



GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ



FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ DERGİSİ

Gümüşhane University Journal of Science and Technology Institute

GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ YAYINI

PUBLISHED BY GÜMÜŞHANE UNIVERSITY SCIENCE AND TECHNOLOGY INSTITUTE



ISSN 2146-538X

CİLT/VOLUME: 5

SAYI/NUMBER: 1

YIL/YEAR: 2015

Gümüşhane University Science and Technology Institute Bağlarbaşı Mahallesi 29100 Gümüşhane/TURKEY
gufbed@gumushane.edu.tr Tel: 0 456 233 12 85 Belge Geçer: 0 456 233 12 86



Gümüşhane University Journal of Science and Technology Institute

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi

Published by Gümüşhane University Science and Technology Institute

Cilt/Volume:5 Sayı/Number:1 Yıl/Year:2015

Altı ayda bir yayımlanır/ Published twice a year

ISSN 2146-538X



Sahibi / Owner

Prof. Dr. İhsan GÜNAYDIN

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Adına

On the behalf of Gümüşhane University Science and Technology Institute

Sorumlu Yazı İşleri Müdürü / Editor in Chief

Yrd. Doç. Dr. İbrahim TURAN

Editörler / Editorial Board

Yrd. Doç. Dr. Serhat DAĞ

Yrd. Doç. Dr. Bülent AKAR

Yrd. Doç. Dr. Cemalettin BALTACI

Yayın Kurulu / Associate Editors

Prof. Dr. Murat KÜÇÜK

Doç. Dr. Ahmet ÇAVDAR

Doç. Dr. Ahmet GÖKDOĞAN

Doç. Dr. Selim ŞEN

Yrd. Doç. Dr. Bülent AKAR

Yrd. Doç. Dr. Enver AKARYALI

Yrd. Doç. Dr. Mehmet BAŞOĞLU

Yrd. Doç. Dr. Hasan Tahsin BOSTANCI

Yrd. Doç. Dr. İbrahim ÇAVUŞOĞLU

Yrd. Doç. Dr. Hüseyin DAŞ

Yrd. Doç. Dr. Selim KAYA

Yrd. Doç. Dr. Kemal KUVVET

Yrd. Doç. Dr. Seda NEMLİ

Yrd. Doç. Dr. Yasin OĞUZ

Yrd. Doç. Dr. Melih OKCU

Yrd. Doç. Dr. Zuhale OKCU

Yrd. Doç. Dr. Serkan ÖZTÜRK

Yrd. Doç. Dr. Birol ŞAHİN

Yrd. Doç. Dr. Mustafa Nuri URAL

Dergi Sekreteryası / Secretariat

Yrd. Doç. Dr. Enver AKARYALI

Arş. Gör. Dr. Mehmet Ali GÜCER

Öğr. Gör. Salih TÜRK

Arş. Gör. Ömer KARPUZ

Yayın Türü / Publication Type

Yaygın süreli ve hakemli/ Common term and refereed

Yayın Tarihi / Publication Date

31.Ocak.2015

Hakemli bir dergi olan Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi yılda iki kez online olarak yayınlanmaktadır. Akademik usullere uygun atıf yapmak suretiyle Dergide yapılan çalışmalardan yararlanılabilir. Bu dergide yayımlanan çalışmaların bütünü sorumluluğu yazarlara aittir.



Danışma Kurulu/Advisory Board

- Emel ABDİOĞLU-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Bülent AKAR-Gümüşhane Üniversitesi
Enver AKARYALI-Gümüşhane Üniversitesi
Vecihi AKSAKAL-Gümüşhane Üniversitesi
Eda Feyza AKYÜREK- Gümüşhane Üniversitesi
Kadri Cemal AKYÜZ-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Selahattin ALBAYRAK-Gümüşhane Üniversitesi
Selçuk ALEMDAĞ-Gümüşhane Üniversitesi
Mehmet ALKAN- Yıldız Teknik Üniversitesi
Gökhan APAYDIN-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fetullah ARIK-Selçuk Üniversitesi
Mehmet ARSLAN-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Yusuf AŞIK-Gümüşhane Üniversitesi
Mustafa ATASOY-Aksaray Üniversitesi
Zekeriya AYDIN-Namık Kemal Üniversitesi
Hamit AYDIN-Zonguldak Karaelmas Üniversitesi
Emre AYDINÇAKIR-Gümüşhane Üniversitesi
Bilge BAHAR-Gümüşhane Üniversitesi
Cemalettin BALTAÇI-Gümüşhane Üniversitesi
Hasan BALTAŞ-Recep Tayyip Erdoğan Üniversitesi
Hacı Alim BARAN-Batman Üniversitesi
Turan BATAR- Dokuz Eylül Üniversitesi
Temel BAYRAK-Sinop Üniversitesi
Bahri BAYRAM-Gümüşhane Üniversitesi
Hakan BOLAT-Gümüşhane Üniversitesi
Hasan Tahsin BOSTANCI-Gümüşhane Üniversitesi
Fikri BULUT-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Oğuz BURNAZ-Gümüşhane Üniversitesi
Günay ÇAKIR-Gümüşhane Üniversitesi
Tufan ÇAKIR-Gümüşhane Üniversitesi
Zafer ÇAKIR-Gümüşhane Üniversitesi
Ahmet ÇAVDAR-Gümüşhane Üniversitesi
Özlem ÇAVDAR-Gümüşhane Üniversitesi
Kemal ÇELİK-Gümüşhane Üniversitesi
Necati ÇELİK-Gümüşhane Üniversitesi
Mustafa ÇULLU-Gümüşhane Üniversitesi
Serhat DAĞ-Gümüşhane Üniversitesi
Adem DOĞANGÜN-Uludağ Üniversitesi
Abdurrahman DOKUZ-Gümüşhane Üniversitesi
Fatih DÖNER-Gümüşhane Üniversitesi
İbrahim DÜZGÜN- Gümüşhane Üniversitesi
Çiğdem SAYDAM EKER-Gümüşhane Üniversitesi
Murat EKİNCİ-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Saffet ERDOĞAN-Afyon Kocatepe Üniversitesi
Yener EYÜBOĞLU-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Ertan GÖKALP-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Candan GÖKÇEOĞLU-Hacettepe Üniversitesi
Ahmet GÖKDOĞAN-Gümüşhane Üniversitesi
Mehmet Ali GÜCER-Gümüşhane Üniversitesi
Levent GÜMÜŞSEL-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Ali GÜNDOĞDU-Gümüşhane Üniversitesi
Oğuz GÜNGÖR-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Zülfü GÜROCAK-Fırat Üniversitesi
Abdullah KAYGUSUZ-Gümüşhane Üniversitesi
Özgün KALKIŞIM-Gümüşhane Üniversitesi
Musa KARAALP-Gümüşhane Üniversitesi
S. Mustafa KARABIDAK- Gümüşhane Üniversitesi
Orhan KARPUZ-Gümüşhane Üniversitesi
Hakan KARSLI-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Afşin KAYA-Gümüşhane Üniversitesi
Elif ÇELENK KAYA-Gümüşhane Üniversitesi
Selami KESLER-Pamukkale Üniversitesi
Kemal KUVVET-Gümüşhane Üniversitesi
Murat KÜÇÜK-Gümüşhane Üniversitesi
Nurçin KÜÇÜK KENT-Gümüşhane Üniversitesi
Abdurrahman LERMİ-Niğde Üniversitesi
Nafiz MADEN-Gümüşhane Üniversitesi
Halim MUTLU-Ankara Üniversitesi
Salim Serkan NAS-Gümüşhane Üniversitesi
Melih OKCU-Gümüşhane Üniversitesi
Zuhal OKCU-Gümüşhane Üniversitesi
Korhan ÖZGAN-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Müdahir ÖZGÜL-Atatürk Üniversitesi
Emre ÖZKOP- Karadeniz Teknik Üniversitesi
Ertekin ÖZTEKİN-Gümüşhane Üniversitesi
Serkan ÖZTÜRK-Gümüşhane Üniversitesi
Sultan ÖZTÜRK- Karadeniz Teknik Üniversitesi
Selçuk REİS- Aksaray Üniversitesi
Sevim Beyza ÖZTÜRK SARIKAYA-Gümüşhane Üniversitesi
İsmet SEZER-Gümüşhane Üniversitesi
Ferkan SİPAHİ-Gümüşhane Üniversitesi
Bırol ŞAHİN-Gümüşhane Üniversitesi
Selim ŞEN-Gümüşhane Üniversitesi
Uğur ŞİMŞEK-Iğdır Üniversitesi
Emine TANIR- Karadeniz Teknik Üniversitesi
Kamil TEKE-Hacettepe Üniversitesi
Yener TOP-Gümüşhane Üniversitesi
Ayhan TOZLUOĞLU-Düzce Üniversitesi
İbrahim TURAN-Gümüşhane Üniversitesi
Ahmet TUTUŞ-Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi
Osman ÜÇÜNCÜ-Gümüşhane Üniversitesi
Birgül VANİZÖR KURAL-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Alaaddin VURAL-Gümüşhane Üniversitesi
Ali YALÇIN- Aksaray Üniversitesi
Mualla YALÇINKAYA-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Şükrü YETGİN-Gümüşhane Üniversitesi
Faruk YILDIRIM- Karadeniz Teknik Üniversitesi
Mustafa YILDIRIM-Gümüşhane Üniversitesi
Volkan YILDIRIM-Karadeniz Teknik Üniversitesi
Hilal YILDIZ-Gümüşhane Üniversitesi
Ali Osman YILMAZ- Karadeniz Teknik Üniversitesi
Özcan YİĞİT-Çanakkale 18Mart Üniversitesi
Halil YOLCU-Gümüşhane Üniversitesi
Tahsin YOMRALIOĞLU-İstanbul Teknik Üniversitesi

İçindekiler/Contents

ÖZTÜRK S.; Depremselliğin Fraktal Boyutu ve Beklenen Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Modelleme: Doğu Anadolu Bölgesi, Türkiye.....1-23

KAYA S., KARABIDAK S.M., ÇEVİK U.; Gümüşhane İli Çevresinde Toplanan Toprak ve Karayosunu Örneklerinde Doğal (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) ve Yapay (^{137}Cs) Radyoaktivite Konsantrasyonlarının Belirlenmesi.....24-33

AKBULUT K., AKARYALI E., AKPINAR İ., AYDINÇAKIR E.; Ünlüpinar (Kelkit-Gümüşhane) Pb-Zn±Au Cevherleşmesinin Jeolojik, Jeokimyasal ve Kökensel Olarak İncelenmesi.....34-49

DELİBAŞ L., BAĞDATLI M.C., DANIŞMAN A.; Topoğrafya ve Bazı Toprak Özelliklerinin Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Ortamında Analiz Edilerek Ceviz Yetiştiriciliğine Uygun Alanların Belirlenmesi: Tekirdağ İli Merkez Köyleri Örneği.....50-59

Depremselliğin Fraktal Boyutu ve Beklenen Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Modelleme: Doğu Anadolu Bölgesi, Türkiye

Serkan ÖZTÜRK*

Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü, TR-29100, Bağlarbaşı, Gümüşhane.

Geliş tarihi/Received 08.09.2014

Düzeltilerek geliş tarihi/Received in revised form 18.12.2014

Kabul tarihi/Accepted 25.12.2014

Özet

Bu çalışma kapsamında, Doğu Anadolu bölgesi (Türkiye) için depremlerin oluş sürecindeki düzensizliklerinin bir ölçüsü olan fraktal boyut ile beklenen depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini üzerine bir modelleme yapılmıştır. Bu amaçla, öncelikle Doğu Anadolu bölgesi depremleri için sismotektonik b -değeri ile fraktal boyut D_c -değeri arasında en uygun ve en güvenilir istatistiksel ilişki belirlenmeye çalışılmıştır. Bu uygulama için; (1) En Küçük Kareler Yöntemi (L_2 Norm), (2) En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma (L_1 Norm), (3) Ortogonal Regresyon (Toplam En Küçük Kareler) ve (4) Robust Regresyon olmak üzere dört farklı regresyon yöntemi uygulanmıştır. Ayrıca, göreceli yoğunluk ve oluşum bilgisi haritalarının birleştirilmesi ile Doğu Anadolu bölgesinde beklenen güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için birleşik tahmin haritası oluşturulmuştur. Analizler için kullanılan deprem kataloğu, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nden derlenmiştir. Katalog, süre magnitudü M_D için homojendir ve 1 Ocak 1970 ile 1 Ocak 2014 yılları arasında magnitudü 1.0-6.6 arasında değişen 30462 depremi içermektedir.

Birincil amaç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için fraktal boyut D_c -değeri ve sismotektonik parametre b -değeri ile tanımlanan uzay, zaman ve magnitud dağılımlarındaki fraktal bir yapıya sahip olan depremselliğin ortaya konması hedeflenmiştir. Bölgesel ölçekte detaylı bir değerlendirme yapabilmek için, Doğu Anadolu bölgesi 19 farklı sismotektonik alt bölgeye ayrılmıştır. İki sismotektonik parametre arasında daha güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki hesaplayabilmek için, dört farklı regresyon kullanılmıştır. Her bir regresyon için, ilişki katsayıları ile birlikte aşağıdaki doğrusal ilişkiler elde edilmiştir:

$D_c = 2.50 - 0.34 * b$, En Küçük Kareler (L_2 Norm) için ($r = -0.85$)

$D_c = 2.52 - 0.36 * b$, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma (L_1 Norm) için ($r = -0.91$)

$D_c = 2.49 - 0.34 * b$, Robust Regresyon için ($r = -0.85$)

$D_c = 2.51 - 0.35 * b$, Ortogonal Regresyon için ($r = -0.89$)

Sonuçlar birbirine çok yakın olmakla birlikte, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma yöntemi kullanılarak, Doğu Anadolu Bölgesi için D_c -değeri ile b -değeri arasında, güçlü bir negatif ilişkiye ($r=-0.91$) sahip $D_c = 2.52 - 0.36 * b$ ilişkisi elde edilmiştir. Bu negatif ilişki sismotektonik açıdan önemlidir ve Doğu Anadolu bölgesi için orta vadede bir deprem riskinden bahsedilebilir. Ayrıca bu istatistiksel ilişki literatürde mevcut olan diğer bölgesel ilişkilerle uyumludur ve daha güncel ve güvenilir olarak önerilebilir.

* Serkan ÖZTÜRK, serkanozturk@gumushane.edu.tr, Tel: (456) 233 74 25

İkincil amaç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için depremlerin yoğunluğuna ve oluşum bilgilerine dayalı bir birleşik deprem tahmin haritası oluşturulması hedeflenmiştir. Analiz için, 1970-2014 yılları arasında 40 km'den daha sığ ve kesme magnitudü $M_c \geq 3.4$ olan depremler kullanılmıştır. Tahmin haritasının bölgesel görünümü için, $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve olası $M_D \geq 5.0$ olan depremler için bölgesel olarak bir tahmin yapılmaya çalışılmıştır. 1 Ocak 1970 ile 1 Ocak 2024 yılları arasında Doğu Anadolu bölgesinde beklenen güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmin edilebilmesi için birleşik tahmin haritası hazırlanmıştır. Analiz sonucunda, Doğu Anadolu bölgesinde bazı bölgeler gelecekteki deprem potansiyeli açısından tehlikeli bölgeler olarak belirlenmiştir. Bu bölgeler; Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonunun Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı. Sonuç olarak, anomalilerin gözlemlendiği bu bölgelere dikkat edilmesi ve deprem aktivitesinin takip edilerek diğer jeofizik yöntemlerle birlikte değerlendirilmesi önerilir.

Anahtar Kelimeler: *Doğu Anadolu bölgesi, Deprem tahmini, b-değeri, Fraktal boyut, Regresyon, Göreceli yoğunlaşma, Oluşum bilgisi*

Fractal Dimension of Seismicity and a Modeling on the Intermediate-Term Forecasting for the Locations of Expected Strong Earthquakes: Eastern Anatolian Region, Turkey

Abstract

*In the scope of this study, a modeling on the fractal dimension which is a measure of the complexity in the occurrence process of earthquakes and intermediate-term forecasting for the location of expected earthquakes for the Eastern Anatolian region (Turkey) were accomplished. For this purpose, the most suitable and reliable statistical relation was firstly tried to be determined between the seismotectonic b-value and fractal dimension Dc-value for the earthquakes in Eastern Anatolian region. Four different methods were applied for this application as; (1) Least Squares Regression (L_2 norm), (2) Least Sum of Absolute Deviations Regression (L_1 norm), (3) Orthogonal Regression (Total Least Squares) and, (4) Robust Regression. Also, a composite forecast map by combining the maps of relative intensity and pattern informatics is generated for the forecasting the locations of expected strong earthquakes in the Eastern Anatolian region. Earthquake catalogue used for the analyses was compiled from the Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute. Catalogue is homogeneous for duration magnitude, M_D and consists of 30462 earthquakes with magnitudes between 1.0 and 6.6 in the period between January 1, 1970 and January 1, 2014. As the primary goal, it is intended to put forward the nature of seismicity which has a fractal structure in space, time and magnitude distributions, as quantified by the fractal dimension Dc-value and seismotectonic parameter b-value for the Eastern Anatolian region. The Eastern Anatolian region was divided into 19 different seismotectonic sub-regions in order to make a detailed assessment on a regional scale. In order to calculate more up-to-date and reliable statistical relation between two seismotectonic parameters, four different regressions were used. Thus, the relationship of $Dc = 3.07 - 0.53 * b$ is computed with a strong negative correlation ($r = -0.95$) between b-value and Dc-value for the Western Anatolia earthquake distributions. For each regression, following linear relations with their correlation coefficients were estimated:*

$$Dc = 2.50 - 0.34 * b, \text{ for Least Squares Regression, } L_2 \text{ Norm, } (r = -0.85)$$

$$Dc = 2.52 - 0.36 * b, \text{ for Least Sum of Absolute Deviations Regression, } L_1 \text{ Norm, } (r = -0.91)$$

$D_c = 2.49 - 0.34 * b$, for Robust Regression ($r = -0.85$)

$D_c = 2.51 - 0.35 * b$, for Orthogonal Regression ($r = -0.89$)

Although the results are very close to each other, using the Least Sum of Absolute Deviations Regression method, the relationship of $D_c = 2.52 - 0.36 * b$ with a strong negative correlation ($r = -0.91$) is obtained between D_c -value and b -value for the Eastern Anatolian region. This negative relationship is important with respect to seismotectonic and an earthquake risk can be mentioned for the Eastern Anatolian region in intermediate-term. Also, this statistical relation is in accordance with the other regional relationships existing in literature and it can be suggested as more up-to-date and reliable.

As the secondary purpose, it is intended to generate a composite forecast map based on the earthquake intensities and pattern informatics for the Eastern Anatolian region. For the analyses, the earthquakes with the cut-off magnitude $M_c \geq 3.4$ and with depths shallower than 40 km in time interval between 1990 and 2014 were used. For the regional imaging of the forecasting map, a regional grid of points with a grid of 0.075° by 0.075° was used and it is tried to forecast the locations of earthquakes with $M_D \geq 5.0$. In the forecasting time interval between January 1, 1970 and January 1, 2024, the composite forecast map was prepared in order to detect the location of expected strong earthquakes in intermediate-term in the Eastern Anatolian region. In the result of analysis, some areas in the Eastern Anatolian region were detected as hazardous regions in terms of earthquake potential in the next. These regions are in and around Aşkale fault, the west of Van Lake (between Süphan fault and Erciş fault), around Yüksekova-Şemdinli fault zone, around and the north part of Ovacık fault, on and southwest end of the Eastern Anatolian fault and, a part of North Anatolian fault zone between Muş Thrust zone and Pülümür fault. Consequently, it is suggested that a special caution should be given to the anomalies in these regions and it must be evaluated with the other geophysical methods together by monitoring the earthquake activity.

Keywords: Eastern Anatolian region, Earthquake forecasting, b -value, Fractal dimension, Regression, Relative intensity, Pattern informatics

1. Giriş

Bir sistemin veya bir sürecin fraktal özelliğe sahip olması o sistemin veya sürecin ölçekten bağımsız oluşu veya kendine benzer oluşuyla tanımlanır. Bu özelliğe sahip olan jeofizik sistemler veya süreçler, fraktal boyut kavramı kullanılarak bir güç yasası ile temsil edilebilirler. Depremselliğin fraktal boyutu ise deprem oluş sürecindeki düzensizliğin ve depremlerin yığılma özelliklerinin bir ölçüsüdür. Mandelbort (1982), depremler başta olmak üzere, birçok doğal olayın geometrilerinin fraktal tanımlarını yapmış ve bundan sonra çok sayıda karmaşık uzay-zaman dağılımlarının güç yasası ilişkileri ile fraktal dağılımları açısından tanımlanabileceği ve yorumlanabileceği birçok araştırmacı tarafından açıklanmıştır (Hirata, 1989; Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Roy vd., 2011; Öztürk, 2011;

2012). Bu çalışmalar, deprem oluşumunun uzay ve zaman dağılımlarının fraktal olduğunu göstermektedir. Sismotektonik değişkenler arasında fraktal ilişkilerin deprem tehlikesi çalışmaları üzerindeki potansiyel uygulamaları, temelde veri setlerinin fraktal nitelikleri arasındaki normal ve aykırı ilişkilere karşılık gelen tartışmalara dayanır. Sonuçta, farklı veri setleri arasındaki fraktal ilişkilerin analizi ve haritalanması deprem riski ve mekanizmaları için farklı bir bakış açısı ortaya koyabilir (Öncel ve Wilson, 2002).

Fraktal özellik, fraktal boyut (D_c) ile temsil edilir. Fraktal boyut, bir veri grubu veya sistemdeki karmaşıklığın bir ölçüsü olup anlamı kullanılan veriye ve uygulanan yöntemeye göre değişir. Fraktal kavramı son yıllarda laboratuvarlarda ve arazide, kırık sistemlerinin karmaşık yapısını açıklamakta

kullanılmaktadır. Özellikle dağlar, nehirler, deniz girintisi, faylar gibi yapıların ve depremler gibi doğal olayların incelenmesinde, fraktal geometri kavramı geniş bir uygulama alanı bulmuştur. Kayaçalarda kırık sistemlerinin gelişmesi ve depremlerin oluşumu, fraktal olayların tipik örneklerini oluştururlar. Bununla birlikte, sismik aktivite gösteren fay bölgeleri ölçek değişmez özelliği olan karmaşık sistemlerdir. Dolayısıyla, depremlerin uzay ve zaman dağılımlarını temsil eden fraktal boyut ile fay uzunluğu ve kaynak boyutunu temsil eden b -değeri arasında bir ilişki söz edilebilir ve sonuçta fraktal boyutun zaman ve uzaydaki değişimleri güçlü depremlerin ön belirtisi olarak değerlendirilebilir.

Depremler uzay ve zamanda rastgele oluşmazlar. Yer kabuğunun oldukça karmaşık ve depremlerin genellikle kaotik bir oluşum olduğu kabul edilirse, deprem tahminleri istatistiksel bir temele dayandırılabilir ve sismisite oluşumlarının bu istatistiksel özellikleri olası depremleri tahmin etmek için kullanılabilir (Rundle vd., 2003). Deprem tahmini için uygulanan çok farklı yaklaşımlar vardır. Bu yaklaşımlar genel olarak iki gruba ayrılabilir: birincisi öncü değişimlerin deneysel gözlemlerine dayalı iken, ikinci yaklaşım ise deprenselliğin istatistiksel oluşumuna dayalıdır. Fakat bu yaklaşımların hiçbiri, belirgin bir temele dayalı olarak kısa vadeli (gün-ay) güvenilir tahminler ortaya koyamaz. Depremlerin önceden tahmini (forecast) veya kestirimi (prediction) çalışmalarında temel problem, deprem oluşumlarının sistematik veya rastgele davranışlarının gelecek depremleri tahmin etmede kullanılıp kullanılamayacağı net olarak ortaya konulamamasıdır. Dolayısıyla, dünyanın farklı bölgeleri için birçok araştırmacı tarafından farklı yöntemler kullanılarak deprem tahminleri yapılmıştır. Bu tahminler için, uyarıcı sismisite oluşumları, öncü şok, sismik durgunluk, deprem yoğunluğu, sismik hareketlilik gibi istatistiksel deprensellik öncülleri dikkate alınarak yapılan deprem tahmini çalışmaları dünyanın birçok farklı bölgesi için uygulanmıştır.

Yukarıda da ifade edildiği gibi, deprem tahmini veya kestirimi çalışmalarında farklı birçok istatistiksel yöntem kullanılmasına rağmen, depremlerin kısa vadede ve güvenilir tahmini için henüz kanıtlanmış bir yöntem mevcut değildir. Deprem tahmini için alternatif yaklaşımlar olarak, Göreceli Yoğunlaşma (Relative Intensity, RI) ve Oluşum Bilgisi (Pattern Informatics, PI) modelleri 2000-2009 yılları arasındaki büyük depremlerin tahmini için, Kaliforniya, Japonya ve dünyanın farklı bölgelerinde farklı araştırmacılar tarafından uygulanmıştır (Rundle vd., 2002, 2003; Tiampo vd., 2002; Chen vd., 2005; Holliday vd., 2005, 2006, 2007; Nanjo vd., 2006a,b). Bu tahmin yöntemleri güçlü şekilde depremlerin uzay-zaman ilişkilerine bağlıdır. Bu yöntemler, en küçük olayların sismik aktivitelerindeki büyük ve sistematik dalgalanmalara sahip coğrafik alanları ve zamana bağlı değişimlerini tanımlar. PI yönteminde son yıllardaki gelişmeler, özellikle RI analizlerinden elde edilen verilerle birleştirildiğinde bir hayli ilerleme göstermiştir. RI haritaları, en küçük magnitüdü depremlerin en yüksek sismik aktiviteli bölgelerini tanımlayan deprem tahmini için alternatif bir yaklaşımdır. Bu yaklaşımlar, gelecekteki büyük depremlerin, yakın geçmişte daha küçük depremlerin olduğu bölgelerde meydana gelebileceği hipotezine dayanır. Oluşum bilgisi ve göreceli yoğunlaşma teknikleri öncü sismik durgunluk ve hareketliliği belirlemek ve deprem tahmini yapmak için kullanılabilir. Sonuç olarak, bu yöntem yakın gelecekte (genellikle 5-10 yıl) beklenebilecek depremlerin yerlerini tahmin edebilen bir yöntemdir.

Doğu Anadolu bölgesi, son yıllarda deprem aktivitesinin oldukça yoğun olduğu ve orta ölçekte birçok depremin meydana geldiği bir bölgedir ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ), Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ), Kuzeydoğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ) ve Bitlis Bindirme Zonu (BBZ) gibi önemli tektonik yapılar sebebiyle tarih boyunca çok sayıda güçlü ve yıkıcı depremlere maruz kalmıştır. Bu nedenle başta Bingöl, Erzurum, Erzincan, Elazığ, Malatya, Van gibi geçmiş yıllarda yıkıcı depremlere maruz kalmış

birçok ilimizi içine alan Doğu Anadolu bölgesinde depremlerin önceden tahmin edilebilmesine yönelik çalışmalar oldukça önemli hale gelmiştir. Depremselliğin istatistiksel ölçek ilişkilerinin büyük depremlerin kısa vadede belirlenmesine hassas olmasından dolayı, bu çalışmada birincil hedef olarak, Doğu Anadolu bölgesinde meydana gelen depremler için fraktal boyut D_c -değeri ile depremlerin magnitüd-sayı dağılımlarını ortaya koyan b -değeri arasında uygun ve güvenilir bir deneysel ilişki ortaya konulmaya çalışılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için farklı regresyon teknikleri kullanılmıştır. İkincil hedef ise, göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi modelleri kullanılarak son yıllarda deprem aktivitesinin oldukça yoğun olduğu Doğu Anadolu bölgesi için bir deprem tahmin modeli oluşturmaktır. Bu amaçla, RI ve PI haritaları birleştirilerek Doğu Anadolu bölgesinde 2014-2024 yılları arasında gelecek 10 yıllık dönemde beklenebilecek güçlü depremler bölgesel olarak tahmin edilmeye çalışılmıştır.

2. Doğu Anadolu Bölgesinin Tektonik Yapısı

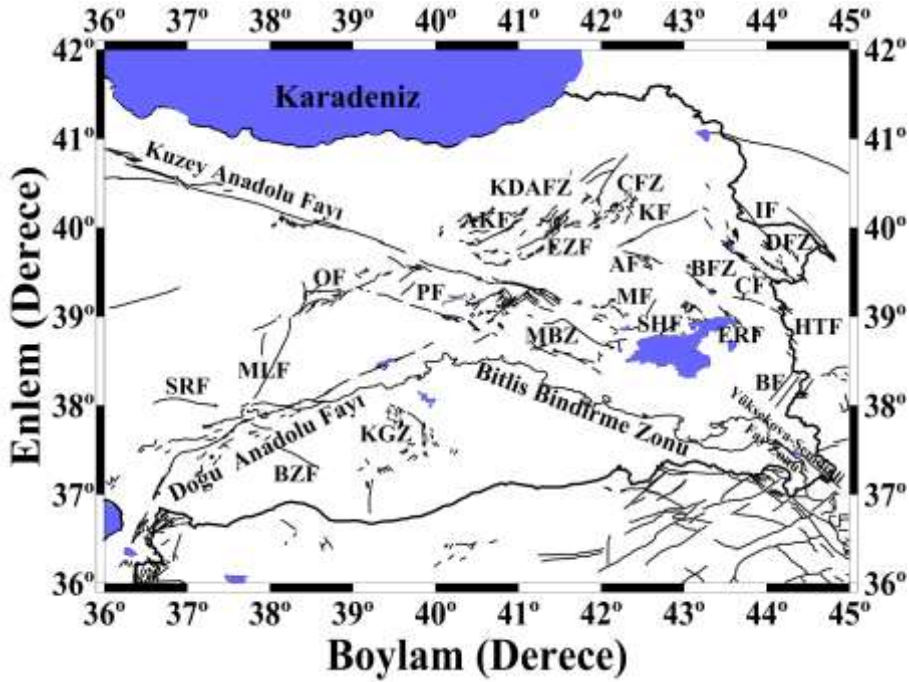
Doğu Anadolu Fay Zonu, 550 km uzunlukta olup yaklaşık olarak kuzeydoğu yönünde eğimli, paralel olarak dizilmiş, eğik fay serilerinden oluşan sol yönlü doğrultu atımlı bir fay zonudur (Bozkurt, 2001). Bu fay zonu, Anadolu ve Avrasya plakaları arasındaki ve Arap ile Afrika plakaları arasındaki sınırların bölgelerini şekillendiren bir dönüşüm fayıdır (Westaway 1994). Karlıova üçlü kesişme bölgesinin doğusuna doğru, kuzey-güney tektonik sıkışma zonu ile tanımlanır. Fay zonu yapısı birçok itme-çekme havzaları, çekme çatlakları, kıvrımlanma ve önemli bindirme bileşenlerine sahiptir. Doğrultu atımlı fay sistemi Doğu Anadolu aktif tektoniğini kontrol altında tutmasına rağmen doğu-batı yönlü meydana gelen sıkışma en dikkat çekici olaydır. GPS ölçümlerine göre DAFZ boyunca 9 ± 2 mm/yıllık sol yönlü bir hareket söz konusudur (McClusky vd., 2000). KAFZ ve DAFZ'ye paralel gelişen doğrultu atımlı

faylar bu bölgenin karakteristik yapısını oluşturur. Bu faylar ve çalışma alanındaki önemli tektonik yapılar Şekil 1'de gösterilmiştir. Çalışma alanındaki ana tektonik yapılarla ilişkili detaylar, Şaroğlu vd., (1992) ve Bozkurt (2001) gibi farklı çalışmalarda bulunabilir.

DAFZ, KAFZ'ye birleşik bir yapı olarak düşünülür. DAFZ, kuzey doğuda Karlıova'dan güney batıda Kahramanmaraş'a kadar uzanır ve sırasıyla Ölüdeniz Fay Zonu (ÖDFZ) ve KAFZ ile karşılaşarak üçlü birleşim noktası oluşturur (Bozkurt, 2001). ÖDFZ yaklaşık 100 km uzunlukta olup, yaklaşık olarak K-G doğrultuda yayılan sol yönlü plaka içi doğrultu atımlı fay zonudur. Plaka tektoniği açısından, ÖDFZ'nin Afrika plakasından batıya ve Arap plakasından doğuya doğru yayılan plaka sınırı olduğu kabul edilir (Şengör ve Yılmaz, 1981). Arap plakası kuzeye doğru Afrika plakasından daha hızlı hareket eder. Plakalar arasındaki bu hareket ÖDFZ tarafından kesilir. Tektonik açıdan ÖDFZ, Türkiye'nin güneyinde Alp-Himalaya kuşağı boyunca plaka Kızıldeniz boyunca plaka yakınsama zonu olan Kızıldeniz içerisinde uzaklaşan plaka sınırına eklenir (Hempton, 1987). DAFZ ve ÖDFZ, Kahramanmaraş civarında Arap, Afrika ve Anadolu plakaları arasında bir üçlü kesişim noktası ile karşılaşır. Arap ve Avrasya plakaları, BBZ boyunca çarpışır ve suture zonu boyunca dağların üzerine kadar uzanır. BBZ karmaşık bir kıta-kıta ve kıta-okyanus çarpışma sınırındadır ve Afrika kuşağının katlanma-bindirme yönünde kuzeye doğru uzanır. Orta Anadolu sıkışma bölgesinin en güneyinde kalan bölgeyi BBZ oluşturur. Bu zon Türkiye'nin güney doğusundan İran'da Zagros dağlarına kadar uzanır (Şengör ve Yılmaz, 1981). BBZ, Kahramanmaraş ile Yüksekova arasında, güneye yönelmiş ters faylardan meydana gelir ve bu zon yaklaşık 1500 km uzunluğunda olup 60 km genişlikte bir bölgeyi oluşturur (Gülkan vd., 1993). BBZ'nin Arap plakasının kuzey ucundaki GPS hızları, kuzeybatı yönündeki hareketin 18 ± 2 mm/yıl olduğunu ortaya koymaktadır (McClusky vd., 2000). Doğu Anadolu

fayının Karlıova ile Ermenistan arasında kalan bölümü KDAFZ olarak bilinir. KDAFZ, Doğu Anadolu bölgesinin en önemli yapılarından biridir. 350 km uzunluğunda olan bu zon Erzurum'dan Kafkas dağlarına kadar uzanır. Bu fay zonu sol yönlü hareket sergiler. GPS ölçümlerine göre bu zon boyunca yılda 8 ± 5 mm kayma gözlenir. Geniş bir kesme zonu olan Kuzeydoğu Anadolu fayı birbirine paralel olarak gelişmiş KD-GB doğrultulu, sol yönlü ve ters bileşenli birçok kısa fay parçalarından oluşur. Karlıova üçlü

ekleminin doğusu K-G yönlü sıkışma tektonik rejimiyle karakterize edilir. Bölgede, Kuzey ve Doğu Anadolu fay zonlarına paralel sağ ve sol yönlü birleşik doğrultu atımlı faylar egemendir (Bozkurt, 2001). Doğu Anadolu'nun tektonik aktivitesini birleşik doğrultu-atımlı fay sistemleri oluştursa da, D-B yönlü sıkışma havzaları bölgenin en önemli yapılarını oluşturur ve K-G yönlü bir yakınsama ile Arap platosunda bir kısılmaya işaret eder (Wong vd., 1978).



Şekil 1. Doğu Anadolu bölgesindeki önemli tektonik yapılar. Aktif faylar Şaraoğlu vd., (1992) ve Bozkurt (2001)'den derlenmiştir. Fayların adları: KDAFZ – Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu, ÇFZ – Çobandede Fay Zonu, AKF – Aşkale Fayı, EZF – Erzurum Fayı, KF – Kağızman Fayı, IF – Iğdır Fayı, AF– Ağrı Fayı, DFZ – Doğubeyazıt Fay Zonu, BFZ – Balıklıgölü Fay Zonu, ÇF – Çaldıran Fayı, ERF – Erciş Fayı, HTF – Hasan-Timur Fayı, BF – Başkale Fayı, SHF – Süphan Fayı, MF – Malazgirt Fayı, MBZ – Muş Bindirme Zonu, KGZ – Karacadağ Genişleme Zonu, BZF – Bozova Fayı, SRF – Sürgü Fayı, MLF – Malatya Fayı, OF – Ovacık Fayı, PF – Pülümür Fayı

3. Deprem Kataloğu ve Sismotektonik Bölgelerin Oluşturulması

Analizlerde kullanılan deprem kataloğunun 1970-2006 yılları arasındaki bölümü Öztürk'ten (2009) alınmıştır. Öztürk (2009), 1970-1973 yılları arasındaki deprem verisini

International Seismological Centre (ISC) kataloğundan, 1974-2006 yılları arasındaki depremleri ise *Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü*'nden (KRDAE) derlemiştir. Bununla birlikte Öztürk (2009), bazı bilinmeyen depremler için *National*

Telemetric Earthquake Observatory Network (TURKNET), Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) ve TÜBİTAK tarafından kullanıcıların hizmetine sunulmuş katalogları kullanmıştır. 1970-2006 yılları arasında Türkiye ve civarında meydana gelmiş olan 73530 depremi içeren bu aletsel deprem kataloğu süre magnitudüne (M_D) göre homojendir. Bu kataloğa ek olarak, yine KRDAE kataloğu kullanılarak 2006-2014 yılları arasındaki deprem verisi hazırlanmıştır. Öztürk (2009), 1970-2006 yılları arasında homojen ve tam bir deprem kataloğu hazırlayabilmek için bazı istatistiksel ilişkiler kullanmıştır. KRDAE, yerel depremler için süre magnitudünün hesaplanmadığı durumlarda genellikle yerel magnitudü (M_L) hesaplar. 2006-2014 yılları arasında KRDAE kataloğunda M_D 'nin bilinmediği durumlarda, Öztürk (2009) tarafından verilen ilişkiler kullanılarak M_D hesaplanmış ve bu zaman periyodu için Türkiye ve civarında 76735 deprem elde edilmiştir. Sonuç olarak, 1970-2014 yılları arasında Türkiye için M_D 'ye göre homojen olan ve 150265 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır. Bir sismotektonik bölge, sismik olarak homojen bir alanı tanımlar. İdeal bir sismotektonik bölgelendirme, paleosismoloji, jeoloji, tektonik, tarihsel ve aletsel depremselliğin ve düşünülen bölgenin diğer neotektonik özelliklerinin tam olarak anlaşılmasını gerektirir. Sismotektonik bölgeler, sıkça iki temel özellik kullanılarak belirlenebilir: (i) bölgenin sismik profili ve (ii) tektonik yapısı (Erdik vd., 1999). Deprem tehlikesi çalışmaları için sismotektonik bölgelendirmenin oldukça yaygın bir yöntem olduğu birçok araştırmacı tarafından ifade edilmiş ve Türkiye'yi içeren çok sayıda sismotektonik bölgelendirme çalışması farklı araştırmacılar tarafından yapılmıştır (örneğin; Erdik vd., 1999; Bayrak vd., 2009; Öztürk, 2012; Öztürk, 2014). Bu çalışma kapsamındaki sismotektonik analiz bölgeleri, temel olarak Öztürk (2012) tarafından yapılan ve tüm Türkiye'yi kapsayan sismotektonik bölgelendirme çalışmasına dayalı olarak belirlenmiştir. Öztürk (2012), farklı tektonik yapıları daha detaylı analiz edebilmek için Türkiye'yi 55 sismik kaynak bölgeye ayırmıştır. Bu çalışma

içerisinde Doğu Anadolu bölgesi için yapılan sismik kaynak bölgelendirmeleri dikkate alınarak, Doğu Anadolu bölgesi için yeni bir sismotektonik bölgelendirme yapılmıştır. Şekil 2'de görüldüğü gibi çalışma alanı 19 farklı sismotektonik bölgeye ayrılmıştır. Şekil 2'de ayrıca, çalışma alanı içerisindeki depremlerin episantr dağılımları da gösterilmiştir. Bu çalışma kapsamında, Doğu Anadolu bölgesi için 1970-2014 yılları arasında derinliği 70 km'den sığ ve $M_D \geq 1.0$ olan 30462 depremi içeren bir katalog hazırlanmıştır. Bu katalog, süre magnitudü M_D için homojendir. Analizler için, çalışma alanı olarak $36^\circ\text{K}-42^\circ\text{K}$ enlemleri ile $36^\circ\text{D}-45^\circ\text{D}$ boylamları arasında kalan bölge düşünülmüştür (Şekil 2).

4. Sismotektonik b -değeri ve Fraktal Boyut D_c -değerinin Tanımlanması

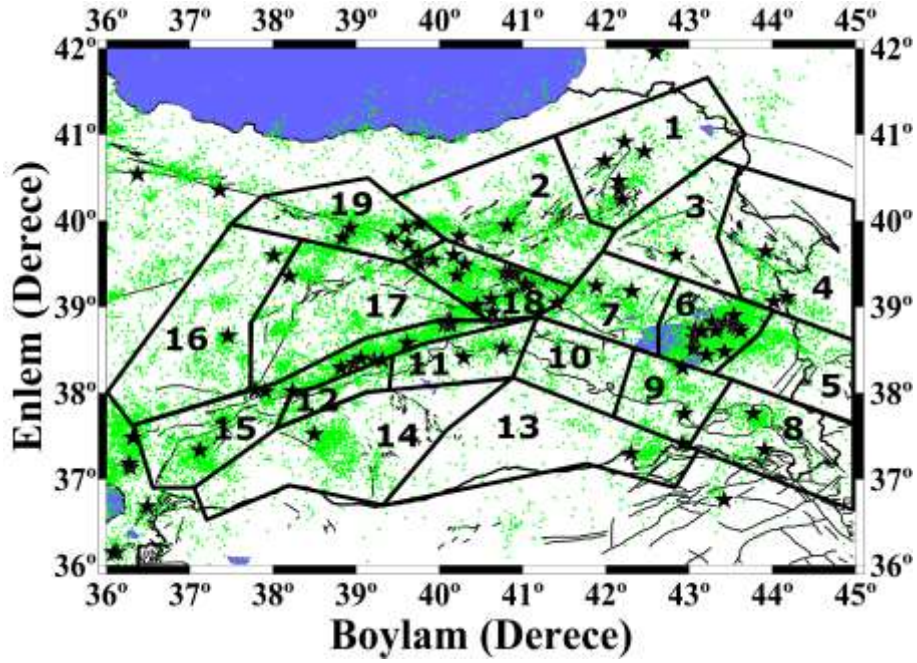
Jeolojik olaylar genellikle fraktal özellik gösterir. Depremlerin zaman ve uzayda enerjilerine göre düzensiz olarak dağılım göstermeleri, doğal olayların geometrilerinin fraktal kavramı ile tanımlanabileceğini göstermiştir (Mandelbrot, 1982). Bununla birlikte, Öncel vd., (1995) depremsellik gibi çoğu karmaşık uzay-zaman oluşumlarının tanımlanabileceğini ve güç yasası ölçekleriyle birlikte fraktal parametreler açısından yorumlanabileceğini ifade etmiştir. Bu bölümde, deprem oluşumları için sismotektonik b -değeri ve fraktal boyut D_c -değerinin hesaplanması ile ilgili yöntemlerden kısaca bahsedilecektir.

4.1. Magnitud-Deprem Sayısı İlişkisi (b -değeri) ve Tamamlılık Magnitudü (M_c -değeri)

Depremlerin magnitud-deprem sayısı dağılımlarının modellenmesi Gutenberg-Richter ilişkisi (G-R) ile yapılır (Gutenberg ve Richter, 1944). Depremlerin magnitud-deprem sayısı ilişkisi,

$$\log_{10} N(M) = a - bM \quad (1)$$

eşitliği ile verilir.



Şekil 2. Doğu Anadolu bölgesinde 1970-2014 yılları arasında 70 km'den sığ, $M_D \geq 1.0$ ve $M_D \geq 5.0$ (* sembolü) olan depremlerin episantr dağılımları ile 19 farklı sismik kaynak bölgesi.

Burada $N(M)$, magnitüdü M 'den büyük ve eşit olan depremlerin kümülatif sayısıdır. b parametresi magnitüd-deprem sayısı dağılımının eğimini tanımlarken, a parametresi ise deprensellik veya deprem sayısı ile ilişkili olarak ifade edilir.

b -değeri, deprenselliğin boyut-ölçek özelliklerinin tanımlanmasındaki en önemli istatistiksel parametrelerden biridir ve bölgeden bölgeye kabaca 0.3 ile 2.0 arasında değişir. Bununla birlikte, b -değerinin bölgesel ölçek değerinin yaklaşık olarak 1'e eşit olduğu ifade edilmiştir (Frohlich ve Davis, 1993). b -değerinin normalden farklılık göstermesine neden olabilecek birçok faktör mevcuttur. Düşük b -değerine sahip bölgeler, ana şoktan sonra muhtemelen yüksek uygulamalı kayma gerilmesiyle ilişkili iken, yüksek b -değeri ise kayma meydana gelen alanlarla ilişkilidir. Çünkü bir bölge için b -değeri yalnızca o bölgedeki büyük ve küçük olayların göreceli oranlarını yansıtmaz aynı zamanda bölge civarındaki gerilme koşullarıyla da ilgilidir (Scholz, 1968). Yüksek b -değerlerinin gözlenmesi genel olarak bölgede büyük olaylara nazaran küçük olayların sayısında bir artış olduğunu, buna

karşın düşük b -değerleri ise büyük olayların sayısında bir artma olduğunu gösterir. Buda, düşük b -değerinin yüksek gerilme artışı ile ilişki iken yüksek b -değerinin gerilmenin azaldığı veya boşaldığı bölgelerle ilişkili olduğu anlamına gelir. Ayrıca, yüksek b -değerleri, çoklu kırık alanlarının önemine işaret eden artan jeolojik karmaşıklığa sahip bölgelerle ilişkilidir. Sonuçta düşük b -değerleri, kırıklı ortamlardaki düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkilidir. Bayrak ve Öztürk, (2004), düşük b -değerinin kırıklı ortamlardaki düşük heterojenite, büyük gerilme ve yamulma, büyük deformasyon hızı ve büyük faylarla ilişkili olduğunu ifade etmiştir.

b -değerini hesaplamak için birçok farklı yöntem mevcuttur. Fakat b -değerlerinin tahmini için en güçlü ve yaygın olarak kullanılan yöntem maksimum olasılık yöntemi (Aki, 1965) olup,

$$b = 2.303 / (\bar{M} - M_{\min} + 0.05) \quad (2)$$

olarak verilmiştir. Burada \bar{M} , ortalama magnitüd değeri ve M_{\min} ise en küçük

magnitüd değeridir. %95 güven aralığı içerisinde b -değerinin standart sapması, Aki (1965) tarafından önerilen $\pm 1.96b/\sqrt{n}$ denklemi kullanılarak hesaplanabilir. Bu ifadede n -değeri, tahmin yapmada kullanılan olayların sayısıdır. Bu değer, $n=100$ depremi içeren bir veri grubu için b -değeri üzerinde $\pm 0.1-0.2$ civarında bir güven limiti ortaya koyar.

Tamamlılık magnitüdü M_c (kesme magnitüdü, süreklilik magnitüdü), verinin %90-95'inin bir güç yasası ile modellenebileceği magnitüd değeri olarak tanımlanır ve deprensellelikle ilişkili birçok çalışma için önemli bir parametredir. Magnitüd tamamlılığı, bölge ve zamanın bir fonksiyonu olarak değişimler gösterir ve özellikle zamana bağlı değişimler b -değeri tahminlerinde farklılıklara neden olur. Çünkü deprem kayıt ağı ana şoktan sonra kurulamayabilir ve en yüksek aktivite süresince küçük olaylar, büyük olayların kodaları içerisine düşmesinden dolayı kayıt edilemeyebilir. Sonuçta, deprem kataloğunun ilk dönemlerinde M_c yüksek olur. Bu nedenle zamanın bir fonksiyonu olarak M_c analizleri, sonuçların doğruluğunu tehlikeye sokmaksızın, sonradan oluşturulacak haritalama için mevcut verinin maksimum sayısını kullanmak amacıyla yapılır. Çünkü deprensellik çalışmalarında daha kaliteli sonuçlar için, verinin maksimum sayısının kullanılması oldukça önemlidir. M_c tahmini, Gutenberg-Richter ilişkisine ve M_c 'nin yaklaşık ilk dizisi olarak magnitüd-deprem sayısı eğrilerinin ilk türevinin maksimum değer hesabına dayanır (Wiemer ve Wyss, 2000). Magnitüd-deprem sayısı ilişkisini hesaplamak ve deprem tahmin analizlerini yapabilmek için, üst üste binen hareketli pencere tekniği kullanılarak maksimum olasılık yöntemiyle zamanın fonksiyonu olarak M_c -değeri hesaplanabilir. Bu çalışmada, b -değerinin hesaplanacak ve deprem tahmin analizlerinin yapılabilmesi için tamamlılık değerinin kullanılacak olmasından dolayı M_c analizi yapılmıştır.

4.2. Deprem Dağılımlarının Fraktal Boyutu (İlişki Boyutu, D_c -değeri)

Sismotektonik değişkenlerin kümelenmesinde ve boyut ölçek niteliklerinin tanımlanmasında fraktal analiz sıkça kullanılır. Fraktal boyut D_c , henüz kırılmamış olan bölgeleri belirlemek için hesaplanır ve bu kırılmayan bölgeler gelecekte kırılabilir potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir. Deprem oluşumlarının zamansal modelleri ve dağılımlarının uzaysal modelleri, iki-noktalı ilişki boyutu D_c kullanılarak fraktal olarak tanımlanır. Fraktal boyut analizi, geometrik nesnelerin kendine-benzerliğinin tanımlanması için güçlü bir araçtır. İlişki boyutu D_c ve ilişki toplamı $C(r)$ aşağıdaki şekilde tanımlanmıştır (Grassberger ve Procaccia, 1983):

$$D_c = \lim_{r \rightarrow 0} [\log C(r) / \log r] \quad (3)$$

$$C(r) = 2N_{R<r} / N(N-1) \quad (4)$$

Burada $C(r)$, ilişki fonksiyonu, r , iki episantr veya hiposantr arasındaki uzaklık ve N , birbirinden $R<r$ uzaklıkla ayrılan olay çiftlerinin sayısıdır. Eğer deprem dağılımları fraktal bir yapıya sahipse, aşağıdaki eşitlik elde edilir:

$$C(r) \sim r^{D_c} \quad (5)$$

Burada D_c , fraktal boyutu ifade eder veya daha kesin bir ifadeyle ilişki boyutudur. İki deprem arasındaki r uzaklığı (derece olarak) aşağıdaki şekilde hesaplanır:

$$r = \cos^{-1}(\cos \theta_i \cos \theta_j + \sin \theta_i \sin \theta_j \cos(\phi_i - \phi_j)) \quad (6)$$

Burada (θ_i, ϕ_i) ve (θ_j, ϕ_j) , sırasıyla i . ve j . olayların enlem ve boylamlarıdır (Hirata, 1989). r uzaklığına ($1^\circ \cong 111$ km olarak) karşı $C(r)$ değerleri çift logaritmik ölçekte çizilirse fraktal boyut D_c , pratik olarak grafiğin eğiminden hesaplanabilir.

Fraktal analiz sıkça sismotektonik değişkenlerin kümelenmesinde ve boyut ölçek niteliklerinin tanımlanmasında kullanılır. Fraktal boyut D_c , olası kırılmayan bölgeleri ortaya koymak için hesaplanır ve bu kırılmayan bölgeler gelecekte kırılabilir potansiyel sismik boşluklar olarak ifade edilir. Dolayısıyla, D_c -değeri, episantr veya hiposantr uzaklıklarıyla ve belirgin depremler arasındaki elastik etkileşimin dalgalanmalarına dayalı fiziksel modellerle ilişkilidir. Başka bir deyişle, fraktal ilişki boyutundaki değişimler esas itibarıyla, fay sistemlerindeki deprem aktivitesinin heterojenite derecesinin sayısal ölçümü veya karmaşıklığına bağlıdır. Daha düşük b -değeri ile ilişkili fay sistemlerindeki (daha yüksek D_c) yüksek karmaşıklığa sahip alanlarda gerilme dağılımı daha küçük yüzey alanlarının fay düzlemleri üzerinde olur (Öncel ve Wilson, 2002). Yüksek fraktal boyut, magnitüd dağılımındaki heterojeniteye hassastır. Depremlerin tekdüze dağılımları, olayların kümelenmelerindeki bir artış ile azalır. Dolayısıyla, daha yüksek D_c ve daha düşük b -değerleri, çalışma alanındaki baskın yapısal özelliklerdir ve artan kümelenmelerden kaynaklanabilir. Çünkü deprenselliğin fraktal boyutu, depremlerin oluş süreçlerindeki düzensizliklerin ve depremlerin yoğunlaşma (kümelenme) özelliklerinin bir ölçüsüdür. Sonuçta bu, gerilmedeki değişimlerin bir belirtisidir (Polat vd., 2008).

5. Göreceli Yoğunlaşma ve Oluşum Bilgisi Yöntemlerinin Tanımlanması

Sismik aktivitedeki değişimlerle güçlü şekilde ilişkili bölgeleri belirlemek amacıyla son yıllarda, göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi modelleri farklı araştırmacılar tarafından farklı bölgelere uygulanmıştır. Deprensellikle ilişkili bu bölgeler, beklenebilecek büyük depremlerin gözlemlendiği dolayısıyla, ana şoktan önceki yüksek gerilmeyle ilişki bölgeler olarak düşünülebilir. Oluşum bilgisi haritasında açıklanan deprensellik oranındaki değişimler büyük depremlerin hazırlık süreci ile ilişkilidir. Oluşum bilgisi haritasındaki sismik durgunluk ve sismik hareketlilik, bu tür hazırlık süreçleridir ve bu yöntem yakın gelecekte

(tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin edebilmeye olanak sağlar. Dolayısıyla, gelecekte belirgin bir dönem içerisinde olası depremlerin sismojenik bir zonu tahmin edilebilir. Sonuçların doğruluğunun kanıtlanabilmesi için, bu modelin diğer tahmin modellerinden daha iyi sonuçlar vermesi gerekir. Bu amaçla iki tür yaklaşım yapılır. Birincisi, geçmişte olmuş küçük depremlerin oluşum oranlarını kullanarak deprem tahmini yapan göreceli yoğunlaşma modelidir ve tahmininin fiziksel açıklaması olarak, büyük depremlerin yüksek sismik aktiviteye sahip alanlarda olma olasılığı kabul edilir (Holliday vd., 2007). Bu tahmin modeli için matematiksel algoritma birçok araştırmacı tarafından verilmiştir (Nanjo vd., 2006a,b; Holliday vd., 2005, 2006, 2007) ve hesaplama adımları aşağıdaki şekilde detaylandırılmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. Çalışma alanı gridlere bölünür. Her bir grid doğrusal bir Δx boyutuna sahiptir.
2. Her i gridi içerisindeki düşük bir tamamlılık magnitüdü M_c 'ye eşit veya ondan büyük M magnitüdü depremlerin sayısı t_s 'den t_E 'ye olan zaman süresince hesaplanır. Bu sayı, $n_i(t_s, t_E)$ olarak ifade edilen ve gün başına depremlerin sayısını belirlemek için hesaplanan ortalamadır.
3. Bu sayıların göreceli değeri RI sayısı olarak adlandırılır. Bu sayı $n_i(t_s, t_E)/n_{\max}$ olarak verilir. Burada n_{\max} ; $n_i(t_s, t_E)$ 'nin en büyük değeridir. RI sayısı 0-1 arasında değişir.
4. Eğer 0'dan 1'e kadar bir aralıkta ($0 \leq w \leq 1$) başlangıç bir w değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin yalnızca bu w değerinden daha büyük RI sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç w değerinden daha küçük RI sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
5. RI tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi için hesaplama aşamaları aşağıda açıklanmıştır (Nanjo vd., 2006a):

1. *RI* modelinde olduğu gibi, çalışma bölgesi doğrusal bir Δx boyutuna sahip gridlere bölünür.
2. t_0 ile ifade edilen zamandan itibaren $M \geq M_c$ olan bölgelerdeki tüm depremler analize dahil edilir. Artçı şoklar katalogdan çıkarılmaz. Bu yöntem, depremlerin kooperatif davranışlarından sorumlu olan güçlü uzay-zaman ilişkilerine dayanır ve artçı şoklar, ilişkilerin önemli bir bileşenini oluşturmak için de dikkate alınır.
3. Üç zaman aralığı dikkate alınır:
 - i) t_b 'den t_1 'e kadar olan referans zaman aralığı
 - ii) t_b 'den t_2 'ye kadar olan ($t_2 > t_1$) ikinci zaman aralığı. Sismik aktivite değişimlerinin hesaplandığı değişim aralığı t_1 'den t_2 'ye kadar olan zaman aralığıdır. t_b zamanı t_0 ile t_1 arasında olacak şekilde seçilir. Hedef, t_b 'den t_1 'e kadar olan referans zaman aralığına kıyasla t_1 'den t_2 'ye kadar olan değişim aralığındaki sismik aktivite anomalilerini ölçmektir.
 - iii) t_2 'den t_3 'e kadar olan tahmin zaman aralığı, tahmin için geçerli olan aralıktır. Değişim ve tahmin aralıkları aynı uzunlukta olacak şekilde alınır.
4. Zaman aralığı için bir grid bölgesindeki sismik yoğunluk, zaman aralığı süresince oluşan $M \geq M_c$ olan depremlerin ortalama sayısıdır. Referans aralığı $t_b - t_1$, $n_i(t_b, t_1)$, aralığı üzerindeki *i*. gridin sismik yoğunluğu t_b 'den t_1 'e kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır. $t_b - t_2$, $n_i(t_b, t_2)$, aralığı üzerindeki *i*. gridin sismik yoğunluğu t_b 'den t_2 'ye kadar olan depremlerin ortalama sayısıdır.
5. İki farklı zaman aralığından elde edilen yoğunlukları karşılaştırmak için aynı istatistiksel özelliklere sahip olmaları gerekir. Dolayısıyla, sismik yoğunluklar, tüm grid bölgelerinin ortalama sismik aktivitesinden çıkarılarak ve tüm grid bölgelerindeki sismik aktivitenin standart sapmasına bölünerek normalize (standart hale getirmek) edilir. Normalize edilmiş bu yoğunluklar $n_i^*(t_b, t_1)$ ve $n_i^*(t_b, t_2)$ olarak ifade edilir.
6. *i* gridi içerisindeki anomali sismisitesinin ölçümü, normalize edilmiş iki sismik

yoğunluk arasındaki farktır ve $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2) = n_i^*(t_b, t_2) - n_i^*(t_b, t_1)$ olarak verilir.

7. Sismik aktivitedeki rastgele dalgalanmaların (gürültü) göreceli önemini azaltmak için t_0 'dan t_1 'e kadar tüm muhtemel başlangıç zamanları t_b üzerindeki ortalama değişim $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2)$ hesaplanır. Sonuç, $\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2)$ olarak ifade edilir.
8. *i* gridi içerisindeki gelecek depremin olasılığı $P_i(t_0, t_1, t_2)$, ortalama yoğunluk değişiminin karesi alınarak hesaplanır. Buda, $P_i(t_0, t_1, t_2) = \{\Delta n_i^*(t_b, t_1, t_2)\}^2$ şeklinde verilir.
9. Anomali bölgelerini tanımlamak için, geçmişe (backgrounda) kıyasla $P_i(t_0, t_1, t_2)$ olasılığındaki değişim hesaplanır. Bunun için, tüm grid bölgelerinde ortalama olasılık $\langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$ çıkarılır. Olasılıktaki bu değişim, $P_i'(t_0, t_1, t_2) = P_i(t_0, t_1, t_2) - \langle P_i(t_0, t_1, t_2) \rangle$ ile verilir.
10. Olasılıktaki değişimin göreceli değeri *PI* sayısı olarak tanımlanır. Bu sayı, $P_i'(t_0, t_1, t_2) / P_{\text{mak}}$ olarak verilir. Burada P_{mak} ; $P_i'(t_0, t_1, t_2)$ 'nin en büyük değeridir. Geçmiş deprem aktivitesine kıyasla sismik hareketlilik ve sismik durgunlukla ilgilenildiği için, eğer grid bölgeleri sıfırdan küçük *PI* sayısına sahipse, bu sayılar sıfır olarak kaydedilir. *PI* değeri 0-1 arasında değişir.
11. Eğer 0-1 aralığında başlangıç bir *w* değeri kabul edilirse, gelecek büyük depremlerin bu *w* değerinden daha büyük *PI* sayısına sahip bölge içerisinde olması beklenir. Başlangıç *w* değerinden daha küçük *PI* sayısına sahip gridler, gelecek büyük depremlerin meydana gelmeyeceği bölgelerdir.
12. *PI* tahmin penceresi içerisinde, daha büyük depremlerin yüksek sismik hareketlilik veya durgunluğa sahip bölgelerde olacağı tahmin edilir.

PI yöntemi, yakın bir gelecekte depremlerin büyük olasılıkla meydana gelebileceği bölgeleri ortaya koyar. Bir tahmin haritası oluşturabilmek için, *PI* haritası ile *RI* haritası birleştirilir. Sonra, olasılığı bütünleştirmek için bu harita normalize edilir ve gelecek 5-10 yılın (Holliday vd., 2007) üzerinde beklenen

$M \geq 5$ olan depremlerin sayısı ile ölçeklendirilir. Bu işlemlerin detayları aşağıdaki verilir (Holliday vd., 2007):

- i. İlk adımda, çalışılan tüm bölge için göreceli bir sismik yoğunluk haritası oluşturulur. Deprem verisi çalışılması düşünülen zaman aralığı için kullanıma uygun hale getirilir. Daha sonra, 10^{-1} 'den büyük göreceli değerler 10^{-1} 'e, 10^{-4} 'ten daha küçük sıfır olmayan değerler 10^{-4} 'e atanır. Geçmişte sıfır sismisiteye sahip her grid bölgesine 10^{-5} değeri verilir.
- ii. Çalışılan bölgede çoğu aktivite bölgesinin %10'u üzerinde oluşum bilgisi hesapları yapılır. Hesaplamalar için, t_0 , t_1 ve t_2 zamanları belirlenir. Sıcak noktalar, gelecek deprem oluşumunun beklendiği bölgeler olduğu için bütün bir olasılık değeri verilir.
- iii. *RI* haritası üzerinde, *PI* haritası ile onun *Moore civarı* (piksel + sekiz komşu bölge) üst üste getirilerek birleşik bir olasılık haritası oluşturulur. Tüm sıcak noktalar (olası deprem bölgeleri) 1 olasılığına sahiptir ve diğer tüm pikseller 10^{-5} ile 10^{-1} arasındaki olasılıklarda değişir.

6. Bulgular ve Tartışma

Önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi bu çalışmadaki birincil amaç, Doğu Anadolu bölgesi için deprensellik parametresi *b*-değeri ile fraktal boyut *D_c*-değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki belirlemektir. Bu amaçla, iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek amacıyla, *L₂ Norm* veya *En Küçük Kareler Yöntemi* (Cadzow, 2002), *L₁ Norm* veya *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma* (Giloni ve Padberg, 2002), *Toplam En Küçük Kareler* veya *Ortogonal Regresyon* (Carrol ve Ruppert, 1996) ve *Robust Regresyon* (Huber, 1964) olmak üzere dört farklı yöntem test edilmiştir. Bununla birlikte, bir veri grubu için parametre tahmin yöntemlerinin veya uygun dağılımın seçimi için belirgin bir kural yoktur ve farklı dağılımlar uygulanarak en iyi modeller seçilebilir. Birçok olayda uygun dağılımın seçimi, uyum kalitesinin değerlendirilmesine dayalı olarak yapılır.

Mühendislik çalışmalarında kullanılan birkaç uyum kalitesi tekniği geliştirilmiştir. Bu yöntemler arasında seçim kriteri olarak, *ilişki katsayısı* (R^2 veya bazen *r* kullanılır) güçlü ve kabul edilebilir bir yöntem olarak bilinmektedir (Greene, 1997). *r* yalnızca öz ilişki (kovaryans) hatasına bağlı olmasına rağmen model uyum değerlendirmesinde önemli bir rol oynar. İlişki katsayısı, konum ve ölçekle değişmez ve istatistiksel olarak standart sapma ve ortalamasından bağımsızdır. Netice olarak, *r* olasılık çiziminin doğrusallığını ölçer ve uyumun nitel bir değerlendirmesine olanak sağlar. *r*, 1'e ne kadar yakın ise gözlemlerin o kadar uyumlu dağılım gösterdiği kabul edilir (Heo vd., 2008).

En Küçük Kareler Regresyonu (L₂ Norm), en iyi bilinen en eski ve en çok kullanılan faydalı bir eğri uydurma tekniğidir. *L₂ Norm*, en küçük kareler optimizasyonunun en temel şeklidir ve *L₂ Norm*'un temel doğrusal-cebirselleştirilmiş problemleri için örnekleme algoritmaları, en temel regresyon problemlerinden bir tanesidir. Dolayısıyla, birçok farklı bilimsel alan yanında matematik ve istatistiksel veri analizinde çok sayıda uygulamaları mevcuttur. Bu istatistiksel doğrusal regresyon modeli yaklaşık 200 yılı aşkın bir süredir yaygın bir şekilde kullanılmaktadır. Hata terimi ϵ 'nin normal (Gauss veya üstel) dağılım gösterdiği varsayımı altında etkili bir istatistiksel yaklaşımdır. Doğrusal regresyon modelinin istatistiksel özellikleri yanında, verinin uyumu, regresyon katsayılarının alt setinin ve/veya özgün bir kalitenin değerlendirilmesi için oluşturulur. Sonuç olarak bu yaklaşım, sabit sayıdaki dış değerlere sahip büyük örnekleri içeren çok büyük veri setlerinin çalışılmasını içeren durumlarda kısmen faydalı bir değerlendirme yöntemi olarak kullanılabilir (Cadzow, 2002; Durio ve Isaia, 2003).

En küçük kareler doğrusal eğri uydurma tahminlerinin verideki anormal gözlemlere karşı oldukça hassas olduğu bilinir ve bunun bir sonucu olarak ta çok daha güçlü tahminler alternatif modeller olarak üretilmiştir. İlk üretilen yöntemlerden bir tanesi de *En Küçük*

Toplamlı Mutlak Sapma (L_1 Norm) regresyonudur. Burada regresyon katsayısı, rezidüellerin tüm değerlerinin toplamının minimum yapılması ile tahmin edilir. L_1 regresyonu, birçok araştırmacı tarafından 1960'lı yıllardan sonra yeni bir çözüm yöntemi olarak önerilmiştir (Blattberg ve Sargent, 1971; Huber, 1987). L_1 regresyonu, en küçük karelere daha güçlü bir alternatif olarak büyük oranda kullanılmaz. Çünkü tek bir gözlemden bile güçlü bir şekilde etkilenir. L_1 regresyonu için asimptotik teori L_2 regresyonu kadar iyi gelişmemiştir. Bu bir dereceye kadar doğru olmakla birlikte yüksek analizli regresyon tahminleri içinde doğrudur. Ayrıca, L_1 regresyon tahmini, anormal tahminli gözlemler için her zaman güçlü bir analiz yöntemi değildir. Yani, düşük bir analiz noktasına sahiptir (Cadzow, 2002; Giloni ve Padberg, 2002).

Basit doğrusal regresyon modellerinde değişken tahminlerindeki hatalar için en yaygın olarak bilinen tekniklerden bir tanesi de *Ortogonal Regresyon (Toplam En Küçük Kareler)* yöntemidir. Bazen bilinen hata değişim oranının sınırlı olması durumunda *fonksiyonel maksimum olasılık tahmini* olarak ta isimlendirilir. Olağan doğrusal regresyon analizlerinde amaç, uyumlu eğri üzerindeki ilişkili y değerleri ile x veri değerleri arasındaki düşey uzunlukların karelerinin toplamını minimum yapmaktır. Ortogonal regresyon analizinde ise amaç, veri noktalarından uyumlu eğriye olan dik uzaklıkları minimum yapmaktır. Dolayısıyla, varsayım geçerli ise, ortogonal regresyon mükemmel olarak kabul edilebilecek bir tahmin değerlendirme yöntemidir. Bununla birlikte bu yöntem hesaplamalardaki denklem hatalarını dikkate almaz. Bu iyi bilenen ortogonal regresyon tahmini eski bir yöntemdir ve birçok çalışmada kullanılmıştır (Carrol ve Ruppert, 1996; Leng vd., 2007). Ortogonal regresyon, sadece ölçüm hata değişim oranının olağan tahmini değildir ve bu kullanımı dikkatli bir denklem hata değerlendirmesini içermelidir.

En küçük kareler regresyonundaki en ciddi problem dış değerlerin çok güçlü olmamasından kaynaklanır. Eğer, kötü veri

noktası sadece bir değer bile olsa bu değer çözüm üzerinde güçlü bir etkiye sebep olacaktır çünkü dış değerler regresyon parametreleri üzerinde güçlü bir etkiye sahiptir. Basit bir çözüm, kötü uyumlu veri noktasını tekrarlı olarak hesap dışı bırakmak ve kalan veriyi kullanarak en küçük kareler uyumunu yeniden hesaplamaktır. Diğer bir yaklaşım ise *Robust Regresyon* olarak isimlendirilen ve anormal veri için en küçük kareler kadar kullanışlı olmayan bir uyum kriterini kullanmaktır. Robust regresyon için en yaygın genel yöntem Huber (1964) tarafından tanımlanan *M*-tahminidir. Doğrusal olmayan regresyon modelleri birçok alanda önemli bir rol oynar. Doğrusal olmayan bir modelin parametrelerin tahmini için klasik en küçük kareler (veya maksimum olasılık) yöntemi birçok durumda yaygın olarak kullanılır. Bununla birlikte, bu klasik yöntemlerin dış değerlere ve belli başlı dağılımlardan olan diğer uzaklıklara çok hassas olduğu bilinir. Regresyon modellerinin tahmininde çoğu güçlü gelişmeler, maksimum olasılık yöntemleri veya en küçük karelerin genelleştirilmesine dayalıdır (Glioni vd., 2006). Robust regresyon yöntemi bu uç değerlerden çok az etkilenir. Bununla birlikte, Robust regresyon tahminlerinin davranış değerlendirmesinde küçük örnekli asimptot teknikleri çok faydalıdır. Robust regresyon tahmininin kullanımı Huber (1964)'ten başlar.

Tektonik yapıları ile birlikte 1-19 arasındaki sayılarla numaralandırılmış olan sismotektonik bölgeler Tablo 1'de verilmiştir. Tablo 1'de, her bir bölge için sismotektonik parametrelerin hesaplanmasında kullanılan deprem sayıları ile birlikte, tamamlılık magnitudü M_c , deprensellik parametresi b -değeri ve fraktal boyut D_c -değerleri de verilmiştir. Dört farklı analiz yöntemi için dört farklı istatistik ilişki elde edilmiştir. Tüm regresyonlar için doğrusal ilişkiler kullanılmış ve aşağıdaki eşitlikler elde edilmiştir:

$$D_c = 2.52 - 0.36 * b, L_1 \text{ Norm regresyon için} \quad (7)$$

$$D_c = 2.50 - 0.34 * b, L_2 \text{ Norm regresyon için} \quad (8)$$

$D_c = 2.49 - 0.34 * b$, Robust regresyon için (9)

$D_c = 2.51 - 0.35 * b$, Ortogonal regresyon için (10)

Doğu Anadolu bölgesi depremleri için b -değeri ile D_c -değeri arasında farklı yöntemler kullanılarak elde edilen ilişkiler Şekil 3a'da verilmiştir. Şekil 3a'da görüldüğü gibi farklı regresyonlar için ilişki katsayıları, L_1 ($r=-0.91$) Norm, L_2 ($r=-0.85$) Norm, Robust regresyon ($r=-0.85$) ve Ortogonal regresyon ($r=-0.89$) için birbirine oldukça yakındır. Bununla birlikte, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma $r=-0.91$ ilişki katsayısıyla diğer regresyonlardan daha iyidir. Ayrıca, En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma için D_c - b ilişkisi ile birlikte % 95 güven aralığı Şekil 3b'de verilmiştir. Güven sınırları içerisinde düşen depremlerin sayısı Robust ve L_2 Norm regresyonlar için 11, Ortogonal ve L_1 Norm regresyonlar için 12 olarak hesaplanmıştır.

Bu negatif ilişkiler, Doğu Anadolu bölgesindeki gerilme değişimlerinin bir belirtisi olarak yorumlanabilir ve deprem kümelenmelerinden kaynaklanabilir. b -değeri ile D_c -değeri arasındaki istatistiksel ilişki üzerine Türkiye (Öncel vd., 1995; Öncel ve Wilson, 2007; Öztürk, 2012; Öztürk, 2014) ve dünyada (Hirata, 1989; Roy vd., 2011) yapılmış farklı çalışmalar mevcuttur. Aki (1981) tarafından b -değeri ile D_c -değeri arasında $D=2b$ olarak pozitif bir ilişkinin önerilmesinden sonra literatürde son yıllarda hem pozitif hem de negatif ilişkiler ortaya konulmuştur. Bazı durumlarda ise, b -değeri ile D_c -değeri arasındaki ilişki, pozitif bir ilişkiden negatif bir ilişkiye bile değişebilmektedir (Öncel ve Wilson, 2002; Öncel ve Wilson, 2007). Hirata (1989), Japonya'da Tohoku bölgesinde bu iki parametre arasında $D_c=2.3-0.73*b$ olarak negatif bir ilişki ($r=-0.77$) ifade etmiştir. Henderson vd., (1992), güney Kaliforniya için Riverside kataloğunu kullanarak 1.3'ten

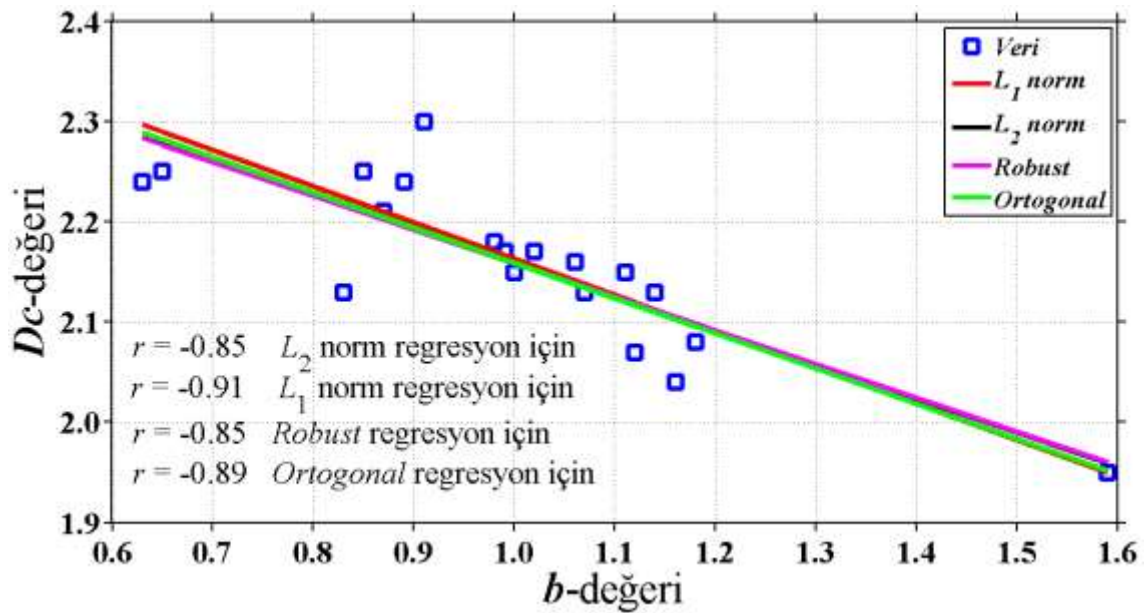
büyük yerel depremler için 1970-1990 yılları arasında yakın sonuçlar elde etmişlerdir.

Benzer şekilde, Öncel vd., (1995) tarafından Türkiye'de Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda yapılan bir depremsellik çalışması, b -değeri ile D_c -değeri arasında negatif bir ilişki ortaya koymuştur. b -değeri ile D_c -değeri arasında oldukça düşük bir negatif ilişki katsayısına ($r=-0.56$) sahip olarak kuzey Ege denizini içine alan bölge için $D_c = 2.74 - 1.52 * b$ ilişkisini önermişlerdir. Ayrıca, Öncel vd., (1996), Kuzey Anadolu Fay Zonu için güçlü bir negatif ilişkiye ($r=-0.85$) sahip $D_c = 2.32 - 1.09 * b$ ilişkisini ortaya koymuşlardır. Bununla birlikte Öncel ve Wilson (2007), güney batı Türkiye için, 1992-1994 yılları arasında b -değeri ile D_c -değeri için güçlü bir pozitif ilişki ($r=0.84$) ve yine 1996-1998 arasında güçlü bir pozitif ilişki ($r=0.94$) hesaplarken, 1994-1996 yılları arasında ise negatif bir ilişki ($r=-0.71$) önermişlerdir. Öztürk (2012), Türkiye depremleri için ortogonal regresyon uyumunu kullanarak güçlü bir negatif ilişki katsayısı ($r=-0.82$) ile $D_c = 2.44 - 0.30 * b$ ilişkisini önermiştir. Ayrıca Öztürk (2014), Batı Anadolu bölgesi için fraktal boyut D_c -değeri ve sismotektonik parametre b -değeri arasında $D_c = 3.07 - 0.53 * b$ ($r=-0.95$) ilişkisini ortaya koymuştur. Sonuç olarak, bu çalışmada elde edilen ilişki literatürde verilen sonuçlarla da uyumludur.

Göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgilerine dayalı olarak, gelecekte beklenen güçlü depremleri bölgesel olarak tahmin edebilmek için geçmiş depremlerin uzay-zaman oluşumlarının analizine ihtiyaç vardır. Bu analizler için, KRDAE'den temin edilen katalog kullanılmıştır. Deprem tahmin modellerini uygulayabilmek için, kayan pencere tekniği ile pencere başına 15 olay kullanılarak $M_D \geq 1.0$ olan 30462 deprem için M_c -değerinin zamanla değişimi analiz edilmiştir (Şekil 4).

Tablo 1. Doğu Anadolu bölgesi için 19 farklı sismotektonik bölge, deprem sayıları ve M_c -değerleriyle birlikte sismotektonik parametreler b ve D_c -değerleri.

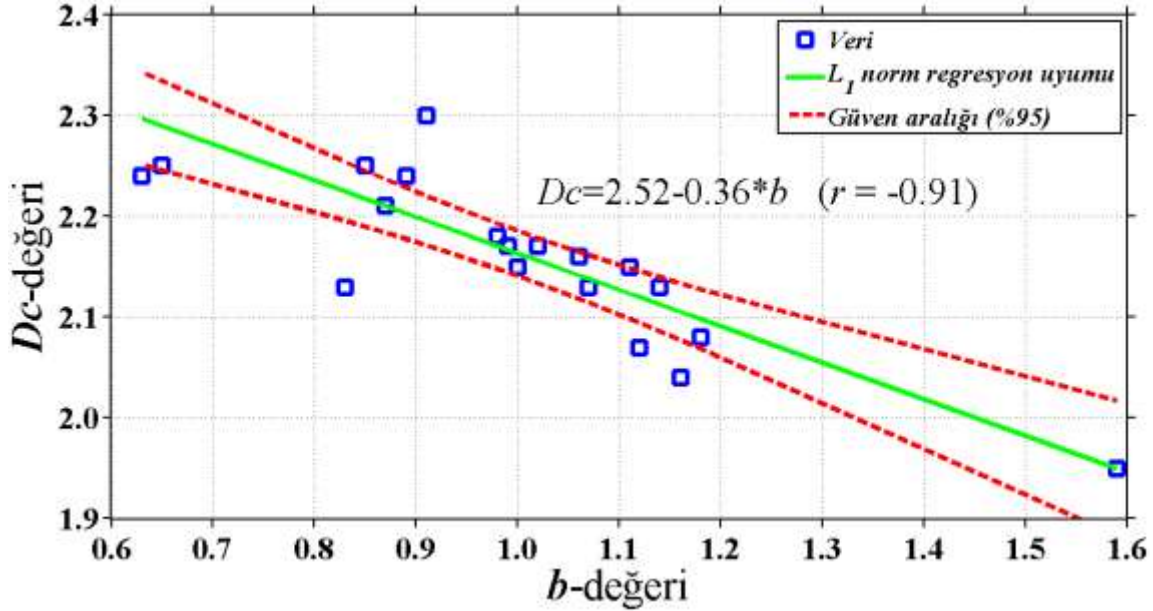
<i>Bölge</i>	<i>Aktif Tektonik Yapı</i>	<i>Deprem Sayısı</i>	<i>M_c-değeri</i>	<i>b-değeri</i>	<i>D_c-değeri</i>
1	Kuzey Doğu Anadolu Fay Zonu (KDAFZ)	536	2.7	0.63±0.03	2.24±0.05
2	Horosan Fayı, Dumlu ve Çobandede Fay Zonları	1665	2.9	1.07±0.03	2.13±0.06
3	Ağrı, Tutak, Balıklıgöl ve Kağızman Fayları (ATBKF)	323	2.8	0.87±0.05	2.21±0.03
4	Iğdır, Doğubeyazıt ve Çaldıran Fayaları (IDÇF)	532	2.8	0.83±0.05	2.13±0.04
5	Başkale, Erciş, Muradiye ve Süphan Fayları (BEMSRF)	581	2.8	0.98±0.05	2.18±0.02
6	Hasan Timur Fay Zonu (HTFZ)	8174	2.6	1.02±0.05	2.17±0.03
7	Malazgirt ve Bulanık Fayları (MBF)	716	3.0	1.16±0.07	2.04±0.02
8		549	3.0	1.18±0.09	2.08±0.04
9	Bitlis-Zagros Bindirme Zonu (BZBZ)	553	2.9	0.89±0.04	2.24±0.05
10	(Kavakbaşı Fayı, Muş Bindirme Zonu	236	2.9	1.12±0.08	2.07±0.02
11	Yüksekova-Şemdinli Fay Zonu)	415	2.9	0.65±0.04	2.25±0.03
12		330	2.7	0.85±0.06	2.25±0.05
13	Karacadağ Genişleme Bölgesi	417	2.8	1.06±0.07	2.16±0.04
14	(KGB)	968	2.9	1.59±0.08	1.95±0.04
15	Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ)	4486	2.9	1.00±0.02	2.15±0.06
16	Sürgü Fayı (SRF)	1013	2.9	1.11±0.05	2.15±0.04
17	Malatya ve Ovacık Fay Zonu (MOFZ)	1982	2.7	1.14±0.03	2.13±0.04
18	Bingöl-Karakoçan, Sancak-Uzunpınar Fay Zonları	2977	2.8	0.91±0.02	2.30±0.05
19	Kuzey Anadolu Fay Zonunun Doğu Kısmı (DKAFZ)	1084	2.8	0.99±0.03	2.17±0.03



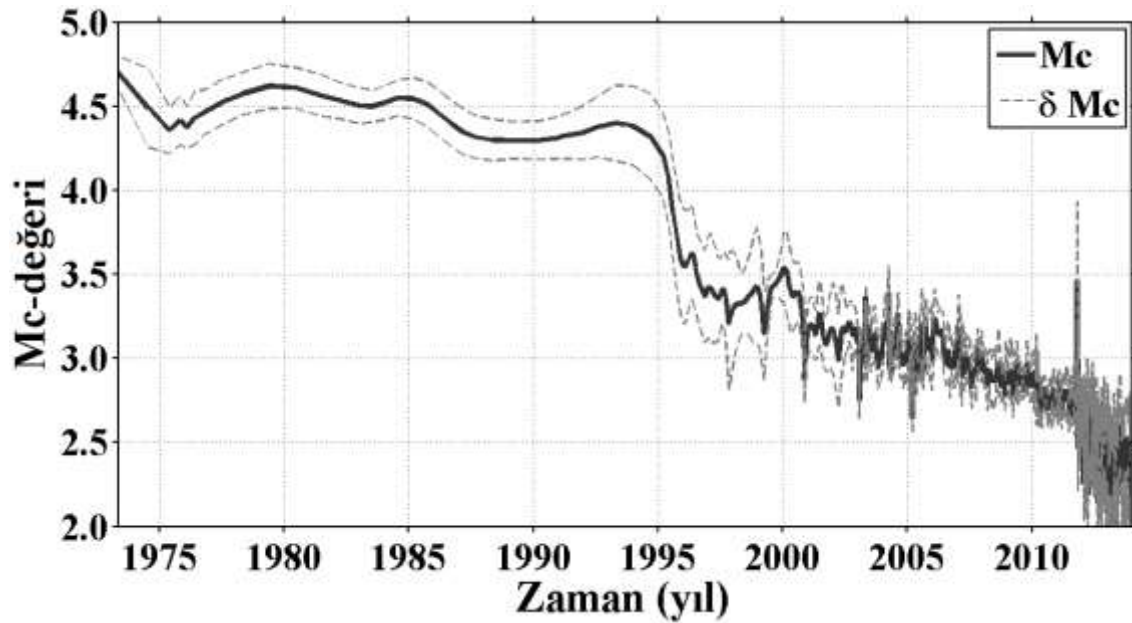
Şekil 3a. 1970-2014 yılları arasında Doğu Anadolu bölgesi depremleri için b -değeri ile D_c -değeri arasındaki farklı regresyon uyumları. Her bir regresyon uyumu için ilişki katsayıları şekil üzerinde verilmiştir.

Şekil 4'te görüldüğü gibi, Mc -değeri 1970-1995 yılları arasında 3.5-4.7 değişim gösterirken, 1995-2000 yılları arasında ortalama olarak 3.5 civarında değişim gösterirken, 2000-2010 yılları arasında bu değer ortalama 3.0 civarında bir dağılım göstermektedir. 2010 yılından sonra ise

3.0'dan küçük olan ve 2.5'in de altına düşen değerler gözlenmektedir. Sonuçta, deprem kataloğunun tamamlılığını sağlamak için, 1 Ocak 1970-1 Ocak 2014 yılları arasında derinliği 40 km'den daha sığ olan kabuksal olaylar kullanılarak $Mc \geq 3.4$ olan depremler seçilmiştir.



Şekil 3b. Doğu Anadolu bölgesi için b -değeri ile Dc -değeri arasındaki L_1 norm regresyon uyumu, güven aralığı ve doğrusal ilişki. Ayrıca, ilişki katsayısı şekil üzerinde verilmiştir.



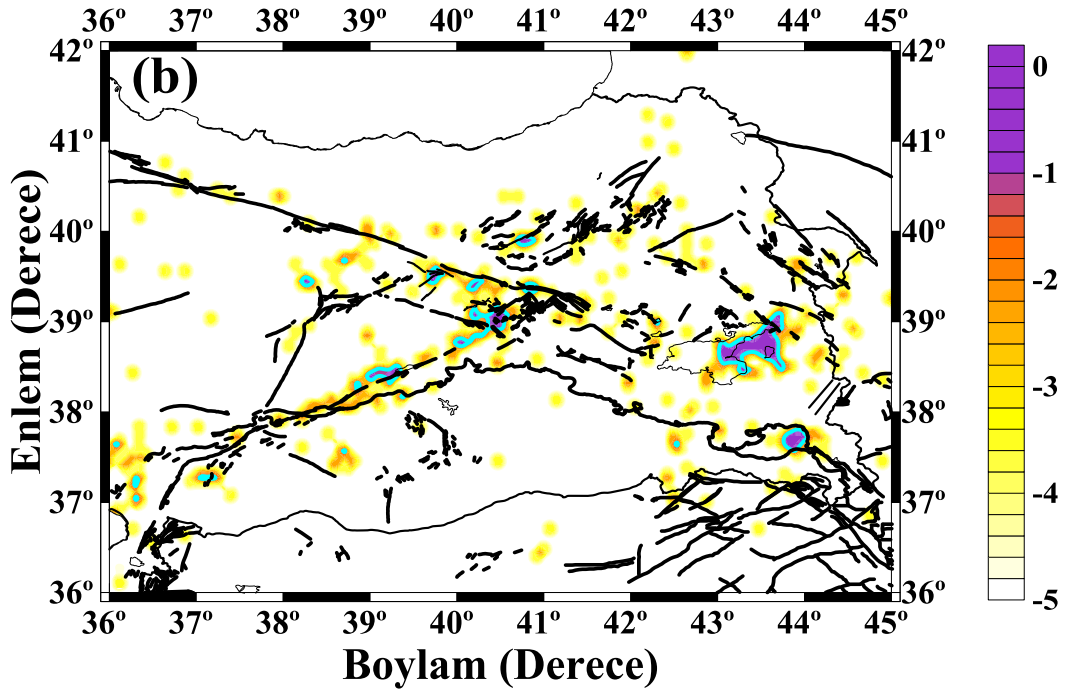
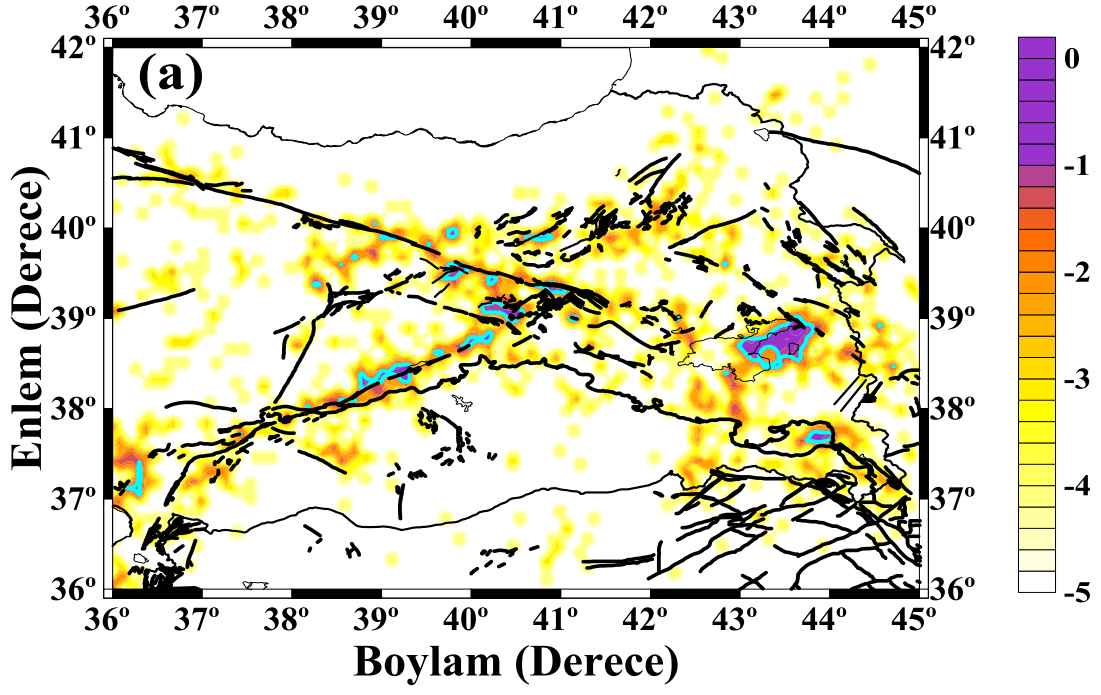
Şekil 4. Doğu Anadolu bölgesi için zamanın bir fonksiyonu olarak Mc analizi. Mc -değeri, pencere başına 50 olay kullanılarak hesaplanmış ve standart sapma (δMc) aralığı kesikli çizgi ile gösterilmiştir.

Bu çalışmada, göreceli yoğunluk (Şekil 5a) ve oluşum bilgisi modelleri (Şekil 5b) ile oluşturulan tahmin haritalarının birleştirilmesi ile Doğu Anadolu bölgesi için birleştirilmiş bir tahmin haritası oluşturulmuştur. Deprem tahmin yöntemlerini Doğu Anadolu bölgesine uygulamak için, $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ lik bir bölgesel grid aralığı kullanılmış ve orta vadede (ay-10 yıl) beklenebilecek $M_D \geq 5.0$ olan depremlerin muhtemel bölgeleri tahmin edilmeye çalışılmıştır. Doğu Anadolu bölgesinde beklenebilecek güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini, 1 Ocak 2014-1 Ocak 2024 ($t_3-t_2=10$ yıl) zaman aralığı için yapılmıştır. Yani zaman aralıkları, $t_1=1$ Ocak 2004 ve $t_2=1$ Ocak 2014 olarak alınmıştır. *PI* ve *RI* haritalarının kombinasyonu ile oluşturulan birleştirilmiş tahmin haritası Şekil 6'da verilmiştir. Oluşturulan deprem tahmin haritaları, 2014-2024 yılları arasında $M_D \geq 5.0$ depremler için riskli olabilecek bölgeleri (mor renkler) göstermektedir.

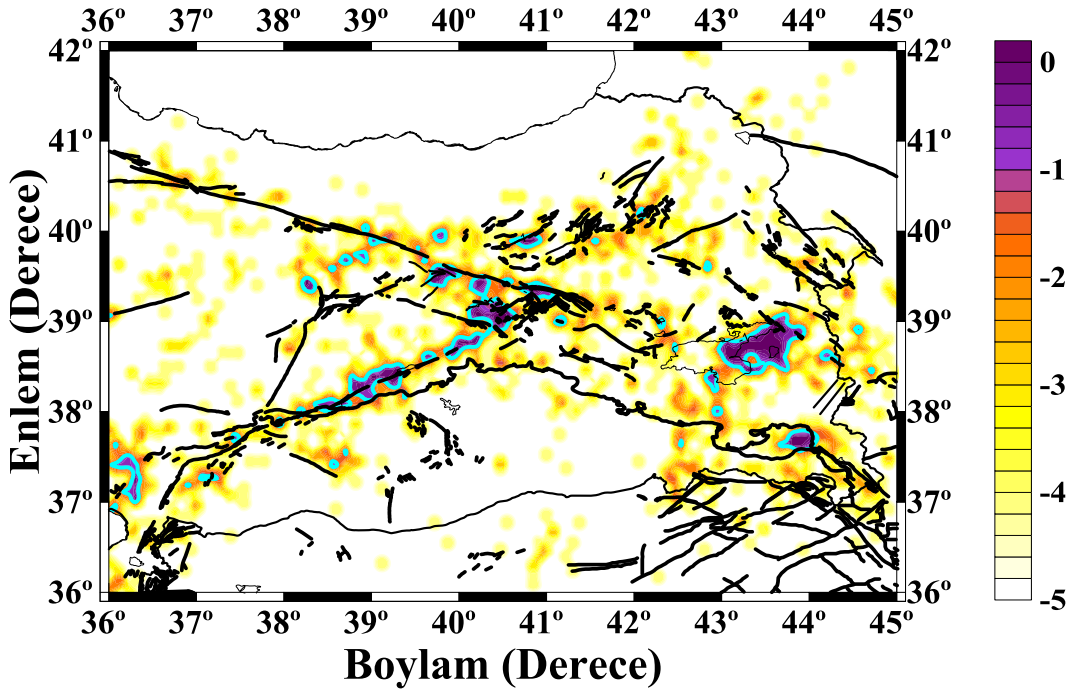
Şekil 6'da görüldüğü gibi, göreceli yoğunluk ve oluşum bilgisi haritalarının birleştirilmesi ile oluşturulan tahmin haritası üzerinde deprem tahmin bölgeleri daha açık olarak belirlenmiştir. Birleştirilmiş deprem tahmin haritası üzerinde turkuaz sınırlar içerisinde mor renkli bölgeler, 2014-2024 yılları arasında $M_D \geq 5.0$ olan beklenebilecek güçlü depremlerin meydana gelebileceği olası bölgeleri işaret etmektedir. Daha önceki bölümlerde de ifade edildiği gibi, *PI* ve *RI* yöntemlerinin temelinde daha yüksek sismik aktiviteye sahip bölgeler ile sismik hareketlilik veya sismik durgunluğun gözlemlendiği bölgeler gelecekte olası deprem bölgeleri olarak tahmin edilir. Şekil 2'den görüldüğü gibi, daha yoğun deprem aktivitesinin olduğu bölgeler ile magnitudü 5.0'ten büyük depremlerin yoğun olduğu bölgeler *PI*, *RI* ve birleştirilmiş tahmin haritası üzerinde gelecekte olması beklenen deprem bölgeleri üzerinde gözlenmiştir. Sonuçta bu durum, yöntemin istatistiksel olarak beklenen bir sonucudur. Bu bölgeler, Şekil 1 üzerindeki tektonik yapılar ile ilişkilendirildiğinde, Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu

civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonu ile Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı olarak tanımlanabilir ve bu bölgelerde gelecek on yıl içerisinde olası güçlü depremler beklenebilir.

Depremlerin gelecekte olma zamanı ve muhtemel yerlerinin doğru olarak tahmin edilip edilemeyeceği en temel problemdir ve deprem istatistiği çalışmalarının birincil önem taşıyan kısmıdır. Deprem oluşumlarının beklenen oranı için uzun vadeli (10-30 yıl) tehlike haritalarının oldukça doğru olduğu kabul edilir. Fakat daha iyisi mümkün müdür veya depremlerin tahmin edilmesine olanak sağlayan öncü oluşumlar var mıdır? Aslında, orta vadede yerel öncü oluşumların gözlenmemesi oldukça ilginçtir. Örneğin, bir volkanik patlama öncesinde genellikle bölgesel deprensellikte bir artış ve yüzey hareketleri gözlenir. Bir fay sistemi için gerilme, fayın sürtünme kuvvetini aşınca kadar giderek artar ve kırılma başlar. Gerilmenin temel (background) sismisitesinde ve sismik olmayan harekette artışa neden olacağı kabul edilir bir hipotezdir. Yerel öncü sinyallerin varlığında bir sonraki soru, belirgin anomalilerin gelişip gelişmeyeceği ve özellikle sismik aktivitede anomalilerin gözlenip gözlenmediğidir. Sonuçta, birleştirilmiş deprem tahmin modeli, sismik aktivitedeki anomali bölgelerini tanımlamak için geliştirilmiş alternatif bir deprem tahmin yöntemidir. Bu yöntemin uygulamaları Kaliforniya ve Japonya gibi dünyanın farklı birçok bölgesinde gelecekte beklenebilecek muhtemel depremlerin yerlerini tahmin etmek için başarılı bir şekilde uygulanmıştır. Daha öncede ifade edildiği gibi bu yöntemler, 5-10 yıl gibi bir zaman penceresinde olması beklenen depremlerin bölgesel olarak tahmin edilebilmesini sağlayan bir yöntemdir (Holliday vd., 2007). Amaç, uzun vadede deprem tehlikesi değerlendirme haritalarına kıyasla depremlerin gelecekte olması muhtemel bölgelerini ve zamanlarını daraltmaktır.



Şekil 5. Doğu Anadolu Bölgesi için (a) göreceli yoğunlaşma (*RI*) haritası, (b) oluşum bilgisi (*PI*) haritası. $t_0=1$ Ocak 1990, $t_1=1$ Ocak 2004, ve $t_2=1$ Ocak 2014 olarak alınmıştır.



Şekil 6. Doğu Anadolu bölgesi için, 2014-2024 yılları arasında beklenebilecek muhtemel deprem bölgelerini gösteren birleştirilmiş tahmin haritası. Birleştirilmiş tahmin haritası için RI ve PI haritaları birleştirilmiş ve deprem beklenebilecek olası bölgeler harita üzerinde gösterilmiştir.

5. Sonuçlar

Depremler ve faylanmalar gibi çok sayıdaki karmaşık doğal oluşumlar fraktal geometriye bağlı olarak tanımlanabilir ve yorumlanabilir. Farklı sismik oluşumlar, ölçekten bağımsız olarak uzay-zaman dağılımları sergilerler ve sonuçta fay, deprem ve deprem oluşumlarının zamana bağlı modellerini içerirler. Bu gözlemler, birçok doğal fay sistemlerinin ve deprem oluşumlarının fraktal boyut ile ifade edilebileceğini ortaya koymuştur. Sismik aktivitedeki ölçek ilişkileri büyük depremlerin kısa vadede tahmin edilmesinde duyarlıdır. Dolayısıyla, bu çalışmada birincil amaç olarak Doğu Anadolu bölgesinde (Türkiye) meydana gelen depremler için iki sismotektonik parametre olan fraktal boyut D_c -değeri ile depremlerin magnitüd-sayı dağılımlarını belirleyen b -değeri arasında güncel ve güvenilir bir istatistiksel ilişki elde edilmiştir. Bu amaçla, 1970-2014 yılları arasında 30462 depremi içeren veri için istatistiksel bir analiz yapılmıştır. Bu iki sismotektonik parametre arasındaki en uygun ilişkiyi belirleyebilmek için, dört farklı regresyon arasında detaylı bir karşılaştırma

yapılmıştır. Tahmin yöntemleri olarak (1) L_2 Norm veya *En Küçük Kareler Yöntemi*, (2) L_1 Norm veya *En Küçük Toplamlı Mutlak Sapma*, (3) *Toplam En Küçük Kareler* veya *Ortogonal Regresyon* ve (4) *Robust Regresyon* olmak üzere dört farklı yöntem kullanılmıştır. Doğrusal ilişkilerin uyum kalitesini belirlemek ve veri grubu için en iyi istatistiksel ilişkiyi belirleyebilmek için basit ancak çok kullanışlı bir araç olarak ilişki katsayısı dikkate alınmıştır. Doğu Anadolu bölgesi için M_D 'ye göre homojen olan deprem kataloğu kullanılmış ve detaylı analizler için çalışma alanı 19 farklı sismik kaynak bölgeye ayrılmıştır. b -değerinin hesabı için maksimum olasılık yöntemi, D_c -değerinin hesabı için ise %95 güven sınırları içerisinde doğrusal regresyon kullanılmıştır. Sonuç olarak, Doğu Anadolu bölgesi depremleri için b -değeri ile D_c -değeri arasında güçlü bir negatif ilişki vardır ve *En küçük toplam mutlak sapma* ile $D_c = 2.52 - 0.36 * b$ olarak verilen bu ilişki ($r = -0.91$) oldukça güncel ve güvenilir olarak ifade edilebilir. İki parametre arasındaki ilişki katsayısının negatif olması sismotektonik açıdan önemlidir. Düşük b -değerlerinin yüksek gerilme alanlarıyla ilişkisi göz önüne

alındığında, D_c ile b -değeri arasında negatif bir ilişkinin gözlemlendiği Doğu Anadolu bölgesinde orta vadede deprem riskinden bahsedilebilir. Ayrıca, bu sonuçlar dünyanın ve Türkiye'nin farklı bölgeleri için hesaplanan değerlerle uyumludur.

Çalışmada kullanılan göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi yöntemlerinin, deprem aktivitesindeki değişimlerle ilişkili bölgeleri ortaya koyması ve bu bölgelerinde daha sonraki dönemlerde olması muhtemel büyük depremlerin beklendiği bölgeler olması nedeniyle, orta vadede deprem tahmininde faydalı yöntemler olduğu açıktır. Bu yöntemler orta vadede (tipik olarak 5-10 yıl) olması muhtemel depremlerin yerlerini tahmin edebilir. Sonuçlar, gelecekte belirgin bir süreç boyunca depremlerin olabileceği sismojenik bir zonu haritalar. Dolayısıyla, bu çalışmada, Doğu Anadolu bölgesinde beklenebilecek güçlü depremlerin bölgesel olarak tahmini için göreceli yoğunlaşma ve oluşum bilgisi haritalarının kombinasyonu ile yakın gelecek için deprem tahmini olarak 2014-2024 yılları arasında birleştirilmiş tahmin haritası oluşturulmuştur. Modelleme sonucunda Doğu Anadolu bölgesinde belirlenen bazı tahmin bölgeleri şunlardır: Aşkale fayı ve civarı, Van Gölü'nün batısı (Süphan fayı ile Erciş fayı arası), Yüksekova-Şemdinli fay zonu civarı, Ovacık fayı civarında ve kuzey kesimleri, Doğu Anadolu fay zonu üzeri ve güney batı ucu, Kuzey Anadolu fay zonunun Muş Bindirme zonu ile Pülümür fayı arasında kalan kısmı.

Sonuç olarak, Doğu Anadolu bölgesi için depremselliğin fraktal boyutu ve olası güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini için alternatif bir modeller ortaya konulmuştur. Dolayısıyla, yakın gelecekte güçlü bir deprem öncesinde orta vadeli anomalileri belirleyebilmek için bu bölgelerdeki kabuksal deformasyon hareketleri daha dikkatlice izlenmelidir. Son depremler 8 Mart 2010 Elazığ ve 23 Ekim 2011 Van depremleri düşünüldüğünde, anomalilerin gözlemlendiği bölgelere dikkat edilmesi ve mikro sismik aktivitenin izlenerek farklı jeofiziksel yöntemlerle incelenmesi önerilir.

Teşekkür

Deprem tahmin yöntemlerinin algoritmalarının modellenmesinde yardımlarını esirgemeyen Dr. Kazuyoshi Nanjo (Tokyo Üniversitesi)'ya, yapıcı tavsiyelerde bulunan hakem kuruluna ve editöre teşekkür ederim. Bu çalışmada kullanılan istatistiksel programlar, Gümüşhane Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projesi (GÜBAP) tarafından desteklenen 13.F5117.02.1 nolu proje kapsamındadır.

Kaynaklar

- Aki, K., 1965, Maximum likelihood estimate of b in the formula $\log N = a - bM$ and its confidence limits, Bulletin Earthquake Research Institute Tokyo University, 43, 237-239.
- Aki, K., 1981, Earthquake prediction, American Geophysical Union, vol 4. Washington, pp 566-574.
- Bayrak, Y. ve Öztürk, S., 2004, Spatial and temporal variations of the aftershock sequences of the 1999 İzmit and Düzce earthquake, Earth Planets Space, 56, 933-944.
- Bayrak, Y., Öztürk, S., Çınar, H., Kalafat, D., Tsapanos, T.M., Koravos, G.Ch. ve Leventakis, G.A., 2009, Estimating earthquake hazard parameters from instrumental data for different regions in and around Turkey, Engineering Geology, 10, 200-210.
- Blattberg, R.C., ve Sargent, T., 1971. Regression with non-Gaussian stable disturbances: Some sampling results, Econometrica, 39, 501-510.
- Bozkurt, E., 2001. Neotectonics of Turkey – a synthesis, Geodinamica Acta, 14, 3-30.
- Cadzow, J.A., 2002. Minimum ℓ_1, ℓ_2 and ℓ_∞ norm approximate solutions to an overdetermined system of linear equations, Digital Signal Processing, 12, 524-560.

- Carrol, R.J. ve Ruppert, D., 1996. The use and misuse of orthogonal regression estimation in linear errors-in-variables models, The American Statistician, 50, 1-6.
- Chen, C.-C., Rundle, J.B., Holliday, J.R., Nanjo, K.Z., Turcotte, D.L., Li, S.-C. ve Tiampo, K.F., 2005. The 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake as a typical example of seismic activation and quiescence. Geophysical Research Letters, 32, L22315, doi:10.1029/2005GL023991.
- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1996. Türkiye'nin sismotektoniği; Sismisitedeki uzun süreli değişim ve güncel sismisiteyi esas alarak deprem tahminine bir yaklaşım. T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Yayını, 91 s., Ankara.
- Durio, A. ve Isaia, E.D., 2003. Parametric Regression Models by Minimum L_2 Criterion. A Study on the Risks of Fire and Electric Shocks of Electronic Transformers, Developments in Applied Statistics, 19, 69-83.
- Erdik, M., Alpay, B.Y., Onur, T., Sesetyan, K. ve Birgoren, G., 1999. Assessment of earthquake hazard in Turkey and neighboring regions, Annali di Geofisica, 42, 1125-1138.
- Frohlich, C. ve Davis, S., 1993. Teleseismic b -values: Or, much ado about 1.0, Journal of Geophysical Research, 98 (B1), 631-644.
- Giloni, A. ve Padberg, M., 2002. Alternative methods of linear regression, Mathematical and Computer Modeling, 35, 361-374.
- Giloni, A., Simonoff, J.S., ve Sengupta, B., 2006. Robust weighted LAD regression, Computational Statistics & Data Analysis, 50, 3124-3140.
- Grassberger, P. ve Procaccia, I., 1983. Measuring the strangeness of strange attractors, Physica, 9(D), 189-208.
- Greene, W.H., 1997, Econometric Analysis, 5th edn, pp. 1026, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Gutenberg, R. ve Richter, C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California, Bulletin. Seismological Society of America, 34: 185-188.
- Gülkan, P., Koçyiğit, A., Yücemem, M.S., Doyuran, V. ve Başöz, N., 1993. Earthquake zoning map of Turkey based on the most recent data (En son verilere göre hazırlanan Türkiye deprem bölgeleri haritası): METU Earthquake Engineering Research Center, Report No. 93-01, 156.
- Hempton, M.R., 1987. Constraints on Arabian Plate motion and extensional history of the Red Sea, Tectonics, 6(6), 687-705.
- Henderson, J., Main, I.G., Meredith, P.G. ve Sammonds, P.R., 1992. The evolution of seismicity-observation, experiment and a fracturemechanical interpretation. J. Struct. Geol., 14, 905-913.
- Heo, J.H., Kho, Y.W., Shin, H., Kim, S. ve Kim, T., 2008. Regression equations of probability plot correlation coefficient test statistics from several probability distributions, Journal of Hydrology, 355, 1-15.
- Hirata, T., 1989. Correlation between the b -value and the fractal dimension of earthquakes, Journal of Geophysical Research, 94, 7507-7514.
- Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Donnellan, A., 2005. Modification of the pattern informatics method for forecasting large earthquake events using complex eigenvectors, Tectonophysics, 413, 87- 91.

- Holliday, J.R., Rundle, J.B., Tiampo, K.F. ve Turcotte, D.L., 2006. Using earthquake intensities to forecast earthquake occurrence times, Nonlinear Processes in Geophysics, 13, 585-593.
- Holliday, J.R., Chen, C.-C., Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Turcotte, D.L. ve Donnellan, A., 2007. A RELM earthquake forecast based on Pattern Informatics, Seismological Research Letters, 78(1), 87-93.
- Huber, P.J., 1964. Robust estimation of a location parameter, Annals of Mathematical Statistics, 35, 73-101.
- Huber, P.J. 1987. The place of the L_1 norm in robust estimation. In: Dodge, Y. (Ed.), Statistical Data Analysis Based on the L_1 norm and Related Methods, North-Holland, Amsterdam.
- Leng, L., Zhang, T., Kleinman, L. ve Zhu, W., 2007. Ordinary Least Square Regression, Orthogonal Regression, Geometric Mean Regression and their Applications in Aerosol Science, Journal of Physics, Conference Series 78, doi:10.1088/1742-6596/78/1/012084.
- Mandelbrot, B.B., 1982. The fractal Geometry of Nature, Freeman Press, San Francisco.
- Mckenzie, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 55, 217-254.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Gergiev, I., Hamburger, M., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidse, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounus, A., Paradisissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, N. ve Veis, G., 2000. GPS constrains on crustal movements and deformations for plate dynamics, Journal of Geophysical Research, 105, 5695-5720.
- Nanjo, K.Z., Holliday, J.R., Chen, C.-C., Rundle, J.B. ve Turcotte, D.L., 2006a. Application of a modified pattern informatics method to forecasting the locations of future large earthquakes in the central Japan, Tectonophysics, 424, 351-366.
- Nanjo, K.Z., Rundle, J.B., Holliday, J.R. ve Turcotte, D.L., 2006b. Pattern informatics and its application for optimal forecasting of large earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics, 163, 2417-2432.
- Oral, M.,B., Reilinger, R.,E., Toksöz, M.,N., Kong, R.,W., Barka, A.,A., Kınık, I. ve Lenk, O., 1995, Global positioning system offersevidence of plate motions in eastern Mediterranean, EOS, Transactions American Geophysical Union , 76, 9.
- Öncel, A.O., Alptekin, Ö. ve Main, I.G., 1995. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the western part of the North Anatolian fault zone: possible artifacts due to improvements in station coverage, Nonlinear Processes Geophys., 2, 147-157.
- Öncel, A.O., Main, I.G., Alptekin, Ö. ve Cowie, P.A., 1996. Temporal variations of the fractal properties of seismicity in the north Anatolian fault zone between 31°E and 41°E, Pure and Applied Geophysics, 146, 148-159.
- Öncel, A.O. ve Wilson, T.H., 2002. Space-time correlations of seismotectonic parameters: Examples from Japan and from Turkey preceding the Izmit earthquake, Bulletin. Seismological Society of America, 92(1), 339-349.
- Öncel, A.O. ve Wilson, T.H., 2007. Anomalous seismicity preceding the 1999 Izmit event, NW Turkey,

Geophysical Journal International, DOI:
10.1111/j.1365-246X.2006.03298.x.

Öztürk, S., 2009. Deprem Tehlikesi ve Artçısook Olasılığı Değerlendirme Yöntemlerinin Türkiye'deki Depremlere Bir Uygulaması, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon, 346s.

Öztürk, S., 2011. Characteristics of Seismic Activity in the Western, Central and Eastern Parts of the North Anatolian Fault Zone, Turkey: Temporal and Spatial Analysis, Acta Geophysica, 59 (2), 209-238.

Öztürk, S., 2012. Statistical correlation between *b*-value and fractal dimension regarding Turkish epicentre distribution. Earth Sci. Res. J., 16 (2), 103-108.

Öztürk, S., 2014. Türkiye'nin Batı Anadolu bölgesi için deprem istatistiği ve olası güçlü depremlerin orta vadede bölgesel olarak tahmini üzerine bir çalışma, Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi, 4(1), 75-93.

Polat, O., Gok, E. ve Yılmaz, D., 2008. Earthquake hazard of the Aegean extension region (West Turkey). Turkish J. of Earth Sci., 17, 593-614.

Roy, S., Ghosh, U., Hazra, S. ve Kayal, J.R., 2011. Fractal dimension and *b*-value mapping in the Andaman-Sumatra subduction zone, Natural Hazards, 57, 27-37.

Rundle, J.B., Tiampo, K.F., Klein, W. ve Martins, J.S.S., 2002. Self-organization in leaky threshold systems: The influence of near-mean field dynamics and its implications for earthquakes, neurobiology and forecasting, Proceedings of the National Academy of Sciences of USA, 99, 2514-2521, Supplement 1.

Rundle, J.B., Turcotte, D.L., Scherbakov R., Klein, W. ve Sammis, C., 2003.

Statistical physics approach to understanding the multiscale dynamics of earthquake fault systems, Review of Geophysics, 41(4), 1019.

Scholz, C.H., 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, Bull. Seismological Soc. of Amer., 58, 399-415.

Sykes, L.R. ve Jaumè, S.C., 1990. Seismic activity on neighboring faults as a long-term precursors to large earthquakes in the San Francisco area, Nature, 348, 595-599.

Şaroğlu, F., Emre, O. ve Kuşcu, I., 1992. Active fault map of Turkey, General Directorate of Mineral Research and Exploration, Ankara, Turkey.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181-241.

Tiampo, K.F., Rundle, J.B., McGinnis, S. ve Klein, W., 2002. Pattern dynamics and forecast methods in seismically active regions, Pure and Applied Geophysics, 159, 2429-2467.

Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean, Journal of Geophysical Research, 99, B6, 12071-12090.

Wiemer, S. ve Wyss, M., 2000. Minimum magnitude of completeness in earthquake catalogs: Examples from Alaska, the Western United States, and Japan, Bulletin Seismological Society of America, 90(4), 859-869.

Wong, H.K., Degens, E.T. ve Finckh, P., 1978. Structures in modern Lake Van sediments as revealed by 3.5 KHz high resolution profiling. In: E.T. Degens and F. Kurtman (eds.), Geology of Lake Van, Publ. Inst. Miner. Res. Explor. 169, 11-19.

Gümüşhane İli Çevresinde Toplanan Toprak ve Karayosunu Örneklerinde Doğal (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) ve Yapay (^{137}Cs) Radyoaktivite Konsantrasyonlarının Belirlenmesi

Selim KAYA^{*1}, Salih Mustafa KARABIDAK¹, Uğur ÇEVİK²
¹Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi, Gümüşhane
²Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Fakültesi, Trabzon

Geliş tarihi/Received 23.09.2014

Düzeltilerek geliş tarihi/Received in revised form 25.12.2014

Kabul tarihi/Accepted 30.12.2014

Özet

Bu çalışmanın amacı, Gümüşhane çevresinde toplanan toprak ve karayosunu örneklerinde doğal (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) ve yapay (^{137}Cs) radyoaktivite konsantrasyonlarını belirlemektir. Gümüşhane çevresinde toplanan toplam 28 (12 karayosunu, 16 toprak) toprak ve karayosunu örnekleri analiz edilmiştir. Gümüşhane ili çevresinde toplanan toprak ve karayosunu örnekleri için doğal ve yapay radyoaktivite konsantrasyonları iyi kalibre edilmiş yüksek çözünürlüklü germanyum dedektörü (HPGE dedektörü) ile belirlenmiştir.

Gümüşhane ilindeki toprak ve karayosunu örneklerinde aktivite konsantrasyonları ^{226}Ra için 17,31 ile 141,62 Bqkg⁻¹ arasında, ^{232}Th için 9,70 ile 35,34 Bqkg⁻¹ arasında ve ^{40}K için 236,83 ile 1039,11 Bqkg⁻¹ arasında bulunmuştur. Doğal radyoaktivitenin yanısıra yapay ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu toprak ve karayosunu örneklerinde ölçülmüştür. Toprak örnekleri için ^{137}Cs aktivite konsantrasyonu 7,63 ile 39,44 Bqkg⁻¹ arasında, karayosunu numuneleri için 12,45 ile 196,89 Bqkg⁻¹ arasında bulunmuştur. Elde edilen değerler kullanılarak toprak ve karayosunu için sırasıyla ortalama eşdeğer radyum aktivitesi değerleri (Ra_{eq}) 96 Bqkg⁻¹ ve 157 Bqkg⁻¹ bulunmuştur. Ölçülen örneklerin Ra_{eq} değerleri; eşdeğer gama doz oranı 1,5 mSv.y⁻¹ denk gelen 370 Bqkg⁻¹ limit değerinden çok düşüktür.

Anahtar Kelimeler: Doğal ve Yapay Radyoaktivite, Toprak ve Karayosunu, Gama Spektrometresi, Aktivite Konsantrasyonu

Determination of Natural (^{226}Ra , ^{232}Th and ^{40}K) and Artificial (^{137}Cs) Radioactivity Concentrations in Soil and Moss Samples Collected from Around Gümüşhane

Abstract

The aim of this study was to determine natural (^{226}Ra , ^{232}Th and ^{40}K) and artificial (^{137}Cs) radionuclides for soil and moss samples collected from the Gümüşhane province. Various soil and moss samples were collected from locations in Gümüşhane-Turkey. The total number of samples analyzed was 28 whereas 16 samples are soil and 12 samples are moss. The concentrations of natural radionuclides in soil and moss samples around Gümüşhane-Turkey were determined by a well-calibrated high-purity germanium detector (HPGE dedector).

It was found that activity concentrations ranged from 17.31 to 141.62 Bq kg⁻¹ for ^{226}Ra , from 9.70 to 39.44 Bqkg⁻¹ for ^{232}Th and from 236.83 to 1039.11 Bq kg⁻¹ for ^{40}K . Besides naturally occurring

* Selim KAYA, selimkaya@gumushane.edu.tr, Tel: (456) 233 74 25

radionuclides, ^{137}Cs activity concentration was measured in soil and moss samples. It was found that ^{137}Cs activity concentration ranged from 7.63 to 39.44 Bq kg⁻¹ with for soil, and from 12.45 to 196.89 Bq kg⁻¹ for moss samples. Obtained values show that the mean radium equivalent activity (R_{eq}) for soil and moss samples were 96 Bq.kg⁻¹ and 157 Bq.kg⁻¹, respectively. R_{eq} values of the measured samples are lower than the limit value of 370 Bq kg⁻¹ which is equivalent to a gamma dose of 1.5 mSv.y⁻¹.

Keywords: Natural And Artificial Radioactivity, Soil and Moss, Gamma Spectrometer, Activity Concentration

1. Giriş

İnsanoğlu varoluşundan beri sürekli ve kaçınılmaz olarak radyasyon etkisi altında kalmaktadırlar. Dünyanın oluşumuyla birlikte tabiatta yerini alan çok uzun ömürlü radyoaktif elementler yaşadığımız çevrede normal ve kaçınılmaz olarak kabul edilen doğal bir radyasyon düzeyi oluşturmaktadır. Radyasyon dozu değerlendirmelerinde doğal kaynaklar oldukça önemli yer tutmaktadır. Çünkü insanlar yaşamları boyunca doğal kaynaklardan yayınlanan radyasyonlardan azımsanmayacak oranlarda doz almaktadırlar.

Doğal radyasyona maruz kalma seviyesini belirleyen iki ana katkı vardır. Bunlardan birincisi dünya'nın atmosferine gelen yüksek enerjili kozmik ışınlardır. Diğeri ise çevremizde her yerde bulunup hatta insan vücudunda bile olan dünyanın kabuğunda var olan radyoaktif elementlerdir.

İnsanlar bu kaynaklardan dolayı hem iç ve hem de dış radyasyona maruz kalmaktadırlar. Kozmik ışınlar ile yer kabuğunda, yapı malzemelerinde ve havada doğal olarak bulunan radyoaktif maddelerden yayınlanan radyasyonlar dış ışınlamalara, havada ve gıda maddelerinde bulunan doğal radyoaktif atomların solunum ve sindirim yoluyla vücuda girerek iç ışınlamaya sebep olmaktadır (UNSCEAR, 2000).

Doğal radyasyona en büyük katkı tabiatta doğal olarak bulunan ^{238}U , ^{232}Th ile bunların bozunma ürünleri olan ^{226}Ra , ^{222}Rn ve ^{235}U , ^{40}K gibi radyoaktif elementlerden ileri gelmektedir. Kozmik ışınların doğal radyasyona katkısı yükseklikle değişmekte ve deniz seviyesinden yukarılara çıkıldıkça

belirli enlem değerlerinde sabit alınmaktadır (UNSCEAR, 2000).

Çevresel radyasyon ölçümlerindeki temel amaç, insanların çevresel kaynaklardan aldıkları radyasyon türü ile dozunun belirlenmesi ve oluşturacağı riskin değerlendirilmesidir. Bunun içinde, doğal radyasyon kaynaklarını oluşturan radyonüklitlerin çevresel ortamdaki konsantrasyonları ile radyasyonun özellikle insanda olmak üzere, biyolojik sistemler üzerindeki tesirinin tayin edilmesi gerekmektedir. Ayrıca çevresel ortamda bulunan radyonüklitler ile insanların bu kaynaklardan aldıkları radyasyon dozu arasındaki ilişkinin de belirlenmesi gerekmektedir. Ancak böyle bir araştırmadan sonra bir bölgenin doğal radyasyon açısından sağlıklı yaşamaya uygun olup olmadığına karar verilebilir.

Literatürde doğal radyasyon düzeylerini belirlemeye yönelik yapılmış bir çok çalışmaya rastlamak mümkündür. Ülkemizde doğal radyasyon düzeyinin belirlenmesine yönelik çalışmalara örnek vermek gerekirse; İstanbul ilinin toprağında bulunan doğal radyonüklidlerin 0-10 cm derinlikteki konsantrasyonları ^{232}Th için 37 Bq/kg, ^{40}K için ise 342 Bq/kg olarak tespit edilmiştir (Karahan ve Bayülken, 2000). Kocaeli'nde 27 farklı bölgeden alınan toprak örneklerinde doğal radyoaktivite değerleri belirlenmiş ve ^{137}Cs , ^{238}U , ^{40}K , ^{226}Ra ve ^{232}Th için aktivite konsantrasyonlarının sırasıyla 2-25 Bq/kg, 11-49 Bq/kg, 161-964 Bq/kg, 10-58 Bq/kg ve 11-65 Bq/kg değerleri arasında değişim gösterdiği bulunmuştur (Karakelle vd., 2002). Manisa'da toprak örneklerindeki radionüklit doz oranları ile evlerdeki radon ölçümleri

yapılmıştır. Toprak örneklerinde bulunan ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K için ortalama değerler sırasıyla 28,5 Bq/kg, 27 Bq/kg ve 340 Bq/kg olarak bulunmuştur (Ereeş vd., 2006). Gaziantep'te toprak örneklerinde ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ve ^{137}Cs için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 25,2, 23,7, 289,2 ve 8,02 Bq/kg olarak belirlenmiştir (Osmanlıoğlu vd., 2007).

Trabzon ilinde yapılan çalışmada toprak örneklerinde ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ve ^{137}Cs için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 43, 35, 438 ve 21 Bq/kg olarak belirlenmiştir (Kurnaz, 2009). Rize Fırtına vadisi bölgesinden alınan toprak numunelerinde ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ve ^{137}Cs için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 50, 42, 643 ve 85 Bq/kg olarak bulunmuştur (Kurnaz vd., 2007). Artvin bölgesinde yapılan çalışmada ise ^{238}U , ^{232}Th , ^{40}K ve ^{137}Cs için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 23, 20, 357 ve 54 Bq/kg olarak bulunmuştur (Yeşilbağ, 2008).

Dünyada yapılmış olan çalışmalara örnek vermek gerekirse; Çin'in çeşitli bölgelerinde karasal gama radyasyonunu belirlemeye yönelik yapılan bir çalışmada toprakta, ev içi, ev dışı ve yol üzerlerinde ölçümler alınmış, ayrıca ev içi radon seviyesi de belirlenmiştir. Toprak için ortalama ^{238}U konsantrasyonu 39,75 Bq/kg, ^{232}Th için 46,85 Bq/kg ve ^{40}K için 567 Bq/kg olarak bulunmuştur. (Ziqiang vd., 1988). Nil Deltası ve Mısır'ın orta bölgesi topraklarından, 162 numune içindeki doğal radyonüklit konsantrasyonları yüksek saflıkta Ge spektrometrede ölçülerek ortalama aktivite konsantrasyonları; ^{238}U için 16,6 Bq/kg, ^{226}Ra için 18,1 Bq/kg ve ^{40}K için 316 Bq/kg olarak hesaplanmıştır (Ibrahiem, 1993). Mısır'ın güneyinde ise 6 farklı bölgede topraktaki doğal radyonüklit seviyeleri belirlenmiş olup, ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K aktiviteleri sırasıyla 5-24 Bq/kg, 2-10 Bq/kg ve 293-660 Bq/kg aralığında değiştiği tespit edilmiştir (Sroor vd., 2001). Mısır'ın değişik bölgelerindeki granit örneklerinde aktivite konsantrasyonlarını da belirlenmiş ve tüm çalışma bölgeleri için radyum eşdeğeri, toplam absorbe olmuş doz, tehlike indeksleri

hesaplamıştır (Arafa, 2004). Nijerya'da yerinde ölçümler olarak 32 farklı bölgede topraktaki doğal radyonüklit konsantrasyonlarını belirlenmiş olup ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K için sırasıyla ortalama aktivite konsantrasyonları 16,2 Bq/kg, 24,4 Bq/kg ve 34,8 Bq/kg olarak tayin edilmiştir. Topraktaki ^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K sebebiyle havadaki dış gama doz oranları sırasıyla 6,9, 16,3 ve 1,5 nGy/s olarak bulunmuştur (Arogunjo vd., 2004).

Karayosunları ağır metal kirliliğinin hassas biyoindikatörleri olarak kullanılmışlardır. Bu bitkiler ağır metallerin büyük bir kısmını dokularında biriktirirler. (Grodzinska 1982, Uyar vd., 2007). Toprak ve karayosunları örneklerinin radyonüklidlerin konsantrasyonları ölçülmesi önemlidir. Bu çalışmanın amacı, Gümüşhane çevresinde toplanan toprak ve karayosunu örneklerinde doğal (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) ve yapay (^{137}Cs) radyoaktivite konsantrasyonlarını belirlemektir.

2. Materyal ve Metotlar

Yapılan arazi çalışmaları ile Gümüşhane ili ve çevresinden toplam 28 (12 karayosunu, 16 toprak) toprak ve karayosunu örnekleri 2010 yılı Haziran ayında toplanmıştır. Toprak numunelerinin toplanması yüzeyden 15-20 cm derinliğe inilerek yapılmıştır. Şekil-1'de toprak ve karayosunu numunelerin toplandığı noktaların uydudan görünümü verilmiştir.

Toplanan numuneler öncelikle sınıflandırılmış ve oda sıcaklığında kurutulmuştur. Daha sonra, numunelerin öğütme ve eleme işlemleri yapılmıştır. Toprak örnekleri homojen olması için 80 Mesh'lik elekten geçirilerek neminin alınması için 80 oC' sıcaklıktaki bir etüve konulmuştur. Etüvde bir kaç gün kaldıktan sonra deney geometrisine uygun biçimde hazırlanan, çapı 6 cm ve yüksekliği 5 cm olan plastik kutuların içine konulmuş ve kutuların ağızları sıkıca kapatılarak radyoaktif dengeye gelmeleri için 1 ay süreyle bekletilmiştir. Laboratuvarında karayosunu örnekleri makroskobik ve mikroskobik çalışmalara tabi tutularak çeşitli flora eserleri yardımıyla teşhisleri gerçekleştirilmiştir.



Şekil-1. Toprak ve karayosunu numunelerin toplandığı noktaların uydudan görünümü

Gümüşhane çevresinde toplanan toprak ve karayosunu örnekleri analiz edilmiştir. Laboratuvarında teşhisleri gerçekleştirilen karayosunu türleri direk güneş ışığı almayan gölge bir yerde bir ay süreyle kurutulmuştur. Kurutulmuş numuneler yıkanmadan bütün yabancı maddelerden temizlenmiş ve 105 °C'lik inkübatör'de 24 saat süreyle kurutulmuştur. Kurutulmuş karayosunu numuneleri steril bir şekilde öğütülerek toz haline getirilmiştir.

Gamma spektroskopik ölçümler K.T.Ü. Fizik bölümünde bulunan 1332,5 keV'de 1,9 keV rezölüsyona ve % 15' lik relatif verime sahip olan Canberra, GC 1519 model yüksek saflıkta coaxial Ge detektörü kullanılarak yapılmıştır. Bekleme süresi dolan örneklerin çok kanallı gama detektörü ile ölçümleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen spektrumlar Genie-2000 programı yardımıyla radyonüklit konsantrasyonlarının belirlenebilmesi için bilgisayara aktarılmıştır. Ayrıca ölçümlerin tamamlanmasının ardından örneklerden elde edilen spektrumların bilgisayar ortamında analizlerinin yapılarak aktivite konsantrasyonları hesaplanmıştır.

Alınan spektrumlardaki ^{238}U bozunma ürünü olan ^{226}Ra (186,21 keV), ^{214}Pb (351,9 keV), ^{214}Bi (609,3 keV), ^{232}Th serisinin bozunma ürünü olan ^{208}Tl (583,2 keV) ve

^{228}Ac (911,2 keV), ^{40}K (1460,8 keV) ve ^{137}Cs (661,6 keV) pikleri dikkate alınmış ve her bir pik için ilgili alan (ROI) bölgeleri seçilmiştir. Yine her bir pik için piklerin alanları, en büyük alan ve en küçük hatayı verecek şekilde işaretlenmiştir.

Standart nokta kaynaklar kullanılarak verim kalibrasyonu belirlenmiştir. Bu kaynaklar Cs, Co, Cs, Ba, Sr kaynaklarıdır. Bu kaynakların koincidans (coincidence) etkisi ihmal edilmiş olması için detektöre 15 cm mesafede konulmuştur. Yapılan enerji kalibrasyonundan yararlanılarak, çıkan bu piklerin hangi enerji değerlerine karşılık geldiği belirlenmiş olup bu enerjilere karşılık gelen radyoizotoplar tespit edilmiştir.

Ölçümler sonucu elde edilen radyonüklitlerin aktivitelerini hesaplamak için dedektör verimini de hesaba katarak,

$$Aktivite = \frac{Net\ Alan}{Sayım\ süresi \times Numune\ miktarı \times Bolluk \times Verim} (Bqkg^{-1}) \quad (1)$$

ifadesinden yararlanılmıştır. Ortalama eşdeğer radyum aktivitesi (Ra_{eq}) değeri ise;

$$Ra_{eq} = C_{Ra} + 1.43C_{Th} + 0.07C_K \quad (2)$$

ifadesinden bulunmuştur (UNSCEAR, 2000).

Burada C konsantrasyonu göstermektedir. Ayrıca Topraktaki radyonüklitlerin aktiviteleri biliniyorsa, yerden bir metre yükseklikte soğurulan doz hızı belirlenebilmektedir. Bu çalışma için toprak örneklerinin analizinden elde edilen radyonüklit aktivitelerinden yararlanılarak, toprak örneklerindeki gama dozu D(nGy/h) değerleri aşağıdaki eşitlikten (UNSCEAR, 2000) yararlanılarak hesaplanmıştır.

$$D(nGy/s) = (0.462 \times {}^{238}U) + (0.604 \times {}^{232}Th) + (0.0417 \times {}^{40}K) \quad (3)$$

Bulunan gama dozları kullanılarak ise yıllık etkin doz eşdeğeri (AEDE) yani insanın bir yılda maruz kaldığı, farklı radyasyon kaynaklarından yayınlanan radyasyonlardan alacağı doz miktarı bulunabilmektedir. Aşağıdaki eşitlik kullanılarak yıllık etkin doz eşdeğeri hesaplanmaktadır (UNSCEAR, 2000).

$$AEDE (\mu Sv / y) = \text{Soğurulan gama dozu} \times \text{Çevresel gama dozu dönüşüm faktörü} \times \text{Meşguliyet faktörü} \times \text{Zaman} \quad (4)$$

Bu eşitlikte Çevresel Gama Dozu Dönüşüm Faktörü 0,7 Sv/Gy olarak belirlenmiştir. Bu değer hem ev içinde hem de ev dışında yapılan ölçümlerde değişmemektedir. Bu eşitlikte bilinmesi gereken diğer bir faktör, Meşguliyet Faktörü yani insanların bu ışınlara maruz kaldıkları süredir. Yapılan hesaplarda, insanların zamanlarının % 20'sini açık alanlarda ve % 80'ini kapalı alanlarda geçirdikleri göz önüne alınmıştır. (Meşguliyet faktörü ev içi için 0,8 ve ev dışı için ise 0,2 olarak alınır). Zaman ise, bir yıldaki saat sayısıdır (8760 s/y).

3. Sonuçlar ve Tartışma

Gümüşhane çevresinde toplanan toprak ve karayosunu örneklerinde doğal (${}^{226}\text{Ra}$, ${}^{232}\text{Th}$ ve ${}^{40}\text{K}$) ve yapay (${}^{137}\text{Cs}$) radyoaktivite konsantrasyonları HPGE dedektörü kullanılarak bulunmuştur. Gümüşhane ilindeki toprak ve karayosunu örneklerinde

aktivite konsantrasyonları Tablo-1 de verilmiştir. Bu tabloda ${}^{137}\text{Cs}$ aktivite konsantrasyonları bazı değerler için ölçülememiştir. Dedeksiyon limit değeri 0,1 bq/kg olarak belirlenmiştir.

Gümüşhane ilindeki toprak örneklerinde aktivite konsantrasyonları ${}^{226}\text{Ra}$ için 17,3 ile 48,3 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 26,1 Bqkg⁻¹) arasında, ${}^{232}\text{Th}$ için 9,70 ile 32,5 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 23,9 Bqkg⁻¹) arasında, ${}^{40}\text{K}$ için 236,8 ile 889,6 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 519,9 Bqkg⁻¹) arasında ve ${}^{137}\text{Cs}$ için 7,63 ile 39,4 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 18,6 Bqkg⁻¹) arasında bulunmuştur.

Trabzon ilinde yapılan çalışmada toprak örneklerinde ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{40}\text{K}$ ve ${}^{137}\text{Cs}$ için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 43, 35, 438 ve 21 Bq/kg olarak belirlenmiştir. (Kurnaz, 2009). Rize fırtına vadisi bölgesinden alınan toprak numunelerinde ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{40}\text{K}$ ve ${}^{137}\text{Cs}$ için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 50, 42, 643 ve 85 Bq/kg olarak bulunmuştur (Kurnaz vd., 2007).

Artvin bölgesinde yapılan çalışmada ise ${}^{238}\text{U}$, ${}^{232}\text{Th}$, ${}^{40}\text{K}$ ve ${}^{137}\text{Cs}$ için aktivite konsantrasyonları sırasıyla ortalama 23, 20, 357 ve 54 Bq/kg olarak bulunmuştur (Yeşilbağ, 2008).

Yakın illerde yapılan araştırmalar ile bir kıyaslama yapıldığında ${}^{137}\text{Cs}$ oranının Trabzon, Rize ve Artvin bölgesine göre daha düşük olduğu görülmektedir.

Karayosunu örneklerinde aktivite konsantrasyonları ${}^{226}\text{Ra}$ için 50,7 ile 141,6 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 76,6 Bqkg⁻¹) arasında ${}^{232}\text{Th}$ için 14,2 ile 35,3 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 24,8 Bqkg⁻¹) arasında, ${}^{40}\text{K}$ için 353,6, ile 1039,1 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 643,7 Bqkg⁻¹) arasında ve ${}^{137}\text{Cs}$ için 12,45 ile 196,9 Bqkg⁻¹ (ortalama değer 54,7 Bqkg⁻¹) arasında bulunmuştur. Literatürde ${}^{226}\text{Ra}$, ${}^{232}\text{Th}$ ve ${}^{40}\text{K}$ aktivite konsantrasyonu için dünya ortalama değerleri sırasıyla 35, 30 ve 400 Bq/kg olarak verilmektedir (UNSCEAR, 2000).

Tablo-1. Toprak ve karayosunu örneklerinde aktivite konsantrasyonları.

Örnekler	Tür	²²⁶ Ra (Bq.Kg ⁻¹)	²³² Th (Bq.Kg ⁻¹)	¹³⁷ Cs (Bq.Kg ⁻¹)	⁴⁰ K (Bq.Kg ⁻¹)
Gümüşhane	<i>Syntrichia intermedia</i> Brid	58,75±2,88	18,65±1,15	35,01±4,35	445,70±9,24
Tekke	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	59,95±2,91	19,185±2,23	19,4±2,74	489,9±9,87
Akçakale	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	57,95±2,86	19,95±3,15	56,78±8,44	787,15±15,83
Bağlarbaşı	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	50,735±2,56	35,34±2,82	16,24±2,85	874,25±15,23
Hacıemin	<i>Tortula muralis</i> var. <i>muralis</i>	102,51±5,04	29,79±2,78	76,36±7,28	1039,11±19,22
Mescitli-	<i>Trichostomum tenuirostre</i> var. <i>tenuirostre</i>	89,775±4,50	14,25±1,23	196,89±17,6	578,65±11,57
İkisu-1	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	68,61±3,40	20,05±1,48	27,19±3,77	353,58±6,83
İkisu-2	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	71,615±3,55	28,73±2,51	19,51±2,93	604,56±12,25
Torul-1	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	72,375±3,65	32,40±2,81	12,45±2,46	431,29±8,67
Torul-2	<i>Hypnum cupressiforme</i>	141,62±5,75	33,17±2,83	94,83±11,16	778,95±15,56
Kürtün	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	60,9±3,15	25,525±2,35	37,02±4,15	457,83±8,75
Zigana	<i>Syntrichia ruralis</i> var. <i>ruralis</i>	85,01±3,68	21,535±2,05	65,47±5,36	883,87±16,43
Gümüşhane	Toprak	22,39±1,15	18,65±1,52	Ölçülemedi	319,63±16,37
Tekke-1	Toprak	29,71±1,28	32,205±2,81	18,51±2,86	463,32±9,44
Tekke-2	Toprak	25,28±1,23	31,415±2,73	Ölçülemedi	419,62±8,23
Akçakale-1	Toprak	28,3±1,26	27,425±2,41	Ölçülemedi	489,45±9,89
Akçakale-2	Toprak	29±1,27	26,835±2,38	Ölçülemedi	503,08±10,52
Bağlarbaşı	Toprak	35,15±1,51	26,11±2,65	Ölçülemedi	436,57±8,67
Hacıemin	Toprak	48,29±2,48	32,52±2,65	39,44±8,57	377,23±7,42
Mescitli-1	Toprak	22,735±1,17	26,085±2,56	Ölçülemedi	236,83±7,53
Mescitli-2	Toprak	29,66±1,30	9,7±1,15	7,63±1,26	378,83±7,56
İkisu	Toprak	21,66±1,22	21,82±1,97	Ölçülemedi	538,47±10,82
Torul-1	Toprak	17,31±1,16	18,32±1,33	Ölçülemedi	486,67±9,71
Torul-2	Toprak	22,65±1,23	29,675±2,81	Ölçülemedi	762,53±15,2
Kürtün-1	Toprak	23,30±1,22	20,515±1,90	8,78±1,25	563,4±10,22
Kürtün-2	Toprak	25,67±1,24	26,12±2,34	Ölçülemedi	864,56±16,45
Zigana-1	Toprak	19,4±1,18	16,97±1,45	Ölçülemedi	586,43±11,34
Zigana-2	Toprak	23,4±1,22	23,83±1,95	Ölçülemedi	889,65±17,63

Gümüşhane çevresinden alınan toprak örneklerinin ortalama değerleri bu literatür bilgisi ile kıyaslandığında, ^{226}Ra ve ^{232}Th aktivite konsantrasyonlarının dünya ortalamasından küçük fakat ^{40}K aktivite konsantrasyonunun dünya ortalamasından büyük olduğu sonucuna varılmaktadır. Karayosunu örneklerinin ortalama değerleri bu literatür bilgisi ile kıyaslandığında, ^{226}Ra ve ^{40}K aktivite konsantrasyonlarının dünya ortalamasından büyük fakat ^{232}Th aktivite konsantrasyonunun dünya ortalamasından küçük olduğu sonucuna varılmaktadır. Gümüşhane ilindeki toprak örneklerinde ^{40}K aktivite konsantrasyonunun dünya ortalamasından büyük olmasının kayaç yapısından kaynaklanmakta olduğu düşünülmektedir. Elde edilen değerler kullanılarak toprak ve karayosunu için sırasıyla ortalama eşdeğer radyum aktivitesi değeri (R_{aeq}) 96 Bqkg^{-1} ve 157 Bqkg^{-1} bulunmuştur. Karayosunu ve toprak örneklerindeki ortalama gama dozu $D(\text{nGy/h})$ değerleri sırasıyla 77 nGy/h ve 48 nGy/h bulunmuştur. Bulunan gama dozları kullanılarak ise yıllık etkin doz ortalama eşdeğeri AEDE ($\mu\text{Sv/y}$) karayosunu ve toprak numuneleri için sırasıyla $94 (\mu\text{Sv/y})$ ve $59(\mu\text{Sv/y})$ olarak elde edilmiştir.

Ölçülen örneklerin R_{aeq} değerleri; eşdeğer gama doz oranı $1,5 \text{ mSv.y}^{-1}$ denk gelen 370 Bqkg^{-1} limit değerinden çok düşüktür. Dolayısıyla insan sağlığı açısından radyoaktif ışınlanmaya bağlı herhangi bir tehlike görülmemektedir. Şekil-2'de toprak örneklerindeki aktivite konsantrasyonu verilmiştir.

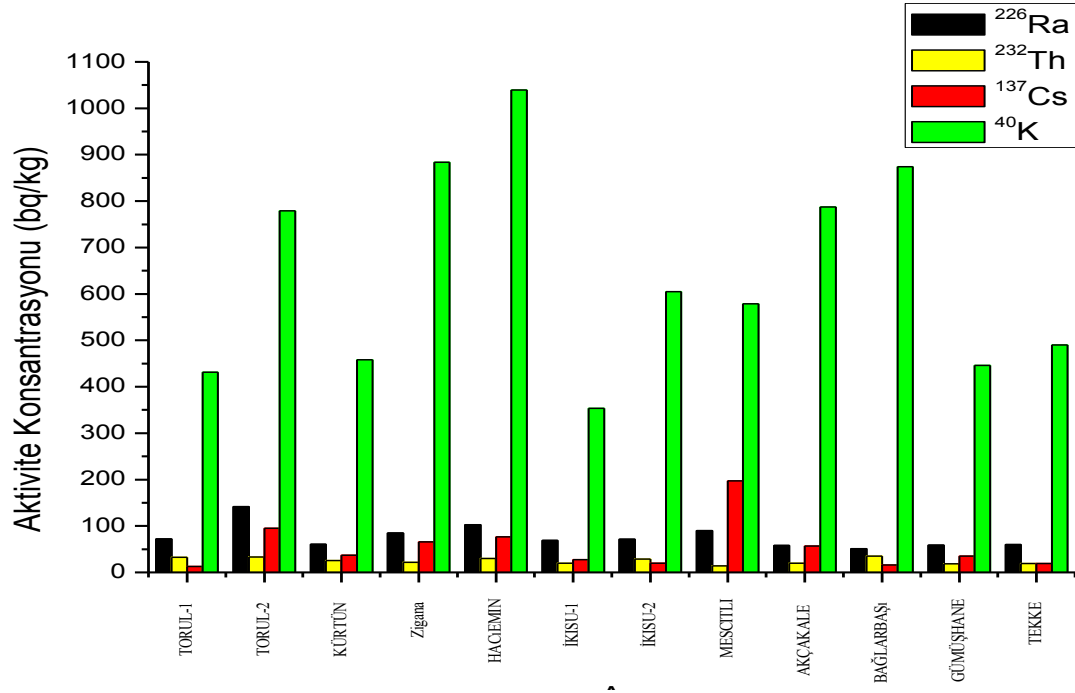
Alınan toprak örneklerindeki ^{226}Ra ve ^{232}Th aktivite konsantrasyonları kıyaslandığında, bu 16 örneğin 6 tanesinde ^{232}Th aktivitesinin ^{226}Ra 'den fazla çıktığı görülmüştür. Toprak numunelerinde en büyük ^{226}Ra konsantrasyonunu $48,3 \text{ Bq/kg}$ değeri ve en

büyük ^{232}Th konsantrasyonunun $32,5 \text{ Bq/kg}$ değeri Hacıemin bölgesinden alınan toprak örneğinde olduğu tespit edilmiştir.

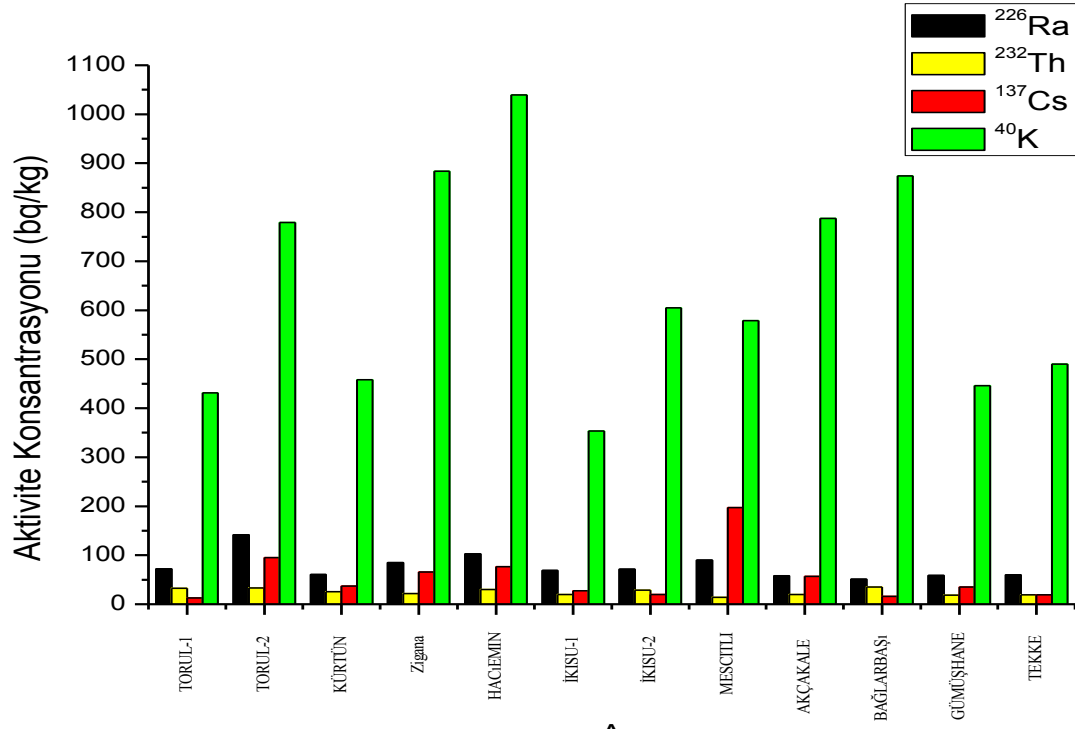
Toprakta oldukça yüksek konsantrasyonlarda bulunan ^{40}K konsantrasyonu açısından en düşük konsantrasyonun $236,8 \text{ Bq/kg}$ değeri Mescitli-1 bölgesinde ve en yüksek konsantrasyonun $889,6 \text{ Bq/kg}$ değeri ile Zigana-2 noktasında bulunduğu görülmektedir. Toprak örneklerinin bazılarında fisyon ürünü olan ve tabiatta doğal olarak bulunmayan ^{137}Cs radyoizotopuna rastlanmıştır. ^{137}Cs konsantrasyonunun ortalama değeri $18,6 \text{ Bq/kg}$ olarak bulunmuştur. En yüksek konsantrasyona ise Hacıemin bölgesinden alınan toprak örneğinde rastlanılmış olup değeri $39,4 \text{ Bq/kg}$ olarak ölçülmüştür. Şekil-3'de karayosunu örneklerindeki aktivite konsantrasyonu verilmiştir.

Karayosunu numunelerinde en büyük ^{226}Ra konsantrasyonunu $141,6 \text{ Bq/kg}$ değeri Torul-2 örneğinde, en büyük ^{232}Th konsantrasyonu $35,3 \text{ Bq/kg}$ değeri Bağlarbaşı bölgesinden alınan toprak örneğinde olduğu tespit edilmiştir.

Karayosunu örneklerinde ^{40}K konsantrasyonu açısından en düşük konsantrasyonun $353, \text{ Bq/kg}$ değeri İkisü-1 örneğinde ve en yüksek konsantrasyonun $1039,1 \text{ Bq/kg}$ değeri ile Hacıemin noktasındaki örnekte bulunduğu görülmektedir. Karayosunu örneklerinin tamamında tabiatta doğal olarak bulunmayan ^{137}Cs radyoizotopuna rastlanmıştır. ^{137}Cs konsantrasyonunun ortalama değeri $54,7 \text{ Bq/kg}$ olarak bulunmuştur. En yüksek konsantrasyona ise Mescitli bölgesinden alınan örnekte rastlanılmış olup değeri $196,9 \text{ Bq/kg}$ olarak ölçülmüştür.



Şekil-2. Toprak örneklerindeki aktivite konsantrasyonunun şekilsel gösterimi



Şekil-3. Karayosunu örneklerindeki aktivite konsantrasyonunun şekilsel gösterimi

Kaynaklar

- Arafa, W., 2004. Specific activity and hazards of granite samples collected from the Eastern Desert of Egypt. Journal of Environmental Radioactivity, 75, 3, 315-327.
- Arogunjo, A.M., Farai, I.P. ve Fuwape, I.A., 2004. Dose rate assessment of terrestrial gamma radiation in the Delta Region of Nigeria. Radiation Protection Dosimetry, 108, 1, 73-77.
- Cevik U., Damla N., Koz B. ve Kaya, S., 2008. "Radiological characterization around Afsin-Elbistan coal-fired power plant in Turkey". Energy & Fuels, 22 (1), 428-432.
- Erees, F.S., Akozcan, S., Parlak, Y. ve Cam, S., 2006. Assessment of dose rates around Manisa. Radiation Measurements, 41, 5, 598-601.
- Frey, W., Fram, J.P., Fischer, E. ve Lobin, W., 1995. Die Moos und Farnpflanzen Europas, Stuttgart, Jena, New York.
- Grodzinska, K., 1982. Monitoring of Air Pollutants by Mosses and Tree bark. In: Steubing, L., Jager, H. Eds.), Monitoring of Air Pollutants by Plants-Methods and Problems. Proceedings of the International Workshop, Osnabruck, 24-25. IX. 1981. Dr. W. Junk Publ, The Hague, pp. 33-42.
- Grodzinska, K., ve Szarek-Lukaszewska, G., 2001. Response of Mosses to the Heavy Metal Deposition in Poland-an overview. Environmental Pollution, 114, 443-451.
- Ibrahiem, N.M., 1993. Measurement of Radioactivity Levels in Soil in the Nile Delta and Middle Egypt. Health Physics, 64, 6, 620-627.
- Karahan, G. ve Bayulken, A., 2000. Assessment of Gamma Dose Rates Around İstanbul. Journal of Environmental Radioactivity, 47, 2, 213-221.
- Karakelle, B., Öztürk, N., Kose, A., Varinlioğlu, A., Erkol, A.Y. ve Yılmaz, F., 2002. Natural radioactivity in soil samples of Kocaeli basin, Turkey. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 254, 3, 649-651.
- Koz, B., Çevik, U., Bulut, V.N., Kaya, S., Gundogdu, A. ve Çelik, N., 2013. Heavy Metal Analysis By Moss Species in the Black Sea Region of Turkey. Fresenius Environmental Bulletin, 22, 4b, 1287-1295.
- Kurnaz, A., Kucukomeroğlu, B., Keser, R., Okumusoglu, N.T., Kormaz, F., Karahan, G. ve Cevik, U., 2007. Determination of Radioactivity Levels and Hazards of Soil and sediment samples in Firtina Valley (Rize,Turkey). Applied Radiation and Isotopes, 65, 11, 1281-1289.
- Kurnaz, A., 2009. Trabzon İlinin Ve Şebinkarahisar İlçesinin Doğal Radyoaktivite Düzeylerinin Belirlenmesi ve Yıllık Etkin Doz Eşdeğerleri, Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Osmanlıoğlu, A.E., Kam, E. ve Bozkurt, A., 2007. Assessment of background radioactivity level for Gaziantep region of southeastern Turkey. Radiation Protection Dosimetry, 124, 4, 407-410.
- Purvis, O.W., Coppins, B.J., Hawksworth, D.L., James, P.W. ve Moore, D.M., 1993. The Lichen Flora of Great Britain and Ireland, Natural History Museum and British Lichen Society, London, pp. 710.

- Smith, A.J.E., 2004. The Moss Flora of Britain and Ireland, Cambridge University Press, London.
- Sroor, A., El-Bahi, S.M., Ahmed, F. ve Abdel-Haleem, A.S., 2001. Natural radioactivity and radon exhalation rate of soil in southern Egypt. Applied Radiation and Isotopes, 55, 6, 873-879.
- UNSCEAR, 2000. United Nations Scientific Committee on the Effect of Atomic Radiation to the General Assembly, Sources, Effects and Risk of Ionizing Radiation, United Nations, New York, USA.
- Uyar, G., Oren, M. and Đnce, M., 2007. Atmospheric Heavy Metal Deposition in Duzce Province by Using Mosses as Biomonitors. Fresenius Environmental Bulletin, 16, 145-153.
- Yeşilbağ, Y.O., 2008. Artvin ve Ardahan İlleri Ev Đci Radon Konsantrasyonu ve Cevresindeki Topraklarda Radyoaktivitenin Tayini, Yüksek Lisans Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ziqiang, P., Yin, Y. ve Mingqiang, G., 1988. Natural Radiation and Radioactivity in China. Radiation Protection Dosimetry, 24, 1/4, 29-38.

Ünlüpnar (Kelkit-Gümüşhane) Pb-Zn±Au Cevherleşmesinin Jeolojik, Jeokimyasal ve Kökensel Olarak İncelenmesi

Kübra AKBULUT¹, Enver AKARYALI^{*2}, İbrahim AKPINAR², Emre AYDINÇAKIR²

¹Gümüşhane Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, 29100, Gümüşhane, Türkiye

²Gümüşhane Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 29100, Gümüşhane, Türkiye

Geliş tarihi/Received 02.10.2014

Düzeltilerek geliş tarihi/Received in revised form 23.12.2014

Kabul tarihi/Accepted 25.12.2014

Özet

İnceleme alanı Gümüşhane ilinin güneyinde yer alan Kelkit İlçesi Ünlüpnar (Pekün) Beldesine bağlı Eylence Yayla ve Emirinkomu Köyü yakın çevresini kapsamaktadır. Çalışma alanında Kurtoğlu Metamorfikleri, Şenköy Formasyonu ve Köse Granitoyidi yer almaktadır. Detay inceleme yapılan alan ve yakın çevresindeki birim Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu'na ait bazalt, bazaltik andezit ve piroklastları oluşturmaktadır. Eylence Yayla ve Emirinkomu mevkiinde yer alan Zn-Pb-Cu ± Au cevherleşmesi tamamen Şenköy Formasyonuna ait bazaltik andezitler içinde K20D doğrultularındaki kırık hatlarına yerleşmiştir. İnceleme alanında cevherleşmenin parajenezini ortaya çıkarmak içinde çalışma sahasından sistematik örneklerden parlak kesitler yapılarak, cevher mikroskopisi altında incelenmiştir. Cevherleşmenin parajenezi oluşum sırasına göre pirit, kalkopirit, sfalerit, galen, altın, kuvars ve kalsit olarak tespit edilmiştir. Araziye yapılan gözlemler sonucunda alterasyon türleri olarak hematitleşme, limonitleşme ve kükürtleşme tespit edilmiştir. Sıvı kapanım analiz sonuçlarına göre cevherleşmenin oluşum sıcaklığının 80-280°C arasında değiştiği, kükürt izotop termometresine göre ise cevherleşmenin oluşum sıcaklığının ortalama 264°C olduğu belirlenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Altın, Duraylı izotop, Kelkit, Kurşun-Çinko, Sıvı kapanım

Geological, Geochemical and Genesis Investigation of Ünlüpnar (Kelkit-Gümüşhane) Mineralization

Abstract

The investigation area in this study covers the immediate surroundings of Eylence Yayla and Emirinkomu, Ünlüpnar (Pekün) Town of Kelkit County located south of Gümüşhane Province. Kurtoğlu Metamorphics, Şenköy Formation and Köse Granitoid are located in the study area. The Zn-Pb-Cu ± Au mineralization located in Eylence Yayla and Emirinkomu sites is completely settled into the N20E striking fault lines within andesites belonging to Şenköy Formation. To reveal the mineralization assemblages in the study area, the polished samples which prepared from systematic samples were examined under the ore microscopy. The paragenesis of the mineralization is determined according to the order of occurrence, as pyrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, gold, quartz and calcite. The hematitization, limonitization and sulfurization are identified as alteration types, based on the observations made on the field. According to the results of the fluid inclusion studies, the formation temperature of mineralization changes between 80 and 280°C. Based on the

* Enver AKARYALI, eakaryali@gumushane.edu.tr, Tel: (0456) 233 1000/1696

sulphur isotope thermometer analysis, the average formation temperature of mineralization is determined as 264°C.

Keywords: Gold, Stable isotope, Kelkit, Lead-zinc, Fluid inclusion

1.Giriş

Pontidler, Balkanlardan Himalayalara kadar uzanan yaklaşık 6000 km uzunluğundaki metalojeni kuşağı içinde yer alır ve Türkiye'nin önemli bir maden bölgesidir. Yaklaşık 700 km uzunluğundaki Doğu Pontid metalojenik provansı (bölge) içinde farklı tiplerde 500-600 adet bakır, kurşun, çinko, molibden, demir ve mangan zehir ve yatakları yer almaktadır. Doğu Karadeniz bölgesi, özellikle de Gümüşhane kurşun, çinko ve bakır ve bunların yanı sıra altın ve gümüş gibi değerli metaller açısından yüksek bir potansiyele sahiptir. Bölgedeki cevherleşmeleri meydana getiren jeodinamik evrim ve magmatizma bu tip ve tür cevherleşmelerin bulunmasında en önemli rolü oynamaktadır. Özellikle masif sülfür, porfiri bakır, skarn ve epitermal damar tipi Cu, Pb, Zn, Au ve Ag gibi ekonomik maden yataklarını içeren bu bölgenin jeolojisi, tektoniği ve maden yatakları bugüne kadar çok sayıda çalışmaya konu olmuştur (Gettinger, 1962; Dixon ve Pereire, 1974; Adamia, ve diğ., 1977; Aslaner, 1977; Pejatoviç, 1979; Leitch, 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Yalçınalp, 1992; Bektaş ve Güven, 1995; Lermi, 1996; Akçay, ve diğ., 1998; Tüysüz, 2000; Çiftçi, 2000; Lermi 2003; Eyüboğlu 2010, Akaryalı, 2010; Akaryalı ve Tüysüz 2013).

Bu çalışmanın içinde yer aldığı Gümüşhane yöresi, geçmişte olduğu gibi bu gün de madencilik açısından önemli bir konuma sahip olup günümüzde işletilen, işletilmeyi ve/veya keşfedilmeyi bekleyen pek çok önemli maden yatağına sahiptir. Bölgenin neotektonik konumu ile uyumlu olarak gelişmiş olan cevherleşmeler, genel olarak Doğu Pontid Tektonik Birliği'nin hakim kırık sistemlerine bağlı olarak KB-GD ve D-B doğrultulu fay ve kırıklarda meydana gelmiştir. Cevherli hidrotermal çözeltiler bu kırık ve fayları hareket ve yerleşimleri için

yol olarak kullanmış ve özellikle Liyas volkanotortul serisi ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı kireçtaşları içinde damar, damarcık ve mercerler şeklinde kıymetli metal (Au, Ag) içeren Pb, Zn cevherleşmelerini geliştirmiştir. Çalışma konusunu oluşturan Ünlüpınar (Pekün) Pb-Zn±Au cevherleşmesi de Liyas yaşlı volkanotortul seri içinde bazaltik andezitlerle ilişkilidir. Bu çalışmada Doğu Pontidler'in, Güney Zonu ve Eksen Zonu geçişini temsil edecek şekilde ve Gümüşhane ili Kelkit ilçesi sınırları içerisinde Ünlüpınar Beldesi Eylenceyayla yöresinde bulunan cevherleşmelerin; petrografi, jeokimyası ve mineral kimyası ile sıvı kapanım ve duraylı izotop çalışmaları yardımıyla cevherin oluşum sıcaklığı ve cevherleşmeyi oluşturan çözeltilerin kökeni belirlenmiştir.

2. Analiz Yöntemleri

Ünlüpınar cevherleşmesine ait yapılan analizler ve yöntemleri şu şekildedir. Cevherleşmeye ev sahipliği yapan volkanik kayaçların sınıflandırılması, kökeni ve jeodinamik ortamının saptanması ve mineral kimyasını belirlemek için tüm kayaç ve mikroprob analizi yapılmıştır. Cevherleşmenin oluşum sıcaklığını belirlemek amacı ile sıvı kapanım analizi, cevherleşmenin oluşum sıcaklığı ve hidrotermal çözeltilerinin kökenini belirlemeye yönelik ise duraylı izotop analizleri yapılmıştır.

Çalışma sahasından toplanan kayaçların, petrografik ve mineralojik tayinlerine yönelik ince kesitler, Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü ince kesit hazırlama laboratuvarında 0.025 mm kalınlığa kadar inceltirilerek petrografik tayin için hazır hale getirilmiştir. Ünlüpınar cevherleşme sahasından derlenen cevher ve yan kayaç örneklerinden, cevher mineral parajenezini ve dizilimini ortaya çıkarmak için hazırlanan

parlak kesitler uygun aşındırıcılarla amaca uygun olarak Gümüşhane Üniversitesi Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü parlak kesit hazırlama laboratuvarında hazırlanmıştır.

Çalışma kapsamında yapılan kimyasal analizler için Gümüşhane Üniversitesi, Mühendislik ve Doğa Bilimleri Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde, 250-300 g kayaç örnekleri çeneli kırıcıda parçalanarak kimyasal analize hazır hale geldikten sonra gönderildikleri ACME Analytical Laboratories Ltd. (KANADA) analitik kimya laboratuvarında 7 adet kayaç örneğinin ana element analizleri; İndüktif Eşleşmiş Plazma (Inductively Coupled Plasma)-Atomik Emisyon Spektrometri (ICP-AES) yöntemiyle analiz edilmiştir. Aynı örneklerin iz ve nadir toprak element analizleri ise ICP-MS (Kütle Spektrometresi) yöntemiyle analiz edilmiştir. ICP-AES analiz yönteminde, bir örnekte bulunan elementler atomlaştırma denilen bir işlemle (ICP hamlacı ile) buhar haline getirilerek atomlarına dönüştürülür. Akabinde ise buhar içindeki atomik türlerin emisyonunun ölçümleri yapılır (Thompson ve Walh, 1983). Ana element analizleri için 0.2 g örnek 1.5 g LiBO₂'de eritilmiş ve %5'lik 100 mL HNO₃ içinde çözündürülmüştür. Analiz yapılan alete standartlar (STD SO 18) girildikten sonra örnekler analiz edilmiştir. ICP-MS yöntemi ise 0.25 g toz örnek üzerinde gerçekleştirilir. Yöntemin esası şu şekildedir. Analiz edilecek örnekler ICP hamlacı ile atomlaştırılır, iyonlaştırılır ve kütle /yük oranına göre ayrılan iyonların sayımı ile sayısal sonuçlar elde edilir (Jenner ve diğ., 1990). Numuneler, karbon içeriklerinin uçurulması için 200 °C de 100 mL HClO₄-HNO₃-HCl-HF çözeltisinde köpürmeleri gidinceye kadar bekletilmiştir. Metalleri çözmek amacıyla 10 mL kral suyu (3HDNO₃-HDHCl) ile sulandırılarak bekletilen numuneler, seyreltikten, filtrelendikten ve cihaza standart (STD SO 18) okutulduktan sonra analiz edilmişlerdir.

Volkanik kayaçlarda gözlenen minerallerin mikroprob analizleri New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources New Mexico Institute of Mining & Technology

KANADA'da elektron mikroprob laboratuvarında CAMECA SX-100 model cihaz ile 20 kV ve 30 nA şartları altında yapılmıştır.

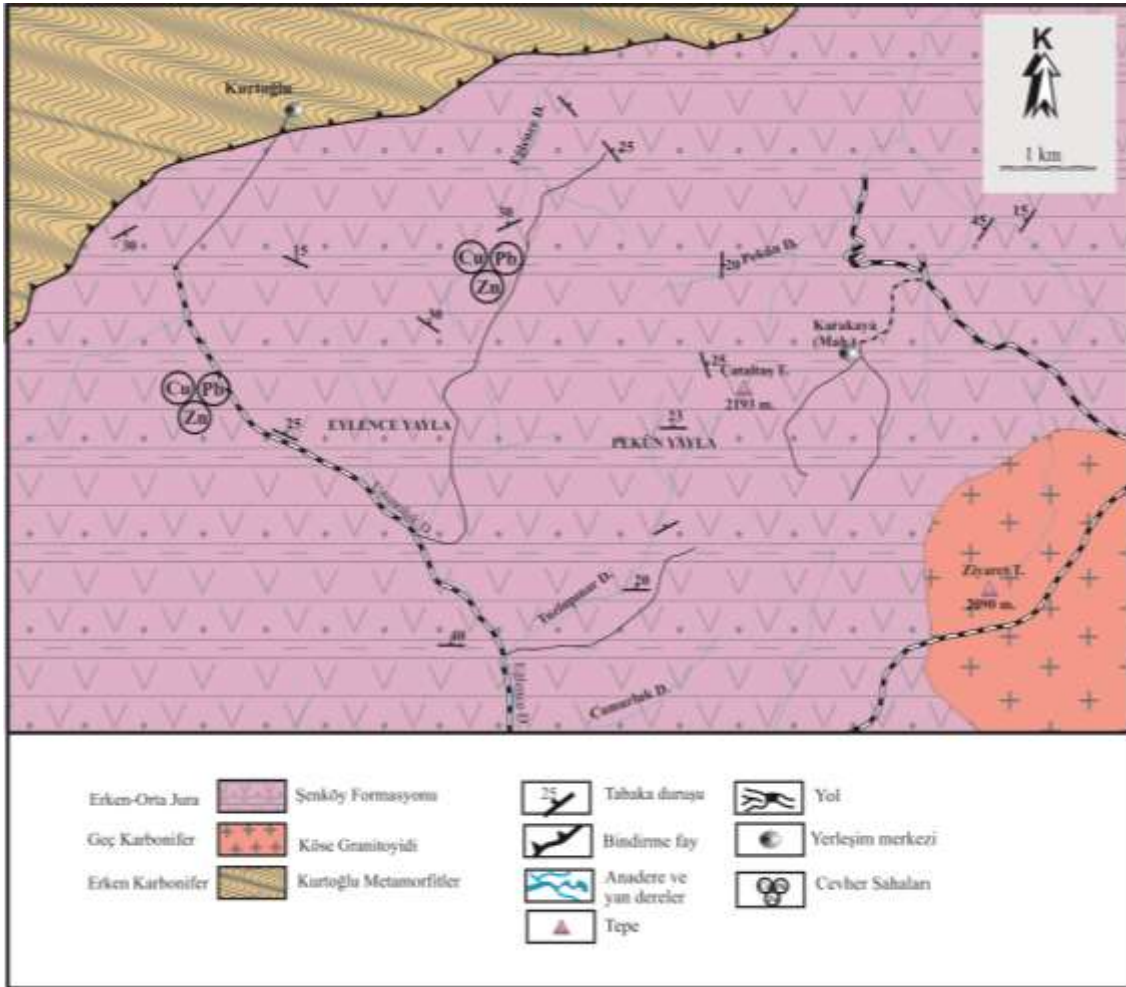
Cevher ve gang minerallerinin bünyelerinde buldukları sıvı kapanımları tespit etmek amacıyla cevherli örneklerden çift tarafı parlatılmış 9 adet ince kesit, İstanbul Teknik Üniversitesi Jeokimya Araştırma Laboratuvarında polarizan mikroskop üzerine monte edilmiş ve -196 °C ile 600 °C aralığında ısıtma-soğutma yapabilen Linkam THMG-600 cihazı kullanılarak ölçülmüştür.

Ayrıca cevherleşme sahasında derlenen cevherli örneklerde yer alan kalsit minerali üzerinde yapılan C ve O izotop analizleri, sfalerit, kalkopirit, pirit ve galen üzerinde gerçekleştirilen kükürt izotop analizleri Queen's Facility for Isotope Research KANADA'da yapılmıştır. C ve O izotop analiz işleminde ilk olarak örnekler üzerindeki organik materyallerin arındırılması ile başlamıştır. Kurutulup toz haline getirilen örnekler % 100 H₃PO₄'in içinde 72°C' de 4 saat tepkimeye sokularak açığa çıkan CO₂'nin 0,5 mg'nin çözünmesi ile karbon ve oksijen izotoplarının değerleri ile ölçülmüştür. Karbon ve oksijen izotoplarının bileşimleri V-PDB standartına göre analiz edilmiştir. Kükürt duraylı izotop ölçümleri sfalerit, kalkopirit, pirit ve galen üzerinde Finnigan MAT 252 Carlo Erba NCS 2500 element analizör çifti kullanılarak, Finnigan MAT kütle spektrometresi ile Finnigan MAT Conflo 11 birlikte ölçülmüştür ve bunlar izotop formülünde V-CDT standartına göre ‰ 1 olarak analiz edilmiştir. Kükürt izotop analizinin yapılması aşamasında ilk olarak, analizi yapılacak olan örnek birlikte katalizör olarak işlem gören vanadyum pentaoksit içeren kalay kapsül analiz haznesine yerleştirilir. Daha sonra 1080 °C sıcaklıkta saf oksijen akımı sağlanarak ısıtılan örnek, kalay kapsülle birlikte sıcaklık 1700 °C'ye kadar çıkarılarak yakılır. Yakma işlemi sırasında çıkan gazlar saf bakır teller üzerinden geçirilerek SO₂, N₂, CO₂ ve su elde edilir. Elde edilen SO₂ gazı 45 °C'de çözündürülerek ayrılır, iyonlaştırılır, üzerinden akım geçirilir ve sonuçta SO₂ pikleri ölçülür.

3. Eylence Yayla Cevherleşmesi ve Yakın Çevresinin Jeolojisi

Çalışma konusunu oluşturan cevherleşme sahası Doğu Karadeniz Bölgesi, Gümüşhane ili, Kelkit ilçesi Ünlüpınar Beldesi civarındaki Eylence Yayla mevkinde bulunduğu için Eylence Yayla cevherleşmesi adını almıştır. İnceleme alanında yaşlıdan gence doğru; Yılmaz (1972) tarafından “Kurtoğlu Metamorfittleri” başlığı altında incelenmiş olan Erken Karbonifer yaşlı Kurtoğlu Metamorfikleri, ilk olarak Erguvanlı (1952) tarafından adlandırılan Geç Karbonifer yaşlı Köse Granitoyidi ve cevherleşmeye ev sahipliği yapan ilk kez Kandemir (2004) tarafından Gümüşhane yöresinde tanımlanan Erken-Orta Jura yaşlı Şenköy Formasyonu görülmektedir (Şekil 1). Şenköy Formasyonu inceleme alanında andezit-bazalt ve piroklastlardan oluşmaktadır. İnceleme

alanındaki bu birim genel olarak siyah, gri ve grimsi siyah renklerde ve genel olarak yuvarlak iri bloklar halinde yer yer ise akmalar şeklinde gözlenmektedir. Şenköy Formasyonu'nun bu özelliği arazide formasyonun hemen tanınmasını sağlamaktadır. Şenköy Formasyonu içerisindeki andezit ve bazalt gibi volkanik kayalar ve bunların piroklastları yer yer kırıklı ve çatlaklı yapıda olup çatlaklar limonit ve kalsit dolguludur. İnce kesitlerde yapılan incelemede, Eylence Dere'nin kuzeybatısındaki Şenköy Formasyonu'na ait andezitlerin içerisinde: Mikrolitik porfirik ve glomeraporfirik doku gözlenmekte olup, içerisinde orta ve iri boyutlarda yer yer serizitleşmiş, kalsitleşmiş nadiren de üzerinde epidotlaşma görülen ve cins tayinine göre Andezin (An_{32-36}) bileşimine sahip olan plajiyoklas mineralleri gözlenmiştir.



Şekil 1. Çalışma alanını kapsayan bölgenin 1/25000 ölçekli genel jeoloji haritası.

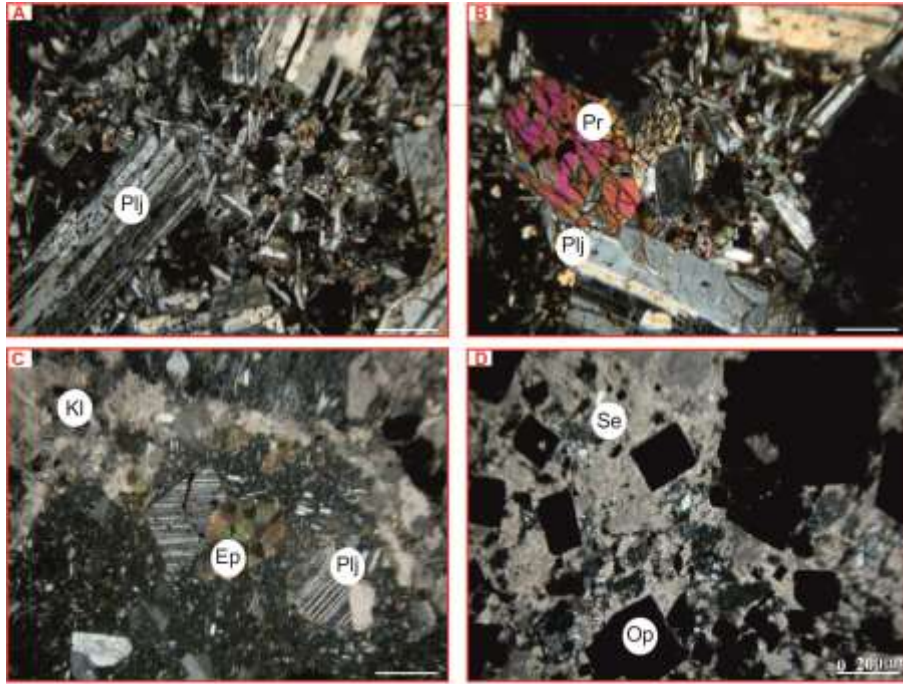
İnce kesitlerde genellikle öz ve yarı öz şekilli küçük kristaller halinde gözlenen piroksenlerin bazılarında uzantıya dik kesitlerde çok iyi gelişmiş, birbiriyle yaklaşık 90⁰'lik açılar yapan dilinimler, bazılarında ise tek yönde dilinimler belirgindir. Ayrıca kesit içinde öz şekilli ve yarı öz şekilli saçınımlar halinde küçük ve orta boyutta opak mineraller ve bu minerallerin çok küçük tanelerinden oluşan hamur görülmüştür (Şekil 2).

3.1. Eylence Yayla Cevherleşmesi

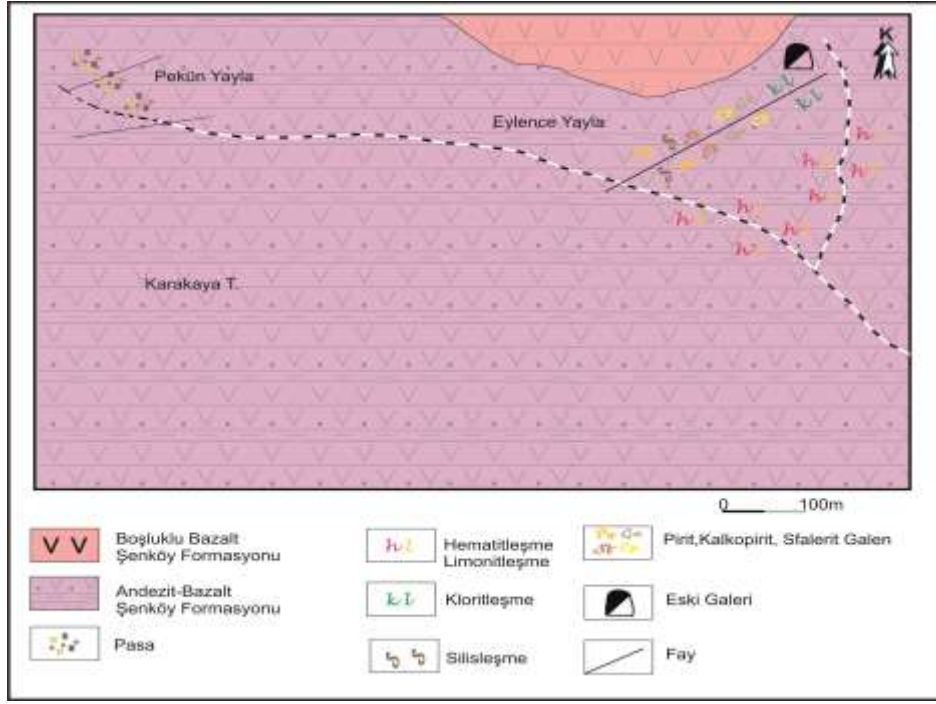
Cevherleşme Şenköy Formasyonu'na ait andezitler içinde KB-GD doğrultularındaki kırık hatlarına yerleşmiştir. Yöredeki en önemli cevher damarı Eylence dere içindeki K20D doğrultulu Zn-Cu-Pb damarıdır. Kırık hatlarında killeşme ve limonitleşme gibi alterasyonların yanı sıra yan kayalarda kloritleşmelerde gözlemlenmektedir (Şekil 3). Damarların kalınlığı 20-40cm arasında değişmekte olup sahadaki uzunluğu ise yaklaşık 120m arasındadır (Şekil 4A). Dere

içinde yaklaşık KD doğrultusunda açılmış bir adet galeri mevcuttur (Şekil 4B). Pekün Yayla çevresinde ise açılmış yarmalar ve pasalar bulunmaktadır (Şekil 4C-D). Cevherleşme sahasındaki yarma ve galerilerin pasalarında yapılan gözlemlerde makroskobik olarak sfalerit-galen-pirit ve kalkopirit gibi cevher mineralleri ile birlikte kalsit ve kuvars gang minerali olarak saptanmıştır

İnceleme sahasının tümünde mostra veren Şenköy Formasyonu'nda andezitler yoğun olarak hematitleşme ve limonitleşme gibi alterasyonlar içermektedir. Cevherli kırıkların bulunduğu yarmalar ve cevherli zonlar etrafında ise bunlara ilaveten silisleşmeler ve killeşmeler belirgindir. Eylence Yayla cevherleşmesinde galen, sfalerit, pirit ve kalkopirit gibi cevher minerallerine silisleşme, hematit ve limonitleşmenin eşlik ettiği gözlenmiştir. Eylence Dere ile Çamurluk Dere'nin kesiştiği alanlarda çok yoğun bir hematitleşme, limonitleşme ve kloritleşme tespit edilmiştir (Şekil 4E-F).



Şekil 2. Liyas yaşlı andezitlerin mikroskobik görünümü. A) Yarı öz şekilli plajiyoklasların görünümü, B) Öz şekilli piroksen ve yarı öz şekilli plajiyoklas minerallerinin görünümü. C) İkincil Kalsit-Epidot mineralleri ve yarı öz şekilli Plajiyoklas, D) Öz şekilli Opak mineraller ve ikincil oluşan Serizitleşme görünümü (Kesit No:Y13, Pl: Plajiyoklas, Kl: Kalsit, Op: Opak, Ser: Serizitleşme, Pr: Piroksen).



Şekil 3. Eylence Yayla Cevherleşme sahasının 1/5000 ölçekli detay maden jeoloji ve alterasyon haritası.



Şekil 4. A) Eylence Dere 'de açılan galeri ve kloritleşmiş andezitler, B) Peküt Yayla civarında eski pasalardan bir görünüm, C) Eylence Dere içindeki damarlarda açılan yarmalardan bir görünüm, D) Eylence Dere'de gözlenen cevher damarının konumu (cevher K20D yönlü kırıklar içine yerleşmiştir), E) Çalışma sahasındaki alterasyonlardan limonitleşmenin görünümü, F) Çalışma sahasındaki kloritleşmeden bir görünüm.

4. Bulgular ve Tartışma

4.1. Cevher Mikroskobisi Çalışmaları

Eylence Yayla cevher sahasındaki yarma, pasa ve damarlardan alınan cevherli örneklerin cevher mikroskobisi incelemeleri sonucunda galen, sfalerit, pirit ve kalkopirit gibi birincil cevher mineralleri ve limonit, hematit, azurit, malahit gibi ikincil oksidasyon ve sementasyon zonu mineralleri belirlenmiştir. Gang mineralleri olarak kuvars ve kalsitin cevhere eşlik ettiği tespit edilmiştir (Şekil 5).

Pirit: Pirit, cevherleşmede sfalerit ve galenden sonra en yaygın olarak gözlenen mineral olup genel olarak kalkopiritler ve galenler tarafından ornatıldığı ve bu ornatım sonucu öz şeklini kaybetmiş daha küçük boyutlarda piritlerde belirlenmiştir. Ornatım sonucu bazen kalkopiritler ve galenler içinde ornatım artığı kapanımlar şeklinde bulunan piritlerin yarı öz şekilli ve öz şekilsiz kristalleri de mevcuttur (Şekil 7A ve B). İncelenen parlak kesitlere göre piritlerin en önemli özelliği bol kırık ve çatlaklı olmaları ve kataklastik doku göstermeleridir (Şekil 6E). Piritlerin diğer önemli özelliği ise içlerinde oldukça küçük boyutlarda kalkopirit

kapanımları içermesidir. Piritler kesitlerde 5-200 mikron arasında değişen boyutlarda izlenmektedir.

Kalkopirit: Eylence Dere'den alınan örneklerin parlak kesitlerinde orta ve iri boyutlarda şekilsiz, geniş yüzeyli (Şekil 6F) ve canlı sarı renklerde görülür. Kalkopirit kapanımları yoğun şekilde sfalerit mineralleri içerisinde ayrılım dokusu olarak belirgindir (Şekil 7E ve F).

Galen: Galen, cevherleşmelerde sfaleritle birlikte en yaygın gözlenen cevher mineralidir. Grimsi beyaz yansıma rengi ile kolaylıkla tanınabilmesi ve öz şekilli minerallerinde üçgen yapıları göstermesi (Şekil 7C ve D) ile karakteristiktir. Yapılan cevher mikroskobisi çalışmaları neticesinde, galenin hemen hemen tüm cevher mineralleri ile birlikte görülmesine karşın çoğunlukla sfalerit minerali ile dokanak yaptığı ve bu ilişkiye bağlı olarak sfaleritin ornatımı sonucunda da galen içinde sfalerit kapanımlarının varlığı belirlenmiştir. Bazı durumlarda ise sonradan oluşan gang minerali tarafından yeri alınarak gang içinde galen kapanımları şeklinde görülür (Şekil 7E ve F). Galen genellikle sfaleritle beraber bulunmakla birlikte kendinden önce oluşan pirit ve kalkopiritleri de ornatmaktadır.

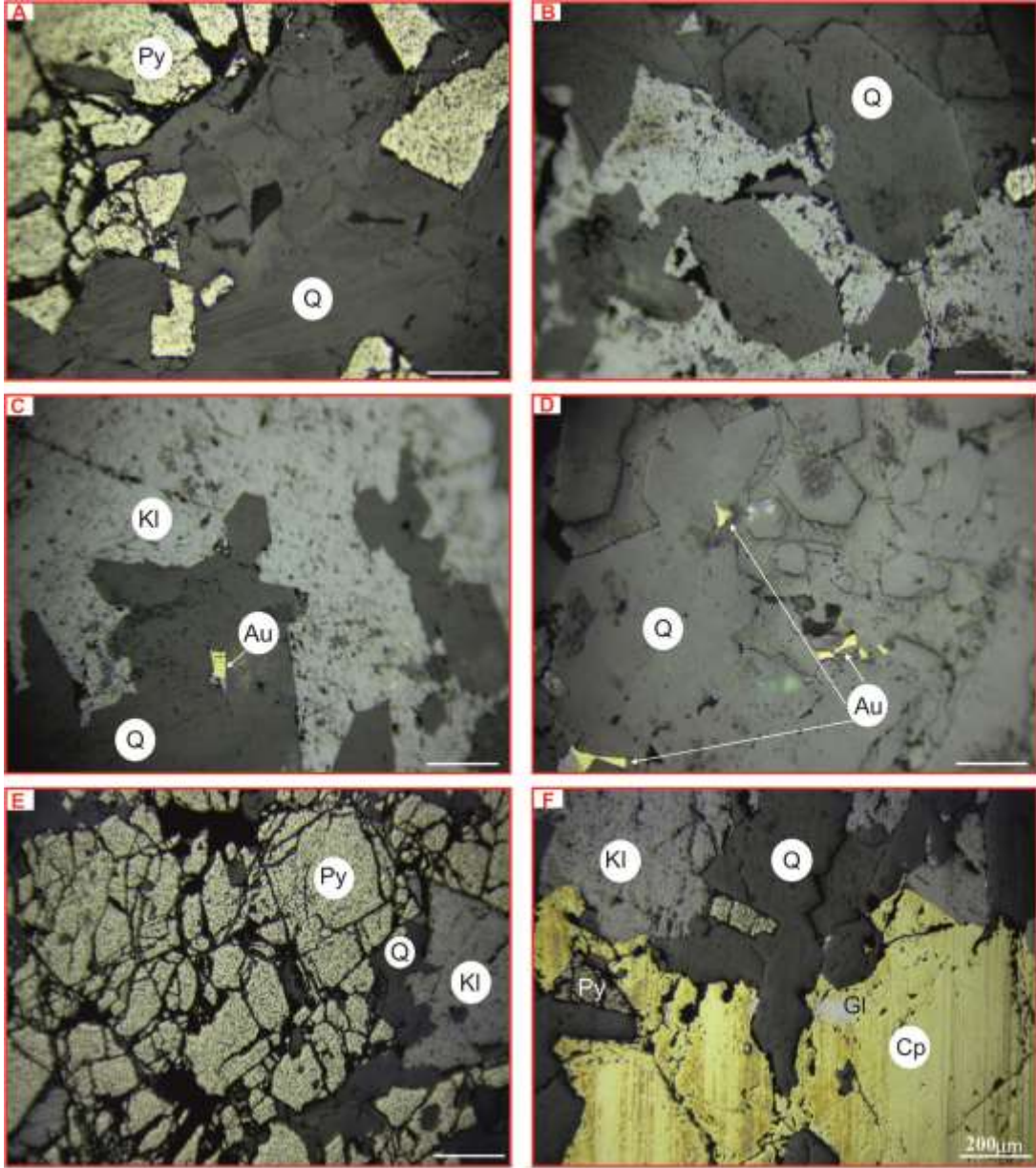
Mineraller	Hipojen cevher mineralleri		Süperjen mineraller
	I.Evre	II.Evre	
Pirit			
Kalkopirit			
Galen			
Sfalerit			
Kuvars			
Altın			
Kalsit			
Hematit			
Limonit			
Malahit			
Azurit			

Şekil 5. Eylence Yayla cevherleşmesinin mineral parajenezi ve süksesyonu.

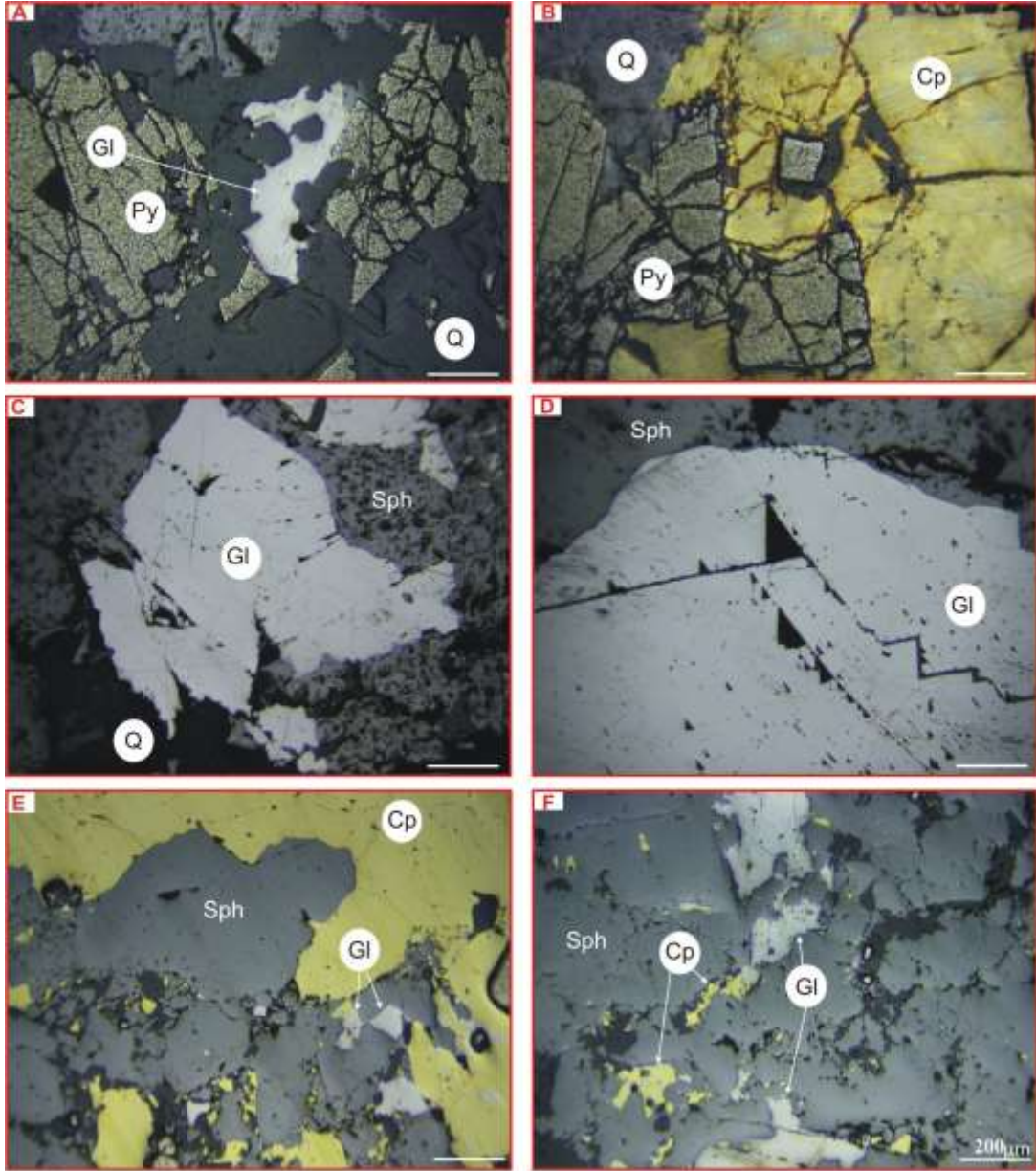
Sfalerit: Kayaç içerisinde genelde iri boyutlarda düzensiz şekilli geniş yüzeyli ve bazen de küçük- orta boyutlarda gri- açık gri renklerde izlenir. Çoğunlukla galeni ornatarak yerini almıştır. Bazı kesitlerde sfalerit içerisinde kalkopirit kapanımları ayrılım olarak gözlenmektedir. Sfaleritler içinde bol miktarda kalkopirit ayrılımları

gözlenmektedir (Şekil 7E ve F).

Altın: Öz şekilli boşluklu kuvars içinde mikron boyutunda gözlenmektedir (Şekil 6C ve D). Gang mineralleri olarak ise kalsit ve kuvars gözlenmektedir. Özellikle kuvarsların (Şekil 6A ve B) öz şekillerde gözlenmesi epitermal sistemleri işaret etmektedir.



Şekil 6. Eylence Yayla yöresinde yer alan cevherleşmenin mikroskobik görünümü. A-B) Öz şekilli kuvarslar ve kataklastik pirit, C-D) Öz şekilli kuvars gangü içinde altın kapanımlar, E) Kataklastik dokuda pirit, piritlerin arasında kalsit ve kuvars dolgusu, F) Kalkopirit içinde galen kapanımları (Gl: Galen; Py: Pirit; Cp: Kalkopirit; Q: Kuvars; Au: Altın; Kl: kalsit).



Şekil 7. Eylence Yayla yöresinde yer alan cevherleşmenin mikroskobik görünümü. A) Kataklastik pirit, B) Kalkopirit içinde pirit kapanımları, C-D) Galenin cevher içinde değişik bulunma durumları; üçgen yapıları ve galen içi keskin kırıklarla dolu ganglar, E-F) Sfalerit içinde kalkopirit ayrılımları ve galen kapanım ve ayrılımları, (Gl: Galen; Py: Pirit; Cp: Kalkopirit; Q; Kuvars; Sph: Sfalerit).

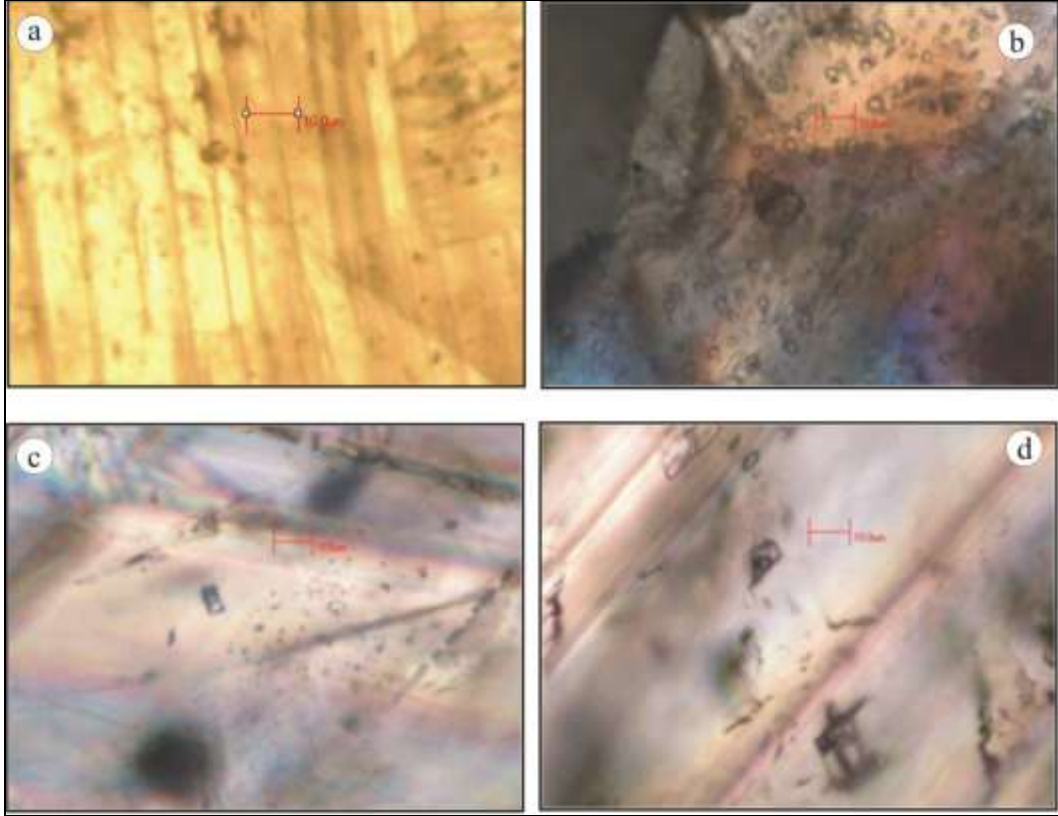
4.2. Sıvı Kapanım Petrografisi

Ünlüpınar cevherleşme sahasından alınan örneklerden kuvars ve kalsit minerallerinden sıvı kapanım örnekleri hazırlanmıştır. Örneklerin incelenmesi sonucu, sıvı kapanımların Roedder (1984) ve Shepherd vd., (1985)'nin jenetik sınıflama kriterlerine göre birincil ve ikincil tip sıvı kapanımlar olduğu belirlenmiştir.

Kuvars ve kalsitlerde bulunan birincil kapanımların, bileşimlerine göre sıvı ve gaz içeren iki fazlı kapanım olmak üzere tek tipte olduğu belirlenmiştir. Sıvı ve gaz içeren iki fazlı birincil kapanımlar da kendi aralarında, sıvıca zengin (sıvı+gaz) ve gazca zengin (sıvı+gaz) kapanımlar olmak üzere iki gruba ayrılmıştır. T_{fm} , T_{m-ice} ve T_h ' ı kapsayan mikrotermometrik ölçümler bu kapanım türü üzerinde yapılmıştır.

Kuars ve kalsit minerallerinde bulunan sıvı kapanımların boyutları, 8 μm ile 45 μm arasında değişmektedir. Küçük boyutlu kapanımlarda faz değişimlerini izlemek zor olduğundan T_{fm} ve $T_{\text{m-ice}}$ ölçümleri 20 μm – 40 μm boyutlu kapanımlarda yapılmıştır. Homojenleşme sıcaklığı ise iki fazlı birincil

kapanımların hepsinde ölçülmüştür. Kuvars ve kalsit minerallerinde bulunan birincil kapanımlar ikincil kapanımlara göre daha büyük boyutlarda daha seyrek ve mineral içinde gelişigüzel dağılmış olarak bulunmaktadır (Şekil 8).



Şekil 8. Kuvarlar (a-d) ve kalsitlerde (b-c) gözlenen sıvı kapanım şekilleri, mineral içerisindeki dağılımları ve boyutları.

4.2.1. Mikrotermometrik Ölçüm Sonuçları

Kuars ve kalsit minerallerinde, bulunan kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklığı (T_{H} °C), ilk buz ergime sıcaklığı (T_{fm}) ve son buz ergime sıcaklıkları ($T_{\text{m-ice}}$ °C) ile bu verilere bağlı olarak hesaplanan tuzluluk değerleri Tablo 1’de verilmiştir.

Sıvı kapanımların bileşiminde bulunan tuz miktarının % olarak hesaplanmasında, son buz kristalinin ergime sıcaklığından ($T_{\text{m-ice}}$) yararlanılır (Roedder, 1984; Bodnar, 1993). $T_{\text{m-ice}}$ değerlerinin sıfırın altında olmasının nedeni, kapanımların bileşimde bulunan tuz ile alakalı olarak açıklanabilir. Şöyle ki, kapanımların bileşiminde bulunan tuz, kapanımların donma sıcaklığını saf suya göre

düşüreceğinden $T_{\text{m-ice}}$ ölçümleri sıfırın altında olacaktır. Bu yöntemle göre hesaplanan tuzluluk verileri, sistemde katı tuz kristalinin olmadığı durumlarda kullanılmakta olup, kapanım sıvısı içinde bulunabilecek en fazla tuz miktarı 23.2 % NaCl eşd.’ e denk gelmektedir. Katı tuz kristalinin bulunması durumunda kapanım sıvısı içindeki tuz miktarı farklı yöntemlerle hesaplanabilir. Sıvı kapanımların tuzluluk miktarlarının hesaplanması, Potter ve diğ., (1978), Bodnar, (1993) tarafından verilen hesaplama yöntemleri ile yapılabilmektedir. Bu çalışmada, Bodnar (1993) tarafından belirlenen ve aşağıda verilen denklem kullanılarak sıvı kapanımların tuzluluğu hesaplanmıştır.

$$\text{Tuzluluk (Ağ. \% NaCl)} = 1.78 * T_{m-ice} - 0.0442 * (T_{m-ice})^2 + 0.000557 * (T_{m-ice})^3 \quad (1)$$

Tablo 1. Kuvars ve kalsitlerde yapılan sıvı kapanım sonuçları ve tuzluluk değerleri

Örnek No.	Efektif Sıcaklık(T _e)(°C)	Son Ergime™ (°C)	Homojenleşme Sıcaklığı (T _h)(°C)	Tuzluluk Ağ.(% (NaCl)
EY7	-61.7	-2.3	151.0	4.3
	-64.7	6.0	136.8	9.2
	-51.7	-1.1	146.7	2.0
EK16	-58.0	2.4	135.4	4.0
	-56.1	-1.4	157.5	2.6
	-47.7	-6.5	146.7	13.6
EK9	-22.7	2.9	144.4	4.9
EK4	-71.6	3.2	281.4	5.2
	-19.9	-1.7	191.8	3.2
EK1	-15.7	-2.1	282.8	3.9
	-53.2	-6.3	238.3	13.1
ED17	-68.7	-3.2	250.0	6.2
	-87.5	-3.5	260.0	6.8
EK16	-20.9	-3.9	77.0	7.6
	-27.7	-3.0	81.0	5.8

Mikrotermometrik ölçümler kapsamında homojenleşme sıcaklıklarına ait frekans dağılım grafikleri Tablo 1’de verilen T_h değerlerine göre hazırlandığında kuvarslardaki sıvı kapanımlardan ölçülen T_h değerlerinin 151 °C ile 250 °C arasında değişim göstermektedir. Kalsitlerdeki sıvı kapanımlardan ölçülen homojenleşme sıcaklıkları ise 77°C–281°C arasında değişim göstermektedir (Tablo 1). Kuvars ve kalsitlerde ölçülen homojenleşme sıcaklıkları birlikte değerlendirildiğinde ortalama homojenleşme sıcaklık değeri 178°C olurken, cevher oluşumun 300°C’nin altındaki sıcaklıklarda ve iki ayrı evrede gerçekleştiği anlaşılmıştır.

Sonuç olarak; Ünlüpınar Cevherleşmesini oluşturan hidrotermal sıvılar, Roedder (1984) tarafından hazırlanan değişik yataklara ait homojenleşme sıcaklığı-tuzluluk değişim diyagramına aktararak karşılaştırılmıştır (Şekil 9). Genel olarak birçok maden yatağının tuzluluk değişimi 0 ile 30 NaCl (Ağ. %) arasında değiştiği, granitlerle alakalı Sn-W, skarn ve porfiri tip yataklarda tuzluluk değişiminin 30-70 ağ. % NaCl değerine kadar yükseldiği diyagramda görülmektedir.

Roedder, (1984)’ e göre granitlerle ilişkili damar tip yataklarda magmatik sıvılardan oluşan kapanımların tuzlulukları % 1-15 NaCl arasında, T_h değerlerinin ise 240-430 °C arasında değiştiği, epitermal yataklarda ise tuzluluk ve T_h değerlerinin sırasıyla % 0-13 NaCl ve 140-350 °C aralıklarında değiştiği belirtilmiştir. Ünlüpınar cevherleşmesini oluşturan sıvıların tuzluluk değerleri ve homojenleşme sıcaklıkları bu yataklarda belirtilen tuzluluk ve T_h değerleri dikkate alınarak değerlendirildiğinde cevherleşmenin, magmatik kökenli sıvıların tuzluluğuna yakın ve epitermal bir cevherleşme olduğu sonucuna varılır.

4.3. Duraylı İzotopların Jeokimyası

Ünlüpınar cevherleşmesinden derlenen örneklerden binokuler mikroskop yardımıyla tespit edilen cevher tiplerinden: sfalerit, pirit, kalkopirit ve galen minerallerinden S izotopu, analiz edilmiştir. Bu çalışmada, cevherleşmeyi oluşturan mineral ve sıvıların, kükürt izotop analiz sonuçları, farklı jeolojik ortam ve kayalarla karşılaştırılarak kökensel bağlantısı belirlenmiştir. Kükürt izotop termometresinde, cevher oluşum sıcaklık

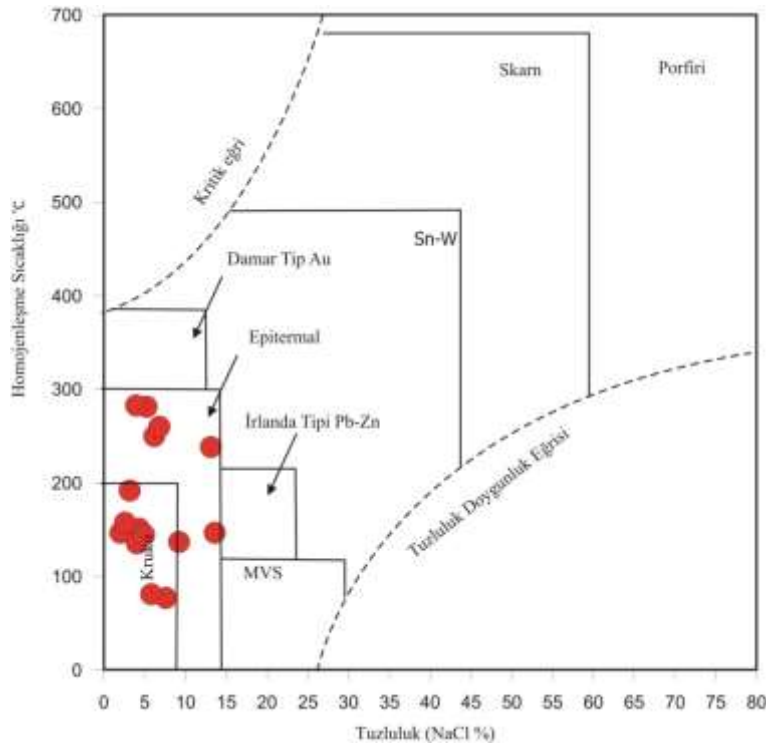
hesabı gerçekleştirmek için pirit-galen ve pirit - sfalerit mineral çiftlerinden yararlanılmıştır.

4.3.1. Kükürt İzotopları

Bu çalışmada, cevherleşme sahasından derlenen örneklerden saflaştırılan sfalerit, pirit, kalkopirit ve galen minerallerinden elde edilen kükürt izotop analiz sonuçları ve bu sonuçlardan yararlanarak kükürt jeotermometresi ile hesaplanan sıcaklık değerleri Tablo 2'de verilmiştir. Tüm bu örneklerden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ değerleri; genel olarak 1,6 ile 5,7 ‰ arasında değişim göstermekte olup, önceki çalışmalarda belirlenen (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987) çeşitli jeolojik ortam, kayaç ve cevher tiplerine ait izotop verileri (Şekil 10) ile karşılaştırılmıştır. Ünlüpinar cevherleşmesinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ izotop verileri 1,6 ile 5,7 ‰ arasında değişmekte olup, granitik kayaçların ve baz metal damar tip yatakların $\delta^{34}\text{S}$ değerleri ile benzerlik sunmakta ve magmatik kökenli kükürde işaret etmektedir (Cooke ve Simon, 2000; Hedenquist ve diğ., 1994).

4.3.1.1 Kükürt İzotop Jeotermometresi

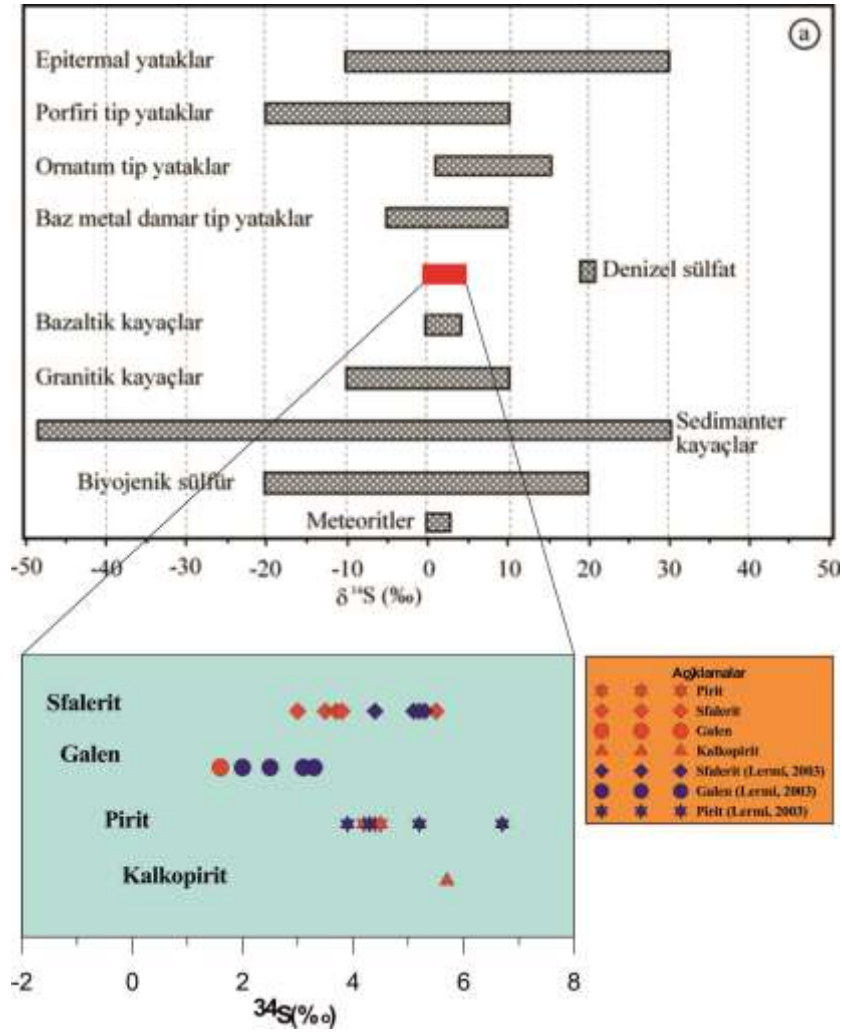
İki mineral çiftinin jeotermometre olarak kullanılması izotop farklılaşma faktörü ile yakından ilişkilidir. İzotop farklılaşma faktörünün basınçtan bağımsız daha çok sıcaklığa bağlı olarak değişmesi iki mineral çiftlerinin jeotermometre olarak kullanılmasına olanak sağlar (Ohmoto ve Rye, 1979; Campbell ve Larson, 1998). Bu çalışmada, pirit-galen ve pirit-sfalerit mineral çiftlerinin dengede olduğu belirlenmiş ve Ohmoto ve Rye (1979) tarafından geliştirilen pirit-galen ve pirit-sfalerit arasında denge sıcaklık denklemi kullanılarak, kükürt jeotermometresi hesapları gerçekleştirilmiştir (Tablo 2). Pirit-Galen mineral çiftinden elde edilen sıcaklık değerleri 305-353 °C (EK6 nolu örnek), pirit-sfalerit mineral çiftinden elde edilen sıcaklık değerleri ise 156-224°C (EK6 nolu örnek) ve 235-315 °C (EK8 nolu örnek) aralığında değişmektedir. Kükürt izotop jeotermometresine göre cevherleşmenin ortalama sıcaklık değeri ise 264°C olarak hesaplanmıştır.



Şekil 9. Değişik yataklarından elde edilen homojenleşme-tuzluluk değişim alanları (MVS: Misisipi Vadisi masif sülfid yatakları) ve Ünlüpinar cevherleşme sahasından elde edilen sıvı kapanım verilerinin bu yataklarla ilişkisi (Roedder, 1984).

Tablo 2. Ünlüpnar cevherleşmesinde yaygın olan sülfütlü minerallerin, dengede oldukları sıvıların kükürt izotop bileşimleri ve pirit-galen, pirit-sfalerit çiftlerinden hesaplanan kükürt jeotermometresi sonuçları.

Örnek No	Birlikte bulunduğu mineraller	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$	T(°C)
EK3	Pirit, Sfalerit, Kalkopirit, Kuvars Kalsit	Pirit	4.2	
		Sfalerit	3.7	
EK6	Pirit, Sfalerit, Galen, Kuvars	Sfalerit	3.0	190±20 329±20
		Pirit	4.4	
		Galen	1.6	
EK8	Pirit, Sfalerit, Galen Kuvars	Pirit	4.5	275±20
		Sfalerit	3.5	
O3	Kalkopirit, Galen, Sfalerit, Kuvars	Sfalerit	5.5	
		Kalkopirit	5.7	
EK10	Sfalerit, Pirit, Kalsit	Sfalerit	3.8	



Şekil 10. (a) Çeşitli kayaç, jeolojik ortam ve cevher tiplerinin $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop değişimi (Ohmoto ve Rye, 1979; Field ve Fifarek, 1985; Hoefs, 1987). (b) Ünlüpnar cevherleşmesinden alınan pirit, kalkopirit, sfalerit ve galen minerallerinden elde edilen $\delta^{34}\text{S}$ (‰) izotop değişimi.

Çalışma sahasının kuzeyinde yer alan Midi (Karamustafa-Şiran-Gümüşhane) yöresinde Liyas yaşlı volkaniklerle ilişkili olan ve Lermi (2003) tarafından çalışılan Pb-Zn cevherleşmesine ait kükürt izotop değerleri ve jeotermometre hesaplamaları ile inceleme alanından elde edilen oluşum sıcaklık değerleri benzerlik göstermektedir.

5. Sonuçlar

- Cevherleşmenin Liyas yaşlı Şenköy Formasyonu içinde yer alan andezitlerde gelişen KD doğrultulu kırıklarda olduğu, bu kırık ve çatlakların ayrıca kalsit ve ikincil kuvars mineralleri tarafından doldurulduğu gözlenmiştir.
- Hidrotermal çözeltilerin işlevi sonucu çalışma alanı ve çevresinde yüzeysel alterasyon ürünleri olarak, hematitleşme, limonitleşme, kloritleşme ve silisleşmenin yoğun olarak gözlemlendiği belirlenmiştir.
- Çalışılan sahada yer alan cevher damarlarından alınan örneklerin mikroskobik incelenmesi sonucu; cevherleşmesinin mineral parajenezinin pirit, kalkopirit, sfalerit galen, altın, kuvars ve kalsit minerallerinden oluştuğu tespit edilmiştir.
- Sıvı kapanım analiz sonuçlarına göre cevherleşmenin oluşum sıcaklığının 80-280°C arasında değiştiği, kükürt izotop termometresine göre ise cevherleşmenin oluşum sıcaklığının ortalama 264°C olduğu belirlenmiştir.
- Kükürt izotop analiz sonuçlarına göre cevherleşmenin magmatik kaynaklı olduğu belirlenmiştir.
- Cevherin yan kayaçta meydana gelen kırık ve çatlaklara boşluk dolgusu şeklinde sonradan yerleşmesi sahada epijenetik bir yerleşim olduğuna işaret etmektedir.
- Cevherleşmenin jeolojik özellikleri, tektonizma ile olan ilişkileri, sıvı kapanım ve kükürt izotop termometresinde elde edilen oluşum sıcaklık değerleri birlikte değerlendirildiğinde, Eylence Yayla cevherleşmesinin granitik magmatizmaya bağlı olarak oluşmuş epitermal-mezotermal geçişinde damar tip bir cevherleşme olduğu belirlenmiştir.

Teşekkür

Bu çalışma birinci yazarın yüksek lisans tezinin bir bölümü olup, Gümüşhane Üniversitesi Araştırma Fonu tarafından 13.F5114.02.4 nolu proje ile desteklenmiştir. Yazarlar, söz konusu çalışma süresince arazi ve büro çalışmaları sırasında yardımlarından dolayı Jeoloji Mühendisleri Fatih ŞAL ile Uğur ATAY'a teşekkür ederler.

Kaynaklar

- Adamia, S., Lordkitanidze, M.B. ve Zakariadze, G.S., 1977. Evaluation of an Active Continental Margine as Exemplified by the Alpine History of Caucasus, *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Akaryalı, E., 2010. Arzular (Gümüşhane KD-Türkiye) Altın Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal Ve Kökensele İncelenmesi, Doktora Tezi, KTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Akaryalı, E., Tüysüz, N., 2013. The genesis of the slab window-related Arzular low-sulfidation epithermal gold mineralization (Eastern Pontides, NE Turkey). *Geoscience Frontiers*, 4-4, 409-421.
- Akçay, M., Gündüz, Ö. ve Çoban, H., 1998. A Multi-phase Intrusion around the Gümüşhane Village (Artvin) and Associated Mineralization Types: A Geologic and Geochemical Approach, *Geosound*, 33, 1-18.
- Aslaner, M., 1977. Türkiye Bakır-kurşun-çinko Yataklarının Jeolojik ve Bölgesel Sınıflamasıyla Plaka Tektoniği Yönünden İncelenmesi, KTÜ Yerbilimleri Fakültesi, Yayın No: 12, Trabzon.
- Bektaş, O. ve Güven, İ.H., 1995. Alaskan Aphinitic Type Ultramafic and Mafic Complexes as the Root Zone of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE

- Turkey), Geology of the Black Sea Region, 189-196. Ankara.
- Bodnar, R.J., 1993. Revised Equation and Table for Determining the Freezing Point Depression of H₂O-NaCl Solutions, Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 683-684.
- Campbell, A.R. ve Larson, P.B., 1998. Introduction to stable isotope applications in hydrothermal systems, in Richhards, P.J., Larson, J.P., eds., Techniques in Hydrothermal Ore Deposits Geology, Reviews in Econ. Geology, 10, 173-193.
- Cooke, D.R. ve Simmons, S.F., 2000. Characteristics and Genesis of Epithermal Gold Deposit. In Hageman, G.S., Brown, E. (eds), Gold in 2000, reviews in Economic Geology, 13, 221-241.
- Çiftçi, E., 2000. Mineralogy, Paragenetic Sequence, Geochemistry and Genesis of the Gold and Silver Bearing Upper Cretaceous Mineral Deposits, North eastern Turkey, Ph. D Thesis, University of Missouri-Rolla, Missouri.
- Dixon, J.C. ve Pereira, J., 1974. Plate Tectonics and Mineralization in the Tethyan Region, Min. Deposita, 9, 185-198.
- Erguvanlı, K., 1952. Trabzon-Gümüşhane Arasının Jeolojisi, MTA, Ankara.
- Eyüboğlu, Y., 2010. Late Cretaceous High-K Volcanism in the Eastern Pontide Orogenic Belt: Implications for the Geodynamic Evolution of NE Turkey, International Geology Review, 52, 142-186.
- Field, C.W. ve Fifarek, R.H., 1985. Light Isotope Systematics in the Epithermal Environment, in Berger, B.R., Bekte, P.M., Eds., Geology And Geochemistry of Geothermal Systems, Reviews in Econ. Geology, 2, 99-128.
- Gettinger, T.E., 1962. 1/500000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Trabzon Paftası ve İzah namesi, MTA Yayını, Ankara,
- Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Giggenbach, W. F. ve Aoki, M., 1994. Geology, Geochemistry, and Origin of High Sulfidation Cu-Au Mineralization in the Nansatsu District, Japan: Economic Geology, 89, 1-30.
- Hoefs, J., 1987. Stable Isotope Geochemistry, 3rd edn. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, 241 s.
- Kandemir, R., 2004. Gümüşhane ve Yakın Yörelerindeki Erken-Orta Jura Yaşlı Şenköy Formasyonu'nun Çökel Özellikleri ve Birikim Koşulları, Doktora Tezi, Karadeniz Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Leitch, C.H.B., 1981. Mineralogy and Textures of the Lahanos and Kızılkaya Massive Sulfide Deposits, Northeastern Turkey, and their Similarity to Kuroko Ores, Min. Deposita, 16, 241-257.
- Lermi, A., 1996. Kanköy (Yomra-Trabzon) Cevherinde Toprak-Bitki Jeokimyasının Uygulanması ve İndikatör Bitki Türü Tespiti, Yüksek Lisans Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Lermi, A., 2003. Midi (Karamustafa/Gümüşhane, KD Türkiye) Zn-Pb Yatağının Jeolojik, Mineralojik, Jeokimyasal ve Kökensel İncelemesi, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Ohmoto, H., 1986. Stable Isotope Geochemistry of Ore Deposits: In Valley, J. W., Taylor, H. P. And O'Nein, J. R. (eds.), Stable Isotopes in

- High Temperature Geological Processes, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 16, 491 -560.
- Ohmoto, H. ve Rye, R. O., 1979. Isotopes Sulfur and Carbon: In Barnes, H. L. (Ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Second Edition, 509 - 567, John Wiley and Sons Inc., New York.
- Pejatoviç, S., 1979. Pontid Tipi Masif Yataklarının Metalojenisi, MTA Yayın No: 177. Ankara.
- Potter, R.W., Clynne M.A. ve Brown D.L. 1978. Freezing Point Depression of Aqueous Sodium Chloride Solutions, Econ. Geol., 73, 284-285.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions: Reviews in Mineralogy, v. 12, Mineralogical Society of America, Washington, 644.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.N. ve Alderton, D.H.M., 1985. A Practical Guide to Fluid Inclusion Studies, Blacic&Son Press, London, 238 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Tüysüz, N., Er, M., Yılmaz, Z. ve Akıncı, A., 1995. Geology, Mineralogy and Alteration of the Mastra Epithermal Gold-silver Deposits, Gümüşhane NE-Turkey, Turkish Journal of Earth Sciences, 4, 11-21.
- Tüysüz, N., 2000. Geology, Lithochemistry and Genesis of the Murgul Massive Sulfide Deposit, NE Turkey, Chem. Erde, 60, 231-250.
- Yalçınalp, B., 1992. Güzelyayla (Maçka-Trabzon) Porfiri Cu-Mo Cevherleşmesinin Jeolojik Yerleşimi ve Jeokimyası, Doktora Tezi, K.T.Ü., Fen Bilimleri Enstitüsü, Trabzon.
- Yılmaz, Y., 1972. Petrology and Structure Of The Gümüşhane Granite and Surrounding Rock, N.E. Andolin Ph.D Thesis, Uni. of London, 266 s.(Yayınlanmamış).

Topoğrafya ve Bazı Toprak Özelliklerinin Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Ortamında Analiz Edilerek Ceviz Yetiştiriciliğine Uygun Alanların Belirlenmesi: Tekirdağ İli Merkez Köyleri Örneği

Lokman DELİBAŞ¹, M. Cüneyt BAĞDATLI^{*2}, Abdulkadir DANIŞMAN¹

¹Namık Kemal Üniv., Ziraat Fak., Biyosistem Mühendisliği Bölümü, Tekirdağ

²Nevşehir Hacı Bektaş Veli Üniv., Müh. Mim. Fak., Biyosistem Mühendisliği Bölümü, Nevşehir

Geliş tarihi/Received 20.03.2014

Düzeltilerek geliş tarihi/Received in revised form 30.12.2014

Kabul tarihi/Accepted 22.01.2015

Özet

Bu çalışma, Tekirdağ ili merkez ilçeye bağlı toplamda 55 adet köyde eğim, bakı ve toprak özellikleri ile toprak haritalarının çakıştırılması sonucunda alternatif ürün yetiştiriciliğine (ceviz) uygun alanların belirlenmesi amacıyla yürütülmüştür. Bu bağlamda Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında Arc GIS 10.1 yazılımı kullanılarak araştırma alanına ait ve alternatif ürün yetiştiriciliğinin belirlenmesinde etkin rol oynayan eğim, bakı ve bazı toprak özellikleri belirlenmiştir. Yapılan mekansal analizler sonucunda eğim bakımından araştırma sahasında en fazla 24.934 ha alanda %2'lik eğim grubunun hakim olduğu belirlenmiştir. Toprak derinliği bakımından 66.154 ha ile en fazla A derinlik sınıfına sahip alanların olduğu ortaya konulmuştur. Araştırma sonucunda eğim, bakı ve bazı toprak özellikleri dikkate alınarak 11.140 ha alan ceviz yetiştiriciliğine uygun olarak belirlenmiştir.

Anahtar kelimeler: Tekirdağ, Eğim, Bakı, Toprak, Ceviz, CBS

Determined Appropriate Area of Walnut Analyzing Properties of Some Soils Using Geographic Information Systems (GIS): The Case of Central Village Tekirdag Province

Abstract

In this study was conducted in order to determine the appropriate area of alternative products (Walnut) in total of 55 villages of the central district of Tekirdag slope, aspect and soil maps, in matching the characteristics of the soil. In this context, Geographic Information Systems (GIS) environment using Arc GIS 10.1 software in the field of research and agricultural sustainability plays a crucial role in determining the slope, aspect, and some soil properties were determined. As a result of the research field of spatial analysis in terms of the inclination of the slope of 2% over 24.934 hectares of land were dominant group. Maximum of 66.154 hectares area in terms of the depth of 'A' soil depth and determined that all the fields of the class. In conclusion slope, soil characteristics, and taking into account some 11.140 hectares of walnut growers is determined according to.

Keywords: Tekirdag, Slope, Aspect, Soil, Walnut, GIS

* M. Cüneyt BAĞDATLI, cuneytbagdatli@gmail.com, Tel: (0545) 799 01 02

1. Giriş

İnsanların yaşam koşulları ve davranışları, buldukları çevrenin değiştiremez topografik özellikleri ile yakından ilişkilidir. Tarım, ulaşım, iklim, eğitim, geçim kaynakları, yerleşim yerinin niteliği, gelişebilme potansiyeli ve erozyon riski gibi birçok olgu, ilgili yaşam alanının topografik özellikleri ile doğrudan ilişkilidir (Susam ve Oğuz, 2006). Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS), topoğrafik özelliklerin sayısal olarak ortaya çıkarılması yönünde önemli olanaklar sunmaktadır. Özellikle mühendislik çalışmalarında arazi topografyasının ne kadar önemli olduğu dikkate alınırsa CBS'nin sunduğu bu olanakların önemi daha da iyi anlaşılır. Bu sebeptendir ki son yıllarda bu anlamda yapılan bilimsel çalışmalara çok sık rastlanmaktadır (Susam ve Çakar, 2002). Susam ve Oğuz (2006), Tokat ili idari sınırları kapsamında coğrafi bilgi sistemi ortamında yaptıkları bir çalışmada, Tokat ili eğim, bakı ve yükseklik durumunu incelemişler ve Tokat ili arazilerinin eğim, bakı ve yükseklik yüzdeleri yüzölçümü değerlerine göre hesaplayarak grafikler elde etmişlerdir. Elde ettikleri eğim değeri miktarlarına göre Tokat ili arazilerinin büyük çoğunluğunun tarım için uygun olan (% 0-12) aralıkta olmadığını tespit etmişlerdir. Bakı durumu tespiti sonunda ise arazilerin ana yönler göre yaklaşık eşit oranda (kuzey 26.5%, güney 25.6 %, doğu 20 % ve batı 22.2 %) dağıldıklarını belirlemişlerdir. Tespit ettikleri bu topoğrafik niteliklere göre Tokat ili arazilerinin çok az bir kısmının topoğrafik açıdan tarımsal kullanıma uygun olduğunu görmüşlerdir.

Tarımda bitki deseni tahmini, rekolte tahmini, çayır ve mera alanlarının belirlenmesi, nadasa bırakılan alanların belirlenmesi, bitki gelişiminin izlenmesi, toprak tasnifi, sulama ve drenaj etütleri, su kaynaklarını koruma planlaması, tarım ve hayvancılığa ilişkin kaynak tahminleri, kırsal yerleşim yerlerinin belirlenmesi gibi birçok tarımsal amaç için CBS kullanılabilir. CBS tarımsal alanların uydu görüntüleriyle tespit edilerek tarımsal iyileştirme, bitki örtüsünün hastalıklı bölgelerini tespit etme ve zirai vergilendirme

konularında da etkili olmaktadır. Ekim alanlarının izinsiz kullanılması gibi durumlarda Uzaktan Algılama yöntemi ile elde edilen uydu görüntüleriyle kolaylıkla zirai denetim yapılabilmektedir. Ayrıca uydu görüntüleri sayesinde tarım tipine bağlı olarak çiftçilerin ödeyecekleri vergiler doğrudan hesaplanarak mükelleften otomatik olarak verginin tahsili sağlanabilir (Yomralıoğlu, 2000).

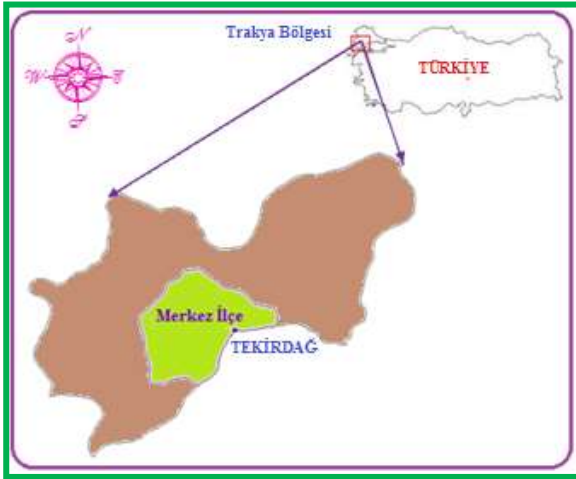
Geleneksel yöntemlerle zahmetli ve uzun sürede gerektiren bu tür çalışmalar CBS yardımıyla hızlı ve güvenilir düzeyi çok daha yüksek bir performansla kısa bir sürede yapılabilmektedir. CBS teknolojilerinin son yıllarda etkin olarak kullanılması araştırma sonuçlarının hızlı ve güvenilir bir şekilde ortaya konulmasına yardımcı olmaktadır. Özellikle tarımsal çalışmalarda bu teknolojilerden faydalanılması ve bilhassa tarımsal gidişata yön veren kurumlarda CBS birimlerinin oluşturulması bu tekniklerin kullanımını yapacak çalışmalarda ön plana çıkarmaktadır. Klasik yöntemlerle yapılan arazi çalışmaları özellikle zaman ve veriye ulaşmada birçok zorluklar sunmaktadır.

Alternatif üretim alanlarının belirlenmesi ve tarımsal sürdürülebilirliğin devam etmesi açısından ürün çeşitliliğinin artırılmasına yönelik yapılacak arazi çalışmalarında CBS teknolojilerinin kullanımının sağlanması son derece önemlidir. CBS tabanlı tekniklerinden faydalanılarak bölgede alternatif ürün olan ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların ortaya konulması ile bu çalışmanın bölgede örnek olarak farklı alanlardaki tarımsal potansiyelin öne çıkarılmasına da öncülük edeceği kaçınılmaz olacaktır. Alternatif üretim olarak yetiştiriciliğinin yapılması uygun olan ceviz, ekonomik kazanç olarak getirisi yüksek ürünler arasında yer almaktadır. Tekirdağ ilinin diğer ilçelerine bakıldığında özellikle Merkez ilçe sınırlarında ceviz yetiştiriciliğinin daha fazla olduğu ve bu eğilimin giderek arttığı gözlemlenmiştir. Araştırma sonucunda ortaya konulan veriler ışığında merkez köylerde eğim ve bakı özellikleri dikkate alınarak alternatif tarımsal üretimden biri olan ve bölgede yetiştiriciliği çok az düzeyde

görülen ceviz alanlarının belirlenmesi ve geliştirilmesinin ortaya konulması amaçlanmıştır.

2. Materyal ve Metot

Tekirdağ ili merkez ilçe sınırları 1111 km² sahip olup, merkez ilçeye bağlı toplamda 55 köy bulunmaktadır. Bu illerde hâli hazırda tarımsal üretim devam etmektedir. Bölgede tarımsal açıdan toplam tarımsal üretimin %46'nı buğday ve %36.6'nı ise ayçiçeği ağırlıklı ürün yetiştiriciliği oluşturmaktadır. İl geneline bakıldığında meyvecilik tarımının yapıldığı alan toplam tarımsal üretim alanının %0.46'nı teşkil etmektedir. İl merkezindeki ceviz yetiştiriciliği yapılan alan toplamı 2657 da olup, ceviz meyvesi veren ağaç sayısı ise 13.084 adettir. Üretim kapasitesi 2003 yılında 357.5 ton/yıl olan cevizin 2011 yılında üretimi 1376.47 ton/yıl'a yükselmiştir (Anonim, 2011). Şekil 1'de Türkiye haritası üzerinde Tekirdağ ilinin konumu verilmekte ve araştırma kapsamında değerlendirilen merkez ilçe sınırları görülmektedir.



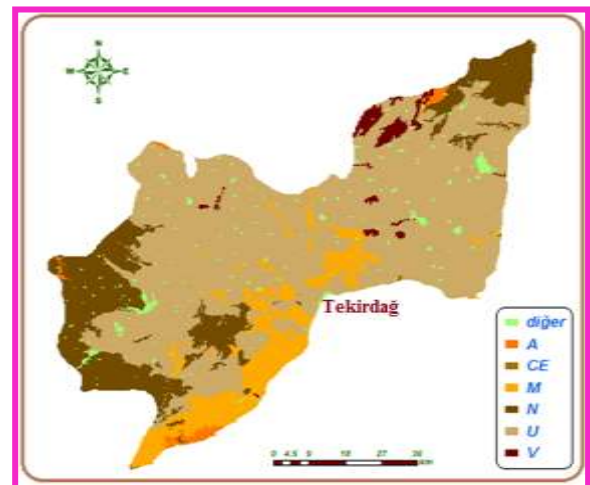
Şekil 1. Araştırma alanının yeri ve konumu.

Uzun yıllık veriler doğrultusunda genel olarak Tekirdağ ili merkez ilçenin yıllık ortalama sıcaklık bakımından 13.0 - 14.6 °C, yıllık ortalama bağıl nem % 70-78, yıllık toplam buharlaşma miktarı 700-1100 mm arasında değişmektedir. Rüzgârlar çoğunlukla kuzeyden (poyraz) esmektedir. İlk don Kasım ayının ilk haftasında, son don ise Mart ayının son haftasında görülmektedir (Anonim 2012). Tablo 1'de Tekirdağ merkez ilçede gözlenen

uzun yıllara ait ortalama bazı iklim verileri görülmektedir.

Tekirdağ ili topraklarını genel olarak kireçsiz, kahverengi orman ve vertisol topraklar oluşturmaktadır. Kireçsiz kahverengi orman toprakları ABC profilli topraklardır. Bu topraklar havzanın üst kısmında yer almaktadır. Eğimleri orta ve dik olup, nadassız kuru tarım yapılan üçüncü sınıf arazilerdir. Vertisoller ise AC profilli ağır bünyeli topraklar olup, havzanın alt kısımlarında yer almaktadır. Eğimleri düze yakın ve orta derin topraklardır. Tamamı nadassız kuru tarım yapılan ikinci sınıf arazilerdir. Havza toprakları kumlu-killi-tın (SCL) bünyeli, geçirgen, nötr reaksiyonlu, tuzsuz, organik madde içeriği düşük, fosforca orta, potasyumca zengin ve kireçsizdir. Bor, tuzluluk, sodyumluluk ve drenaj sorunları yoktur. Topraklarının çok büyük bir kısmı kireçsiz kahverengi olmak üzere, çok az bir kısmı alüvyal büyük toprak gruplarından meydana gelmiştir (Anonim, 2011). Bunlar geniş düzlükler ve alçak tepelerden oluşan dalgalı bir topografyanın yer aldığı, hafif eğimli ve derin topraklardır. Büyük toprak gruplarının il bazında dağılımı Şekil 2'de verilen harita üzerinde detaylı olarak görülmektedir.

Tekirdağ, Türkiye yüzölçümünün %0.8'ni, Marmara Bölgesinin %8.6'nı, Trakya Bölgesinin ise %26.25'ni oluşturan toplam 621.788 ha'lık alana sahiptir.



Şekil 2. Tekirdağ ili büyük toprak gruplarının dağılımı.

Tablo 1. Tekirdağ merkez ilçe uzun yıllar ortalama bazı iklim verileri*.

Aylar	Ort. Sıcaklık (°C)	Toplam Yağış (mm)	Ort. Rüzgâr Hızı (m/s)	Ort. Bağıl Nem (%)	Toplam Buharlaşma (mm)
Ocak	4.9	65.0	3.0	82.6	-
Şubat	5.0	51.8	3.1	80.6	-
Mart	7.3	54.0	2.8	80.5	-
Nisan	11.8	45.5	2.3	78.5	62.4
Mayıs	16.6	39.9	2.2	77.1	112.4
Haziran	21.2	37.5	2.6	73.7	138.1
Temmuz	23.6	26.6	2.7	70.9	176.8
Ağustos	23.4	20.2	2.6	72.0	170.2
Eylül	19.9	35.6	2.7	75.0	113.2
Ekim	15.3	57.1	2.7	78.9	67.8
Kasım	10.4	73.3	3.1	81.9	22.6
Aralık	6.8	78.6	2.7	82.6	9.2
Yıllık	13.9	585.1	2.7	77.9	872.7

* Kaynak: Anonim (2012a).

Toprakları, geniş düzlükler ve alçak tepelerden oluşmuştur. İl topraklarının 468.865 ha (%75,41) gibi büyük bir bölümü işlemeli tarıma elverişli topraklardan oluşmaktadır. Bu toprakların 428.081 hektarında nadassız kuru tarım, 34.900 hektarında sulu tarım ve geri kalanında ise bağ-bahçe tarımı yapılmaktadır. Sulu tarım yapılan 34 900 ha arazinin %83.99'u düz ve düze yakın, %13.76'sı hafif, %1.59'u orta, %0.66'sı dik eğimlidir. Bu arazilerin topraklarının %93.39'u derin, %5.46'ı orta derin ve %1.15'i sığdır. İlin 105.606 hektarı (%16.98) orman-fundalık ve 31.711 hektarı (%5.10) çayır-mera alanlarıyla kaplıdır (Anonim, 2011).

Çalışmada 1/25.000 ölçekli topografik sayısal haritalar yardımıyla Arc GIS 10.1 yazılımının spatial modülünün "aspect" uygulaması kullanılarak 8 farklı yön ve düz alanlardan oluşan bakı haritaları oluşturulmuştur (Wilson vd., 2000). Havza ve alt havza gruplarına ilişkin üretilen farklı yönler, daha genel olarak değerlendirmek amacıyla tüm ara yönler ana yöne eklenmiş ve değerlendirme doğu, batı, kuzey, güney ve düz yönler olacak şekilde 5 farklı kategoride yapılmıştır. Merkez ilçe sınırlarını kapsayan sayısal paftaların CBS ortamında birleştirilmesi sonucunda spatial modülünün slope analizi ile eğim dağılımları ortaya konulmuştur. Çalışma alanının toprak özelliklerinin belirlenmesi işlemlerinde ise 1/25.000 ölçekli sayısal toprak haritaları kullanılmıştır (Anonim, 1980). Sayısal toprak haritalarının Arc GIS 10.1 yazılımı

yardımla katmansal olarak sınıflandırılması yapılarak toprak derinlik haritası (DER), arazi kullanım kabiliyet sınıfları (AKK) ve büyük toprak grupları (BTG) sınıflandırılmıştır.

Bu çalışma kapsamında özellikle sayısal altlık haritalar kullanılmıştır. Topografik haritalar 1/25.000 ölçekli olup, sayısal ortamda Arc GIS 10.1 yazılımı kullanılarak gerekli pafta birleştirmeleri yapılmış ve sürekli yüzeyler halinde tesviye eğrileri birleştirilmiştir. Çalışmada 14 adet sayısal topografik pafta kullanılmıştır. Araştırmada ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların tespiti için bazı kriterler dikkate alınarak ilgili sayısal haritaların çakıştırılması sonucunda uygun ceviz alanları belirlenmiştir. Bu bağlamda ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların belirlenmesinde Akça ve Ferhatoğlu (2001)'de verilen esaslar dikkate alınmıştır. Ceviz yetiştiriciliği için CBS ortamında mekânsal çakıştırmalarda kullanılan kriterler Tablo 2'de özet halde sunulmuştur.

Ceviz ağaçları toprak bakımından seçici olmamakla beraber, taban suyu seviyesi 2.5-3.0 metreden yukarı olmayan, fazla su tutmayan, gevşek, süzek, çakıllı-alüvyonlu topraklarda daha iyi gelişir. Su tutan killi topraklarda ve durgun sulu yerlerde gelişemez. Ceviz ağacının kökleri kazık köklü olup, derine uzadıklarından alt kısımları rutubetli olan, derin ve yumuşak topraklar yetiştiricilik için daha uygundur. Fazla oranda kireç ihtiva etmeyen ve su tutmayan,

nemliliğini muhafaza eden derin topraklarda

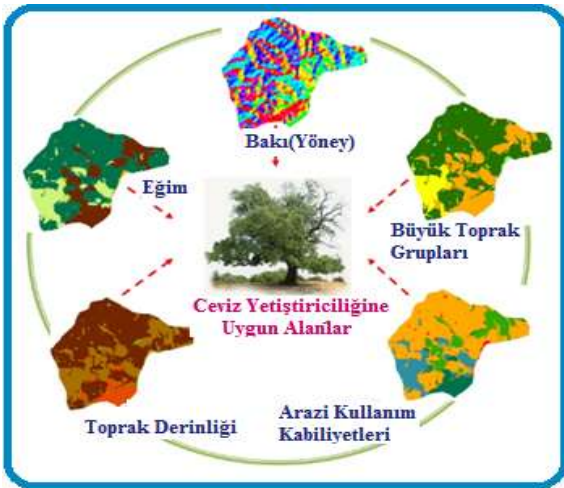
iyi gelişmektedir (Ferhatoğlu, 2001).

Tablo 2. Ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların belirlenmesinde kullanılan kriterler.

Taban suyu Seviyesi	Toprak Tekstürü	Toprak grubu	Toprak verimliliği	Topografik Eğim	Toprak derinliği	Yöney (Bakı)
2.5-3 m	Kumlu, Tımlı, Siltli, Kumlu-Tımlı	BTG: A, CE, M, N, U AKK: I-IV. sınıf arazi	Kireç içermeyen, organik maddece zengin	% 3-10	En az 2 m	Güney, Güneybatı, Güneydoğu

Elde edilen harita çıktıları dahilinde bakı haritası kullanılarak güney, güneybatı, güneydoğu alanları ile eğim grupları %3'den büyük olan alanlar, alüvyal topraklar (A), kestane rengi topraklar (CE), kahverengi orman toprakları (M), kireçsiz kahverengi orman toprakları (N), kireçsiz kahverengi topraklar (U), Vertisoller (V), Toprak derinliği 2 m'den fazla olan alanlar arazi kullanım kabiliyetleri de dikkate alınarak CBS ortamında üst üste çakıştırılmıştır. Genel anlamda çeşit belirtilmeksizin ceviz yetiştiriciliği için en uygun alanların belirlenmesinde Şekil 3'de verilen şematize yaklaşım kullanılmıştır.

4'de, alansal dağılımları ise Tablo 3'de verilmiştir. Bu bağlamda sınıflandırılmış büyük toprak grupları 7 kategoride gruplandırılmıştır. Bunlar alüvyal topraklar (A), kestane rengi topraklar (CE), kahverengi orman toprakları (M), kireçsiz kahverengi orman toprakları (N), kireçsiz kahverengi topraklar (U), Vertisol (V) ve diğer toprak gruplarıdır. Sınıflandırma sonucunda özellikle U, M ve N büyük toprak gruplarının bölgede hakim olduğu görülmektedir. Ceviz yetiştiriciliği bakımından değerlendirildiğinde büyük toprak grupları bakımından kıyı kesimi hariç tüm alanların ceviz yetiştiriciliğine uygun olduğu söylenebilir.

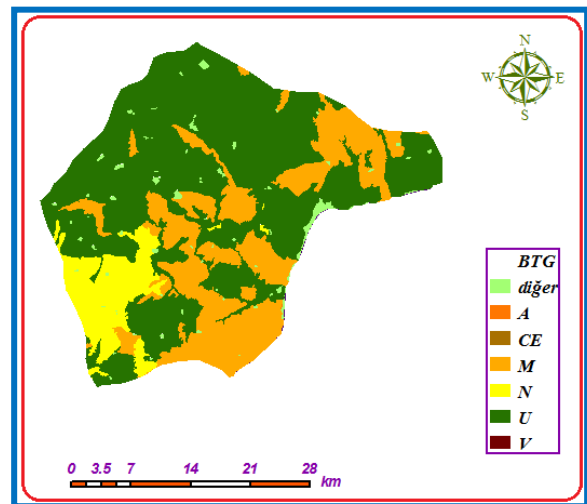


Şekil 3. Ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların belirlenmesine ilişkin şematize yaklaşım

3. Araştırma Bulguları

3.1. Büyük Toprak Grupları

Araştırma kapsamındaki Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarının büyük toprak gruplarının dağılımı sınıflandırılarak harita çıktısı Şekil



Şekil 4. Tekirdağ ili Merkez ilçenin büyük toprak gruplarının dağılımı

Merkez ilçe sınırlarında toprakların alansal dağılımına bakıldığında en fazla 41.082 ha alanda kireçsiz kahverengi toprakların (U) hakim olduğu, 256 ha alanda ise Kestane rengi toprakların (CE) en az yayılım ile dağılım gösterdiği görülmektedir (Tablo 3). Merkez ilçede 101.402 ha alanın BTG

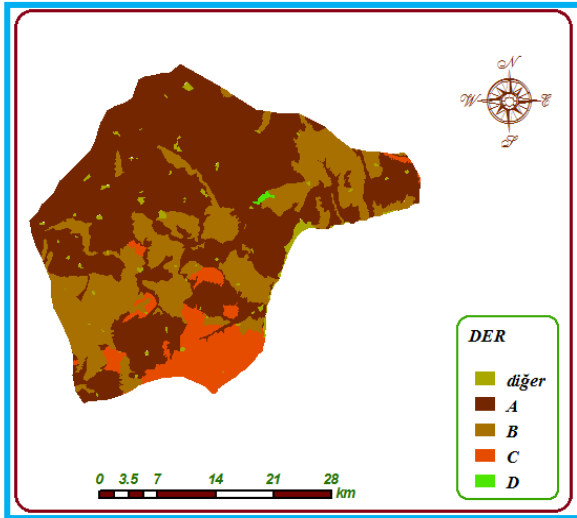
bakımından ceviz yetiştiriciliğine uygun olduğu söylenebilir.

Tablo 3. Tekirdağ ili Merkez ilçenin büyük toprak gruplarının alansal dağılımı

Büyük Toprak Grupları (BTG)	Alan (ha)
A	314
CE	256
M	38.400
N	21.350
U	41.082
V	8.833
diğer	865

3.2. Toprak Derinlikleri

Toprak derinliklerine göre sınıflandırma sonucunda merkez ilçedeki arazilerin dağılım durumu Şekil 5'de verilen harita üzerinde görülmektedir.



Şekil 5. Toprak derinliklerinin dağılımı.

Toprak derinliği bakımından beş sınıfta kategorize edilen araştırma alanında, en çok A ve B profil derinliklerini içeren topraklar bulunurken Tekirdağ il merkezinin güney kısmına doğru ise toprakların C profil derinliğini içerdiği görülmektedir. Tablo 4'de Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarındaki toprakların derinlik sınıflarına ilişkin alansal dağılımlar verilmiştir.

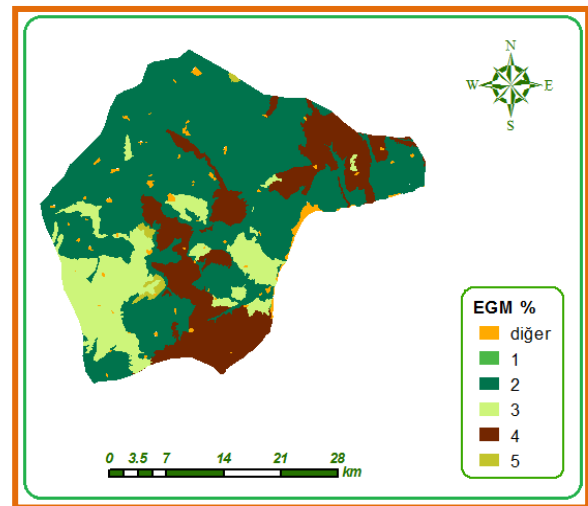
Tablo 4. Toprak derinlik sınıflarının alansal dağılımları

Toprak Derinlik Grupları (DER)	Alan (ha)
A	66.154
B	26.171
C	16.915
D	150
diğer	1.710

Toprak derinlik grupları bakımından Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarında en fazla derinlik sınıfını 66.154 ha ile A sınıfı topraklar oluştururken, en az alansal dağılıma sahip toprak derinlik sınıfını ise 150 ha ile D grubu topraklar oluşturmuştur (Tablo 4). Toprak derinliği bakımından 18.775 ha alan Ceviz yetiştiriciliğine uygun olduğu söylenebilir.

3.3. Eğim Dağılımları

Araştırmada merkez ilçe arazi sınırları dahilinde topoğrafik olarak arazinin eğim dağılımı belirlenmiştir. Altı kategoride sınıflandırma sonucu ortaya konulan eğim dağılımları Şekil 6'da, eğim gruplarının alansal dağılımları ise Tablo 5'de verilmiştir.



Şekil 6. Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarındaki arazi eğim dağılımı

Eğim dağılımlarına bakıldığında merkez ilçe toprakları altı eğim grubunda sınıflandırılmıştır.

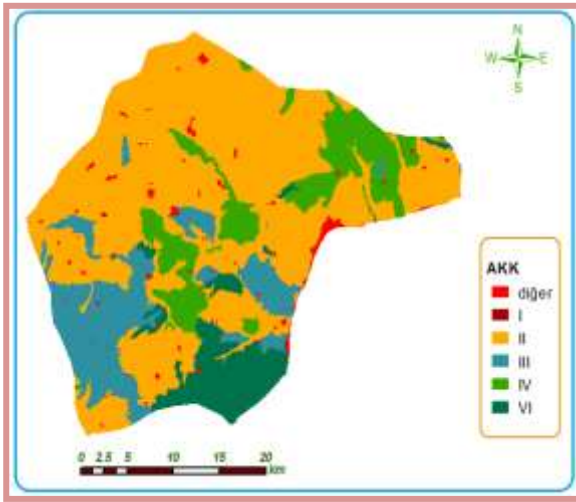
En fazla toprak alanı 24.934 ha alanla % 2'lik toprak eğim grubunda yer alırken, en az eğim grubu ise 10.3 ha alanla %1'lik toprak eğim grubunda yer almıştır. Merkez ilçede 38.258 ha alan Eğim bakımından Ceviz yetiştiriciliğine uygun olarak söylenebilir.

Tablo 5. Eğim dağılımının alansal değişimi

Eğim (%)	Alan (ha)
1	10.3
2	24.934
3	8.113
4	5.211
5	834.6
Diğer	36.005

3.4. Arazi Kullanım Kabiliyet Sınıfları

Çalışma kapsamında araştırma alanının arazi kullanım kabiliyet sınıfları analiz edilerek Şekil 7'de verilmiştir.



Şekil 7. Arazi kullanım kabiliyet sınıflarının dağılımı (AKK)

Arazi kullanım kabiliyet sınıfları altı kategoride sınıflandırılan çalışma alanının ağırlıklı olarak II, III, IV ve VI sınıf arazi özelliklerine sahip olduğu görülmektedir. Bu bağlamda özellikle I-IV. sınıf tarım arazileri toprak işlemeli tarıma uygun alanlar olarak nitelendirilebilir. Özellikle güney kısımda yer alan koyu yeşil skala ile ifade edilen alan VI.

sınıf tarım alanı olduğu için toprak işlemeli tarıma uygun bir alan değildir. Buradan hareketle Tekirdağ ili merkez ilçe alanlarının tamamına yakınının ceviz yetiştiriciliğine uygun olabileceği söylenebilir (Şekil 7). Arazi kullanım kabiliyet sınıflarının alansal dağılımları ise Tablo 6'da hesaplanarak sunulmuştur.

Tablo 6. Arazi kullanım kabiliyet sınıflarının alansal dağılımları

Arazi Kullanım Kabiliyet Sınıfları (AKK)	Alan (ha)
I	221
II	61.009
III	17.100
IV	14.023
VI	18.300
diğer	447

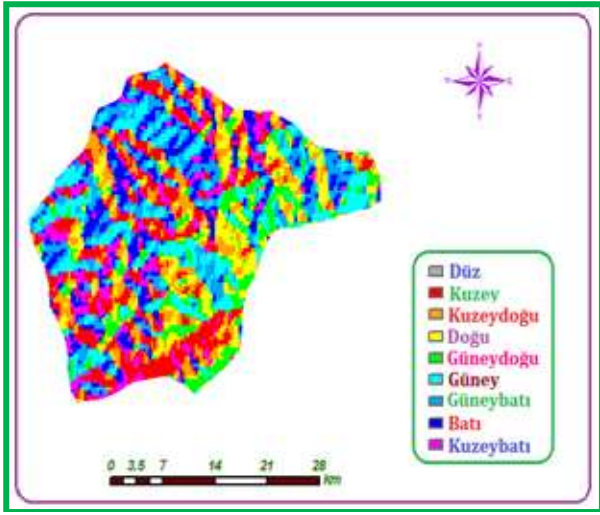
Arazi kullanım kabiliyet sınıflarının Tekirdağ ili merkez ilçe sınırları dâhilindeki dağılımlarına bakıldığında, en fazla alansal dağılımın 61.009 ha ile II. sınıf tarım arazisi, en az alansal dağılımın ise 221 ha ile I. sınıf tarım arazisi olduğu görülmektedir. Ceviz yetiştiriciliği için uygun alanların I-IV. sınıf arasındaki tarımsal alanlar olduğu dikkate alındığında 92.353 ha alanın AKK açısından uygun olduğu söylenebilir (Tablo 6).

3.5. Bakı (Yöney) Dağılımları

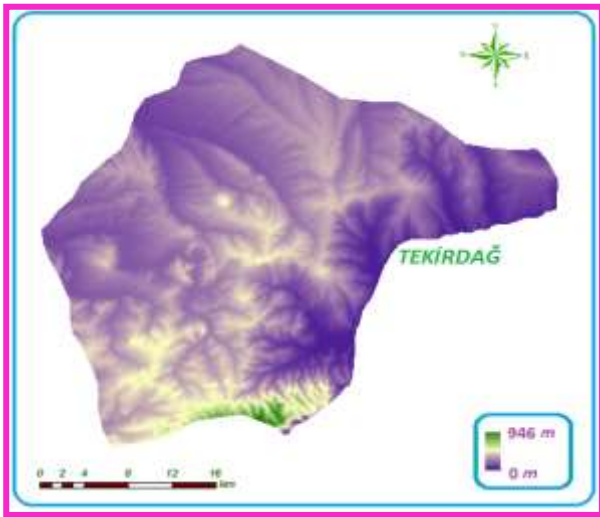
Araştırma alanının yöney durumlarını değerlendirmek amacıyla elde edilen bakı (yöney) haritası Şekil 8'de verilmiştir. Bakı haritasında yöney bakımından araştırma alanının özellikle sahil kesimlerinde güney yamaçlı konumda iken, üst kısımlara doğru dağılımın kuzey ve batı yönünde bir konum arz ettiği görülmektedir (Şekil 8).

3.6. Topografik Yükselti Dağılımları

Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarını kapsayan alanın sayısal 1/25.000 ölçekli haritalar yardımıyla oluşturulmuş sayısal yüksek modeline ilişkin çıktı haritası Şekil 9'da verilmiştir.



Şekil 8. Bakı (yöney) haritası

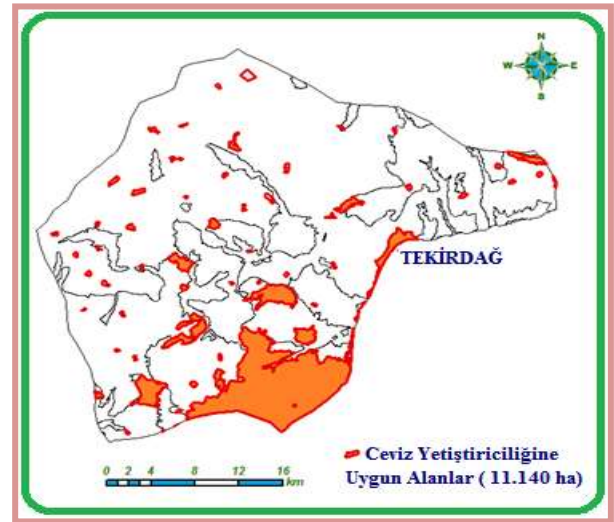


Şekil 9. Tekirdağ ili merkez ilçe arazisinin sayısal yükseklik modeli

Alanın sayısal topografik yüksekliği 0-946 m arası değişim göstermektedir. İlgili alan sahil şeridinde olduğu için 0 m ile gösterilen alanların özellikle sahil şeridini temsil ettiği açıkça bellidir. Ancak 943 m ile en yüksek alan ise Tekirdağ ili merkezinin güneybatısındaki Uçmak Dere mevki olarak belirlenmiştir. Topoğrafik yükselti olarak Tekirdağ ili merkezi özellikle sahil ve kıyı şeritten uzaklaştıkça hızlı bir şekilde yükselen topografik dağılımlara sahiptir. Bu topografik yükselti tarımsal gidişata engel teşkil etmemektedir. Kıyıda uzaklaştıkça yer yer düzlük ve tarıma müsait alanların olduğu da görülmektedir (Şekil 9).

3.7. Ceviz Yetiştiriciliğine Uygun Alanlar

Ceviz yetiştiriciliği özellikle Tekirdağ ilinde son zamanlarda alternatif tarımsal üretim şekli olarak yayılım göstermeye başlamıştır. Merkez ilçedeki tarımsal alanlarda ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların tespit edilmesi zaruri ihtiyaç haline gelmiştir. CBS ortamında çakıştırılmış haritalar neticesinde elde edilen ceviz yetiştiriciliğine uygun alanlar Şekil 10'da verilmiştir. Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarındaki ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların toplamı 11.140 ha olarak belirlenmiştir (Şekil 10).



Şekil 10. Ceviz yetiştiriciliğine uygun alanlar

4. Tartışma ve Sonuçlar

Ceviz yetiştiriciliği için tavsiye edilen toprak; orta tekstürlü, Kumlu, Tınlı, Siltli ve kumlu topraklardır. Ceviz yetiştiriciliği için toprak derinliğinin en az 150-160 cm arasında olması tavsiye edilir. Ancak Kaliforniya'da ve özellikle J.hindsü ve Paradox Ceviz anaçları için minimum 150-190 cm veya daha fazla kesiksiz toprak derinliği tavsiye edilmektedir. Ülkemiz ceviz yetiştiriciliğinde ise anaç olarak J.regia anaçları üzerine aşılı ceviz ağaçları için kesintisiz 270-300 cm derinlikte bir toprak arzulanır (Akça, 2001). Çelik vd., (1998)'de yapmış oldukları başka bir çalışmada ürün çeşidi ve yetiştiriciliğin topoğrafik eğim durumuna göre değişkenlik gösterdiğini, bağların kurulduğu arazinin eğiminin iklim yönünden büyük önem taşıdığını, ılıman iklim bölgelerinde arazinin

eğiminin %5-10, soğuk bölgelerde güneye bakan yerde eğimin %10-15 olmasının bağcılık için uygun olabileceğini bildirmişlerdir. Bağ alanlarında olduğu gibi ceviz alanlarının belirlenmesinde de eğim durumu önemli bir etkidir. Eğimin fazla olduğu veya düze yakın alanlarda ceviz yetiştiriciliğinin yapılması tercih edilemeyecek kıstaslar arasında yer almaktadır. Bu sebeple, eğimi %3-10 arasındaki alanların ceviz yetiştiriciliği bakımından uygun olabileceği yapılan çalışmalar ile desteklenmiştir.

Goudie (2004), yaptığı bir çalışmada bakı durumunun topoğrafik özellikle değişim göstermekle birlikte özellikle bitki gelişimi ve kar türü yağışların erime ve taşkına geçmesinde büyük rol oynadığını, kuzeye bakan yamaçlarda kar erimelerinin yavaş ve bitki gelişim durumunda diğer yamaçlara oranla az ve suyu tutan etmenlerin zayıf olduğunu saptamıştır. Bu durumda tarımsal ürün deseninin belirlenmesinde bakı durumunun tespiti ve yetiştiriciliğin bakı durumlarına göre farklılık gösterebileceği kaçınılmazdır. Ceviz yetiştiriciliğine uygun alanların tespit edilmesinde de bakı durumu göz önünde bulundurulmalı ve uygun yöney belirlendikten sonra ceviz yetiştiriciliğinin yapılmalıdır. Ceviz eylem planı dahilinde Türkiye genelinde özel ağaçlandırma sahaları mevcuttur. Özellikle özel ağaçlandırma sahaları kapsamında bu ürünün yetiştirilmesi ile birlikte yetiştiricilere tarımsal teşviklerle birlikte önemli katkılar sağlayacaktır (Anonim, 2012b).

Çalışma kapsamında cevizin toprak ve topoğrafik istekleri göz önüne alınarak gerekli sayısal haritalar CBS ortamında analize tabi tutulmuş ve ceviz yetiştiriciliğine uygun alanlar tespit edilmiştir. Bu anlamda Tekirdağ ili merkez ilçe sınırlarında ceviz yetiştiriciliğine AKK bakımında 93.353 ha, eğim bakımından 38.258 ha, toprak derinliği açısından 18.775 ha, BTG olarak 101.402 ha alanın uygun olduğu söylenebilir. Araştırma sonucunda bölgede alternatif tarım şekli olarak tercih edilebilecek ve ekonomik değeri yüksek olan cevizin merkez ilçeye bağlı 55 köyde ve toplam 11.140 ha alanda

yetiştirilebileceği ortaya konulmuştur. Sonuç olarak, Tekirdağ ilinin tamamında ceviz yetiştiriciliğine uygun tüm köyler bu kapsamda değerlendirilebilir.

Yersel ölçmelere ve klasik yöntemlere göre hız, doğruluk, maliyet ve zaman açısından büyük avantaj sağlayan coğrafi bilgi sistem tekniklerinin kullanılması, arazi örtü/arazi kullanım türlerindeki değişimlerin saptanmasında ve güncelleştirilmesinde önemli rol oynamaktadır (Özsoy, 2007). Klasik yöntemlerle yapılan bu tür çalışmalarda farklı verilerin çakıştırılması zor ve elde edilen sonuçlarda hata payı yüksek olmaktadır. Bu nedenle CBS'nin ürün deseni belirleme çalışmalarında aktif olarak kullanılması tarımsal sürdürülebilirlik ve alternatif ürün yetiştiriciliğinin belirlenmesine olumlu katkılar sağlayacaktır.

5. Teşekkür

Bu çalışma, TUBİTAK-2209 Projesi kapsamında 2012 yılında desteklenmiştir. Katkılarından dolayı TUBİTAK-BİDEB Proje Koordinatörlüğüne Teşekkür ederiz.

6. Kaynaklar

- Akça, Y., 2001. Ceviz Yetiştiriciliği. Arı Ofset Matbaası, s.62-63, İstanbul.
- Anonim, 1980. Sayısal Toprak Haritaları. Mülga Köy Hizmetleri Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Anonim, 2011. Tekirdağ İli Tarım Raporu. Gıda, Tarım ve Hayvancılık İl Müdürlüğü, Tekirdağ.
- Anonim, 2012a. Tekirdağ ili Uzun Yıllık Ortalama İklim Verileri. Tekirdağ Meteoroloji İl Müdürlüğü, Tekirdağ.
- Anonim, 2012b. Ceviz Eylem Planı Orman Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Çelik, H., Ağaoğlu, Y.S., Fidan, Y., Marasalı, B. ve Söylemezoğlu, G., 1998. Genel Bağcılık. s.13-15, Fersa Matbaacılık, Ankara.

- Goudie, A.S., 2004. Encyclopedia of Geomorphology: Volume 1. Routledge Taylor & Francis Group, London.
- Ferhatoğlu, Y., 2001. Ceviz Yetiştiriciliği. Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı, Teřkilatlanma ve Destekleme Genel Müdürlüğü Yayınları, s.4, Ankara.
- Özsoy, G., 2007. Uzaktan Algılama (UA) ve Coğrafi Bilgi Sistemi (CBS) Teknikleri Kullanılarak Erozyon Riskinin Belirlenmesi Uludağ Üniv. Fen Bilimleri Enst., Toprak Anabilim Dalı, Doktora Tezi, s.20, Bursa
- Susam, T. ve akar, S., 2002. The Touristic Map of Tokat province. International Semposium on Geographic Information Systems, İstanbul, Turkey.
- Susam, T. ve Oğuz, İ., 2006. CBS İle Tokat İli Arazi Varlığının Eğim ve Bakı zelliklerinin Tespiti ve Tarımsal Açıdan İrdelenmesi. Gaziosmanpařa Üniversitesi, Ziraat Fak. Dergisi, 23 (1), 67-74, Tokat.
- Wilson, J.P. ve Gallant, J. C., 2000. Terrain Analysis, Principles and Applications, Jhon Wiley&Sons, Inc. USA.
- Yomralıoğlu, T., 2000. Coğrafi Bilgi Sistemleri Temel Kavramlar ve Uygulamalar. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fak., Jeodezi ve Fotogrametri Mühendisliği Bölümü, s.479, Trabzon.

YAZARA BİLGİLER

1. Kapsam ve Genel Bilgi

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi (GUFBED), Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'nün yayın organıdır. Dergi kapsamında bütün Fen, Teknoloji, Mühendislik, Tarım ve Mimarlık Alanlarında daha önce başka yerlerde yayınlanmamış, özgün, araştırma makaleleri, derlemeler ve editöre mektuplar yayınlanır. Dergi **bilimsel ve hakemli** bir dergi olup, Ocak ve Temmuz aylarında olmak üzere yılda iki kez online yayınlanır.

Derginin esas amacı "Gelişen ve Geliştiren Üniversite" sloganı ile yola çıkan Gümüşhane Üniversitesinin hedeflerinin bir parçası olarak araştırma ve geliştirme faaliyetlerinin bilimsel yayına dönüştürülmesi, ulusal ve uluslararası indekslere girerek evrensel bilime katkı sağlamaktır.

2. Yayın Dili

Dergide yayınlanacak tüm yazılar için yayın dili Türkçe' dir. Sadece başlık, özet ve anahtar kelimeler hem Türkçe hem de İngilizce olarak hazırlanmalıdır. Makalelerde patentli gereçler, özel isimler, simgeler ve uluslararası kısaltmalar dışında tüm sözcükler Türkçe okunuşa ve yazım kurallarına uygun olarak yazılır. Anahtar kelimeler alfabetik sıralamaya uygun olarak verilir. İngilizce anahtar kelimeler (Keywords) ise bu sıralama dikkate alınarak yazılır.

3. Elektronik Ortamda Başvuru

Dergi ile ilgili **tüm yazışmalarda** gufbed@gumushane.edu.tr adresi kullanılmalıdır. Dergi **yazım kurallarına uygun olarak hazırlanmış** makaleler, basılı kopyaya gerek olmaksızın, Ulakbim Dergipark üzerinden <http://dergipark.ulakbim.gov.tr/gumusfenbil> adresi kullanılarak gönderilmelidir. Dergiye makale göndermek isteyen yazarların yazım kuralları ile birlikte aşağıda belirtilen Gönderi Kontrol Listesindeki her maddeyi de kontrol etmeleri gerekmektedir. Makaledeki bilgilerin doğruluğunun sorumluluğu yazar(lar)a aittir.

Yayınlanacak makalelerde, araştırma ve yayın etiğine uygunluk esastır. Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi'ne gönderilen makaleler ile birlikte mutlaka "Makale Gönderimi ve Telif Hakkı Devir Formu" ile "Son Kontrol Listesi" Dergi yazışma adresine "gufbed@gumushane.edu.tr" gönderilmelidir. Makale gönderimi ve telif hakkı devir formu doldurulup bütün yazarlar tarafından imzalanmalıdır. Yayın ile ilgili işlemler bu formun tesliminden sonra başlar. Bu formun farklı kopyaları başka şehirlerde yaşayan yazar(lar) tarafından ayrı ayrı imzalanıp gönderilebilir.

Hayvanların veya zararlı maddelerin kullanıldığı araştırmalarda "Etik Kurul İzin Belgesi"nin makaleye eklenmesi gerekir. İnsanların denek olarak kullanıldığı araştırma sonuçlarını içeren makalelerde yazar(lar), "insan denemeleri üzerinde yetkili kurul" etik standartlarına ve gözden geçirilmiş Helsinki bildirgesi 1983'e uygunluğunu belgelemeleri gerekir.

4. Değerlendirme Süreci

Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi'ne iletilen yazılar öncelikle dergi editörünün konu başlığı ve anahtar kelimelere dayanılarak yönlendireceği yayın kurulu üyesi tarafından biçimsel açıdan değerlendirilir. Bu ön inceleme aşamasıyla, incelenecek yayının dergi formatına uygun olup olmadığına karar verilir. "Makale Gönderimi ve Telif Hakkı Devir Formu" ile "Son Kontrol Listesi" olmayan veya eksik olan yayınlar ön incelemeye alınmaz. Dergi yazım kurallarına uygun hazırlanmayan makaleler düzeltilmek üzere yazara geri gönderilir.

Formata uygun olarak hazırlanan yazılar ilgili yayın kurulu tarafından bilimsel açıdan değerlendirilir. **Ayrıca bu aşamada ilgili yayın kurulu üyesi yazının alıntı olup olmadığını inceler.** Bilimsel açıdan incelemeye değer bulunan yazılar editöre gönderilir.

Editör bilimsel içerik bakımından değerlendirilmek üzere yazıyı, konusuna uygun olarak en az iki ya da üç hakeme yönlendirir. Hakem seçiminde öncelikle konu ile ilgili dergi danışma kurulu üyelerinden ya da alanında uzman başka bir bilim insanından yararlanılır. Hakemler değerlendirmeleri sonucunda, uygun, düzeltilerek yayınlanabilir, düzeltildikten sonra tekrar görmek isterim, istediğim düzeltmelerin kontrolünü derginin uzman bilimsel ekibi tarafından yapılması uygundur veya yayınlanamaz şeklinde kararları verebilirler.

Düzeltilme istenen yazılarla ilgili olarak yazar gerekli düzeltmeleri yapar. Ayrıca katılmadığı hususlarla ilgili olarak gerekçeli yazısını dergiye gönderir.

Hakem kurulu tarafından farklı türde değerlendirilen yazılar için son karar editöre aittir. Editör gerekli görürse yeni bir hakem tayin eder veya yazı ile ilgili kararını sonuçlandırır.

Tüm değerlendirmeler sonucunda kabul ya da red kararı gerekçeleri ile birlikte e-posta olarak yazışmadan sorumlu yazara iletilir.

Değerlendirme sonucu kabul edilen makaleler dergi sekreteryası tarafından esasa bağlı kalınarak yayına uygun formata dönüştürülür.

Dergide yayımlanan makaleler başka hiç bir yerde yayımlanamaz veya bildiri olarak sunulamaz. Kısmen veya tamamen yayımlanan makaleler kaynak gösterilmeden hiçbir yerde kullanılamaz. Dergiye gönderilen makalelerin içerikleri özgün, daha önce herhangi bir yerde yayımlanmamış veya yayımlanmak üzere gönderilmemiş olmalıdır. Değerlendirmeye sunulacak çalışmaların bir başka dergiye gönderilmediği veya basılmadığı ön yazı ile belirtilmelidir.

Makale basım için kabul edilmezse "Makale Gönderimi ve Telif Hakkı Devir Formu" nun yasal bir önemi kalmaz ve hükümsüz olarak kabul edilir. Bu Form'un imzalanması ile yazarlar, makalenin "GÜMÜŞHANE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ DERGİSİ" dergisi ve web sayfasında yayınlamasına ilaveten makalenin tamamı veya bir kısmının yasal olarak çoğaltılması ve dağıtılması hakkını Gümüşhane Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü'ne devrederek, kendi haklarından feragat etmektedirler.

5. Makale Türleri

Dergide yayınlanan farklı yayın formatları ile ilgili bilgiler ve yazı türlerine göre yazarların dikkat etmeleri gereken hususlar şu şekildedir:

Araştırma Makaleleri: Türkçe Başlık, İngilizce Başlık, Yazarlar, Adresler, Türkçe Özet, Türkçe Anahtar Kelimeler, İngilizce Özet, İngilizce Anahtar Kelimeler, Giriş, Amaç, Gereç ve Yöntem, Bulgular, Tartışma ve Sonuçlar, gerekli ise Etik konular, Katkı Belirtme ve Teşekkür, Kaynaklar, Şekil ve Tablolara ilgili açıklamalar içermelidir. Makale konunun uzmanları tarafından tekrarlanabilecek şekilde yeterli bilgiyi içermelidir. **Bu tür makalelerde ana metin 3500-4000 kelime arası olmalı, kaynak sayısı 40'ı aşmamalıdır.**

Derlemeler: Dergi kapsamındaki güncel konularda çalışmalarını bulunan kişiler tarafından hazırlanan derleme başvuruları incelemeye alınır. Derlemeler, Türkçe Başlık, İngilizce Başlık, Yazarlar, Adresler, Türkçe Özet, Türkçe Anahtar Kelimeler, İngilizce Özet, İngilizce Anahtar Kelimeler, Giriş, Ana Bölümler, Alt Bölümler, Sonuç, Katkı Belirtme ve Teşekkür, Kaynaklar, Şekil ve Tablolara ilgili açıklamalar içermelidir. **Ana metin en fazla 5000 kelime olup kaynak sayısında bir kısıtlama yoktur.**

Editöre Mektup: Dergide yayınlanmış makaleler hakkında veya ilgili diğer konularda soru sormak, görüş bildirmek isteyenlerin yazıları bu türde değerlendirilir. Bu tür yazılarda kapsam ve etik kavramlar göz önünde bulundurulur. Editöre mektup Türkçe olarak yazılır. **Ana metin en fazla 1000 kelime olup kaynak sayısı 10'u geçmemelidir.**

6. Makalenin Hazırlanması

• **Sayfa boyutu, sayısı ve kenar boşlukları:** A4 formatında, en fazla 15 sayfa olmalıdır. Tüm kenarlardan 2 cm boşluk bırakılmalıdır.

• **Sayfa numaraları:** Sayfa numaraları sayfa altında ve ortada verilmelidir.

• **Satır boşlukları:** Bütün satır boşlukları Times New Roman karakterinde ve 12punto olmalıdır.

• **Metin:** Times New Roman karakterinde 12 punto ile sağa ve sola dayalı olarak tek aralıklı yazılmalıdır. Noktadan ve virgülden sonra 1 boşluk bırakılmalıdır.

• **Paragraf:** Her paragraf arasında bir satır boşluk bırakılmalı, paragraf başlarında içerden başlanmamalıdır (Tab tuşu kullanılmamalıdır).

• **Makale başlığı:** Sayfa başından 3 satır boşluk bırakıldıktan sonra, başlık Times New Roman, 16 punto ve koyu olarak yazılmalıdır. Başlıkta yer alan her kelimenin ilk harfi büyük olacak şekilde sayfaya ortalanarak yazılmalıdır.

• **Yazar adı veya adları:** Başlıktan sonra 2 satır boşluk bırakılarak, unvan belirtilmeden, Adın ilk harfi büyük olacak şekilde tüm harfleri ve soyadın tamamı büyük harfle yazılmalıdır. Birden fazla yazarlarda aralarına virgül konularak, Times New Roman, 12 punto, normal ve sayfaya ortalanarak yazılmalıdır. Sorumlu yazar isminde üst simge yıldız sembolü olmalıdır.

• **Yazarın/ların adresi/leri:** Yazar adının hemen altına boşluk bırakılmadan, Times New Roman, 10 punto ve *italik* olarak yazılmalıdır. Adresleri aynı olan yazarlar için tek adres, farklı yazar adresleri alt alta boşluk bırakılmadan yazılmalıdır.

• **İletişim yazarının bilgileri:** Unvansız Ad soyad, e-mail adresi, telefon numarası (Tel: (xxx) xxx xx xx.) aralarına virgöl konularak 1. sayfanın altına dipnot olarak, (*) sembolü ile belirtilmelidir, Times New Roman, 10 punto ile yazılmalıdır.

• **Türkçe özet:** Adres/ler den 5 satır boşluk bırakıldıktan sonra, **Özet** kelimesi Times New Roman yazı karakterinde, 12 punto, **koyu, italik** ve sola dayalı olarak yazılmalıdır. Özet metni Times New Roman yazı karakterinde, 12 punto ve *italik* olarak yazılmalıdır. Özet metninin 250 kelimeyi geçmemesine özen gösterilmelidir. Özet kelimesi ile özet metni arasında boşluk bırakılmamalıdır.

• **İngilizce başlık ve özet (Abstract):** Türkçe anahtar kelimelerin altına 2 satır boşluk bırakılarak, başlık Times New Roman, 16 punto koyu, her kelimenin ilk harfi büyük olacak şekilde sayfaya ortalanarak yazılmalıdır. **Abstract**, kelimesi Times New Roman yazı karakterinde, 12 punto, **koyu, italik** ve sola dayalı olarak yazılmalıdır. Abstract metni Times New Roman yazı karakterinde, 12 punto ve *italik* olarak yazılmalıdır. Abstract metninin 250 kelimeyi geçmemesine özen gösterilmelidir. Abstract kelimesi ile abstract metni arasında boşluk bırakılmamalıdır.

• **Anahtar kelimeler / Keywords:** Anahtar kelimeler ve Keywords kelimeleri Türkçe özetin ve İngilizce özetin altına bir satır boşluk bırakılarak, Times New Roman, 12 punto, **koyu** ve *italik* olarak yazılmalıdır. En az 3 en fazla 6 adet anahtar kelime verilmeli, anahtar kelimelerin her kelimenin ilk harfi büyük ve aralarına virgöl konularak verilmelidir. Anahtar kelimeler alfabetik sıralamaya uygun olarak verilmelidir. İngilizce anahtar kelimeler (Keywords) ise bu sıralama dikkate alınarak yazılmalıdır.

• **Ana başlıklar:** Ana Başlıklar sırasıyla numaralandırılmalıdır (1. Giriş 2. Amaç, Gereç ve Yöntem gibi). **Tüm başlıklar** sola dayalı Times New Roman, 12 punto **koyu** ve her kelimenin ilk harfi büyük yazılmalıdır. Ana başlıklardan önce ve sonra 1 satır boşluk bırakılmalıdır. **Alt başlıklar**, ana başlık numarasına uygun olarak numaralandırılmalıdır. **Tüm alt başlıklar** sola dayalı Times New Roman, 12 punto, **koyu** ve *italik* olarak her kelimenin ilk harfi büyük olacak şekilde yazılmalıdır (2.1. Malzeme 2.2. Deney Numunelerinin Hazırlanması, gibi). Alt başlıklardan önce ve sonra tek satır boşluk bırakılmalıdır.

• **Şekiller, Resimler ve Fotoğraflar:** Sayfa sınırlarını aşmayacak şekilde ortalanarak, net ve okunaklı olmalıdır. Sıra ile numaralandırılmalıdır. Şekil no ve adları şeklin altında şeklin sol alt kenarına yaslanarak ve sadece ilk kelimenin ilk harfi büyük olarak verilmelidir. Şekiller ya bir çizim programı ile çizilmiş olmalı ya da en az 300 dpi çözünürlükte taranmış olmalıdır. Şekil olarak gösterilen grafik, resim ve metin kutularında yer alan yazı ve sayıların büyüklüğü makale içinde Times New Roman karakteri ile yazılmış 9 punto boyutundaki bir yazının büyüklüğünden az olmamalıdır. Şekilden önce, şekil adından önce ve sonra birer satır boşluk bırakılmalıdır. **Şekiller metin içine yerleştirilirken mutlaka şekilden önce atıfta bulunulmalıdır.**

• **Tablolar:** Sayfa sınırlarını aşmayacak şekilde ortalanarak konulmalıdır. Sıra ile numaralandırılmalıdır. Tablo no ve adları, tablonun sol üstünde tek satır boşluk ile sadece ilk kelimenin ilk harfi büyük olacak şekilde yazılmalıdır. Tablo adı yazılırken üstte ve altta birer

satır, tablodan sonra yine bir satır boşluk bırakılmalıdır. **Tablolara tablodan önce mutlaka metin içerisinde atıfta bulunulmalıdır.** Tablo satır ve sütunlarındaki rakam ve yazılar Times New Roman 12 punto ile yazılmalıdır. Ancak zorunlu kalınan durumlarda yazı boyutu yazı sınırlarını geçmeyecek şekilde en az 9 puntoya kadar düşürülebilir.

- **Denklemler:** Metin içerisine yazılacak denklemler, Word yazım programındaki denklem editörü ile sola dayalı olarak yazılmalı ve eşitliklere sağa dayalı olarak parantez içerisinde sıra ile numara verilmelidir.

- **Semboller:** Makale çok sayıda sembol içeriyor ya da makaledeki sembollerin açıklanması gerekiyorsa uluslararası standarda uygun olarak, semboller, kaynaklardan önce, Times New Roman 12 punto ile *italik* yazılmalıdır. Makalede ondalık gösterimde nokta kullanılmalı, binlikleri ayırırken virgöl kullanılmalıdır.

- **Kaynaklar:** Kaynaklar tez içerisinde “**soyadı ve tarih sistemine**” göre yazılmalıdır. Her kaynak kendi orijinal dilinde verilmelidir. Kaynaklar yazılırken sıralama aşağıdaki şekilde olmalıdır:

“Yazar soyadı-virgöl - ilk ad(lar)ının baş harfi- nokta-virgöl- yayın yılı- nokta - belgenin başlığı - virgöl-yayınlandığı yer (yayın organı ya da yayın evi)- virgöl- cilt no- virgöl- sayı no- virgöl-sayfa no-virgöl-yayınlandığı şehir veya ülke- nokta”.

Yazarlar arası virgöl ile ayrılır, ancak iki ve daha fazla yazarlarda son yazar "ve" ile ayrılır. Aynı yazar(lar)ın farklı yıllarda yayınlanmış eserleri veriliyorsa önce yaptığı yayından başlayarak (eskiden yeniye doğru) sıralama yapılmalıdır. Aynı yazar(lar)ın aynı yıla ait yayınları yayın yılını takip eden a, b, c harfleri ile sıralanmalıdır (Örg: 1998a,b).

Kaynak eserin yazımının bir satırdan daha uzun olması halinde ikinci satır ve diğer satırlar, ***değinen ilk eserin yazar ilk adının baş harfi hizasından başlayarak yazılmalıdır. İkinci ve diğer satırları birinci eserin ikinci satırı hizasından başlanmalıdır.*** Dergi adları ise kısaltma yapılmadan ve altı çizili olarak yazılır.

Metin içerisinde yazarı belli olan internet kaynaklarına atıf yapılırken, yazar soyadı sistemine benzer şekilde yazılmalıdır. Örneğin: (James ve Richard, 2003) David ve Clifford' a (2003) göre ...

Metin içerisinde yazarı belli olmayan internet kaynaklarına atıf yapılırken, büyük harflerle URL-sıra numarası (,), yıl şeklinde yazılmalıdır.

Örneğin:

(URL-4, 2003), (URL 1 ve 2, 2003)

Kaynakların yazılması sırasında literatürde yaygın olarak bilinen ***periyodik dergilerin adları açık olarak yazılmalıdır.*** Örneğin: (Journal of Hydrology).

Kitap, makale, bildiri, tez, standartlar ve yönetmelikler aşağıda gösterilmiştir.

Ulusal-Uluslararası Makaleler:

Ayalew, L., Yamagishi, H. ve Ugawa, N., 2004. Landslide Susceptibility Mapping Using GIS-Based Weighted Linear Combination, The Case in Tsugawa Area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan, Landslides, 1, 73-81.

Gökçeoğlu, C. ve Ercanoğlu, M., 2001. Heyelan Duyarlılık Haritalarının Hazırlanmasında Kullanılan Parametrelere İlişkin Belirsizlikler, Yerbilimleri, H.Ü. Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23, 201-219.

Kitaplar:

Hem, J.D., 1989, Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters: USGS Professional Paper 2254, US Gov. Print. Office, 263p.

Postel, S., 2000, Son Vaha, Su Sıkıntısıyla Karşı Karşıya, (çev: F. Şebnem Sözer), TUBİTAK-TEMA VAKFI yayınları, ISBN 975-403-188-6, Ankara, 218s.

Tezler:

Dağ, S., 2007, Çayeli (Rize) ve Çevresinin İstatistiksel Yöntemlerle Heyelan Duyarlılık Analizi. Doktora Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Trabzon, 241s.

Tezcan, L., 1993, Karst Akifer Sistemlerinin Tritiyum İzotopu Yardımıyla Matematiksel Modellemesi, Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. Ankara, 125s.

Raporlar:

Aslaner, M., 1972. Çayeli-Madenköy Cu-Pb-Zn Aramaları Hakkında Kısa Not, MTA Maden Etüd Rap. No. 118,

Baran, I. and Kasperek, M., 1989, Marine Turtles Of Turkey; Status Survey 1988 And Recommendations For Conservation And Management: WWF Report, Heidelberg, 123p.

IAEA, 1992. Statistical Treatment of Data on Environmental Isotopes, Technical Reports Series No.331, IAEA Vienna, 781p.

Editörlü Kitaplar:

Zuber, A. 1986, Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Fritz, P. and Fontes, J.Ch. (eds.), Elsevier, Amsterdam. pp. 1-59.

Bildiriler Kitabı:

Sualtı Günleri-1999, Türkiye’de Sualtı Görüntüleme, Belgeleme ve Arşivleme Çalışmalarının Günümüzdeki Durumu, 26-27 Şubat 1999, Bildiriler Kitabı (editörler: B. Akınoğlu, M. Draman), Sualtı Araştırmaları Derneği, Ankara, 84s.

Bildiri Özeti:

Tezcan, L., Gunay, G., Hotzl, H., Reichert, B., Solomon, K., 1997, Hydrogeology of the Kirkgozler Springs, Antalya, Turkey, International Conference on Water Problems in the Mediterranean Countries, 17-21 November 1997, Near East Technical University, Nicosia, North Cyprus. p.76.

Bayarı, C. S., Kurttaş, T., Tezcan, L., 1998b, Köyceğiz Gölü Karışım Dinamiği: Çevresel İzotoplar Ve Üç Boyutlu Yerinde Yoğunluk Ölçümleri, MTA Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildirileri, 2-6 Kasım 1998, Ankara, s.104-106.

Tam Metni Basılı Bildiriler:

Hamarat,S., Ülkenli,H., Türe,G., 1998, Türkiye kıyıları Aydıncık-Taşucu Deniz Mağaraları Sualtı Araştırmaları, Sualtı Bilim ve Teknoloji Toplantısı, Aralık 1998, İstanbul, Türkiye, s.105-111.

Aktüel Dergi ve Gazete Haberi:

Corliss, Richard, 1993, Sept. 13, Pacific Overtures. Time 142(11), 68-70.

Feder, Barnaby J, 1993, December 18, For Job Seekers, a Toll-Free Gift of Expert Advice. New York Times 30 (late ed.).

İnternet kaynakları:

Başaran, A., Yıldırım, N. ve Gülal, Z. (2000, 14 Ekim). Depreme karşı nasıl bir bina yapmalı? Cumhuriyet Bilim Teknik, <http://bilimteknik.cumhuriyet.com.tr-/w/b08.-html>.

OCMIP, 2000., Ocean Carbon-Cycle Model Intercomparison Project, IGBP, Global, Analysis, Interpretation And Modeling Task Force, <Http://www.lpsl.jussieu.-fr/OCMIP>.

URL-1, <www.tdk.gov.tr/TR/Genel/BelgeGoster.05Ağustos2011>.



- ÖZTÜRK S.; Depremselliğin Fraktal Boyutu ve Beklenen Güçlü Depremlerin Orta Vadede Bölgesel Olarak Tahmini Üzerine Bir Modelleme: Doğu Anadolu Bölgesi, Türkiye.....1-23
- KAYA S., KARABIDAK S.M., ÇEVİK U.; Gümüşhane İli Çevresinde Toplanan Toprak ve Karayosunu Örneklerinde Doğal (^{226}Ra , ^{232}Th ve ^{40}K) ve Yapay (^{137}Cs) Radyoaktivite Konsantrasyonlarının Belirlenmesi.....24-33
- AKBULUT K., AKARYALI E., AKPINAR İ., AYDINÇAKIR E.; Ünlüpınar (Kelkit-Gümüşhane) Pb-Zn±Au Cevherleşmesinin Jeolojik, Jeokimyasal ve Kökensele Olarak İncelenmesi.....34-49
- DELİBAŞ L., BAĞDATLI M.C., DANIŞMAN A.; Topoğrafya ve Bazı Toprak Özelliklerinin Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) Ortamında Analiz Edilerek Ceviz Yetiştiriciliğine Uygun Alanların Belirlenmesi: Tekirdağ İli Merkez Köyleri Örneği.....50-59