

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEODEZİ VE JEOİNFORMASYON MÜHENDİSLİĞİ  
ANABİLİM DALI**

**DOKTORA TEZİ**

**TÜRKİYE'DEKİ DEPREMLERİN SİSMİK-İYONOSFERİK  
ÖNCÜLLERİNİN GPS/GNSS ÖLÇÜLERİYLE ZAMANSAL,  
MEKANSAL, SPEKTRAL VE İSTATİSTİKSEL OLARAK  
İNCELENMESİ**

**ERMAN ŞENTÜRK**

**KOCAELİ 2018**

**KOCAELİ ÜNİVERSİTESİ**  
**FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**JEODEZİ VE JEODİNFORMASYON MÜHENDİSLİĞİ**  
**ANABİLİM DALI**

**DOKTORA TEZİ**

**TÜRKİYE'DEKİ DEPREMLERİN SİSMİK-İYONOSFERİK**  
**ÖNCÜLLERİNİN GPS/GNSS ÖLÇÜLERİYLE ZAMANSAL,**  
**MEKANSAL, SPEKTRAL VE İSTATİSTİKSEL OLARAK**  
**İNCELENMESİ**

**ERMAN ŞENTÜRK**

**Doç.Dr. Murat Selim ÇEPNİ**  
**Danışman, Kocaeli Üniv.**  
**Prof.Dr. Haluk KONAK**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**  
**Prof.Dr. Safa Bozkurt ÇOŞKUN**  
**Jüri Üyesi, Kocaeli Üniv.**  
**Prof.Dr. Orhan AKYILMAZ**  
**Jüri Üyesi, İstanbul Teknik Üniv.**  
**Doç.Dr. Mehmet Tefvik ÖZLÜDEMİR**  
**Jüri Üyesi, İstanbul Teknik Üniv.**

  
.....  
  
.....  
  
.....  
  
.....

**Tezin Savunulduğu Tarih: 06.12.2018**

## ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR

Bu tez çalışması, Türkiye’de iyonosfer tabakasında meydana gelen olası deprem öncüllerinin GPS/GNSS ölçüleriyle tespit edilmesi ve incelenmesi amacıyla gerçekleştirilmiştir.

Tez çalışmamda desteğini esirgemeyen, çalışmalarına yön veren, bana güvenen ve yüreklendiren danışmanım Doç.Dr. Murat Selim ÇEPNİ’ye sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Çalışmanın başından itibaren değerli katkıyla beni yönlendiren sayın Prof.Dr. Haluk KONAK’a teşekkür ederim.

Daha önce İnşaat Mühendisliği Bölümü’nde tamamlamış olduğum yüksek lisans çalışmamda danışmanım olan, akademik bilgisine güvendiğim ve saygı duyduğum, doktora çalışmamda da beni yalnız bırakmayıp desteğini sunan sayın hocam Prof.Dr. Safa Bozkurt ÇOŞKUN’a sonsuz teşekkürlerimi sunarım.

Akademik çalışmalarım sırasında, birçok aşamada beni destekleyen Harita Mühendisliği Bölümü öğretim üyesi ve araştırma görevlilerine teşekkür ediyorum.

Sismoloji alanı ile ilgili tez çalışmama önemli katkılarıyla destek olan Jeofizik Mühendisliği Bölümü’nden Arş.Gör. Hamdullah LİVAOĞLU, Arş.Gör. Evrim YAVUZ ve Arş.Gör. Doğukan DURDAĞ’a teşekkür ediyorum.

Hayatım boyunca bana güç veren en büyük destekçilerim, her aşamada sıkıntılarımı ve mutluluklarımı paylaşan sevgili babam İsmail ŞENTÜRK, annem Sevgi ŞENTÜRK, kardeşlerim Erhan ve Erkan ŞENTÜRK, eşim Sinem ŞENTÜRK ve oğullarım Alparslan ve Alperen ŞENTÜRK’e sonsuz ve canı gönülden teşekkürlerimi sunarım.

Aralık – 2018

Erman ŞENTÜRK

## İÇİNDEKİLER

ÖNSÖZ VE TEŞEKKÜR .....	i
İÇİNDEKİLER .....	ii
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	iv
TABLolar DİZİNİ .....	vi
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ.....	vii
ÖZET.....	ix
ABSTRACT.....	x
GİRİŞ .....	1
1. İYONOSFER VE YAPISI.....	12
2. UZAY-İKLİM KOŞULLARI.....	19
2.1. Güneşsel Aktivite İndisleri .....	19
2.1.1. Güneş lekesi sayısı (R).....	20
2.1.2. Güneş radyo akısı (F10.7).....	20
2.1.3. Aşırı morötesi akısı (EUV) .....	21
2.1.4. Güneşsel rüzgar hızı ( $V_{sw}$ ) .....	22
2.2. Manyetik Aktivite İndisleri .....	22
2.2.1. K ve Kp aralık indisleri .....	24
2.2.2. Dst ve $A_{sym}$ ekvatoryal fırtına indisleri .....	25
2.2.3. Auroral (kutupsal) elektrojet indisi (AE).....	26
2.2.4. Gezegenler arası manyetik alan indisi (IMF).....	26
3. İYONOSFER-DEPREM İLİŞKİSİ.....	28
4. TÜRKİYE’NİN DEPREMSELLİĞİ.....	30
5. İYONOSFER MODELLERİ .....	32
5.1. İstasyon TEİ Modeli .....	32
5.2. Bölgesel Bazlı Modeller .....	35
5.3. Küresel Bazlı Modeller .....	36
6. İYONOSFERDE DEPREM ÖNCÜLÜ ANALİZİ .....	42
6.1. Kayan Pencere Yöntemi .....	42
6.2. Çapraz Korelasyon Analizi.....	45
6.3. Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü .....	46
6.4. Çapraz Dalgacık Dönüşümü.....	47
7. SAYISAL UYGULAMALAR .....	50
7.1. Türkiye İyonosferinin Zamansal Değişimi: Uzun Süreli TEİ Gözlemlerine Dayalı Bir Çalışma .....	51
7.1.1. TEİ’nin zamansal değişimi .....	53
7.1.2. Güneşsel aktivite durumu.....	58
7.1.3. Jeomanyetik fırtına etkisi .....	62
7.2. Van Depremi (23 Ekim 2011, Mw 7,1) Öncesi Gerçekleşen İyonosferik Aykırılıkların Kapsamlı Bir Analizi .....	66
7.3. 2003-2016 Yılları Arasında Meydana Gelen 63 Mw $\geq$ 5,0 Depreminin Sismik-İyonosferik TEİ Değişimlerinin İstatistiksel Olarak İncelenmesi.....	80
8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER .....	95

KAYNAKLAR.....	102
EKLER.....	116
KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER .....	123
ÖZGEÇMİŞ .....	124



## ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1.1. Gündüz ve gece iyonosfer tabakalarının elektron yoğunluk değerleri.....	13
Şekil 2.1. IMF'nin üç eksenini .....	27
Şekil 4.1. Türkiye ve yakın çevresinin aktif tektonik yapısı ve GPS hızları.....	31
Şekil 6.1. Bazı ana dalgacık türleri.....	49
Şekil 7.1. Türkiye'deki CODE-KİH ızgara noktaları.....	53
Şekil 7.2. 14 yıllık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişimi .....	54
Şekil 7.3. Aylık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişiminin eş yükselti eğrileri ile gösterimi .....	55
Şekil 7.4. Mevsimsel ortalama TEİ değerlerinin günlük değişimi.....	56
Şekil 7.5. Yıllık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişiminin eş yükselti eğrileri ile gösterimi .....	57
Şekil 7.6. 23. ve 24. güneş döngüleri ile günlük ortalama TEİ, F10.7, R ve bunların 365 günlük yumuşatılmış değerleri.....	60
Şekil 7.7. Günlük ortalama TEİ ve güneş aktivite indisleri (F10.7, R) arasındaki korelasyon grafikleri .....	61
Şekil 7.8. 20 Kasım 2003 tarihindeki G5 derece jeomanyetik fırtına için GSM koordinatlarında IMF Bz bileşeni (üst panel), Dst indeksi (orta panel) ve TEİ zaman serisi (alt panel) .....	63
Şekil 7.9. IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonlarının Van depremi dış merkezi etrafındaki dağılımı .....	67
Şekil 7.10. Van depreminin 15 gün öncesi dış merkez DTEİ, Kp, Dst ve F10.7 indis varyasyonları a) Deprem dış merkez DTEİ değerleri b) Kp, Dst indisleri c) F10.7 indisi.....	70
Şekil 7.11. AYVL, HINI ve OZAL istasyonları çapraz korelasyon değerleri .....	72
Şekil 7.12. Bölge I için KZFD analizi.....	73
Şekil 7.13. Bölge II için KZFD analizi.....	74
Şekil 7.14. Bölge III için KZFD analizi .....	75
Şekil 7.15. 15 Ekim (a), 16 Ekim (b) ve 21 Ekim (c) tarihleri için oluşturulan Bölgesel İyonosfer Haritaları .....	76
Şekil 7.16. 15, 16 ve 21 Ekim tarihlerinde GPS-TEİ değerleri ile KİH ve BİH arasındaki Yüzde Bağlı Hata (%) değerleri.....	78
Şekil 7.17. F10.7 ve OZAL istasyonu GPS-TEİ değerleri arasındaki ÇDD analizi .....	79
Şekil 7.18. Çalışma alanı ve depremler .....	82
Şekil 7.19. 2003-2016 yılları günlük F10.7, R, TEİ varyasyonları ve korelasyon değerleri .....	87
Şekil 7.20. TEİ ile F10.7 değerleri arasındaki doğrusal regresyon modeli .....	88

Şekil 7.21. Van depremi 1-10 gün önce ve sonrası TEİ varyasyonu, anormal günler, Dst ve F10.7 indisleri a) Siyah, mavi, yeşil ve kırmızı çizgiler sırasıyla hesaplanan TEİ, ortanca TEİ, üst sınır, alt sınır ve mor renk barlar aykırılıklar b) 6 saatten daha uzun süreli ve uzay-iklim koşulları elimine edilmiş aykırılıklar c) Dst indis değerleri d) F10.7 indis değerleri .....	89
Şekil 7.22. ANKR, BSHM, CRAO ve ZECK istasyonlarının GPS-TEİ varyasyonları .....	90
Şekil 7.23. Deprem büyüklüğüne göre gruplandırılan anormal günler .....	91
Şekil 7.24. Deprem odak mekanizmasına göre gruplandırılan anormal günler.....	92
Şekil 7.25. Günlük olarak 2 saatlik zaman diliminde aykırılıkların gerçekleşme oranları .....	92
Şekil 7.26. Deprem öncesi ve sonrası 63 depremin ortalama YBA (%) değerleri.....	93

## TABLULAR DİZİNİ

Tablo 1.1. İyonosfer tabaka yükseklikleri, elektron yoğunluğu ve iyonizasyon kaynağı.....	16
Tablo 2.1. Manyetik fırtına seviyeleri .....	26
Tablo 5.1. IGS ortak analiz merkezleri kodları ve özelliği .....	37
Tablo 5.2. Küresel İyonosfer Haritası üreten IGS ortak analiz merkezleri ve özellikleri.....	40
Tablo 6.1. Çeşitli k değerlerine karşılık gelen güven aralıkları.....	44
Tablo 7.1. Yerel zamanda 13:00'da aylık ortalama TEİ değerleri ve standart sapmaları.....	55
Tablo 7.2. Varyasyon türüne göre 2003-2016 yılları arası Türkiye'de en yüksek ve en düşük TEİ değerleri ve standart sapmaları .....	58
Tablo 7.3. Aylık, mevsimsel ve yıllık ortalama F10.7 değerleri.....	59
Tablo 7.4. Günün farklı zaman dilimlerine ve yılın mevsimlerine göre günlük TEİ ve F10.7 arasındaki korelasyon katsayıları.....	62
Tablo 7.5. 2003 ile 2016 yılları arasında G4 ve G5 seviye jeomanyetik fırtınaların bazı istatistiksel bilgileri .....	64
Tablo 7.6. IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonları hakkında bilgiler .....	68
Tablo 7.7. Oluş tarihine göre sıralanan depremler, deprem bilgileri ve depremlerin anormal günleri .....	83
Tablo 8.1. Jeomanyetik ve güneş aktivitesi için bazı çalışmalarda kullanılan eşik değerler .....	98



## SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

$\varepsilon$	: Uydu yükselme açısı
$\alpha$	: Uydu azimut açısı
$\lambda_1, \lambda_2$	: Taşıyıcı dalga boyları (m)
$\Phi$	: Faz ölçüleri
P	: Kod ölçüleri
$\beta_e, \lambda_e$	: Jeosentrik enlem ve boylam
$\varphi_u, \lambda_u$	: Yaklaşık jeodezik enlem ve boylam
$\rho$	: Deprem etki alanı yarıçapı (km)
$b^k, b_i$	: Uydu ve alıcı donanım gecikmeleri
c	: Işık hızı (m/sn)
$f_0F2$	: F2-bölgesi kritik frekansı (Hz)
$f_1, f_2$	: GPS frekansları (Hz)
F10.7	: Güneş radyo akısı (sfu)
$h_m$	: Tek tabaka yüksekliği (km)
$L_1, L_2$	: Taşıyıcı dalgalar
$L_4$	: Geometriden bağımsız doğrusal kombinasyon
M	: Magnitüd
$M_w$	: Moment magnitüdü ölçeği
MHz	: Mega Hertz
$N_e$	: Elektron yoğunluğu
nT	: Nano Tesla
R	: Güneş lekesi sayısı
$R_E$	: Dünyanın yarıçapı (km)
$V_{sw}$	: Güneşsel rüzgar hızı (km/s)

## Kısaltmalar

BİH	: Bölgesel İyonosfer Haritası
CODE	: Center of Orbit Determination in Europe (Avrupa Yörünge Belirleme Merkezi)
COHO	: Coordinated Heliospheric Observations (Koordine Edilmiş Heliospheric Gözlemler)
ÇKA	: Çapraz Korelasyon Analizi
DCBs	: Differential Code Biases (Diferansiyel Kod Sapmaları)
DTEİ	: Düşey Toplam Elektron İçeriği
EİA	: Ekvatorial İyonizasyon Anomali
ETEİ	: Eğik Toplam Elektron İçeriği
EUV	: Extreme ultraviolet (Aşırı morötesi akısı)
GPS	: Global Positioning System (Küresel Konumlama Sistemi)
GNSS	: Global Navigation Satellite System (Küresel Konumlandırma Uydu Sistemi)

GSC	: Gradual Storm Commencement (Kademeli Başlangıçlı Fırtına)
IGS	: International GNSS Service (Uluslararası GNSS Servisi)
IMF	: Interplanetary Magnetic Field (Gezegenler Arası Manyetik Alan)
IONEX	: Ionosphere Map Exchange Format (İyonosfer Harita Değişim Formatı)
IPP	: Ionospheric Pierce Point (İyonosfer Delme Noktası)
KİH	: Küresel İyonosfer Haritası
KRDAE- BDTİM	: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi
KZFD	: Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümü
LF	: Low Frequency (Alçak Frekans)
MAGNET	: Marmara Sürekli GPS Ağı
NSSDC	: National Space Science Data Center (Ulusal Uzay Bilimleri Veri Merkezi)
SIP	: Sub-ionospheric Point (İyonosfer Alt Noktası)
SSC	: Storm Sudden Commencement (Ani Başlangıçlı Fırtına)
ULF	: Ultra Low Frequency (Ultra Düşük Frekans)
USGS	: United States Geological Survey (Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırmaları Kurumu)
TAD	: Travelling Atmospheric Disturbance (Gezici Atmosferik Bozulma)
TUSAGA	: Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı
TEİ	: Toplam Elektron İçeriği
VLF	: Very Low Frequency (Çok Alçak Frekans)

# TÜRKİYE'DEKİ DEPREMLERİN SİSMİK-İYONOSFERİK ÖNCÜLLERİNİN GPS/GNSS ÖLÇÜLERİYLE ZAMANSAL, MEKANSAL, SPEKTRAL VE İSTATİSTİKSEL OLARAK İNCELENMESİ

## ÖZET

Depremlerin yıkıcı etkisinden dolayı, bir depremin gerçekleşme zamanını yakın bir tahminle tespit edebilmeye yönelik çalışmalar birçok farklı disiplin ve disiplinlerarası yaklaşımlarla sürmektedir. İyonosfer tabakasında deprem öncesi meydana gelen beklenmedik değişimlerin incelenmesi ve normal olarak tanımlanamayan bu değişimlerin bir deprem öncülü olarak ele alınması, son yıllarda deprem tahminiyle ilgili yeni bir yaklaşım olarak ortaya çıkmıştır. Sismik-iyonosferik etkileşimin fiziksel modeli tam olarak ortaya konulamadığından ve ionosferin deprem dışında farklı doğa ve atmosfer olaylarından etkilenmesinden kaynaklı, deprem-iyonosfer konusu birçok farklı disiplinler, yaklaşımlar ve varsayımlarla ele alınmaktadır.

Bu tez çalışmasında, GPS/GNSS teknolojisi yardımıyla tespit edilen ionosfer tabakasındaki elektron yoğunluğu değişimleri ve olası deprem öncülleri zamansal, mekansal, spektral ve istatistiksel yaklaşım yöntemleriyle incelenmiştir. Çalışmada öncelikle Türkiye bölgesindeki ionosferin zamana bağlı periyodik ve trend değişimleri araştırılmış ve ionosferin bölgedeki davranışı temsil edilmiştir. Bölgede meydana gelen ve GNSS gözlem verilerine erişilebilen en yüksek magnitüd değerine sahip Van Depremi (Mw 7,1) olay çalışması olarak ele alınarak, bazı zamansal, mekansal ve spektral analiz yöntemlerinin sismik-iyonosferik araştırmalardaki başarısı araştırılmıştır. Yine Türkiye'de meydana gelen magnitüd değeri 5'den büyük 63 depremin deprem öncülleri incelenerek sonuçlar istatistiksel olarak sunulmuştur. Çalışmada, klasik yöntemlerin dışında Kısa-zamanlı Fourier dönüşümü ve Çapraz Dalgacık Dönüşümü gibi spektral analiz yöntemleri deprem öncülü araştırması olarak uygulanmış ve yöntemlerin bu amaçla kullanılabilmesine ilişkin önemli bulgulara ulaşılmıştır. Ayrıca sismik-iyonosferik çalışmalarda kullanılan yaklaşım ve varsayımların birçoğuna değinilerek, bu yaklaşımlarla ilgili değerlendirmelerde bulunulmuştur.

**Anahtar Kelimeler:** Deprem Öncülü, GPS/GNSS, İyonosfer.

# TEMPORAL, SPATIAL, SPECTRAL AND STATISTICAL INVESTIGATION OF SEISMIC-IONOSPHERIC PRECURSORS OF TURKEY EARTHQUAKES USING GPS/GNSS MEASUREMENTS

## ABSTRACT

Through to the devastating effect of the earthquakes, the studies to determine the estimated time of an earthquake are carried out with many different disciplines and interdisciplinary approaches. The investigation of the unexpected changes in the ionosphere before the earthquake and dealing with these changes that cannot normally be identified as an earthquake precursor have been emerged as a new approach for earthquake prediction in recent years. Since the physical model of the seismic-ionospheric interaction cannot be fully revealed and the ionosphere is affected by different natural and atmospheric events without the earthquake, the subject of earthquake-ionosphere is handled with many different disciplines, approaches and assumptions.

In this thesis, the electron density changes in the ionosphere that detected by GPS/GNSS technology and possible earthquake precursors were investigated by temporal, spatial, spectral and statistical approaches. In the study, firstly, the periodic and trend variations of the ionosphere according to time in Turkey have been investigated and the behavior of the ionosphere in the region is represented. The Van Earthquake (Mw 7,1) which has the largest magnitude with accessible GNSS observation data in the region, has been handled as a case study and the success of temporal, spatial and spectral analyses methods in seismic-ionospheric researches has been investigated. Also, earthquake precursors of 63  $M_w \geq 5.0$  earthquakes which is located in Turkey were investigated and the results were represented statistically. In the study, in addition to the classical methods, spectral analyses such as Short-Time Fourier Transform and Cross Wavelet Transform were performed as an earthquake precursor research and important findings have been reached regarding to the usage of these methods for this purpose. Furthermore, many of the approaches and assumptions used in seismic-ionospheric studies were mentioned and some of these approaches were evaluated.

**Keywords:** Earthquake Precursor, GPS/GNSS, Ionosphere.

## GİRİŞ

Depremin, insan yaşamını en çok etkileyen ve can kaybına neden olan doğal afet olması sebebiyle, deprem oluş zamanının önceden tahmin edilmesine yönelik çalışmalar antropojenik olarak oldukça önemli bir çalışma alanıdır. Uzun yıllar bilim insanları deprem öncülü tespit edebilmek ve böylece olacak depremi önceden tahmin etmeye çalışmak için çeşitli bilimsel yaklaşımlar ortaya koymuşlardır. Hidrokimyasal ve jeokimyasal değişimler (Iwata ve diğ., 2018; Paudel ve diğ., 2018), deprem tekrarlanma periyoduna dayalı istatistiksel yaklaşımlar (Christos ve diğ., 2018), deformasyon ve gerinim analizi (Christophersen ve diğ., 2017), atmosferde meydana gelen değişimler (Awais ve diğ., 2017), elektrik alan değişimleri (Papadopoulou ve diğ., 2018), hayvan davranışları (Hayakawa, 2013) vb. konuyla ilgili sismik ve sismik olmayan bazı yaklaşımlardır.

Sismik-iyonosferik etkileşimle ilgili çalışmalar son yıllarda iyonosfer tabakasında sismik kaynaklı değişimlerinin varlığının araştırılmasıyla önem kazanmıştır. Özellikle yüksek magnitüdü depremlerin, bir deprem öncülü olarak, iyonosfer tabakasında beklenmedik kısa veya uzun süreli aykırılıklara neden olduğu birçok çalışmada belirtilmiştir. Bu çalışmalarda yer merkezli ionosonda verileri (Tsolis ve Xenos, 2009, 2010; Xu ve diğ., 2011), DEMETER, FORMOSAT-3, COSMIC vb. uydu verileri (Sarkar ve Gwal, 2010; Hsiao ve diğ., 2010), GPS/GNSS verileri (Afraimovich ve diğ., 2004; Zakharenkova ve diğ., 2008; Liu ve diğ., 2004, 2009; Pulinets ve diğ., 2010; Le ve diğ., 2011; Doğan ve diğ., 2011; Aggarwal, 2015) ve diğer bazı teknikler (Ouzounov ve diğ., 2011) kullanılmıştır.

İyonosfer-deprem etkileşimiyle ilgili ilk çalışmalar 27 Mart 1964 Alaska ( $M = 9,2$ ) depreminin incelenmesiyle başlamıştır (Davies ve Baker, 1965; Leonard ve Barnes, 1965). Daha sonra deprem öncesi iyonosferik değişimlerin incelendiği diğer çalışmalarla konu ilgi çekici hale gelmiştir (Yuen ve diğ., 1969; Weaver ve diğ., 1970; Datchenko ve diğ., 1972). İlk çalışmalarda kullanılan veriler genellikle yer merkezli ionosondalardan ve Ultra Düşük Frekans (Ultra Low Frequency - ULF)

radio dalgalarından elde edilmiştir. Uydu tabanlı ölçmelerin kullanılmasına ise 1980'lerde başlanmıştır (Gokhberg, 1983). İlk kez 17 Ocak 1994,  $M_w$  6,7 Northridge depreminde iyonosfer-deprem çalışmalarında Küresel Konumlama Sistemi (Global Positioning System - GPS) teknolojisi kullanılmıştır (Calais ve Minster, 1995). Daha sonraki yıllarda, düşük maliyet, yüksek doğruluk, gerçek zamanlı veri elde edebilme ve süreklilik gibi avantajları sayesinde, birçok büyük depremde Küresel Konumlandırma Uydu Sistemi (Global Navigation Satellite System - GNSS) teknolojisi, sismik-iyonosferik etkileşimi araştırmak amacıyla yaygın olarak kullanılmıştır (Yiyan ve diğ., 2009; Yao ve diğ., 2012a; Le ve diğ., 2013; Guo ve diğ., 2015a; Li ve diğ., 2015).

İyonosfer tabakası içerisinde barındırdığı serbest halde dolaşan elektronlar nedeniyle atmosferde ilerleyen bir GPS/GNSS sinyalinin, sinyal frekansının karesinin tersi ve ayrıca o anda iyonosferde iyonize olmuş serbest elektron sayısı oranında etkilemektedir. Sinyaldeki gecikmenin frekans bağımlı olması sayesinde farklı frekanslara sahip bir GPS/GNSS alıcısı yardımıyla frekanslarda meydana gelen iyonosferik etkinin farklılığından iyonosferdeki toplam serbest elektron miktarını ifade eden Toplam Elektron İçeriği (TEİ) değeri elde edilebilir. TEİ, TECU biriminde ifade edilir ve 1 TECU  $10^{16}$  elektron/ $m^2$ 'ye denk gelir (sinyalin iyonosfer geçişi boyunca 1  $m^2$  taban alanına sahip bir silindir içerisindeki toplam serbest elektron miktarı). GPS/GNSS ölçüleriyle elde edilebilecek TEİ doğruluğu  $3 \times 10^{14}$  elektron/ $m^2$ 'dir (Calais ve Minster, 1998).

Depremlerin gerçekleşmeden önce iyonosferde meydana getirdiği değişimlerin fiziksel sürecini tam olarak kanıtlayabilen ya da bilim çevresinde kabul görmüş bir yaklaşım halen bulunmamakla birlikte konu ile ilgili çeşitli varsayımları içeren çalışmalar yapılmıştır (Toutain ve Baubron, 1998; Freund, 2011; Freund ve diğ., 2006, 2009; Pulinets ve diğ., 2006; Namgaladze ve diğ., 2009). Toutain ve Baubron (1998), aktif fay yakınındaki yer kabuğundan çıkan radon ve diğer gazların atmosfere doğru ilerleyerek iyonlaşmaya neden olduğundan bahsetmektedir. Artan radon salınımı atmosferde, su moleküllerinin iyonlara bağlanmasıyla (yoğunlaşma) belirgin olmayan bir ısı salınımı (artan hava sıcaklığı) oluşturur. Bu hava sıcaklığındaki artış hava iletkenliğinde değişkenliğe yol açar (Pulinets ve diğ., 2006). Tüm bu zincirleme fiziksel sürecin sonucunda iyonosferdeki elektron yoğunluğu

miktarında artış/düşüş meydana gelir. Freund ve diğ., (2006)'da laboratuvar ortamında bir granit bloğun üst yüzeyine uygulanan mekanik basıncın artırılmasıyla, bloğun yan yüzeylerinin hava ile temas ettiği yerlerde iyonlaşmanın olduğu görülmüştür. Bu varsayımınla, depremler öncesi fay hattı boyunca litosfer tabakasında bulunan devasa kayaçlarda meydana gelen gerilimlerin atmosfere doğru elektron salınımına sebep olabileceği ve iyonosferde değişimler meydana getirebileceği düşünülmektedir (Freund ve diğ., 2009).

Literatüre giren birçok çalışmada, uzay-iklim koşullarının sakin olması durumunda depremlerden önce iyonosfer tabakasında tespit edilen değişimler deprem öncülü olarak değerlendirilmektedir. Deprem kaynaklı iyonosferik değişimler genellikle D, E ve/veya F tabakasında meydana gelir ve depremden 1-10 gün önce ve bundan birkaç gün sonra gözlemlenebilir. Bununla birlikte iyonosferin, sakin uzay-iklim koşulları altında bile karmaşık bir davranışı olduğunu ve ölçülen parametrelerin, sismik aktivitesiz durumlarda dahi bazen diğer bilinmeyen etkilerle ilişkilendirilebilecek değişimler sergilediği dikkate alınması gereken bir durumdur.

İyonosfer, günlük, 27 günlük, mevsimsel, yarıyıl, yıllık, 11 yıllık vb. düzenli ve zamana bağlı değişimler gösterir. Ayrıca iyonosferde, uzay-iklim koşulları (örn. güneş patlamaları, jeomanyetik fırtınalar, vb.), yeryüzü kaynaklı doğa olayları (deprem, tsunami, volkanik patlamalar vb.) ve insan kaynaklı olaylar (örn. Roket fırlatmalar, nükleer patlamalar vb.) nedeniyle beklenmedik düzensiz değişimler de meydana gelmektedir. Bu değişimler iyonosferik düzensizlikler ve/veya aykırılıklar olarak adlandırılır. Deprem ve iyonosfer arasında anlamlı bir ilişki kurulabilmesi için tespit edilen iyonosferik aykırılıklardan diğer tüm bu etkilerin arındırılması, elde edilecek sonuçların doğruluğu ve güvenilirliği açısından önemlidir. Özellikle güneşsel ve jeomanyetik aktivitenin hareketli olduğu günlerde iyonosferde tespit edilen aykırılıkların kesin olarak sismik kaynaklı olduğunu söylemek doğru bir yaklaşım olmayacaktır. Buna ek olarak, uzay-iklim koşullarının sakin olması durumunda bile bir iyonosferik zaman serisinde periyodik (27-günlük, mevsimlik, yıllık vb.) ve kısa zamanlı (kuvvetli fırtınalar, gezici iyonosferik bozucu etki, iyonosferik kabarcıklar vb.) değişimlere bağlı aykırılık tespit etmek mümkündür (Fejer ve Scherliess, 1995). Örneğin, gezici iyonosferik bozucu etki, iyonosferde yaklaşık 1-2 saat görülebilen kısa süreli bir düzensizliktir. Bu nedenle, sismik-

iyonosferik aykırılıkların en az 2 saat boyunca sürekli olması beklenmelidir. Ayrıca jeomanyetik aktivitenin hareketli olduğu günlerde 4-6 saatten kısa süreli aykırılıkların depremle ilişkili olduğunu söylemek gerçekçi olmaz (Pulinets ve Boyarchuk, 2004). Bu yaklaşımla, güneş ve jeomanyetik koşulların sakin olduğu ve aykırılıkların en az 6 saat sürekli olduğu durumlarda, deprem kaynaklı aykırılıklardan bahsetmek kabul edilebilir olacaktır. Özetle, iyonosfer-deprem etkileşimini açık bir şekilde ortaya çıkarabilecek koşullara sahip depremler için deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası iyonosferik durumun araştırılması sonuçların tutarlılığı açısından daha anlamlıdır. Literatürde daha önce birçok depremle ilgili iyonosfer-deprem etkileşiminin farklı yöntem ve veri kaynakları kullanılarak incelendiği çalışmalar yer almaktadır.

Liu ve diğ., (2004), 1999-2002 yılları arasında Tayvan ve çevresinde gerçekleşmiş magnitüd değeri 6 dan büyük 20 depremi GPS-TEİ verileriyle 15 günlük hareketli ortancalar ve çeyrekler açıklığı yöntemlerini kullanarak incelemiştir. Buna göre, 20 depremin 16'sında depremden yaklaşık 5 gün önce iyonosfer tabakasında aykırılığa rastlanmıştır. Bu sonuçlara göre başarı oranı % 80'dir. Sonuç olarak, GPS-TEİ verilerinin büyük depremlerde deprem öncesi iyonosferik aykırılıkları algılamada başarılı olduğu belirtilmiştir.

Liu ve diğ., (2006), 1994-1999 yılları arasında Tayvan'da gerçekleşen magnitüd değeri 5 den büyük 184 depremi, Chung-Li iyonosonda istasyonundan elde ettikleri  $f_0F_2$  verileriyle incelemiştir. Çalışmada, çeyrek açıklık tabanlı kayan pencereler yöntemi kullanılarak 184 depremin 1-5 gün öncesinde iyonosferde 307 deprem ilişkili olası aykırılığa rastlanmıştır. Ayrıca magnitüd değeri yükseldikçe ve deprem merkezine olan yakınlık arttıkça aykırılık görülme sıklığının artmakta olduğu gözlenmiş ve depremle ilgili iyonosferik aykırılıkların enerji ilişkili olduğu belirtilmiştir.

Tsolis ve Zenos, (2009, 2010), 2003-2008 yılları arasında Yunanistan'da meydana gelen ve Mw 5,9 - 6,5 arasında değişen 8 depremle, 6 Nisan 2009 L'Aquila, İtalya depremini Avrupa üzerine dağılmış iyonosonda istasyonlarından elde ettikleri  $f_0F_2$  verileriyle incelemiştir. Yunanistan'da incelenen depremlerin tümünde depremden 1-7 gün öncesi (15 Temmuz 2008 depreminde 17 gün önce) ve 1-2 gün



sonrasında Hilbert-Huang Dönüşümü ve Ampirik Mod Ayırma teknikleri yardımıyla gürültüsüz hale getirilen  $f_0F_2$  verilerinde Çapraz Korelasyon Yöntemi ile aykırılık yakalanmıştır. İtalya depreminden elde edilen sonuçlara göre, depremden 22, 2 ve 1 gün öncesinde Çapraz Korelasyon Yöntemi ile aykırılık yakalanmıştır. Deprem etki alanı içerisindeki iki istasyonun farklı davranışlar göstermesi nedeniyle (Dobrovolsky, 1979)'a göre belirlenen deprem etki alanının sabit olamayacağı, deprem merkezi ve çevresinin atmosferik, jeofizik ve jeolojik yapısının da deprem etki alanını belirlemede etken olabileceği vurgulanmıştır. Ayrıca 15 Temmuz 2008 depreminden 17 gün önce ve 6 Nisan 2009 depremde 22 önce belirlenen aykırılıkların deprem ile ilişkili olabileceği ve literatürde depremde maksimum 12 gün öncesine kadar meydana gelen anomalilerin depremle ilişkili olabileceği düşüncesinin yeniden irdelenmesi gerektiği belirtilmiştir.

Doğan ve diğ., (2011), 17 Ağustos 1999 İzmit depremini Marmara Sürekli GPS Ağı (MAGNET) ağına ait 4 istasyondan (TUBI, DUMT, MERT, KANT) elde ettikleri GPS-TEİ verileriyle incelemiş ve depremde 3 gün öncesinde TUBI, MERT VE KANT istasyonlarında 8-10 TECU değerinde negatif aykırılık tespit etmişlerdir. İlgili günde jeomanyetik aktivitenin sakin olmasından dolayı tespit edilen aykırılık İzmit depremiyle ilişkilendirilmiştir.

Le ve diğ., (2011), Avrupa Yörünge Belirleme Merkezi (Center of Orbit Determination in Europe - CODE) tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritası'ndan elde ettikleri DTEİ değerleri ile 2002-2010 yılları arasında meydana gelen 736 depremi ( $M \geq 6$ ) istatistiksel olarak incelemişlerdir. Deprem dış merkez DTEİ (Düşey Toplam Elektron İçeriği) değerleri, küresel haritanın grid değerlerinden kestirilerek elde edilmiştir. 1-21 günlük dönemde deprem öncesi ve 61-300 günlük dönemde deprem sonrası iyonosfer aykırılıkları incelenmiş ve yüksek magnitudlü, düşük derinlikli depremlerde deprem gününe yakın günlerde iyonosferdeki aykırılıkların sıklaştığı görülmüştür. Ayrıca depremde 15 gün önce ve sonra deprem merkezine yakın (deprem merkezine  $5^0$  enlem ve boylamda) başka bir deprem meydana gelmişse veya herhangi bir manyetik fırtınalı gün ( $Dst < -40nT$  veya  $Dst > 40nT$ ) ve sonrası 3 günde oluşmuş bir iyonosferik aykırılık varsa bu aykırılığın depremle ilişkili olmadığı belirtilmiştir. Deprem öncesi ve deprem sonrası süreçte meydana gelen deprem kaynaklı aykırılıkların oranına göre  $(\langle P_E/P_N \rangle)_{\min} \sim 1$  ve

$\langle P_E/P_N \rangle_{\max} \sim 3,6$ ) deprem öncesi birkaç günde meydana gelen aykırılıkların deprem öncülü olma olasılığı oldukça kuvvetlidir. Ek olarak  $M \geq 7$  ve 20 km'den düşük derinlikli depremlerde deprem öncesi aykırılıkların daha net ve sık görüldüğü belirlenmiştir.

Ouzounov ve diğ., (2011), 11 Mart 2011 tarihli M 9,0 Tohoku, Japonya depremini OLR, GPS-TEİ, LEOIT ve iyonosonda verilerini kullanarak incelemiş ve 4 veri setinin tamamında 8 Mart 2011 günü (depremden 3 gün önce) iyonosferik aykırılık belirlenmiştir. İlgili günde jeomanyetik aktivitenin sakin olmasından dolayı tespit edilen aykırılığın deprem kaynaklı olduğu yorumunda bulunulmuştur.

Fuying ve diğ., (2011), 2007-2009 yılları arasında gerçekleşmiş 50 depremi ( $M \geq 7$ ) Uluslararası GNSS Servisi (International GNSS Service – IGS) tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritaları'ndan elde ettikleri DTEİ verileriyle incelemişlerdir. Çalışmada 50 depremin 47'sinde deprem öncesi 10 günlük dönemde jeomanyetik fırtına etkisinden arındırılmış pozitif ve negatif aykırılıklar belirlenmiştir. Aykırılıklar, DTEİ zaman serisine 10 günlük Hareketli Kayan Pencere Yöntemi uygulanarak tespit edilmiştir. Pozitif aykırılığın daha çok görüldüğü saatler yerel zamana göre 4:00 ve 12:00-18:00'dir. Negatif aykırılık görülme sıklığı düzensizdir.

Yao ve diğ., (2012b), 2010 yılında meydana gelen  $M \geq 7$  depremlerin, deprem öncesi iyonosfer aykırılıklarını IGS tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritaları'ndan elde ettikleri DTEİ değerleri ile incelemiştir. Çevresel ve manyetik alan etkisi nedeniyle iyonosferde meydana gelebilecek değişimler analiz edilmiştir. Çalışmada depremden 0-2 gün öncesinde yerel zamana göre 12:00-20:00 saatleri arasında iyonosferde deprem kaynaklı pozitif ve negatif aykırılıklar yakalanmıştır. Ayrıca deprem kaynaklı maksimum etkinin beklendiği gibi deprem merkezine dik yönde olmadığı, iyonosferik değişimin daha düşük seviyede olsa da deprem merkezinin manyetik eşlenik bölgesinde de görüldüğü, derin odaklı ( $\geq 300$ km) depremlerin de önemli iyonosferik aykırılıklara neden olabileceği, iyonosferde deprem kaynaklı etkinin daha çok deprem merkezinden ekvator yönüne doğru olduğu çalışmada vurgulanmıştır.

Le ve diğ., (2013), 11 Mart 2011 Tohoku-Oki depremi öncesi iyonosferik değişimleri araştırmak için GPS-TEİ verilerini kullanmıştır. Çalışmada, güneş aktivitesinin

büyük bir artış gösterdiği 8 Mart 2011'de TEİ varyasyonunda önemli bir artış tespit edilmiştir. Sonuçlar, sadece güneş aktivitesinin ilgili günde gözlemlenen TEİ artışını üretmek için yeterli olmadığını, aynı zamanda deprem veya jeomanyetik aktiviteler gibi bazı ilave mekanizmaların TEİ artışında önemli bir rol oynayabileceğine işaret etmiştir.

Perevalova ve diğ., (2014), dünyanın farklı bölgelerinde meydana gelen magnitudü 4,1 ile 8,8 arasındaki depremleri, deprem sonrası iyonosferde meydana gelen değişimlere göre incelemişler ve Mw 6,5 değerini eşik değer olarak belirlemişlerdir. Bu değer altındaki depremlerde, deprem sonrası herhangi bir iyonosferik aykırılık tespit edilmemiştir.

Aggarwal (2015), Çin'de meydana gelen Mw 6,9 depremini ve ertesi gün meydana gelen Mw 6,1 artçı depremini, 12 IGS istasyonundan elde ettiği TEİ verileriyle incelemiştir. Buna göre Mw 6,9 depreminden 3-4 gün önce 12 istasyonun hepsinde yaklaşık 7 saat boyunca TEİ değerlerinde düşüş yaşandığı, ilgili gün, öncesi ve sonrasında jeomanyetik ve güneş aktivitesinin sakin olması nedeniyle tespit edilen düşüşün deprem ile ilişkili olduğu belirtilmiştir. Çalışmada ayrıca deprem kaynaklı iyonosferik değişimin fiziksel yapısı incelenmiş ve deprem öncesi radon gazı salınımının gündüz vakitlerinde atmosferik iletkenliği güçlendirebileceği ve atmosferdeki elektrik alanını % 60 oranında artırabileceği belirtilmiştir. Ancak bu artışın tam olarak iyonosferi etkilemesinin mümkün görülmediği ve deprem-iyonosfer arasındaki fiziksel ilişkinin halen tam olarak açıklanması gereken bir olgu olduğu üzerinde durulmuştur.

Guo ve diğ., (2015a), 1 Nisan 2014 Mw 8,2 Şili depremini, deprem dış merkezi KİH-DTEİ, 1 IGS istasyonunda GPS-TEİ ve 3 iyonosonda istasyonunda  $f_0F_2$  değerleriyle incelemişler ve depremden 5 ile 15 gün öncesinde deprem kaynaklı yaklaşık 10-15 TECU değişim gözlemlemişlerdir. Veri analizinde 27-günlük Kayan Çeyrekler Arası Aralık Yöntemi kullanılmış ve sismik-iyonosferik aykırılıklar Çapraz Dalgacık Analizi yöntemiyle güneşsel ve jeomanyetik etkilerden ayrıştırılmıştır. Çapraz Dalgacık Dönüşümü yöntemiyle depremden 5 gün önce meydana gelen aykırılıkların GPS-TEİ değerlerini etkilediği ve bu aykırılıkların ilgili gündeki jeomanyetik aktivite nedeniyle oluştuğu tespit edilmiştir. 15 gün önce oluşan aykırılıkların ise

deprem kaynaklı olabileceği düşünülmüştür. Küresel modelden elde edilen haritalarda deprem kaynaklı etkinin, depremin jeomanyetik eşlenik bölgesinde de görüldüğü belirlenmiştir.

Li ve diğ., (2015) GPS-TEİ, ionosonda, KİH-DTEİ ve COSMIC tarafından tespit edilen elektron yoğunluk profillerini kullanarak 12 Mayıs 2008 tarihinde MS 8,0 Wenchuan depremi ile ilgili iyonosferik aykırılıkları belirlemiştir. 16 GPS istasyonunda elde edilen TEİ varyasyonlarında, Ionosonda ve COSMIC verilerinde 9 Mayıs 2008'de önemli bir pozitif aykırılık tespit edilmiştir. Küresel İyonosfer Haritası'ndan, 9 Mayıs'taki aykırılığın mekansal olarak deprem merkez üssünün güneydoğusunda yer aldığı görülmüştür. Sonuçlar, 9 Mayıs'ta tespit edilen aykırılıkların muhtemelen 12 Mayıs 2008'deki Wenchuan depreminin bir iyonosferik öncülü olduğuna işaret etmiştir.

Oikonomou ve diğ., (2015), Güney Avrupa'da 1998-2013 yılları arasında meydana gelen magnitüdü 5,9 ile 7,2 arasında değişen depremleri GPS-TEİ ve ionosonda  $f_0F_2$  verileriyle çapraz korelasyon, oto korelasyon ve spektral analiz yöntemlerini kullanarak incelemiştir. Elde edilen sonuçlara göre deprem etki alanı içerisindeki istasyonlarda deprem öncesi 12 günlük dönemde deprem kaynaklı aykırılıklar görülmüştür. Çalışmada, jeomanyetik aktivite nedeniyle maskelenmiş sismik kaynaklı iyonosferik değişimlerin Çapraz Korelasyon Tekniği ile daha güvenilir bir şekilde ortaya çıkarılabildiği belirtilmiştir.

Shah ve diğ., (2015), 1998-2014 yılları arasında dünyanın farklı bölgelerinde meydana gelen 1492 depremi ( $M_w \geq 5,0$ ) Küresel İyonosfer Haritaları'ndan elde ettikleri DTEİ değerleriyle incelemiştir. Sonuçlar, magnitüdü 6'dan büyük, doğrultu atımlı ya da ters yönlü kırılma gösteren, derinliği 50 km'den düşük olan depremlerin depremden 5 gün önceki dönemde açıkça TEİ değişimlerine neden olduğunu göstermiştir. Ek olarak, pozitif DTEİ aykırılıkları, negatif olanlara göre daha açık bir şekilde gözlemlenmiştir.

Çalışmanın sayısal uygulamalar bölümünde 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van depreminin, deprem öncesi iyonosferik aykırılıkları incelenmiştir. Van depreminin iyonosferik durumu daha önce bazı çalışmalarda ele alınmış ve kısmen benzer sonuçlara ulaşılmıştır.

Arıkan ve diğ., (2012), 23 Ekim 2011 Mw 7,2 Van depremini CORS-TR'ye ait GPS istasyonlarında simetrik Kullback Leibler Uzaklığı Yöntemi'ni kullanarak incelemiştir. Deprem etki alanı içindeki CORS-TR istasyonlarının deprem merkezine uzaklığına göre 5 farklı bölge tanımı yapılmış (150 km den 780+ km ye) ve yakından uzağa doğru her bölgede azalarak devam eden sismik-iyonosferik etki görülmüştür. Sonuç olarak, depremin 8-9 gün öncesinde deprem kaynaklı olarak yorumladıkları iyonosferik aykırılıkların tespit edildiği belirtilmiştir.

Zolotov ve diğ. (2012), iyonosferin sakin uzay-iklim koşullarını referans alan farklı TEİ haritaları kullanarak Van depreminin olası deprem öncüllerini ele almıştır. Buna göre 20-23 Ekim 2011 tarihlerinde güçlü ve uzun ömürlü TEİ değişimleri (~%40) merkez üssünde ve merkez üssünün manyetik eşlenik bölgesinde gözlemlenmiş ve depremden iki gün önce 21 Ekim'de en yüksek seviyeye ulaşmıştır.

Alcay (2016)'da, Hassas Nokta Konumlandırma (PPP) tabanlı küresel ve bölgesel iyonosfer haritalarını kullanarak Van Depremi'nden 3 gün önce ve 2 gün sonra TEİ değerlerinde artış tespit etmiş ve bu artışın sırasıyla sismik aktivite ve jeomanyetik fırtına ile ilişkili olduğunu belirtmiştir.

Bu tez çalışmasında, Türkiye iyonosferinde deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası meydana gelen aykırılıklar zamansal, mekansal, spektral ve istatistiksel olarak incelenmiştir. GPS/GNSS teknolojisi yardımıyla elde edilen verilerle iyonosferdeki deprem öncülü bulguları farklı teknikler kullanılarak analiz edilmiştir. Olası aykırılıkları en iyi belirleyen ve kullanım (sadelik, programlamaya uygunluk) açısından en uygun yöntem ya da yöntemler aranmıştır. Olası yeni yöntemler ve bunların deprem-iyonosfer çalışmalarına uygulanabilirlikleri test edilmiştir.

Bu amaçla, tezin giriş bölümünde konu ile ilgili literatürde yer alan çalışmalar derlenmiş ve tezin amacı aktarılmaya çalışılmıştır.

Birinci bölümde, iyonosfer tabakasının tanımı, atmosferdeki konumu, uydu ve haberleşme sistemlerine etkisi, katmanları, yerküredeki konumuna göre bölgeleri, zamana bağlı periyodik değişimleri ve iyonosferi etkileyen doğa olayları hakkında bilgiler özetlenmiştir.

İkinci bölümde, iyonosferi etkileyen güneşsel ve manyetik aktiviteleri tanımlayan ve literatürde en çok kullanılan bazı indisler ve bunlar hakkında detaylı bilgiler yer almıştır.

Üçüncü bölümde, iyonosfer ile deprem arasındaki fiziksel ilişkinin tanımı ve teorisiyle ilgili bazı yaklaşımlar sunularak, literatürde konu ile ilgili çalışmalar hakkında bilgi verilmiştir.

Dördüncü bölümde, Türkiye'nin depremselliği hakkında özet bilgi verilmiştir.

Beşinci bölümde, GPS/GNSS teknolojisiyle iyonosferik aktiviteyi belirlemek amacıyla kullanılan üç farklı yaklaşım olan istasyon, bölgesel ve küresel TEİ modelleri kapsamlı olarak ele alınmıştır.

Altıncı bölümde, iyonosferde aykırılık tespiti amacıyla kullanılan bazı klasik ve yeni uygulanan yöntemler detaylı olarak açıklanmıştır. Yöntemler zamansal, mekansal ve spektral olarak üç farklı kategoride ele alınmıştır.

Yedinci bölümde, tez çalışması kapsamında yapılan sayısal uygulamalar üç farklı başlık altında değerlendirilmiştir. Birinci başlık altında, Türkiye iyonosferinin zamansal değişimi 1 Ocak 2003 ile 31 Aralık 2016 yıllarını kapsayan uzun-dönemli bir TEİ zaman serisi üzerinden incelenmiştir. İyonosferin günlük, aylık, mevsimsel ve yıllık değişimleri TEİ değerlerinin ortalama ve standart sapmaları üzerinden irdelenmiş ve ayrıca TEİ varyasyonunun uzay-iklim koşullarına göre değişimi araştırılmıştır. Burada, Türkiye iyonosferinin normal koşullar altındaki periyodik ve trend değişimleri tespit edilmiştir. İkinci başlık altında, bir durum çalışması olarak 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van depreminin olası iyonosferik deprem öncülleri zamansal, mekansal ve spektral analiz yöntemleriyle kapsamlı bir şekilde analiz edilmiştir. Aykırılıklar, klasik yöntemlerin dışında Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü yöntemi ile frekans ortamında tespit edilmiştir. Aykırılıkların mekansal dağılımı, Çapraz Koralasyon Analizi ve CORS-TR istasyonları ile üretilen bölgesel iyonosfer haritaları yardımıyla incelenmiştir. Uzay-iklim koşullarının etkisi Çapraz Dalgacık Dönüşümü yöntemiyle belirlenmiştir. Üçüncü başlık altında, Türkiye'de 1 Ocak 2003 ile 31 Aralık 2016 tarihleri arasında meydana gelen ve magnitüd değeri 5 den büyük 63 depremin deprem öncesi, deprem anı ve deprem sonrası iyonosferik aykırılıkları

tespit edilerek, çeşitli deprem parametrelerine göre istatistiksel olarak analiz edilmiştir. Bu bölümde daha önceki çalışmalarda kullanılan çeşitli varsayımlara işaret edilerek bazı tespit ve önerilerde bulunulmuştur. Altınca bölümdeki tüm sonuçlar tez çalışması kapsamında MATLAB ortamında kodlanan ve/veya derlenen programlarla elde edilmiştir.

Çalışmanın son bölümünde ise, doktora tez çalışmasında elde edilen sonuçlara ve önerilere yer verilmiştir.



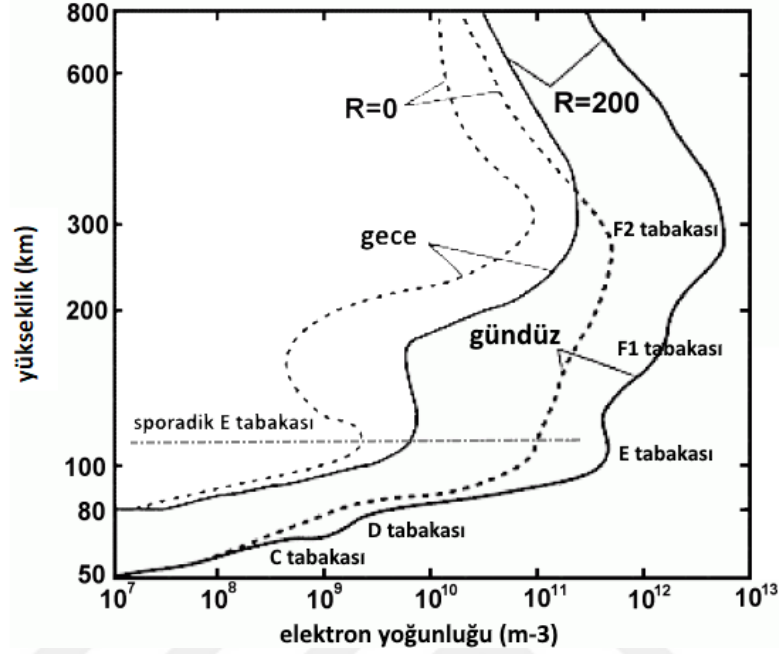
## 1. İYONOSFER VE YAPISI

İyonosfer, zamana bağlı değişken ve karmaşık bir fiziksel sistem olan üç boyutlu bir iyon ve serbest elektron alanıdır. Üst atmosfer tabakasının önemli bir bölümünü oluşturmakla birlikte yeryüzünden atmosfere doğru yaklaşık 50-2000 km yükseklikteki bölgeyi kapsamaktadır (Amerian ve diğ., 2013). İyonosfer tabakasının yüksekliği çeşitli çalışmalarda 80-1200 km (Opperman ve diğ., 2007), 60-1500 km (Abdullah ve diğ., 2010), 50-1000 km (Prasad ve diğ., 2012) olarak belirtilmiştir. Bu bölge iyonize olma potansiyeli olan atomlardan oluşmaktadır. Bu atomlar güneş radyasyonuna maruz kaldığında iyonize hale geçerek iyonosferde serbest halde dolaşan elektron salınımı gerçekleştirir. Serbest hale geçen bu elektronların sayısı güneş radyasyonu ile doğru orantılıdır. Artan serbest elektron sayısı, dünya üzerindeki radyo haberleşmesine olumlu, uydu sinyallerine ise olumsuz etki etmektedir. Elektron sayısının artışı yüksek frekans (HF) radyo dalgalarının yansıma kalitesini artırırken, GPS/GNSS ölçülerinde, doğruluk ve güvenilirlik kaybına yol açan mesafe hataları, hızlı faz ve genlik dalgalanmalarına neden olurlar (Jakowski ve diğ., 2005). Bu yönüyle iyonosfer tabakasındaki değişimin hassas bir şekilde belirlenmesi özellikle uydu-haberleşme teknolojileri açısından önemli bir çalışma alanıdır.

İyonosferdeki iyonlaşma yüksekliğe bağlı olarak değişir ve yükseklik arttıkça iyonlaşma miktarı da artar. Bunun temel sebebi güneş ışınımı ile taşınan enerjinin iyonosferin her bölgesinde aynı olmamasıdır. Bir başka neden de yükseklik arttıkça iyonosferdeki tek atomlu gazların oranının artmasıdır (Nayır, 2007). İyonosfer, yüksekliğe göre değişen yüksüz gaz ve iyonize bileşenlerin termal ve kimyasal özelliklerine göre D, E, F olmak üzere 3 farklı tabakaya ayrılmıştır. F tabakası kendi içerisinde güneş aktivitesine bağlı olarak  $F_1$  ve  $F_2$  olmak üzere iki tabakaya ayrılır (Zolesi ve Cander, 2014). Bu tabakalar birbirlerinden belli sınırlar ile ayrılmış tabakalar değildir. Üst üste geçmiş bu tabakaların kalınlıkları birkaç kilometre ile yüzlerce kilometre arasında değişim göstermektedir. Tabakaların sayısı, yükseklikleri ve iyonlaşma yoğunlukları hem zamanla hem de coğrafik olarak değişmektedir. Şekil



1.1’de iyonosfer tabakalarının gündüz ve gece için elektron yoğunluğu değerleri gösterilmektedir. Şekilde R, aylık ortalama güneş lekeleri sayısını ifade etmektedir.



Şekil 1.1. Gündüz ve gece iyonosfer tabakalarının elektron yoğunluk değerleri (URL - 1)

D tabakası, iyonosferin yeryüzüne en yakın tabakasıdır ve yeryüzünden yaklaşık 50 ila 90 km yükseklikte bulunur. D tabakasının 50 ila 70 km arasındaki bölümü bazı çalışmalarda kozmik ışınlar tarafından oluşan C bölgesi olarak tanımlanmaktadır. D tabakasındaki iyonlaşma 121,6 nanometre dalga boyuna sahip bir radyasyon türü olan L-alpha radyasyonu, atmosferdeki iyonize nitrik oksit gazı ve bazen de güneş döngüsünün en yüksek seviyelerinde sert X-ışınları nedeniyle oluşur. D tabakasında sadece gündüzleri düşük seviyeli iyonlaşma meydana gelmekte ve iyonizasyon seviyeleri gün batımı saatlerinde hızla düşüp, gece saatlerinde tamamen ortadan kalkmaktadır (Parkinson ve Spilker, 1996). Tabakadaki iyonizasyon seviyesi Alçak Frekans (Low Frequency-LF) / Çok Alçak Frekans (Very Low Frequency-VLF) radyo haberleşmesi açısından önemlidir ve GPS/GNSS sinyallerine etkisi bulunmamaktadır.

E tabakası, D tabakasının üzerinde yer alan ve yeryüzünden yaklaşık 90-140 km yükseklikte bulunan iyonosfer tabakasıdır. E tabakasındaki iyonlaşma, aşırı morötesi ışınları ve daha baskın olarak yumuşak X-ışınları nedeniyle oluşur. İyonizasyonu

oluşturan radyasyonların yaklaşık 1 ila 10 nanometre arasında dalga boyları vardır. E tabakasındaki iyonlaşma, Chapman modeline benzer şekilde günlük olarak yerel öğle saatlerinde ve mevsimsel olarak yaz mevsiminde en yüksek seviyeye ulaşır. Bu tabakada da aynı D tabakasında olduğu gibi gün batımına doğru nispeten iyonlaşma azalmaya başlar ancak gece tamamen yok olmaz ve zayıf iyonizasyon devam eder. Bu tabakadaki hava yoğunluğunun D tabakasına oranla oldukça düşük olması nedeniyle serbest elektronlarla etkileşime geçen sinyallerde geri yansıma eğilimi artar. Bu özelliği ile E tabakası, düşük frekans haberleşme sinyallerinin yansıtılarak yeryüzüne geri döndüğü tabakadır. Bu yansıma eğilimi, sinyalin frekansına ve yönelim açısına bağlıdır. Sinyalin frekansı arttıkça E tabakasının yansıtma gücü azalır. GPS/GNSS sinyalleri yüksek frekanslı olduğundan bu bölgede yansımaya uğramaz ancak belli bir oranda kırınımına uğrayarak geçer. E tabakası ayrıca içerisinde sporadik E (Es) tabakasını da barındırır. Es tabakası, E tabakasından bağımsız, zamansal ve mekansal değişkenliğe sahip ve farklı iyonosfer bölgelerinde farklı fiziksel süreçler nedeniyle oluşan bir tabakadır. Bu tabakanın ne zaman ve nerede oluşacağını tahmin etmek pek mümkün değildir. Düşük ve orta enlem bölgelerinde yoğun olarak yaz aylarında ve gündüzleri, üst enlem bölgesinde aurora kaynaklı ve genellikle geceleri görülür. Es tabakasını önemi, elektron yoğunluğu değerlerinin F tabakasının elektron yoğunluğu değerlerine çok yakın olmasıdır.

GPS/GNSS sinyallerinde iyonosfer nedeniyle oluşan hatanın en önemli bölümü iyonosferin F katmanı olarak ifade edilen bölgede gerçekleşir. İyonosferde tabaka yükseklikleri güneş başucu açısı, günün saati, mevsim, güneş döngüsü ve güneş aktivitesine göre değişkenlik göstermekle birlikte en değişken tabaka yüksekliği F tabakasıdır. Yeryüzünden 140 ila 600 kilometre yükseklikte bulunduğu kaba bir yaklaşımla varsayılabilir. F tabakası, radyo spektrumunun yüksek frekans bölümünde, dünya çapında radyo iletişimlerinin oluşturulmasını sağlayan bir reflektör işlevi görür. Çok yüksek frekanslı GPS/GNSS sinyalleri bu bölgede ilerleme/gecikme etkisine maruz kaldığından, iyonosfer kaynaklı mesafe ölçme hataları oluşur. D ve E katmanlarında olduğu gibi, F katmanının iyonlaşma seviyesi, günışığının azalmasıyla birlikte Güneş'ten gelen radyasyonun düşmesiyle azalır ancak iyonlaşma seviyesi D ve E katmanlarına göre gece saatlerinde çok daha yüksektir. Bunun nedeni, F tabakasındaki gaz yoğunluğunun diğer tabakalara oranla

çok daha düşük olması ve sonuç olarak iyonların ve elektronların rekombinasyonun daha yavaş gerçekleşmesidir. F tabakası, iyonosferin güneşe en yakın ve en çok güneş radyasyonuna maruz kalan bölgesidir. İyonizasyonun çoğu, morötesi ışınla birlikte spektrumun çok kısa dalga boylarındaki (10 ila 100 nanometre) kısımlarından kaynaklanır. F tabakası güneş radyasyon seviyesine bağlı olarak ikiye ayrılır: F1 tabakası ve F2 tabakası.

F<sub>1</sub> tabakası, iyonlaşmanın güneş ışınlarının geliş açısı ve güneş lekesi sayısı ile değiştiği 140 ila 210 km yükseklikteki tabakadır. Bu katmandaki iyonlaşmanın ana kaynağı 30,4 ila 58,4 nanometre dalga boylarındaki aşırı morötesi güneş radyasyonudur. F<sub>1</sub> tabakasının yüksekliği güneş aktivitesi, mevsim ve jeomanyetik aktiviteye göre değişir. Chapman modeline uygun şekilde en yüksek iyonlaşma seviyesine öğle saatlerinde ulaşır, yaz mevsiminde kışın olduğundan daha belirgindir. Gece saatlerinde ve bazen kış aylarında gündüz saatlerinde bile F<sub>1</sub> tabakası yok olabilir (Zolesi ve Cander, 2014).

F<sub>2</sub> tabakası, her türlü uzay-iklim koşulları altında günün 24 saati mevcut olan, en fazla iyonlaşmanın görüldüğü ve yeryüzünden yaklaşık 210 ila 600 km yükseklikte bulunan iyonosferin en önemli tabakasıdır. Bu tabakada elektron yoğunluğu zaman, mevsim ve güneş lekesi sayısına bağlı olarak değişir. F<sub>2</sub> tabakasının yapısı oldukça değişkendir. Ekvator bölgesinde, gece saatlerindeki elektron yoğunluğu öğle saatlerinden fazla olabilmektedir. F<sub>2</sub> tabakasının ana iyonizasyon kaynağı, 5 ila 102,7 nanometre dalga boyundaki aşırı morötesi radyasyonu ile oluşan foto-iyonizasyon işlemidir. F<sub>2</sub> tabakasında, zamansal ve mekansal elektron yoğunluğu değişiminin güneşin başucu açısıyla ilişkisi yoktur ve tabaka bu özelliğiyle Chapman modeline uygun bir değişim göstermez. Bununla birlikte, güneşin F<sub>2</sub> tabakası üzerindeki baskın etkisi nedeniyle elektron yoğunluğu değerleri güneşin doğuşundan sonra hızlı bir artış gösterir ve gün içi herhangi bir zamanda maksimum değerlerine ulaşır. F<sub>2</sub> katmanında elektron yoğunluğundaki artış atomik oksijen (O<sup>+</sup>) yoğunluğuna ve elektron yoğunluğundaki düşük moleküler iyonlara (özellikle O<sub>2</sub> ve N<sub>2</sub>) bağlıdır. İyonlaşma nedeniyle oluşan foto-elektronlar, oluşturuldukları yüksüz atomlardan daha sıcaktır. Foto-elektronlar tarafından oluşturulan plazma, gündüz saatlerinde bulunduğu yüksüz ortamdan çok daha sıcak olduğundan yukarı yönlü hareket eder. Yükseklik arttıkça havanın yoğunluğu azaldığından elektronların yüksüz atomlarla

yeniden birleşimi zorlaşmaktadır. Gece saatlerinde güneş ışınlarının etkisi azaldığından plazma soğuyarak aşağı yönlü hareket eder. Yükseklik azaldığında havanın yoğunluğu artar ve burada elektronların yüksüz atomlarla yeniden birleşimi gerçekleşir. Bu süreç F2 tabakasında, günlük olarak elektron yoğunluğunun gündüzleri artıp, geceleri azalmasına neden olmaktadır (Zolesi ve Cander, 2014). Tablo 1.1’de iyonosfer tabaka yükseklikleri, elektron yoğunluğu ve ilgili tabakadaki iyonizasyon kaynağı gösterilmektedir.

Tablo 1.1. İyonosfer tabaka yükseklikleri, elektron yoğunluğu ve iyonizasyon kaynağı

Açıklama	D Katmanı	E Katmanı	F <sub>1</sub> Katmanı	F <sub>2</sub> Katmanı
Yükseklik (km)	50-90	90-140	140-210	210-600
Elektron Yoğunluğu (el/m <sup>3</sup> )	10 <sup>8</sup> -10 <sup>9</sup>	10 <sup>11</sup>	2x10 <sup>11</sup>	10 <sup>10</sup> -8x10 <sup>12</sup>
İyonizasyon Kaynağı	L-alpha ve Sert X-ışınları	Yumuşak X-ışınları ve bir kısım aşırı morötesi	Aşırı mor ötesi ve bir kısım morötesi	Morötesi

İyonosfer coğrafi konuma bağlı olarak, yüksek enlem bölgesi, orta enlem bölgesi ve kutup bölgesi olmak üzere bilimsel çalışmalarda temel alınmak üzere üç ana bölgeye ayrılmıştır. Yüksek enlem bölgesi, auroral ve kutup bölgelerinden oluşmaktadır. Bu bölgede ekvatora oranla daha düşük elektron yoğunluğu ve daha fazla kısa dönemli iyonosferik değişim gözlenmektedir (Danilov ve Lastovicka, 2001). Havadaki atomları harekete geçiren güneş radyasyonu yüklü parçacıkların, üst atmosferde (10-1000 km) meydana getirdiği olağan dışı parlak ışımaya olayına aurora denmektedir. Aurora, kuzey yarım kürede aurora borealis, güney yarım kürede aurora australis olarak adlandırılmaktadır. Auroral bölge, kuzey enlemlerde görülmekte olup yaklaşık 55°-65°K coğrafi enlemleri arasında ve 5°-7° genişliğindedir. Aktif güneş rüzgarlarıyla birlikte yersel manyetik alan çizgileri boyunca taşınan yüklü elektronlar, nötr atmosfer bileşenlerine hızla çarpıp mor ötesi radyasyon ve görünür emisyonuna neden olurlar. Bu tür değişimler manyetik fırtınanın belirtisidir ve TEİ değerlerinin düzensiz değişimine neden olurlar. Yüksek enlem bölgesinin diğer bir kısmını auroral bölgenin üzerindeki enlemlerde bulunan kutup bölgesi oluşturur. Bu

bölgede manyetik alan çizgilerinin, güneş rüzgar plazmasını aktarması sonucu 50-1000 km uzunluğunda ve 250-400 km yükseklikte bulunan yoğun elektron grupları oluşmaktadır (Gizawy, 2003). Orta enlem bölgesi, iyonosferdeki değişimlerin en az olduğu bölgedir. Bu bölgede oluşan iyonlaşma genellikle güneşten gelen X ışını emisyonu ve enerji yüklü mor ötesi radyasyon ile üretilir. İyonlaşma, nötr atmosfer yanında iyonize olmuş kısımları da içine alan kimyasal işlemlerle son bulur. Ekvator bölgesi, güçlü güneş radyasyonu ve yoğun iyonlaşma nedeniyle elektron yoğunluğunun en yüksek olduğu bölgedir. Güneşin yüksek radyasyon seviyesi ve dünyanın manyetik alanı ile elektronlar ekvatorial bölgeye doğru hareket ederler. Ekvatorial bölgedeki elektron yoğunluğunun yükselmesine neden olan bu durum Ekvatorial İyonizasyon Anomali (EİA) olarak adlandırılır.

İyonosfer tabakasında bulunan anlık serbest elektron sayısı zaman, iklim koşulları, coğrafi konum, güneş aktivitesi, jeomanyetik fırtına, tektonik, volkanik ve insan kaynaklı birçok etmene bağlıdır. Tüm bu etkiler içerisinde iyonosferdeki değişimin ana unsuru güneş aktivitesindeki değişimlerdir. Güneş ışınlarının geliş açısı güneşin hareketi doğrultusunda (doğu-batı) yerel zamana bağlı olarak değiştiğinden, güneş ışınlarının geliş açısının dik ( $90^0$ ) ya da dike yakın olduğu 12:00-14:00 yerel saatleri arasında iyonosferdeki elektron yoğunluğu en yüksek seviyededir. Geceleri ise bu yoğunluk, düşük güneş aktivitesi nedeniyle elektronların tekrardan birleşmesi sonucu oldukça düşmektedir. İyonosferde günlük değişimin dışında mevsimsel (gece-gündüz eşitliği ve gün dönümü) değişimlerde meydana gelir. Mevsimsel değişimler dünyanın güneş etrafında dönmesinden kaynaklanan güneş ışınım açısındaki değişimden kaynaklanır. Yine yaz ve kış mevsimleri arasında yarı-yıllık iyonosferik varyasyon değişimleri görülmektedir. 11 yıllık güneş döngüsü de iyonosferdeki elektron yoğunluğu miktarını güneş lekesi sayısı ile doğru orantılı olarak değiştirmektedir. 11 yıllık süreçte güneş aktivitesi iyonosferin günlük varyasyonu gibi normal dağılım eğrisine (simetrik veya simetrik olmayan) benzer şekilde değişir. Bu değişim yıllar arasında farklı güneş aktivitesine ve buna bağlı olarak yıllık farklı iyonosferik varyasyonlara sebep olmaktadır. İyonosferde güneşin hareketi nedeniyle yerel saate bağlı olarak kuzey-güney ve doğu-batı yönlerinde meydana gelen bu değişimler düzenli (periyodik) değişimler olarak adlandırılır. Düzenli değişimlerin modellenmesi doğrusal olması nedeniyle daha kolaydır. İyonosferde meydana gelen

düzensiz değişimlere ise nötr atmosfer (troposfer vd.) ile iyonosfer arasındaki etkileşim, manyetik fırtınalar ve güneş parçacık olayları nedeniyle ortaya çıkan gezici iyonosferik bozucu etkiler, tektonik, volkanik ve antropojenik etkiler örnek olarak verilebilir (Warnant, 2002). Tüm bu düzensiz değişimlerin içerisinde özellikle manyetik fırtınalar önemli düzensiz değişimlere neden olmaktadır. Güneş patlamaları sonucu kopan parçacıkların dünyanın manyetik alanına çarpmasıyla birlikte manyetik fırtınalar oluşur. Bu nedenle dünyanın manyetik alanı değişime uğrar, kopan parçacıklar dünyanın nötr atmosferi ile etkileşime girerek güçlü elektrik alanı oluşturur. Bunun sonucu olarak iyonosferde beklenmedik değişimler meydana gelir (Parkinson ve Spilker, 1996). Güneş ve manyetik aktivite etkisinin derecesini belirlemek amacıyla birçok farklı indis, farklı kurumlar tarafından üretilip ücretli/ücretsiz olarak yayınlanmaktadır. Bu indisler sayesinde bir güneş veya manyetik aktivitenin iyonosfer üzerindeki etkisi tahmin edilebilmektedir. Ayrıca iyonosferdeki değişimin derecesini tanımlayan iyonosferik indisler de bulunmaktadır.

## 2. UZAY-İKLİM KOŞULLARI

İyonosfer tabakasında gözlemlenen aykırılıkların tektonik olaylarla ilişkisini teyit etmek oldukça zordur, çünkü uzay-iklim koşulları ile üst atmosfer ve alt atmosfer olayları (termosfer, atmosferik meteoroloji güdümlü etkiler, gelgitler, yerçekimi ve gezegen dalgaları, vb.) iyonosferdeki rijit değişimlerin kaynağı olabilir. Tüm bu etkilerin içerisinde uzay iklim koşullarını içeren güneşsel ve manyetik aktiviteler en belirgin ve genel etkiye sahip kısmı oluşturur. İyonosferde gözlemlenen bir aykırılığın deprem kaynaklı olduğunu iddia edebilmek için en basitinden uzay-iklim koşullarını, diğer bir deyişle bu koşulların durumunu ortaya koyan indisleri mutlaka dikkate almak gerekir. Uzay-iklim olayları, güçlü güneş aktivitesi sonucu heliosfer bölgesinden gelerek dünyanın manyetosfer-iyonosfer-atmosfer tabakalarını bütünüyle etkilemektedir (Trichtchenko ve diğ., 2007).

### 2.1.Güneşsel Aktivite İndisleri

İyonosferik varyasyon güçlü bir şekilde güneş aktivitesi tarafından yönetilmektedir (Salinas, 2016). Diğer bir deyişle, iyonosferdeki periyodik değişimin ana kaynağı güneştir. Bu periyodik değişim 9 ila 14 yıl arasında değişen ve ortalama bir değer olarak 11 yıllık güneş döngüsüne doğrudan bağlıdır. Güneş döngüleri kendi içerisinde simetrik değildir. Her güneş döngüsü farklı karakteristik özelliğe ve farklı tepe noktası değerlerine sahiptir. (Perrone ve De Franceschi, 1998).

Güneş temelde, Güneş içi (çekirdek, ışınım katmanı ve konveksiyon) ve Güneş atmosferi (fotosfer, kromosfer, geçiş bölgesi ve korona) şeklinde iki parçaya ayrılmaktadır. Güneş yarıçapının (695,508 km) merkezinden 1/3'lük kısmına kadar olan kısım çekirdek olarak adlandırılır ve bu bölge füzyonun gerçekleştiği, enerjinin üretildiği kısımdır. Burada üretilen enerji ışınım katmanına iletilir. Işınım katmanı, çekirdeğin hemen üstündeki 1/3'lük diğer kısmı oluşturur. Bu katmandan enerji konveksiyon bölgesine ışınım olarak taşınır. Taşınan bu ışınım gamma fotonlarından oluşur. Konveksiyon katmanı, Güneşin yüzeyinden yaklaşık 200,000 km içinden

itibaren ışınım katmanına kadar ulaşır. Bu katmanda enerji ışınımsal taşımadan daha çok plazmanın yüzeye doğru düşey yönlü hareketi ile taşınır. Dinamo teorisine göre Güneş'in manyetik alanının temel olarak bu katmanda oluştuğu düşünülmektedir. Güneş atmosferinin en alt katmanı olan Fotosfer (Işık Küre), güneşin yüzeyinden itibaren 500 km yüksekliğe kadar olan kısımdır. Güneş lekeleri bu katmanda gözlemlenir. Güneşin görece en soğuk katmanıdır (~5778K). Kromosfer (Renk Küre), Fotosferin üzerinde 2000 ~ 3000 km'ye kadar uzanır. Sıcaklık kromosferde artarak 20,000K'a kadar ulaşır. Geçiş Bölgesi; Güneşte sıcaklığın çok hızlı bir şekilde 1,000,000K'e kadar yükseldiği katmandır. Korona (Taç Küre), Güneşin geçiş bölgesinin hemen üzerinde 1,000,000K'lık sıcaklığa kadar oluşan katmandır. Bu katmanın beklenenin üzerinde ani olarak ısınma sebebinin manyetik ve basınç kaynaklı olduğu düşünülmektedir (URL-2).

### **2.1.1. Güneş lekesi sayısı (R)**

Güneş lekesi sayısı, güneş döngülerini sayısal bir değer olarak tanımlamak için kullanılan başlıca indislerden biridir. Bu indis ilk kez İsveçli bilim adamı Johann Rudolph Wolf tarafından 1848 yılında ortaya konulmuştur ve bu nedenle Wolf Sayısı olarak da anılmaktadır. Güneş lekesi sayısı,  $R = k + 10g$  formülüyle hesaplanır. Burada f, gözlemlenen toplam leke sayısını, g, deforme olmuş bölge sayısını, k ise gözlem yapılan aletin ölçme kalitesine ait bir sabiti tanımlamaktadır. Güneş lekeleri, güneşin ışık küre katmanında yükselen manyetik akı nedeniyle ışık küredeki ışınım miktarının azalmasıyla oluşan görece soğuk manyetik aykırılık alanlarıdır. Güneş lekeleri daha çok güneşin ekvatorunda ortaya çıkar. Tüm güneş lekelerinin neredeyse yarısı 2 gün içerisinde yok olur ve ancak %10'luk bir kısmı 11 günden daha fazla devam eder (Brekke, 2012). Güneş lekesi sayısı 1700'lerden bu yana gözlemlenmektedir ancak 1818'den sonraki gözlemlerin nispeten daha iyi kaliteli ve 1848 yılından sonraki gözlemlerin ise güvenilir olduğu kabul edilir (Perrone ve De Franceschi, 1998).

### **2.1.2. Güneş radyo akısı (F10.7)**

Güneş lekesi sayısı ile birlikte en çok tercih edilen güneş aktivite indislerinden birisi olan F10.7 dalga boyundaki güneş radyo gürültüsünün güç akısı indisi, güneş lekesi sayısına görece daha kolay ve hızlı bir şekilde elde edilebilen ve standartlaştırılmış



bir indistir. Bu indis, 2800 MHz frekanslı 10,7 cm dalga boyundaki mikrodalga akış yoğunluğunu tanımlar. İndisin birimi sfu'dur ve  $1 \text{ sfu } 10^{-22} \text{ Wm}^{-2} \text{ Hz}^{-1}$ 'a eşittir (Tapping, 2013). 1947 yılından 1991 yılına kadar Ottawa (Kanada)'da bulunan radyo teleskobunda rutin olarak F10.7 ölçüsü alınmıştır. 1991 yılından sonra kayıtlar Penticton (Kanada)'da bulunan radyo teleskobundan alınmaya başlanmıştır. Gözlemlenen ölçüler, güneş-dünya mesafesindeki değişime ve anten gücündeki belirsizliklere göre dengelenmektedir. R indisi ile F10.7 indisi arasında yüksek bir ilişim bulunmaktadır (Şentürk ve Çepni, 2018b).

Güneş radyo akısı (F10.7) değeri ile güneş lekesi sayısı (R) değeri arasındaki dönüşüm aşağıdaki denklemlerle gerçekleştirilebilir (URL-3).

$$F_{10.7} = 67 + 0,572R + (0,0575R)^2 - (0,0209R)^3 \quad (2.1)$$

$$R = 1,61(F_{10.7} - 67) - (0,0733[F_{10.7} - 67])^2 + (0,0240[F_{10.7} - 67])^3 \quad (2.2)$$

Güneş aktivitesini sakin olması durumu, F10.7 indisinin 70 değerinin altında olması ile ifade edilebilir (Guo ve diğ., 2015b). Ancak güneş aktivite indisleri için belirli sınır değerler yerine indislerde meydana gelen değişimler iyonosferik aktivite açısından daha anlamlıdır. Örneğin yüksek veya düşük olsun uzun bir süre aynı seviyede seyreden güneş aktivite indis değerleri, ani bir artış/azalış gösterdiğinde iyonosfer üzerindeki etkisi daha belirgin olacaktır. Buna ek olarak, yüksek güneş aktivitesi durumunda görece kararsız yapısı nedeniyle iyonosfer, beklenmedik anlık değişimlere daha müsait durumdadır.

### **2.1.3. Aşırı morötesi akısı (EUV)**

EUV, elektromanyetik spektrumun 10 - 120 nm dalga boylarını kapsayan güneş radyasyonudur. Bu güneş radyasyonu, üst atmosfer tarafından emilip iyonlaşmayı oluşturarak iyonosfer tabakasının temelini oluşturur. EUV varyasyonları, iyonosferik değişkenliğin üç temel faktörlerinden biridir.

EUV radyasyonu, güneş atmosferinin korona (taç küre) ve kromosfer (renk küre) tabakalarından kaynaklanır. EUV fotonları Dünya'ya ulaşır ve 80 km'nin üzerindeki üst atmosferde tamamen emilir. Yeryüzünden 80 ila 600 km yükseklikte bulunan termosfer tabakasında, ağırlıklı olarak EUV radyasyonu ile ısı artışı

gerçekleşmektedir. EUV, dakikalarla saatler arasında (güneş patlamaları), günlerden aylara (güneş rotasyonu) ve yıllardan on yıllara kadar (güneş döngüsü) farklı zaman ölçeklerindeki bir büyüklük sırasına göre değişir. Bu değişken EUV radyasyonu, termosfer ve iyonosferin benzer büyüklüklere ve zaman ölçeklerine göre değişmesine neden olur. EUV radyasyonu üst atmosfer tarafından emildiğinden, bu büyüklüğü yeryüzünden ölçmek mümkün değildir. Bu nedenle ölçmeler roket ve uydulardan yapılır (URL-4).

#### **2.1.4. Güneşsel rüzgar hızı ( $V_{sw}$ )**

Güneş rüzgarı, Güneş'in taç katmanından 400 km/s ile 800 km/s arasında değişen hızlarda radyal olarak dışarı çıkan ve buradan uzay boşluğuna yayılan sürekli ve oldukça değişken sıcak plazmadır. Güneş rüzgar hızı, koronal deliklerin üzerinde yüksek (800 km/s) ve ışık huzmesi üzerinde düşük (300 km/s) seviyededir. Bu yüksek ve düşük hızlı akışlar birbirleriyle etkileşir ve meydana gelen rüzgar hızı değişimleri Dünya'nın manyetik alanına çarparak Dünya'nın manyetosferinde fırtınalar üretebilir. Güneş rüzgarlarının yerküre manyetosferinde baskın ve doğrusal bir değişim meydana getirdiği bilinmektedir (Papitashvili ve diğ., 2000).

Ulysses, Pioneer 10-11-12, Voyager 1-2, Helios 1-2, Mariner 10 ve ayrıca OMNI gibi uzay araçlarından gelen saatlik verilerin ortalaması alınarak elde edilen günlük ortalama güneş rüzgar hızı verileri, 1964'ten günümüze NASA'nın Ulusal Uzay Bilimleri Veri Merkezi'ndeki (NSSDC) Koordine Edilmiş Heliospheric Gözlemler (COHO) veri tabanından temin edilebilir (Sarkar ve diğ., 2017).

#### **2.2. Manyetik Aktivite İndisleri**

Manyetik fırtınalar, güneşin yüzeyinde oluşan ve yerküreye doğru yüksek hızda ilerleyen güneş rüzgarı (plazma) akımlarının yoğunluklarında meydana gelen ani bir artışla oluşur (Urata ve diğ., 2018). Jeomanyetik fırtınalar genellikle Ani Başlangıçlı Fırtına (Storm Sudden Commencement - SSC) olarak başlar fakat bir jeomanyetik fırtınanın temel başlatıcısı, Kademeli Başlangıçlı Fırtına (Gradual Storm Commencement - GSC)'dir (de Abreu ve diğ., 2017). Manyetik fırtınalar sırasında, magnetosfer ve yüksek-enlem iyonosfer arasında güçlü elektrik alanları ve akımlar iletilir, böylece auroral bölgede Joule ısı artışı ve auroral parçacık çökmesi

meydana gelir. İyonosferin iletkenliği artar, nötr rüzgarlar hızlanır, termosfer ısınarak yapısında değişim meydana gelir ve iyonosferik plazma konveksiyonu yoğunlaşarak yüksek ölçüde bozulur. Harekete geçirilmiş nötr rzgrlar ve bileşimler ekvatora doğru yayılarak tüm dünya üzerinde iyonosferik ve termosferik bozulmalara neden olur (Prölss, 1995).

İyonosferde bir jeomanyetik aktiviteye bağlı oluşan değişimler “iyonosferik fırtına” olarak adlandırılır. Bir iyonosferik fırtınanın derecesi, evrensel zaman, yerel zaman, manyetik fırtına zamanı, manyetik fırtına büyüklüğü, konum, mevsim ve güneş aktivite seviyesine bağlıdır (Matsushita, 1959). Genel olarak, kuzey enlemlerinde özellikle kutup bölgesi ve yakınında negatif yönlü iyonosferik elektron yoğunluğu değişimleri görünürken, güney enlemlerinde kutup bölgesinden uzak bölgelerde pozitif yönlü iyonosferik elektron yoğunluğu değişimleri görünür (Biqiang, 2007).

Prölss (1993) ve Prölss (2006)’da, manyetik fırtınaların iyonosferin orta enlem bölgesinde neden olduğu iyonosferik aykırılıklar hakkında bir yaklaşım önerilmiştir. Prölss (1993) 'e göre, Gezici Atmosferik Bozulma (Travelling Atmospheric Disturbance - TAD) ile oluşan ekvatorial rüzgarlar nedeniyle iyonizasyonun yukarı doğru taşınması ve daha sonra oluşan nötr rüzgarlar, gündüz pozitif iyonosferik aykırılıklara neden olmaktadır. Ayrıca, bozulmuş dinamo alanı tarafından üretilen elektrik alanları, orta enlemdaki pozitif iyonosferik fırtınalara neden olabileceği söylenmiştir (Prölss, 2006). de Abreu ve diğ., (2017)’de pozitif ve negatif iyonosferik fırtınalar, iyonosferdeki iyonizasyonun ana kaynağı olan atomik oksijen ( $O^+$ ) ve rekombinasyonun ana kaynağı olan moleküler nitrojene ( $N_2$ ) bağlı  $O/N_2$  oranı ile ilişkilendirilmiştir. İyonosferdeki moleküler nitrojen seviyesinin artması rekombinasyonu hızlandırmakta ve bu durum sonucunda TEİ varyasyonunda düşüş (negatif fırtına/aykırılık, rekombinasyon), bunun tam tersi durumunda atomik oksijen oranının artmasıyla TEİ varyasyonunda yükseliş (pozitif fırtına/aykırılık, iyonizasyon) meydana gelmektedir (Klimenko et al., 2011a). Kış aylarında pozitif iyonosferik fırtınalar ve yaz aylarında negatif iyonosferik fırtınalar daha sık görülmektedir (Stankov ve diğ., 2010).

GPS/GNSS lmelerinin kalitesine ve güvenirliliğine olumsuz olarak etki eden iyonosferik fırtınaların davranışı ve karakteristik yapısı (yönü, büyüklüğü, etkisi vb.),

yerküre üzerine homojen olarak dağılmış sürekli ölçü yapan sabit GNSS alıcılarının sayısındaki artış ile birlikte son yıllarda daha kapsamlı bir şekilde incelenebilmektedir (Stankov et al., 2006).

Bir manyetik fırtına varyasyonundaki değişim, tepe değerinden (ana faz) önce başlar (başlangıç fazı) ve tepe değerinden (düzeltme fazı) sonra manyetik fırtına öncesi koşullara dönüş gerçekleşir. Bazı durumlarda TEİ değerlerindeki manyetik fırtınaya bağlı artış, fırtına başlangıç fazından daha önce gerçekleşebilmektedir. Bu artış, yaz ve ekinoks aylarında başlangıç fazından yaklaşık 24 saat önce, kış aylarında başlangıç fazından yaklaşık 6 saat önce başlayabilir (Stankov ve diğ., 2010).

Deprem öncülü aranan zaman dilimi içerisinde bir manyetik fırtına meydana gelmiş ise iyonosfer tabakası, manyetosferden kaynaklanan elektrik alanlarından, bozulmuş dinamo alanından ve deprem kaynaklı elektrik alan değişimlerinden aynı anda etkilenir (Forbes, 1989; Abdu et al. 2006, 2012). Bu durum manyetik fırtına ile aynı döneme denk gelen depremler için deprem öncülü arama işini oldukça karmaşık ve sonuçları güvenilmez hale getirmektedir. Böyle bir durumda tespit edilen aykırılıkların depremle ilişkisini kurmak gerçekçi ve bilimsel bir yaklaşım olmaktan uzaktır. Aşağıda manyetik fırtınaların varlığını ve derecesini temsil eden bazı manyetik fırtına indisleri verilmektedir. Tüm bu indisler temelde magnetogramlardan elde edilmiş ölçülerden türetilir.

### **2.2.1. K ve K<sub>p</sub> aralık indisleri**

Lokal kuasi-logaritmik K tamsayı indisi 1938 yılında J. Bartels tarafından manyetik fırtına anındaki düzensiz ve hızlı manyetik değişimlerin bir ölçütü olarak ortaya koyulmuştur (Bartels ve diğ., 1939). K indisi, her bir gözlem evi için ayrı ayrı hesaplanır ve farklı gözlemevi bölgelerinden elde edilen K indis değerleri ile yer seviyesindeki manyetik aktivitenin miktarı ölçülebilir. K indisi 3 saat zaman aralıklı olarak tanımlanır ve her bir gözlem evindeki ölçüyü standartlaştırmak için 0, 1, 2, ..., 9 aralığında bir kuasi-logaritmik tamsayıya dönüştürülür (Love ve Remick, 2007).

K<sub>p</sub> indisi, küresel ölçekli manyetik aktivite seviyesini tanımlamak için kullanılır ve 44<sup>0</sup>K-60<sup>0</sup>G jeomanyetik enlemleri arasında bulunan 13 gözlem istasyonunun ortalama standartlaştırılmış K indisi değerinden elde edilir. K<sub>p</sub> değerleri de K indis

değerleri gibi manyetik alan farklılıklarına göre 0-9 arasında değişmektedir (Menvielle, 2001). Küresel Kp değerleri için veri formatı 0o, 0+, 1-, 1o, 1+, 2-, 2o, 2+,....., 8o, 8+, 9-, 9o biçiminde olup “-“ işareti 1/3 çıkarma “o” herhangi bir değişiklik yapmama “+” işareti 1/3 ekleme anlamına gelmektedir. Kp indisinin 4 değerinin altında olması jeomanyetik aktivite açısından sakin bir duruma işaret etmektedir (Menvielle ve Berthelier, 1991).

K ve Kp indisleri ile ilişkili başka birçok indis bulunmaktadır. Ak ve Ap, K ve Kp indislerinin doğrusal varyasyonlarıdır. Kn, An, Ks ve As, sırasıyla kuzey ve güney yarımküre gözlem istasyon ölçülerini kullanmaları dışında Kp ve Ap indislerine benzerdir ve bu indislerin küresel ortalamaları Km ve Am'dir. Bir diğer manyetik alan indisi olan aa indisi, Kp indisiyle eşdeğer olmasına karşın biri kuzey yarımkürede diğeri güney yarımkürede olmak üzere sadece iki farklı yarımküredeki gözlem istasyonu değerlerini kullanır. aa indisinin en önemli özelliği 1868'dan beri sürekli hesaplanması ve bu açıdan manyetik aktivite indisleri arasında en uzun tarihsel zaman serisine sahip olmasıdır (Love ve Remick, 2007).

### **2.2.2. Dst ve A<sub>sym</sub> ekvatoryal fırtına indisleri**

Dst indisi, yakın-ekvator jeomanyetik gözlem istasyonlarından 1 saatlik aralıklarla elde edilen ve manyetik fırtına derecesini tanımlayan indistir (Sugiura, 1964). İndis manyetik alanın yatay düzlemdeki bileşeninin ekvatordaki azalmasını ifade eder. Dst değerindeki azalma jeomanyetik fırtına şiddetinin arttığını gösterir. Birimi nanoTesla (nT)'dir (Hunsucker ve Hargreaves, 2003). Dst indisinin hesabında, düşük enlem magnetogramlarından elde edilen 1 dakika çözünürlüklü yatay manyetik yoğunluk verileri kullanılır. Elde edilen ölçülerden günlük ve düzenli varyasyonlar çıkarılır. Her gözlemevinden elde edilen verilere geometrik bir düzeltme yapılarak ölçüler manyetik ekvatora göre normalleştirilir. Burada son halini alan ölçülerin ortalaması Dst indis değerini tanımlar. Dst indisi, fiziksel teorisi iyi bir şekilde ortaya koyulduğundan, manyetosfer üzerindeki araştırmalarda en yaygın kullanılan indislerden biridir. Dst indisi, diğer manyetik aktivite indisleri gibi bir aralık değer indisi değildir. Burada bağıl indis olan A<sub>sym</sub> indisi, 4 farklı gözlem istasyon değerlerinden elde edilen ölçülerin bir sıra halinde, en yüksek ve en düşük değerleri

arasındaki fark olarak tanımlanır (Love ve Remick, 2007). Manyetik fırtınayı seviyelerini ifade eden Kp ve Dst indis değerleri Tablo 2.1’de gösterilmektedir.

Tablo 2.1. Manyetik fırtına seviyeleri (URL-5)

Manyetik fırtınanın derecesi	Kp indisi	Dst indisi (nT)
G1 Küçük	K=5	Dst>-20
G2 Orta	K=6	-20>Dst>-50
G3 Kuvvetli	K=7	-50>Dst>-100
G4 Şiddetli	K=8 (-9)	-100>Dst>-300
G5 Aşırı	K=9	-300>Dst

### 2.2.3. Auroral (kutupsal) elektrojet indisi (AE)

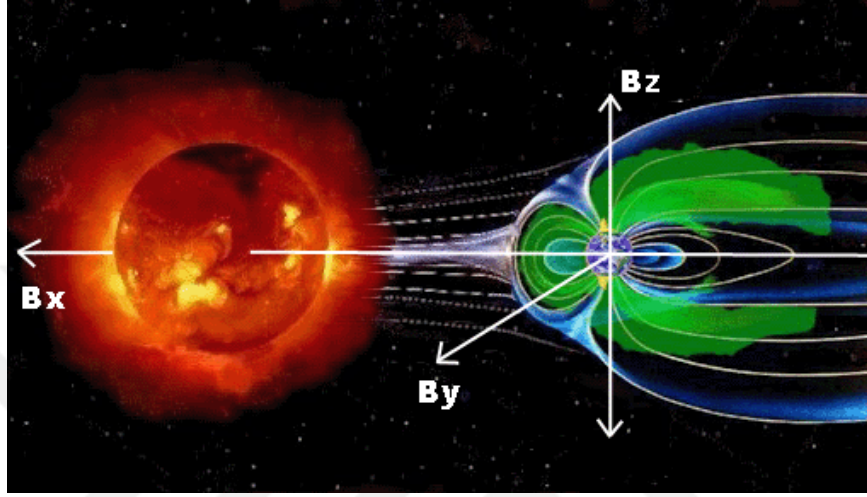
Auroral elektrojetler, kutup bölgesi iyonosferinde oluşan yatay elektrik akımlarıdır. Kutup bölgesindeki bu değişimleri ifade eden indisler ilk kez Davis ve Sugiura (1966) tarafından ortaya koyulmuştur. Bu indisler, 61°K ila 70°K enlemleri arasında 12 gözlem istasyonunda ölçülen yatay bileşendeki jeomanyetik değişimden türetilir (Nakamura ve diğ., 2015). Auroral gözlem istasyonlarından elde edilen 1 dakika çözünürlüklü veriler, manyetik olarak en sessiz 5 gündeki ortalama yatay yoğunluk değerinden çıkarılarak AE indisi hesaplanır. Tüm gözlem istasyonlarından elde edilen 1 dakikalık veriler sıralanarak bu verilerin en büyük değeri (AU) ve en küçük değeri (AL) elde edilir. Bu iki değer arasındaki fark AE indisi (AU - AL) ve iki değer in ortalaması AO indisi ( $1/2 (AU+AL)$ ) olarak tanımlanır (Love ve Remick, 2007).

### 2.2.4. Gezegenler arası manyetik alan indisi (IMF)

IMF, güneş rüzgarları tarafından uzay boşluğuna taşınan güneş manyetik alanının bir parçası olarak ifade edilmektedir. Güneşin kendi etrafındaki dönüşünden dolayı IMF, güneş rüzgarına benzer şekilde sarmal bir desende dışarı doğru ilerler. IMF, Güneş'in manyetik alanının açık olduğu bölgelerden çıkan alan çizgilerinin eşlenik bölgesine dönmeden sonsuz bir uzunlukta uzaya uzandığı alanlardır.

Güneş'in manyetik ekvatorunun düzlemi boyunca, zıt doğrultuda yönlendirilmiş açık manyetik alan çizgileri birbirine paralel olarak ilerler ve "gezegenler arası akım tabakası" veya "güneşsel akım tabakası" olarak bilinen ince bir akım tabakası ile

ayrılırlar. Bu alan çizgileri eğilip, bükülerek bir balerin eteğine benzer şekilde uzay boşluğuna yayılır. Dünya manyetik alanı, bu dalgalanan akım tabakasının bazen üstünde ve bazen de altında kalır ve bu durum IMF'nin kutuplaşmasında düzenli, periyodik değişimlere neden olur. Değişken pozitif (Güneşten uzak) ve negatif (Güneş'e doğru) kutuplaşma dönemleri, manyetik sektörler olarak bilinir.



Şekil 2.1. IMF'nin üç eksenini (URL - 6)

IMF, ikisi ( $B_x$  ve  $B_y$ ) yörünge düzlemine paralel yönlendirilmiş üç bileşenli bir vektördür (Şekil 2.1).  $B_x$  ve  $B_y$  bileşenleri, auroral aktivite için önemli değildir. Gezegenel manyetik alanın kuzey-güney yönü ( $B_z$  bileşeni), auroral aktivitenin en önemli bileşenidir.  $B_z$ , yörünge düzlemine diktir ve güneş rüzgarındaki dalgalanmalar ve diğer etkiler nedeniyle oluşur. IMF ve jeomanyetik alan çizgileri birbirlerine zıt şekilde yöneldiğinde, güneş rüzgarı akışından manyetosphere enerji, kütle ve momentum aktarımı oluşur.  $B_z$  bileşeni tam güneye yöneldiğinde akım kolaylaşır ve böylece manyetosphere'deki en kuvvetli etki ortaya çıkar. Jeomanyetik bir fırtınanın oluşması için IMF- $B_z$  yönünün güneye doğru olması oldukça önemlidir. IMF- $B_z$  yönünün kuzeye doğru olması durumunda sadece yüksek güneş rüzgar hızlarına ( $V_{sw}$ ) sahip olaylarda jeomanyetik bir fırtına oluşabilir (URL - 6).

### 3. İYONOSFER-DEPREM İLİŞKİSİ

Depremlerin gerçekleşmeden önce, iyonosfer tabakasında değişimlere neden olabilecek bir fiziksel süreci tetiklediği ve bu sürecin iyonosferde beklenmedik aykırılıklara neden olduğu daha önceki çalışmalarda belirtilmiştir. Bu fiziksel süreç, elektrik alan (Sorokin ve diğ., 2006; Pulinets, 2009), akustik-gravite dalgaları (Rozhnoi ve diğ., 2007; Kaladze ve diğ., 2008; Klimenko ve diğ., 2011b) ve elektromanyetik (Hayakawa ve Fujinawa, 1994; Hayakawa ve Molchanov, 2002) gibi farklı teoriler ile açıklanmaya çalışılmıştır. Literatürde yer alan çalışmalarda; iyonosfer üzerinde etkili olabilecek uzay-iklim koşulları ve çeşitli diğer varsayımlar ortaya konularak, bu olasılıkların elenebileceği bir süreçte meydana gelen bir depremin öncesinde iyonosferde gerçekleşen değişimlerin deprem kaynaklı olabileceği şeklinde irdelemeler yapılmıştır.

Şu ana kadar iyonosfer ve deprem arasındaki fiziksel süreci kesin olarak tanımlayan ve kanıtlayan bir çalışma bulunmamakla birlikte, süreç hakkında çeşitli görüşler ortaya atılmıştır. Bu yaklaşımlardan bazıları  $E \times B$  sürüklenmesi ve akustik gravite dalgalarıdır. Deprem öncesi tetiklenen elektrik alanının (E) iyonosfere nüfuz ettiği bölgede yerel manyetik alan (B) etkisiyle iyonizasyonda elektriksel alanın yönüne bağlı olarak yukarı veya aşağı yönlü oluşturduğu harekete  $E \times B$  sürüklenmesi denir (Devi ve diğ., 2008).  $E \times B$  sürüklenmesi teorisi, deprem-iyonosfer ilişkisini açıklaması açısından yeterli görülmemiş bir teoridir. Diğer bir yaklaşım, güçlü depremler öncesi oluşan akustik gravite dalgalarının iyonosferde değişime neden olduğudur. Bu teoriye göre akustik gravite dalgaları, gerçekleşmesi yakın bir depremin dış merkez ve çevresi üzerindeki iyonosferin yerel bir bölgesinin durağan olmayan Joule ısıtmasından kaynaklanır (Hegai ve diğ., 1997, 2006). Akustik gravite dalgaları troposferdeki çok sayıda fiziksel olayın yorumlanması ve iyonosferik plazmanın dinamiği için önemli bir rol oynamaktadır.



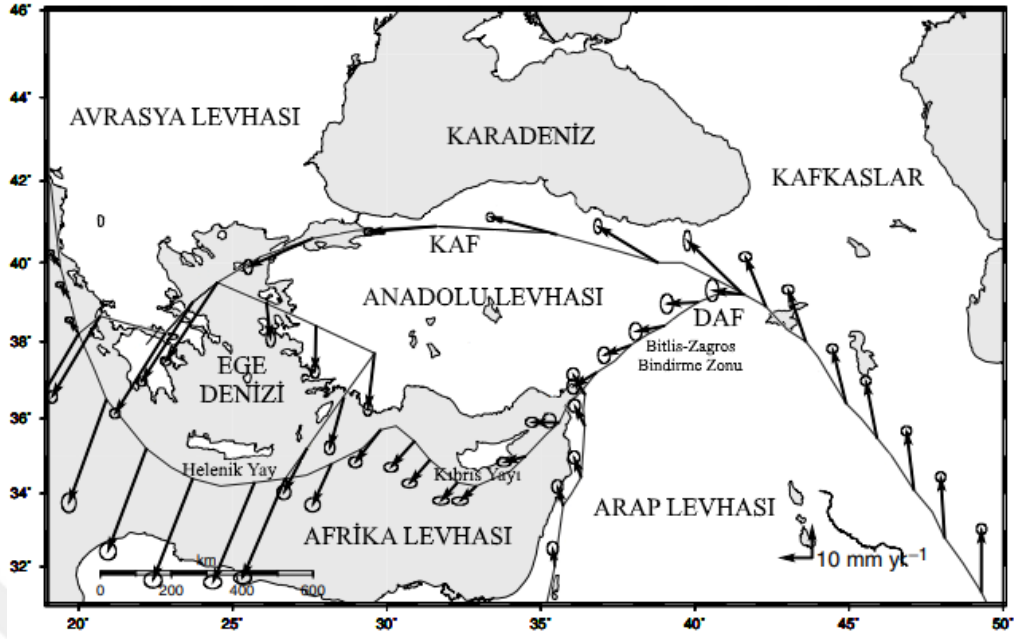
Deprem-iyonosfer arasındaki ilişkiyi açıklamaya çalışan teorilerin hemen hepsinde deprem öncesi bir elektrik alan değişiminin varlığından bahsedilmektedir. Burada önemli hale gelen diğer bir soru, depremler öncesi elektrik alan değişimlerinin nasıl meydana geldiğidir. Konuyla ilgili yaklaşımlardan bazıları güçlü atmosferik elektrik alanları, pozitif yüklü delikler ve yarı-elektrostatik modeldir.

Güçlü atmosferik elektrik alanların, yeryüzü üzerinde veya yakın bir bölgesinde meydana geldiği düşünülmektedir. Bu elektrik alanların oluşmasına neden olabilecek teorilerden biri, deprem öncesi radon gazı salınımı nedeniyle oluşan iyonlaşmadır. Deprem öncesi aktif faylardan ve çatlaklardan gelen radon yayılımı, yeryüzeyinde büyük bir düşey yönlü elektrik alanı üreten yakın zemin atmosferini iyonize edebilir (Pulinets ve Boyarchuk, 2004). Freund (2000) tarafından, depremlerden önce mikrokırılma ile ilişkili pozitif yüklü deliklerin, odak alanından zemin yüzeyine yayıldığı da belirtilmiştir. Kim ve Hegai (1999) ve Pulinets ve diğ. (2000) bir yarı-elektrostatik atmosfer-termosfer-iyonosfer ilişkisi modelini önermiştir. Sismik kaynaklı yarı statik alan, depremden önce radyoaktif parçacıkların (radon) ve diğer yüklü aerosol parçacıkların atmosfere yayılması nedeniyle oluşur. Bu yarı-statik elektrik alanı, iyonosferin alt katmanına nüfuz ederek jeomanyetik alan boyunca iyonosferin F<sub>2</sub> katmanına iletilir ve deprem başlangıcından önce  $E \times B$  kayması etkisi ile iyonosferin dinamiğini ve elektron yoğunluk dağılımını değiştirebilir. Buna göre, zemin yüzeyinde yaklaşık 1 kV/m düşey yönlü elektrik alanının iyonosferde yine yaklaşık 1 mV/m yatay elektrik alanı oluşturabileceği tahmin edilmiştir. Ancak Xu ve diğ., (2011)'de iyonosfere nüfuz eden elektrik alanının veriminin çok düşük olduğu, deprem etki alanı içerisinde yerküre üzerindeki 1000 V/m genlikli elektrik alan değişiminin, iyonosferdeki yatay elektrik alanına etkisinin gündüz saatlerinde daha az olmakla birlikte gece saatlerinde sadece 0,7 mV/m olduğu belirtilmiştir. Namgaladze ve diğ. (2009), ekvatoryal bölgede meydana gelen depremler için deprem etki alanındaki doğu yönlü anormal elektrik alanlarının, plazmanın yukarı (atmosfer) yönlü hareketiyle daha düşük O<sub>2</sub> ve N<sub>2</sub> yoğunluklarına sahip alana geçişine yol açtığını öne sürmüştür. Sonuç olarak, iyonosferin F<sub>2</sub> katmanında O<sup>+</sup> oranının azalmasıyla elektron yoğunluğunda ve ekvatoryal anomalide artış gözlenebilmektedir.

#### 4. TÜRKİYE’NİN DEPREMSELLİĞİ

Küresel ölçekte Türkiye’nin tektonik durumuna bakıldığında Alp-Himalaya Kuşağı üzerinde yer aldığı görülmektedir. Bu kuşak, batıda Alpler’den başlayıp ülkemizi, İran’ı, Pakistan’ın güneyini ve Hindistan’ı geçip Tibet Platosu’na doğru uzanan bir yapıdır. Türkiye bölgesel tektoniği genel olarak Arap plakasının kuzey yönlü  $24\pm 1$  mm/yıl ve Anadolu plakasının batı yönlü  $9\pm 1$  mm/yıl hareketinin etkisi altındadır (McClusky ve diğ., 2003; Reilinger ve diğ., 2006). Yıllık hareket hızlarından, Anadolu levhasının Arap levhasından daha yavaş hareket ettiği görülmektedir. Batı Anadolu Genişleme Bölgesi ile Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Bölgeleri olarak adlandırılan iki ana doğrultu atımlı fay sistemi bu tektonik özelliklerden kaynaklanmaktadır. Ülkemizin batı kısmında, açılma rejiminin baskınlığı nedeniyle bölgede horst ve graben yapıları oluşmuştur. Ayrıca bu yapı Ege Denizi içerisindeki ada oluşumlarını volkanizma etkisiyle meydana getirmiştir. Bununla birlikte Arap ve Anadolu levhalarının çarpışması sonucunda da çeşitli volkanizma bölgeleri meydana gelmektedir. Bitlis-Zagros Bindirme Zonu olarak isimlendirilen bu bölgede aktivitesini yitirmiş volkanlar bulunur. Ülkemizin güney-güneybatı kısmında ise Afrika levhasının Anadolu levhası ile çarpışması sonucu daha yaşlı olan Afrika levhasının diğerinin altına doğru dalması gözlenmektedir. Bundan dolayı da Helenik ve Kıbrıs Yayı olarak adlandırılan tektonik yapılar oluşmuştur. Karmaşık temel tektonik yapıların sismotektonik süreçlerin tetikleyicisi ve temel etmeni olmasının sonucu olarak Türkiye, kıtasal deformasyonu oluşturan mekanizmalar nedeniyle, büyük depremler ve izleyen deprem etkinliklerine maruz kalabilecek sismik olarak aktif bir bölgede yer almaktadır (Şekil 4.1).

Türkiye coğrafyası normal, ters ve doğrultu atımlı fayların oluşturduğu çeşitli tektonik yapılara ev sahipliği yapmaktadır. Türkiye tektoniğinin bu kendine özgü karakteristik yapısı ve kuşkusuz depremlerin insan ve toplum hayatı üzerindeki ağır yıkıcı etkisi dolayısıyla, Türkiye’nin depremselliği pek çok farklı bilimsel çalışmaya konu olmakta, bu çalışmalar gerek toplum gerekse bilim dünyası için önem arz etmektedir (Ambraseys ve Jackson, 2000; Sato ve diğ., 2004; Selçuk, 2016).



Şekil 4.1. Türkiye ve yakın çevresinin aktif tektonik yapısı ve GPS hızları (McClusky ve diğ., 2003'den düzenlenmiştir)

Bu tez çalışmasında, Türkiye'de geçtiğimiz 10 yılda meydana gelen en yüksek magnitüd değerine sahip Van depreminin iyonosferik öncülleri bir durum çalışması olarak kapsamlı şekilde incelenmiştir. Van depremi, Türkiye'nin doğusundaki en büyük illerden biri olan Van'da, 23 Ekim 2011 tarihinde saat 10:41 UTC'de meydana gelmiştir. Türkiye'nin Doğu Anadolu Bölgesi'nin tektonik yapısı, deprem oluşumunda temel faktördür. Arabistan plakasının Anadolu plakasına doğru hareketi, GPS ölçmelerine göre 20-30 mm/yıl civarındadır (Reilinger ve diğ., 2006). Bu nedenle Doğu Anadolu Bölgesi, Arap plakasının Anadolu plakasıyla çarpıştığı tektonik olarak aktif bir bölgedir. İki plakanın çarpışması, bölgede çeşitli büyüklük ve yöne sahip birçok doğrultu atımlı ve ters fayların oluşumuna yol açmaktadır (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988).

Van depreminin fay kırığı güneybatı yönünde tek taraflı olup ters fay mekanizması 5 km derinliğin altında kalmıştır (Irmak ve diğ. 2012). Depremin toplam sismik momentini  $4,6 \times 10^{19}$  Nm olarak hesaplanmıştır ve buna karşılık moment büyüklüğü (Mw) 7,1'dir (Utkucu, 2012). Deprem merkez üssü koordinatları  $38,7578^{\circ}$ K,  $43,3602^{\circ}$ D ve deprem derinliği 15 km olarak, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme ve Değerlendirme Merkezi (KRDAE-BDTİM) tarafından belirlenmiştir.

## 5. İYONOSFER MODELLERİ

GPS/GNSS ölçüleriyle iyonosfer için elde edilen temel parametre Eğik Toplam Elektron İçeriği (ETEİ)'dir. ETEİ, bir uydu ile alıcı arasında, sinyal yolu boyunca sinyalin iyonosfer geçişi sırasında elde edilen bir değerdir. ETEİ değeri yol uzunluğundan bağımsız ve nesnel bir ölçüt tanımlayabilmek amacı ile Düşey Toplam Elektron İçeriği (DTEİ) değerine çevrilir. DTEİ, tüm elektronları tek bir tabakada varsayan tek tabaka modeli ve haritalama fonksiyonu olarak isimlendirilen bir bağıntı ile kolayca hesaplanır. Birbirinin türevi olan bu iki değer GPS/GNSS ile elde edilebilecek direkt ölçülerdir. Bunun dışında elde edilecek değerler bu değerlerin modellenmesiyle elde edilir. Bu modeller istasyon (alıcı), bölgesel ve küresel ölçekli olarak üç temel başlıkta ele alınmaktadır. Direkt ölçülere dayanmayan çeşitli deneysel modeller de bir iyonosfer modeli olarak karşımıza çıkmaktadır.

### 5.1.İstasyon TEİ Modeli

GPS/GNSS sinyallerindeki iyonosferik gecikme sinyal frekansının karesinin tersi ile orantılı olduğundan, sinyal yolu boyunca TEİ değeri farklı frekansa sahip gözlemlerle kod ölçüleri, faz ölçüleri veya her ikisinin birleşimi ile elde edilebilir (Ciraolo ve diğ., 2007). Literatürde tek frekans ile TEİ hesabıyla ilgili çalışmalar olsa bile bu çalışmanın konusu içerisinde yer almamaktadır.

Bir sinyal yolu boyunca TEİ değeri,

$$TEİ = \int_l Ne(\vec{r}, t) ds \quad (5.1)$$

denkleminde elde edilir. Denkleminde  $Ne$ ,  $l$  sinyal yolu boyunca elektron yoğunluğunu ifade etmektedir. Sinyal yolu boyunca elektron yoğunluğunun doğrusal integrali, Eğik Toplam Elektron İçeriği (ETEİ) değerine karşılık gelir. ETEİ, GPS/GNSS uydusundan (dünya yüzeyinden yaklaşık 20,200 km yükseklik) alıcıya sinyal yolu geometrisine bağlıdır. ETEİ bir haritalama fonksiyonu yardımıyla yeryüzüne dik doğrultudaki serbest elektron miktarını belirten Düşey Toplam Elektron İçeriği (DTEİ)'ne dönüştürülür. Bu dönüşüm küresel ve bölgesel iyonosfer

modellerinin giriş verisini oluşturan ve iyonosferdeki tüm iyonizasyonu tanımlamada daha etkili bir parametre olan DTEİ değerlerinin elde edilmesi açısından önemlidir. İyonosfer küresel ve bölgesel olmakla birlikte tek bir istasyon için de belirlenebilmektedir. Bu durumda tüm elektronların sonsuz incelikte bir tabakada yer aldığı varsayımıyla (tek tabaka modeli), istasyonun ölçme anında sinyal aldığı tüm uydular için hesaplanan DTEİ değerlerinin bir ağırlıklandırma fonksiyonu yardımıyla ağırlıklı ortalaması alınarak Toplam Elektron İçeriği (TEİ) değeri elde edilir (Schaer, 1999). TEİ, ölçme anında istasyonun zenitindeki serbest elektron miktarının nicel büyüklüğünü temsil etmektedir. TEİ değeri TECU biriminde ifade edilmekte ve 1 TECU  $10^{16}$  elektron/m<sup>2</sup>'ye karşılık gelmektedir. GPS ile elde edilen TEİ doğruluğu  $3 \times 10^{14}$  elektron/m<sup>2</sup>'dir. Bu değer L<sub>1</sub> sinyalinde 3mm ve L<sub>2</sub> sinyalinde 5mm'ye karşılık gelmektedir (Calais ve Minster, 1998).

GNSS sinyalleri ile istasyon bazlı TEİ hesabında 3 farklı yaklaşım bulunmaktadır. Bunlar kod ölçüleriyle, faz ölçüleriyle veya her ikisinin kombinasyonu şeklindedir. Kod ölçülerinde gürültü oranı ve çoklu-yol hatası görülme sıklığı yüksektir. Faz ölçülerinde belirsiz parametrelerin fazlalığı nedeniyle hesap yapmak zordur. Literatürde bu iki ölçünün bir birleşimi olan faz nivelmanı, yani faz ölçüleriyle yumuşatılmış kod ölçüleri ile TEİ hesaplama daha çok tercih edilen bir yöntemdir (Ciraolo ve diğ., 2007).

L<sub>1</sub> ve L<sub>2</sub> sinyallerinin geometriden bağımsız doğrusal birleşimi ( $L_4 = L_1 - L_2$ ) istasyon bazlı TEİ hesaplamasında kullanılır. Taşıyıcı faz gözlemlerinin L<sub>4</sub> birleşimi,

$$L_4 = L_1 - L_2 = -\beta ETEİ + \lambda_1 B_{1,i}^k - \lambda_2 B_{2,i}^k \quad (5.2)$$

Burada,  $\beta = \alpha \left( \frac{1}{f_1^2} - \frac{1}{f_2^2} \right)$  şeklinde bir sabit sayı,  $\lambda_1 B_{1,i}^k - \lambda_2 B_{2,i}^k$  ise başlangıç fazı belirsizliğidir. Sapma (bias) değeri  $\lambda B_i^k$  aşağıdaki şekilde hesaplanır (Schaer, 1999) (i ve k indisleri sırasıyla alıcı ve uyduları temsil etmektedir).

$$\lambda B_i^k = \lambda (N_i^k + \delta N_i^k) + c(b^k + b_i) \quad (5.3)$$

Burada  $\lambda$  dalga boyu,  $N_i^k$  bir tamsayı,  $\delta N_i^k$  faz dönüklüğü etkisi, c ışık hızı ve  $b^k, b_i$  uydu ve alıcı donanım gecikmeleridir. Gecikme terimleri ve tamsayı fazları pratikte

ayrı şeyler değildir ve sapma belirsizlikleri olarak tanımlanırlar (Mannucci ve diğ., 1998). Taşıyıcı fazdan gelen bu belirsizlikleri azaltmak için faz nivelmanı tekniği yaygın olarak kullanılır. Faz nivelmanı tekniği temelde sürekli bir ölçme süreci boyunca kod ve taşıyıcı faz gözlemlerinin birbirinden farkının alınması sürecine dayanır (Ciraolo ve diğ., 2007).

$$P_4 = P_1 - P_2 = \beta ETE\dot{I} + c(\Delta b^k - \Delta b_i) \quad (5.4)$$

$$\langle L_{4, \text{arc}} + P_4 \rangle_{\text{arc}} \cong \lambda_1 \delta N_1 - \lambda_2 \delta N_2 = B_4 \quad (5.5)$$

$$L_4 = L_4 + \langle L_{4, \text{arc}} + P_4 \rangle_{\text{arc}} = \beta ETE\dot{I} + b_4^k + b_{4, i} + B_4 \quad (5.6)$$

Denklem (5.5)'de iyonosferik gözlemdaki faz belirsizliği nedeniyle oluşan sapma dengelenmektedir. Sonuç olarak ETEİ değeri Eşitlik (5.7) yardımıyla hesaplanır.

$$ETE\dot{I} = \beta^{-1} \left( L_4 - (B_4 + b_4^k + b_{4, i}) \right) \quad (5.7)$$

Donanım kaynaklı uydu ( $b^k$ ) ve alıcı ( $b_i$ ) gecikmeleri (Differential Code Biases - DCBs) IGS ürünlerinden elde edilebilmektedir ancak IGS ağına olmayan istasyonlar için alıcı DCBs değerleri ayrı olarak hesaplanmalıdır. ETEİ değerleri bir ölçü epöğunda alıcının sinyal aldığı her uydu için hesaplanır (Şentürk ve Çepni, 2018a).

ETEİ, tüm elektronların sonsuz incelikte bir tabakada yer aldığı varsayımına dayanan tek tabaka modelinden türetilen bir haritalama fonksiyonu yardımıyla DTEİ değerlerine çevrilir (Schaer, 1999, Alizadeh ve diğ, 2011).

$$DTE\dot{I} = ETE\dot{I} \sqrt{1 - \left( \frac{R_E}{R_E + h_m} \sin \varepsilon \right)^2} \quad (5.8)$$

Burada  $\varepsilon$  uydu yükselme açısı,  $R_E$  dünyanın yarıçapı,  $h_m$  ise maksimum elektron yoğunluğunun bulunduğu iyonosfer yüksekliğidir.  $h_m$  zamana ve konuma göre değişmekle birlikte genellikle 350-450 km arasında bir değer almaktadır. DTEİ herhangi epokta GPS/GNSS istasyonunda sinyal alınan her uydu için hesaplanır. DTEİ değeri, uydudan alıcıya gelen sinyalin iyonosferi kestiği noktanın (Ionospheric Pierce Point - IPP) (Smith, 2004) yeryüzündeki izdüşümüne denk gelen konumdaki

(Sub-ionospheric Point - SIP) (Boutiouta ve Belbachir, 2006) elektron yoğunluğu değerine denk gelir. Eğer alıcının zenitindeki TEİ değeri hesaplanmak isteniyorsa, uyduların SIP noktalarındaki DTEİ değerleri kullanılarak bir ağırlıklandırma veya yüzey kestirim yöntemiyle alıcı TEİ değeri elde edilebilir. TEİ hesabı için mevcut uydu sayısını azaltmasına rağmen, alçak yükseklik açılarında oluşan çoklu yol etkisi ve alt iyonosfer kaynaklı belirsizliği en aza indirmek için, sadece belli bir yükseklik açısının (genellikle  $15^0$ ) üzerinde kalan uydulardan elde edilen DTEİ değerleri istasyon TEİ hesabında kullanılır.

$$TEİ = \frac{\sum w(\epsilon) DTEİ}{\sum w(\epsilon)} \quad (5.9)$$

$w(\epsilon)$  ağırlık fonksiyonu için literatürde çeşitli yaklaşımlar bulunmaktadır (Arıkan ve diğ., 2003; Çepni ve diğ., 2013; Çepni ve Şentürk, 2016).

İki boyutlu bir yüzey kestirimi ile istasyon zenitindeki TEİ değerini hesaplayabilmek için DTEİ değerlerini temsil eden konumdaki enlem ve boylam değerlerinin hesaplanması gerekir. Bu konum, sinyalin iyonosfer üzerindeki konumunu ifade eder ve coğrafi konum Denklem (5.10) ve Denklem (5.11) ile belirlenebilir (Klobuchar, 1987).

$$\Phi_{ion} = \sin^{-1}(\sin \phi_u \cos \psi + \cos \phi_u \sin \psi \cos \alpha) \quad (5.10)$$

$$\lambda_{ion} = \lambda_u + (\psi + \sin \alpha) / \cos \Phi_{ion} \quad (5.11)$$

$$\psi = \pi - 2\epsilon - 2 \sin^{-1} \left( \frac{R_E}{R_E + h_m} \cos \epsilon \right) / 2 \quad (5.12)$$

Burada  $\phi_u$  ve  $\lambda_u$ , yaklaşık jeodezik enlem ve boylamı,  $\epsilon$  uydu yükselme açısını,  $\alpha$  uydu azimut açısını temsil etmektedir. Daha önce belirtildiği gibi,  $R_E$  dünyanın yarıçapı (~6371 km),  $h_m$  ise maksimum elektron yoğunluğunun bulunduğu iyonosfer yüksekliğidir ve yaklaşık 450 km olarak seçilebilir (Şentürk ve Çepni, 2018a).

## 5.2. Bölgesel Bazlı Modeller

Bölgesel iyonosfer modelleri, yerküre küreselliğinin ihmal edilebileceği ve düzlem olarak kabul edilebilecek bölgelerde DTEİ değerlerinin çeşitli enterpolasyon

teknikleriyle modellenmesi prensibine dayanmaktadır. Genellikle küresel bazı modellerin, bölgesel GPS/GNSS ağlarından elde edilen ölçülerle iyileştirilmesi yoluyla gerçekleştirilir. Küresel modelin Taylor serisine açılmasıyla bölgesel model elde edilir (Schaer, 1999).

$$DTEİ(\beta,s)=\sum_{n=0}^{n_{\max}}\sum_{m=0}^{m_{\max}}E_{nm}(\beta-\beta_0)^n(s-s_0)^m \quad (5.13)$$

Eşitlik (5.13)'de,  $n_{\max}$  ve  $m_{\max}$  enlem ve boylama göre iki boyutlu Taylor serisinin maksimum derecesi,  $E_{nm}$  bilinmeyen katsayılar (en küçük kareler ilkesine göre kestirilir),  $\beta_0$ ,  $s_0$  bölgenin ortalama açılım merkez koordinatları,  $\beta$  sinyalin iyonosferi kestiği noktanın enlemi ve  $s$  iyonosfer kesim noktasındaki güneş sabit boylamdır. Taylor serisinin derecesi bölgedeki iyonosferin karakteristiğine bağlıdır.

### 5.3.Küresel Bazlı Modeller

Yerküre üzerine yayılmış GPS/GNSS istasyonlarından elde edilen DTEİ değerlerinin küresel harmonik açılımı küresel iyonosfer haritalarının oluşturulmasında temel yaklaşımdır (Schaer, 1999).

$$DTEİ(\beta,s)=\sum_{n=0}^{n_{\max}}\sum_{m=0}^n\tilde{P}_{nm}(\sin\beta)(\tilde{C}_{nm}\cos ms+\tilde{S}_{nm}\sin ms) \quad (5.14)$$

Eşitlik (5.14)'de,  $\beta$  sinyalin iyonosferi kestiği noktanın enlemi,  $s = \lambda-\lambda_0$  sinyalin iyonosferi kestiği noktanın güneş sabit boylamı,  $n_{\max}$  küresel harmonik açılımın en büyük derecesi,  $\tilde{P}_{nm}=N_{nm}P_{nm}$  Legendre fonksiyonu,  $N_{nm}$  normlandırma fonksiyonu,  $P_{nm}$  normlandırılmış Legendre fonksiyonu,  $\tilde{C}_{nm}$  ve  $\tilde{S}_{nm}$  bilinmeyen küresel harmonik katsayılarıdır.

Uluslararası GNSS Servisi Mayıs 1998'de İyonosfer Çalışma Grubu'nu oluşturmuştur (Feltens ve Schaer, 1998). Bu tarihten sonra beş farklı araştırma merkezi GPS verilerinden genellikle iki boyutlu, dünya çapında gridlenmiş DTEİ ve her GPS uydusu ile IGS istasyonları için Diferansiyel Kod Sapması'nı içeren çeşitli iyonosferik ürünleri üretmeye başlamıştır. Ayrıca elde edilen veriler arasında uyumlu değişimler ve karşılaştırmalar yapmak için İyonosfer Harita Değişim Formatı (Ionosphere Map Exchange Format - IONEX) oluşturulmuştur (Schaer ve diğ., 1998).



IGS ortak analiz merkezleri final, hızlı ve tahmin olmak üzere üç farklı formatta IONEX dosyası yayınlar. Hızlı IONEX dosyaları ilgili günün 24 saat sonrasında ve final IONEX dosyaları 1-2 hafta sonrasında yayınlanır. 2018 yılı itibariyle tahmin IONEX dosyaları, üç farklı araştırma merkezi (CODE - C1PG, C2PG; ESA/ESOC - E1PG, E2PG; UPC - U2PG) tarafından çeşitli enterpolasyon teknikleri kullanılarak 1 ve 2 günlük tahminleri içerecek şekilde Eylül 2009'dan beri yayınlanmaktadır. Bu haritalar, gerçek zamanlı ve tek frekanslı alıcı kullanılan uygulamalarda iyonosfer kaynaklı hataları en aza indirmek için oldukça önemli bir veri kaynağıdır (Li ve diğ., 2018).

Tablo 3.1. IGS ortak analiz merkezleri kodları ve özelliği (URL-7)

KODU	ÖZELLİĞİ
car	Hızlı (CAS)
cas	Final (CAS)
c1p	1-gün tahmin edilen (CODE)
c2p	2-gün tahmin edilen (CODE)
cod	Final (CODE)
cor	Hızlı (CODE)
e1p	1-gün tahmin edilen (ESA)
e2p	2-gün tahmin edilen (ESA)
ehr	1 saat zaman aralıklı Hızlı (ESA)
esa	Final (ESA)
esr	Hızlı (ESA)
emr	Hızlı (NRCan)
ilp	1-gün tahmin edilen (IGS kombine)
i2p	2-gün tahmin edilen (IGS kombine)
igr	Hızlı (IGS kombine)
igs	Final (IGS kombine)
jpl	Final (JPL)
jpr	Hızlı (JPL)
u2p	2-gün tahmin edilen (UPC)
upc	Final (UPC)
uhr	1 saat zaman aralıklı Hızlı (UPC)
upr	Hızlı (UPC)
uqr	15 dakika zaman aralıklı Hızlı (UPC)
whr	Hızlı (WHU)
whu	Final (WHU)

Tüm analiz merkezlerine ait farklı türdeki IONEX dosyaları <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/> adresinden elde edilebilir. Herhangi IONEX dosyasını elde edebilmek için ilgili dizinin devamına,

YYYY/DDD/AAAgDDD#.YYi.Z

şeklinde bir tanımlama yapmak gerekir. Burada YYYY IONEX dosyasının yılını, DDD yılın gününü, AAA analiz merkezinin kodu (Tablo 3.1), # ilgili gündeki dosya numarasını, YY ilgili yılın son 2 hanesini temsil etmektedir.

IONEX dosyaları, 3 Kasım 2002 (307. GPS günü)'den önce, 01:00 UT ila 23:00 UT arasında 2 saatlik zaman dilimlerinde 12 DTEİ haritası içerirken ilgili tarihten sonra, 00:00 UT ila 24:00 UT arasında 2 saatlik zaman dilimlerinde 13 DTEİ haritasını içerecek şekilde yayınlanmaya başlanmıştır. Şu an bazı araştırma merkezleri IONEX dosyalarını 1 saatlik zaman dilimlerinde 26 DTEİ haritasını içerecek şekilde yayınlamaktadır. Uzun dönemli çalışmalarda kullanılacak veri ve yazılımda IONEX dosyalarındaki bu değişimler, kullanıcı kaynaklı hatalardan kaçınmak için dikkate alınmalıdır. Tablo 3.2'de Küresel İyonosfer Haritası (KİH) üreten IGS ortak analiz merkezleri ve özellikleri gösterilmektedir.

Küresel İyonosfer Haritaları temelde, küresel olarak dağılmış yüzlerce istasyondan GPS/GNSS gözlemleri kullanılarak elde edilir (Hernández-Pajares ve diğ., 2009). Ancak bu haritaların oluşturulma aşamasında her araştırma merkezi farklı yaklaşım ve hesaplama teknikleri kullanır. Bu nedenle araştırma merkezleri tarafından yayınlanan iyonosfer haritaları arasında doğruluk açısından farklılıklar oluşmaktadır. IGS, tüm analiz merkezleri tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritaları'nın ortalaması olacak şekilde kombine edilmiş final IONEX (IGSG) dosyasını 1998 yılından beri yayınlamaktadır ve bu harita için doğruluk 2-8 TECU olarak belirlenmiştir (URL-8).

Küresel İyonosfer Haritaları temelde eşit aralıklı belirli bir enlem ve boylam boyunca ızgara şeklinde DTEİ değerleri içeren haritalardır. Yerküre üzerinde herhangi enlem ve boylamda bu haritalardaki veriden DTEİ değeri elde edilmek istendiğinde, ilgili noktaya en yakın 4 ızgara noktasından basit 4 noktadan iki değişkenli kestirim yöntemi kullanılabilir (Schaer ve diğ., 1998).

$$DTE\dot{I}(\lambda_e, \beta_e) = [1-m \quad m] \begin{bmatrix} DTE\dot{I}_{00} & DTE\dot{I}_{01} \\ DTE\dot{I}_{10} & DTE\dot{I}_{11} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1-n \\ n \end{bmatrix} \quad (5.15)$$

$$m = |\lambda_e - \lambda_0| / \Delta\lambda_{KI\dot{H}} \quad (5.16)$$

$$n = |\beta_e - \beta_0| / \Delta\beta_{KI\dot{H}} \quad (5.17)$$

Burada  $\beta_e$  ve  $\lambda_e$ , DTEİ elde edilmek istenen noktanın jeosantrik enlem ve boylamı,  $\beta_0$  ve  $\lambda_0$ , noktaya en yakın ızgara noktasının jeosantrik enlem ve boylamı,  $\Delta\beta_{KI\dot{H}}$  ve  $\Delta\lambda_{KI\dot{H}}$ , hesaplamada kullanılan küresel iyonosfer haritasının enlem ve boylam boyunca mekansal çözünürlüğü (örn: 2,5<sup>0</sup> enlem ve 5<sup>0</sup> boylam), DTEİ<sub>00</sub>, DTEİ<sub>01</sub>, DTEİ<sub>10</sub>, DTEİ<sub>11</sub>, hesaplamada kullanılan en yakın 4 ızgara noktasının DTEİ değerleridir.

Tablo 3.2. Küresel İyonosfer Haritası üreten IGS ortak analiz merkezleri ve özellikleri

Analiz Merkezi	KİH Adı ve Türü			IONEX Başlangıç Tarihi* (Yıl/DOY)			KİH Üretim Yöntemi
	Hızlı	Final	Tahmin	Hızlı	Final	Tahmin	
CAS: Çin Bilim Akademisi	CARG	CASG	-	2015/100	1998/151	-	Küresel Harmonikler + Üçgen Serileri
CODE: Avrupa Yörünge Belirleme Merkezi	CORG	CODG	C1PG C2PG	2004/251	1998/152	2008/100	Küresel Harmonikler
ESA/ESOC: Avrupa Uzay Ajansı / Avrupa Uzay Operasyon Merkezi	ESRG EHRG	ESAG	E1PG E2PG	2004/245 2011/100	1998/152	2009/257 2009/258	Küresel Harmonikler
IGS: Uluslararası GNSS Servisi	IGRG	IGSG	I1PG I2PG	2004/260	1998/152	2009/322 2009/323	Ağırlıklı Ortalama
JPL: Jet İtke Laboratuvarı	JPRG	JPLG	-	2004/260	1998/240	-	Üç Kabuk Modeli
UPC: Katalunya Teknik Üniversitesi	UPRG UQRG UHRG UQRT UHRT	UPCG	U2PG	1998/156 1998/156 1998/156 2010/274 2010/274	1998/152	2009/249	Spline ile Tomografik

Tablo 3.2. (Devam) Küresel İyonosfer Haritası üreten IGS ortak analiz merkezleri ve özellikleri

Analiz Merkezi	KİH Adı ve Türü			IONEX Başlangıç Tarihi* (Yıl/DOY)			KİH Üretim Yöntemi
	Hızlı	Final	Tahmin	Hızlı	Final	Tahmin	
NRCan: Doğal Kaynaklar, Kanada	EMRG	-	-	1998/152	-	-	Küresel Harmonikler
WHU: Wuhan Üniversitesi	WHRG	WHUG	-	2017/100	1998/151	-	Küresel Harmonik ve değişken kısıtlı en küçük kareler
Kuzey Yarımkürede TEİ Değişim Oranı İndisi (Cherniak ve diğ., 2014)	-	ROTI	-	-	2012/100	-	std(dTEC/dt)

\* Farklı araştırma merkezleri tarafından üretilen küresel iyonosfer haritaları için <ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/> adresinden indirilebilecek IONEX dosyalarının başlangıç tarihi

## 6. İYONOSFERDE DEPREM ÖNCÜLÜ ANALİZİ

### 6.1.Kayan Pencere Yöntemi

Kayan pencere yöntemi ile seçilen bir zaman aralığında gerçekleşmiş TEİ ölçü dizisi incelenirken, her günde dizinin aynı elemanına yani aynı zamana denk gelen TEİ değerleri yardımıyla yeni bir zaman serisi oluşturulur. Serinin elemanları arasında istatistiksel olarak uyumsuzluk gösterdiği belirlenenler TEİ ölçü dizisi içinde aykırılık olarak yorumlanır.

Ortalama, ortanca, standart sapma, üst çeyrek, alt çeyrek vb. gibi dağılım momentleri ve kayan pencerenin boyutu yeni serinin özelliklerini oluşturur. Deprem öncülü belirlemede, seçilen kayan pencerenin boyutu aykırılık tespitinde oldukça önemlidir. 90 günlük, 30 günlük, 15 günlük vb. pencere boyutları deprem iyonosfer çalışmalarında sıklıkla tercih edilmektedir.

Ortalama veya ortanca değerlerden oluşan bu yeni seri bir anlamda ölçülen TEİ değerlerinden oluşan serinin yumuşatılmış, yani trend ve periyodik değişimlerin daha baskın olduğu, beklenmedik değişimlerin azaltıldığı ya da tamamen ortadan kaldırıldığı halidir. Simetrik dağılan verilerde ortalama, çarpık dağılımlı verilerde ise ortanca değerlerin seçimi, verinin eğilimini ortaya çıkarmak açısından daha anlamlıdır. TEİ zaman serisi analizlerinde ortanca değerlerin kullanılması daha yaygındır. Ölçülen TEİ değerlerinin bulunduğu ilk serinin ortanca değerlerden oluşan ikinci seriden olan farklılığı aykırılık tespitinin temelini oluşturur. Farklılaşmanın ölçütünü ise üst ve alt sınır değerleri belirler. Üst ve alt sınır değerleri için bazı yaklaşımlar aşağıda verilmektedir.

Çeyrekler arası mesafe, 1'den 28'e kadar TEİ verisi  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_{27}, x_{28}$  şeklinde elde edilmiş olsun. Bu veri seti küçükten büyüğe doğru sıralanarak 4 eşit parçaya ayrıldığında alt çeyrek, orta çeyrek (ortanca değer) ve üst çeyrek değerleri sırasıyla elde edilir.

$$Q_1 = \frac{(Q_7 + Q_8)}{2} \quad (6.1a)$$

$$Q_2 = \frac{(Q_{14} + Q_{15})}{2} \quad (6.1b)$$

$$Q_3 = \frac{(Q_{21} + Q_{22})}{2} \quad (6.1c)$$

Çeyrekler arası mesafe ise,

$$Q_S = Q_3 - Q_1 \quad (6.2)$$

$Q_S$  yaklaşık olarak  $1,34\sigma$  ya eşittir. Burada  $\sigma$ , kayan pencere periyodu içerisinde aynı ölçü saatindeki TEİ değerleri için standart sapmayı temsil eder. Kayan pencere yöntemini uzun süreli bir aralıkta uygulamak, iyonosferi güneş aktivitesine karşı daha duyarlı ve bağımlı hale getirir. Bu nedenle belirlenecek sınır değerler için  $2Q_S$  değeri kullanılabilir ve bu değer yaklaşık  $2,5\sigma$ 'ya denk gelir. Zaman serisinde aykırılık testi için seçilecek alt ve üst sınırlar çeyrekler arası mesafe yaklaşımında aşağıdaki şekildedir.

$$Q^+ = Q_2 + 2Q_S \quad (6.3a)$$

$$Q^- = Q_2 - 2Q_S \quad (6.3b)$$

Liu ve diğ. (2009)'da yine çeyrek açıklık tabanlı bir kayan pencere yöntemi için aşağıdaki sınır değerler önerilmiştir.

$$Q^+ = Q_2 + 1,5(Q_3 - Q_2) \quad (6.4a)$$

$$Q^- = Q_2 - 1,5(Q_2 - Q_1) \quad (6.4b)$$

Buna göre yeni bir TEİ değerinin yaklaşık %65 olasılıkla üst ve alt sınır arasında yer alacağı söylenebilir.

Ortalamadan veya ortancadan sapma, 1'den 28'e kadar TEİ verisi  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_{27}, x_{28}$  şeklinde elde edilmiş olsun. Bu veri setinin normal dağılımda olduğu varsayımıyla ortalama/ortanca değeri  $\mu$  ve standart sapma değeri  $\sigma$  ise üst ve alt sınır değerleri,

$$Q^+ = \mu + k\sigma \quad (6.5a)$$

$$Q^- = \mu - k\sigma \quad (6.5b)$$

elde edilir. Burada k değeri için seçilecek değer, sınır değerlerin dağılımın merkez momentine olan uzaklığını belirleyecektir ve bu uzaklık k değerinin artmasıyla doğru orantılıdır. Uzaklığın artması dağılımın güven aralığını genişletir. Bu nedenle dağılım içerisindeki aykırı değerlerin belirlenmesinde merkez momentten sapmanın ne boyutta olacağına en iyi şekilde karar vermek oldukça önemlidir. Tablo 6.1'de çeşitli k değerleri için dağılımın güven aralığı değerleri gösterilmektedir.

Tablo 6.1. Çeşitli k değerlerine karşılık gelen güven aralıkları

k değeri	Güven aralığı (%)
1	68
1,5	86,64
2	95
3	99,7

Yukarıda belirtilen tüm sınır değer yaklaşımlarında, üst sınırı aşan ve alt sınırın altında kalan TEİ değerleri sırasıyla pozitif ve negatif aykırılık ( $\Delta TEİ$ ) olarak ifade edilir ve ölçü zamanında (epok) gerçekleşen pozitif veya negatif bir iyonosferik aykırılık olarak yorumlanır.

$$\Delta TEİ = \begin{cases} TEİ > Q^+ & ; TEİ - Q^+ \\ TEİ < Q^+, TEİ > Q^- & ; 0 \\ TEİ < Q^- & ; TEİ - Q^- \end{cases}$$



Tespit edilen farkın yani aykırılık değerinin daha anlamlı bir büyüklüğü ifade edebilmesi için mutlak yerine bağıl farkları kullanmak uygun bir yaklaşımdır. Özellikle bölgesel değişimleri incelerken Bağıl Aykırılık (BA) ya da Yüzde Bağıl Aykırılık (YBA) değerlerini kullanmak, mekansal analizlerde aykırılık bölgelerinin tespitinde daha başarılı olabilmektedir.

$$BA = \frac{\Delta TEİ}{TEİ} \quad (6.6)$$

$$YBA (\%) = \frac{\Delta TEİ}{TEİ} \times 100 \quad (6.7)$$

## 6.2.Çapraz Korelasyon Analizi

İyonosfer, yerküre kaynaklı etkilerden (deprem, tsunami, volkan patlaması vb.) yerel ölçekte, atmosfer kaynaklı (uzay–iklim koşulları vb.) ve diğer (güneş radyasyonu, güneş patlaması vb.) etkilerden ise küresel ölçekte etkilenmektedir. Buradan yola çıkarak, deprem etki alanı içinde ve dışında kalan iki farklı istasyonun farklı olaylardan etkileneceği ve bu nedenle iki istasyon arasındaki korelasyonun azalacağı düşüncesiyle Çapraz Korelasyon Analizi (ÇKA) yöntemi önerilmiştir (Pulinets ve diğ., 2004). Eğer deprem etki alanı içerisinde sismik kaynaklı bir etki varsa, deprem etki alanı dışında kalan istasyonda bu etki görülmez ve deprem etki alanı içinde kalan istasyonla dışında kalan istasyon arasındaki çapraz korelasyon değeri düşer. Bu düşüş deprem etki alanı içerisinde kalan iyonosfer bölgesinde sismik kaynaklı bir etkinin olabileceğine işaret eder. Bu yöntemde analizin uygulanacağı istasyonların seçimi oldukça önemlidir. Bu iki istasyon normal şartlarda iyonosferik koşullardan benzer şekilde etkilenecek konumda olmalıdır. Bu nedenle iki istasyonun olabildiğince aynı meridyende olmaları günlük zaman dilimi açısından güneş aktivitesinden benzer şekilde etkileneceklerini garanti eder (Çepni ve Şentürk, 2016). Ayrıca yine bu iki istasyon, iyonosferin farklı enlem bölgelerinde farklı davranışlar sergilemesinden dolayı birbirine olabildiğince yakın enlemlerden seçilmelidir.

Deprem etki alanı hesabı için çeşitli formüller bulunmakla birlikte, bunlardan en çok tercih edileni Dobrovolsky (1979)'da önerilen  $\rho = 10^{0,43M}$  km denklemidir. Denklemde M deprem büyüklüğüdür. Bu denkleme göre örneğin magnitudü 7 olan

bir depremin etki alanı  $\cong 1000$  km'dir. Bu mesafe deprem merkezinden itibaren olan dairenin yarıçapı olarak kabul edilir. Bazı bilimsel çalışmalarda ise bu denkleme göre belirlenen deprem etki alanının hassas olmadığı belirtilmiştir (Pulinets, 2004; Tsolis ve Xenos, 2010).

Belirli bir günde eşit zaman dilimli TEİ değerleri için günlük korelasyon katsayısı hesabında çapraz korelasyon katsayısının standart sapma değerleri kullanılır (Devore, 2000).

$$C = \frac{\sum_{i=0,k}(f_{1,i-\alpha f_1})(f_{2,i-\alpha f_2})}{k(\sigma_1\sigma_2)} \quad (6.8a)$$

$$\alpha f = \frac{\sum_{i=0,k} f_i}{k+1} \quad (6.8b)$$

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{i=0,k}(f_i - \alpha f)^2}{k} \quad (6.8c)$$

Burada,  $f_1$  ve  $f_2$ , 2 farklı ölçü istasyonuna ait TEİ değerlerini,  $k$ , günlük ölçü sayısını (örneğin 30sn'lik veri kullanıldıysa,  $k=2880$ ),  $\alpha f$  TEİ değerlerinin ortalamasını ve  $\sigma$  TEİ değerlerinin standart sapmasını temsil etmektedir.

ÇKA yöntemi için en önemli eksiklik, deprem öncülü aranan zaman diliminde deprem etki alanı içerisinde yerel iyonosferik değişimlerin (gezici iyonosferik bozucu etki, ekvatorial iyonizasyon anomali vb.) meydana gelebilme ihtimalidir. Yerel ölçekte iyonosferi etkileyen bu olaylar sismik aktivite etkisi ile karıştırılabilir ve sonuçların yanlış yorumlanmasına neden olabilir. Dolayısıyla, sadece ÇKA yöntemi uygulandığında uzay iklim koşullarına bağlı değişimler deprem öncülü olarak değerlendirilebilir hatta tersi şekilde deprem öncülleri uzay iklim koşullarına bağlanabilir.

### 6.3.Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü

Gabor (1946), klasik Fourier dönüşümünü, sinyalin sadece bir bölümünü belirli bir zaman aralığında analiz etmek için uyarlamıştır. Kısa Zamanlı Fourier Dönüşümü (KZFD) olarak adlandırılan bu teknik ayrıca sinyal pencereleme tekniği olarak da bilinir (Burrus, 1995). KZFD, sinyali frekans ve zamanın fonksiyonu olarak iki

boyutlu bir şekilde ifade eder. Dönüşüm aynı zamanda, bir sinyaldeki frekans içeriğinin hangi zamana ait olduğu bilgisini sağlamaktadır. Bu sayede seçilen pencere fonksiyonu bir zaman dilimi üzerinde kaydırılarak anlık zaman  $\tau$  ifade edilerek KZFD hesaplanır. Bu çalışmada, TEİ değişimlerinin zaman ve frekans ortamında spektogramını elde etmek için Ayırık KZFD uygulanmıştır. Bu kapsamda zaman ortamındaki aykırılıkların frekans içeriğini elde etmede detaylı bir fırsat elde edilmesi amaçlanmıştır. Denklem (6.9)'da Ayırık KZFD eşitliği gösterilmektedir.

$$KZFD(\tau, f) = \sum_{t=-\infty}^{+\infty} f(t)g(t-\tau)e^{-i\omega t} \quad (6.9)$$

Burada,  $f(t)$  TEİ zaman serisini,  $g(t)$  pencereleme fonksiyonunu,  $\tau$  kayma zamanını ve  $\omega$  açısal frekansı temsil etmektedir.  $f(t)$  ve  $g(t)$  çarpımının Fourier dönüşümü KZFD'yi ortaya çıkarmaktadır.

Hızlı Fourier dönüşüm algoritması kullanılarak Fourier katsayıları kestirilir ve KZFD, Gauss Penceresi kullanılarak uygulanır (Harris, 1978; Auger ve Flandrin, 1995).

$$g(t) = e^{-0,5\left(\alpha \frac{t}{(N-1)/2}\right)^2} \quad (6.10)$$

Burada,  $N$  pencerenin uzunluğu ve  $\alpha$  frekans parametresidir.  $\alpha$  parametresi frekans çözünürlüğünü kontrol eden bir değişkendir. Pencerenin genişliği  $\alpha$  ile ters orantılıdır. Yani daha büyük bir  $\alpha$  değeri daha dar bir banda pencere oluşturur. Dolayısıyla, seçilen  $\alpha$  parametresi frekans ortamında göreceli olarak daha doğru çözünürlükler vermektedir.

#### 6.4.Çapraz Dalgacık Dönüşümü

Zaman serilerini zaman-frekans ortamında incelemeye yarayan dalgacık (wavelet) dönüşümü, bir TEİ zaman serisinde bölgesel olarak aralıklı tekrarların bulunması için kullanılabilir. Sürekli Dalgacık Dönüşümü (SDD), iki farklı zaman serisinin (örn. TEİ ve F10.7 zaman serileri) birbirleriyle olan ilişkilerini incelemek için literatürde sıklıkla tercih edilen bir yaklaşımdır. SDD, ortak güce sahip zaman-frekans ortamındaki bölgelerin tutarlı bir faz ilişkisine sahip olup olmadıkları inceleyerek, zaman serileri arasındaki nedensellik ilişkisinin ortaya çıkarılmasına imkan tanır

(Grinsted ve diğ., 2004). Bu çalışmada SDD'nin bir türü olan Çapraz Dalgacık Dönüşümü (ÇDD), TEİ ile uzay-iklim koşulları arasındaki ilişkinin gücünü ortaya çıkarmak amacıyla kullanılmıştır. Bu sayede TEİ zaman serisinde meydana gelen aykırılıkların, uzay iklim koşullarından ne derece etkilendiği ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır.

$W_n^X(s)$  ve  $W_n^Y(s)$  iki farklı zaman serisinin dalgacık dönüşümlerini tanımlarken, ÇDD aşağıdaki şekilde tanımlanır.

$$W_n^{XY}(s) = W_n^X(s)W_n^{Y*}(s) \quad (6.11)$$

Burada \* karmaşık eşleniği ifade etmektedir. Çapraz dalgacık gücü  $|W_n^{XY}(s)|$  ile hesaplanır. Aşağıdaki dağılım fonksiyonu sayesinde çapraz dalgacık gücünün güven seviyesi belirlenir.

$$f_v(z) = \frac{2^{2-v}}{\Gamma^2\left(\frac{v}{2}\right)} z^{v-1} K_0(z) \quad (6.12)$$

Burada  $\Gamma$  Gamma fonksiyonunu,  $z$  rastgele değişkeni,  $K_0(z)$  sıfırıncı dereceden değiştirilmiş Bessel fonksiyonunu tanımlar. Kümülatif dağılım fonksiyonu Denklem (6.13)'de gösterilmektedir.

$$p = \int_0^{Z_v(p)} f_v(z) dz \quad (6.13)$$

Denklemden  $Z_v(p)$ ,  $p$  olasılığının güven seviyesini temsil etmektedir. Çapraz dalgacık dağılımı teorik olarak öncül güç spektrumları  $P_k^X$  ve  $P_k^Y$  ile hesaplanır.

$$\frac{|W_n^X(s)W_n^{Y*}(s)|}{\sigma_X\sigma_Y} \Rightarrow \frac{Z_v(p)}{v} \sqrt{P_k^X P_k^Y} \quad (6.14)$$

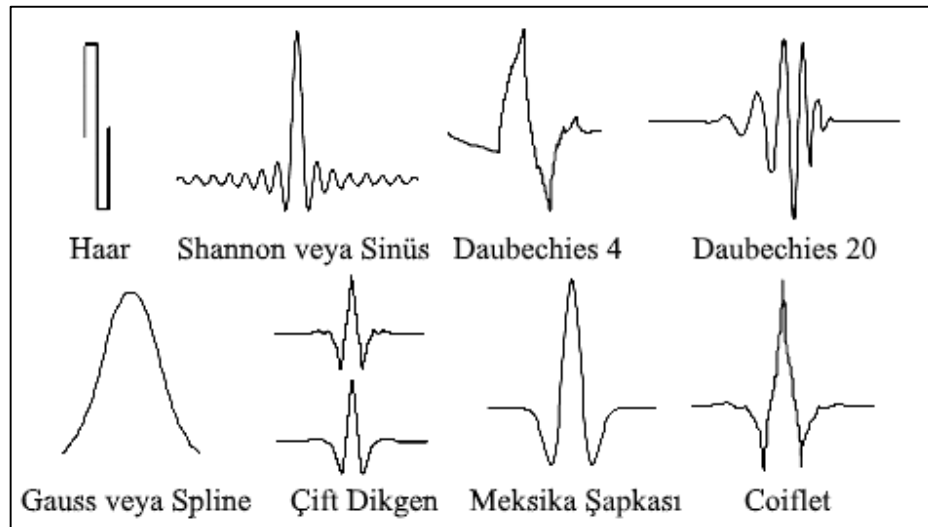
$\sigma_X$  ve  $\sigma_Y$ , sırasıyla  $X$  ve  $Y$  zaman serilerinin standart sapmasıdır. 0,95 güven aralığında,

$v = 1$  (gerçek wavelet) için  $Z_1 = 2,182$ ,

$v = 2$  (karmaşık wavelet) için  $Z_2 = 3,999$ ,

olarak bulunur (Torrence ve Compo, 1998; Guo ve diğ., 2015a).

KFZD ve Dalgacık Dönüşümü (DD), sinyal süreksizliklerinin tespiti, sinyal gürültülerinin temizlenmesi, görüntü işleme, veri sıkıştırma, süzgeçleme vb. birçok sinyal analiz tekniğinde sıklıkla başvurulan yöntemlerdir. KFZD ve DD, sinyali ana dalgacık denilen bir fonksiyon yardımıyla pencereleme tekniği kullanılarak zaman-frekans ortamına aktarmaktadır. Aralarındaki temel fark, KFZD analizinde ana dalgacık sabitken, DD analizinde ana dalgacık hem ölçeklenmekte hem de ötelenmektedir. Ölçekleme işlemi ana dalgacığın daralıp genişletilmesiyle, öteleme işlemi ise zaman ekseninde ana dalgacığın kaydırılmasıyla gerçekleştirilmektedir (Arı ve diğ., 2008). Ayrıca önemli bir farklılık olarak, DD analizi KFZD'nin aksine zaman-frekans alanını değil, zaman-ölçek alanını kullanmaktadır. DD dönüşümü ölçekleme ve öteleme özellikleri sayesinde sinyalin hem zaman hem de frekans ortamında domain çözünürlüğünü artırmaktadır. Ancak bu özelliği onu tamamen KFZD yönteminden üstün kılmaz, sinyalin yapısına göre bu iki yöntemin avantajları değişkenlik gösterir. Bir fonksiyonun dalgacık olarak tanımlanabilmesi için süresinin sınırlı ve ortalama değerinin sıfır olması koşulu aranmaktadır. Yani bu fonksiyon, genlik ekseninde + ve - yönlerde salınım yapabilmeli ve bu salınım, zaman ekseninde boyunca genlik ekseninde sifıra oturarak sona ermelidir. Bu temel özellik bir fonksiyonun dalga veya dalgacık olarak sınıflandırılmasındaki en önemli etmendir. Örneğin, sinüs ve kosinüs fonksiyonları genlik ekseninde  $\pm\infty$  arasında sürekli salınım yapar, sifıra oturma söz konusu değildir ve bu nedenle dalgacık sınıfına girmez (Öner ve diğ., 2017). Şekil 6.1'de farklı özellik ve kullanım amaçlarına göre bazı ana dalgacık türleri gösterilmektedir.



Şekil 6.1. Bazı ana dalgacık türleri

## 7. SAYISAL UYGULAMALAR

Sayısal uygulamalar bölümünde Türkiye iyonosferi ve Türkiye’de meydana gelen depremler ile iyonosfer arasındaki ilişki, GPS/GNSS teknolojisi ile elde edilen veriler yardımıyla kapsamlı bir şekilde analiz edilmiştir. Tez çalışması konusu itibariyle jeofizik, harita, elektronik-haberleşme, fizik, atmosfer ve uzay bilimleri gibi farklı disiplinlerin çalışma alanını içermekle birlikte deprem-iyonosfer ilişkisi jeoinformasyon disiplini bağlı kalınarak incelenmiş ve sayısal uygulamalar bu yaklaşım kapsamında gerçekleştirilmiştir.

Uygulamalarda kullanılan temel veri, GPS/GNSS teknolojisi ile elde edilen TEİ (türevleri olarak ETEİ ve DTEİ) değerleridir. İstasyon ve bölgesel bazlı analizlerde TEİ değerleri GNSS ölçülerinin yardımıyla hesaplanmış, küresel bazlı çalışmalarda ise Küresel İyonosfer Haritaları’na ait verilerden yararlanılmıştır. Sonuçlar ve şekiller MATLAB ile üretilen yazılımlarla elde edilmiştir. Bu yazılımların birçoğu yazar tarafından kodlanmış ve veri indirme sürecinden hesaplama sürecine kadar otomatize hale getirilmiştir. Bu yazılımlar içerisinde sadece istasyon bazlı TEİ hesabı için IONOLAB çalışma grubunun IONOLAB-TEC yazılımı (URL-9) MATLAB ile entegre edilerek kullanılmıştır.

Çalışmanın bu bölümü 3 farklı başlık altında toplanmıştır:

1. Türkiye İyonosferinin Zamansal Değişimi: Uzun Süreli TEİ Gözlemlerine Dayalı Bir Çalışma
2. Van Depremi (23 Ekim 2011, Mw 7,1) Öncesi Gerçekleşen İyonosferik Aykırılıkların Kapsamlı Bir Analizi
3. 2003-2016 Yılları Arasında Meydana Gelen  $63 \text{ Mw} \geq 5,0$  Depreminin Sismik-İyonosferik TEİ Değişimlerinin İstatistiksel Olarak İncelenmesi

Birinci başlık altında, Küresel İyonosfer Haritaları’ndan elde edilen 2003-2016 yılları arası 14 yıllık TEİ verisine göre Türkiye iyonosferinin günlük, aylık,

mevsimsel ve yıllık değişimleri zamana bağlı farklılıkları ortaya çıkarabilmek için araştırılmıştır. Ayrıca güneşsel ve manyetik değişimlerin (uzay-iklim) Türkiye iyonosferinde oluşturduğu düzensizlikler, 14 yıllık dönem içerisinde elde edilen güneş aktivitesi ve manyetik fırtına indislerinin TEİ değerleriyle etkileşimi incelenerek ele alınmıştır. Bu bölümde amaçlanan, Türkiye iyonosferinde oluşabilecek deprem kaynaklı muhtemel değişimlerin diğer etkilerden arındırılarak daha doğru bir şekilde belirlenmesine katkı sağlamaktır. Ayrıca çeşitli dönemler için (aylık, mevsimler vb.) Türkiye iyonosferinin trend ve periyodik değişimleri belirlenerek, özellikle deprem kaynaklı olmak üzere beklenmedik aykırı değişimlerin tespitini kolaylaştırmak hedeflenmiştir.

İkinci başlık altında, 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van Depremi öncesi deprem dış merkezi ve çevresinde iyonosferde oluşan değişimler ve bu değişimlerin deprem ile ilişkisinin varlığı çeşitli yöntemler ve yaklaşımlar kullanılarak kapsamlı bir biçimde incelenmiştir. Bu bölümde klasik yöntemlerle birlikte kısa-sürelili Fourier dönüşümü, Çapraz Dalgacık Dönüşümü vb. bazı spektral analiz yöntemleri TEİ zaman serisine uygulanmıştır.

Üçüncü başlık altında, Türkiye’de 2003-2016 yılları arasında meydana gelmiş magnitüdü 5 ve daha büyük depremlerin, deprem öncesi ve sonrası iyonosferik değişimleri istatistiksel olarak incelenmiştir. Bu kapsamda 63 depremin 10 gün deprem öncesi, deprem günü ve 10 gün deprem sonrası TEİ zaman serileri ve bunlarda meydana gelen aykırılıklar ele alınmıştır. Anormal günler daha önce literatürde kullanılmış bazı varsayımsal kıstaslara bağlı kalınarak belirlenmiş ve bu anormal günlerin çeşitli deprem parametrelerine (deprem magnitüdü, odak mekanizması vb.) göre istatistiksel durumları sunulmuştur.

### **7.1. Türkiye İyonosferinin Zamansal Değişimi: Uzun Süreli TEİ Gözlemlerine Dayalı Bir Çalışma**

İyonosferin zamansal değişiminin incelenmesi kuşkusuz iyonosferik değişimler ile ilişkisi analiz edilmek istenen olası etkileyicilerin irdelenmesi için değerli bir altlık oluşturacaktır. Bu nedenle bu başlık altında, tez çalışmasının önemli uygulamalarından olan Van Depremini de kapsayan bir dönem için Türkiye iyonosferinin zamansal değişimi izlenmiştir. Zamansal TEİ değişimi izlenirken

güneşsel ve jeomanyetik etkilerin gözlenmesi ve daha rahat anlaşılması da mümkün olmaktadır. Zamansal TEİ değişiminin izlenmesi ile erişilen bulgular, aykırılık analizleri dışında iyonosfere dayalı diğer araştırmalara da katkı sunmakta olup, Türkiye iyonosferi için faydalı bir tanılama çalışması olmuştur.

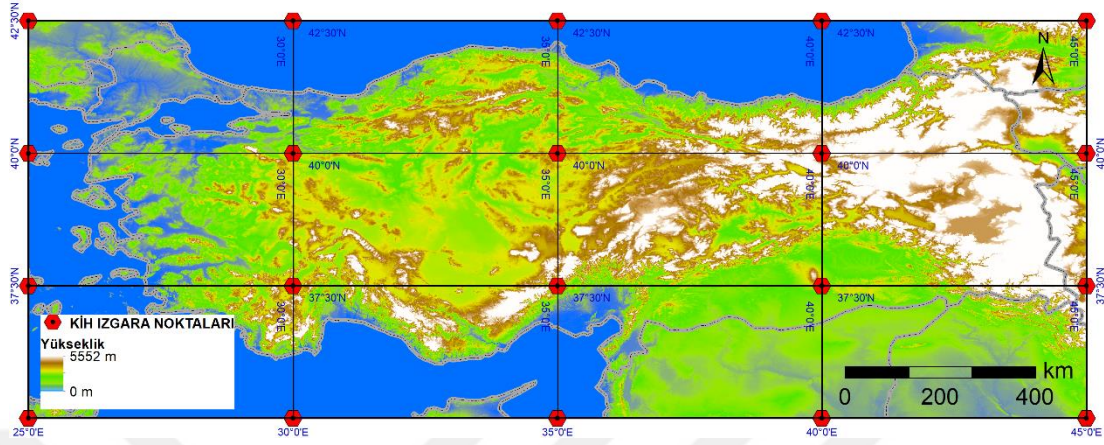
Bu bölümünde, CODE tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritaları'ndan yararlanılmış, 1 Ocak 2003 ila 31 Aralık 2016 tarihleri arası 14 yıllık dönemde Türkiye üzerine denk düşen 20 KİH ızgara noktasının basit aritmetik ortalama TEİ değerleri ile günlük ve 2 saatlik zamansal çözünürlükte TEİ verisi türetilmiştir. 14 yıllık dönemde, günlük olarak yaklaşık 5110 TEİ verisi ile 2 saatte bir olmak üzere yaklaşık 61320 TEİ verisi kullanılmıştır. 2 saatte bir elde edilen TEİ değerleri, Türkiye iyonosferinin günlük, aylık, mevsimsel ve yıllık değişimlerinin incelenmesi için kullanılmıştır. Ayrıca günlük 12 adet elde edilen 2 saatlik TEİ değerinin ortalaması alınarak her gün için bir ortalama TEİ değeri elde edilerek, bu TEİ değerlerinin güneşsel ve manyetik fırtına indisleri ile 14 yıllık etkileşimi analiz edilmiştir. Burada 20 ızgara noktasının TEİ değerlerinin ortalaması, Türkiye iyonosferi için bölgesel bir TEİ değerini ifade etmektedir.

Güneşin iyonosfer üzerindeki baskın etkisi nedeniyle, güneşsel aktivite indisleri ile TEİ değerlerinin korelasyonu çeşitli dönemler (mevsimlik, yıllık vb.) için ayrı olarak ele alınmıştır. 14 yıllık dönemde kuvvetli jeomanyetik aktivite (günlük en yüksek mutlak Dst değerinin 100'den büyük olması) zamanlarında TEİ zaman serilerinde oluşan değişimler ve bu manyetik fırtınaların Türkiye iyonosferindeki niceliksel etkisi tespit edilmeye çalışılmıştır. Güneşsel aktiviteyi temsil etmek amacıyla F10.7 ve güneş lekeli sayısı (R) indisleri ve jeomanyetik fırtınaları belirlemek amacıyla Dst ve gezegenler arası manyetik alan Bz bileşeni (IMF-Bz) indisleri kullanılmıştır. Uzay-iklim koşullarına ait indisler OMNI web sitesinden (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) elde edilmiştir.

Türkiye, 36<sup>0</sup>-42<sup>0</sup> kuzey enlemleri ve 26<sup>0</sup>-45<sup>0</sup> doğu boylamları arasında, iyonosfer çalışmaları açısından orta-enlem bölgesi olarak adlandırılan bölgede yer almaktadır. Bölgede, CODE-KİH haritaları için 4 enlem (35<sup>0</sup>, 37,5<sup>0</sup>, 40<sup>0</sup>, 42,5<sup>0</sup> kuzey enlemleri) ve 5 boylam (25<sup>0</sup>, 30<sup>0</sup>, 35<sup>0</sup>, 40<sup>0</sup>, 45<sup>0</sup> doğu boylamları) boyunca toplam 20 ızgara



noktası bulunur. Şekil 7.1’de Türkiye bölgesi ve bölge içerisinde yer alan CODE-KİH ızgara noktaları yer almaktadır.



Şekil 7.1. Türkiye’deki CODE-KİH ızgara noktaları

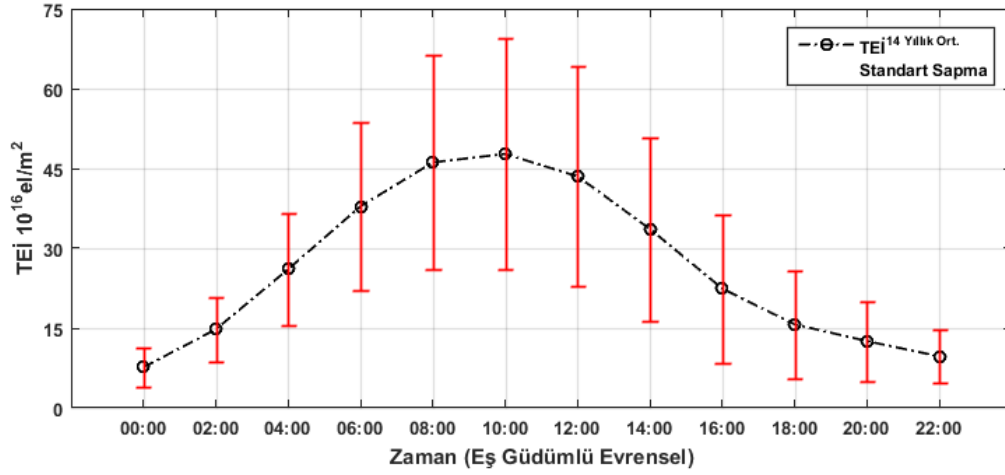
CODE-KİH haritaları günlük olarak 2 saat zamansal, 2,5<sup>0</sup> x 5<sup>0</sup> mekansal çözünürlükte (5184 ızgara noktası) ve IONEX formatında NASA web sitesinden (<ftp://cdis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/>) elde edilmiştir. IONEX dosyalarında gridlenmiş haldeki 5184 ızgara noktasının her birine ait DTEİ değerleri ve bunların standart sapmaları bulunmaktadır. IONEX dosyalarındaki DTEİ değerlerinin 10 ile bölünerek kullanılması gerekmektedir.

İyonosferdeki elektron yoğunluğu değişiminin ana nedeni güneşsel aktivitedir. Çalışmadaki veri, 2 farklı güneş döngüsünü (23. ve 24.) kapsamaktadır ve bu durum farklı güneş aktivite seviyelerinin Türkiye iyonosferi üzerindeki etkisini ayrıntılı incelemeye olanak sağlamaktadır. TEİ değerlerinin mevsimsel değişimini incelemek amacıyla, Adeniyi ve Ikubanni (2013)’deki gibi, mevsimler Mart Ekinoksu (Şubat, Mart, Nisan), Haziran Gündönümü (Mayıs, Haziran, Temmuz), Eylül Ekinoksu (Ağustos, Eylül, Ekim) ve Aralık Gündönümü (Kasım, Aralık, Ocak) olarak sınıflandırılmıştır. Tüm sonuçlar ve şekiller Eşgüdümlü Evrensel Zaman (Coordinated Universal Time - UTC) dilimine göre elde edilmiştir. Türkiye için UTC + 3 saat ile yerel zaman belirlenebilir.

### 7.1.1. TEİ’nin zamansal değişimi

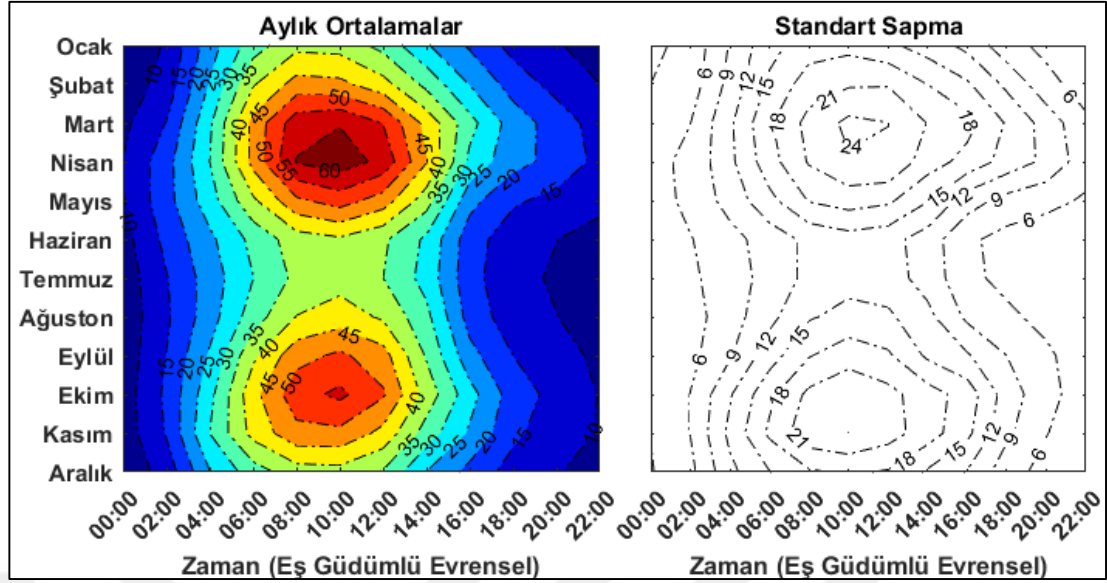
TEİ’nin günlük zamansal değişimi, güneşin iyonosfer üzerindeki baskın kontrolüne bağlı olarak, güneşin günlük hareketine benzer bir davranış sergiler. TEİ değerleri

güneşin doğuşuyla birlikte yükselmeye başlar, öğlen güneş ışınlarının tam dik açıyla yeryüzüne düştüğü saatlerde en yüksek değerine ulaşır ve güneşin batışıyla birlikte düşüşe geçer (Pundhir, 2017). En düşük değerlerine ise gece saatlerinde ulaşır. Bu süreç, bir gün boyunca elektron konsantrasyonunun artmasına/azalmasına neden olan foto-iyonizasyon oranının artmasına/azalmasına bağlıdır (Wu ve diğ., 2004).



Şekil 7.2. 14 yıllık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişimi

Şekil 7.2’de Türkiye’deki günlük TEİ değişimi, 2 saat zaman aralıklı olarak 14 yıllık ortalama TEİ değerleri dikkate alınarak incelenmiştir. Şekilde, siyah kesik çizgi günün saatlerine göre 14 yıllık ortalama TEİ değerlerini ve kırmızı hata çubukları ortalama değerlerin standart sapmalarını gösterir. Buna göre TEİ, yerel zamana göre gece 03:00 saatinde günlük yükselişine başlamakta ve öğlen 13:00’da en yüksek değerine ulaşmaktadır. 14 yıllık ortalamaya göre en yüksek TEİ değeri öğlen saat 13:00 için  $47,7 \pm 21,6$  TECU olarak bulunmuştur. TEİ değerleri öğlen 13:00’dan sonra tekrar düşüşe geçmektedir. Yine 14 yıllık ortalamaya göre en düşük TEİ değeri gece 03:00 saatinde  $7,6 \pm 3,7$  TECU olarak bulunmuştur. Şekil 7.2’de, Türkiye’de yerel zamana göre 23:00 ila 05:00 saatleri arasının (TEİ değerlerinin standart sapması 10 TECU’dan küçük), GPS/GNSS sinyallerindeki iyonosferik etki açısından tahmin ve seyrüsefer uygulamalarına daha elverişli olduğu görülmektedir.



Şekil 7.3. Aylık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişiminin eş yükselti eğrileri ile gösterimi

Şekil 7.3’de TEİ değerlerinin günlük değişimi yılın aylarına göre incelenmiştir. Şekilde, sol taraf ortalama TEİ değerlerini ve sağ taraf ortalama TEİ değerlerin standart sapmalarını gösterir. Şekil 7.3’de 14 yıllık aylık ortalama TEİ değerleri en yüksek değerlerine yerel zaman 13:00’e göre Mart, Nisan, Eylül ve Ekim aylarında ulaşmaktadır. Bu durum diğer bazı çalışmalarla benzerlik göstermektedir (Yu ve diğ., 2006; Guo ve diğ., 2015c). Yine en yüksek standart sapma değerleri bu aylarda görülmüştür. Yerel zaman 13:00’da, aylık ortalama TEİ’nin en yüksek değeri Nisan ayında 62,8 TECU, en düşük ise Temmuz ayında 37,9 TECU olarak bulunmuştur. Şekil 7.3’de Türkiye’deki günlük TEİ varyasyonunun aylara göre değişkenlik gösterdiği açık bir şekilde görülmektedir. Tablo 7.1’de yerel zaman 13:00’daki aylık ortalama TEİ değerleri ve standart sapmaları gösterilmektedir.

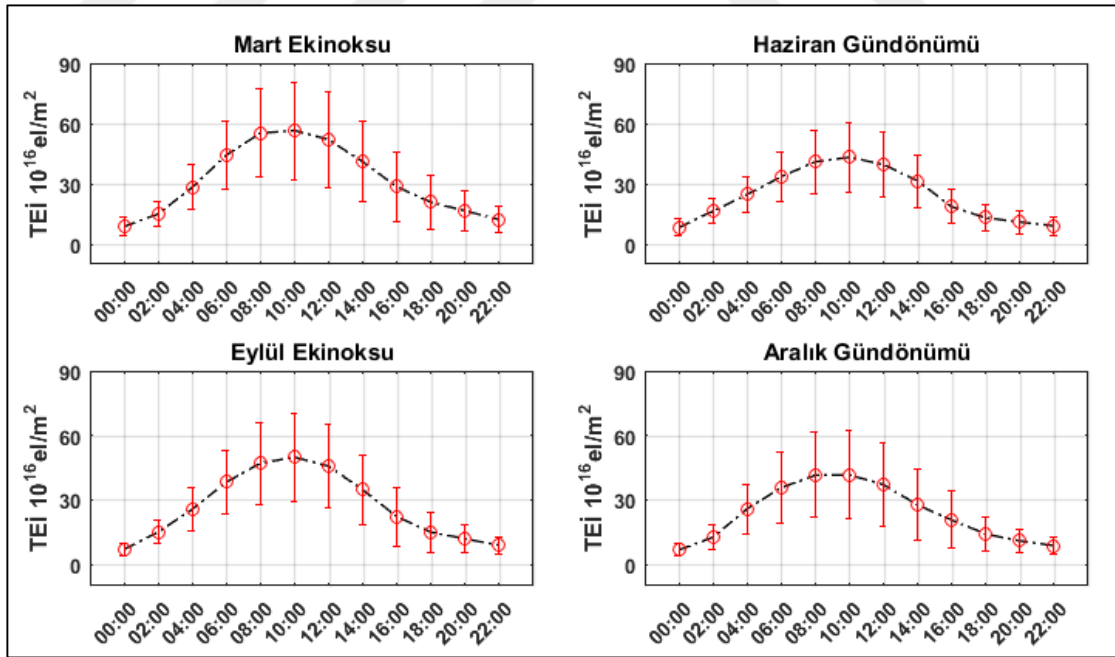
Tablo 7.1. Yerel zamanda 13:00’da aylık ortalama TEİ değerleri ve standart sapmaları

Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık
38,1	46,3	59,7	62,8	52,4	39,2	37,9	42,5	51,0	56,2	48,8	38,2
±17,1	±20,6	±24,7	±23,7	±19,4	±13,8	±14,0	±15,9	±19,8	±23,3	±24,0	±18,5

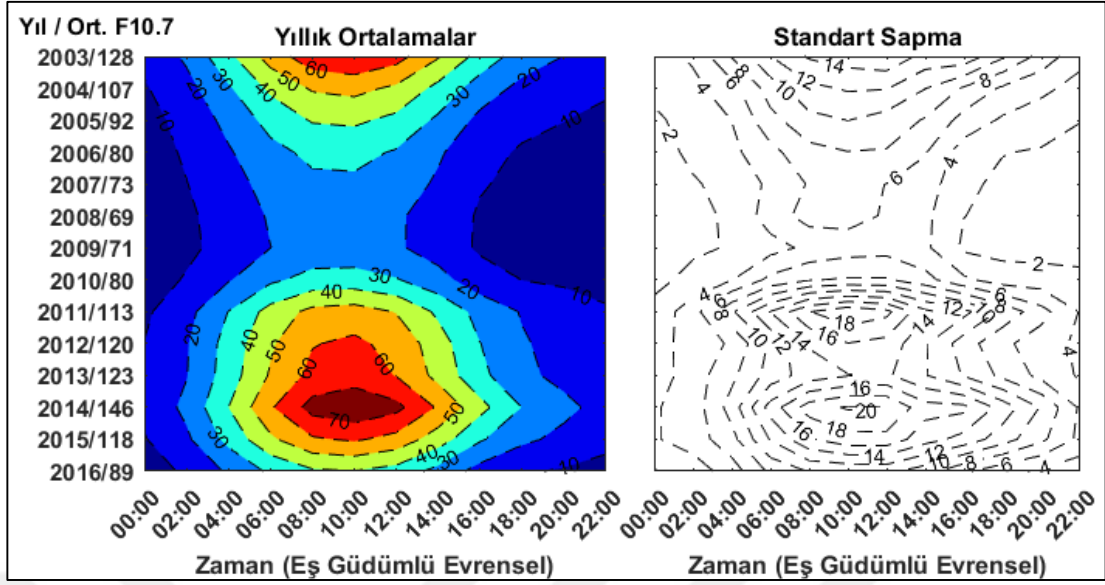
\*Tüm değerler TECU birimindedir

Şekil 7.4’de TEİ değerlerinin günlük değişimi mevsimlere göre incelenmiştir. Şekilde, siyah kesikli çizgi 2 saat aralıkla günün saatlerine göre ortalama değerleri ve

kırmızı hata çubukları ortalama değerlerin standart sapmalarını gösterir. En yüksek değerine yerel zamanda öğlen 13:00 saatinde ulaşan TEİ değerleri için Mart Ekinoksu'nda  $56,5 \pm 24,2$  TECU, Haziran Gündönümü'nde  $43,2 \pm 17,3$  TECU, Eylül Ekinoksu'nda  $49,9 \pm 20,7$  TECU ve Aralık Gündönümü'nde  $41,6 \pm 20,7$  TECU değerleri elde edilmiştir. Şekil 7.4'e göre, Türkiye'de mevsimsel olarak Ekinoks aylarında Gündönümü aylarına göre daha yüksek TEİ değerleri ve standart sapma değerleri görülmektedir. Benzer sonuçlar daha önce bazı çalışmalarda da elde edilmiştir (Bagiya ve diğ., 2009; Kumar ve diğ., 2012). Ekinoks ile gündönümü arasındaki bu durum, meridyonel rüzgar akışına bağlı olarak O/N<sub>2</sub> oranındaki (termosferik bileşim) değişim nedeniyle meydana geldiği düşünülmektedir. Ekinoks aylarındaki O<sup>+</sup> atomik oksijen oranındaki artış gündönümü aylarından daha büyüktür. Bunun sonucu olarak ekinoks aylarında daha yüksek elektron yoğunluğu görülmektedir. Ayrıca ekinoks ile gündönümü arasında, güneş radyasyonu ve güneş rüzgarlarından gelen enerji nedeniyle oluşan (Millward ve diğ., 1996) yaz-kış mevsimleri arasındaki genel değişimlerden de bir farklılık meydana gelebilir (Duncan, 1969).



Şekil 7.4. Mevsimsel ortalama TEİ değerlerinin günlük değişimi



Şekil 7.5. Yıllık ortalama TEİ değerlerinin günlük değişiminin eş yükselti eğrileri ile gösterimi

Şekil 7.5’de TEİ değerlerinin günlük değişimi yıllara göre incelenmiştir. Şekilde, sol taraf ortalama TEİ değerlerini ve sağ taraf ortalama TEİ değerlerin standart sapmalarını gösterir. Şekil 7.5, TEİ değerlerinin düşük güneş aktivitesinden yüksek güneş aktivitesine doğru önemli bir değişiklik gösterdiğini kanıtlamaktadır. En yüksek yıllık ortalama F10.7 değeri 2014 yılında  $146 \pm 26,6$  sfu, en düşük yıllık ortalama F10.7 değeri 2008 yılında  $69 \pm 2,8$  sfu’dur. Buna bağlı olarak, en yüksek yıllık ortalama TEİ değeri 2014 yılında  $78,2 \pm 20,2$  TECU, en düşük yıllık ortalama TEİ değeri 2008 ve 2009 yıllarında sırasıyla  $21,4 \pm 6,7$  TECU ve  $21,3 \pm 5,1$  TECU olarak bulunmuştur. Güneş aktivitesinin ve buna bağlı olarak TEİ değerlerinin yüksek olduğu 2014-2015 yılları arasında Türkiye’deki CORS kullanıcılarının ciddi FIX (tüm tamsayı bilinmezlikleri çözülmüş) olma problemleri yaşadığı bilinmektedir (Şentürk ve Çepni, 2018b). Yıllık ortalama TEİ değerlerinin değişimi incelendiğinde, güneş aktivitesinin iyonosfer üzerinden oldukça baskın bir etkiye sahip olduğu açıkça görülmektedir. Bu durum önceki bazı çalışmalarda da belirtilmiştir (Chakrabarty ve diğ., 2012; Yao ve diğ., 2017). Genel olarak, iyonosferdeki iyonlaşma seviyesi, yüksek güneş aktivitesi dönemlerinde daha yüksek ve düşük güneş aktivitesi dönemlerinde daha düşüktür. TEİ değerlerinin güneş aktivitesine bağlı paralel değişimi güneş başucu açısı, termosferik bileşim ve küresel sirkülasyonlarda oluşan değişimler nedeniyle meydana gelmektedir (Millward ve diğ., 1996). Tablo 7.2’de elde edilen tüm sonuçlar için günlük, aylık, mevsimlik ve

yıllık TEİ değerinin en düşük ve en yüksek olduğu durumlar özetlenmiştir. Tabloda aylık, mevsimlik ve yıllık değişimler yerel zaman 13:00'a göre gösterilmiştir.

Tablo 7.2. Varyasyon türüne göre 2003-2016 yılları arası Türkiye'de en yüksek ve en düşük TEİ değerleri ve standart sapmaları

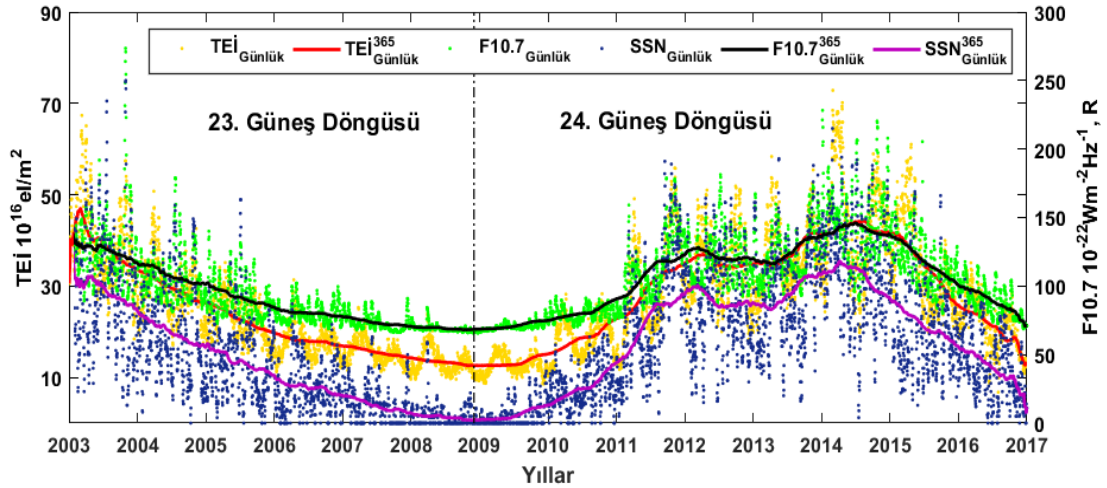
Varyasyon türü	En Yüksek TEİ	En Düşük TEİ	En Yüksek Std. Sapma	En Düşük Std. Sapma
Günlük Değişim	47,7 TECU (13:00)	7,6 TECU (03:00)	±21,6 TECU (13:00)	±3,7 TECU (03:00)
Aylık Değişim	62,8 TECU (Nisan)	37,9 TECU (Temmuz)	±24,7 TECU (Mart)	±13,8 TECU (Haziran)
Mevsimlik Değişim	56,5 TECU (Mart E.)	41,6 TECU (Aralık G.)	±24,2 TECU (Mart E.)	±17,3 TECU (Haziran G.)
Yıllık Değişim	78,2 TECU (2014)	21,3 TECU (2009)	±20,2 TECU (2014)	±5,1 TECU (2009)

### 7.1.2. Güneşsel aktivite durumu

İyonosferdeki elektron yoğunluğundaki değişimin ana nedeni güneşsel aktivitedir (Salinas, 2016) ve iyonosfer çalışmalarında güneş aktivitesi genellikle güneş lekesi sayısı (R) veya F10.7 indisleriyle tanımlanır. Bu iki indis arasında yüksek korelasyon olduğu bilinmektedir ve çalışmada 14 yıllık dönem için iki indisin günlük ortalama değerleri arasındaki korelasyon değeri 0,92 olarak bulunmuştur. Güneş aktivite indislerine ait detaylı bilgiler Bölüm 2.1'de verilmiştir. Tablo 7.3'de 14 yıllık dönemde F10.7 indisi için aylık, mevsimsel ve yıllık ortalama değerler gösterilmiştir. Aylık olarak en yüksek F10.7 değeri Ocak ve Kasım aylarında 103,9 sfu ve en düşük F10.7 değeri Ağustos ayında 97,7 sfu olarak bulunmuştur. Mevsimsel olarak en yüksek F10.7 değeri Aralık Gündönümü'nde 102,5 sfu ve en düşük F10.7 değeri Eylül Ekinoksu'nda 99,4 sfu'dur. Yıllık ortalama F10.7 değerleri arasında en yüksek değer 146 sfu olarak 2014 yılında ve en düşük değer 69 sfu olarak 2008 yılında tespit edilmiştir. İlgili zaman diliminde en yüksek F10.7 değeri 273,5 sfu ve en düşük F10.7 değeri 65,5 sfu'dur. Ayrıca, en yüksek günlük ortalama TEİ değerinin 72,8 TECU ve en düşük günlük ortalama TEİ değerinin 6,8 TECU olduğu görülmektedir.

Tablo 7.3. Aylık, mevsimsel ve yıllık ortalama F10.7 değerleri

Aylık Ort. (sfu)	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Ocak	
	98,8 ±26,8	100,1 ±26,4	101,3 ±26,8	100,6 ±25,3	98,4 ±26,4	101,8 ±31,3	97,7 ±23,7	98,6 ±26,8	101,8 ±37,0	103,9 ±33,9	99,6 ±29,3	103,9 ±30,9	
Mevsimsel Ort. (sfu)	Mart Ekinoksu			Haziran Gündönümü			Eylül Ekinoksu			Aralık Gündönümü			
	100,1 ±26,7			100,3 ±27,8			99,4 ±29,8			102,5 ±31,5			
<b>Yıllık Ort. (sfu)</b>													
2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
128,5 ±27,9	106,5 ±17,7	91,7 ±14,3	80,0 ±7,4	73,1 ±5,9	69,0 ±2,8	70,5 ±2,7	80,0 ±5,0	113,2 ±23,9	120,1 ±18,3	122,6 ±19,3	146,0 ±26,6	117,8 ±19,1	88,8 ±11,3



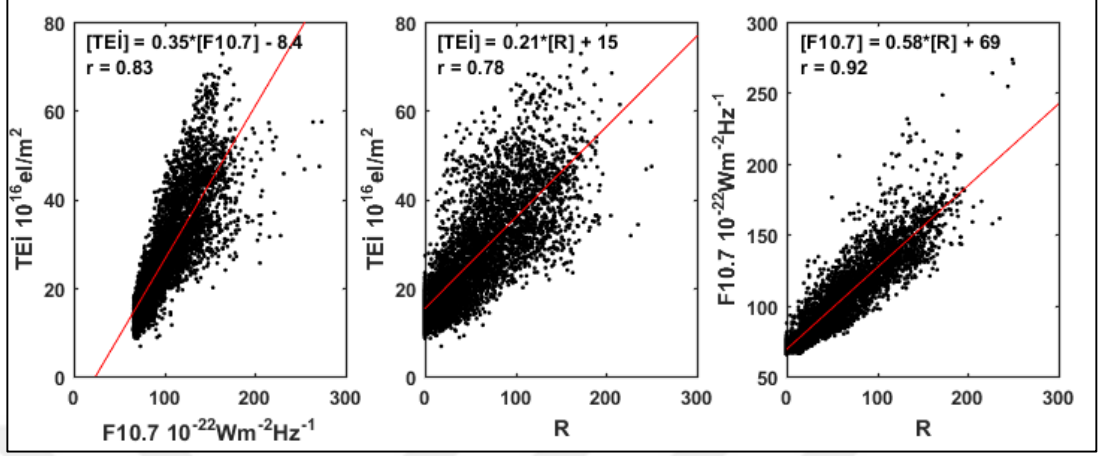
Şekil 7.6. 23. ve 24. güneş döngüleri ile günlük ortalama TEİ, F10.7, R ve bunların 365 günlük yumuşatılmış değerleri

Şekil 7.6'da 2003-2016 yılları arası günlük ortalama TEİ, F10.7 ve R değerleri ile bunların 365-günlük yumuşatılmış değerleri gösterilmektedir. Buna göre, 2008 yılının Aralık ayı 23. güneş döngüsünün bittiği ve 24. güneş döngüsünün başladığı zamana denk gelmektedir. Burada, TEİ değerleri azalma eğilimine devam ederken, F10.7 ve R indis değerleri artış eğilimine başlamıştır. Bu durumun, TEİ'nin devam eden yarı-yıllık ve mevsimsel düşüş eğiliminin doygunluğa ulaşma ve gecikme etkisinden kaynaklandığı söylenebilir (Gopal Rao ve Sambasiva Rao, 1969). Çalışmadaki zaman aralığına göre, 2003-2009 yılları arasında 23. güneş döngüsü düşüş eğilimindedir. Bununla birlikte 2008-2009 yılları arası %70'in üzerinde (265 gün) güneş lekesi görülmeyen gün bulunmaktadır (Chakrabarty vd., 2012). 2009 yılında 24. güneş döngüsü başlar ve 2012 yılına kadar yükseliş eğilimi gösterir. 2012-2013 yılları arasında normal bir seyirde devam eden güneş aktivitesi 2014-2015 yılları arasında 2. tepe değerini yaparak 2015 yılından sonra düşüş eğilimi gösterir. 365-günlük yumuşatılmış TEİ ve F10.7 değerleri arasındaki korelasyon katsayısı 0,99 ve 365-günlük yumuşatılmış TEİ ve R değerleri arasındaki korelasyon katsayısı 0,98'dir.

Şekil 7.6'da görülen zamansal değişim grafiği, TEİ değerlerinin analizi ve irdelenmesi amaçlı olarak elde edilmiş ise de 14 yıllık periyodu itibari ile Türkiye iyonosferi için yararlı bir tanılama niteliğindedir. Şekil 7.6 incelenecek olursa, iyonosferdeki elektron yoğunluğunun en yüksek değerlere ulaştığı 2014-2015



yıllarında GNSS kullanıcılarının, özellikle de ülkemizdeki CORS kullanıcılarının, sıklıkla yaşadıkları sorunlar daha iyi anlaşılacaktır.



Şekil 7.7. Günlük ortalama TEİ ve güneş aktivite indisleri (F10.7, R) arasındaki korelasyon grafikleri

Şekil 7.7’de günlük ortalama TEİ, F10.7 ve R değerleri arasındaki 14 yıllık dönemde doğrusal regresyon ve korelasyon değerleri gösterilmektedir. Burada F10.7 değerinin R değerine göre TEİ değerleriyle daha yüksek korelasyon değerine sahip olduğu görülmektedir. TEİ değerleriyle F10.7 indis değerleri arasındaki 0,83 korelasyon değeri aslında güneşin iyonosfer üzerindeki baskın kontrolü nedeniyle, iyonosferde oluşan beklenmedik değişimlerin kaynağının tespit edilmesinin ne derece zor ve kapsamlı bir çalışma gerektirdiğini kanıtlar niteliktedir.

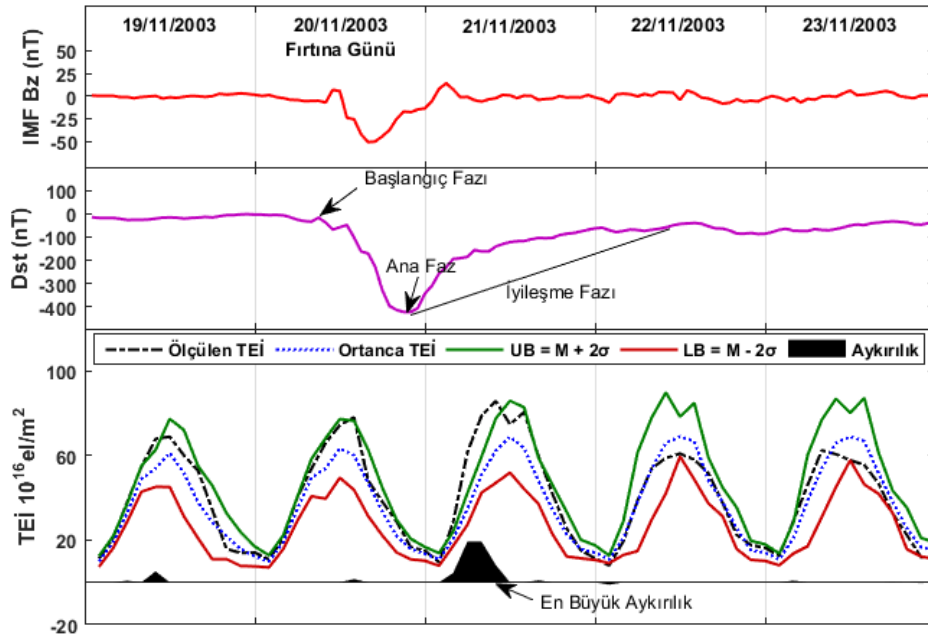
Tablo 7.4’de günlük ortalama TEİ değerleri ile F10.7 değerleri arasındaki korelasyon değerleri günün bazı zaman dilimlerine (gece, gündoğumu, öğlen, günbatımı) ve mevsimlere göre gösterilmektedir. Mart Ekinoksu ve Aralık Gündönümü dönemlerinde Eylül Ekinoksu ve Haziran Gündönümü dönemlerine göre gece saatleri hariç TEİ ve F10.7 arasında daha yüksek korelasyon değerleri görülmektedir. Buna ek olarak, gece saatlerindeki korelasyon değerleri gündoğumu, öğlen ve günbatımı saatlerinden daha düşüktür. TEİ ile F10.7 arasındaki en yüksek korelasyon değeri Mart Ekinoksu’nda (gün doğumu) 0,89 ve en düşük korelasyon değeri Eylül Ekinoksu’nda (gece) 0,75’dir.

Tablo 7.4. Günün farklı zaman dilimlerine ve yılın mevsimlerine göre günlük TEİ ve F10.7 arasındaki korelasyon katsayıları

<b>Mevsim</b>	<b>00:00 (Gece)</b>	<b>06:00 (Gündoğum)</b>	<b>12:00 (Öğlen)</b>	<b>18:00 (Günbatım)</b>	<b>Ortalama</b>
Mart Ekinoksu	0,78	0,89	0,87	0,88	0,86
Haziran Gündönümü	0,80	0,80	0,78	0,78	0,79
Eylül Ekinoksu	0,75	0,83	0,84	0,80	0,81
Aralık Gündönümü	0,76	0,86	0,87	0,85	0,84

### 7.1.3. Jeomanyetik fırtına etkisi

Çalışmanın bu bölümünde, Tablo 2.1’de belirtilen Dst indis seviyelerine göre G4 ve G5 seviye jeomanyetik fırtınalar belirlenmiştir. Buna göre 2003 ila 2016 yılları arasında 40 adet G4 ve G5 seviye jeomanyetik fırtına meydana gelmiştir. Çarpıcı bir sonuç olarak, 2006 ila 2011 yılları arasında sadece 1 adet G4/G5 seviye jeomanyetik fırtına oluşmuştur. Bu durumun ilgili zaman aralığındaki nispeten düşük güneş aktivitesine bağlı olabileceği düşünülmektedir. İlgili zaman aralığı, hem yüksek seviyeli güneş patlamalarının hem de jeomanyetik fırtınaların oluşmaması nedeniyle, küresel ve bölgesel olarak iyonosferik varyasyonların ve deprem, tsunami, volkanik patlama vb. gibi doğa olaylarının iyonosfer üzerindeki etkisinin incelenmesi açısından oldukça elverişlidir (Şentürk ve Çepni, 2018b).



Şekil 7.8. 20 Kasım 2003 tarihindeki G5 derece jeomanyetik fırtına için GSM koordinatlarında IMF Bz bileşeni (üst panel), Dst indeksi (orta panel) ve TEİ zaman serisi (alt panel)

Şekil 7.8'de, 20 Kasım 2003 tarihinde gerçekleşen G5 derece jeomanyetik fırtınanın (günlük minimum Dst = -422nT) bir vaka çalışması sunulmuştur. Şekilde üst panel, GSM koordinatlarında gezegenler arası manyetik alan (IMF) Bz bileşenini, orta panel Dst indisini ve alt panel 19-23 Kasım tarihleri arasında TEİ zaman serisini göstermektedir. TEİ zaman serisindeki aykırılıklar belirlenirken, üst ve alt sınır değerleri 5 günlük ortanca değere  $\pm 2\sigma$  eklenerek belirlenmiş ve ölçülen TEİ değerinin üst veya alt sınırı aşması durumu sırasıyla pozitif ve negatif aykırılık olarak tanımlanmıştır. Şekil 7.8, en büyük aykırılık değerinin, fırtınanın ana fazından 1 gün sonra pozitif aykırılık olarak meydana geldiğini göstermektedir. Aykırılık değerinin tepe noktası yerel zamana göre 09:00'da (gündoğumu) oluşmuş ve üst sınır ile ölçülen TEİ değeri arasındaki fark %31,4 olarak bulunmuştur.

Tablo 7.5. 2003 ile 2016 yılları arasında G4 ve G5 seviye jeomanyetik fırtınaların bazı istatistiksel bilgileri

Yıl	Yılın Günü	Dst (nT)	TEİ zaman serisine etkisi	Etkinin oluşma zamanı	Etkinin günlük zaman dilimi	Etkinin TEİ'ye oranı (%)
2003	149	-144	Negatif	15:00	Öğlen	18,6
	169	-141	Pozitif	15:00	Öğlen	8,0
	193	-105	Pozitif	21:00	Günbatımı	11,4
	230	-148	Pozitif	21:00	Günbatımı	13,4
	303	-383	Pozitif	15:00	Öğlen	19,1
	324	-422	Pozitif	09:00	Gündoğumu	31,4
2004	22	-130	Pozitif	13:00	Öğlen	6,2
	95	-117	Negatif	21:00	Günbatımı	14,0
	207	-136	Negatif	11:00	Gündoğumu	29,1
	209	-170	Negatif	11:00	Gündoğumu	29,1
	243	-129	Pozitif	11:00	Gündoğumu	13,2
	313	-374	Pozitif	09:00	Gündoğumu	21,2
2005	18	-103	Pozitif	17:00	Öğlen	15,3
	128	-110	Pozitif	01:00	Gece	27,4
	135	-247	Negatif	13:00	Öğlen	19,1
	150	-113	Pozitif	17:00	Öğlen	27,5
	164	-106	Negatif	17:00	Öğlen	23,6
	236	-184	Pozitif	17:00	Öğlen	12,6
	243	-122	Negatif	19:00	Günbatımı	34,7
	254	-139	Pozitif	17:00	Öğlen	25,7
2006	349	-162	Negatif	11:00	Gündoğumu	10,7
2011	218	-115	Pozitif	19:00	Günbatımı	16,0
	269	-118	Pozitif	09:00	Gündoğumu	17,1
	298	-147	Negatif	15:00	Öğlen	8,8
2012	69	-145	Pozitif	15:00	Öğlen	24,3
	115	-120	Pozitif	17:00	Öğlen	15,8
	197	-139	Negatif	11:00	Gündoğumu	38,9
	275	-122	Negatif	11:00	Gündoğumu	11,6
	283	-109	Negatif	21:00	Günbatımı	83,6
	319	-108	Pozitif	17:00	Öğlen	24,9

Tablo 7.5. (Devam) 2003 ile 2016 yılları arasında G4 ve G5 seviye jeomanyetik fırtınaların bazı istatistiksel bilgileri

Yıl	Yılın Günü	Dst (nT)	TEİ zaman serisine etkisi	Etkinin oluşma zamanı	Etkinin günlük zaman dilimi	Etkinin TEİ'ye oranı (%)
2013	76	-132	Pozitif	11:00	Gündoğumu	20,3
	152	-124	Negatif	19:00	Günbatımı	16,0
	180	-102	Negatif	15:00	Öğlen	15,0
2014	50	-119	Negatif	01:00	Gece	55,0
2015	76	-223	Negatif	15:00	Öğlen	33,3
	174	-204	Negatif	11:00	Gündoğumu	9,3
	280	-124	Pozitif	19:00	Günbatımı	15,4
	354	-155	Negatif	17:00	Öğlen	23,5
2016	1	-110	Pozitif	19:00	Günbatımı	14,8
	287	-104	Pozitif	09:00	Gündoğumu	29,0

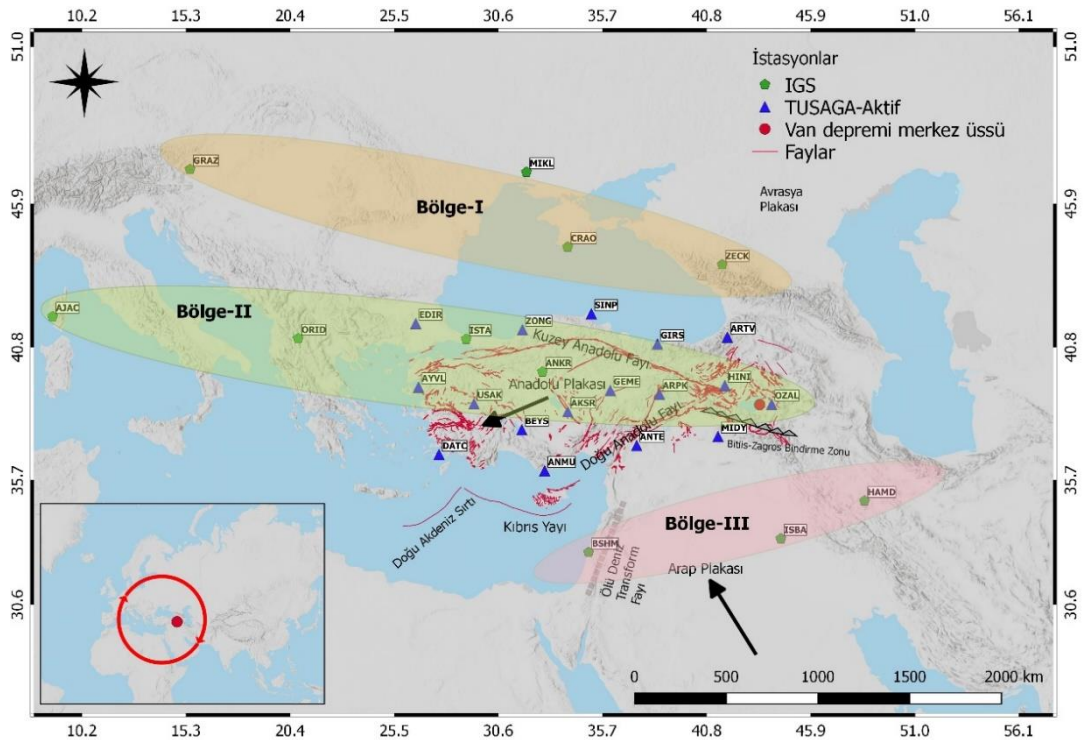
Tablo 7.5'de jeomanyetik fırtınaların özellikleri ve TEİ zaman serileri üzerindeki etkileri gösterilmektedir. Şekil 7.8'deki işlem adımları, Tablo 7.5'de gösterilen tüm diğer jeomanyetik fırtınalara aynı şekilde uygulanmıştır. Buna göre, jeomanyetik fırtınaların % 45'i (18) TEİ değerlerinde düşüşe (negatif) ve % 55'i (22) TEİ değerlerinde yükselişe (pozitif) neden olmuştur. Jeomanyetik fırtına etkisi günün zaman dilimine göre de incelenmiştir. Bu amaçla günün zamanları, gece (yerel zamanda 00:00 - 06:00), gün doğumu (yerel zamanda 06:00 - 12:00), öğlen (yerel zamanda 12:00 - 18:00) ve gün batımı (yerel zamanda 18:00 - 00:00) olarak 4 farklı zaman dilimine ayrılmıştır. Buna göre, jeomanyetik fırtınaların 12'si gündoğumu, 17'si öğlen, 9'u günbatımı ve 2'si gece meydana gelmiştir. Jeomanyetik fırtınaların TEİ değerleri üzerindeki en yüksek etkisi % 83,6 ile 9 Ekim 2012 günü ve en düşük etkisi % 6,2 ile 22 Ocak 2004 günü meydana gelen jeomanyetik fırtınalarda olmuştur. 40 adet fırtınanın TEİ değerleri üzerindeki ortalama etkisi % 22,1 olarak tespit edilmiştir. Bu değer G4 veya G5 seviye manyetik fırtınalı bir günde TEİ zaman serisinde tespit edilecek bir aykırılığın deprem ile ilişkisini kurabilmek için bir istatistiksel eşik değer olarak kabul edilebilir.

## **7.2. Van Depremi (23 Ekim 2011, Mw 7,1) Öncesi Gerçekleşen İyonosferik Aykırılıkların Kapsamlı Bir Analizi**

Çalışmanın bu bölümünde, 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van depremi olası iyonosferik deprem öncülleri, 11 IGS ve 17 Türkiye Ulusal Sabit GPS İstasyonları Ağı - Aktif (TUSAGA-Aktif) istasyonundan elde edilen GPS-TEİ çözümleri ile 9 Ekim 2011'den 23 Ekim 2011'e kadar zamansal, mekansal ve spektral olarak incelenmiştir. Ayrıca, CODE tarafından üretilen Küresel İyonosfer Haritası'ndan (CODE-KİH) elde edilen deprem dış merkez DTEİ değerleri ile Çeyrek Açıklık Tabanlı Kayan Pencere Yöntemi uygulanarak zamansal değişimler de araştırılmıştır. Çalışma kapsamında ele alınan istasyonlardan 10 IGS ve 2 TUSAGA-Aktif istasyonu Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü ile spektral analiz için ve 9 IGS ve 17 TUSAGA-Aktif istasyonu mekansal analiz amacıyla Bölgesel İyonosfer Haritası (BİH) oluşturmak için kullanılmıştır.

Bu başlıkta yürütülen uygulamadaki temel amaç, daha önce Van depremiyle ilgili yapılan sismik-iyonosferik çalışmalarda kullanılan yöntemlere bir alternatif olarak herhangi bir ortanca, ortalama veya referans veriye gerek duymadan iyonosferdeki aykırılıkların tespitine imkan sunan Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü (KZFD) yöntemi ve bu yöntemin klasik yöntemlerle uyumunu incelemektir. Bu kapsamda aykırılıkların zamansal ve mekansal analiziyle birlikte spektral analizi de yapılmıştır. Deprem dış merkezindeki değişimi incelemek amacıyla CODE-KİH'den elde edilen DTEİ değerleri, deprem ve çevresindeki değişimi incelemek amacıyla IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonlarındaki çözümlerden elde edilen GPS-TEİ değerleri kullanılmıştır. Bir klasik yöntem olarak Çeyrek Açıklık Tabanlı Kayan Pencere Yöntemi ile aykırılıklar zamansal olarak tespit edilmiştir. Aykırılıkların mekansal dağılımı IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonlarında elde edilen verilerle oluşturulan Bölgesel İyonosfer Haritaları yardımıyla incelenmiştir. Yine 2'si deprem etki alanı içerisinde ve 1'i ise dışında olmak üzere 3 TUSAGA-Aktif istasyonunda (yaklaşık aynı enlem üzerinde) Çapraz Korelasyon Analizi ile aykırılıklar zamansal ve mekansal olarak analiz edilmiştir. Van depremi öncesi aykırılık tespit edilen günlerde yüksek güneş aktivitesi görülmektedir. Bu nedenle tespit edilen aykırılıklar ile güneş aktivitesi arasındaki korelasyonun derecesi Çapraz Dalgacık Dönüşümü yöntemi kullanılarak belirlenmiştir.

Çalışma kapsamında kullanılan 11 IGS ve 17 TUSAGA-Aktif istasyonunun dağılımı Şekil 7.9'da gösterilmektedir. Şekilde tanımlanan Bölge I, Bölge II ve Bölge III, yaklaşık olarak aynı enlemde bulunan ve KZFD yönteminde kullanılan istasyonları temsil etmektedir. Seçilen istasyonların benzer güneş aktivitesine ve buna bağlı benzer iyonosferik çevreye sahip olmaları bölge seçiminde dikkat edilen en önemli husus olmuştur. Bölge I'de, GRAZ, CRAO, ZECK istasyonları, Bölge II'de AJAC, ORID, ISTA, ANKR, ARPK, OZAL istasyonları ve Bölge III'de BSHM, ISBA, HAMD istasyonları yer almaktadır. Tablo 7.6'da çalışma kapsamında kullanılan tüm istasyonlar hakkında detaylı bilgi verilmektedir. IGS istasyonları RINEX dosyaları IGS web sitesinden (<ftp://igs.ensg.ign.fr/pub/igs/data/>) ve TUSAGA-Aktif istasyonları RINEX dosyaları TUSAGA-Aktif web sitesinden (<http://www.tusaga-aktif.gov.tr/default.aspx>, <ftp://212.156.70.42/>) 30 saniye zamansal çözünürlükte indirilmiştir. CODE-KİH'e ait IONEX dosyaları NASA web sitesinden (<ftp://cdis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/>), F10.7, Kp ve Dst indisleri OMNI web sitesinden (<https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html>) elde edilmiştir. Tüm sonuçlar ve şekiller UTC zaman dilimine göre elde edilmiştir. Van şehri için UTC + 3 saat ile yerel zaman belirlenebilir.



Şekil 7.9. IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonlarının Van depremi dış merkezi etrafındaki dağılımı

Tablo 7.6. IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonları hakkında bilgiler

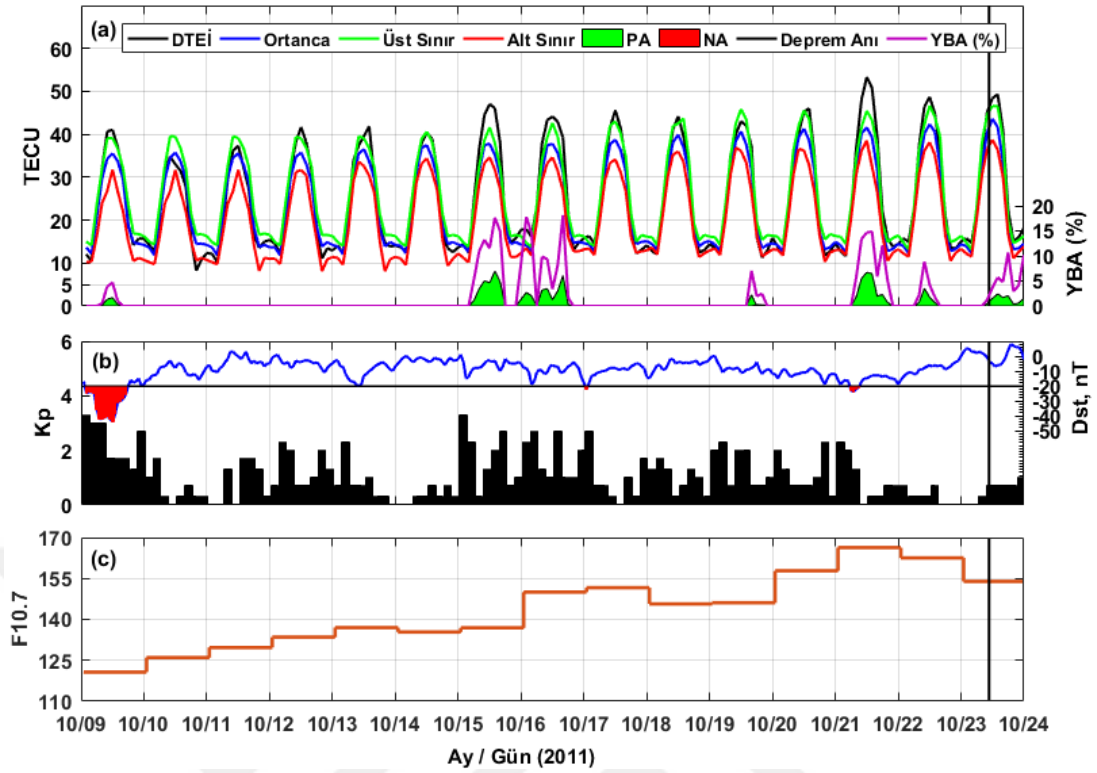
ISTASYON KODU	KAPSAMI	ENLEM (°K)	BOYLAM (°D)	DIŞ MERKEZE UZAKLIK (km)	KULLANIM
AJAC	IGS	41,9275	8,7626	2946,67	KZFD
ANKR	IGS	39,8875	32,7586	933,36	KZFD + BİH
BSHM	IGS	32,7790	35,0200	1010,73	KZFD + BİH
CRAO	IGS	44,4133	33,9910	1012,49	KZFD + BİH
GRAZ	IGS	47,0671	15,4935	2447,01	KZFD
HAMD	IGS	34,8691	48,5343	619,28	KZFD + BİH
ISBA	IGS	33,3414	44,4384	603,99	KZFD + BİH
ISTA	IGS	41,1044	29,0193	1262,23	KZFD + BİH
MIKL	IGS	46,9728	31,9728	1311,26	BİH
ORID	IGS	41,1273	20,7941	1949,66	KZFD + BİH
ZECK	IGS	43,7884	41,5651	586,36	KZFD + BİH
AKSR	TUSAGA-Aktif	38,3704	33,9981	827,59	BİH
ANMU	TUSAGA-Aktif	36,0690	32,8651	984,67	BİH
ANTE	TUSAGA-Aktif	37,0650	37,3736	568,78	BİH
ARPK	TUSAGA-Aktif	39,0406	38,4873	435,99	KZFD + BİH
ARTV	TUSAGA-Aktif	41,1751	41,8183	308,55	BİH
AYVL	TUSAGA-Aktif	39,3114	26,6862	1452,70	BİH
BEYS	TUSAGA-Aktif	37,6773	31,7466	1033,57	BİH
DATC	TUSAGA-Aktif	36,7086	27,6918	1407,28	BİH
EDIR	TUSAGA-Aktif	41,6767	26,5510	1474,58	BİH
GEME	TUSAGA-Aktif	39,1851	36,0808	644,13	BİH



Tablo 7.6. (Devam) IGS ve TUSAGA-Aktif istasyonları hakkında bilgiler

ISTASYON KODU	KAPSAMI	ENLEM (°K)	BOYLAM (°D)	DIŞ MERKEZE UZAKLIK (km)	KULLANIM
GIRS	TUSAGA-Aktif	40,9226	38,3882	500,99	BİH
HINI	TUSAGA-Aktif	39,3688	41,6958	172,28	BİH
MIDY	TUSAGA-Aktif	37,4174	41,3574	237,59	BİH
OZAL	TUSAGA-Aktif	38,6573	43,9887	42,32	KZFD + BİH
SINP	TUSAGA-Aktif	42,0302	35,1539	797,11	BİH
USAK	TUSAGA-Aktif	38,6792	29,4052	1222,63	BİH
ZONG	TUSAGA-Aktif	41,4495	31,7782	1042,03	BİH

RINEX ve IONEX dosyalarından elde edilen TEİ ve DTEİ varyasyonlarına çeşitli yöntemler uygulanarak aykırılıklar tespit edilmiştir. Küresel haritalardan elde edilen deprem dış merkez DTEİ değerlerine Bölüm 5.1.1’de tanımlanan Kayan Pencere Yöntemi uygulanmış ve sınır değerler olarak Eşitlik (6.4a) ve Eşitlik (6.4b) kullanılmıştır. Burada depremden 15 gün öncesi dikkate alınmış ve 15 günlük ortanca değerler referans olarak kullanılmıştır. Ardışık 15 gündeki DTEİ değerlerinin ortanca değeri alınarak, 16. gündeki gözlemlenen DTEİ değeriyle ortanca değer arasındaki farklılığı aykırılık tespitinin temelini oluşturmuştur. Çeyrek açıklık tabanlı bir sınır değeri yaklaşımıyla (Liu ve diğ., 2009), 16. gündeki gözlemlenen DTEİ değerinin 15 günlük ortanca değerden farkı için, üst sınırı aşan değerler pozitif aykırılık ve alt sınırın altında kalan değerler negatif aykırılık olarak belirlenmiştir. Sınır değerleri içerisinde kalan zaman dilimlerinde ise herhangi bir aykırılık olmadığına karar verilmiştir. DTEİ değerlerinin normal dağılımında olduğu varsayımıyla alt ve üst sınır değerleri  $1,34 \sigma$  güven aralığındadır.

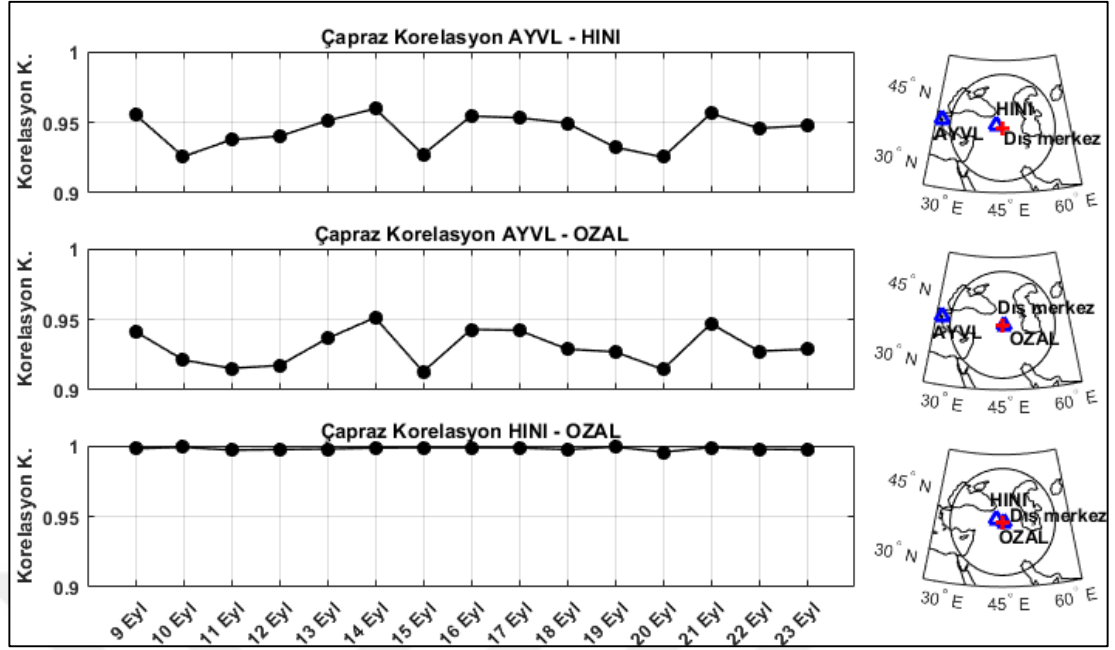


Şekil 7.10. Van depreminin 15 gün öncesi dış merkez DTEİ, Kp, Dst ve F10.7 indis varyasyonları a) Deprem dış merkez DTEİ değerleri b) Kp, Dst indisleri c) F10.7 indisi

Şekil 7.10(a) Van depreminin 15 gün öncesi 9-23 Ekim 2011 tarihleri arasında, deprem dış merkezindeki DTEİ değerlerinin 2 saat zamansal çözünürlükte değişimini göstermektedir. Burada siyah dik çizgi deprem zamanını, yeşil alanlar pozitif aykırılıkları ve pembe çizgiler YBA (Yüzde Bağlı Aykırılık - %) değerlerini temsil eder. Şekil 7.10(b) Kp, Dst jeomanyetik aktivite indislerini (burada kırmızı alan hafif bir jeomanyetik fırtınayı gösterir) ve Şekil 7.10(c) F10.7 güneş aktivite indisini göstermektedir. Şekil 7.10(a)'da tespit edilen aykırılıkları DTEİ varyasyonundaki kısa süreli değişimlerin etkisinden arındırmak amacıyla sadece 6 saatten daha uzun süreli aykırılıklar gösterilmiştir. Buna göre depremden 15 gün önce (9 Ekim), 8-9 gün önce (15-16 Ekim) ve 1-3 gün önce (21-23 Ekim), 6 saatten daha uzun süreli ve 2-8 TECU arasında değişen pozitif aykırılıklar tespit edilmiştir. İlgili tarihler arasında hiç negatif aykırılık oluşmamıştır. Kp ve Dst indisleri incelendiğinde, 9 Ekim (tüm gün boyunca devam eden hafif bir jeomanyetik aktivite) ve 21 Ekim (kısa bir süre devam eden oldukça hafif bir jeomanyetik aktivite) dışında Kp indis değerlerinin 4 değerinin altında ve Dst indis değerinin  $\pm 20$ nT arasında olduğu

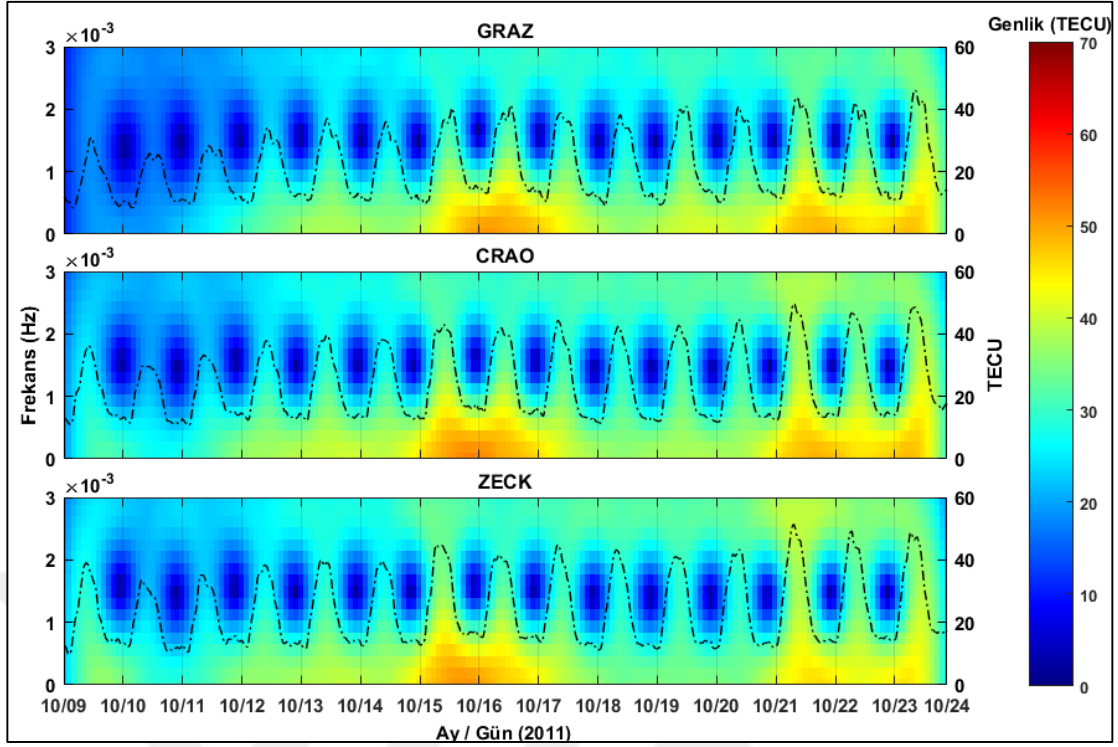
görülmektedir. Buna göre Van depreminin 15 gün öncesinde 9 Ekim ve 21 Ekim tarihleri dışında bir jeomanyetik hareketlilik bulunmamaktadır. F10.7 indis değerlerinin değişimi incelendiğinde Van depremi öncesi orta-yüksek seviyeli bir güneş aktivitesi olduğu görülmektedir. F10.7 değerleri 21 Ekim 2011 tarihinde 166,3 sfu olarak en yüksek değerine ulaşmıştır.

Şekil 7.11’de AYVL, HINI ve OZAL istasyonlarının karşılıklı çapraz korelasyon değerleri gösterilmektedir. Dobrovolsky ve diğ., (1979)’a göre Van depremi etki alanı 1130 km olarak bulunmuştur. Uzay-iklim koşullarının iyonosferi küresel ölçekte, depremin ise yerel ölçekte etkileyeceği düşüncesiyle, yaklaşık olarak aynı enlem üzerinde bulunan deprem dış merkezine yakın 2 istasyon (HINI ve OZAL) ile deprem etki alanı dışında kalan 1 istasyonun (AYVL) 30’lık GPS-TEİ değerleri ile aralarındaki çapraz korelasyon değerleri, deprem öncesi 15 günlük bir dönemde incelenmiştir. Çapraz korelasyon değerleri Eşitlik (6.8a)’e göre hesaplanmıştır. Buna göre, deprem etki alanı dışındaki AYVL istasyonu ile deprem etki alanı içerisindeki HINI ve OZAL istasyonları arasındaki çapraz korelasyon değerleri, deprem etki alanı içerisinde birbirine çok yakın mesfedeki HINI ve OZAL istasyonları arasındaki çapraz korelasyon değerlerinden görece daha düşüktür. AYVL istasyonu ile diğerleri arasındaki çapraz korelasyon değerlerinin normal durumda 0,95 seviyesinde seyretmesinin önemli bir nedeni istasyonlar arası boylam farkıdır. Aynı yerel saat konumlu HINI ve OZAL istasyonları ile AYVL istasyonu arasındaki meridyen farkı, güneş ışınlarının yerküreye geliş açısında farklılığa neden olmakta ve bu nedenle 0,05 lik bir korelasyon kaybına neden olmaktadır. Birbirine çok yakın konumdaki HINI ve OZAL istasyonları arasındaki korelasyonların 1 değerine yakın olması bu durumu açık bir şekilde ortaya koymaktadır. Özellikle AYVL istasyonu ile diğerleri arasında 10, 15 ve 20 Eylül günlerinde korelasyon değerlerinin 0,95 altına düşmesi, bu günlerde AYVL istasyonu üzerindeki iyonosferin farklı bir davranış sergilediğine işaret etmektedir. Ancak burada yine de yüksek bir korelasyon değerinden (~0,91-0,92) söz edilebilir. Deprem kaynaklı bir etkinin özellikle aykırılık tespit edilen günlerde korelasyon değerlerini 0,6-0,8 arası bir değere indirmesi, çapraz korelasyon analizinden anlamlı bir sonuç çıkarılması açısından önemlidir. Sonuç olarak, Şekil 7.11’den bir deprem öncülü olarak anlamlı bir sonuç elde edilemediği söylenebilir.



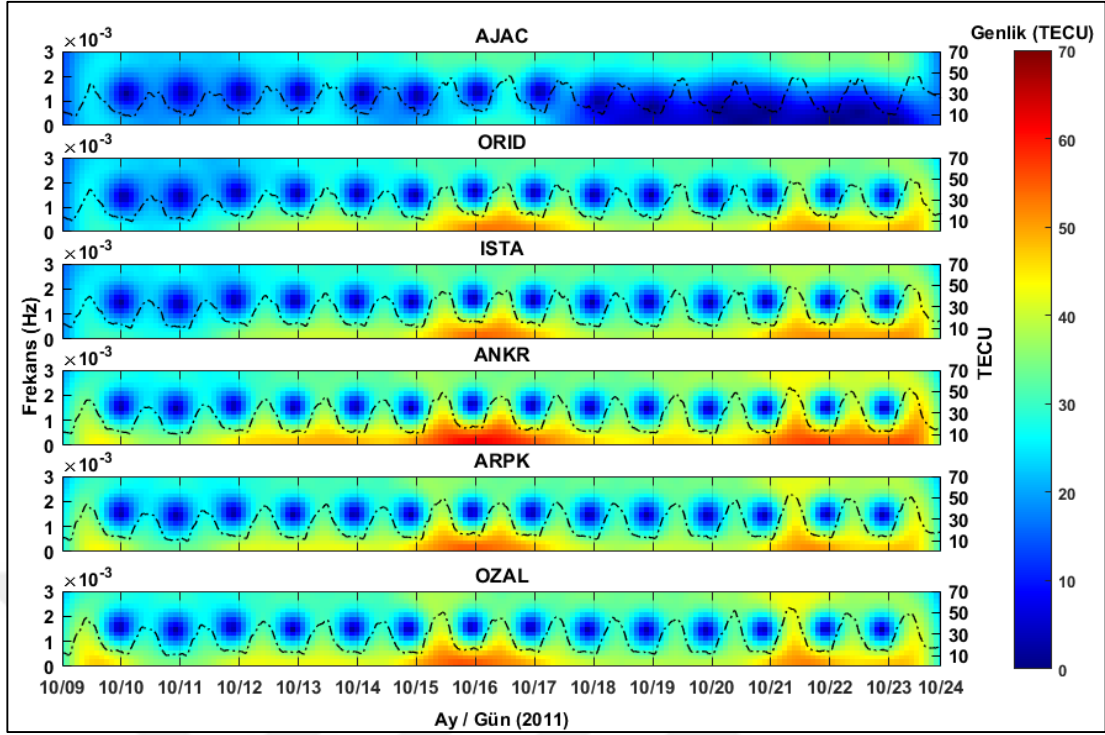
Şekil 7.11. AYVL, HINI ve OZAL istasyonları çapraz korelasyon değerleri

Literatürde sıklıkla tercih edilen klasik bir yöntemle (kayan pencereler) Van depremine ilişkin aykırılıklar tespit edildikten sonra bu aykırılıkların spektral analiz yaklaşımıyla tespiti amacıyla, ayırık Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü (KFZD) yöntemi 10 IGS ve 2 TUSAGA-Aktif istasyonunun GPS-TEİ verisine uygulanmıştır. Burada temel amaç, TEİ varyasyonunu zaman-frekans ortamında inceleyerek frekanslarda gerçekleşen anormallikleri tespit etmektir. Analiz için örnekleme aralığı 30 saniye ve  $\alpha$  değeri 0,005 olarak seçilmiştir. KFZD analiz sonuçları Şekil 7.12-7.14'de gösterilmektedir. Farklı bölgelerdeki sonuçları karşılaştırabilmek amacıyla tüm şekillerdeki genlik değeri 0-70 TECU aralığında seçilmiştir. Şekillerde TEİ varyasyonlarının yüksek genlik değerlerinin, klasik yöntemle tespit edilen aykırılık günlerine denk geldiği açıkça görülmektedir.



Şekil 7.12. Bölge I için KZFD analizi

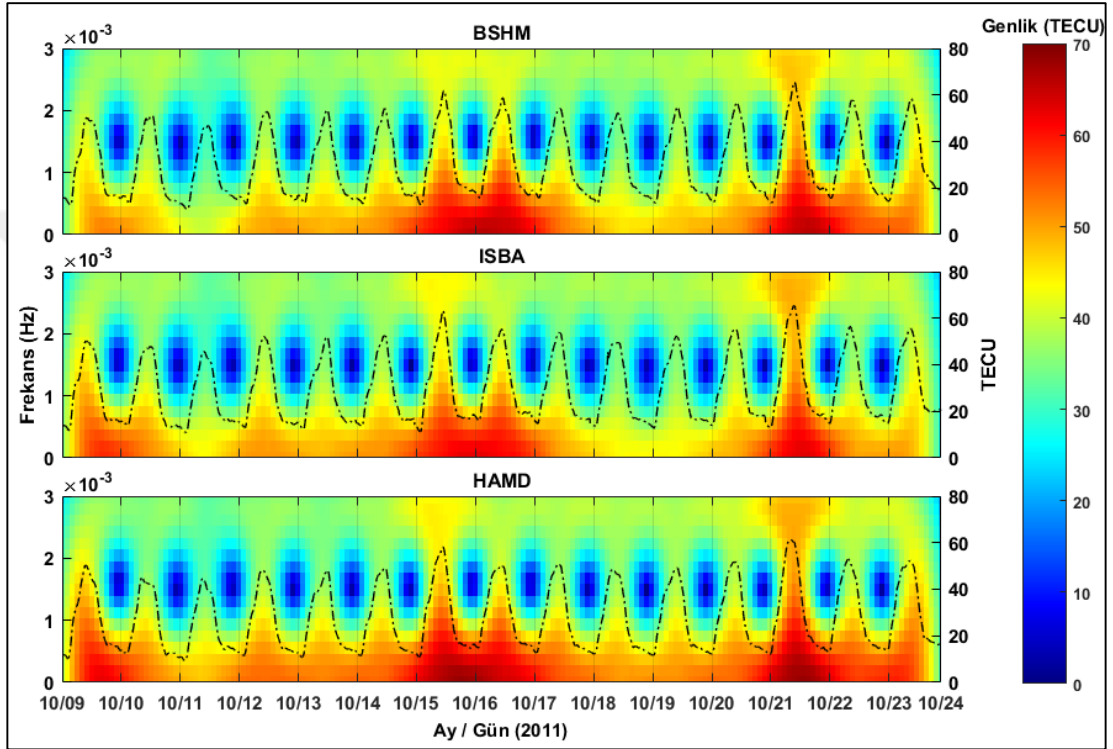
Şekil 7.12’de Bölge I’de yer alan GRAZ, CRAO ve ZECK istasyonların zamansal ve spektral GPS-TEİ varyasyonları görülmektedir. Şekilde, siyah kesikli çizgiler ilgili istasyonun GPS-TEİ varyasyonunu göstermektedir. Bölge I, Van depremi dış merkezinin kuzeyinde  $44^0-47^0$  K enlemleri arasında yer almaktadır. GRAZ istasyonunda, 15 Ekim’de öğleden sonra, 16 ve 21 Ekim’de tüm gün boyunca, 17 ve 22 Ekim’de güneşin doğuşunda ve 23 Ekim tarihinde güneşin doğuşundan öğlenden sonra saatlerine kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. CRAO istasyonunda, 15, 16 ve 21 Ekim’de tüm gün boyunca, 22 Ekim’de güneşin doğuşunda ve 23 Ekim tarihinde güneşin doğuşundan öğlenden sonra saatlerine kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. ZECK istasyonunda, 15 Ekim’de tüm gün boyunca, 16 Ekim’de güneşin doğuşundan öğlene kadar, 21 Ekim’de (diğer günlere görece daha düşük genlik değeri) öğlenden geceye kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. TEİ aykırılıklarındaki en büyük değişimler küçük frekanslarda ( $\leq 1 \times 10^{-3}$  Hz) gerçekleşmiştir ve Bölge I için en yüksek genlik değeri  $\sim 50$  TECU olarak bulunmuştur.



Şekil 7.13. Bölge II için KZFD analizi

Şekil 7.13’de Bölge II’de yer alan AJAC, ORID, ISTA, ANKR, ARPK ve OZAL istasyonların zamansal ve spektral GPS-TEİ varyasyonları görülmektedir. Şekilde, siyah kesikli çizgiler ilgili istasyonun GPS-TEİ varyasyonunu göstermektedir. Bölge II, Van depremi dış merkezi ile yaklaşık olarak aynı enlemde,  $38,5^0-42^0$  K enlemleri arasında yer almaktadır. Bölge II’nin en batısında Van depremine en uzak noktada yer alan AJAC istasyonunda diğer istasyonlara görece daha düşük genlik değerleri görülmektedir. Bu istasyondaki en yüksek genlik değeri 16 Ekim’de  $\sim 30$  TECU olarak bulunmuştur. ORID istasyonunda, 15 Ekim’de öğleden sonra, 16 ve 21 Ekim’de tüm gün boyunca, 17 ve 23 Ekim’de güneşin doğuşundan öğleden sonra saatlerine kadar ve 22 Ekim tarihinde güneşin doğuşundan öğlene ve güneşin batışından gece saatlerine kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. ISTA istasyonunda, 15-16 Ekim ila 21-22 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca, 17 Ekim’de güneşin doğuşunda, 23 Ekim’de güneşin doğuşundan batışına kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. ORID ve ISTA istasyonlarındaki en yüksek genlik değerleri  $\sim 52-54$  TECU dur. ANKR istasyonunda, 15-16 Ekim ila 21-22 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca, 17 Ekim’de güneşin doğuşundan öğlen saatlerine kadar, 23 Ekim’de güneşin doğuşundan batışına kadar  $\sim 55-60$  TECU olarak yüksek genlik değerleri görülmektedir. Bölge II’de yer alan ve Van depremi dış merkezine en yakın

2 TUSAGA-Aktif istasyonu ARPK ve OZAL istasyonlarında, 15, 16 ve 21 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca, 17 Ekim’de güneşin doğuşunda ve 23 Ekim tarihinde güneşin doğuşundan öğlen saatlerine kadar yüksek genlik değerleri görülmektedir. İki istasyondaki en yüksek genlik değeri ~52-55 TECU olarak görülmektedir. Bölge II’de TEİ aykırılıklarındaki en büyük değişimler küçük frekanslarda ( $\leq 1 \times 10^{-3}$ Hz) gerçekleşmiştir.

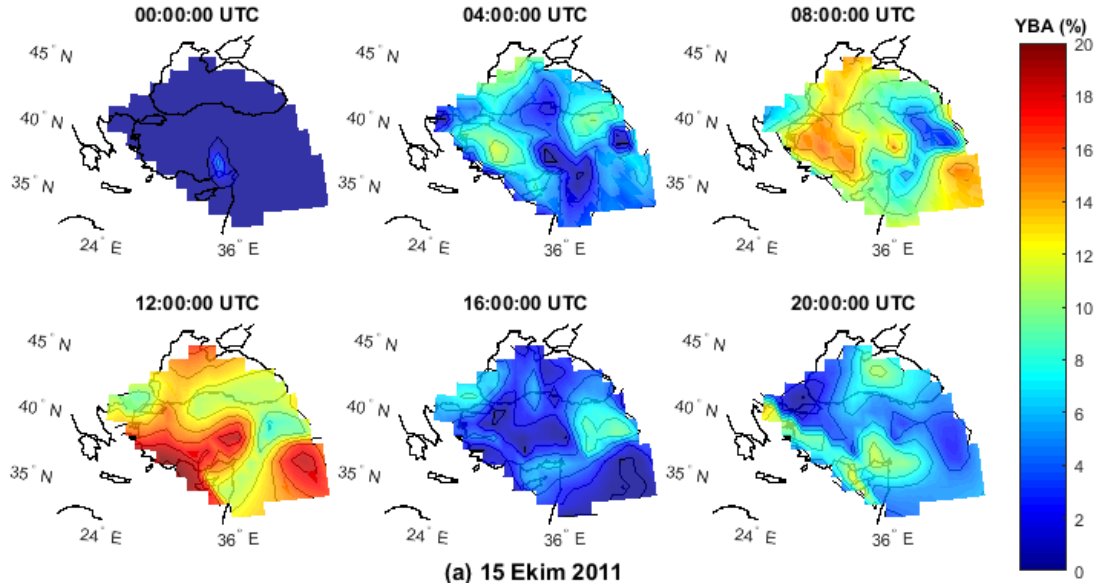


Şekil 7.14. Bölge III için KZFD analizi

Şekil 7.14’de Bölge III’de yer alan BSHM, ISBA ve HAMD istasyonlarının zamansal ve spektral GPS-TEİ varyasyonları görülmektedir. Şekilde, siyah kesikli çizgiler ilgili istasyonun GPS-TEİ varyasyonunu göstermektedir. Bölge III, Van depremi dış merkezinin güneyinde  $32,5^0$ - $35^0$  K enlemleri arasında yer almaktadır. Bu bölge ayrıca düşük enlem bölgesinin üst kısımlarına ve Ekvatorial İyonizasyon Anomali (EİA) bölgesine oldukça yakındır ve bu nedenle günlük TEİ değerleri Bölge I ve Bölge II’ye göre daha yüksektir. BSHM istasyonunda, 14 Ekim’de güneşin batışında, 15, 16 ve 21 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca, 17 Ekim’de güneşin doğuşunda, 22 Ekim’de güneşin doğuşundan öğleden sonraya kadar ~55-65 TECU olarak yüksek genlik değerleri görülmektedir. Bu istasyondan sadece 11 Ekim tarihinde 40 TECU’dan daha düşük genlik değeri görülmektedir. ISBA istasyonunda, 9 Ekim’de

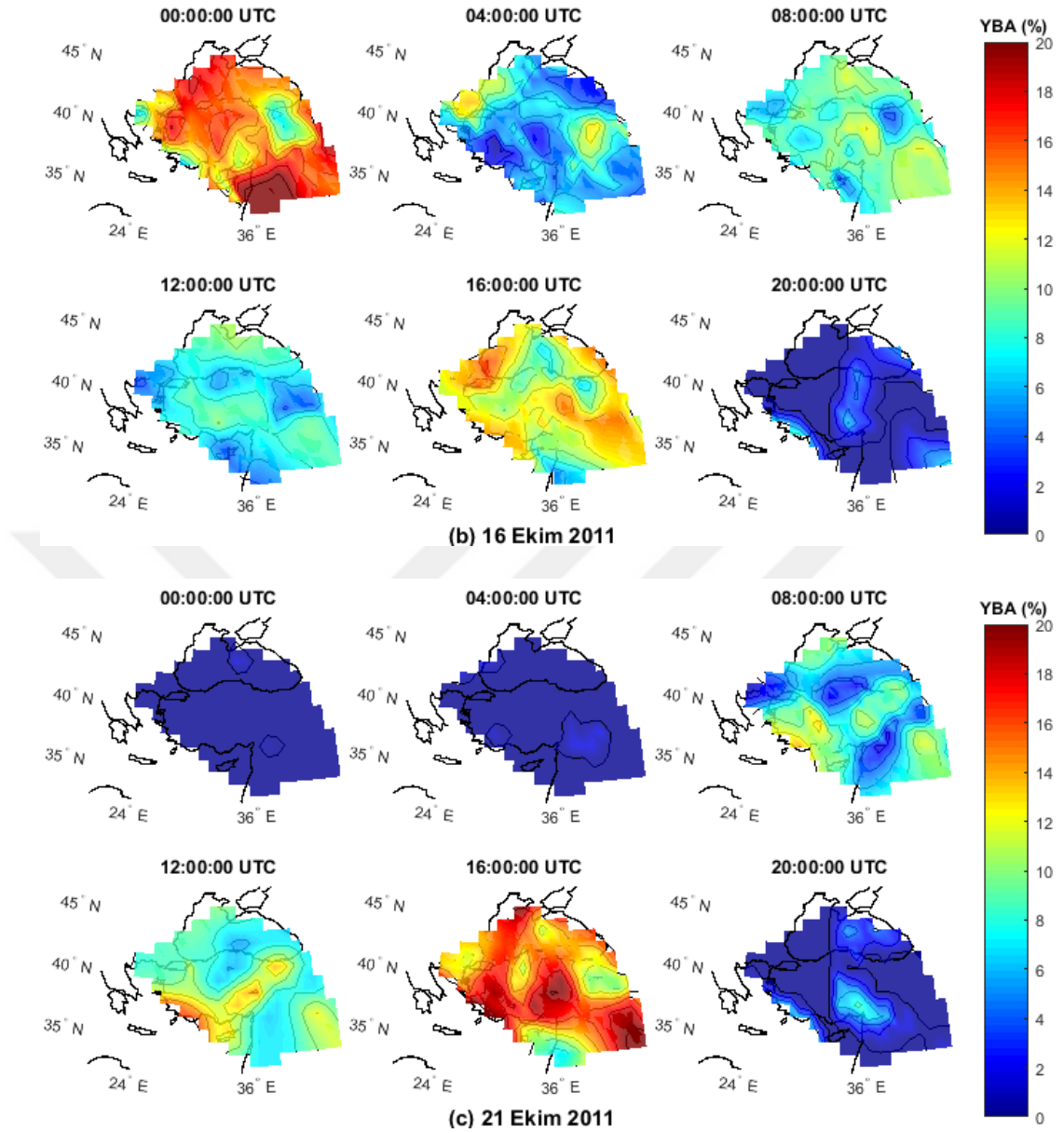
öğlenden geceye, 10 Ekim’de güneşin doğuşunda, 15, 16 ve 21 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca ve 22 Ekim tarihinde güneşin doğuşunda ~55-63 TECU olarak yüksek genlik değerleri görülmektedir. HAMD istasyonunda, 9 Ekim’de öğlenden sonra, 10 Ekim’de güneşin doğuşunda, 14 Ekim’de öğlenden sonra, 15-16 Ekim ila 21-22 Ekim tarihlerinde tüm gün boyunca, 17 Ekim tarihinde güneşin doğuşunda ve 23 Ekim’de güneşin doğuşundan öğlenden sonraya kadar ~55-68 TECU olarak yüksek genlik değerleri görülmektedir. Bölge III’de TEİ aykırılıklarındaki en büyük değişimler küçük frekanslarda ( $\leq 2 \times 10^{-3}$  Hz) gerçekleşmiştir.

Şekil 7.15(a), 7.15(b) ve 7.15(c)’de 15, 16 ve 21 Ekim’de günlük 4 saat zaman aralıklı olarak  $32^{\circ}$ - $47^{\circ}$  K enlemleri ve  $20^{\circ}$ - $49^{\circ}$  D boylamları arasında üretilen Bölgesel İyonosfer Haritaları gösterilmektedir. Haritalar, 9 IGS ve 17 TUSAGA-Aktif istasyonunun GPS-TEİ değerleriyle, Doğal Komşuluk Enterpolasyonu kullanılarak  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  konumsal çözünürlükte üretilmiştir. Burada, Bölüm 5.1.1’de tanımlanan Kayan Pencere Yöntemi ve Eşitlik (6.4a), Eşitlik (6.4b)’deki sınır değerlere uygun olarak aykırılıklar tespit edilmiş ve bölgesel değişimleri günün zamanına bağlı kalmadan belirlemek amacıyla Yüzde Bağlı Aykırılık (%) değerleri Eşitlik (6.7)’den hesaplanmıştır.



Şekil 7.15. 15 Ekim (a), 16 Ekim (b) ve 21 Ekim (c) tarihleri için oluşturulan Bölgesel İyonosfer Haritaları

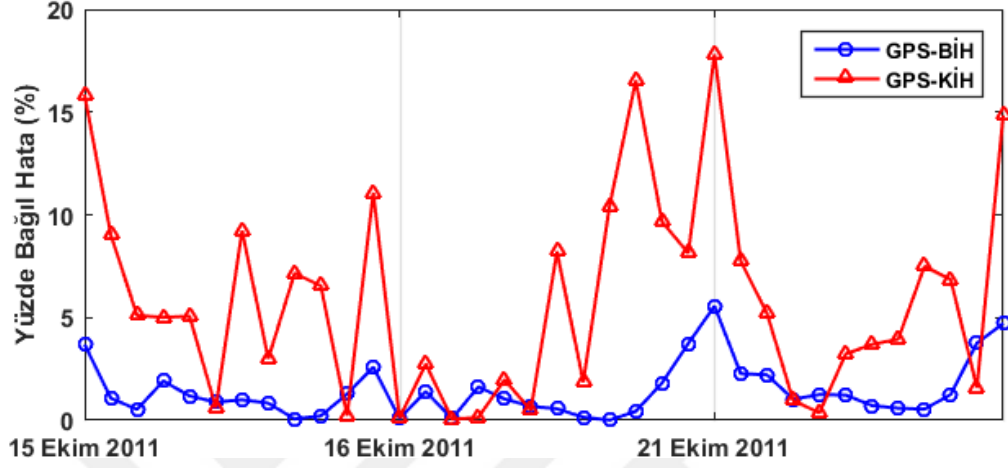




Şekil 7.15. (Devam) 15 Ekim (a), 16 Ekim (b) ve 21 Ekim (c) tarihleri için oluşturulan Bölgesel İyonosfer Haritaları

Buna göre bölgesel haritalarda deprem dış merkezine yakın bazı aykırılık bölgeleri tespit edilmiştir. Aykırılık tespit edilen günler yüksek güneş aktivitesinin etkisinde olmakla birlikte, güneş aktivitesinin iyonosfer tabakasını küresel ölçekte etkilediği bilinmektedir. Bununla birlikte, oluşturulan haritalarda ayırt edilebilir bölgesel aykırılık alanları tespit edilmiştir. Bunların bazıları Van depremi dış merkezinde veya çok yakın çevresinde görülmekle birlikte genel olarak aykırılık bölgelerinin dağılımı zaman ve konum ile önemli ölçüde değişmektedir. Bu bölgesel aykırılık alanlarının Van depremiyle ilişkili olduğu söylenebilir fakat tespit edilen aykırılıklar ile Van depremi arasında ilişki kurabilmek için daha kapsamlı bir çalışma

gerekmektedir. Burada, iyonosferin kendi dinamikleri içinde farklı disiplinler ile birlikte bu değişimleri yorumlamak sonuçların tutarlılığı açısından oldukça önemlidir. Onun dışında, tespit edilen her aykırılık bölgesini Van depremi ile ilişkilendirmenin gerçek dışı bir yaklaşım olacağı düşünülmektedir.



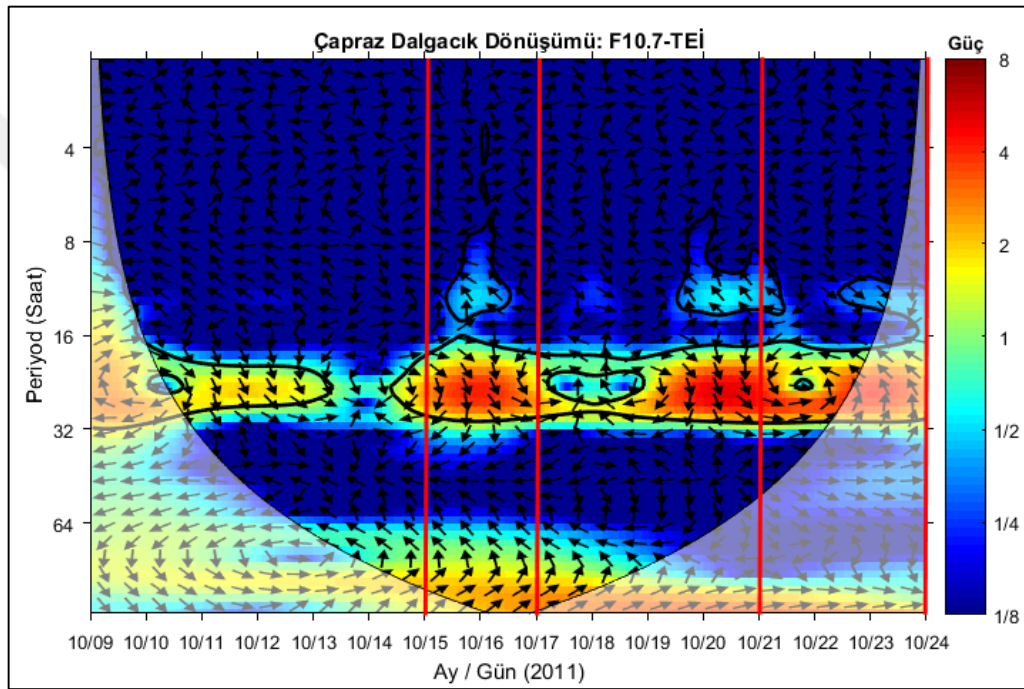
Şekil 7.16. 15, 16 ve 21 Ekim tarihlerinde GPS-TEİ değerleri ile KİH ve BİH arasındaki Yüzde Bağlı Hata (%) değerleri

Şekil 7.16'da Bölgesel İyonosfer Haritası (BİH) değerleri, GPS-TEİ ve Küresel İyonosfer Haritası (KİH) değerleriyle 2 saat zaman aralıklı olarak karşılaştırılmıştır. GPS-TEİ değerleri ANKR istasyonundan elde edilmiştir. BİH ve KİH haritalarında, ANKR istasyonu konumundaki DTEİ değerleri Eşitlik (5.15) ile hesaplanmış, ANKR istasyonunun TEİ değerleri ise Eşitlik (5.2)-(5.9) ile hesaplanmıştır. Burada, GPS-TEİ ile BİH değerleri arasındaki Yüzde Bağlı Hata değerleri 0,01-5,56 % arasında ve GPS-TEİ ile KİH değerleri arasındaki Yüzde Bağlı Hata değerleri 0,06-17,81 % arasında değişmektedir.

Şekil 7.16, çalışma kapsamında üretilen Bölgesel İyonosfer Haritaları'nın GPS-TEİ değerlerine daha yakın sonuçlar ürettiğini ve Bölgesel İyonosfer Haritaları'ndan, Küresel İyonosfer Haritaları'na göre daha hassas sonuçlar elde edilebileceğini de göstermektedir. Özellikle bölgesel değişimlerin tespitinin önemli olduğu durumlarda BİH'nin mekansal değişimleri tespit etmede daha başarılı olduğu söylenebilir.

Deprem öncesi uzay-iklim koşulları ile iyonosferde oluşan değişimler arasındaki ilişkiyi irdeleyebilmek amacıyla F10.7 değerleri ile deprem dış merkezine en yakın istasyon olan OZAL istasyonunun GPS-TEİ değerleri arasında Çapraz Dalgacık

Dönüşümü (ÇDD) yöntemi uygulanmıştır. ÇDD yöntemi, iki farklı veri arasındaki faz ilişkisi hakkında bilgi verir ve yüksek dereceden ortak güce sahip bölgeleri ortaya çıkarır (Grinsted ve diğ., 2004). Bölüm 5.3.2’de ÇDD yöntemi hakkında detaylı bilgi verilmiştir. Şekil 7.17’de, kalın eşyüksekti eğrileri kırmızı gürültüye karşı % 95 güven seviyesini ve oklar görece faz ilişkisini gösterir. Çapraz dalgacığın gücü, güven seviyesini geçtiğinde kalın eşyüksekti eğrileri oluşur ve açık renklere (düşük korelasyon) koyu renklere (yüksek korelasyon) doğru iki veri arasındaki korelasyonun derecesi ortaya çıkar.



Şekil 7.17. F10.7 ve OZAL istasyonu GPS-TEİ değerleri arasındaki ÇDD analizi

Şekil 7.17’de daha önce aykırılık tespit edilen günlerde F10.7 değerleri ile OZAL istasyonu GPS-TEİ değerleri arasında açık bir korelasyon görülmektedir. Buna göre, 15-16 Ekim ila 21-23 Ekim tarihleri arasında TEİ değerlerinde meydana gelen değişimlerin güneş aktivitesinden kaynaklanması olasılığının yüksek olduğu rahatlıkla söylenebilir.

Önceki bölümlerde 9 Ekim günü hafif bir jeomanyetik aktivite meydana geldiğinden bahsedilmiş olup, Van depreminden 15 gün önce TEİ değerlerinde tespit edilen aykırılıkların ilgili günlerde meydana gelen güneş ve jeomanyetik aktiviteler ile ilişkili olabileceği açıktır. ÇDD analizleri Van depremi öncesi tespit edilen TEİ

aykırılıklarının, pek çok çalışmada yapıldığı gibi, Van depremiyle ilişkilendirilmesinin doğru bir yaklaşım olmayabileceğini göstermektedir.

Literatürde hareketli uzay-iklim koşulları altında büyük depremler için iyonosferik değişimlerin incelendiği bazı çalışmalar bulunmakta olup (Yao ve diğ., 2012a; Le ve diğ., 2013), hareketli uzay-iklim koşulları altında oluşan ve deprem kaynaklı olma ihtimali bulunan aykırılıklar için disiplinler arası çalışmaların yapılmasının daha faydalı olacağı düşünülmektedir.

### **7.3.2003-2016 Yılları Arasında Meydana Gelen 63 $M_w \geq 5,0$ Depreminin Sismik-İyonosferik TEİ Değişimlerinin İstatistiksel Olarak İncelenmesi**

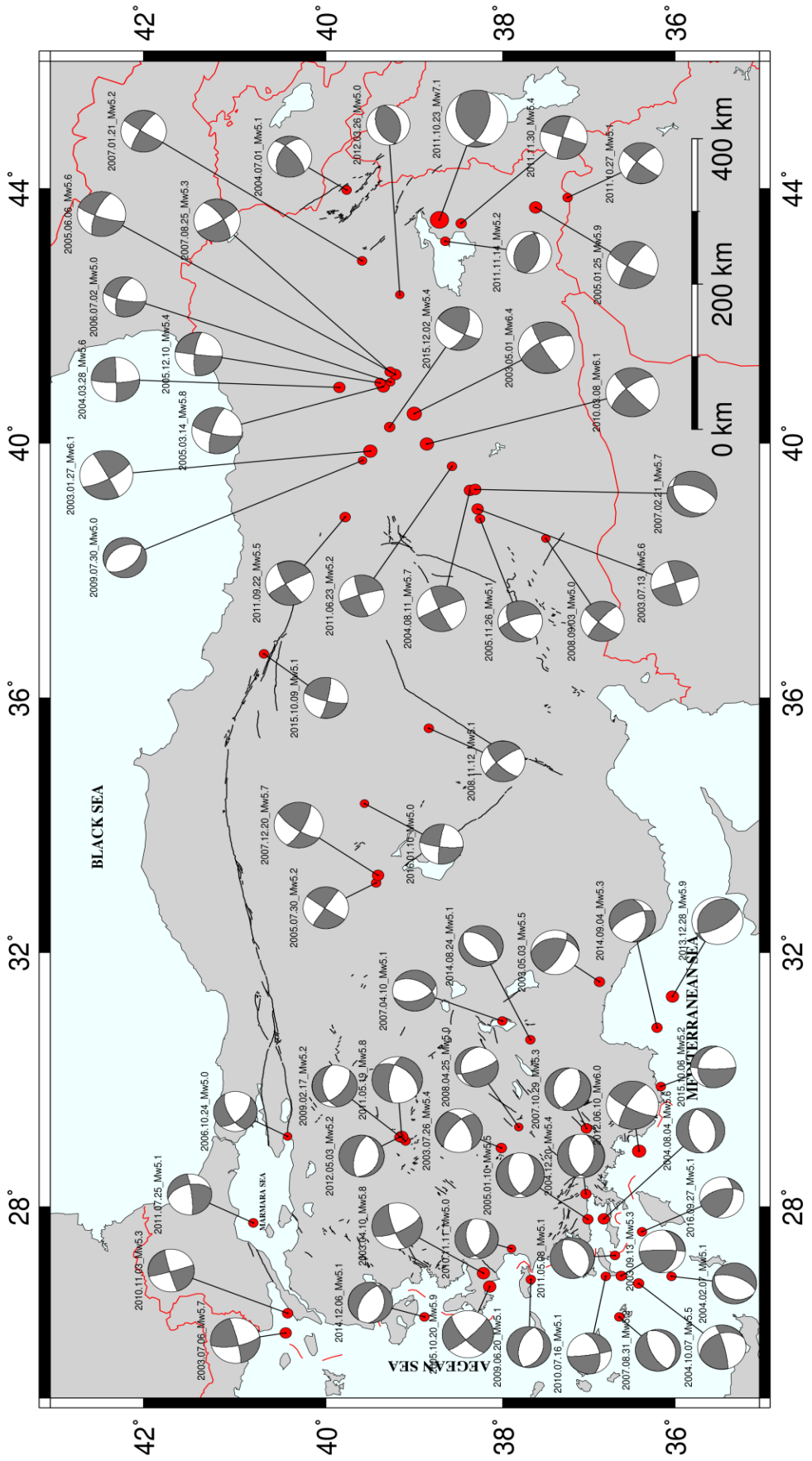
Çalışmanın bu bölümünde, Türkiye’de 2003-2016 yılları arasında meydana gelen ve moment magnitüdü 5’den büyük 63 depremin, deprem öncesi, deprem günü ve deprem sonrası 10 günlük dönemde deprem dış merkez TEİ aykırılıkları zamansal ve istatistiksel olarak incelenmiştir. Çalışma bölgesi olarak  $36^0$ - $42^0$  kuzey enlemleri ile  $26^0$ - $45^0$  doğu boylamları arasında kalan bölge seçilmiştir. Deprem parametreleri Amerika Birleşik Devletleri Jeoloji Araştırmaları Kurumu (United States Geological Survey - USGS)’den elde edilmiştir. Buna göre bölgede 14 yıllık süreçte toplam 108  $M_w \geq 5$  deprem meydana gelmiştir. Bir başka depremin aynı bölgede iyonosferde aykırılık meydana getirebileceği ön görülerek seçilen bir depremden 10 gün önce ve sonra meydana gelmiş olan daha küçük depremler elimine edilerek toplamda 63 deprem çalışmada kullanılmak üzere seçilmiştir. Bölgede ilgili zaman aralığında meydana gelen en büyük deprem 23 Ekim 2011  $M_w 7,1$  Van depremidir.

Çalışmada kullanılan depremlerin dağılımı ve detaylı bilgiler Şekil 7.18 ve Tablo 7.7’de gösterilmektedir. Şekilde, deprem dış merkezi (kırmızı daireler) ve odak mekanizmaları deprem magnitüdüne göre ölçekli bir şekilde çizdirilmiştir. Deprem dış merkez DTEİ değerleri, CODE-KİH’den dört noktadan iki değişkenli enterpolasyon tekniği kullanılarak elde edilmiştir. Küresel haritalardan elde edilen sonuçların doğruluğunu karşılaştırmak amacıyla çalışmada kullanılan depremler arasında moment magnitüdü en yüksek olan  $M_w 7,1$  Van depremi için deprem etki alanı içerisindeki 4 IGS istasyonunda deprem öncesi ve sonrası 10 günlük zaman diliminde TEİ varyasyonları incelenmiştir. Küresel haritalardan elde edilen deprem dış merkez DTEİ varyasyonları ile GPS-TEİ varyasyonlarında aykırılıkları

belirlemek amacıyla Bölüm 5.1.1’de tanımlanan kayan pencere yöntemi uygulanmış ve sınır değerler olarak Eşitlik (6.4a) ve Eşitlik (6.4b) kullanılmıştır. Burada 10 günlük bir zaman dilimi dikkate alınarak ortanca değerler referans olarak kullanılmıştır. Ardışık her 10 gündeki DTEİ değerlerinin ortanca değeri alınarak 11. gündeki gözlemlenen DTEİ değeriyle farklılığı aykırılık tespitinin temelini oluşturmuştur. Çeyrek açıklık tabanlı (Liu ve diğ., 2009) bir sınır değer yaklaşımıyla 11. gündeki gözlemlenen DTEİ değerinin 10 günlük ortanca değerden farkı için, üst sınırı aşan değerler pozitif aykırılık ve alt sınırın altında kalan değerler negatif aykırılık olarak belirlenmiştir. TEİ değerlerinin sınır değerler içerisinde kaldığı zaman dilimlerinde ise herhangi bir aykırılık olmadığına karar verilmiştir.

İncelenen bir güne ait TEİ değerlerinin aykırılık olarak tanımlanması için aşağıdaki kıstaslar dikkate alınmıştır:

- Günlük olarak 6 saat ve üzeri sürekli olan aykırılıklar dikkate alınmıştır,
- Herhangi epokta mutlak Dst değerinin 20 nT’den büyük olması durumunda ilgili aykırılık silinmiştir,
- Ardışık günler arasında F10.7 değerindeki değişim 20 sfu’yu geçiyorsa, ertesi gün gerçekleşen tüm aykırılıklar silinmiştir,
- Anormal günün pozitif veya negatif olduğuna, ilgili gündeki en yüksek aykırılık değerinin işareti dikkate alınarak karar verilmiştir.



Şekil 7.18. Çalışma alanı ve depremler

Tablo 7.7. Oluş tarihine göre sıralanan depremler, deprem bilgileri ve depremlerin anormal günleri

Oluş Zamanı (UTC)	Dış Merkez Koordinatları	Derinlik (km)	Magnitüd (Mw)	Anormal Günler*
2003-01-27 05:26:23	39,500°N 39,878°E	10,0	6,1	6pr-,4pr-,eq-,2po-
2003-04-10 00:40:15	38,221°N 26,958°E	10,0	5,8	1po-,2po-,3po-,4po-,5po-
2003-05-01 00:27:04	39,007°N 40,464°E	10,0	6,4	4pr+,4po-,5po+,7po-,8po-
2003-05-03 11:22:40	36,884°N 31,536°E	135,3	5,5	6pr+,2po-,10po-
2003-07-06 19:10:28	40,445°N 26,024°E	17,1	5,7	8pr-,5pr+,4pr+,3pr+,eq-,4po+
2003-07-13 01:48:21	38,288°N 38,963°E	10,0	5,6	10pr+,9pr+,3pr+,10po+
2003-07-26 08:36:49	38,019°N 28,927°E	10,0	5,4	3pr+,2po-
2003-09-13 13:46:14	36,629°N 26,918°E	155,0	5,3	7pr-,6pr-,5pr-,3pr-,2pr-,1pr-,eq-,1po-,3po-,10po+
2004-02-07 21:17:24	36,040°N 26,910°E	25,0	5,1	9pr-,8pr-,6pr+,5pr+,4pr+,2po+,3po+,10po-
2004-03-28 03:51:10	39,847°N 40,874°E	5,0	5,6	9pr+,8pr+,7pr+,6pr+,5pr+,2pr+,1pr+,1po+,4po-,7po-
2004-07-01 22:30:09	39,766°N 43,979°E	5,0	5,1	9pr+,4pr-,2pr+,1pr-,eq-,1po-,2po-,3po-,4po-,5po-,6po-,7po-
2004-08-04 03:01:07	36,833°N 27,815°E	10,0	5,6	1pr+,3po+,9po+,10po+
2004-08-11 15:48:26	38,377°N 39,261°E	7,4	5,7	4pr+,1po+,2po+,3po+,4po+,5po+,6po+,9po+
2004-10-07 01:05:12	36,429°N 26,796°E	128,9	5,5	9pr+,7pr+,5pr+,4pr+,2pr+,1pr+,eq+,2po+,3po+,8po-,9po-
2004-12-20 23:02:12	37,042°N 28,206°E	5,0	5,4	7pr-,4pr-,2pr+,2po+,3po+,5po+
2005-01-10 23:48:50	37,017°N 27,804°E	15,9	5,5	10pr-,3pr-,1pr-,1po+,6po+
2005-01-25 16:44:16	37,622°N 43,703°E	41,2	5,9	1po-,2po-,4po+,5po+,6po+,8po+
2005-03-14 01:55:55	39,354°N 40,890°E	5,0	5,8	9pr+,8pr+,1pr+,eq+,1po+,2po+,3po+,8po-,9po-
2005-06-06 07:41:28	39,220°N 41,080°E	10,0	5,6	9pr+,8pr+,2pr+,eq-,2po-,5po+,6po+,8po-
2005-07-30 21:45:00	39,437°N 33,089°E	5,0	5,2	6pr-,4pr+,3pr+,1pr+,1po+,2po+,3po+,4po+,9po-,10po-
2005-10-20 21:40:04	38,152°N 26,751°E	10,0	5,9	10pr-,9pr+,8pr-,6pr-,4pr+,2pr+,eq+,4po-,8po-,9po-

Tablo 7.7. (Devam) Oluş tarihine göre sıralanan depremler, deprem bilgileri ve depremlerin anormal günleri

<b>Oluş Zamanı (UTC)</b>	<b>Dış Merkez Koordinatları</b>	<b>Derinlik (km)</b>	<b>Magnitüd (Mw)</b>	<b>Anormal Günler*</b>
2005-11-26 15:56:55	38,260°N 38,814°E	8,5	5,1	9pr-,eq-,1po-,3po+,4po+,6po+
2005-12-10 00:09:50	39,394°N 40,946°E	10,0	5,4	10pr+,8pr+,7pr+,3pr-,2pr+,eq+,3po-,4po-,5po-,6po-
2006-07-02 19:39:39	39,274°N 40,960°E	3,0	5,0	7pr+,3pr+,2pr+,5po-,6po-,7po-,9po-,10po-
2006-10-24 14:00:21	40,424°N 29,107°E	9,3	5,0	7pr-,6pr-,1pr-,4po+,7po-,8po-,10po-
2007-01-21 07:38:57	39,592°N 42,863°E	3,1	5,2	10pr+,6pr-,eq-,1po-,4po-,5po-,8po+
2007-02-21 11:05:28	38,318°N 39,275°E	6,0	5,7	9pr+,1pr+,1po-,3po+,4po+,5po+,10po+
2007-04-10 22:00:34	38,005°N 30,923°E	5,8	5,1	5pr-,2pr-,1pr+,1po+,2po+,5po+,8po-,9po-,10po-
2007-08-25 22:05:49	39,282°N 41,124°E	10,0	5,3	9pr-,4pr+,2pr+,1po+,2po+,5po-,8po+,10po-
2007-08-31 20:52:43	36,655°N 26,272°E	25,1	5,2	8pr-,7pr+,6pr+,5pr+,4pr+,3pr+,eq+,1po+,2po+,4po+,5po+,8po-
2007-10-29 09:23:14	37,033°N 29,233°E	5,0	5,3	10pr+,9pr+,8pr-,1pr-,2po+,5po+,6po-,7po-,8po-,9po-,10po-
2007-12-20 09:48:29	39,417°N 33,212°E	10,0	5,7	10pr+,6pr-,4pr-,1pr-,eq-,1po-,2po-,4po-,8po+,9po+,10po+
2008-04-25 04:48:54	37,819°N 29,256°E	5,0	5,0	10pr+,3pr+,2po-,10po+
2008-09-03 02:22:47	37,507°N 38,503°E	5,7	5,0	8pr-,6pr+,1pr-,eq+,3po-,7po+,8po+,10po-
2008-11-12 14:03:18	38,841°N 35,524°E	10,0	5,1	7pr+,5pr-,3pr+,2po-,3po-,4po+,7po-,9po-,10po-
2009-02-17 05:28:19	39,107°N 29,039°E	7,3	5,2	10pr-,8pr+,7pr+,1po+,4po+,8po+,10po-
2009-06-20 08:28:19	37,680°N 26,860°E	12,0	5,1	10pr-,9pr+,7pr+,1po-,6po+,7po+,8po+,9po+
2009-07-30 07:37:51	39,588°N 39,726°E	10,0	5,0	6pr-,3pr-,eq+,2po+,4po+,7po+,9po-,10po-
2010-03-08 02:32:34	38,864°N 39,986°E	12,0	6,1	10pr-,7pr+,5pr+,2pr-,4po+,5po-,6po+,7po-,8po+,9po+,10po+
2010-07-16 08:11:01	36,810°N 26,910°E	165,0	5,1	10pr-,7pr-,4pr+,2pr+,1pr+,eq+,4po+,7po+,10po+
2010-11-03 02:51:27	40,423°N 26,333°E	15,3	5,3	9pr-,8pr-,7pr-,6pr-,5pr-,4pr-,eq-,3po-,5po-,6po-,7po-,8po+
2010-11-11 20:08:00	37,899°N 27,343°E	11,8	5,0	8pr-,5pr-,3pr-,2pr-,1pr-,eq+,8po+,9po+,10po+



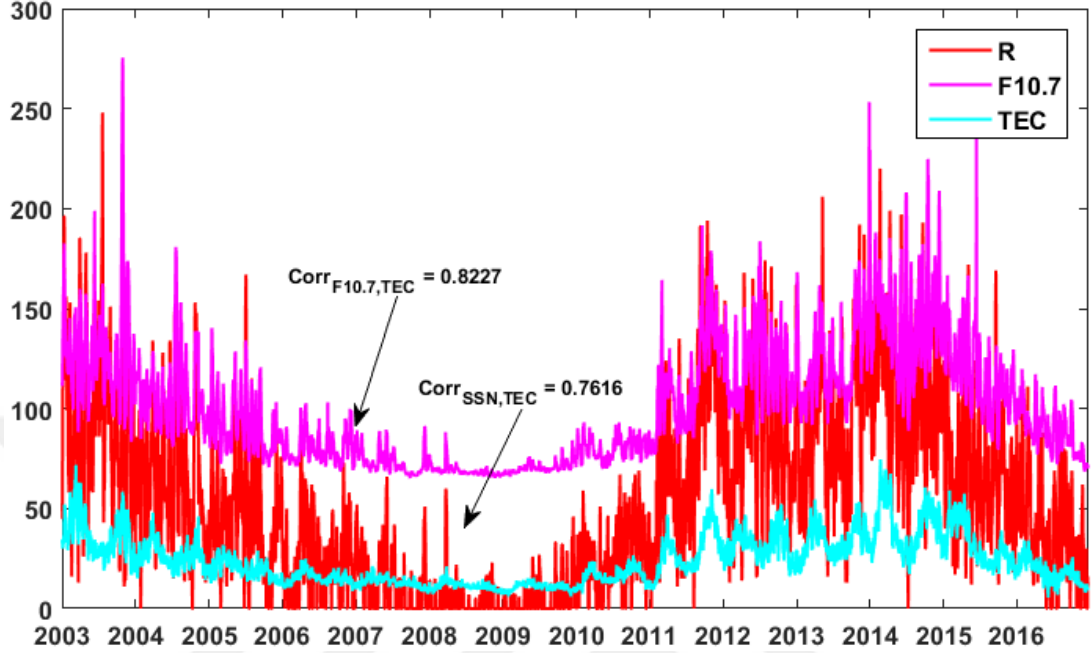
Tablo 7.7. (Devam) Oluş tarihine göre sıralanan depremler, deprem bilgileri ve depremlerin anormal günleri

Oluş Zamanı (UTC)	Dış Merkez Koordinatları	Derinlik (km)	Magnitüd (Mw)	Anormal Günler*
2011-05-08 06:50:24	36,704°N 27,238°E	11,0	5,1	9pr+,3pr-,1pr-,eq-,1po-,3po-,4po-,5po-,6po-,7po-,9po-
2011-05-19 20:15:22	39,149°N 29,103°E	7,0	5,8	9pr+,8pr+,6pr-,4pr+,1pr-,eq-,1po-,3po-,4po-,5po-
2011-06-23 07:34:42	38,578°N 39,640°E	6,1	5,2	5pr+,eq-,1po-,3po+,6po-,7po-,8po-,9po-
2011-07-25 17:57:20	40,802°N 27,752°E	16,4	5,1	9pr+,8pr+,7pr+,eq+,1po-,2po-,7po-,8po+
2011-09-22 03:22:36	39,785°N 38,842°E	5,0	5,5	7pr+,6pr+,5pr+,3pr+,2pr+,1pr+,8po-
2011-10-23 10:41:23	38,721°N 43,508°E	18,0	7,1	8pr+,7pr+,4pr-,2pr+,1pr+,eq+,1po+,6po-,7po-
2011-10-27 08:04:22	37,256°N 43,860°E	10,0	5,1	6pr+,5pr+,4pr+,2po-,3po-
2011-11-14 22:08:15	38,658°N 43,170°E	10,0	5,2	6pr+,5pr+,2po-,3po-,4po-,5po-,6po-,7po+,10po-
2011-11-30 00:47:21	38,474°N 43,454°E	4,3	5,4	10pr-,9pr+,6pr-,2pr-,1pr+,2po-,6po-,7po-,8po-,9po-
2012-03-26 10:35:32	39,171°N 42,330°E	5,0	5,0	6pr+,5pr-,3pr+,2pr+,eq+,1po+,6po+,9po-
2012-05-03 15:20:25	39,175°N 29,092°E	3,1	5,2	10pr+,5pr+,4pr+,eq-,2po+,3po+,4po+,7po-,9po-
2012-06-10 12:44:16	36,420°N 28,880°E	35,0	6,0	7pr+,6pr+,3po-,4po-,5po-,9po-
2013-12-28 15:21:04	36,028°N 31,310°E	40,7	5,9	10pr-,8pr-,7pr-,6pr-,5pr-,4pr-,3pr+,1pr-,eq-,1po-
2014-08-24 19:43:30	37,683°N 30,629°E	7,4	5,1	10pr-,9pr-,5pr+,4pr+,2pr+,1pr+,1po+,2po+
2014-09-04 21:00:04	36,210°N 30,820°E	46,0	5,3	9pr+,2pr-,2po+,3po+,4po+,5po+,7po+,8po+,9po-
2014-12-06 01:45:06	38,894°N 26,272°E	12,4	5,1	10pr+,9pr+,8pr+,7pr+,3pr-,1pr-,5po-,7po-,8po-
2015-10-06 21:27:33	36,168°N 29,895°E	22,4	5,2	9pr-,8pr+,7pr+,6pr+,5pr+,eq-,10po+
2015-10-09 14:39:15	40,685°N 36,690°E	5,0	5,1	10pr+,9pr+,8pr+,3pr-,7po+,8po+,10po+
2015-12-02 23:27:09	39,283°N 40,255°E	10,0	5,4	10pr-,9pr-,8pr-,7pr-,6pr-,5pr+,4pr+,1po-,2po-,6po-,8po+
2016-01-10 17:40:49	39,565°N 34,337°E	10,0	5,0	10pr+,7pr-,6pr-,4pr+,3pr+,2pr+,1po+,3po-,4po+,6po-,9po+
2016-09-27 20:57:08	36,389°N 27,614°E	85,2	5,1	9pr-,5pr-,3pr+,2pr+,10po+

\* pr = deprem öncesi, po = deprem sonrası, eq = deprem günü, + = pozitif aykırılık, - = negatif aykırılık

İyonosferik TEİ günlük, 27-günlük, mevsimsel, 11-yıllık vb. kalıcı ve düzenli bazı değişimlere sahiptir (Jin ve diğ., 2015). Ayrıca uzay iklim koşulları (güneş etkisi, jeomanyetik fırtınalar vb.), doğa olayları (deprem, tsunami, volkanik patlamalar vb.) ve insan kaynaklı bazı olaylar (roket fırlatmaları, nükleer patlamalar vb.) iyonosferde beklenmedik düzensiz değişimlere neden olmaktadır. İyonosferde meydana gelen aykırılıklara göre belirlenen bir anormal günün depremle ilişkili olduğunu iddia edebilmek için öncelikle bu etkilerden tamamının ya da baskın olanlarının (özellikle uzay iklim koşulları) TEİ varyasyonundan elimine edilmesi gerekmektedir. Bu amaçla çalışmada, TEİ varyasyonunda aykırılığa neden olabilecek güneşsel ve jeomanyetik etkiyi tanımlayan bazı indislere ait eşik değerler deneysel ve varsayımsal olarak belirlenmiş ve bu eşik değerlere göre uzay-iklim koşullarının etkisi TEİ varyasyonundan elimine edilmeye çalışılmıştır. Örneğin sakin bir jeomanyetik durum çalışmada mutlak Dst < 20 olan zaman aralığı için tanımlanmış ve bu durumda TEİ varyasyonunda jeomanyetik bir etkinin olmadığı varsayılmıştır. Mutlak Dst değerinin bu sınır değeri aşması durumunda ise ilgili zaman aralığı jeomanyetik aktivite açısından hareketli kabul edilerek, ilgili zaman diliminde gözlemlenen aykırılıklar TEİ varyasyonundan çıkarılmıştır. Güneşsel etkiyi tanımlayabilmek amacıyla F10.7 ve güneş lekesi sayısı (R) indisleri dikkate alınmış ve bunlardan hangisinin çalışmada kullanılacağını belirlemek amacıyla bir dizi işlem adımı uygulanmıştır. Öncelikle, CODE tarafından üretilen küresel iyonosfer haritalarından bölgeyi temsil eden 5 boylamı (25<sup>0</sup> D dan 45<sup>0</sup> D ya) ve 4 enlemi (35<sup>0</sup> K den 42,5<sup>0</sup> K ye) kapsayan 20 ızgara noktasından 2 saat zaman aralıklı TEİ değerleri elde edilmiştir. Günlük 12 adet elde edilen TEİ değerlerinin ortanca değeri alınarak 2003 yılından 2016 yılına kadar Türkiye üzerindeki günlük ortanca TEİ değerleri elde edilmiştir. Günlük ortanca TEİ değerleriyle, ilgili zaman aralığındaki günlük F10.7 ve R indis değerleri karşılaştırılmış ve aralarındaki korelasyonlara bakılmıştır. Buna göre korelasyon katsayıları TEİ ile F10.7 arasında 0,82 ve TEİ ile R arasında 0,76 olarak elde edilmiştir. F10.7 indisinin ilgili zaman aralığında TEİ değerleriyle daha yüksek korelasyona sahip olmasından dolayı çalışmada güneş etkisi F10.7 indis değerleriyle temsil edilmiştir. F10.7 indisinin TEİ değerleriyle yüksek korelasyona sahip olduğu bundan önceki bazı çalışmalarda da belirtilmiştir (Chakrabarty ve diğ., 2012; Hajra ve diğ., 2016). Şekil 7.19'da 2003-2016 yılları

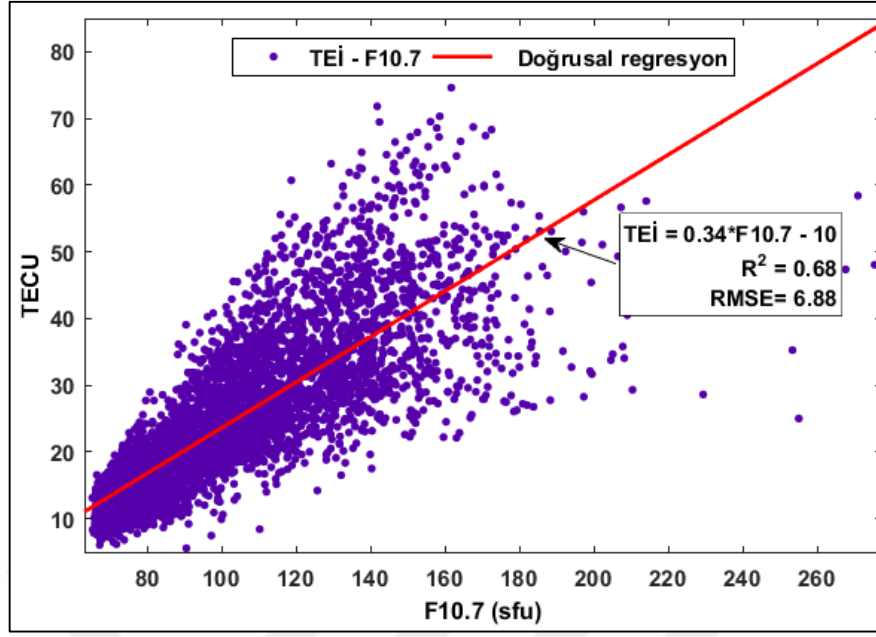
arası günlük ortalama TEİ, F10.7 ve R değerlerinin değişimi ve aralarındaki korelasyon değerleri gösterilmiştir.



Şekil 7.19. 2003-2016 yılları günlük F10.7, R, TEİ varyasyonları ve korelasyon değerleri

Güneş ışınlarının iyonosferdeki serbest elektronlarda iyonlaşmaya neden olmasından dolayı, iyonosferik değişimin ana kaynağı güneş olmakla birlikte (Hocke, 2008), bu etkinin TEİ değerleriyle yüksek dereceli pozitif korelasyona sahip olduğu görülmektedir. Bu amaçla 14 yıllık süreçte günlük TEİ ile F10.7 değerleri arasında doğrusal regresyon modeli kurularak güneşin TEİ üzerindeki etkisi modellenmiştir.

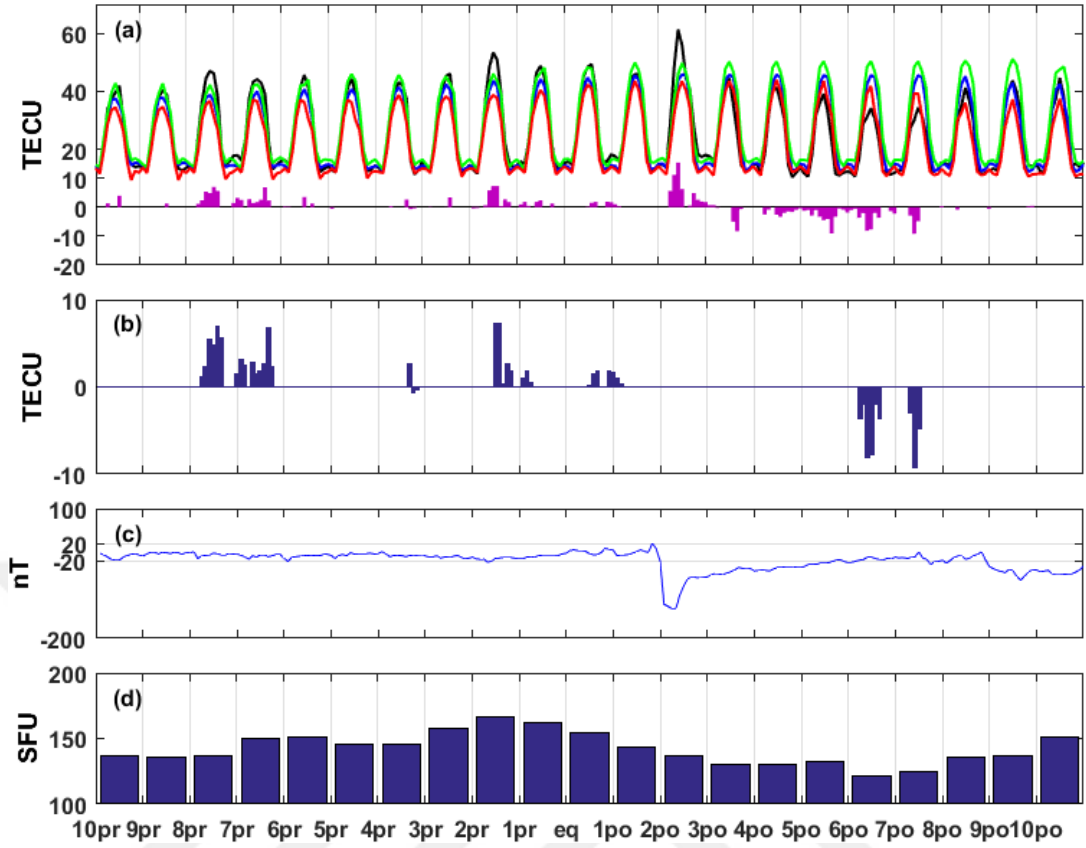
Şekil 7.20’de regresyon modeli sonuçları gösterilmiştir. F10.7 indisinde meydana gelen 20 sfu değişimin TEİ değerlerinde ~5-7 TECU bir fark yaratacağı  $R=0,68$  ve  $RMSE=6,88$  değerleriyle tespit edilmiştir. Yani F10.7 indisindeki 20 sfu’nun üzerindeki değişimler TEİ değerleri üzerinde etkili olabilmektedir. Buna göre çalışmada birbirini takip eden herhangi iki gün arasında F10.7 indisinde 20 sfu’dan daha fazla değişim meydana gelmesi durumunda ilgili gündeki bütün aykırılıklar TEİ varyasyonundan çıkarılmıştır. Dst ve F10.7 verileri OMNI web sitesinden elde edilmiştir.



Şekil 7.20. TEİ ile F10.7 değerleri arasındaki doğrusal regresyon modeli

Şekil 7.21’de çalışmadaki tüm depremler için uygulanan işlem adımları sadece 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van depremi için gösterilmiştir. Şekil 7.21(a)’da hesaplanan TEİ, 10 günlük ortanca TEİ, üst sınır, alt sınır ve TEİ varyasyonunda belirlenen aykırılıklar ve Şekil 7.21(b)’de 6 saatten daha uzun süreli ve uzay iklim koşullarından arındırılmış aykırılıklar gösterilmektedir. Buna göre, pozitif anormal günler deprem öncesi 1, 2, 7 ve 8. günlerde, deprem gününde ve depremden 1 gün sonrasında tespit edilmiştir. Ek olarak negatif anormal günler deprem öncesi 4. günde ve deprem sonrası 6. ve 7. günlerde belirlenmiştir. Şekil 7.21(c) ve 7.21(d) sırasıyla Dst ve F10.7 indis değerlerini göstermektedir.

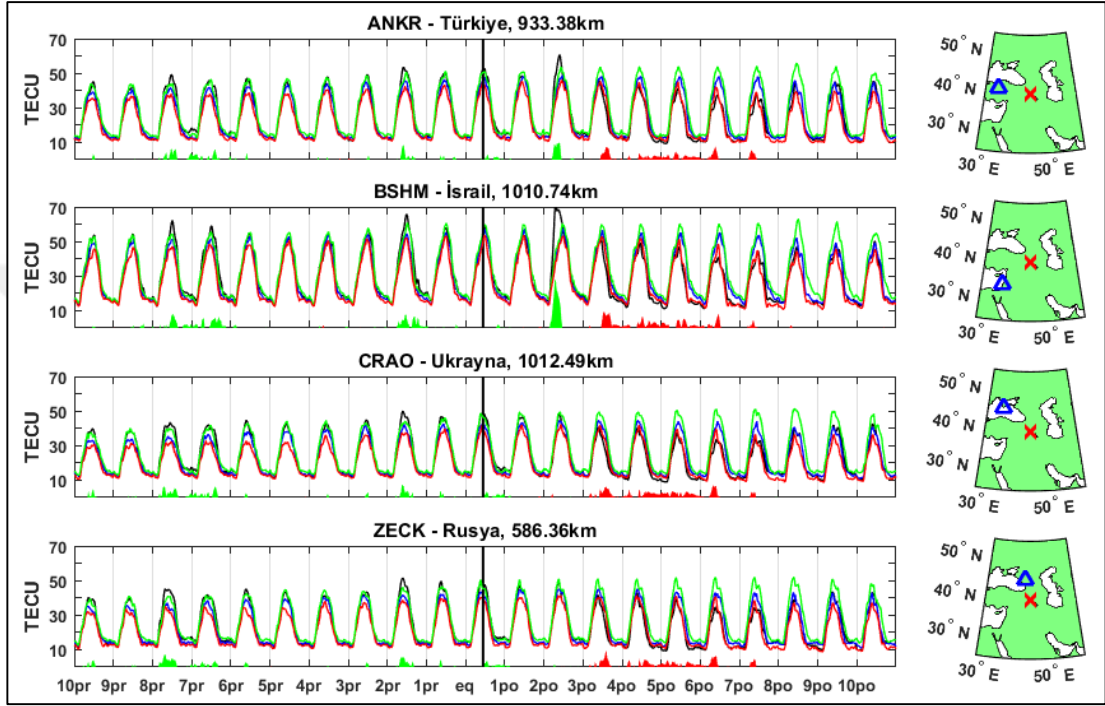
Küresel İyonosfer Haritaları’ndan elde edilen sonuçları doğrulamak amacıyla, Van depremi etki alanı (Dobrovolsky ve diğ., 1979) içerisindeki 4 IGS istasyonu GPS-TEİ değerleri hesaplanarak, her iki veri setiyle elde edilen aykırılıklar karşılaştırılmıştır. Burada, GPS-TEİ değerlerinin ionosfer çalışmaları için yüksek doğrulukta veri sağladığı bilinmektedir. Küresel haritalardan elde edilen sonuçların GPS-TEİ ile elde edilen sonuçlara benzemesi, çalışmadan elde edilen sonuçların güvenilirliğini ortaya koyacaktır.



Şekil 7.21. Van depremi 1-10 gün önce ve sonrası TEİ varyasyonu, anormal günler, Dst ve F10.7 indisleri a) Siyah, mavi, yeşil ve kırmızı çizgiler sırasıyla hesaplanan TEİ, ortanca TEİ, üst sınır, alt sınır ve mor renk barlar aykırılıklar b) 6 saatten daha uzun süreli ve uzay-iklim koşulları elimine edilmiş aykırılıklar c) Dst indis değerleri d) F10.7 indis değerleri

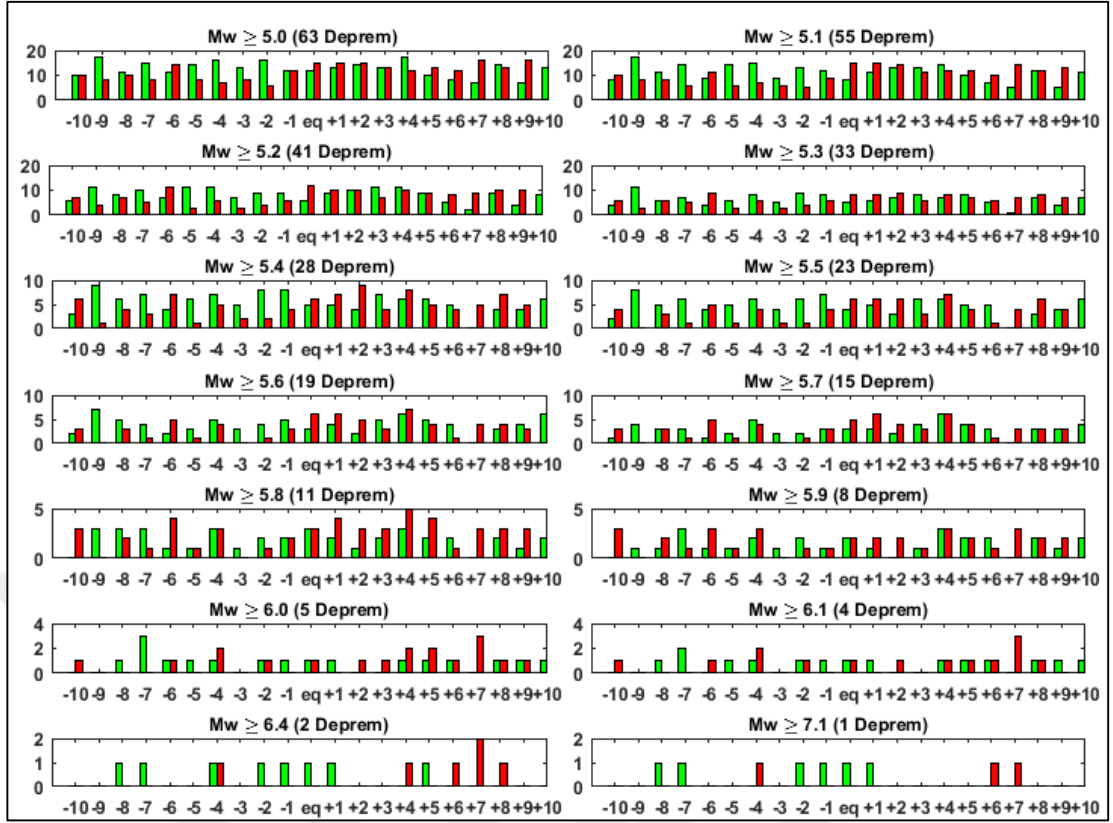
Şekil 7.22’de Van depremi etki alanı içerisindeki ANKR, BSHM, CRAO ve ZECK istasyonlarının deprem günü ile deprem öncesi ve sonrası 10 günlük süreçte GPS-TEİ varyasyonları gösterilmektedir. Şekilde, siyah dik çizgi deprem anını, siyah, mavi, yeşil ve kırmızı çizgiler sırasıyla hesaplanan TEİ, ortanca TEİ, üst sınır ve alt sınırı, yeşil ve kırmızı alanlar sırasıyla pozitif ve negatif aykırılıkları, sağ taraftaki haritalar ise deprem dış merkezi ve ilgili istasyonun konumunu temsil etmektedir. Grafik üst başlıkları istasyon adı, bulunduğu ülke ve deprem dış merkezine uzaklığı gösterir. Burada, GPS-TEİ varyasyonundaki aykırılıklar küresel haritalardaki işlem adımlarının aynısı uygulanarak tespit edilmiştir. Sadece küresel haritalardan farklı olarak GPS-TEİ değerleri 30 saniye zamansal çözünürlüğe sahiptir. Ayrıca, GPS-TEİ varyasyonundan elde edilen aykırılıklara herhangi bir eleme işlemi uygulanmamıştır. Bu yaklaşımla, Şekil 7.22’de elde edilen aykırılıkların Şekil 7.21(a) ile yüksek orandan benzerlik gösterdiği söylenebilir. Bu benzerlik deprem dış merkezinin

batısında yer alan ANKR ve güneybatısında yer alan BSHM istasyonlarında daha net bir şekilde görülmektedir. Özellikle, depremden 2 gün sonra meydana gelen şiddetli manyetik fırtınanın olduğu gün her iki farklı veri setinde (KİH-DTEİ ve GPS-TEİ) tespit edilen aykırılıklar, küresel haritaların uzay-iklim koşullarını iyi bir şekilde temsil ettiğine işaret etmektedir.



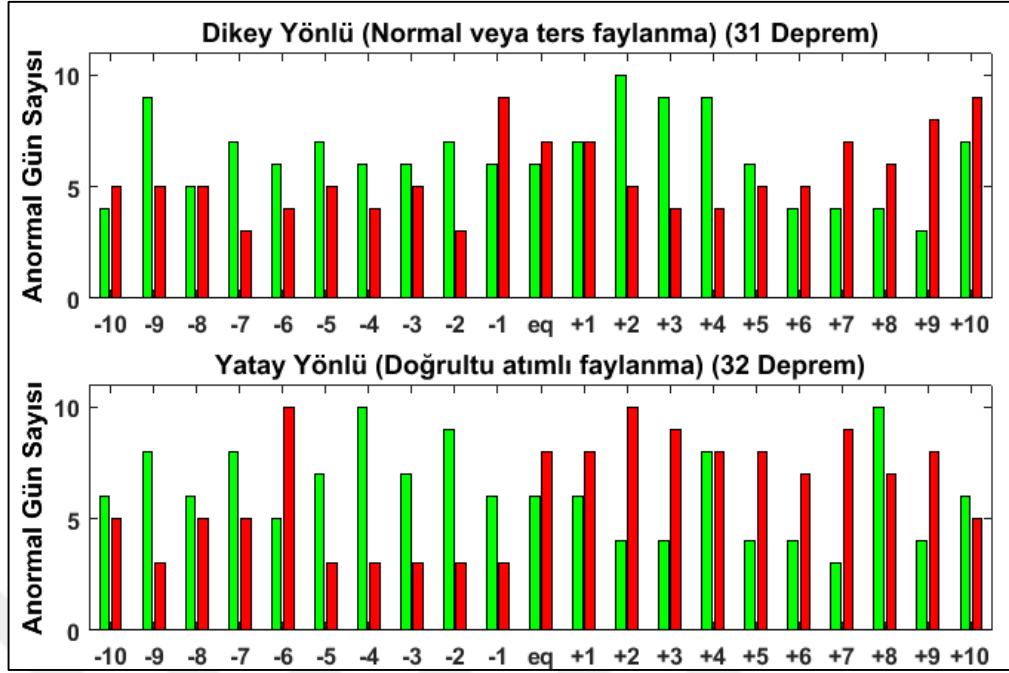
Şekil 7.22. ANKR, BSHM, CRAO ve ZECK istasyonlarının GPS-TEİ varyasyonları

Şekil 7.23’de deprem büyüklükleriyle ilişkili anormal günler gösterilmiştir. Şekilde, x eksenini deprem öncesi ve sonrası 1-10 günlük periyodu, y eksenini anormal günlerin sayısını, yeşil barlar pozitif anormal günleri ve kırmızı barlar negatif anormal günleri temsil etmektedir. Buna göre 63 deprem için 21 günlük dönemde ( $63 \times 21 = 1323$  gün) 508 (% 38,4) anormal gün belirlenmiştir. Anormal günlerin 263’ü (% 51,8) pozitif anormal gün ve 245’i (% 48,2) negatif anormal gündür. 226 anormal gün (135 pozitif ve 91 negatif) deprem öncesi 10 günde, 27 anormal gün (12 pozitif ve 15 negatif) deprem gününde ve 255 anormal gün (116 pozitif ve 139 negatif) depremden sonraki 10 günde meydana gelmiştir.

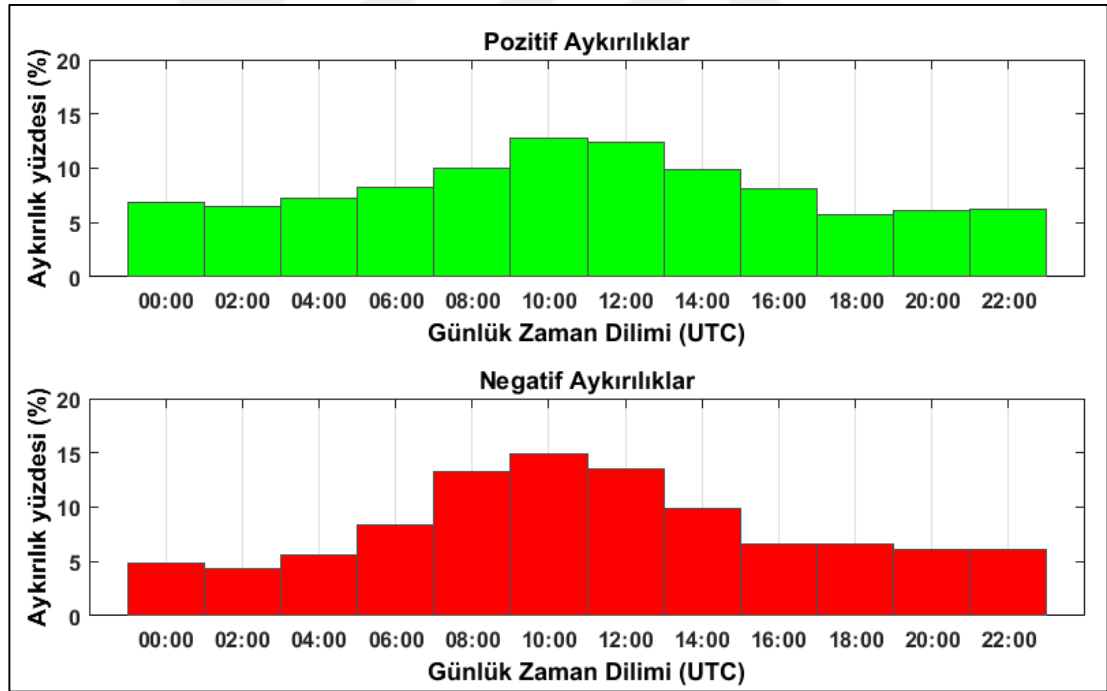


Şekil 7.23. Deprem büyüklüğüne göre gruplandırılan anormal günler

Şekil 7.24’de deprem odak mekanizmalarıyla ilişkili anormal günler gösterilmiştir. Şekilde, yeşil barlar pozitif anormal günleri ve kırmızı barlar negatif anormal günleri temsil etmektedir. 132 pozitif ve 115 negatif anormal gün dikey yönlü yer değiştirme (normal ya da ters faylanma), 131 pozitif ve 130 negatif anormal gün yatay yönlü yer değiştirme (doğrultu atımlı faylanma) depremlerinde meydana gelmiştir. Burada anlamlı bir sonuç olarak, doğrultu atımlı faylanmalarda depremden 5 gün öncesinde pozitif aykırılıkların negatif aykırılıklara oranla oldukça baskın görüldüğü söylenebilir. Ancak yine aynı faylanma tipinde deprem ve deprem sonrası günlerde negatif aykırılıkların baskın olması deprem öncülü olarak anlamlı bir sonuç çıkarılabilesine engel olmuştur.



Şekil 7.24. Deprem odak mekanizmasına göre gruplandırılan anormal günler



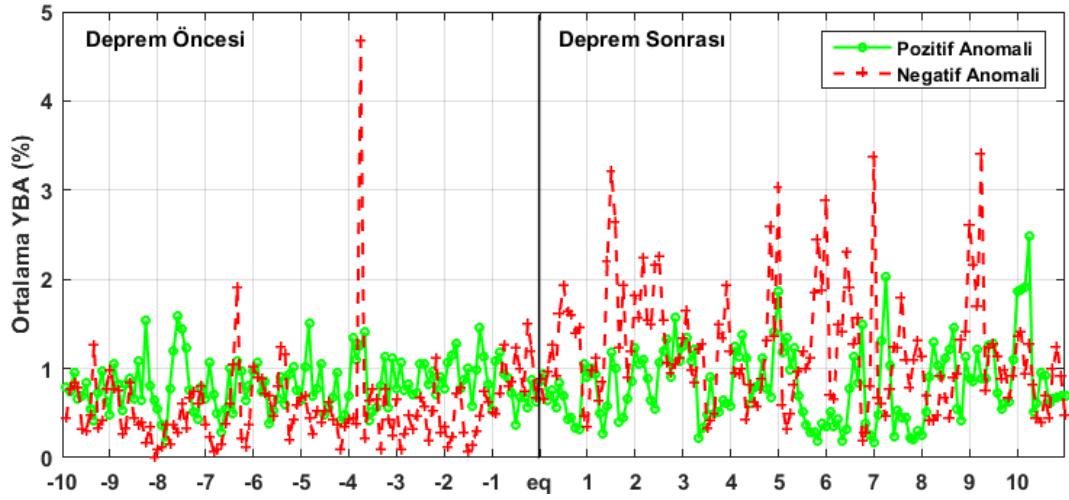
Şekil 7.25. Günlük olarak 2 saatlik zaman diliminde aykırılıkların gerçekleşme oranları

Aykırılıkların günün saatlerine göre gerçekleşme oranı Şekil 7.25'de gösterilmektedir. Buna göre günlük 2 saatlik zaman diliminde 63 depremde 21 günlük dönemde meydana gelen her bir aykırılık sınıflandırılmıştır. Şekil 7.25'e göre pozitif aykırılıkların % 45,1'i ve negatif aykırılıkların % 51,5'i günlük saat diliminde



yerel zamana göre 11:00-17:00'de bulunmaktadır. Bu zaman diliminde güneş ışınları yerel başucuna dik ya da dike yakın olarak düşmekte ve bu durum güneş radyasyonu yoğunluğunu direk olarak etkilemektedir. Şekil 7.25, güneş etkisinin TEİ değişiminde oldukça baskın olduğunu kanıtlamaktadır.

Esasında aykırılıkların büyüklüğünü gözlemlenen TEİ değerlerine bağlı olarak belirlemek değişimin genliğini ortaya çıkarmak açısından daha önemli bulgular sunmaktadır. Çünkü iyonosferik değişimin güneş ile olan güçlü ilişkisine bağlı olarak, gündüz ve gece saatlerinde TEİ varyasyonunda meydana gelen değişimler görece farklılık gösterir. Örneğin gündüz vakitlerinde 50 TECU civarındaki gözlemlenen TEİ değerinde oluşan 5 TECU aykırılık değeri ile gece vakitlerinde 15 TECU civarındaki gözlemlenen TEİ değerinde oluşan 5 TECU aykırılık değeri aynı anlamı taşımaz. Gece vakitlerinde gözlemlenen 5 TECU değerindeki aykırılık, gündüz vakitlerine göre çok daha dikkat çekici olacaktır. Bu amaçla çalışmanın Bölüm 5.1.1 kısmında bahsedilen YBA (%) değeri günlük TEİ değişimini ifade etmek açısından daha anlamlıdır.



Şekil 7.26. Deprem öncesi ve sonrası 63 depremin ortalama YBA (%) değerleri

Şekil 7.26'da, 63 depremin ortalama YBA (%) değerleri gösterilmektedir. Buna göre, depremler öncesi pozitif aykırılık değerleri, sadece depremden 1 gün öncesi hariç, negatif olanlara göre daha yüksektir. Pozitif aykırılıkların ortalama YBA (%) değerleri 21 gün boyunca ~0,15-2,5% arasında değişen benzer değerlere sahiptir. Negatif aykırılıkların YBA (%) değerleri deprem sonrası günlerde artış göstermektedir. Negatif aykırılıkların ortalama YBA (%) değerleri 21 gün boyunca

~0,01-4,7% arasında değişmektedir. Buna göre, depremlerden önce pozitif aykırılıkların negatif olanlara göre daha baskın olduğu ve deprem sonrası günlerde de bunun tam tersi bir durum görüldüğü söylenebilir.



## 8. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Bu çalışma, Türkiye’de iyonosfer tabakasında depremler ile ilişkilendirilebilmesi olası aykırılıkların tespiti ve bu aykırılıkların deprem ile ilişkisinin araştırılması düşüncesine dayanmaktadır. Bu amaçla bazı zamansal, mekansal, spektral ve istatistiksel yaklaşımlarla Türkiye iyonosferinin yapısı ve iyonosferdeki olası deprem öncülleri araştırılmış ve çalışma kapsamına uygun olarak üç ana başlıkta uygulamalar gerçekleştirilmiştir. Öncelikle Türkiye iyonosferinin zamansal değişimi ve uzay-iklim koşullarının etkisi kapsamlı bir biçimde araştırılmış, daha sonra Türkiye’de son 10 yılda meydana gelen en büyük deprem olan 23 Ekim 2011 Mw 7,1 Van depremi bir durum çalışması olarak ele alınarak zamansal, mekansal ve spektral aykırılık belirleme yöntemleri incelenmiştir. Son olarak da, Türkiye’de meydana gelen  $M_w > 5,0$  depremlerinin sismik-iyonosferik davranışları istatistiksel olarak incelenmiştir.

İyonosferik değişimleri tanılamaya yönelik çalışmalar çok sayıda araştırma konusunu doğrudan ilgilendiren sonuçlar üretmektedir. Bir başka deyişle, iyonosfer ile deprem vb. doğa olayları arasındaki ilişkileri inceleyen araştırmalar ile GNSS ölçmeleri, haberleşme ve navigasyon konulu çalışmalarda, daha doğru sonuçlar elde edebilmek için iyonosferin değişkenliğini belirlemek oldukça önemlidir. “Türkiye İyonosferinin Zamansal Değişimi: Uzun Süreli TEİ Gözlemlerine Dayalı Bir Çalışma” başlıklı uygulamada da CODE-KİH'den elde edilen TEİ verileri ile Türkiye iyonosferinin zamansal değişiminin ve uzay-iklim koşullarının TEİ üzerindeki etkisinin ortaya çıkarılması amaçlanmıştır. Analizlerde bazı güneşsel (F10.7 ve R) ve jeomanyetik aktivite (IMF-Bz, Dst) indisleri ile TEİ değerlerinin çeşitli zaman dilimlerindeki ortalamaları kullanılmış, günlük, aylık, mevsimsel ve yıllık TEİ değişimleri 1 Ocak 2003'den 31 Aralık 2016'ya kadar olan uzun süreli zaman serileri üzerinde incelenmiştir.

Sonuçlar, günlük, aylık, mevsimsel ve yıllık dönemler ile güneş aktivitesi nedeniyle TEİ varyasyonunda farklılaşmalar meydana geldiğini göstermektedir. Çalışmanın bu bölümü 14 yıllık dönem itibari ile Türkiye iyonosferi için yararlı bir tanılama niteliğinde olup özellikle Türkiye iyonosferinin uzun süreli bir veri seti kullanılarak kapsamlı bir şekilde ilk kez analiz edilmesi açısından oldukça önemlidir. Gelecek çalışmalar için, Türkiye iyonosferinin yerel mekansal (enlem ve boylam) özelliklerinin yine uzun süreli veri setleriyle araştırılması tavsiye edilmektedir. Ayrıca, GPS/GNSS ile elde edilen elektron yoğunluğu parametresi ile birlikte ionosonda, NeQuick, altimetre (Topex, Jason vb.), scatter radar vb. diğer veri kaynakları ile desteklenen bir araştırmanın oldukça yararlı olacağı düşünülmektedir.

“Van Depremi (23 Ekim 2011, Mw 7,1) Öncesi Gerçekleşen İyonosferik Aykırılıkların Kapsamlı Bir Analizi” başlıklı uygulamada, zamansal ve spektral analizler gerçekleştirilmiştir. Sonuçlar, Van depreminin 15 gün (9 Ekim), 8-9 gün (15-16 Ekim) ve 1-3 gün (21-23 Ekim) öncesinde TEİ değerlerinde 2-8 TECU artış olduğunu, bununla birlikte, çalışma kapsamında üretilen Bölgesel İyonosfer Haritaları'na göre bazı bölgesel TEİ değişimlerinin gerçekleştiğini göstermektedir. Uzay-iklim koşulları dikkate alındığında Dst indisine göre, depremden 15 gün önce 9 Ekim'deki elektron yoğunluğu artışının, hafif bir jeomanyetik fırtına (en düşük Dst  $\approx$  -40nT) nedeniyle olduğu düşünülmektedir. Diğer günlerdeki aykırılıkların kaynağını (Van depremi veya uzay-iklim koşulları) tespit edebilmek için Çapraz Dalgacık Dönüşümü (ÇDD) yöntemi uygulanmıştır. ÇDD analizi, 15-16 Ekim ve 21-23 Ekim tarihleri arasındaki TEİ aykırılıklarının orta ve yüksek güneş aktivite seviyesi ile ilişkili olabileceğine işaret etmektedir.

Sonuç olarak, Van depremi öncesi TEİ aykırılıklarının sakin olmayan uzay-iklim koşullarından, yani deprem dışındaki jeomanyetik aktivitelerden veya güneş etkisinden kaynaklanabileceği düşünülmektedir. Sonuçlar, ilgili aykırılıkların eğer varsa Van depremiyle ilişkili kısmını tespit edebilmek için disiplinler arası çalışmanın gerekli olduğunu göstermektedir.

Çalışma ayrıca, güçlü depremler için zamansal ve mekansal analizlerle birlikte spektral analiz yöntemlerinin de başarıyla kullanılabileceğini kanıtlamaktadır. Özellikle zaman-frekans ortamındaki sonuçlar sismik-iyonosferik araştırmalar

açısından ümit vericidir. Spektral yöntemlerin TEİ aykırılıklarının analizinde faydalı birer araç olacağına inanılmakta ve gelecek çalışmalar için araştırmacılara mutlak surette tavsiye edilmektedir. Kısa-zamanlı Fourier Dönüşümü (KFZD)'nün aykırılık tespitindeki başarısı klasik yöntemlerle karşılaştırılarak ortaya koyulmuştur. Ek olarak, KZFD yöntemi herhangi bir ortalama, ortanca veya referans değere ihtiyaç duymadan bir zaman serisindeki anormallikleri saptamaya yardımcı olabilmektedir. Bu yönüyle jeofizik, jeoloji, iklim, seyrüsefer vb. çok çeşitli araştırma alanlarında da kullanılabilir bir yöntem olduğu ayrıca ortaya koyulmuştur.

Özetle, iyonosfer çok değişken ve karmaşık bir yapıdır ve depremler öncesi tespit edilen iyonosferik değişimlerin ilgili depremle ilişkisini kurmadan önce kapsamlı ve birbirinden farklı yaklaşımlarla analizler yapılması oldukça önemlidir. Bu amaçla, KZDF ve ÇDD yöntemleri iki farklı efektif analiz yöntemi olarak önerilmektedir.

“2003-2016 Yılları Arasında Meydana Gelen  $63 \text{ Mw} \geq 5,0$  Depreminin Sismik-İyonosferik TEİ Değişimlerinin İstatistiksel Olarak İncelenmesi” başlıklı uygulamada 63 deprem baz alınarak TEİ varyasyonlarında meydana gelen aykırılıklar ile depremler arasında, bazı varsayımlara göre istatistiksel ilişkiler araştırılmıştır. Burada aykırılıkların oluşumuyla ilgili bazı özel durumlar aranmış ancak anlamlı bir sonuca ulaşılamamıştır. Bu duruma deprem magnitüdlerinin genelde 6'dan düşük olmasının neden olduğu düşünülmektedir. Bu bölümde ayrıca aykırılık tespitinde kullanılan bazı varsayımlar literatürde kullanıldıkları şekilde tartışılmıştır. Bu tartışmalar bazı önceki çalışmalarla karşılaştırılarak aşağıda belirtilmiştir.

a) Çalışmada aykırılıkların tespitinde Çeyrek Açıklık Tabanlı Kayan Pencere Yöntemi uygulanmıştır. Bu yöntemi uygularken depremden önce kaç günlük bir dönemde aykırılığın aranacağı ve kaç günlük bir ortanca değer karşılaştırma değeri olarak kullanılacağı oldukça önemlidir. Çalışmada kayan pencere genişliği, deprem öncesi ve sonrası 10'ar gün ile deprem gününü kapsayacak şekilde 21 gün olarak seçilmiş ve 10 günlük bir kayan pencere kullanılarak karşılaştırma değeri belirlenmiştir.

Liu ve diğ. (2004)'de Tayvan'da meydana gelen 20 adet  $\text{Mw} \geq 6,0$  depremi istatistiksel olarak araştırmış ve 15 günlük bir kayan pencereyi deprem öncesi ve

sonrası 15 günü kapsayan 30 günlük bir zaman diliminde denemiştir. Buna göre 20 depremin 16'sında depremden 5 gün önce aykırılıklar tespit edilmiştir. Yine Pulinets (1998)'de depremlerden 5 gün önce her gün iyonosferik aykırılıkların görüldüğü söylenmektedir. Ke ve diğ. (2016)'da 24 adet  $M_s > 5,0$  deprem için 20 gün deprem öncesi ve 10 gün deprem sonrası dönem incelenmiştir. Shah ve Jin (2015), küresel olarak dağılmış 1492 adet  $M_w \geq 5,0$  deprem için 10 gün deprem öncesi ve sonrası dönemi araştırmıştır. Liu ve diğ. (2013)'de deprem öncesi ve sonrası 15 gün, Le ve diğ. (2011)'de sadece deprem öncesi 21 gün ve Kon ve diğ. (2011)'de deprem öncesi ve sonrası 30 günlük bir dönemde aykırılık aranmıştır. Burada, depremden önce veya sonra kaç günlük bir dönemde depremle ilişkili aykırılıkların oluşması beklenmeli sorusunun yanıtı aranmalıdır.

b) Çalışmada uzay-iklim koşullarının TEİ varyasyonları üzerindeki etkisini elimine edebilmek amacıyla jeomanyetik ve güneş aktivite indisleri için bazı eşik değerler tanımlanmıştır. Jeomanyetik aktiviteler için mutlak Dst değerinin 20 nT den yüksek olması ve güneş aktivitesi için ardışık günler arasında F10.7 indis değerinde 20 sfu fark olması durumu aykırılıkların elenmesi amacıyla kullanılan eşik değerlerdir. Tablo 8.1'de jeomanyetik ve güneş aktivite indisleri için daha önce bazı çalışmalarda kullanılmış eşik değerler gösterilmektedir.

Tablo 8.1. Jeomanyetik ve güneş aktivitesi için bazı çalışmalarda kullanılan eşik değerler

Çalışma	Jeomanyetik aktivite indisleri ve eşik değeri	Güneşsel aktivite indisleri ve eşik değeri
Ke ve diğ. (2016)	Dst < -50 nT Günlük $\Sigma K_p > 30$	-
Kon ve diğ. (2011)	Dst < -60 nT	-
Gulyaeva ve Arikan (2016)	$A_{E_{max}} \geq 500$ , $a_{max} > 45$ , $ap_{max} > 30$ , $ap(\tau) > 18$ , $D_{stmin} \leq 30$	-
Le ve diğ. (2011)	Dst < -40 nT	-
Liu ve diğ. (2006)	$K_p \geq 6$ , Dst $\leq -60$ nT	-
Fuying ve diğ. (2011)	$K_p > 4$	-

Tabloda görüldüğü üzere, birden çok depremin iyonosferik aykırılıklarının karşılaştırıldığı istatistiksel çalışmaların çoğunda güneş aktivite indisleri dikkate alınmamaktadır. Bu çalışmalarda, aykırılık aranan ilgili zaman dilimlerinde güneş aktivitesinde meydana gelebilecek beklenmedik güçlü değişimlerin TEİ varyasyonunda değişime neden olabileceği ve bu değişimlerin deprem kaynaklı olanlarla karıştırılabileceği açıkça görülmektedir. Burada, uzay-iklim koşullarının TEİ varyasyonu üzerindeki etkisinin nasıl doğru bir şekilde modellenip elimine edilebileceği sorusunun yanıtı aranmalıdır.

c) Çalışmada, 6 saatten daha kısa süreli aykırılıklar varyasyondan çıkarılmıştır. Liu ve diğ. (2004)'de iyonosferdeki kısa süreli anlık değişimlerden kaçınmak amacıyla sadece 2 saat sürekli aykırılıklar dikkate alınmıştır. Pulnits (1998)'de 3-4 saat ve üzeri sürekli aykırılıkların sismik kaynaklı olabileceğinden bahsedilmiştir. Shah ve Jin (2015) ile Le ve diğ. (2011)'de 6 saat ve üzeri sürekli aykırılıklara sahip günler anormal gün olarak tanımlamıştır. Kon ve diğ. (2011)'de ise 10 saat sürekli pozitif veya negatif aykırılığa sahip günler deprem kaynaklı anormal gün olarak seçilmiştir. Burada, deprem kaynaklı bir aykırılık sürekli mi olmalı ve eğer sürekli ise bu sürekliliğin süresi ne olmalı sorusunun yanıtı aranmalıdır.

Bu soruların dışında, sismik kaynaklı iyonosferik etkinin mekansal dağılımı ve deprem parametreleri (zaman, konum, magnitüd, derinlik, odak mekanizması vb.) ile aykırılıklar arasında olabilecek korelasyonların derecesini kestirebilmek de önemlidir.

İstatistiksel sismik-iyonosferik çalışmalar bu sorulara cevap bulabilmek ve durum çalışmalarından elde edilen sonuçların kalitesini artırabilmek amacıyla yapılmakla birlikte, istatistiksel çalışmalardan anlamlı sonuçlar elde edebilmek için bu soruların cevabının önceden bilinmesi gerekmektedir. Doğru cevaplar için mutlaka sismik-iyonosferik etkileşimin fiziksel modelinin eksiksiz ve doğru bir şekilde ortaya koyulması gerekmektedir.

Bazı durum, istatistik ve eleştiri makalelerinde sismik aktivite ile iyonosfer arasında bir etkileşimin olmadığı görüşü savunulmaktadır (Dautermann, 2007; Afraimovich ve Astafyeva, 2008; Masci 2012; Thomas ve diğ., 2012; Masci ve diğ., 2015; Thomas ve diğ., 2017). Buna karşın, sismik aktivite ile iyonosferik değişim arasında

bir etkileşim olabileceği düşüncesi tez çalışmasının esas motivasyonunu oluşturmuştur. Olası bir etkileşimin daha etkili ve efektif analiz yöntemleri ve çok disiplinli ekipler ile araştırılması gerektiği inancı ardıl çalışmaların da itici gücünü temsil etmektedir.

Magnitüd değeri 6 ve üzeri depremlerde sismik-iyonosferik etkileşimin daha net bir şekilde ortaya çıktığı bilinmektedir. Çalışma kapsamında kullanılan deprem verileri arasında yüksek magnitüdü depremlerin az olması, yürütülen sismik-iyonosferik analizlerden istatistiksel olarak anlamlı sonuçlar elde edilmesini engellemiştir. Bu nedenle tez çalışmasının sonuçları, sismik aktivitelerle ilgili iyonosferik öncül tespitinin olasılığını ortadan kaldırmamaktadır.

Depremlerin yıkıcı ve ürkütücü etkisi, neden olduğu geri getirilemez kayıplar ve ekonomik boyutları düşünülünce, deprem öncülü arama üzerine uzunca bir süre daha çalışmaların yürütüleceği, paralel olarak da sismik iyonosferik araştırmaların ilgi çekiciliğini korumaya devam edeceği varsayılabilir. Bu bağlamda yürütülen tez çalışmasının gelecek çalışmalara aktarabileceği katkı ve deneyimler adına erişilen bulgular aşağıda maddeler halinde sıralanmıştır:

- (i) Türkiye’de 2003-2016 yılları arası F10.7 indisinin R indisine göre TEİ değerleriyle daha yüksek ilişki değeriyle sahip olduğu görülmüştür.
- (ii) GPS-TEİ varyasyonundan elde edilen aykırılıklar ile küresel haritalardan elde edilen aykırılıklar yüksek oranda benzerlik göstermiştir. Buna göre Küresel İyonosfer Haritaları’nın bölgesel değişimleri yakalamada başarılı olduğu söylenebilir.
- (iii) Depremden önceki günler ile depremden sonraki günlerde tespit edilen anormal günlerin neredeyse birbirine yakın olması nedeniyle  $M_w \leq 6,0$  depremleri için anlamlı bir deprem öncülü belirlenememiştir.
- (iv) Deprem öncesi günlerde pozitif aykırılıklar ve deprem sonrası günlerde negatif aykırılıklar daha fazla görülmüştür.
- (v) Depremler, odak mekanizmasına göre sınıflandırıldığında dikey yönlü faylanmaya sahip depremlerde 5 gün öncesinde görülen pozitif aykırılığın sıklığı anlamlı bir sonuç olarak görülmüştür.



- (vi) 63 depremin ortalama YBA (%) değerlerine göre depremlerden önce pozitif aykırılıkların negatif olanlara göre daha baskın olduğu ve deprem sonrası günlerde de bunun tam tersi bir durum olduğu görülmüştür.



## KAYNAKLAR

Abdu M. A., De Souza J. R., Sobral J. H. A., Batista I. S., Magnetic Storm Associated Disturbance Dynamo Effects in the Low and Equatorial Latitude Ionosphere. Recurrent Magnetic Storms: Corotating Solar Wind Streams, Editors: Tsurutani B., McPherron R., Lu G., Sobral J. H. A., Gopalswamy N., *Recurrent Magnetic Storms: Corotating Solar Wind Streams*, 1st ed., AGU Books Board, Washington, 283, 2006.

Abdu M. A., Batista I. S., Bertoni F., Reinisch B. W., Kherani E. A., Sobral J. H. A., Equatorial Ionosphere Responses to Two Magnetic Storms of Moderate Intensity from Conjugate Point Observations in Brazil, *Journal of Geophysical Research*, 2012, **117**(A5), 1-20.

Abdullah M., Strangeways H. J., Zulkifli S. S. N., Ionospheric Differential Error Determination Using Ray Tracing for a Short Baseline, *Advances in Space Research*, 2010, **46**(10), 1326-1333.

Adeniyi J. O., Ikubanni S. O., Determination of the Threshold Value of F10.7 in the Dependence of Fof2 on Solar Activity, *Advances in Space Research*, 2013, **51**(9), 1709-1714.

Afraimovich E. L., Astafieva E. I., Gokhberg M. B., Lapshin V. M., Permyakova V. E., Steblov G. M., Shalimov S. L., Variations of the Total Electron Content in the Ionosphere from GPS Data Recorded during the Hector Mine Earthquake of October 16, 1999, California, *Russian Journal of Earth Sciences*, 2004, **6**(5), 339-354.

Afraimovich E. L., Astafyeva E. I., TEC Anomalies-Local TEC Changes Prior to Earthquakes or TEC Response to Solar and Geomagnetic Activity Changes?, *Earth, Planets and Space*, 2008, **60**(9), 961-966.

Aggarwal M., Anomalous Changes in Ionospheric TEC during an Earthquake Event of 13-14 April 2010 in the Chinese Sector, *Advances in Space Research*, 2015, **56**(7), 1400-1412.

Alcay S., Analysis of Ionospheric TEC Variations Response to the Mw 7.2 VAN-Earthquake, *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 2016, **13**(3), 257-262.

Alizadeh M., Schuh H., Todorova S., Schmidt M., Global Ionospheric Maps of VTEC from GNSS, Satellite Altimetry and FORMOSAT-3/COSMIC Data, *Journal of Geodesy*, 2011, **85**(12), 975-987.

Ambraseys N. N., Jackson J. A., Seismicity of the Sea of Marmara (Turkey) since 1500, *Geophysical Journal International*, 2000, **141**(3), 1-6.

Amerian Y., Voosoghi B., Hossainali M. M., Regional Ionosphere Modeling in Support of IRI and Wavelet Using GPS Observations, *Acta Geophysica*, 2013, **61**(5), 1246-1261.

Arı N., Özen Ş., Çolak Ö.H., *Dalgacık Teorisi*, 1. Baskı, Palme Yayıncılık, Ankara, 2008.

Arıkan F., Erol C., Arıkan O., Regularized Estimation of Vertical Total Electron Content from Global Positioning System Data, *Journal of Geophysical Research*, 2003, **108**(A12), 1469-1480.

Arıkan F., Deviren M. N., Lenk O., Sezen U., Arıkan O., Observed Ionospheric Effects of 23 October 2011 Van, Turkey Earthquake, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 2012, **3**(1), 1-8.

Auger F., Flandrin P., Improving the Readability of Time-Frequency and Time-Scale Representations by the Reassignment Method, *IEEE Transactions on Signal Processing*, 1995, **43**(5), 1068-1089.

Awais M., Barkat A., Ali A., Rehman K., Zafar W. A., Iqbal T., Satellite Thermal IR and Atmospheric Radon Anomalies Associated with the Haripur Earthquake (Oct 2010; Mw 5.2), Pakistan, *Advances in Space Research*, 2017, **60**(11), 2333-2344.

Bagiya M. S., Joshi H. P., Iyer K. N., Aggarwal M., Ravindran S., Pathan B. M., TEC Variations during Low Solar Activity Period (2005–2007) near the Equatorial Ionospheric Anomaly Crest Region in India, *Annales Geophysicae*, 2009, **27**(3), 1047-1057.

Barka A. A., Kadinsky-Cade K., Strike-Slip Fault Geometry in Turkey and Its Influence on Earthquake Activity, *Tectonics*, 1988, **7**(3), 663-684.

Bartels J., Heck N. H., Johnston H. F., The Three-Hour Range Index Measuring Geomagnetic Activity, *Geophysical Research*, 1939, **44**(4), 411-454.

Biqiang Z., Weixing W., Libo L., Tian M., Morphology in the Total Electron Content under Geomagnetic Disturbed Conditions: Results from Global Ionosphere Maps, *Annales Geophysicae*, 2007, **25**(7), 1555-1568.

Boutiouta S., Belbachir A. H., Magnetic Storms Effects on the Ionosphere TEC through GPS Data, *Information Technology Journal*, 2006, **5**(5), 908-915.

Brekke A., *Physics of the Upper Polar Atmosphere*. 1st ed., Springer Science & Business Media, Berlin, 2012.

Burrus C. S., Multiband Least Squares FIR Filter Design, *IEEE Transactions on Signal Processing*, 1995, **43**(2), 412-421.

Calais E., Minster J. B., GPS Detection of Ionospheric Perturbations Following the January 17, 1994, Northridge Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 1995, **22**(9), 1045-1048.

Calais E., Minster J. B., GPS, Earthquakes, the Ionosphere, and Space Shuttle, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1998, **105**(3-4), 167-181.

Chakrabarty D., Bagiya M. S., Thampi S. V., Iyer K. N., Solar EUV Flux (0.1-50 nm), F10.7 cm Flux, Sunspot Number and the Total Electron Content in the Crest Region of Equatorial Ionization Anomaly during the Deep Minimum Between Solar Cycle 23 and 24, *Indian Journal of Radio and Space Physics*, 2012, **41**(2), 110-120.

Cherniak I., Krankowski A., Zakharenkova I., Observation of the Ionospheric Irregularities over the Northern Hemisphere: Methodology and Service, *Radio Science*, 2014, **49**(8), 653-662.

Christophersen A., Rhoades D. A., Colella H. V., Precursory Seismicity in Regions of Low Strain Rate: Insights from a Physics-Based Earthquake Simulator, *Geophysical Journal International*, 2017, **209**(3), 1513-1525.

Christos K., Eleftheria P., George T., Vassilios K., Earthquake Recurrence Models and Occurrence Probabilities of Strong Earthquakes in the North Aegean Trough (Greece), *Journal of Seismology*, 2018, **22**(5), 1225-1246.

Ciraolo L., Azpilicueta F., Brunini C., Meza A., Radicella S. M., Calibration Errors on Experimental Slant Total Electron Content (TEC) Determined with GPS, *Journal of Geodesy*, 2007, **81**(2), 111-120.

Çepni M. S., Poots L. V., Miima J. B., High Resolution Station-Based Diurnal Ionospheric Total Electron Content (TEC) from Dual-Frequency GPS Observations, *Space Weather*, 2013, **11**(9), 1-9.

Çepni M. S., Şentürk E., Geometric Quality Term for Station-Based Total Electron Content Estimation, *Annals of Geophysics*, 2016, **59**(1), 1-10.

Danilov A. D., Lastovicka J., Effects of Geomagnetic Storms on the Ionosphere and Atmosphere, *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy*, 2001, **2**(3), 209-224.

Datchenko E. A., Ulomov V. I., Chernyshova C. P., Electron Density Anomalies as the Possible Precursor of Tashkent Earthquake, *Doklady Uzbekistan Academy Science*, 1972, **12**, 30-32.

Dautermann T., Calais E., Haase J., Garrison J., Investigation of Ionospheric Electron Content Variations before Earthquakes in Southern California, 2003–2004, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2007, **112**(B2), 1-20.

Davies K., Baker D. M., Ionospheric Effects Observed Around the Time of the Alaskan Earthquake of March 28, 1964, *Journal of Geophysical Research*, 1965, **70**(9), 2251-2253.

De Abreu A. J., Martin I. M., Fagundes P. R., Venkatesh K., Batista I. S., De Jesus R., Rockenback M., Coster A., Gende M., Alves M. A., Wild M., Ionospheric F-Region Observations over American Sector during an Intense Space Weather Event

Using Multi-Instruments, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2017, **156**, 1-14.

Devi M., Barbara A. K., Depueva A., Depuev V., Preliminary Results of TEC Measurements in Guwahati, India, *Advances in Space Research*, 2008, **42**(4), 753-756.

Davis T. N., Sugiura M., Auroral Electrojet Activity Index AE and Its Universal Time Variations, *Journal of Geophysical Research*, 1966, **71**(3), 785-801.

Devore J. L., *Probability and Statistics for Engineering and the Sciences*, 5th ed., Duxbury Press, Boston, 1999.

Dobrovolsky I. P., Zubkov S. I., Miachkin V. I., Estimation of the Size of Earthquake Preparation Zones, *Pure and Applied Geophysics*, 1979, **117**(5), 1025-1044.

Doğan U., Ergintav S., Skone S., Arslan N., Oz D., Monitoring of the Ionosphere TEC Variations during the 17th August 1999 Izmit Earthquake Using GPS Data, *Earth, Planets and Space*, 2011, **63**(12), 1183-1192.

Duncan R. A., F-Region Seasonal and Magnetic Storm Behaviour, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1969, **31**(1), 59-70.

Fejer B. G., Scherliess L., Time Dependent Response of Equatorial Ionospheric Electric Fields to Magnetospheric Disturbances, *Geophysical Research Letters*, 1995, **22**(7), 851-854.

Feltens J., Schaer S., IGS Products for the Ionosphere, Editors: Dow J. M., Kouba J., Springer T., *Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop*, 1st ed., IGS Position Paper, Darmstadt, 225-232, 1998.

Forbes J. M., Evidence for the Equatorward Penetration of Electric Fields, Winds, and Compositional Effects in the Asian/Pacific Sector during the September 17-24, 1984, ETS Interval, *Journal of Geophysical Research*, 1989, **94**(A12), 16999-17007.

Freund F. T., Toward a Unified Solid State Theory for Pre-Earthquake Signals, *Acta Geophysica*, 2000, **58**(5), 719-766.

Freund F. T., Takeuchi A., Lau B. W., Electric Currents Streaming Out of Stressed Igneous Rocks—A Step Towards Understanding Pre-Earthquake Low Frequency EM Emissions, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2006, **31**(4-9), 389-396.

Freund F. T., Kulahci I. G., Cyr G., Ling J., Winnick M., Tregloan-Reed J., Freund M. M., Air Ionization at Rock Surfaces and Pre-earthquake Signals, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2009, **71**(17), 1824-1834.

Freund F. T., Pre-Earthquake Signals: Underlying Physical Processes, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, **41**(4-5), 383-400.

Fuying Z., Yun W., Yiyan Z., Jian L., A Statistical Investigation of Pre-Earthquake Ionospheric TEC Anomalies, *Geodesy and Geodynamics*, 2011, **2**(1), 61-65.

- Gabor D., Theory of Communication, *Journal of the Institution of Electrical Engineers*, 1946, **93**(26), 429-441.
- Gizawy L. M., Development of an Ionosphere Monitoring Technique Using GPS Measurements for High Latitude GPS Users, Ph.D Thesis, University of Calgary, Department of Geomatics Engineering, Alberta, 2003.
- Gokhberg M. B., Strong Acoustic Wave Action, *ESA Special Publication*, 1983, **195**, 99-110.
- Gopal Rao M. S. V., Sambasiva Rao R., The Hysteresis Variation in F2-Layer Parameters, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 1969, **31**(8), 1119-1125.
- Grinsted A., Moore J. C., Jevrejeva S., Application of the Cross Wavelet Transform and Wavelet Coherence to Geophysical Time Series, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2004, **11**(5/6), 561-566.
- Gulyaeva T., Arikani F., Statistical Discrimination of Global Post-Seismic Ionosphere Effects under Geomagnetic Quiet and Storm Conditions, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 2017, **8**(2), 509-524.
- Guo J., Li W., Yu H., Liu Z., Zhao C., Kong Q., Impending Ionospheric Anomaly Preceding the Iquique Mw8.2 Earthquake in Chile on 2014 April 1, *Geophysical Journal International*, 2015a, **203**(3), 1461-1470.
- Guo J., Li W., Liu X., Wang J., Chang X., Zhao C., On TEC Anomalies as Precursor before Mw8.6 Sumatra Earthquake and Mw6.7 Mexico Earthquake on April 11, 2012, *Geosciences Journal*, 2015b, **19**(4), 721-730.
- Guo J., Li W., Liu X., Kong Q., Zhao C., Guo B., Temporal-Spatial Variation of Global GPS-Derived Total Electron Content, 1999-2013, *PloS One*, 2015c, **10**(7), 1-21.
- Hajra R., Chakraborty S. K., Tsurutani B. T., DasGupta A., Echer E., Brum C. G. M., Gonzalez W. D., Sobral J. H. A., An Empirical Model of Ionospheric Total Electron Content (TEC) near the Crest of the Equatorial Ionization Anomaly (EIA), *Journal of Space Weather and Space Climate*, 2016, **6**, 1-9.
- Harris F. J., On the Use of Windows for Harmonic Analysis with the Discrete Fourier Transform, *Proceedings of the IEEE*, 1978, **66**(1), 51-83.
- Hayakawa M., Fujinawa Y., *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, 1st ed., Terrapub, Tokyo, 1994.
- Hayakawa M., Molchanov O. A., *Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling*, 1st ed., Terrapub, Tokyo, 2002.
- Hayakawa M., Possible Electromagnetic Effects on Abnormal Animal Behavior before an Earthquake, *Animals*, 2013, **3**(1), 19-32.

Hegai V. V., Kim V. P., Nikiforova L. L., A Possible Generation Mechanism of Acoustic-Gravity Waves in the Ionosphere before Strong Earthquakes, *Journal of Earthquake Prediction Research*, 1997, **6**, 584-589.

Hegai V. V., Kim V. P., Liu J. Y., The Ionospheric Effect of Atmospheric Gravity Waves Excited Prior to Strong Earthquake, *Advances in Space Research*, 2006, **37**, 653-659.

Hernández-Pajares M., Juan J. M., Sanz J., Orus R., Garcia-Rigo A., Feltens J., Komjathy A., Schaer S. C., Krankowski A., The IGS VTEC Maps: A Reliable Source of Ionospheric Information since 1998, *Journal of Geodesy*, 2009, **83**(3-4), 263-275.

Hsiao C. C., Liu J. Y., Oyama K. I., Yen N. L., Liou Y. A., Chen S. S., Miao J. J., Seismo-Ionospheric Precursor of the 2008 Mw7.9 Wenchuan Earthquake Observed by FORMOSAT-3/COSMIC, *GPS Solution*, 2010, **14**(1), 83-89.

Hocke K., Oscillations of Global Mean TEC, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2008, **113**(A4), 1-13.

Hunsucker R. D., Hargreaves J. K., *The High-Latitude Ionosphere and Its Effects on Radio Propagation*, 1st ed., Cambridge University Press, Cambridge, 2003.

Irmak T. S., Doğan B., Karakaş A., Source Mechanism of the 23 October, 2011, Van (Turkey) Earthquake (Mw=7.1) and Aftershocks with Its Tectonic Implications, *Earth, Planets and Space*, 2012, **64**(11), 991-1003.

Iwata D., Nagahama H., Muto J., Yasuoka Y., Non-Parametric Detection of Atmospheric Radon Concentration Anomalies Related to Earthquakes. *Scientific Reports*, 2018, **8**(1), 13028.

Jakowski N., Wilken V., Schlueter S., Stankov S. M., Heise S., Ionospheric Space Weather Effects Monitored by Simultaneous Ground and Space Based GNSS Signals, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2005, **67**(12), 1074-1084.

Jin S., Occhipinti G., Jin R., GNSS Ionospheric Seismology: Recent Observation Evidences and Characteristics, *Earth-Science Reviews*, 2015, **147**, 54-64.

Kaladze T. D., Pokhotelov O. A., Shah H. A., Khan M. I., Stenflo L., Acoustic-Gravity Waves in the Earth's Ionosphere, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2008, **70**(13), 1607-1616.

Ke F., Wang Y., Wang X., Qian H., Shi C., Statistical Analysis of Seismo-Ionospheric Anomalies Related to Ms>5.0 Earthquakes in China by GPS TEC, *Journal of Seismology*, 2016, **20**(1), 137-149.

Kim V. P., Hegai V. V., A Possible Presage of Strong Earthquakes in the Night-Time Mid-Latitude F2 Region Ionosphere, Editors: Hayakawa M., *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*, 1st ed., Terrapub, Tokyo, 619-627, 1999.

- Klimenko M. V., Klimenko V. V., Ratovsky K. G., Goncharenko L. P., Disturbances in the Ionospheric F-Region Peak Heights in the American Longitudinal Sector During Geomagnetic Storms of September 2005, *Advances in Space Research*, 2011a, **48**(7), 1184-1195.
- Klimenko M. V., Klimenko V. V., Karpov I. V., Zakharenkova I. E., Modeling of Seismoionospheric Effects Initiated by Internal Gravity Waves, *Russian Journal of Physical Chemistry*, 2011b, **30**(5), 41-49.
- Klobuchar J. A., Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users, *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, 1987, **23**(3), 325-331.
- Kon S., Nishihashi M., Hattori K., Ionospheric Anomalies Possibly Associated with  $M \geq 6.0$  Earthquakes in the Japan Area during 1998–2010: Case Studies and Statistical Study, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, **41**(4), 410-420.
- Kumar S., Priyadarshi S., Krishna S. G., Singh A. K., GPS-TEC Variations during Low Solar Activity Period (2007–2009) at Indian Low Latitude Stations, *Astrophysics and Space Science*, 2012, **339**(1), 165-178.
- Le H., Liu J. Y., Liu L., A Statistical Analysis of Ionospheric Anomalies before 736 M6.0+ Earthquakes during 2002-2010, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2011, **116**, 1-5.
- Le H., Liu L., Liu J. Y., Zhao B., Chen Y., Wan W., The Ionospheric Anomalies Prior to the M9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, **62**, 476-484.
- Leonard R. S., Barnes R. A., Observation of Ionospheric Disturbances Following the Alaskan Earthquake, *Journal of Geophysical Research*, 1965, **70**(5), 1250-1253.
- Li J., Meng G., You X., Zhang R., Shi H., Han Y., Ionospheric Total Electron Content Disturbance Associated with May 12, 2008, Wenchuan Earthquake, *Geodesy and Geodynamics*, 2015, **6**(2), 126-134.
- Li M., Yuan Y., Wang N., Li Z., Huo X., Performance of Various Predicted GNSS Global Ionospheric Maps Relative to GPS and JASON TEC Data, *GPS Solutions*, 2018, **22**(2), 1-11.
- Liu J. Y., Chuo Y. J., Shan S. J., Tsai Y. B., Chen Y. I., Pulinets S. A., Yu S. B., Pre-Earthquake-Ionospheric Anomalies Registered by Continuous GPS TEC Measurements, *Annales Geophysicae*, 2004, **22**(5), 1585-1593.
- Liu J. Y., Chen Y. I., Chuo Y. J., Chen C. S., A Statistical Investigation of Preearthquake Ionospheric Anomaly, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2006, **111**, 1-5.
- Liu J. Y., Chen Y. I., Chen C. H., Liu C. Y., Chen C. Y., Nishihashi M., Li J. Z., Xia Y. Q., Oyama K. I., Hattori K., Lin C. H., Seismoionospheric GPS Total Electron



Content Anomalies Observed before the 12 May 2008 Mw7.9 Wenchuan Earthquake, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2009, **114**, 1-10.

Liu J. Y., Chen C. H., Tsai H. F., A Statistical Study on Seismo-Ionospheric Precursors of the Total Electron Content Associated with 146  $M \geq 6.0$  Earthquakes in Japan during 1998–2011, Editors: Hayakawa M., *Earthquake Prediction Studies: Seismo Electromagnetics*, 1st ed., Terrapub, Tokyo, 1-13, 2013.

Love J. J., Remick K. J., Magnetic Indices, *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, 1st ed., Springer, Netherlands, 509-512, 2007.

Mannucci A. J., Wilson B. D., Yuan D. N., Ho C. H., Lindqwister U. J., Runge T. F., A Global Mapping Technique for GPS-Derived Ionospheric Total Electron Content Measurements, *Radio Science*, 1998, **33**(3), 565-582.

Masci F., The Study of Ionospheric Anomalies in Japan Area during 1998–2010 by Kon et al.: An Inaccurate Claim of Earthquake-Related Signatures?, *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, **57**, 1-5.

Masci F., Thomas J. N., Villani F., Secan J. A., Rivera N., On the Onset of Ionospheric Precursors 40 Min before Strong Earthquakes, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2015, **120**(2), 1383-1393.

Matsushita S., A Study of the Morphology of Ionospheric Storms, *Journal of Geophysical Research*, 1959, **64**(3), 305-321.

McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Sari D. B., Tealeb A., GPS Constraints on Africa (Nubia) and Arabia Plate Motions, *Geophysical Journal International*, 2003, **155**(1), 126-138.

Menvielle M., Berthelier A., The K-Derived Planetary Indices: Description and Availability, *Reviews of Geophysics*, 1991, **29**(3), 415-432.

Menvielle M., The Geomagnetic Indices: Derivation, Meaning, and Availability, *Space Weather Workshop: Looking Towards a Future European Space Weather Programme*, Noordwijk, Netherlands, 17-19 September 2001.

Millward G. H., Moffett R. J., Quegan S., Fuller-Rowell T. J., Ionospheric F2 Layer Seasonal and Semiannual Variations, *Journal of Geophysical Research*, 1996, **101**(A3), 5149-5156.

Nakamura M., Yoneda A., Oda M., Tsubouchi K., Statistical Analysis of Extreme Auroral Electrojet Indices, *Earth, Planets and Space*, 2015, **67**(1), 153.

Namgaladze A., Klimenko M. V. V., Klimenko V., Zakharenkova I. E., Physical Mechanism and Mathematical Modeling of Earthquake Ionospheric Precursors Registered in Total Electron Content, *Geomagnetism and Aeronomy*, 2009, **49**(2), 252-262.

Nayir H., Küresel Konumlama Sistemi Kullanılarak Toplam Elektron İçeriği Kestirimi, Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara, 2007, 185631.

Oikonomou C., Haralambous H., Muslim B., Investigation of Earthquake Signatures on the Ionosphere over Europe, *14th International Ionospheric Effects Symposium IES2015*, Alexandria, USA, 12-14 Mayıs 2015.

Ouzounov D., Pulinets S., Romanov A., Romanov A., Tsybulya K., Davidenko D., Kafatos M., Taylor P., Atmosphere-Ionosphere Response to the M9 Tohoku Earthquake Revealed by Multi Instrument Space-Borne and Ground Observations: Preliminary Results, *Earthquake Science*, 2011, **24**(6), 557-564.

Opperman B. D. L., Cilliers P. J., McKinnell L. A., Haggard R., Development of a Regional GPS-Based Ionospheric TEC Model for South Africa, *Advances in Space Research*, 2007, **39**(5), 808-815.

Öner İ. V., Yeşilyurt M. K., Yılmaz E. Ç., Wavelet Analiz Tekniği ve Uygulama Alanları, *Ordu Üniversitesi Bilim ve Teknoloji Dergisi*, 2017, **7**(1), 42-56.

Papadopoulou K., Skordas E., Zlotnicki J., Nagao T., Rybin A., Study of Geoelectric Data Collected by the Joint EMSEV-Bishkek RS-RAS Cooperation: Possible Earthquake Precursors, *Entropy*, 2018, **20**(8), 1-17.

Papitashvili V. O., Papitashvili N. E., King J. H., Solar Cycle Effects in Planetary Geomagnetic Activity: Analysis of 36-Year Long OMNI Dataset, *Geophysical Research Letters*, 2000, **27**(17), 2797-2800.

Parkinson B. W., Spilker J. J., *Global Positioning Systems: Theory and Applications, Volume I*, 1st ed., American Institute of Astronautics, USA, 1996.

Paudel S. R., Banjara S. P., Wagle A., Freund F. T., Earthquake Chemical Precursors in Groundwater: A Review, *Journal of Seismology*, 2018, **22**(5), 1293-1314.

Perevalova N. P., Sankov V. A., Astafyeva E. I., Zhupityaeva A. S., Threshold Magnitude for Ionospheric TEC Response to Earthquakes, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2014, **108**, 77-90.

Perrone L., De Franceschi G., Solar, Ionospheric and Geomagnetic Indices, *Annals of Geophysics*, 1998, **41**(5), 843-855.

Prasad S. N. V. S., Rama Rao P. V. S., Prasad D. S. V. V. D., Venkatesh K., Niranjan K., On the Variabilities of the Total Electron Content (TEC) over the Indian Low Latitude Sector, *Advances in Space Research*, 2012, **49**(5), 898-913.

Prölss G. W., On Explaining the Local Time Variation of Ionospheric Storm Effects, *Annales Geophysicae*, 1993, **11**(1), 1-9.

Prölss G. W., Ionospheric F Region Storms, Editors: Volland H., *Handbook of Atmospheric Electrodynamics*, 1st ed., CRC Press, Boca Raton, 195-248, 1995.

Prölss G. W., Ionospheric F-Region Storms: Unsolved Problems, *Meeting Proceedings RTO*, RTO-MP-IST-056, 1-20, 2006.

Pulinets S. A., Seismic Activity as a Source of the Ionospheric Variability, *Advances in Space Research*, 1998, **22**(6), 903-906.

Pulinets S. A., Boyarchuk K. A., Hegai V. V., Kim V. P., Lomonosov A. M., Quasielectrostatic Model of Atmosphere-Thermosphere-Ionosphere Coupling, *Advances in Space Research*, 2000, **26**(8), 1209-1218.

Pulinets S. A., Ionospheric Precursors of Earthquakes; Recent Advances in Theory and Practical Applications, *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2004, **15**(3), 413-436.

Pulinets S. A., Boyarchuk K. A., *Ionospheric Precursors of Earthquakes*, 1st ed., Springer, Berlin, Germany, 2004.

Pulinets S. A., Gaivoronska T. B., Contreras A. L., Ciralo L., Correlation Analysis Technique Revealing Ionospheric Precursors of Earthquakes, *Natural Hazards and Earth System Science*, 2004, **4**(5/6), 697-702.

Pulinets S. A., Ouzounov D., Karelin A. V., Boyarchuk K. A., Pokhmelnikh L. A., The Physical Nature of Thermal Anomalies Observed before Strong Earthquakes, *Physics and Chemistry of the Earth*, 2006, **31**(4), 143-153.

Pulinets S. A., Physical Mechanism of the Vertical Electric Field Generation over Active Tectonic Fault, *Advances in Space Research*, 2009, **44**(6), 767-773.

Pulinets S. A., Bondur V. G., Tsidilina M. N., Gaponova M. V., Verification of the Concept of Seismoionospheric Coupling under Quiet Heliogeomagnetic Conditions, Using the Wenchuan (China) Earthquake of May 12, 2008, as an Example, *Geomagnetism and Aeronomy*, 2010, **50**(2), 231-242.

Pundhir D., Singh B., Singh O. P., Gupta S. K., A Morphological Study of Low Latitude Ionosphere and Its Implication in Identifying Earthquake Precursors, *Journal of Indian Geophysical Union*, 2017, **21**(3), 214-222.

Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Özener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., Abdullah A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrotsa A., Filikov S. V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G., GPS Constraints on Continental Deformation in the Africa-Arabia-Eurasia Continental Collision Zone and Implications for the Dynamics of Plate Interactions, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2006, **111**, 1-26.

Rozhnoi A., Solovieva M., Molchanov O., Biagi P. F., Hayakawa M., Observation Evidences of Atmospheric Gravity Waves Induced by Seismic Activity from Analysis of Subionospheric LF Signal Spectra, *Natural Hazards and Earth System Science*, 2007, **7**(5), 625-628.

- Salinas A., Toledo-Redondo S., Navarro E. A., Fornieles-Callejón J., Portí J. A., Solar Storm Effects during Saint Patrick's Days in 2013 and 2015 on the Schumann Resonances Measured by the ELF Station at Sierra Nevada (Spain), *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2016, **121**, 12234-12246.
- Sarkar S., Gwal A. K., Satellite Monitoring of Anomalous Effects in the Ionosphere Related to the Great Wenchuan Earthquake of May 12, 2008, *Natural Hazards*, 2010, **55**(2), 321-332.
- Sarkar T., Khondekar M. H., Banerjee S., Dynamics of Solar Wind Speed: Cycle 23, *Advances in Space Research*, 2017, **59**(8), 2196-2205.
- Sato T., Kasahara J., Taymaz T., Ito M., Kamimura A., Hayakawa T., Tan O. A study of microearthquake seismicity and focal mechanisms within the Sea of Marmara (NW Turkey) using ocean bottom seismometers (OBSs), *Tectonophysics*, 2004, **391**(1-4), 303-314.
- Schaer S., Gurtner W., Feltens J., IONEX: The IONosphere Map EXchange Format Version 1, Editors: Dow J. M., Kouba J., Springer T., *Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop*, 1st ed., IGS Position Paper, Darmstadt, 233-247, 1998.
- Schaer S., Mapping and Predicting the Earth's Ionosphere Using the Global Positioning System, Doktora Tezi, University of Bern, Astronomical Institute, Bern, 1999.
- Selçuk A. S. Evaluation of the relative tectonic activity in the eastern Lake Van basin, East Turkey, *Geomorphology*, 2016, **270**, 9-21.
- Shah M., Jin S., Statistical Characteristics of Seismo-Ionospheric GPS TEC Disturbances Prior to Global Mw $\geq$ 5.0 Earthquakes (1998-2014), *Journal of Geodynamics*, 2015, **92**, 42-49.
- Smith S. D., Computing Unambiguous TEC and Ionospheric Delays Using only Carrier Phase Data from NOAA's CORS Network, *Proceedings of IEEE PLANS 2004*, California, USA, 26-29 Nisan 2004.
- Sorokin V. M., Chmyrev V. M., Yaschenko A. K., Possible DC Electric Field in the Ionosphere Related to Seismicity, *Advances in Space Research*, 2006, **37**(4), 666-670.
- Stankov S. M., Jakowski N., Tsybulya K., Wilken V., Monitoring the Generation and Propagation of Ionospheric Disturbances and Effects on Global Navigation Satellite System Positioning, *Radio Science*, 2006, **41**(6), 1-14.
- Stankov S. M., Stegen K., Warnant R., Seasonal Variations of Storm-Time TEC at European Middle Latitudes, *Advances in Space Research*, 2010, **46**(10), 1318-1325.
- Sugiura M., Hourly Values of Equatorial Dst for the IGY, *Annals of the International Geophysical Year*, 1964, **35**, 945-948.

Şentürk E., Çepni M. S., Performance of Different Weighting and Surface Fitting Techniques on Station-Wise TEC Calculation and Modified Sine Weighting Supported by the Sun Effect, *Journal of Spatial Science*, 2018a, DOI: 10.1080/14498596.2017.1417169.

Şentürk E., Çepni M. S., Ionospheric Temporal Variations over the Region of Turkey: A Study Based on Long-Time TEC Observations, *Acta Geodaetica et Geophysica*, 2018b, DOI: 10.1007/s40328-018-0233-0.

Tapping K. F., The 10.7 cm Solar Radio Flux (F10.7), *Space Weather*, 2013, **11**(7), 394-406.

Thomas J. N., Love J. J., Komjathy A., Verkhoglyadova O. P., Butala M., Rivera N., On the Reported Ionospheric Precursor of the 1999 Hector Mine, California Earthquake, *Geophysical Research Letters*, 2012, **39**(6), 1-5.

Thomas J. N., Huard J., Masci F., A Statistical Study of Global Ionospheric Map Total Electron Content Changes Prior to Occurrences of  $M \geq 6.0$  Earthquakes during 2000-2014, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 2017, **122**(2), 2151-2161.

Torrence C., Compo G. P., A Practical Guide to Wavelet Analysis, *Bulletin of The American Meteorological Society*, 1998, **79**(1), 61-78.

Toutain J. P., Baubron J. C., Gas Geochemistry and Seismotectonics: A Review, *Tectonophysics*, 1998, **304**(1), 1-27.

Trichtchenko L., Zhukov A., Van Der Linden R., Stankov S. M., Jakowski N., Stanislawska I., Juchnikowski G., Wilkinson P., Patterson G., Thomson A. W. P., November 2004 Space Weather Events - Real Time Observations and Forecasts, *Space Weather*, 2007, **5**(6), 1-17.

Tsolis G. S., Xenos T. D., Seismo-Ionospheric Coupling Correlation Analysis of Earthquakes in Greece, Using Empirical Mode Decomposition, *Nonlinear Processes in Geophysics*, 2009, **16**, 123-130.

Tsolis G. S., Xenos T. D., A Qualitative Study of the Seismo-Ionospheric Precursor Prior to the 6 April 2009 Earthquake in L'Aquila, Italy, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2010, **10**(1), 133-137.

Urata N., Duma G., Freund F., Geomagnetic Kp Index and Earthquakes, *Open Journal of Earthquake Research*, 2018, **7**(1), 39-52.

URL - 1: [http://roma2.rm.ingv.it/en/research\\_areas/4/ionosphere](http://roma2.rm.ingv.it/en/research_areas/4/ionosphere), (Ziyaret tarihi: 27 Temmuz 2018)

URL - 2: <http://www.gunesfizigi.com/gunesin-temel-ozellikleri/>, (Ziyaret tarihi: 14 Mayıs 2018)

URL - 3: <http://www.sws.bom.gov.au/Educational/2/2/5>, (Ziyaret tarihi: 29 Mart 2018)

URL - 4: <https://www.swpc.noaa.gov/phenomena/solar-euv-irradiance>, (Ziyaret tarihi: 14 Mayıs 2018)

URL - 5: <https://www.swpc.noaa.gov/noaa-scales-explanation>, (Ziyaret tarihi: 20 Temmuz 2018)

URL - 6: <https://www.spaceweatherlive.com/en/help/the-interplanetary-magnetic-field-imf>, (Ziyaret tarihi: 09 Temmuz 2018)

URL - 7: [https://cddis.nasa.gov/Data\\_and\\_Derived\\_Products/GNSS/atmospheric\\_products.html](https://cddis.nasa.gov/Data_and_Derived_Products/GNSS/atmospheric_products.html), (Ziyaret tarihi: 11 Mayıs 2018)

URL - 8: <http://www.igs.org/products>, (Ziyaret tarihi: 07 Mayıs 2018)

URL - 9: <http://www.ionolab.org/index.php?page=ionolabtec>, (Ziyaret tarihi: 05 Ocak 2017)

Utkucu M., 23 October 2011 Van, Eastern Anatolia, Earthquake (Mw 7.1) and Seismotectonics of Lake Van Area, *Journal of Seismology*, 2013, **17**(2), 783-805.

Xu T., Hu Y., Wu J., Wu Z., Li C., Xu Z., Suo Y., Anomalous Enhancement of Electric Field Derived from Ionosonde Data before the Great Wenchuan Earthquake, *Advances in Space Research*, 2011, **47**(6), 1001-1005.

Warnant R., Atmospheric Perturbations on GNSS Signals and their Influence on Time Transfer, XXVII<sup>th</sup> General Assembly of the International Union of Radio Science, Maastricht, Netherlands, 17-24 Ağustos 2002.

Weaver P. F., Yuen P. C., Prolss G. W., Furumoto A. S., Acoustic Coupling into the Ionosphere from Seismic Waves of the Earthquake at Kurile Islands on August 11, 1969, *Nature*, 1970, **226**(5252), 1239-1241.

Wu C. C., Fry C. D., Liu J. Y., Liou K., Tseng C. L., Annual TEC Variation in the Equatorial Anomaly Region during the Solar Minimum: September, 1996-August 1997, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2004, **66**(3-4), 199-207.

Yao Y., Chen P., Wu H., Zhang S., Peng W., Analysis of Ionospheric Anomalies before the 2011 Mw 9.0 Japan Earthquake, *Chinese Science Bulletin*, 2012a, **57**(5), 500-510.

Yao Y. B., Chen P., Zhang S., Chen J. J., Yan F., Peng W. F., Analysis of Pre-Earthquake Ionospheric Anomalies before the Global M=7.0+ Earthquakes in 2010, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2012b, **12**, 575-585.

Yao Y., Zhai C., Kong J., Liu L., Contribution of Solar Radiation and Geomagnetic Activity to Global Structure of 27-Day Variation of Ionosphere, *Journal of Geodesy*, 2017, **91**(11), 1299-1311.

Yiyan Z., Yun W., Xuejun Q., Xunxie Z., Ionospheric Anomalies Detected by Ground-Based GPS before the Mw7.9 Wenchuan Earthquake of May 12, 2008,

China, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2009, **71**(8-9), 959-966.

Yu T., Wan W. X., Liu L. B., Tang W., Luan X. L., Yang G. L., Using IGS Data to Analysis the Global TEC Annual and Semiannual Variation, *Chinese Journal of Geophysics*, 2006, **49**(4), 943-949.

Yuen P. C., Weaver P. F., Suzuki R. K., Furumoto A. S., Continuous, Traveling Coupling between Seismic Waves and the Ionosphere Evident in May 1968 Japan Earthquake Data, *Journal of Geophysical Research*, 1969, **74**(9), 2256-2264.

Zakharenkova I. E., Shagimuratov I. I., Tepenitzina N. Y., Krankowski A., Anomalous Modification of the Ionospheric Total Electron Content Prior to the 26 September 2005 Peru Earthquake, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2008, **70**(15), 1919-1928.

Zolesi B., Cander L. R., The General Structure of the Ionosphere, *In Ionospheric Prediction and Forecasting*, 1st ed., Springer, Berlin, 11-48, 2014.

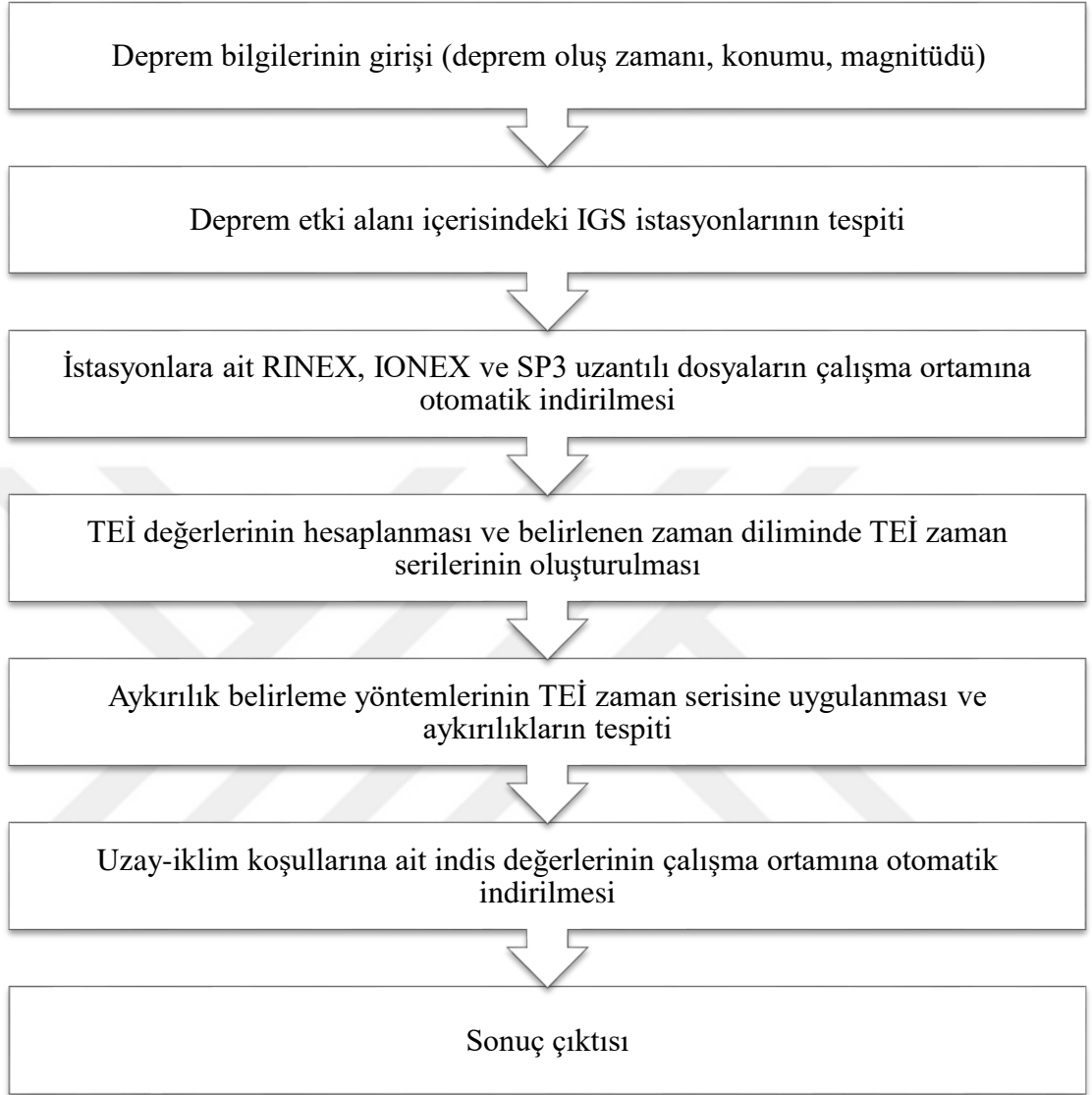
Zolotov O. V., Namgaladze A. A., Prokhotov B. E., Total Electron Content Disturbances Prior to Great Tohoku March 11, 2011 and October 23, 2011 Turkey Van Earthquakes and their Physical Interpretation, *Proceedings of the MSTU*, 2012, **15**(3), 583-594.



**EKLER**

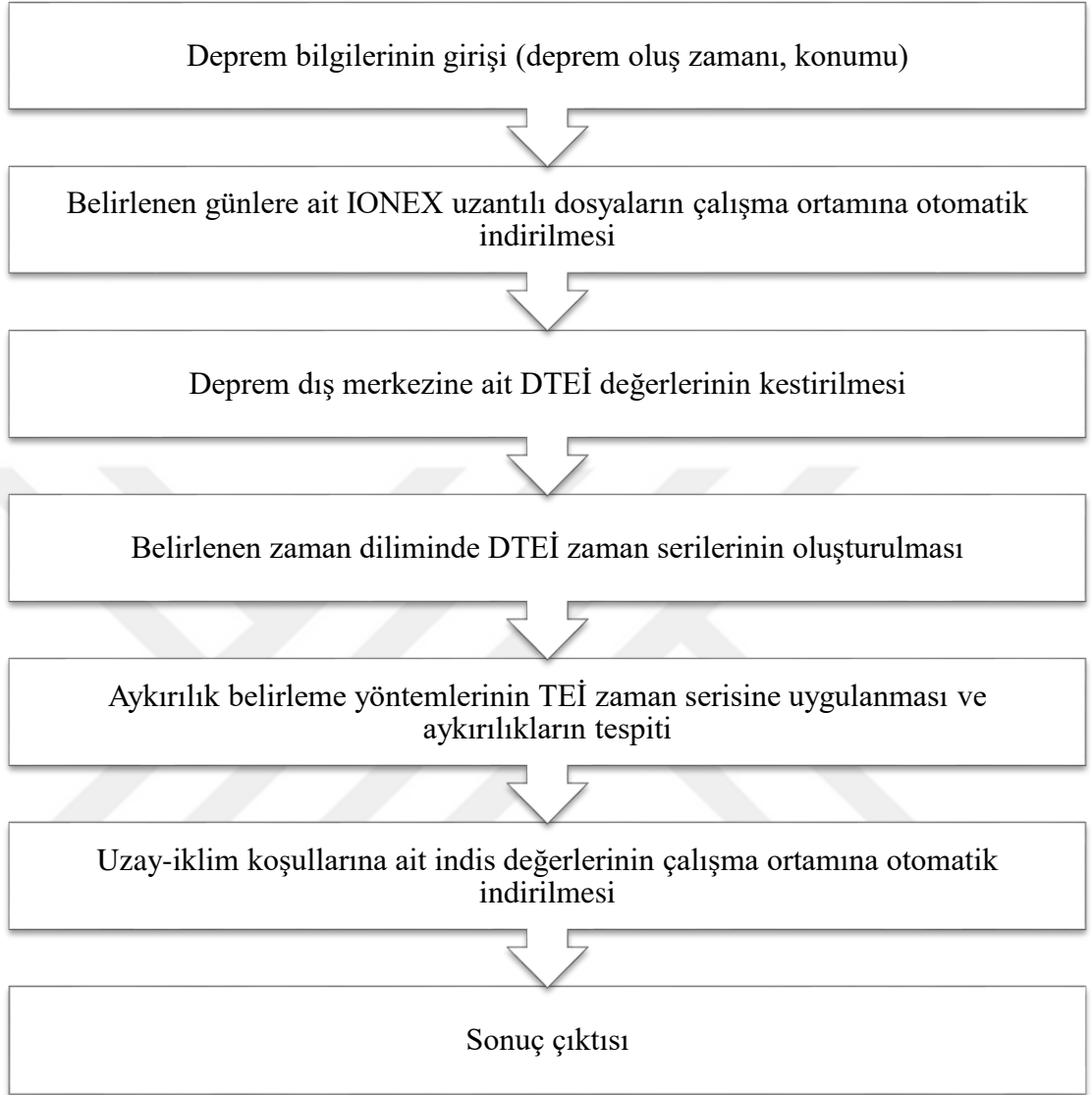


## EK-A



şekil A.1. Matlab ortamında oluşturulan yazılım ile istasyon bazlı TEİ değerlerinin (GPS-TEİ) hesaplanması ve aykırılıkların belirlenmesi işlem adımları

## EK-B



şekil B.1. Matlab ortamında oluşturulan yazılım ile küresel DTEİ değerlerinin (KİH-DTEİ) hesaplanması ve aykırılıkların belirlenmesi işlem adımları

## EK-C

Deprem etki alanı içerisindeki IGS istasyonlarını tespit eden ve istasyon bilgilerini excel dosyasına yazan alt program

```
function [IGS_sites,IGS_lat,IGS_lon,IGS_location,IGS_distance] =
eq2igs(date, lat, lon, M, K)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Date: 2016/11/02
% Created by: Erman ŞENTÜRK
% Address: Kocaeli University, Department of Surveying Engineering
% E-mail: erman.senturk@kocaeli.edu.tr
%
+++++EXAMPLE+++++
+++++
% eq2igs(2016-09-01, -37.359, 179.146, 7.0, 1)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
    try
        IGS_file = 'IGS Network.csv';
        R = K * (10^(0.43*M)); %Dobrovolsky et al.(1979)
        [num, txt] = xlsread(IGS_file);
        if (size(num,2) ~= size(txt,2)), txt = txt(2:end,:); end
        EQ2IGS_Mesafe = zeros(length(num),1);
        for i = 1:length(num), EQ2IGS_Mesafe(i,1) = haversine([lat
num(i,1)], [lon num(i,2)])/1000; end
        [row] = find(EQ2IGS_Mesafe <= R);
        IGS_sites = txt(row,1);
        IGS_lat = num2cell(num(row,1));
        IGS_lon = num2cell(num(row,2));
        IGS_depth = num2cell(num(row,3));
        IGS_location = strcat(txt(row,7), ',', txt(row,8));
        IGS_distance = num2cell(EQ2IGS_Mesafe(row,1));
        values =
[IGS_sites,IGS_lat,IGS_lon,IGS_depth,IGS_location,IGS_distance];
        headers = {'Site', 'Lat', 'Lon', 'Height
(m)', 'Location', 'Distance (m)'};
        outputdir = fullfile(pwd, ['results\Earthquakes\', date]);
        mkdir(outputdir);
        filename = [date, '_IGS.xlsx'];
        if exist(fullfile(outputdir, filename), 'file') == 2
            delete(fullfile(outputdir, filename));
        end
        xlswrite(fullfile(outputdir, filename), [headers;
values], date);
    catch error
        error('No IGS stations in the earthquake effect area!');
    end
end
```

## EK-D

### IONEX dosyasını okuyan alt program

```
function [ION,ca1] = readionexfile(ionfile)
    str = fileread(ionfile);
    ca1 = regexp(str, '(?<=START OF TEC MAP).+?(?=END OF TEC MAP)',
'match');
    ca1 = ca1(1:end-1);
    ION = nan( 73, 71, 12 );
    lat2ix = @(lat) round((lat+87.5)/2.5)+1;
    lon2ix = @(lon) round((lon+180)/5.0)+1;
    if length( ca1 ) == 12
        ut2ix = @(ut) round(ut/2)+1; %2 hour interval
    else
        ut2ix = @(ut) ut+1; %1 hour interval
    end
    for jj = 1 : length( ca1 )
        buf = regexp( ca1{jj}, '\n', 'split', 'once' );
        buf = regexp( buf{2}, '\n', 'split', 'once' );
        ut = textscan( buf{1}, '%*f%*f%*f%*f%*[\n]' );
        ut = ut{1};
        ca2 = regexp( buf{2}, 'LAT/LON1/LON2/DLON/H', 'split' );
        pos = ca2{1};
        for kk = 2 : length( ca2 )
            lat = textscan( pos, '%f%*[\n]' );
            lat = lat{1};
            num = sscanf( ca2{kk}(1:end-60), '%f' );
            pos = strtrim( ca2{kk}(end-60+1:end) );
            ION(:,lat2ix(lat),ut2ix(ut)) = num;
        end
    end
end
```

## EK-E

Uzay-iklim indis verilerini çalışma ortamına otomatik indiren alt program

```
function [kp,ssn,dst,f107,t1,t2] =
atmosph_indices(EQ_time,EQ_preday,EQ_nextday,activity)
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
% Date: 2016/12/08
% Created by: Erman ŞENTÜRK
% Address: Kocaeli University, Department of Surveying Engineering
% E-mail: erman.senturk@kocaeli.edu.tr
%
+++++EXAMPLE+++++
+++++
%atmosph_indices('2016-09-01 16:37:57 UTC')
%atmosph_indices('2016-09-01 16:37:57 UTC',14,0,'retrieve')
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
if (margin < 2),
    EQ_preday = 14; % days previous of EQ (you can change it)
    EQ_nextday = 0; % days next of EQ (you can change it)
    activity = 'retrieve'; %retrieve or plot
end

EQ_times = regexp(EQ_time, ' ', 'split');
EQ_date = EQ_times{1};
EQ_hour = EQ_times{2};

t = datenum(EQ_date, 'yyyy-mm-dd');
t1 = addtodate(t, -EQ_preday, 'day');
t2 = addtodate(t, EQ_nextday, 'day');

if strcmp(activity, 'retrieve')
    filename = [datestr(t1, 'yyyy.mm.dd'), '-
',datestr(t2, 'yyyy.mm.dd'), '_atmosph_indices.txt'];
else
    filename = [datestr(t1, 'yyyy.mm.dd'), '-
',datestr(t2, 'yyyy.mm.dd'), '_atmosph_indices.gif'];
end
outputdir = fullfile(pwd, ['results\Earthquakes\',EQ_date]);
mkdir(outputdir);
if exist(fullfile(outputdir,filename), 'file') ~= 2
    fileexe_path = fullfile([pwd, '\apps'], 'wget.exe');
    fileexe_word = [' --no-check-certificate --post-data
"activity=',activity, '&res=hour&spacecraft=omni2&start_date=',datest
r(t1, 'yyyymmdd'), '&end_date=',datestr(t2, 'yyyymmdd'), '&vars=38&vars=
39&vars=40&vars=50&scale=Linear&ymin=&ymax=&view=1&charsize=1.5&xsty
le=1&ystyle=2&symbol=0&symsize=&linestyle=solid&table=0&imagex=800&i
magey=600&color=&back=" https://omniweb.gsfc.nasa.gov/cgi/nx1.cgi -O
',fullfile(outputdir,filename)];
    system([fileexe_path, fileexe_word]);
end
if strcmp(activity, 'retrieve')
    %read txt file
    fid = fopen(fullfile(outputdir,filename), 'rt');
    tmp = textscan(fid, '%s', 'Delimiter', '\n');
    fclose(fid);
```

```
tmp = tmp{1};
idx = cellfun(@length, tmp);
idxf = find(idx == 30);
tmp = tmp(idxf(2:end));
result2 = regexp(tmp, '+', 'split');
result2 = cat(1, result2{:});
kp = str2double(result2(:,4)); kp = kp/10;
ssn = str2double(result2(:,5));
dst = str2double(result2(:,6));
f107 = str2double(result2(:,7));
else
winopen(fullfile(outputdir, filename));
end
end
```



## KİŞİSEL YAYIN VE ESERLER

Çepni M. S., Şentürk E., İyonosferik Değişim ve Deprem İlişkisi Üzerine Bir Deneme: Van Depremi Örneği, 5. Uluslararası Deprem Sempozyumu, Kocaeli, Türkiye, 10-12 Haziran 2015.

Çepni M. S., Şentürk E., Sertçelik F., Türkiye’de Meydana Gelen  $63 \text{ Mw} \geq 5.0$  Depremi Sismik-İyonosferik Aykırılıklarının İstatistiksel Olarak İncelenmesi, Türkiye Ulusal Jeodezi Jeofizik Birliği Kongresi, İzmir, Türkiye, 30 Mayıs-2 Haziran 2018.

Şentürk E., Çepni M. S., Ionospheric Temporal Variations over the Region of Turkey: A Study Based on Long-Time TEC Observations, *Acta Geodaetica et Geophysica*, DOI:10.1007/s40328-018-0233-0.

Şentürk E., Livaoglu H., Çepni M. S., A Comprehensive Analysis of Ionospheric Anomalies before Mw7.1 Van Earthquake on October 23, 2011, *Journal of Navigation*, DOI: 10.1017/S0373463318000826.

Şentürk E., Çepni M. S., A Statistical Analysis of Seismo-Ionospheric TEC Anomalies before  $63 \text{ Mw} \geq 5.0$  Earthquakes in Turkey during 2003-2016, *Acta Geophysica*, DOI:10.1007/s11600-018-0214-2.

Şentürk E., Çepni M. S., 2016 Yılı  $6 \text{ Mw} \geq 7.0$  Depremi İyonküre Değişimlerinin İncelenmesi, *Geomatik Dergisi*, 2018, 3(1), 35-47.

Şentürk E., Çepni M. S., 2003-2016 Yılları Arası Türkiye İyonosferinin Zamansal Değişiminin İncelenmesi, Türkiye Ulusal Jeodezi Jeofizik Birliği Kongresi, İzmir, Türkiye, 30 Mayıs-2 Haziran 2018.

## ÖZGEÇMİŞ

Erman Şentürk Mart 1988’de Kartal/İstanbul’da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Zübeyde Hanım İlkokulu’nda ve lise öğrenimini Ümraniye Lisesi’nde tamamladı. 2006 yılında girdiği Kocaeli Üniversitesi Harita Mühendisliği Bölümü’nden 2010 yılında bölüm birincisi olarak mezun oldu. Aynı yıl içinde Kocaeli Üniversitesi Jeodezi ve Jeoinformasyon Mühendisliği Anabilim Dalı’nda ve 2012 yılında İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı’nda yüksek lisans eğitimine başladı. Jeodezi ve Jeoinformasyon Mühendisliği Anabilim Dalı’ndaki yüksek lisans eğitimini 2014 ve İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı’ndaki yüksek lisans eğitimini 2015 yılında başarıyla tamamladı. 2014 yılında Jeodezi ve Jeoinformasyon Mühendisliği Anabilim Dalı’nda doktora eğitimine başladı. Ayrıca 2010 yılından bu yana Kocaeli Üniversitesi Harita Mühendisliği Bölümü’nde araştırma görevlisi olarak hizmet vermektedir. Evli ve iki erkek çocuk sahibidir.