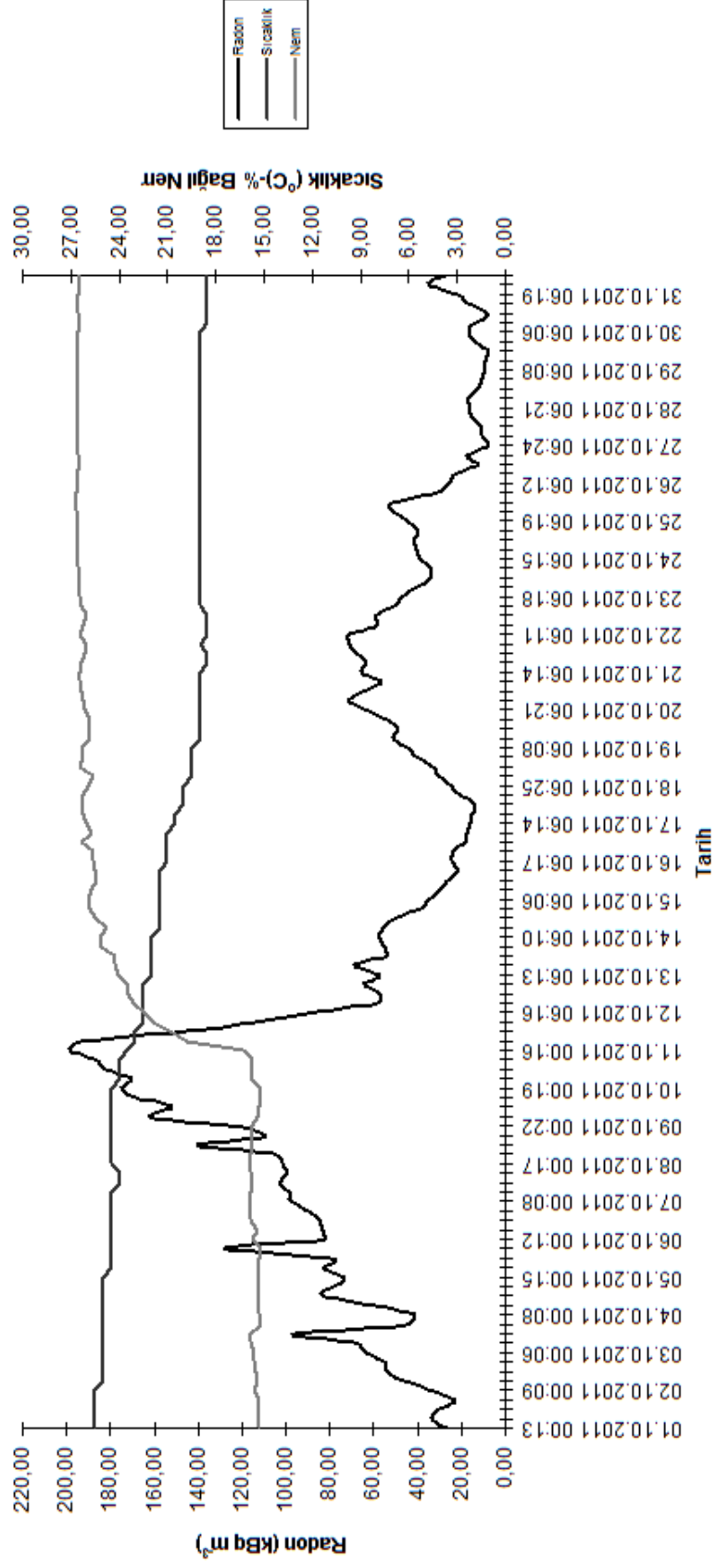
Şekil 4.4. Ağustos 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri

Eylül 2011 Radon-Sıcaklık-% Bağıl Nem Verileri



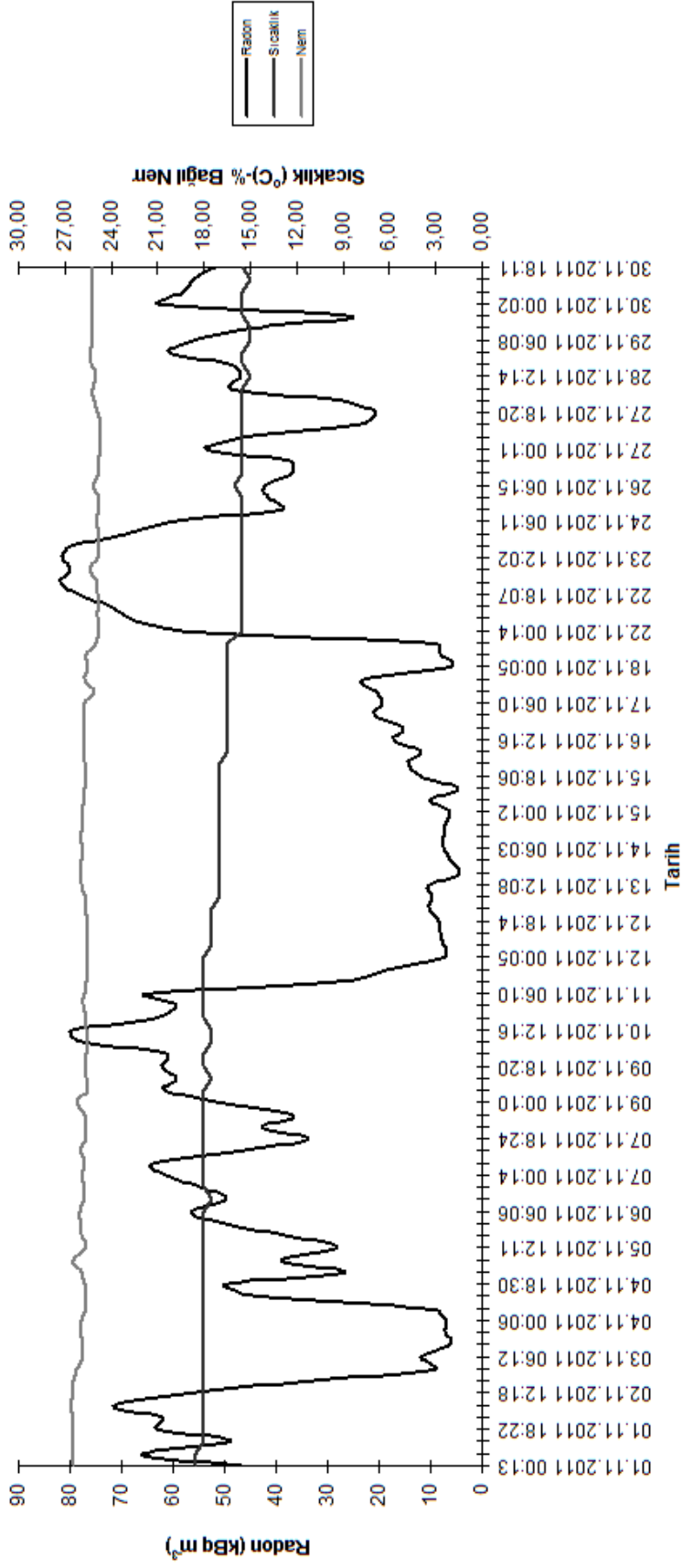
Şekil 4.5. Eylül 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri

Ekim 2011 Radon-Sıcaklık-% Bağıl Nem Verileri

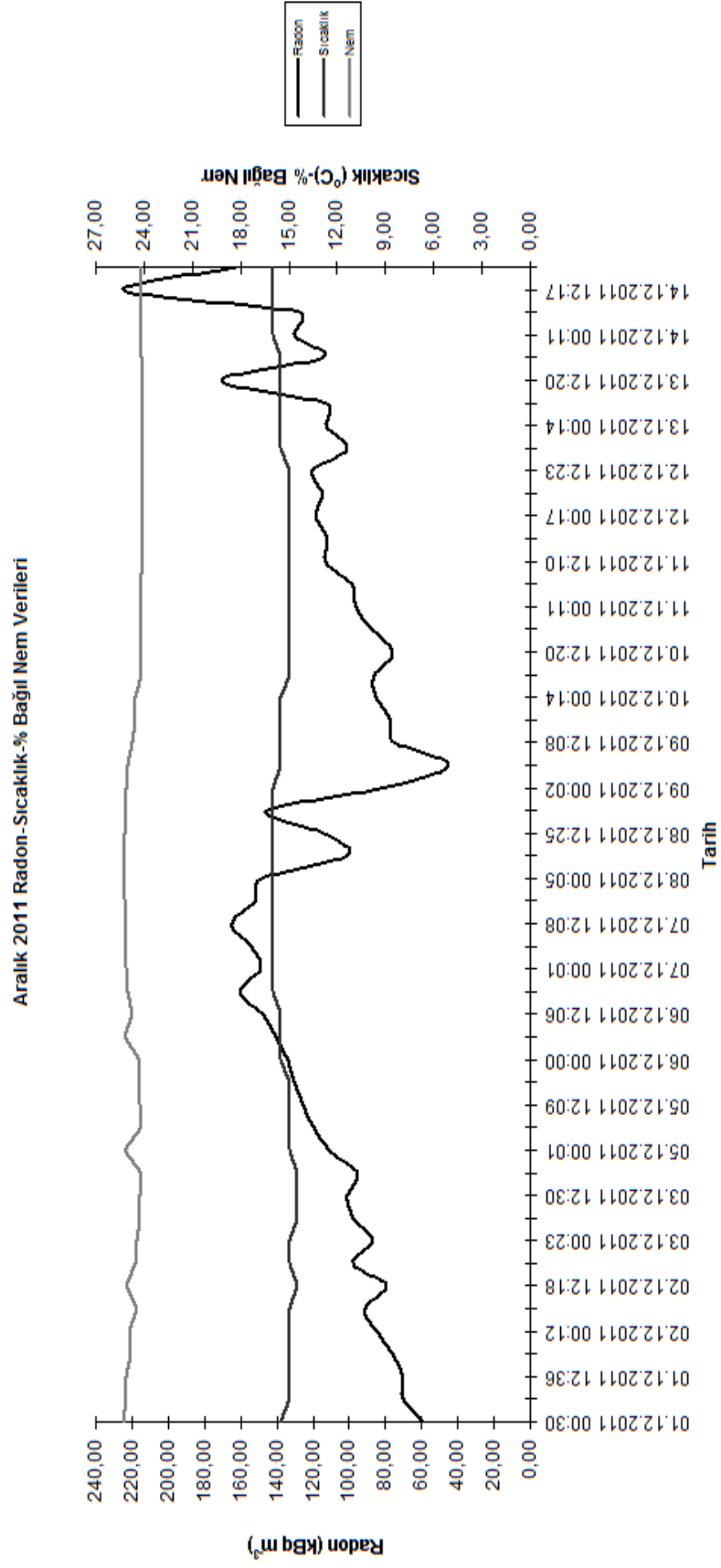


Şekil 4.6. Ekim 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri

Kasım 2011 Radon-Sıcaklık-% Bağıl Nem Verileri

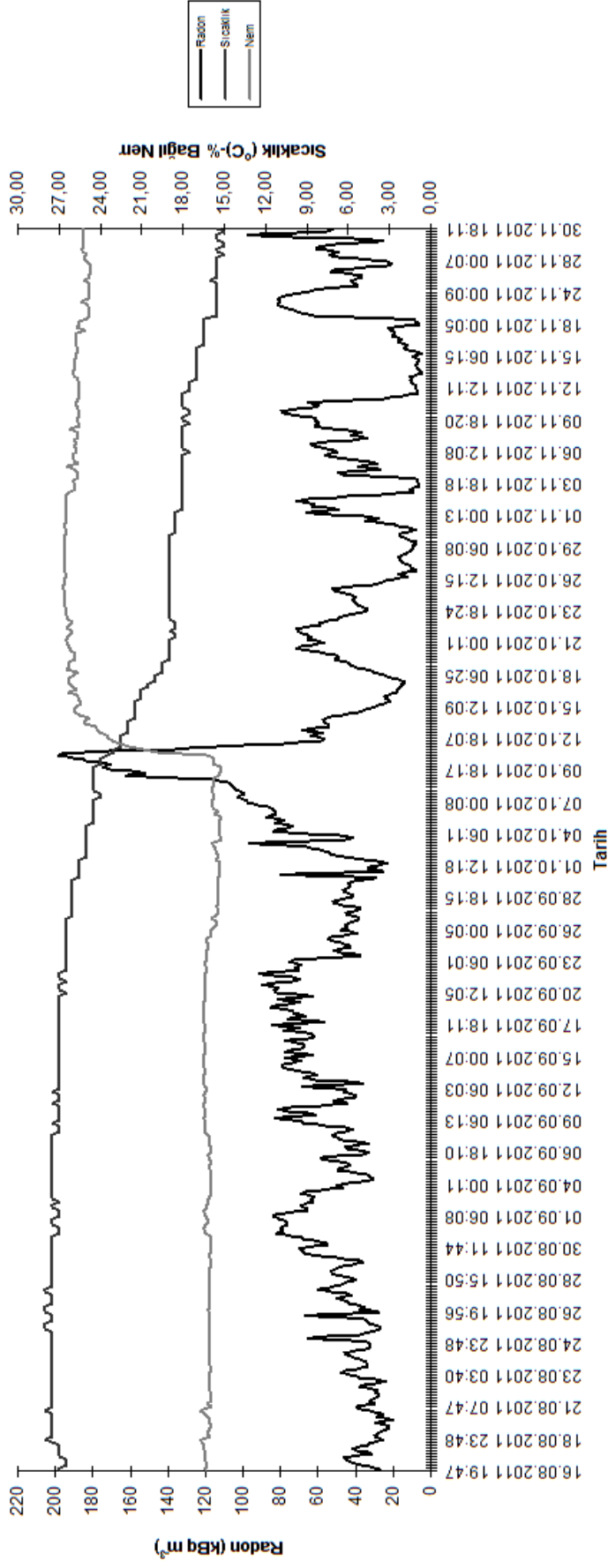


Şekil 4.7. Kasım 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri



Şekil 4.8. Aralık 2011 radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri

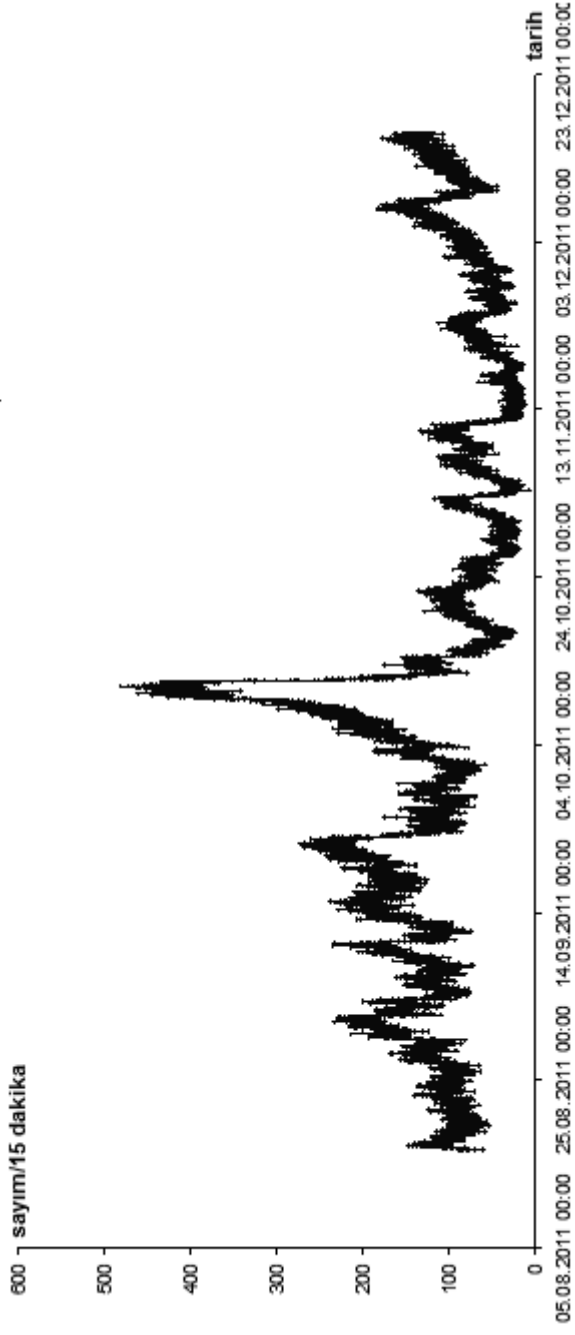
Ağustos 2011-Kasım 2011 Radon-Sıcaklık-% Bağıl Nem Verileri



Şekil 4.9. Geliştirilen sistemden Ağustos 2011 ile Kasım 2011 tarihleri arasında tarhe göre alınan radon-sıcaklık-% bağıl nem verileri

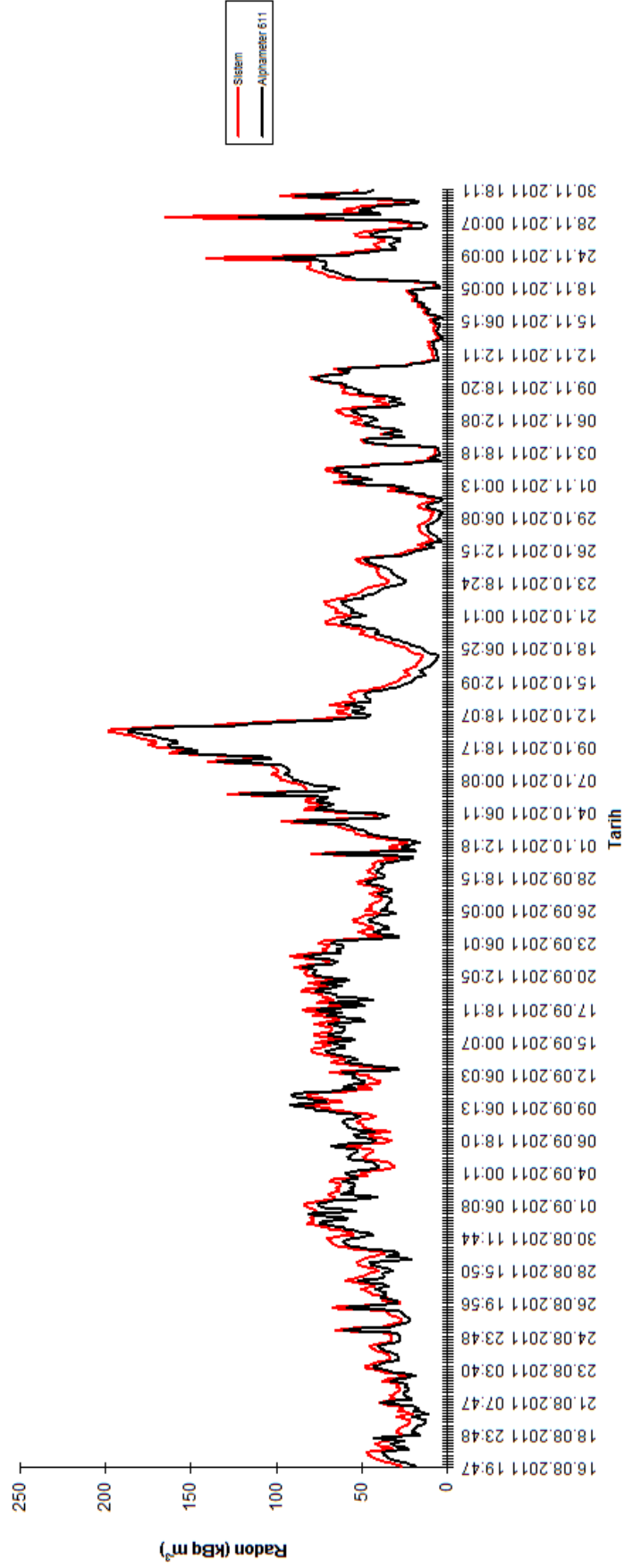
#### **4.2.3. Alphameter 611'den ve geliştirilen sistemden gerçek zamanlı olarak alınan verilerin karşılaştırılması**

Geliştirilen gerçek zamanlı izleme sistemi ile aynı tarihte çalışma sahasına yerleştirilen Alphameter 611 detektörü ile 23.12.2011 tarihine kadar alınan veriler Şekil 4.10'da verilmektedir. Alphameter 611 detektöründen alınan radon verileri ile geliştirilen sistem arasında radon gazı çıkışlarına karşı verilen yanıtların birbirine paralel olduğu tespit edilmiştir (Şekil 4.11). Ancak Alphameter 611 detektörünün duyarlı yüzeyinin  $300 \text{ mm}^2$  olması nedeniyle etkileştiği alfa taneciklerine karşılık verdiği sayımlar, geliştirilen sistemdeki detektörün ( $450 \text{ mm}^2$  duyarlı yüzeyli) verdiği sayımlardan yaklaşık olarak % 20 daha düşük olduğu bulunmuştur. Her iki sistem de radon konsantrasyon artış ve azalmalarına aynı tepkiyi vermiştir. Buradan geliştirilen sistemin toprakta radon gazı konsantrasyon değişimlerinin izlenmesinde rahatlıkla kullanılabileceği düşünülmektedir.



Şekil 4.10. Alphameter 611 sisteminden 16.08.2011 ile 15.12.2011 tarihleri arasında tarihe göre alınan radon sayımları

Ağustos 2011-Kasım 2011 tarihleri arasında her iki sistemden alınan radon konsantrasyonlarının karşılaştırılması



Şekil 4.11 . Geliştirilen sistemden ve Alphaneter 611 sisteminden 16.08.2011 ile 130.11.2011 tarihleri arasında alınan radon sayımları

### 4.3. İstatistiksel değerlendirme sonuçları

İstatistiksel değerlendirmeler için SPSS 16 yazılımı kullanılarak radon sayımları, sıcaklık ve nem arasında korelasyon durumuna bakılmıştır. Normal dağılım sınaması uygulanacak istatistiksel testlerin belirlenmesinde önem taşımaktadır. Veriler normal dağılıma uygunluk gösterdiğinde parametrik testler normal dağılım göstermediğinde ise parametrik olmayan (non-parametrik) testler uygulanmaktadır. Bu amaçla radon verilerinin normal dağılım gösterip göstermediği sınanmış ve verilerin normal dağılıma uymadığı belirlenmiştir. Veriler normal dağılıma uygun olmadığından parametrik olmayan Spearman testi yapılmıştır. Toprak sıcaklığı ile toprak nemi arasında negatif güçlü bir korelasyon ( $c = 0,631$ ); toprak sıcaklığı ve radon sayımları arasında ise negatif zayıf bir korelasyon ( $c = 0,118$ ) elde edilmiştir. Toprak nemi ile radon sayımları arasında da negatif zayıf bir korelasyon ( $c = 0,231$ ) saptanmıştır.

## 5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışmada topraktaki radon gazı konsantrasyonları, toprak sıcaklığı ve bağıl toprak nemini eş zamanlı olarak izleyen bir sistem geliştirilmiştir. Geliştirilen bu sistemde radon gazından gelen alfaları sayan çok düşük gerilimli (+24 volt) çalışabilen silikon yüzey engelli bir detektör kullanılmıştır. Geliştirilen sistemin laboratuvar test çalışmaları sonunda katı açısının 10 mm'deki <sup>241</sup>Am kaynak için % 17,95 ± 4, 20 mm'deki <sup>241</sup>Am kaynak için % 7,00 ± 3 ve 30 mm'deki <sup>241</sup>Am kaynak için % 3,55 ± 2 olduğu tespit edilmiştir. Detektörün verimi ise <sup>241</sup>Am kaynak için % 4,88 olarak hesaplanmıştır.

Laboratuvarda test aşamasından sonra çalışma durumundaki sistem İzmir-Urla çalışma alanına yerleştirilmiş ve ölçüm alınmaya başlanmıştır. Belli periyot aralığında, sistemden düzenli olarak radon sayımı, toprak sıcaklığı ve toprak nemi verileri alınmıştır. Çalışma sahasına daha önce yerleştirilen başka bir radon deteksiyon sisteminden (Alphameter-611 radon ölçüm sistemi) alınan veriler mevcut sistem ile karşılaştırılmıştır. Geliştirilen sistemin verdiği radon sayımlarının Alphameter-611 detektör sisteminin verdiği sayımlar ile uyumlu olduğu görülmüştür. Her iki sistemin aktif yüzey alanı farklılığı nedeniyle mevcut sistemin verdiği sayım değerlerinin yaklaşık olarak % 20 fazla alındığı tespit edilmiştir. Geliştirilmiş olan radon ölçüm sistemi ile eş zamanlı olarak radon konsantrasyon değerleri takip edilebilmekte, ana karttaki giriş kanalları vasıtasıyla farklı sensörlerin yerleşimine olanak sağlanabilmekte ve uzaktan erişim kullanılarak sayım aralığı ayarlanabilmektedir. Ayrıca geliştirilen sistemin maliyeti de diğer sistemlere göre oldukça düşüktür.

Sistemden elde edilen verilere bakıldığında, Ağustos ayından Ekim ayının başına kadar radon değişimleri ortalama olarak seyrederken 6 Ekim tarihinden itibaren radon gaz çıkışında bir artış gözlenmiş ve 13 Ekim 2011 tarihinde İzmir Körfezi'nde 3,9 şiddetinde bir deprem oluşmuştur (Bkz. Şekil 4.9). Daha sonra konsantrasyonlarda bir azalma gözlenmiştir. İzmir Körfezi'nde 4-5 Aralık 2011 tarihlerinde meydana gelen ve şiddetleri 3,2 ile 5,1 arasında değişen depremler zincirinden önce radon gazı konsantrasyonlarında artışlar gözlenmiş ve deprem

sonrasında ise radon konsantrasyonlarında azalmalar olmuştur (Bkz. Şekil 4.9). 24.10.2011 tarihinde 2,9 şiddetinde İzmir Körfezi'nde meydana gelen bir diğer deprem de ise radon çıkışında çok büyük artışlar gözlenmemiştir. Ayrıca LR-115 film detektörler ile bölgenin radon çıkışları belirlenmiştir. Film detektörler ile bulunan sonuçlar ile sistemin verilerinin uyumlu olduğu görülmüştür.

Topraktaki nem ve sıcaklık faktörlerine baktığımızda iklim şartlarına bağlı olarak farklılık gösterdiği belirlenmiştir (Bkz. Şekil 4.9). Tüm veriler değerlendirildiğinde geliştirilen sistemin, yer kabuğu hareketlerinde farklı değişimler gösteren toprak gazı radon ölçümleri için kullanılabilir olacağını göstermektedir. Aynı zamanda deprem tahmin çalışmalarında bir çok faktörün de birlikte değerlendirilmesi gerektiği ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle mevcut sistemimizde olduğu gibi nem ve sıcaklığın yanında sismik aktivite ile ilişkili diğer parametrelerin de sürekli ölçülmesinde yarar vardır. Bu tür çalışmaların jeolojik yapıyı da içine alacak şekilde genişletilmesi ve bir istatistiksel model ile değerlendirilmesi önem kazanmaktadır.

## KAYNAKLAR DİZİNİ

- Abumurad, K.,M. and Al-Tamimi, M.**, 2001, Emanation power of radon and its concentration in soil and rocks, *Radiation Measurements* 34 (2001) 423–426
- Abumurad, K.M., Atallah, M., Kullab, M.K. and Ismail, A.**, 1997, Determination of radon soil concentration levels in the governorate of Irbid, Jordan, *Radiation Measurements*, 28 (1-6), 585-588.
- Aggarwal, Y., Sykes, J. and Armbruster, J.**, 1973, Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes, *Nature* 241, 101-104.
- Ahmed N., K.**, 2005, “Measurement of natural radioactivity in building materials in Qena city, Upper Egypt”, *Journal of Environmental Radioactivity* 83 (2005) 91e99
- Alekseev, V.A. and Alekseeva, N.G.**, 1995, On relation between fluxes of metals in waters and radon in Turkmenistan region of seismic activity. *Radiation Measurements* 25 (1–4), 637–639.
- Allen, C., R.**, 1976, Responsibilities in earthquake prediction, *Bulletin of seismology, Association of seismology USA* 66, 2069-2074
- Allier, C.P., Valk, H., Huizenga, J., Bom, V.R., Hollander, R.W. and van Eijk, C.W.E.**, 1998, Comparative Study of Silicon Detectors, *IEEE Transactions on Nuclear Science*, Vol. 45, No. 3, pp: 576-580
- Balcazar, M., Chavez, A. and Pina, G.**, 1999, Radon detection system, design, test and performance, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A* 422 (1999) 809D811
- Barretto, P., M., C.**, Radon-222 emanation characteristics of rocks and minerals International Atomic Energy Agency. IAEA\_PL-565/1 (1975), pp. 129–150 Vienna
- Baubron J., Rigo, A. and Toutain, J.**, 2002, Soil gas profiles as a tool to characterise active tectonic areas: the Jaut Pass example (Pyrenees, France), *Earth and Planetary Science Letters* 196 (2002) 69-81

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Baykara O., Karatepe S. and Doğru, M.,** 2010, Assessments of natural radioactivity and radiological hazards in construction materials used in Elazığ, Turkey Radiation Measurements 46 (2011) 153e158.
- Baykara, O. and Doğru, M.,** 2006, Measurements of radon and uranium concentration in water and soil samples from EastAnatolianActive Fault Systems (Turkey), Radiation Measurements, 41, 362–367.
- Birchard, G.F. and Libby, W.F.,** 1980. Soil radon concentration changes preceding and following four magnitude 4.2–4.7 earthquakes on the San Jacinto Fault in Southern California. Journal of Geophysical Research 85 (B6), 3100–3106.
- Bossew, P.,** 2003, The radon emanation power of building materials, soils and rocks, Applied Radiation and Isotopes, 59 (5-6), 389-392.
- Bossus, D.W.A.,** 1984, Emanating power and specific surface area, Radiation Production Dosimetry, 7 (1-4), 73-76.
- Brai, M., Basile, S., Bellia, S., Hauser, S., Puccio, P., Rizzo, S., Bartolotta and A., Licciardello, A.,** 2002, Environmental radioactivity at Stromboli (Aeolian Islands), Applied Radiation and Isotopes 57 (2002) 99–107
- 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.
- Chambaudet, A., Klein, D. and Voytchev, M.,** (1997), Study of the response of silicon detectors for alpha particles, Radiation Measurements, Vol. 28, Nos I-6, pp: 127-132.
- Chauhana, R.P., Nainb, M. and Kantc, K.,** 2008, Radon diffusion studies through some building materials: Effect of grain size, Radiation Measurements 43 (2008) S445–S448

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Chavez, A., Segovia, N., Garcia, J., M. and Magadan V., H.,** 2003, Improvement of an automatic device for soil radon measurements, Proceedings of ICGG7 (2003): 57–58
- Chyi, L., L., Young, T., C., Y., Yang, F., T. and Chen C., Y.,** 2005, Soil gas radon spectra and earthquakes, TAO, Vol. 16, No. 4, 763-774.
- Clements, W.E. and Wilkening, M.H.,** 1974. Atmospheric pressure effects on radon-222 transport across the earth–air interface. Journal of Geophysical Research 79, 5025–5029.
- Cosma, C., Dancea, F., Jurcut, T. and Ristoiu, D.,** 2001, Determination of  $^{222}\text{Rn}$  emanation fraction and diffusion coefficient in concrete using accumulation chambers and the influence of humidity and radium distribution, Applied Radiation and Isotopes, 54, 467-473.
- Cothorn, R.C. and Smith, J.E.,** 1987, Environmental Radon, Environmental Science Research, Plenum Press, New York and London.
- Crockett, R.G.M., Gillmore, G.K., Phillips, P.S., Denman, A.R. and Groves-Kirkby, C.J.,** 2006, Radon anomalies preceding earthquakes which occurred in the UK, in summer and autumn 2002. Science of the Total Environment 364, 138–148.
- Currie, J., A.,** 1960, Gaseous diffusion in porous media-Part 2-Dry granular materials, British Journal of Applied Physics, 11,318
- Dewberry, R., A.,** 2004, Calculation of  $^{237}\text{Np}$  and  $^{241}\text{Am}$  detector calibration constants from first principles, Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, Vol. 262, No. 3 (2004) 783.787
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F.,** 2005, İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, MTA Rapor No: 10754, Ankara.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Ercan, A.**, Deprem Olacağı Nasıl Bilinir?, 2001, TMMOB Jeofizik Mühendisleri Odası, Kozan Ofset, Ankara, 360- 23-27-63- 197-198-199-224s.,
- Fleischer, R.L.**, 1997, Radon in earthquake prediction: radon measurements by etched track detectors: applications in radiation protection. In: Durrani, S.A., Ilic, R. (Eds.), Earth Sciences and the Environment. World Scientific, Singapore, pp. 285–299.
- Fleischer, R.L. and Mogro-Campero, A.**, 1985. Association of subsurface radon changes in Alaska and the northeastern United States with earthquakes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49, 1061–1071.
- Font, Ll., BAixeras, C., Moreno, V. and Bach, J.**, 2008. Soil radon levels across the Amer fault. *Radiation Measurements* 43, S319–S323.
- Fraser, A., C., Bernardi, P., McGill, M., Ladd, R., A. and Villard., O., G.**, Low Frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7,1 Loma Prieta Earthquake, *Geophysics Resume Letters* 17, 1465-1468.)
- Garavaglia, M., Braitenberg, C. and Zadro, M.**, 1998. Radon monitoring in a cave of North-Eastern Italy. *Physics and Chemistry of the Earth* 23 (9–10), 949. *Geophysics* 126, 241.
- Ghosh, D.**, 2009, Anomalous radon emission as precursor of earthquake, *Journal of Applied Geophysics* 69 (2009) 67–81
- Girault, F., Gajurel, A.P., Perrier, F., Upreti, B.N. and Richon, P.**, 2011, Radon emanation of heterogeneous basin deposits in Kathmandu Valley, Nepal, *Journal of Asian Earth Sciences*, 40, 595–610.
- Göker, D.**, 2010, Sürekli Toprak Gazı Radon Ölçümlerinin Cbs Destekli Veri Yönetim Sistemi Yardımıyla Olası Deprem Tahminlerinde Kullanılması, İzmir Seferihisar Doğanbey Fay Hattı Örneği, Yüksek Lisans Tezi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 95 s. (yayımlanmamış).

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Gupta, S. K. and Pathwardan, A., M.**, 1988, Earthquake Prediction: Present Status, University of Poona, Pune, 280 pp.
- Günay, T.**, 1997, Orman, Ormansızlaşma, Toprak, Erozyon., Türkiye Erozyonla Mücadele, Ağaçlandırma ve Doğal Varlıkları Koruma Vakfı Yayınları No:1, İstanbul, 71p.
- Hirota, Ui, Moriuchi, H., Takemura, Y., Tsuchida, H., Fujii, I. and Nakamura, M.**, 1988, Anomalously high radon discharge from the Atotsugawa fault prior to the western Nagano Prefecture earthquake (m 6.8) of September 14, 1984. Tectonophysics 152 (1–2), 147–152.
- Honkura, Y. and Isikara, A., M.**, 1991. Multidisciplinary research on fault activity in the western part of the North Anatolian Fault Zone. Tectonophysics 193 (4), 347–357.
- Ilic, R., Rusov, V.D., Pavlovyh, V.N., Vaschenko, V.M., Hanzic, L. and Bondarchuk, Y.A.**, 2005, Radon in Antarctica. Radiation Measurements 40, 415–422.
- Inceoz, M., Baykara, O., Aksoy, E. and Dogru, M.**, 2006. Measurements of soil gas radon in active fault systems: a case study along the North and East Anatolian fault systems in Turkey. Radiation Measurements 41 (3), 349–353.
- İçhedef, M.**, 2011, Radon Difüzyon Hızının Farklı Büyük Toprak Gruplarına Göre Değişimlerinin İncelenmesi, Doktora Tezi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 124 s. (yayımlanmamış).
- İnan, S. and Seyis, C.**, 2010, Soil radon observations as possible earthquake precursors in Turkey, Acta Geophysica vol. 58, no. 5, pp. 828-837
- İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri MTA Raporu**, 2005, İzmir

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- İzmit Deprem Zararlarının Azaltılması Hizmet Merkezi 2003–2005 Faaliyet Raporu**, 2005, Bursa
- Jönsson, G., C. Baixeras, R. Devantier, W. Enge, L. Font, K. Freyer and R. Ghose**, 1999, Soil radon levels measured with SSNTD's and the soil radium content radiation measurements 31 (1999) 291-294.
- Kanamori, P., 2003**, Earthquake prediction: an overview, Caltech Publications Parkfield California 215 pp.
- Kathren, R., 1984**, Radioactivity in the Environment Sources, Distribution and Surveillance Harwood Academic Publishers, OPA, Amsterdam,
- Kemmer, J., Burger, P., Henck, R. and Heijne, E.** (1982), Performance and applications of passivated ion-implanted silicon detectors, IEEE Transactions on Nuclear Science, Vol. NS-29, No. 1, pp: 733-737.
- Ketin , İ., 2005**. Genel Jeoloji Yer Bilimlerine Giriş, İTÜ Vakfı, Ankara, Türkiye 27-159-163s.
- King, C.Y., 1985**. Impulsive radon emanation on a creeping segment of the San Andreas fault, California. Pure and Applied Geophysics 122, 340–352.
- King, C.Y. and Slater, L.E., 1978**. A comparison of soil-gas radon and crustal strain data Earthquake Notes 49 (4), 44.
- Knoll, G., 1989**, Radiation Detection and Measurement Second Edition, John Wiley & Sons Publishers
- Kossobokov, V. and Soloviev, A., 2008**, Forecast/prediction of extreme events: Fundamentals and prerequisites of verification., EUG General Assembly, Vienna. pp. EGU2008–A–07031.
- Kotrappa, P., 2008**, Long term stability of electrets used in electret ion chambers, Journal of Electrostatics, 66, 407–409.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Külahçı, F., İnceöz, M., Doğru, M., Aksoy, E. and Baykara, Ö.,** 2009, Artificial neural network model for earthquake prediction with radon monitoring, *Applied Radiation and Isotopes*, 67, 212–219.
- Lighthill, J.,** 1996, *A Critical Review of VAN*, World Scientific, Singapore.
- Linde, A., T., Suyehiro, K., Miura, S., Sacks, S. and Takagi, A.,** 1994 Episodic aseismic slip, stress distribution and seismicity, *Nature* 334, 513-515
- Martinelli, G.,** 1991. Proc. IAEA Meeting on isotopic and geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruptions, Vienna, p. 48.
- Monnin, M. and Seidel, J.L.,** 1998. An automatic radon probe for earth science studies. *Journal of Applied Geophysics* 39, 209–220.
- Morawska, L. and Phillips, C.R.,** 1993. Dependence of the radon emanation coefficient on radium distribution and internal structure of the materials. *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 1783–1797.
- Moussa, M.M. and El Arabi, A.M.,** 2003. Soil radon survey for tracing active fault: a case study along Qena-Safaga road, Eastern Desert, Egypt. *Radiation Measurements* 37, 211–216 A-G.
- 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
- Neilson, K.K., Rogers, V.C. and Gee, G.W.,** 1984. Diffusion of radon through soils: a pore distribution model. *Soil Science Society of America Journal* 48, 482–487.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- V. Nevinsky, V., I. Nevinsky, I. and T. Tsvetkova, T.,** 2012, Measurements of soil radon in south Russia for seismological application: Methodological aspects, *Radiation Measurements* 47 (2012) 281-291
- Nikezić, D. and Yu, K.N.,** 2004, Formation and growth of tracks in nuclear track materials, *Materials Science and Engineering R*, 46, 51–123.
- Noberio, K.,** 2001, Measurement of soil water content and electrical conductivity by time domain reflectometry: a review, *Computers and Electronics in Agriculture* 31 (2001) 213–237
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. and Kuşçu, İ.,** 2005. Neotectonic structures in the Gulf of İzmir and surrounding regions (western Turkey): evidences of transpressional faulting in the Aegean extensional regime, *Marine geology*, 219, 155-171.
- Okabe, S.,** 1956. Time variation of the atmospheric radon content near the ground surface with relation to some geophysical phenomena. *Memoirs of the College of Science, University of Kyoto, Series A* 28 (2), 99.
- Özgümüş, A., Barillon, R., Chambaudet, A. and Groetz, J.,E.,** 1999, Theoretical study of the radon emanation coefficient for granular material: influence of packing and water, radon in the living environment, 19-23 April 1999, Athens, Greece
- Papastefanou, C.,** 2007 Measuring radon in soil gas and groundwaters: a review, *Annals of Geophysics*, 50, 569-578.
- Planinic, J., Radolic, V. and Culo, D.,** 2000, Searching for an earthquake precursor: temporal variations of radon in soil and water. *FIZIKA B* 9 (2), 75–82.
- Przylibski, K., Tadeusz, A., Bartak, J., Kozak, K. and Mazur, J.,** 2010, New SRDN-3 probes with a semi-conductor detector for measuring radon activity concentration in underground spaces *J Radioanal Nucl Chem* (2010) 285:599–609 DOI 10.1007/s10967-010-0574-9

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Pulinets, S., A., Ouzounov, D., Karelin A., V., Boyarchuk, K.A. and Pokhmelnikh L., A.,** The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes, *Physics and Chemistry of the Earth* 31 (2006) 143–153
- Rastogi, B.K., Ramakrishna Rao, C.V., Chadha, R.K. and Gupta, H.K.,** 1987. Precursory phenomena in the microearthquake sequence near the Osmansagar reservoir, Hyderabad, India. *Tectonophysics* 138 (1), 17–24.
- Reddy, D.V., Nagabhushanam, P., Sukhija, B., S. and Reddy, G.,** 2010, Continuous radon monitoring in soil gas towards earthquake precursory studies in basaltic region, *Radiation Measurements* 45 (2010) 935e942
- Richon, P., Bernard, P., Labeled, V., Sabroux, J.C., Beneito, A., Lucius, D., Abbad, S. and Robe, M., C.,** 2007, Results of monitoring  $^{222}\text{Rn}$  in soil gas of the Gulf of Corinth region, Greece *Radiation Measurements* 42, 87–93.
- Rikitake T.,** *Earthquake Prediction*, N.Y. Elsevier, 1976, XVI, p.375
- Roeloffs, E., A.,** 1988, Hydrologic precursors to earthquakes: A review, *Pure Applied Geophysics* 126, 177-209
- Saç, M. and Camgöz, B.,** 2000. Investigations of correlations between the magnitude of the earthquake and radon concentrations in soil gas in İzmir Fault zones, I.Eurasia Conference on Nuclear Science and its Application, (İzmir–Turkey,Eng. Abst. 315–316p.
- Saç, M.M. ve Camgöz, B.,** 2005, İzmir’de Sismik Aktiviteler ile Radon Konsantrasyonları arasındaki İlişkinin İncelenmesi, *Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi*, Cilt 7, Sayı 3, 47-54.
- 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

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Saç, M.M., Kumru, M.N., Yener, G., Şalk, M., Karalı, T., Uğur, A., Sözbilir, H., Camgöz, B., Harmanşah, Ç., Özden, B., Sümer, Ö. ve Erkut, S.L.,** 2008, Yeraltı Suyu ve Toprak Gazı Radon Konsantrasyonlarındaki Değişimin Yer kabuğu (Sismik) Hareketleriyle İlişkilendirilmesi: Doğanbey Fay Hattı, İzmir, Batı Anadolu, (104Y314), TÜBİTAK Projesi.
- Sakoda, A., Ishimori Y., Hanamoto, K., Kataoka, T., Kawabe, A. and Yamaoka, K.,** 2010, Experimental and modeling studies of grain size and moisture content effects on radon emanation, Radiation Measurements 45 (2010) 204–210
- Santawamaitre, T., Malain, D., Al-Sulaiti, H., A., Matthews, M., Bradley,, D., A. and Regan, P., H.,** 2010, Study of natural radioactivity in riverbank soils along the Chao Phraya river basin in Thailand, Nuclear Instruments and Methods in Physics Research A 652 (2011) 920–924
- Sasaki, T., Gunji, Y. and Okuda, T.,** 2004a. Radon emanation dependence on grain configuration. J. Nucl. Sci. Technol. 41, 993–1002.
- 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.
- Schery, S., D., Gaeddert, D., H. and Wilkening, M., H.,** 1982, Transport of radon from fractured rock, Journal of Geophysical Research 87, 2969–2976.
- Schumann, R., R.,** 1993, The radon emanation coefficient: an important tool for geologic radon potential estimations, The 1993 International Radon Conference.
- Segovia, N., Abascal, F., Pena, P., Tamez, E., Salazar, S., Mendoza, R., Alvarez, C., Mena, M. and Juarez, F.,** 1996, Radon in soil and ground water survey around the Laguna Verde nucleoelectric facility, Mexico. Environment International 22 (1), 275–278.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Sezer, L., İ.,** 2004, İzmir Sismotektonik Yöresinin Depremselliği, Ege Coğrafya Dergisi, 13 (2004), 29-46, İzmir
- Singh, M., Ramola, R.C., Singh, B., Singh, S. and Virk, H.S.,** 1991, Subsurface soil gas radon changes associated with earthquakes. International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements 19 (1-4), 417-420.
- Somogyi, G., Hafez, A., Hunyadi, I. and Toth-Szilagyi, M.,** 1986, Measurement of exhalation and diffusion parameters of radon in solids by plastic track detectors, Nucl. Tracks Radiat. Meas., 12, 701-704.
- Steinitz, G., Begin, Z.B. and Gazit-Yaari, N.,** 2003. Statistically significant relation between radon flux and weak earthquakes in the Dead Sea rift valley. Geology 31, 505.
- Stranden, E., Kolstad A., K. and Lind, B.,** 1984, The influence of moisture and temperature on radon exhalation, Radiation Protection Dosimetry Volume7, Issue1-4 pp. 55-58.
- Sun, H. and Furbish, D.J.,** 1995, Moisture content effect on radon emanation in porous media. J. Contam. Hydrol. 18, 239-255.
- Swakon, J., Kozak, K., Paszkowski, M., Gradzinski, R., Loskiewicz, J., Mazur, J., Janik, M., Bogacz, J., Horwacik, T. and Olko, P.,** 2004, Radon concentration in soil gas around local disjunctive tectonic zones in the Krakow area. Journal of Environmental Radioactivity 78 (2), 137-149.
- 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.
- Thomas, D., M.,** 1988. Geochemical precursors to seismic activity. Pure and Applied Geophysics 12, 256-270

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Trique, M., P. Richon, F. Perrier, J.P. Avouac and J.C. Sabroux**, 1991, Radon emanation and electric potential variations associated with transient deformation near reservoir lakes, *Nature*, 399, 137-141.
- Tsoufanidis**; 1995, *Measurement and Detection of Radiation* Second Edition, Taylor & Francis Publishers
- Tsoufanidis**; 1989, *Measurement and Detection of Radiation* First Edition, Taylor & Francis Publishers
- Tsunomori, F. and Kuo, T.**, 2010, A mechanism for radon decline prior to the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake in Japan, *Radiation Measurements* 45 (2010) 139–142
- Tsvetkova, T., Przylibski, T.A., Nevinsky, I. and Nevinsky, V.**, 2005, Measurement of radon in the East Europe under the ground. *Radiation Measurements* 40, 98–105.
- TUMAS, Türkiye Meteorolojik Veri Arşiv Sistemi**,  
<http://tumas.dmi.gov.tr/wps/portal/>
- Türkiye'deki Çevre Radyoaktivitesinin İzlenmesi 2009 Raporu**, 2010, Türkiye Atom Enerjisi Kurumu Raporları Ankara
- 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, .
- Walia, V., Virk, H.S., Yang, T.F., Mahajan, S., Walia, M. and Bajwa, K.S.**, 2005, Earthquake prediction studies using radon as a precursor in NW Himalayas, India: a case study, *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences* 16 (4).
- Wattananikorn, K., Kanaree, M. and Wiboolsake, S.**, 1998, Soil gas radon as an earthquake precursor: some considerations on data improvement. *Radiation Measurements* 29 (6), 593–598.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

- Yamamoto, S., Tarutani, K., Yamasoto, K., Iskandar, D. and Iida, T.,** 2001, Development of a continuous radon concentration monitoring system in underground soil, IEEE Nuclear Science Symposium Conference, Lyon, Vol. 1, pp: 6/313-6/316 vol.1.
- Yang, T.F., Walia, V., Chyi, L.L., Fu, C.C., Chen, C.-H., Liu, T.K., Song, S.R., Lee, C.Y. and Lee, M.,** 2005, Variations of soil radon and thoron concentrations in a fault zone and prospective earthquakes in SW Taiwan. Radiation Measurements 40, 496–502.
- Yasuoka, Y., Kawada, Y., Nagahama H., Omori, Y., Ishikawa, T., Tokonami, S. and Shinogi M.,** 2008, Preseismic changes in atmospheric radon concentration and crustal strain, Physics and Chemistry of the Earth xxx (2008) xxx–xxx
- Yrchuk, S., Y., Kol'tsov, G., I. and Kuts, V., A.,** 2000, Ion-implanted silicon detectors of nuclear radiation, IEEE Conference Publishing, Moscow, pp: 95-98.
- 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.
- Yurong, Y. and Ziqiang, Z.,** 1993, Radon measurement in seismological research, Nuclear Track and Radiation Measurements 22 (1–4), 499–504.
- Zafir, H., Haquin, G., Malik, U., Barbosa, S., M., Piatibratova, O. and Steinitz, G.,** 2011, Gamma versus alpha sensors for Rn-222 long-term monitoring in geological environments, Radiation Measurements, 46, 611-620.
- Zmazek, B., Zivcic, M., Vaupoti, J., Bidovec, M., Poljak, M. and Kobal, I.,** 2002, Soil radon monitoring in the Krsko Basin, Slovenia, Applied Radiations and Isotopes 56 (4), 649–657.

**KAYNAKLAR DİZİNİ (devam)**

<http://earthquake.usgs.gov/monitoring/operations/station.php?network=BK&station=WDC>

[http://radelec.com//index.php?option=com\\_content&task=section&id=9&Itemid=54](http://radelec.com//index.php?option=com_content&task=section&id=9&Itemid=54)

<http://www.campbellsci.com/105e-1>

[http://www.durridge.com/products\\_rad7.shtml](http://www.durridge.com/products_rad7.shtml)

<http://www.gammadatainstrument.se/productlist.aspx?MID=426&IID=2180>

<http://www.gemoc.mq.edu.au/Participants/Research/ADosseto/research.html>

<http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/map/tr/oneyear.html>

<http://www.ortec-online.com/Solutions/alpha-spectroscopy.aspx>

[http://www.sarad.de/ENG/EN\\_Radon\\_Aerosols/EN\\_EQF3220/EQF3220\\_Infosheet\\_TechnicalData\\_24\\_03\\_2011.pdf](http://www.sarad.de/ENG/EN_Radon_Aerosols/EN_EQF3220/EQF3220_Infosheet_TechnicalData_24_03_2011.pdf)

## **ÖZGEÇMİŞ**

### **Erdener YUMURTACI**

06/06/1978 tarihinde İzmir Menemen’de doğdu. 1999 yılında Dokuz Eylül Üniversitesi Fizik Eğitimi Bölümü’nden mezun oldu. Halen özel bir okulda fizik öğretmeni olarak görev yapmaktadır.