

KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BULANIK MANTIK YAKLAŞIMI İLE DEPREM KONUMLARININ
BELİRLENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Jeofizik Müh. Koray BODUR

HAZİRAN 2012
TRABZON

**KARADENİZ TEKNİK ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

JEOFİZİK MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

**BULANIK MANTIK YAKLAŞIMI İLE DEPREM KONUMLARININ
BELİRLENMESİ**

Jeofizik Müh. Koray BODUR

**Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsünde
"JEOFİZİK YÜSEK MÜHENDİSİ"
Unvanı Verilmesi İçin Kabul Edilen Tezdir.**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 25.05.2012
Tezin Savunma Tarihi : 15.06.2012**

Tez Danışmanı : Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP

Trabzon 2012

ÖNSÖZ

Bu çalışma Karadeniz Teknik Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeofizik Mühendisliği Ana Bilim Dalında Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanmıştır.

“ Bulanık Mantık Yaklaşımı ile Deprem Konumlarının Belirlenmesi” isimli tez çalışmasını bana öneren ve çalışma sürecim boyunca bilgi ve deneyimlerini benden hiç esirgemeyen hocam Sayın Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP’e sonsuz teşekkürlerimi sunuyorum.

Bu güne kadar yetişmemde payı olan tüm bölüm hocalarıma teşekkür ederim.

Bu çalışma kapsamında çözümünü yaptığım depremlerin verilerini aldığım Sayın Jeofizik Müh. Mustafa ÇOMOĞLU’na çok teşekkür ederim.

Değerli eleştiri ve katkılarından dolayı Sayın Doç. Dr. Yener EYÜBOĞLU’na çok teşekkür ederim.

Öğrenim hayatım boyunca maddi ve manevi desteklerinin yanı sıra bana göstermiş oldukları sabırdan dolayı babam Cengiz BODUR’a, annem Emine BODUR’a, kardeşim İrem BODUR’a ve S. Zeynep KARAPINAR’a teşekkürlerimi bir borç bilirim.

Koray BODUR
Trabzon 2012

TEZ BEYANNAMESİ

Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “Bulanık Mantık Yaklaşımı ile Deprem Konumlarının Belirlenmesi” başlıklı bu çalışmayı baştan sona kadar danışmanım Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP’in sorumluluğunda tamamladığımı, verileri/örnekleri kendim topladığımı, deneyleri/analizleri ilgili laboratuvarlarda yaptığımı/yaptırdığımı, başka kaynaklardan aldığım bilgileri metinde ve kaynakçada eksiksiz olarak gösterdiğimi, çalışma sürecinde bilimsel araştırma ve etik kurallara uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul ettiğimi beyan ederim.

25/05/2012

Koray BODUR

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ	III
TEZ BEYANNAMESİ	IV
İÇİNDEKİLER	V
ÖZET	VIII
SUMMARY	IX
ŞEKİLLER DİZİNİ	X
TABLolar DİZİNİ	XIX
SEMBOLLER DİZİNİ	XXI
1. GENEL BİLGİLER	1
1.1. Giriş	1
2. BULANIK MANTIK	4
2.1. Giriş	4
2.2. Bulanık Küme Kavramı ve Üyelik Fonksiyonları	6
2.2.1. Üçgen Üyelik Fonksiyonu	7
2.2.2. Yamuk Üyelik Fonksiyonu	8
2.2.3. Gaussian Üyelik Fonksiyonu	9
2.3. Bulanık Küme İşlemleri	10
2.3.1. Birleşim İşlemi	12
2.3.2. Kesişim İşlemi	13
2.3.3. Tümleme İşlemi	14
2.4. Durulama Yöntemleri	14
2.4.1. En Büyüklerin Ortası	15
2.4.2. Ağırlık Merkezi Yöntemi	15
2.4.3. Eşit Alan Yöntemi	16
2.5. Yer Bilimlerinde Bulanık Mantık Uygulamaları	16
3. DEPREM KONUMU BELİRLEMEK	20
3.1. Giriş	20
3.2. Tek İstasyonla Deprem Konumu Belirlemek	22
3.3. Birden Fazla İstasyonla Deprem Konumu Belirlemek	24

3.4.	Ardışık Yöntemlerle Deprem Konumu Belirlemek	26
3.5.	Grid Araştırma Yöntemiyle Deprem Konumu Belirlemek	28
3.6.	Ana Deprem (Master Event) Yöntemi ile Deprem Konumu Belirlemek	30
3.7.	Çift Farklar (Double-Difference) Yöntemi ile Deprem Konumu Belirlemek ...	31
3.8.	Bilgisayar Programları	32
3.8.1.	Hypo71	32
3.8.2.	Hypoinverse	35
3.8.3.	Hypocenter	36
3.8.4.	Seisan	36
3.9.	Lokasyon Programlarında Kullanılan Deprem Parametre Formatları	37
3.9.1.	Hypo71 Formatı	37
3.9.2.	Hypoinverse Formatı	38
3.9.3.	Hypocenter Formatı	38
3.9.4.	Nordic Formatı	39
3.9.5.	GSE/IMS Formatları	39
3.9.6.	IASPEI (ISF) Formatları	41
4.	BULANIK MANTIK YAKLAŞIMI İLE DEPREM KONUMU BELİRLEME	42
4.1.	Giriş	42
4.2.	İki Boyutlu Teorik Çalışmalar	48
4.2.1.	Episantr Araştırmasında Farklı Bir Yaklaşım	48
4.2.2.	İstasyon Ağı Şekli ve İstasyon Sayısı Etkileri	52
4.2.3.	Grid Aralığının Etkileri	54
4.2.4.	Üyelik Fonksiyonu Tiplerinin Çözümüne Etkileri	55
4.2.5.	Araştırma Yüzeyinin Derinliğinin Çözümüne Etkileri	57
4.2.6.	Pg Dalga Fazının Hatalı Yorumlanması Çözümüne Etkisi	58
4.2.7.	İstasyon Düzeltmesinin Çözümüne Etkileri	60
4.2.8.	Bulanık Mantık Yaklaşımı ile Ters Çözüm Yönteminin Birlikte Kullanılması	62
4.3.	Üç Boyutlu Çalışmalar	63
4.4.	Gerçek Deprem Verileri Üzerinde Uygulamalar	69
4.4.1.	Karadeniz'in Tektonik Yapısı ve Sismisitesi	69
4.4.2.	İstasyonlar	74
4.4.3.	Karadeniz'de Meydana Gelmiş Bir Deprem Çözümü	74
4.4.4.	Trabzon Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Deprem Çözümü	83

4.4.5.	Gümüşhane Yakınlarında Meydana Gelmiş Bir Depremiın Çözümü	87
4.4.6.	Karadeniz Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Depremiın Çözümü	92
4.4.7.	Karadeniz Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Depremiın Çözümü	97
4.4.8.	Deprem Kataloğu Verilerinden Seçilen Bazı Depremlerin Çözümü	103
5.	TARTIŞMA	105
6.	SONUÇLAR	112
7.	KAYNAKLAR	115
ÖZGEÇMİŞ		

Yüksek Lisans Tezi

ÖZET

BULANIK MANTIK YAKLAŞIMI İLE DEPREM KONUMLARININ BELİRLENMESİ

Koray BODUR

Karadeniz Teknik Üniversitesi
Fen Bilimleri Enstitüsü
Jeofizik Mühendisliği Bölümü Ana Bilim Dalı
Danışman: Yrd. Doç. Dr. Hüseyin GÖKALP
2012, 120 Sayfa

Ters çözüm yöntemleri ile istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin konumları, azimutal boşluğun büyük olması ve faz okumalarının hatalar içermesinden dolayı çoğu zaman hatalı hesaplanır. Bu çalışmada, istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin konumları, P-P, S-S ve S-P gözlemsel varış zamanları farklarını kullanarak bulanık mantık yaklaşımı ile belirlenmeye çalışılmıştır. Yöntem ilk önce teorik olarak denenip, olumlu ve olumsuz tarafları detaylı bir şekilde incelenmiş ve yeni yaklaşımlar geliştirilmiştir. Teorik çalışmalardan edinilen deneyimler yardımı ile yöntem gerçek deprem verileri üzerinde uygulanıp, elde edilen sonuçlar zSacWin lokasyon programı ile belirlenen sonuçlarla karşılaştırılmıştır.

Anahtar Kelimeler: Bulanık mantık, Deprem lokasyonu, Deprem dalga fazları, Azimutal boşluk

Master Thesis

SUMMARY

FUZZY LOGIC APPROACH ON EARTHQUAKE LOCATIONS

Koray BODUR

Karadeniz Technical University
The Graduate School of Natural and Applied Sciences
Geophysics Engineering Graduate Program
Supervisor: Assist. Prof. Dr. Hüseyin GÖKALP
2012, 120 Pages

Location of regional earthquakes usually has errors because of the poor quality of recorded phases and/or very large gap in seismograph geometry. In this study, we attempt to locate seismic events using P-P, S-S and S-P travel time intervals with fuzzy logic approach. We first tested method on theoretical data and developed new approach. Based on experienced that we got from test results, we apply the method on the earthquake data, relocate the earthquakes and then compare the results with location of this earthquakes that determined by zSacWin location program.

Key Words: Fuzzy Logic, Earthquake Locations, Seismic Phase, Azimuthal Gap

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa No

Şekil 1. Bulanık mantık yaklaşımı ile çıkarım işleminin temel adımları.	5
Şekil 2. Üçgen üyelik fonksiyonu.	8
Şekil 3. Yamuk üyelik fonksiyonu.	9
Şekil 4. Gaussian üyelik fonksiyonu.	10
Şekil 5. a) A bulanık kümesi. b) B bulanık kümesi. c) A ve B bulanık kümelerinin birleşim kümesi.	12
Şekil 6. a) A bulanık kümesi. b) B bulanık kümesi. c) A ve B bulanık kümelerinin kesişim kümesi.	13
Şekil 7. a) A bulanık kümesi. b) A bulanık kümesinin tümleyeni.	14
Şekil 8. Death Valey basen tabanının Mamdani bulanık çıkarım işlemi ile elde edilen geçmişi (eğri çizgiler) ve gerçek jeolojik geçmişi (düz çizgiler) (Demicco ve Klir, 2001).	19
Şekil 9. Bulanık dönüşüm tekniği ile deniz tabanındaki değişim kestirimi (Novak ve Perfilieva, 2001). Kalın çizgi bulanık mantık yaklaşımı ile yapılan kestirimi ve ince çizgi petrol kuyusundan elde edilen gerçek veriyi temsil etmektedir.	19
Şekil 10. Deprem odak noktası ve dış merkezi (www.earthquakesandplates.wordpress.com , 2012).	21
Şekil 11. Azimut ve ters azimut (Havskov ve Ottemöller, 2010).	22
Şekil 12. Bir depremin üç bileşenli kaydına ve P ve S dalga fazlarına bir örnek. Veri Tanzanian sismik ağına bağlı TDM istasyonundan alınmıştır. Depremin oluş zamanı 15.10.1992 00:16, istasyona olan uzaklığı 60km ve derinliği 16km'dir (Havskov ve Ottemöller, 2010).	24

- Şekil 13. Çember yöntemi ile deprem konumu belirlemek. S1, S2 ve S3 sismik istasyonları göstermektedir. Episantr, dairelerin birbirini kestiği noktalardan çizilen doğruların kesişimi ile bulunmuştur (Havskov ve Ottemöller, 2010)..... 25
- Şekil 14. Norveç'in batısında meydana gelmiş bir depremin, grid araştırması sonucu bulunan konumu. Burada en küçük kareler yöntemiyle hesaplanmış e (hata) değerleri konutlanmıştır. Grid noktaları 2km aralıklarla seçilmiştir. Çemberlerin ortasında bulunan en küçük çember en küçük e (hata) değerine karşılık gelmektedir (Havskov ve Ottemöller, 2010). 29
- Şekil 15. Ana deprem yöntemi ile analiz edilen iki depreme ait istasyonlardaki kayıtlar. Üstte bulunan izler ana depreme (23.10.2005, 20:01 ($M_L=1.8$)), alttaki izler ise ana depremle karşılaştırılan depreme (06.11.2005, 21:00 ($M_L=1.6$)) aittir. Sağ tarafta iki depremin hesaplanan ve kullanılan sismik istasyonların yerleri görülmektedir (Havskov ve Ottemöller, 2010). 30
- Şekil 16. Hypo71 giriş formatına bir örnek. Her satır soldan sağa doğru; istasyon kodu (en fazla 4 karakter), deprem dalgası karakteristiği (E: geniş, I: iğnecik), polarite (C:sıkışma, D: dilatasyon), yıl, ay, gün, saat, dakika, saniye, salise, S fızı için saniye, salise ve son kolon sinyal uzunluğunu içermektedir (Bormann, 2002). 38
- Şekil 17. Hypoinverse giriş formatına bir örnek. Burada Hypo71 formatından en büyük fark olarak tarih ve saat bilgisinin tek bir başlıkta yukarıda verilmesi ve sadece bir faza ait varış bilgilerinin verilmesi görülmektedir (Bormann, 2002). 39
- Şekil 18. Hypocenter giriş formatına bir örnek. 39
- Şekil 19. Nordic formatına bir örnek. İlk satır; orjin zamanının, lokasyonun ve magnitudün, ikinci satır; hata kestiriminin, üçüncü satır; dalga formu dosyasının adının ve dördüncü satır devam eden sütunların ne anlama geldiğinin tanımlandığı satırdır. STAT; istasyon kodu, SP; bileşen, I; I ve E, PHAS; faz, W; ağırlık, D; polarite, HRMM SECON; oluş zamanı, CODA; olayın uzunluğu, AMPLIT; genlik, PERI; periyot, AZIMU; istasyonlardaki azimut, VELO; görünür hız, SNR; sinyal-gürültü oranı, AR; lokasyonun azimut rezidüeli, TRES; seyahat zamanı rezidüeli, W; lokasyonun ağırlığı, DIS; kilometre cinsinden episantral uzaklık, CAZ; konumla istasyon arasındaki azimutu göstermektedir (Bormann, 2002). 40

Şekil 20. IMS 1.0 formatına bir örnek. Nordic formatına oranla her faz için daha fazla bilgi verilebilmektedir. Buna karşın bileşen ve olay süresinin olmadığı görülmektedir. Bu bilgiler yeni ISF formatında yer almaktadır (Bormann, 2002).	40
Şekil 21. Teorik bir depremin episantrı ve teorik bir sismik istasyon ağı. Burada siyah kareler sismik istasyonları, siyah yıldız gerçek episantrı, mavi yıldız başlangıç modelini ve kırmızı yıldız ‘Geiger Yöntemi’ kullanılarak üç iterasyon sonucu bulunan episantrı göstermektedir.	43
Şekil 22. P-P, S-S ve S-P seyahat zamanı farkları. CPRX ve CL7 istasyonları için P-P farkları, CPRX ve HTMS istasyonları için S-S farkları ve bulanıklaştırma için kullanılan yamuk üyelik fonksiyonları (K. Lin ve A.R. Sanford, 2000).	44
Şekil 23. 15 km derinlikte 10 km aralıklarla hazırlanmış bir araştırma yüzeyi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah noktalar araştırma yüzeyi üzerindeki noktaları göstermektedir.	45
Şekil 24. S1 ve S2 sismik istasyonları ve “O” episantr noktası için şematik diyagram (K. Lin ve A.R. Sanford, 2001).	45
Şekil 25. a) i ve j istasyonları için P-P bulanık kümesi. b) i ve j istasyonları için S-S bulanık kümesi. Siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.....	48
Şekil 26. Yeni yaklaşımda kullanılan üyelik fonksiyonları. a) Teorik P-P farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada P_{ij} , i ve j istasyon çifti için hesaplanan gözlemsel P dalga fazı varış zamanları farkıdır. b) Teorik S-S farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada S_{ij} , i ve j istasyon çifti için hesaplanan gözlemsel S dalga fazı varış zamanları farkıdır. c) Teorik S-P farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada SP_i , i istasyonunda gözlemlenen S ve P dalga fazı varış zamanı farkıdır.....	49
Şekil 27. a) i ve j istasyon çifti için yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen P-P farkları bulanık kümesi. b) K. Lin ve A. R. Sanford’un önerdiği yaklaşım ile elde edilen P-P farkları bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir.	50
Şekil 28. a) Yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen i istasyonu için S-P seyahat zamanı farkları bulanık kümesi. b) Yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen i ve j istasyon çifti için S-S seyahat zamanı farkları bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir.....	51

Şekil 29. a) Tüm bulanık kümelerin kesişimi ile elde edilen episantr bulanık kümesi. b) P-P ve S-S birleşim kümelerinin S-P birleşim kümesi ile kesişim ile elde edilen episantr bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir.	52
Şekil 30. Farklı istasyon ağı şekilleri için elde edilmiş sonuçlar. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir deprem için elde edilmiştir. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldızlar episantr noktalarını göstermektedir.	53
Şekil 31. a) Hesap noktası aralığı 5 km seçilerek yapılan çözümde i ve j istasyonları için elde edilen P-P bulanık kümesi. b) Hesap noktası aralığı 1 km seçilerek yapılan çözümde i ve j istasyonları için elde edilen P-P bulanık kümesi. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir depremin çözümü ile elde edilmiştir. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldızlar episantr noktalarını göstermektedir.	54
Şekil 32. a) Gaussian üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümde elde edilen bulanık çıkış kümesi. b) Üçgen üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümde elde edilen bulanık çıkış kümesi. c) Yamuk üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümde elde edilen bulanık çıkış kümesi. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir depremin çözümü ile elde edilmiştir. Siyah kareler istasyonları göstermektedir.	56
Şekil 33. Yakın ve uzak mesafelerde gözlemlenen önemli kabuk fazları (Havskov ve Ottemöller, 2010).	59
Şekil 34. a) P_n ve S_n dalga fazlarının doğrudan gelen P_g ve S_g dalga fazı olarak yorumlanması durumunda elde edilen bulanık çıkış kümesi. b) P_g ve S_g dalga fazı yayılım yollarını göz önünde bulundurarak yapılan çözümde elde edilen bulanık çıkış kümesi.	60
Şekil 35. İstasyon düzeltmesi yapılmaması durumunda elde edilen bulanık episantr kümesi ve durulama sonucu elde edilen episantr. Siyah yıldız gerçek episantrı, beyaz yıldız düzeltme yapılamaması durumunda elde edilen episantrı ve siyah kareler istasyonları göstermektedir.	62
Şekil 36. D , z ve α parametrelerinin şematik gösterimi.	64
Şekil 37. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremde i ve j istasyonları için P-P farklarının, değişen eğim açılarındaki yüzeyler üzerindeki bulanık çıkışları. Siyah üçgenler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.	65

Şekil 38. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremde i istasyonu için S-P farklarının, değişen eğim açılarındaki yüzeyler üzerindeki bulanık çıkışları. Siyah üçgenler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.....	66
Şekil 39. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin, değişen eğim açılarındaki yüzeyler üzerindeki episantr bulanık çıkışları. Siyah yıldızlar istasyonları göstermektedir.	66
Şekil 40. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin; a) $\alpha = 0^0$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah kareler istasyonları göstermektedir b) $\alpha = 7^0$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah yıldız episantrı siyah üçgenler istasyonları göstermektedir.....	67
Şekil 41. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin; a) $\alpha = 0^0$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah kareler istasyonları göstermektedir. b) $\alpha = 23^0$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah yıldız episantrı ve siyah üçgenler istasyonları göstermektedir.	68
Şekil 42. a) Karadeniz'in tektonik yapısı. b) Güney Karadeniz'in sismik kesiti. c) Güney Karadeniz'deki doğrultu atımlı faylanma (Eyüboğlu vd, 2011).	71
Şekil 43. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından Karadeniz'de petrol arama amaçlı yapılan çalışma elde edilen sismik kesit.	73
Şekil 44. İstasyonlar ve 2010-2011 tarihleri arasında Karadeniz'de meydana gelen depremler. Deprem katalog verisi www.emsc-csem.org sitesinden alınmıştır..	73
Şekil 45. 20.05.2010, 15:08:17 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş bir depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.	76
Şekil 46. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	77

Şekil 47. KTUT ve ESPY istasyon çifti için S-S varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	77
Şekil 48. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	78
Şekil 49. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	78
Şekil 50. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.	79
Şekil 51. a) 20.05.2010, 15:08:17 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelen bu depremin birer derecelik artımlarla 0-13 derecelik eğimlere sahip yüzeyler üzerinde elde edilen bulanık çıkış kümeleri. b) Sadece 1 tam üyelik derecelerine sahip noktaların 0-13 derecelik eğimlere sahip yüzeyler üzerindeki konumları.	80
Şekil 52. a) 1 tam üyelik derecesine sahip noktaların 0 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları. b) 1 tam üyelik derecelerine sahip noktaların 5 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları.	81
Şekil 53. a) 1 tam üyelik derecesine sahip noktaların 7 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları. b) 1 tam üyelik derecelerine sahip noktaların 13 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları.	82
Şekil 54. 21.11.2010, 06:03:53 tarihinde Trabzon açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.	84
Şekil 55. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	85
Şekil 56. KTUT ve ESPY istasyon çifti için S-S varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	85

Şekil 57. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	86
Şekil 58. GUMT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	86
Şekil 59. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.	87
Şekil 60. 27.02.2010, 10:18:32 tarihinde Gümüşhane yakınlarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.	89
Şekil 61. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	90
Şekil 62. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	90
Şekil 63. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	91
Şekil 64. KTUT ve BAYT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	91
Şekil 65. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.	92
Şekil 66. 20.10.2008, 23:22:14 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.	94

Şekil 67. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.....	95
Şekil 68. KTUT ve GUMT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	95
Şekil 69. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	96
Şekil 70. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	96
Şekil 71. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir	97
Şekil 72. 28.04.2010, 05:49:40 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.	99
Şekil 73. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	100
Şekil 74. KTUT ve GUMT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	100
Şekil 75. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	101
Şekil 76. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.	101

- Şekil 77. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi.
Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız
durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir..... 102
- Şekil 78. a) European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) www.emsc-csem.org
internet sitesinden alınan Karadeniz’de meydana gelmiş depremler. b) Katalog
verileri kullanılarak bulanık mantık yaklaşımı ile hesaplanan deprem konumları
ve EMSC’nin belirlediği deprem konumları. Beyaz yıldızlar bulanık mantık
yaklaşımı ile belirlenen konumları göstermektedir. 104

TABLÖLAR DİZİNİ

	<u>Sayfa No</u>
Tablo1. Temel t-normlar.	11
Tablo 2. Temel t-conormlar.	11
Tablo 3. $M \geq 5.4$ magnitüdlü depremlerin kestirim sonuçları. I Ocak-Temmuz aralığını, II Temmuz-Aralık aralığını, A başarılı kestirimi, B hemen hemen başarılı kestirimi, C hatalı kestirimi ve D kestirim yapılamadığını göstermektedir (Junji ve Feng, 1995).	17
Tablo 4. Tangshan depreminin yapılar üzerindeki gerçek hasarı ve hasarların bulanık mantık yaklaşımlı ön kestirimi Xiu ve Huang (1989).	18
Tablo 5: Genelleştirilmiş ters çözüm yöntemi ile istasyon ağı dışında teorik bir depremin hesaplanan konumları.	42
Tablo 6. $x=0$ km ve $y=150$ km episantr değerlerine sahip bir depremin farklı derinliklerde olması durumunda hesaplanan çözümler. Araştırma yüzeyi $z=0$ km tutulmuştur.	58
Tablo 7. $x=0$ km ve $y=30$ km episantr sahip bir depremin farklı derinliklerde olması durumunda hesaplanan çözümler. Araştırma yüzeyi $z=0$ km tutulmuştur.	58
Tablo 8. Gerçek episantr ve istasyon düzeltmesi yapılmadığı takdirde elde edilen episantr değerleri.	61
Tablo 9. $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir deprem için ters çözüm yönteminin ve bulanık mantık yardımı ile hesaplanan episantr değerlerinin ters çözüm yönteminde başlangıç modeli olarak kullanılması sonucu elde edilen sonuçlar.	63
Tablo 10. Çalışmada kullanılan depremlerin kayıt edildiği istasyonların konumları.	74
Tablo 11. 20.05.2010 tarihli depremin genel bilgileri.	75
Tablo 12. 21.11.2010 tarihli depremin genel bilgileri.	83
Tablo 13. 27.02.2010 tarihli depremin genel bilgileri.	88

Tablo 14. 20.10.2008 tarihli depremin genel bilgileri.	93
Tablo 15. 28.04.2010 tarihli depremin genel bilgileri.	98
Tablo 16. Depremlerin zSacWin lokasyon programı ve bulanık mantık yaklaşımlı düz çözüm tekniği ile hesaplanan enlem ve boylam değerleri.	103
Tablo 17. EMSC'nin belirlediği deprem konumları ve bulanık mantık yaklaşımı ile belirlenen deprem konumları.	103
Tablo 18. Çalışmada kullanılan depremlerin kayıt edildiği istasyonların konumları.	104

SEMBOLLER DİZİNİ

$\mu_A(x)$	x elemanın A bulanık kümesindeki üyelik derecesi
$\mu_{A \cup B}$	A ve B bulanık kümelerinin birleşimi
$\mu_{A \cap B}$	A ve B bulanık kümelerinin kesişimi
$\mu_{\bar{A}}(x)$	A bulanık kümesinin tümleyeni
D	Hiposantral uzaklık
ϕ	Azimut açısı
t_P	P dalga fazı varış zamanı
t_S	S dalga fazı varış zamanı
Δ	Episantral uzaklık
V_P	P dalga hızı
V_S	S dalga hızı
r	Seyahat zamanı rezidüelleri
G	Kısmi türevler matrisi
x	Pertürbasyon vektörü
O	Episantr bulanık kümesi
$P_i - P_j$	i ve j istasyonlarında gözlemlenen P dalga fazı varış zamanları farkı
$S_i - S_j$	i ve j istasyonlarında gözlemlenen S dalga fazı varış zamanları farkı
$S_i - P_i$	i istasyonunda gözlemlenen P ve S dalga fazı varış zamanları farkı

1. GENEL BİLGİLER

1.1. Giriş

Geleneksel mantık sistemleri sadece kesin bir doğruluk derecesine (doğru, yanlış) sahip önermelerle ilgilenirler ve belirsiz durumlarla ilgilenmezler. Ancak yaşamın birçok noktasında belirsizlik ve bulanıklık durumu kendini göstermektedir. “Çok susadım” veya “Biraz yorulduğum” gibi kendimizi ifade etmekte kullandığımız en basit cümlelerimizde dahi belirsizlik ve bulanıklık bulunabilmektedir. Klasik mantık yaklaşımı ile belirsizlik modellenmesi yapılamadığı için bilim adamları yeni yaklaşımlar üzerinde çalışmaya başlamışlardır ve 1960’lı yıllarda Azeri bir bilim adamı olan Lotfi ZADEH (Zadeh, 1965) tarafından ortaya atılan bulanık küme teorisi belirsizliğin modellenmesinde yepyeni bir yol açmıştır.

Yer kabuğunun durağan değil hareketli bir yapıya sahip olması nedeniyle kabuk içerisinde potansiyel enerji birikir ve çeşitli sebeplerden dolayı biriken bu potansiyel enerji kabuğun nispeten daha zayıf olduğu bir noktadan açığa çıkar. Yer içerisinde elastik dalgalar halinde yayılarak ilerleyen bu enerji geçtiği ortamları sarsar ve bu olaya deprem denir. Meydana gelen depremlerin nerede meydana geldiği sorusuna cevap aramak ise sismoloji biliminin var oluşundan günümüze kadar her zaman ilgi çeken bir konu olmuştur ve bu sorunun cevabını doğru olarak verebilmek için birçok bilim adamı tarafından çeşitli yöntemler geliştirilmiştir.

Günümüzde ters çözüm yöntemleri, dünyamızda meydana gelen depremlerin nerede meydana geldikleri sorusuna yanıt arayışında standart bir uygulama haline gelmiştir. Sismik istasyon ağı içerisinde meydana gelen ve birçok sismik istasyonda kaydedilmiş depremlerin yerlerini tespit etmekte oldukça başarılı olan ters çözüm yöntemleri; sismik istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin yerlerini, azimutal boşluğun büyük olması, faz okumalarının hata içermesi, yer altı hız yapısının tam olarak bilinmemesi ve sismik ışın boyunca hızların değişmesi gibi nedenlerden dolayı hatalı hesaplar. Bu nedenle ters çözüm yöntemlerini temel alarak yerel depremler için tasarlanmış ve günümüzde yoğun olarak kullanılmakta olan Hypo71 (Lee ve Lahr, 1975), Hypoinverse (Klein, 2002) ve Hypocenter (Lienert vd, 1986) gibi lokasyon programları da ağ dışında meydana gelen depremlerin konumlarını hatalı hesaplayabilmektedir.

Bulanık kümelerin ve bulanık önermelerin fiziksel gerçeklik ile matematiksel modeller arasında güçlü bir köprü oluşturmaları ve karmaşık durumların yönetiminde güçlü bir araç olması, günlük konuşma dilindeki belirsizlik ifadelerinin önermelerde etkili bir biçimde kullanılabilmesi ve insani duyguların ve karar verme yeteneğinin başarılı bir biçimde modellenenebilmesi bulanık mantığı birçok mühendislik uygulamasında başarılı kılmıştır. Bu uygulamaların büyük bir bölümü kontrol alanında basit kontrollerden, sesli komutlarla çalışan insansız helikopter gibi karmaşık kontrol sistemlerine geçişte görülmektedir. Bunun yanı sıra veri tabanı ve veri kurtarma, uzman sistemler, karar verme, görüntü işleme ve bilgisayarlı görüş, üretim, robot mühendisliği, taşımacılık, risk analizi gibi diğer birçok mühendislik alanında da başarılı uygulamalar görülmektedir. Mühendisliğin tüm alanları bir şekilde bulanık küme teorisi ve bulanık mantıktan olumlu yönde etkilenmiştir (Ruspini vd. 1998).

Bulanık mantık ve uygulamaları bilimde, mühendislik alanlarına oranla çok daha yavaş bir yayılım göstermesine karşın biliminde birçok alanında başarılı uygulamalar görülmektedir. Bu çalışmalara örnek olarak kuantum fiziğinde (Pykacz, 1993; Cattaneo, 1993), kimyada (Rouvray, 1997), biyolojide (Von Sternberg ve Klir, 1998), coğrafyada (Gale, 1972), ekolojide (Libelli ve Cianchi, 1996), dil biliminde (Rieger, 2001), ekonomide (Billot, 1992), psikolojide (Zétényi, 1988) ve sosyal bilimlerde (Smithson, 1987) gösterilebilir (Demicco ve Klir, 2004).

Mühendislik ve çeşitli bilim dallarında yapılan başarılı uygulamalarla kullanımı her geçen gün daha da artan bulanık küme teorisi ve bulanık mantığa yer bilimleri de kayıtsız kalmamıştır ve yer bilimlerinde karşılaşılan farklı problemlerin çözümünde bulanık mantık yaklaşımı başarılı bir biçimde kullanılmaya başlanmıştır. Freissinet vd. (1999), Zhou vd. (1999) ve Cameron ve Peloso (2001) akifer kirliliğinin değerlendirilmesi üzerine odaklanmışlardır. Özdamar vd. (2000) yer altı sularındaki endüstriyel kirliliğin potansiyelinin değerlendirmek için giriş parametrelerinin bulanık olduğu bir model geliştirmişlerdir. Huang vd. (2001) petrol rezervuarlarının permeabilitesinin kestirimi için ‘neural-fuzzy-genetic’ algoritması üzerinde çalışmışlardır. Finol ve Jing (2002) killi formasyonların permeabilitesinin kestiriminde bulanık kural tabanı kullanmışlardır. Das Gupta (2001) kömür damarlarının nerede olduğunu ve kömür yatağı ile civar kayalar arasındaki sınır çizgilerinin belirlenmesinde kuyu loglarına bulanık mantık uygulamıştır. Janakiraman ve Konno (2002) “cross-hole” sismik araştırma yönteminde kayalar fasiyeslerinin tanımlanması için yapay sinir ağı tanımlı yapmışlardır. Davis ve Keller

(1997), Galbraith vd. (1998), Galbraith ve Bryant (1998) ve Wilson ve Burrough (1999) toprak sınıflaması ve haritalamasında bulanık mantık yaklaşımını kullanmışlardır. Bu çalışmaları takiben bu yöntemi Kollias vd. (1999) batı Yunanistan'da, Triantafilis vd. (2001) doğu Avustralya'da ve Zhu vd. (2001) Wisconsin ve Montana'da uygulamışlardır.

Deyi ve Xihui (1985) uluslar arası bir sempozyumda deprem araştırmasında bulanık mantık uygulamalarının sonuçlarını ortaya koymasının ardından sismolojide bulanık mantık uygulamaları, deprem kestirimi ve deprem magnitüdü belirlemek üzerinde odaklanmıştır (Demicco ve Klir, 2004). Bu konularda yapılmış çalışmalar arasında Wang vd. (1997) ve Wang vd. (1999) gösterilebilir. Muller vd. (1998), Muller vd. (1999) ve Huang ve Leung (1999) yer hareketlerinin ön kestirimini yapmak için yapay sinir ağı yaklaşımı geliştirmişlerdir. Chu ve Mendel (1994) deprem kayıtlarında ilk varış zamanlarının belirlenmesinde bulanık mantık yaklaşımı kullanmışlardır. Lin ve Sanford (2001) deprem konumu belirlemek için bulanık mantık yaklaşımli bir çözüm tekniği tanımlamışlardır ve bu yaklaşım bu çalışmanın çıkış noktası olmuştur. Jeoloji'de yapılmış çalışmalara ait daha detaylı bilgiler için (Demicco ve Klir, 2004) yararlı bir kaynak olarak gösterilebilir.

Bu çalışmada Karadeniz'de meydana gelen ve Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine bağlı olan GUMT, ESPY ve BAYT ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik mühendisliği bölümüne bağlı olan KTUT sismik istasyonunda kaydedilmiş küçük magnitüdlü depremlerin yerleri, gözlemsel P ve S dalga fazı varış zamanlarından yararlanarak hesaplanan P-P, S-S ve S-P varış zamanı farklarını kullanarak bulanık mantık yaklaşımli düz problem çözümü tekniği ile tekrar hesaplanmıştır. P ve S dalga fazı varış zamanları deprem kayıtlarının düşey bileşenleri üzerinde tespit edilmiştir ve sadece dört istasyon verisi kullanılarak ters çözüm yöntemlerinde olumsuz bir durum olan küçük sismik istasyon ağı durumu modellenmiştir. Bu yöntemle belirlenen deprem konumları, Mehmet YILMAZER tarafından geliştirilen ve Kandilli Rasathanesi tarafından etkin olarak kullanılan ve ters çözüm yöntemi ilkesini esas alan zSacWin lokasyon programı ile hesaplanan deprem konumları ile karşılaştırılıp aralarındaki farklar irdelenmiştir.

2. BULANIK MANTIK

2.1. Giriş

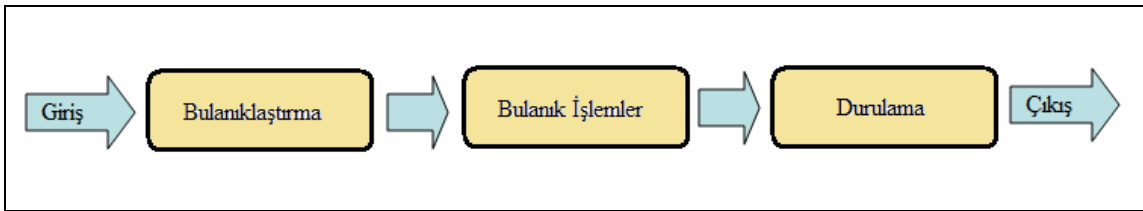
Belirsizlik ve bulanıklık durumu hayatın hemen her anında varlığını göstermektedir. Gece ile gündüzü birbirinden ayıran kesin bir sınırın olmaması veya kendimizi ifade etmek için kullandığımız çok susadım, biraz acıktım gibi en basit cümlelerimizde bile farkında olmadan bu bulanıklık durumunu sıkça yaşamaktayız. Bulanıklığın bu kadar hüküm sürdüğü gündelik hayatımızda basit problemlerin çözümünde Aristoteles mantığına dayanan yaklaşımlar sonuç verse de belirsizliğin olduğu durumlarda bu yaklaşımlar sonuçsuz kalır. Doğanın bu karmaşık tasarımı belirsizliğin modellenmesinde yeni yaklaşımların doğmasına neden olmuştur. 1960'lı yıllarda Azeri bir bilim adamı olan Lotfi ZADEH (Zadeh, 1965) tarafından ortaya atılan bulanık küme teorisi belirsizliğin modellenmesinde yepyeni bir yol açmıştır.

Geleneksel mantık sistemleri, sadece belirli koşullarda oluşan kesin doğruluk değerleri doğru yada yanlıştan birine sahip önermelerle ilgilenirler. Belirsizlikle ilgilenmezler. Üçüncü bir durumun gerçekleşmesinin imkansız olduğu var sayılır ve çoğu zaman bu tür durumlar paradoks olarak adlandırılır. Diğer bir deyişle, doğruluk önermeleri {Yanlış, Doğru} veya $\{0, 1\}$ kümesinin elemanlarıyla ilişkilendirilen bir küme olarak görülebilir (Baykal ve Beyan, 2002). Bulanık mantık yaklaşımının altında yatan temel fikir ise bir önermenin doğruluk derecesi $[0, 1]$ gerçel sayı aralığında olan sonsuz sayıdaki doğruluk derecelerinden birine sahip olabilmesidir. Bu nedenle diğer klasik mantık yaklaşımlarında geçerli olan üçüncünün olmazlığı ilkesi bulanık mantık için geçerli değildir. Bulanık mantığı diğer klasik yöntemlerden ayıran bir başka özellikte gündelik konuşma dilinde kullanılan sözel belirsizlikleri (çok, az, biraz, çok fazla) modelleme ve hesap yaparken kullanabilme imkanı vermesidir. Bulanık mantığın bir hedefi de bilgisayarların insan gibi düşünebilmesini sağlamaktır (İbrahim, 2008). Bulanık mantık insan düşüncüsü ve doğal dilindeki belirsizlik esasına göre davranabilir ve onun doğasının gelişigüzeellikten farklı olduğunu sezebilir (Baykal ve Beyan, 2002). Bulanık mantık algoritmasının kullanımı makinelere sıcak, soğuk, geniş, küçük gibi belirli insani kavramları anlama ve buna yanıt verme olanağı sağlar (İbrahim, 2008). Günümüzde tıptan

uzay bilimine, asansörlerden klima sistemlerine kadar küçük büyük birçok yerde kullanılan bulanık mantık yaklaşımının ZADEH'e göre genel özellikleri (Baykal ve Beyan, 2002);

1. Bulanık mantıkta kesin nedenlere dayalı düşünme yerine yaklaşık değerlere dayanan düşünme kullanılır.
2. Bulanık mantıkta her şey $[0, 1]$ aralığında belirli bir derece ile gösterilir.
3. Bulanık mantıkta bilgi büyük, küçük, çok, az gibi sözel ifadeler şeklindedir.
4. Bulanık çıkarım işlemi sözel ifadeler arasında tanımlanan kurallar ile yapılır.
5. Her mantıksal sistem bulanık olarak ifade edilebilir.
6. Bulanık mantık matematiksel modeli çok zor elde edilen sistemler için çok uygundur.

Bulanık mantık yaklaşımı ile bir çıkarım yapma işlemi temel olarak üç adımda gerçekleşir. Bu adımları bulanıklaştırma, bulanık işlemler ve durulama olarak sıralayabiliriz. Bulanıklaştırma işleminde gerçek girişler, birer üyelik fonksiyonuna tabi tutularak ait oldukları bulanık kümede ki üyelik derecelerine sahip olurlar. Bir başka deyişle o kümeye ne kadar ait oldukları belirlenir. 2. adımda elde edilen bu bulanık kümeler çözülmesi gereken problemin doğasına göre seçilen bir dizi bulanık küme işlemine tabi olurlar. Son olarak elde edilen bulanık çıkış kümesi yine problemin doğasına göre seçilen durulama işlemlerinden geçerek son gerçek çıkışa yani çözüme ulaşılır.



Şekil 1. Bulanık mantık yaklaşımı ile çıkarım işleminin temel adımları.

2.2. Bulanık Küme Kavramı ve Üyelik Fonksiyonları

Geleneksel kümeler kesin sınırlar mantığı üzerine kurulurlar. Yani bir nesne bir kümenin ya elemanıdır ya da elemanı değildir. Bulanık küme kavramı ise bu ikili mantığa dayanan klasik küme kavramının biraz genişletilmiş halidir ve belirsizliğin bir çeşit formülleştirilmiş halidir. Bir bulanık kümeye ait elemanlar, klasik kümelerde olduğu gibi üye ya da üye değil olarak değil, o kümeye belirli bir derecede üyedirler olarak ifade edilirler. Bu sayede klasik kümelerdeki üyelik kavramı iki değerliden çok değerliğe taşınmış olur. Bir bulanık küme, değişik üyelik derecelerine sahip öğelerden meydana gelir. Klasik kümelerdeki 0-1 üyelik kavramı, bulanık kümelerde yerini kısmi üyelik kavramına bırakır.

Bulanık bir küme, üyelik derecesinin 0 ile 1 arasında olmasına izin verir (İbrahim, 2008). Burada “0” değeri üye olmamayı, “1” değeri tam üye olmayı belirtirken (0, 1) arasındaki değerlerde kısmi üyelik kavramına karşılık gelir (Baykal ve Beyan, 2002). Bu sayede bulanık kümeler insani düşüncüyü klasik kümelere oranla çok daha iyi taklit ederler.

Bulanık kümeler iki farklı şekilde gösterilebilirler. Bunlardan bir tanesinde küme elemanları üyelik derecelerine göre sıralanır. A bir bulanık küme, A kümesinin üyelik fonksiyonu ve x elemanının A kümesindeki üyelik derecesi olmak üzere A bulanık kümesi;

$$A = \{\mu_A(x_1)/x_1 + \mu_A(x_2)/x_2 + \dots + \mu_A(x_n)/x_n\} \quad (1)$$

$$A = \left\{ \sum \frac{\mu_A(x_i)}{x_i} \right\} \quad (2)$$

olarak gösterilebilir. Bu şekildeki gösterime ayrık gösterim adı verilir. Buradaki / sembolü bölme ve + sembolü toplama işlemini göstermez. Toplam sembolü terimleri birleştirmek için kullanılır ve böylece tek terimli alt kümeleri birleştirmiş olur.

Örneğin hava sıcaklık değerleri olarak verilen T kümesi;

$$T = \{0, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40\}$$

olsun. SICAK terimi bulanık bir kümeyle ifade etmek istenirse SICAK bulanık kümesi;

$$SICAK = \left\{ \frac{0}{0} + \frac{0.1}{5} + \frac{0.3}{10} + \frac{0.5}{15} + \frac{0.6}{20} + \frac{0.7}{25} + \frac{0.8}{30} + \frac{0.9}{35} + \frac{1}{40} \right\}$$

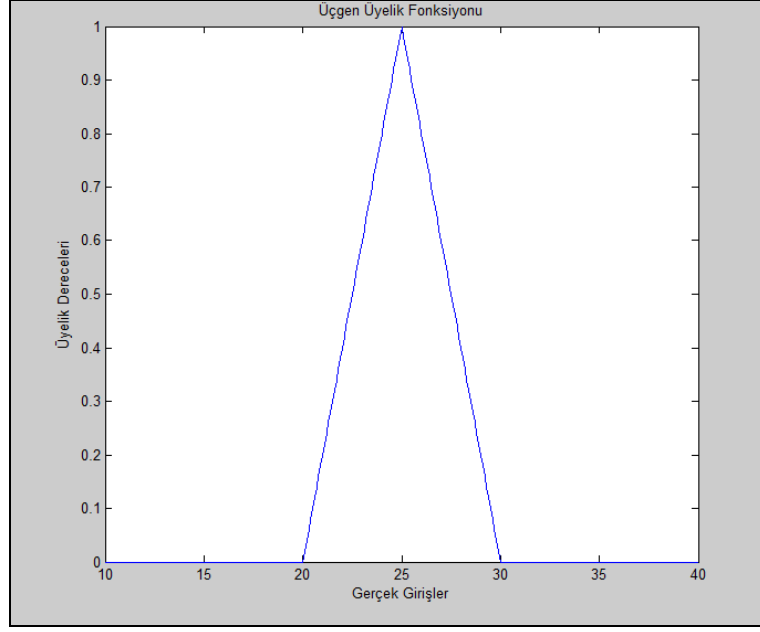
şeklinde yazılabilir. Burada 0 ve 5 soğuk, 10, 15 ve 20 biraz sıcak, 25, 30, 35 ve 40 değerleri gerçekten sıcak olarak tanımlanmış olur. Bulanık kümelerin bir başka gösterim şeklide matematiksel olarak bir üyelik fonksiyonu ile tanımlamaktır. Üyelik fonksiyonu kısaca, küme elemanlarının ait oldukları kümelerdeki üyelik derecelerini gösteren eğri olarak tanımlayabiliriz. Üyelik fonksiyonu grafiğinde x eksen elemanları, y eksen ise o kümedeki üyelik derecelerini gösterir. Çok sayıda üyelik fonksiyonu bulunmaktadır ancak uygulamalarda genellikle üçgen, yamuk ve gaussian üyelik fonksiyonları kullanılır. Üyelik fonksiyonunun tipi ve genişliği çözülmek istenen probleme uygun seçilir ve ayarlanır.

2.2.1. Üçgen Üyelik Fonksiyonu

Üçgen üyelik fonksiyonu a_1 , a_2 ve a_3 olmak üzere üç parametre ile tanımlanır. a_1 parametresi üçgenin sol minimum noktasını, a_2 parametresi üçgenin tepe noktasını ve a_3 parametresi üçgenin sağ minimum noktasını gösterir. Bir üçgen üyelik fonksiyonu matematiksel olarak;

$$\mu_A(x; a_1, a_2, a_3) = \begin{cases} a_1 \leq x \leq a_2 \Rightarrow (x - a_1)/(a_2 - a_1) \\ a_2 \leq x \leq a_3 \Rightarrow (a_3 - x)/(a_3 - a_2) \\ x < a_1, x > a_3 \Rightarrow 0 \end{cases} \quad (3)$$

şeklinde ifade edilebilir.



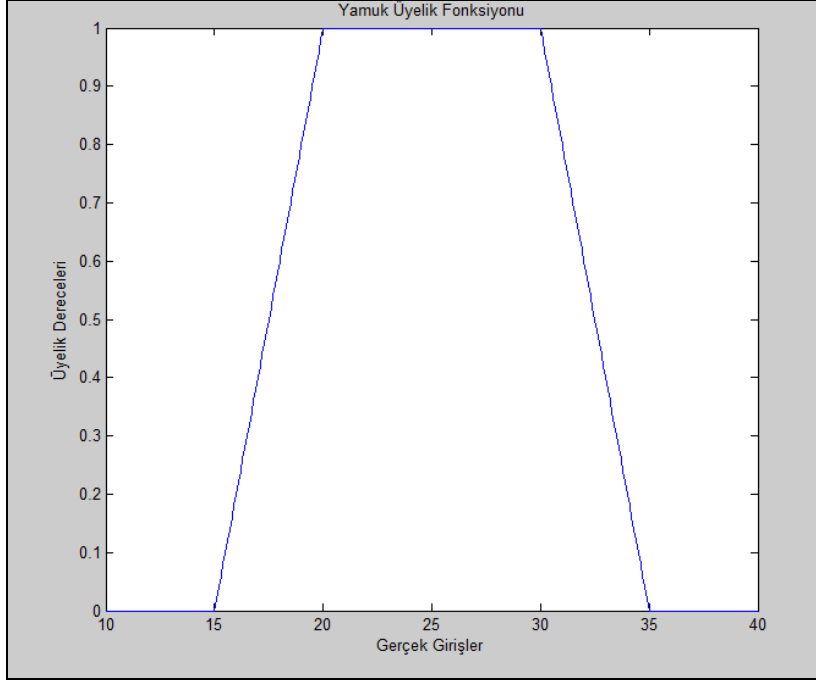
Şekil 2. Üçgen üyelik fonksiyonu.

2.2.2. Yamuk Üyelik Fonksiyonu

Yamuk üyelik fonksiyonu a_1 , a_2 , a_3 ve a_4 olmak üzere dört parametre ile tanımlanır. Burada a_1 parametresi yamuğun sol minimum noktasını a_2 ve a_3 parametresi sol ve sağ tepe noktalarını ve a_4 parametresi yamuğun sağ minimum noktasını gösterir. Yamuk üyelik fonksiyonu matematiksel olarak;

$$\mu_A(x; a_1, a_2, a_3, a_4) = \begin{cases} a_1 \leq x \leq a_2 \Rightarrow (x - a_1) / (a_2 - a_1) \\ a_2 \leq x \leq a_3 \Rightarrow 1 \\ a_3 \leq x \leq a_4 \Rightarrow (a_4 - x) / (a_4 - a_3) \\ x < a_1, x > a_4 \Rightarrow 0 \end{cases} \quad (4)$$

şeklinde ifade edilebilir.



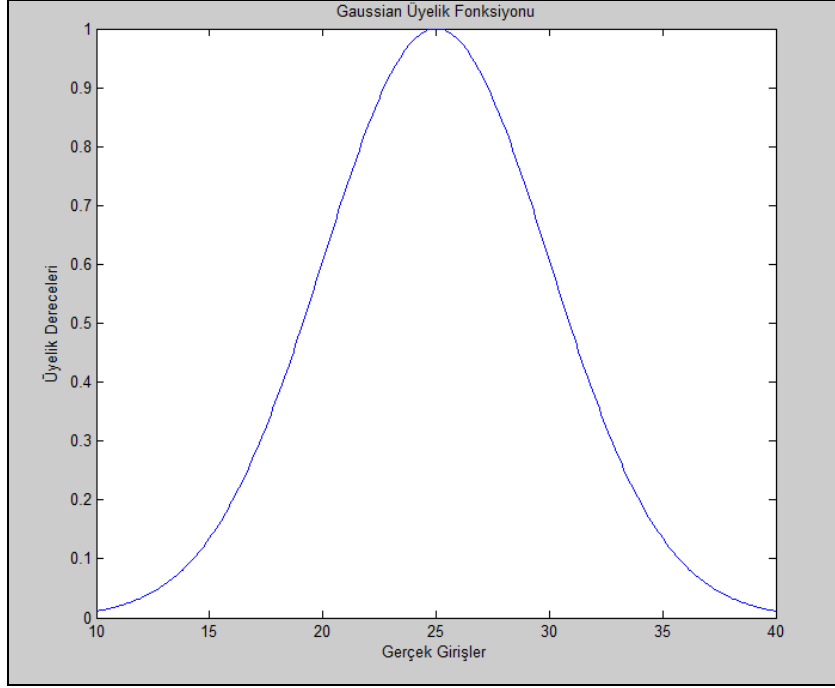
Şekil 3. Yamuk üyelik fonksiyonu.

2.2.3. Gaussian Üyelik Fonksiyonu

Gaussian üyelik fonksiyonu üçgen ve yamuk üyelik fonksiyonlarından farklı olarak m ve σ parametreleri ile tanımlanırlar. Burada m parametresi fonksiyonun merkezini ve σ parametresi fonksiyonun genişliğini belirler. Fonksiyonun genişliği çözülmek istenen problemin doğasına göre ayarlanır ve belirli bir standardı yoktur. Bir gaussian üyelik fonksiyonu matematiksel olarak;

$$\mu_A(x; m, \sigma) = \exp\left\{-\frac{(x-m)^2}{2\sigma^2}\right\} \quad (5)$$

şeklinde ifade edilebilir.



Şekil 4. Gaussian üyelik fonksiyonu.

2.3. Bulanık Küme İşlemleri

Bulanık kümelerde t-norm ve t-conorm olmak üzere iki tip işlemci bulunmaktadır. Bu işlemcilerden t-norm klasik mantıktaki (ve) işlemine, t-conorm ise klasik mantıktaki (veya) işlemine karşılık gelmektedir. Bulanık küme kavramının ortaya atılmasından bugüne kadar birçok bilim adamı tarafından çeşitli t-norm ve t-conorm işlemcileri geliştirilmiştir. Bu işlemciler bulanık mantıkta modelleme amacı ile kullanılmaktadır. T-norm işlemcileri için kesişim, cebirsel çarpım, sınırlandırılmış çarpım ve zorlayıcı çarpım işlemleri örnek gösterilebilir. T-conorm işlemcileri için ise birleşim, olasılıkçı toplam, sınırlandırılmış toplam, zorlayıcı toplam ve ayırık toplam işlemleri örnek gösterilebilir. Tablo 1 ve Tablo 2’de görüldüğü gibi birçok bulanık küme işlemcisi bulunmaktadır. Ancak uygulamalarda en sık kullanılan üç işlem birleşim, kesişim ve tümleme işlemleridir. Bu üç işlem günümüzde bulanık küme işlemlerinde standart işlemler halini almıştır.

Tablo1. Temel t-normlar.

İşlem	Tanım
Zadeh Minimum	$t_z(a,b) = \min\{a,b\}$
Lukasiewicz	$t_L(a,b) = \max\{a+b-1,0\}$
Aritmetik Çarpım	$t_{AC} = (a,b) = ab$
Zayıf Kesişim	$t_{zk}(a,b) = \begin{cases} \max(a,b) = 1 \Rightarrow \min(a,b) \\ diger \Rightarrow 0 \end{cases}$
Hamacher	$t_H(a,b) = ab / [\gamma + (1-\gamma)(a+b-ab)],$ $\gamma \geq 0$
Dubois	$t_{DP}(a,b) = ab / \max(a,b,\alpha),$ $\alpha \in (0,1)$
Yager	$t_Y(a,b) = 1 - \min\left\{1, \left[(1-a)^w + (1-b)^w\right]^{1/w}\right\},$ $w > 0$

Tablo 2. Temel t-conormlar.

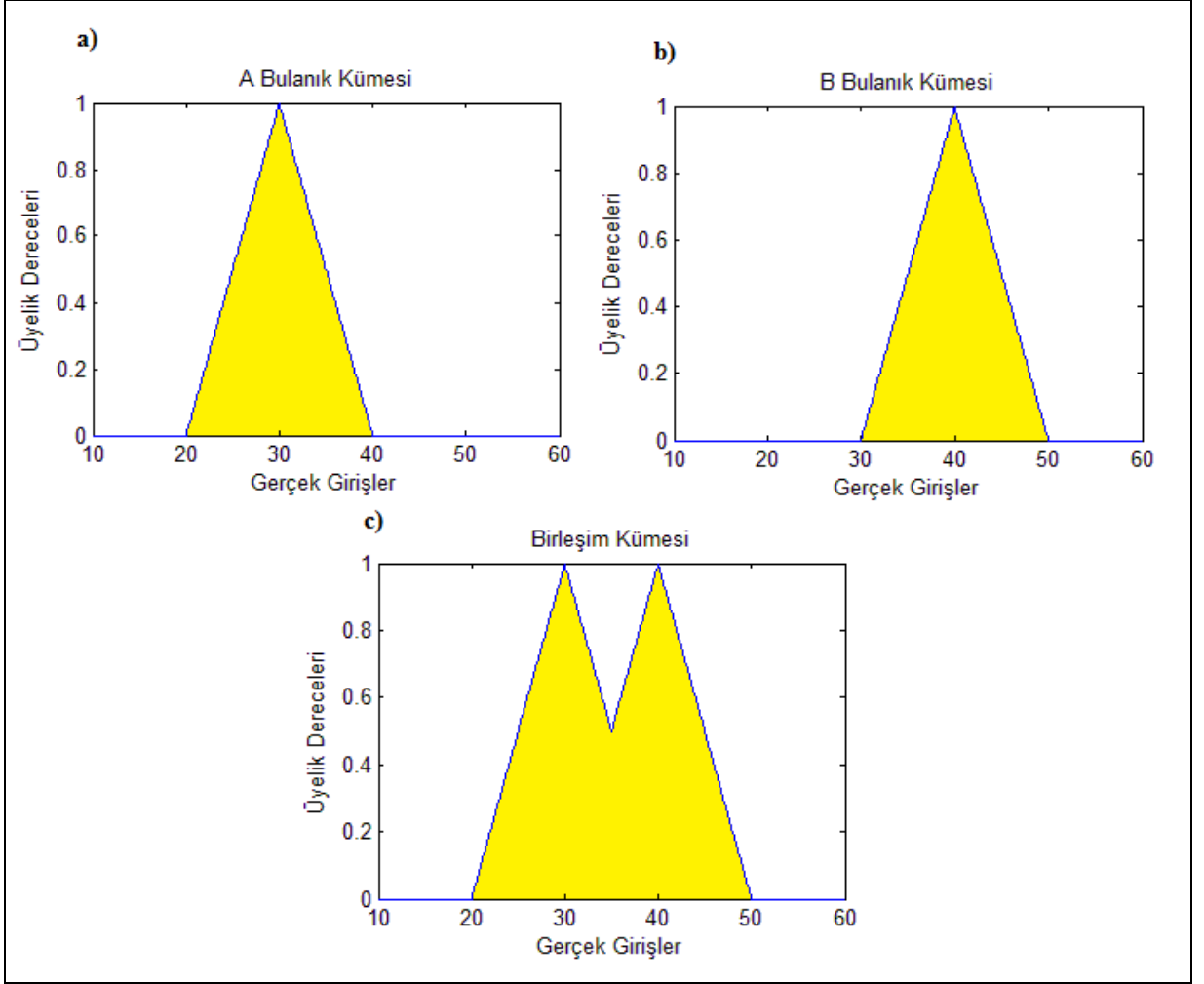
İşlem	Tanım
Zadeh Maksimum	$s_z(a,b) = \max\{a,b\}$
Lukasiewicz	$s_L(a,b) = \min\{a+b,1\}$
Aritmetik	$s_A(a,b) = a+b-ab$
Kuvvetli Birleşim	$s_{KB}(a,b) = \begin{cases} \min(a,b) = 0 \Rightarrow \max(a,b) \\ diger \Rightarrow 1 \end{cases}$
Hamacher	$s_H(a,b) = [a+b-(2-\gamma)ab] / [1-(1-\gamma)ab],$ $\gamma \geq 0$
Yager	$s_Y(a,b) = \min\left\{1, \left[a^w + b^w\right]^{1/w}\right\},$ $w > 0$

2.3.1. Birleşim İşlemi

A ve B iki bulanık küme olmak üzere bu iki bulanık kümenin birleşim kümesi;

$$\mu_{A \cup B} = \max[\mu_A(x), \mu_B(x)] \quad (6)$$

şeklinde ifade edilir. Bu işlem, iki bulanık kümeye ait elemanların ait oldukları kümelerdeki üyelik derecelerinin karşılaştırılarak en büyük olan üyelik derecelerinin birleşim kümesine atanması esasına dayanır.



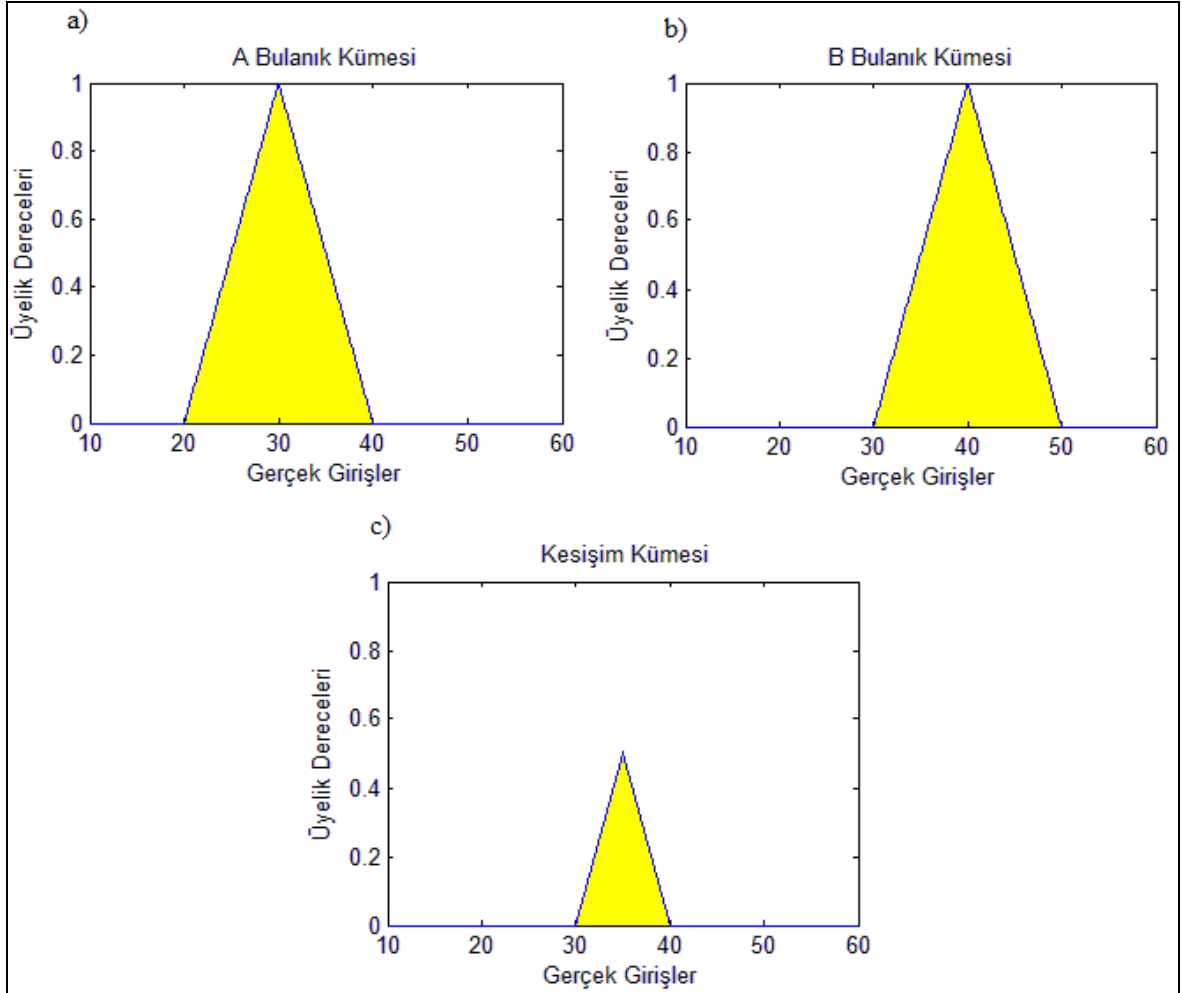
Şekil 5. a) A bulanık kümesi. b) B bulanık kümesi. c) A ve B bulanık kümelerinin birleşim kümesi.

2.3.2. Kesişim İşlemi

A ve B iki bulanık küme olmak üzere bu iki bulanık kümenin kesişimi;

$$\mu_{A \cap B} = \min[\mu_A(x), \mu_B(x)] \quad (7)$$

şeklinde ifade edilir. Bu işlemde ise, iki bulanık kümeye ait elemanların ait oldukları kümelerdeki üyelik derecelerinin karşılaştırılarak küçük olan üyelik derecelerinin birleşim kümesine atanması esasına dayanır.



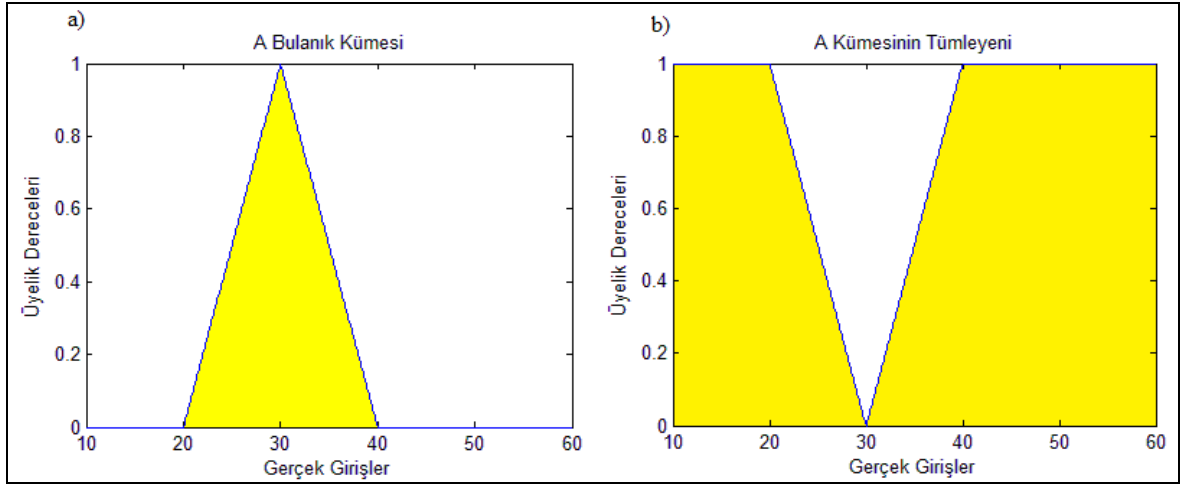
Şekil 6. a) A bulanık kümesi. b) B bulanık kümesi. c) A ve B bulanık kümelerinin kesişim kümesi.

2.3.3. Tümlleme İşlemi

Bulanık bir kümenin tümlenyeni, bu kümeye ait elemanların üyelik derecelerinin 1’den çıkartılmasıyla hesaplanır. Bir A kümesinin tümlenyeni;

$$\mu_{\bar{A}}(x) = 1 - \mu_A(x) \quad (8)$$

basit formülü ile hesaplanır.



Şekil 7. a) A bulanık kümesi. b) A bulanık kümesinin tümlenyeni.

2.4. Durulama Yöntemleri

Bir bulanık mantık işleminin çıkışı yine bir bulanık kümedir. Ancak tıpkı işleme girilen verinin duru olduğu gibi çıkış verisinin de tek bir duru değer olması istenir. Bulanık bir çıkış kümesinden optimum bulanık olmayan bir çıkış elde etme işlemine durulama veya bulanıklık giderme denir. Bu işlem bulanık bir kümeyi sayısal değerlere çevirir. Durulama yöntemlerinde genel olarak gözlemlenen dört temel özellik vardır (Baykal ve Beyan, 2002).

- 1- Durulama işlemcisi daima sayısal bir değer hesaplar.
- 2- Üyelik fonksiyonu durulanmış değerleri belirler.

3- İki üçgen bulanık sayının işleme sokulup durulanmasından elde edilen değer daima bireysel olarak durulanıp işleme sokulmasında elde edilen değerlerin arasında yer alır.

4- Engelleyici bir durumda, durulanmış değer sınırlı bölgeye düşürülmelidir.

Günümüzde çok fazla durulama yöntemi vardır. Bu işlemin tek bir standart yolu yoktur. Aynı yöntemler farklı kaynaklarda farklı isimlerle bulunabilir. Çözölmek istenen problemin doğasına göre en uygun yöntem belirlenip uygulanmalıdır. Durulama işleminin birçok yöntemi olmasına karşın günümüzde uygulamalarda sıklıkla kullanılan yöntemlerden bazıları en büyüklerin ortası, ağırlık merkezi ve alan merkezi olarak sıralanabilir.

2.4.1. En Büyüklerin Ortası

Maksimumun ortası ya da maksimumun ortalaması olarak da bilinen bu yöntem;

$$z_0 = \sum_{j=1}^k \frac{z_j}{k} \quad (9)$$

formülü ile tanımlanır. Burada z_j kesin değerleri çıkış kümesinde maksimum değere sahip $\mu_C(z)$ üyeliklerinin destek kümesi, k ise bu destek kümesindeki eleman sayısıdır.

2.4.2. Ağırlık Merkezi Yöntemi

Sentroid yöntemi olarak da bilinen bu yöntem C bulanık çıkış kümesindeki olabilirlik dağılımının orta noktasını hesaplama ilkesine dayanır ve matematiksel olarak;

$$z_0 = \frac{\sum_{j=1}^n \mu_C(z_j) z_j}{\sum_{j=1}^n \mu_C(z_j)} \quad (10)$$

şeklinde hesaplanır. Burada z_j kesin değerleri, $\mu_C(z_j)$ ise kesin değerlerin üyelik derecelerini göstermektedir. Bu yöntem uygulamalarda yaygın olarak kullanılır.

2.4.3. Eşit Alan Yöntemi

Bu yöntemde bulanık çıkış kümesi iki eşit parçaya ayrılarak durulama yapılır ve yöntem matematiksel olarak;

$$\int_{\alpha}^{z_0} \mu_C(z) dz = \int_{z_0}^{\beta} \mu_C(z) dz \quad (11)$$

formülü ile tanımlanır. Hangi yöntemin en uygun sonucu vereceği, C bulanık çıkış kümesinin özelliklerine ve problemin kendisine bağlı olarak değişmektedir. Bu sorunun cevabını verebilmek için problemi iyi tanımak ve çözümünde ne istendiğini iyi kestirmek gerekir. Farklı yöntemler denenerek en uygun sonucu veren yönteme karar verilebilir.

2.5. Yer Bilimlerinde Bulanık Mantık Uygulamaları

Yeryüzünün derinliklerinde kayaçların kırılıp yer değiştirmesi nedeniyle yeryüzünün sarsılması olayına deprem denir. Depremlerden kaynaklanan yer sarsıntıları binaların ve köprülerin çökmesine, gaz, elektrik ve telefon hatlarının kesilmesine, zaman zaman toprak kayması ve çıkış tetiklenmesine yangınlara ve tsunamilere sebep olmaktadır. Yoğun bir yağışın ardından gelebilecek bir sel felaketi önceden tahmin edilebilir ancak bir deprem harika bir günü birkaç saniye içerisinde felakete sürükleyebilir. Her ne kadar büyük magnitudlü depremler belirli aralıklarla meydana geliyor olsalar da, depremlerin ne zaman meydana geleceklerini bilememekteyiz. Günümüzde depremlerin ön kestiriminde ki başarı oldukça düşüktür. Eğer günün birinde depremleri başarılı bir biçimde tahmin edebilirsek yapıları deprem beklenen bölgelerden uzağa taşıyabilir, yapı tasarımında ve inşaatında depremleri göz önünde bulundurarak depremlerin hasarlarını hafifletebiliriz. Junji ve Feng (1995) Çin'deki Songpan bölgesi için b, n ve c sismik indekslerindeki değişimleri temel alarak depremlerin ön kestirimi için bulanık mantık yaklaşımını bir çalışma yapmışlardır. Depremlerin yıllık ve yarı yıllık olma olasılıkları için iki farklı

bulanık model oluşturarak 5.4 ve daha büyük magnitüdlü depremlerin ön kestirimlerinde bir yıl için %91 ve yarı yıl için %68 oranında başarı elde etmişlerdir.

Tablo 3. $M \geq 5.4$ magnitüdlü depremlerin kestirim sonuçları. I Ocak-Temmuz aralığını, II Temmuz-Aralık aralığını, A başarılı kestirimi, B hemen hemen başarılı kestirimi, C hatalı kestirimi ve D kestirim yapılamadığını göstermektedir (Junji ve Feng, 1995).

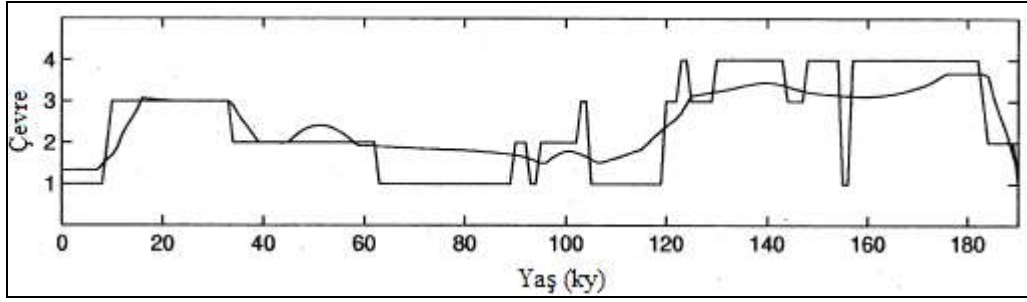
Gerçek Deprem Zamanı ve Magnitüd	Yıllık Ön Kestirim		Yarı Yıllık Ön Kestirim	
	Kestirim Zamanı	Kontrol	Kestirim Zamanı	Kontrol
1970 II (5.5:5.5)	1070 II-1971 I	B	1070 II	B
1972 II (5.6:5.5)	1072 II-1973 I	B	1072 II	B
1973 II (6.5)	1073 II-1974 I	A	1073 II	A
1974 I (5.7)	1974 I-II	B	1074 I	A
1974 II (5.7)	1974 I-II	B	1074 I	D
1976 II (7.2)	1076 II-1977 I	A	1076 II	A
1981 I (6.9)	1981 I-II	A	1981 I	A
			1984 II	C
1985 II (5.4)	1084 II-1985 I	A	1985 I	A
1987 I (6.2)		D		D
			1988 II	C
1989 I (5.4)	1088 II-1989 I	A	1989 I	A
1989 II (6.3)	1089 II-1990 I	A	1989 II	A

Depremlerin neden olduğu yapılardaki hasarın karmaşık doğasına karşın, yapı hasarının tanımlanmasında sadece 5 derece vardır (1;sağlam, 2;hafif hasarlı, 3;orta hasarlı, 4;büyük hasarlı, 5;çökmüş). Depremlerin yapılar üzerinde yaratacakları hasarın önceden tahmin edilebilmesi can ve mal kaybını en aza indirmek konusunda oldukça önemlidir. Bu konu üzerinde birçok çalışma yapılmıştır ve bu çalışmalardan bir tanesinde Xiu ve Huang (1989), bulanık mantık yaklaşımli bir yöntem önermişlerdir. Yaptıkları bu çalışmada Tangshan (1976) depreminden elde ettikleri hasar verileri ve bina yüksekliği ve iki kolon arası uzaklıklar gibi yapı parametreleri ile depremlerin yapılar üzerinde neden olabilecekleri hasarların tahminini yapmışlardır.

Tablo 4. Tangshan depreminin yapılar üzerindeki gerçek hasarı ve hasarların bulanık mantık yaklaşımlı ön kestirimi Xiu ve Huang (1989).

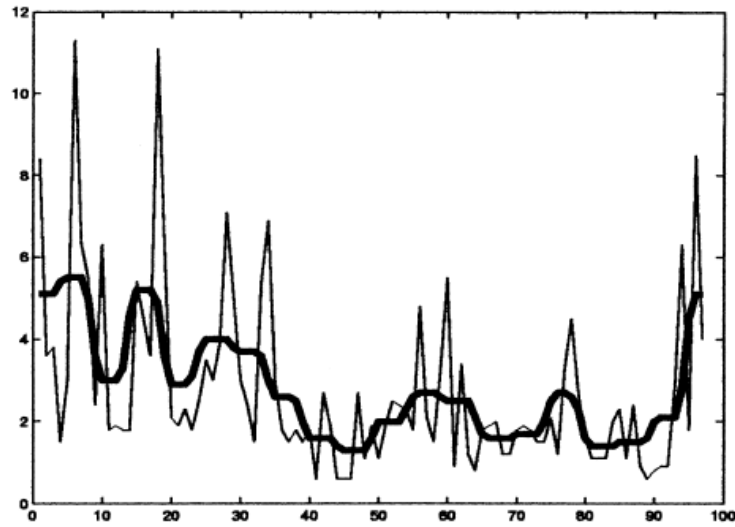
No.	Atölye Adı	Gerçek Hasar	Dinamik Cevap	Bulanık Kestirim
1	Washing workshop of TMF	A ₃	1.2481	A ₂
2	#28 machining workshop of TMF	A ₁	0.9260	A ₁
3	Metallforming workshop of TMF	A ₁	0.5364	A ₁
4	Finished products storehouse of TMF	A ₁	0.9469	A ₁
5	Coil workshop of TGEW	A ₁	0.5722	A ₁
6	Spare parts storehouse of TGEW	A ₁	1.1049	A ₂
7	Wooden molds storehouse of TGEW	A ₁	0.2436	A ₁
8	Spray paint workshop of TGEW	A ₂	1.2702	A ₂
9	Machining workshop of TDEW	A ₁	3.5928	A ₅
10	Metallforming workshop of TDTF	A ₁	0.7463	A ₁
11	Stamping workshop of TDTF	A ₁	1.4130	A ₃
12	Machining workshop of TDMF	A ₄	0.8309	A ₁
13	Machining workshop of TAEF	A ₅	1.5983	A ₅
14	Assembling workshop of TAEF	A ₄	1.5983	A ₅
15	Repairing workshop of TMPM	A ₄	1.9804	A ₅
16	Preserving workshop of TSCF	A ₃	1.4543	A ₃
17	Stamping workshop of TLVSF	A ₂	1.1051	A ₂
18	Oil filing workshop of TITW	A ₂	0.9142	A ₁
TAEF-Tanggu Auto Engine Factory TDEW-Tianjin Diesel Engine Works TDMF- Tianjin Dongfeng Metallforming Factory TDTF- Tianjin Dongfanghong Tractor Factory TGEW- Tianjin Generating Equipment Works TITW- Tianjin Instrument Transformer Works TLVSF- Tianjin Low-Voltage Switch Factory TMF- Tianjin Machinery Factory TMPM- Tianjin Medium Plate Mill TSCF- Tianjin Second Cable Factory				

Sismolojinin yanı sıra Jeolojide de, yeryüzü ve yer altı hidrolojisi, yer altı suyu risk analizi, hidrokarbon aramaları, toprak analizi ve sedimantasyon gibi birçok konuda bulanık mantık tabanlı birçok çalışma yapılmıştır ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir. Demicco ve Klir (2001), yer küreden elde edilen verilerden yararlanarak California Death Valey bölgesindeki son 190 ky'lık sedimantasyon oluşumunun sıcaklık ve çökeltme hızı bilgileri yardımıyla üç boyutlu modeli için bulanık kural tabanı tanımlamışlardır.



Şekil 8. Death Valey basen tabanının Mamdami bulanık çıkarım işlemi ile elde edilen geçmişi (eğri çizgiler) ve gerçek jeolojik geçmişi (düz çizgiler) (Demicco ve Klir, 2001).

Novak ve Perfilieva (2000), bulanık mantık yaklaşımını antik deniz seviyesindeki değişimi kestirmek için kullanmışlardır. Gerçek deniz tabanı verilerini petrol kuyularından elde etmişlerdir ve bulanık dönüşüm tekniği ile deniz tabanındaki değişimi belirleyip gerçek veriler ile karşılaştırmışlardır.



Şekil 9. Bulanık dönüşüm tekniği ile deniz tabanındaki değişim kestirimi (Novak ve Perfilieva, 2001). Kalın çizgi bulanık mantık yaklaşımı ile yapılan kestirimi ve ince çizgi petrol kuyusundan elde edilen gerçeği temsil etmektedir.

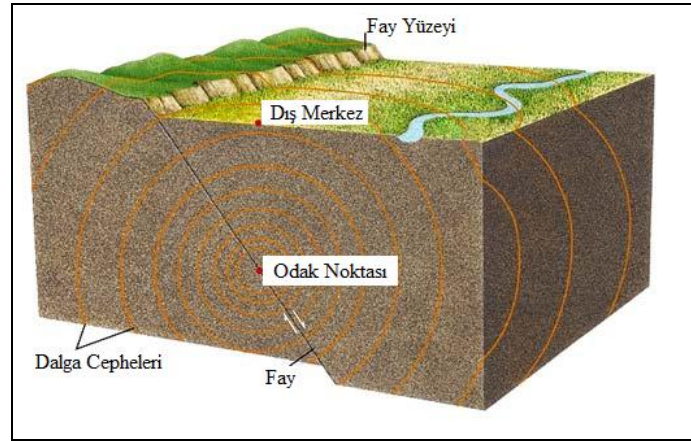
3. DEPREM KONUMU BELİRLEMEK

3.1. Giriş

Yaklaşık olarak 4.5 milyar yaşında olan dünyamız, deprem verilerinin detaylı incelenmesi sonucu görülmüştür ki tek bir masif kütleyle değil tabakalı bir yapıya sahiptir. Litosfer adı verilen ve üzerinde hayatın devam ettiği yerin en dış kırılğan kabuğu, karalarda daha kalın (100 km) ve okyanuslarda daha ince bir yapıya sahiptir. Bu nedenle kabuğu, okyanussal ve kıtasal kabuk olmak üzere ikiye ayırabiliriz. Yine yapılan araştırmalar göstermiştir ki kabuk, tek bir parçadan değil irili ufaklı birçok plakadan oluşmaktadır ve bu plakalar durağan değil aksine astenosfer adı verilen ikinci tabakanın yumuşak temeli üzerinde düzensiz bir şekilde yüzmektedirler. Plakaların yüzdüğü fikri Alman bilim adamı A. WEGENER tarafından 1912 yılında ortaya atılmıştır (Kulhanek, 2009). Bu hareket hali plakalar üzerinde çeşitli enerji birikimlerine sebep olmaktadır. Biriken bu enerji, plakaların nispeten daha zayıf olduğu bir noktadan kırılmasına, daha önceden var olan bir kırık noktasından hareket etmesine veya farklı plaka hareketlerine (bir plakanın diğeri üzerine binmesi, plaka sınırı boyunca plakaların birbirine paralel kayarak ilerlemesine veya iki plakanın birbirinden uzaklaşmasına) neden olarak açığa çıkar ve yer içerisinde homojen olarak dağılıp geçtiği ortamları sarsarak ilerler. Bu sarsılma olayına deprem adı verilir. Depremler, yer kabuğunun hareketli halinin göstergeleridir.

Gün içerisinde dünya çapında binlerce deprem meydana gelmektedir ve bunlardan çoğu günlük hayat içerisinde hissedilmeyecek kadar küçüktür. Ancak nadiren meydana gelen büyük depremler insanoğlunun var oluşundan günümüze kadar can ve mal kaybına neden olmaya devam ederler. Yapılan araştırmalar göstermiştir ki depremler yeryüzünde rastgele bir dağılım göstermezler. Genellikle plaka sınırlarında dar şeritler oluşturacak şekilde kümelenirler ve nadiren plakalar içerisinde meydana gelirler. Ülkemizde çok aktif bir deprem kuşağı üzerinde yer almaktadır ve tarihi boyunca yıkıcı birçok deprem atlatmıştır. Depremler, oluş derinliklerine göre sığ, orta derinlikte ve derin depremler olmak üzere üç ana gruba ayrılırlar. Ayrıca oluşumlarına göre depremleri; tektonik, volkanik ve çöküntü depremler olarak da sınıflamak mümkündür.

Yerin bu hareketleri, sismik istasyonlarda hassas aletler sayesinde kayıt edilir ve hareketin doğası hakkında bilgi sahibi olmamızı sağlarlar. Sismik istasyonlarda kaydedilen depremlerin nerede meydana geldiği sismoloji (yunanca “seismos” kelimesi deprem ve “logos” kelimesi bilim anlamına gelir) biliminin var oluşundan bu zamana kadar yanıt aradığı soruların başında yer almaktadır. Bu problemi çözmek için zaman içerisinde birçok bilim adamı tarafından çeşitli yöntemler geliştirilmiştir (Havskov ve Ottemöller, 2010). Bir depremin yer içerisinde olduğu noktaya odak noktası (hiposantr) adı verilir. Odak noktası; enlem, boylam ve derinlik olmak üzere üç uzaysal ve oluş zamanı olmak üzere bir zamansal parametre yani toplamda dört parametre ile tanımlanır. Depremlerin nerede meydana geldikleri sorusunu cevaplamak için bu dört parametrenin belirlenmesi gerekir. Odak noktasının yeryüzündeki iz düşümüne dış merkez (episantr) adı verilir.



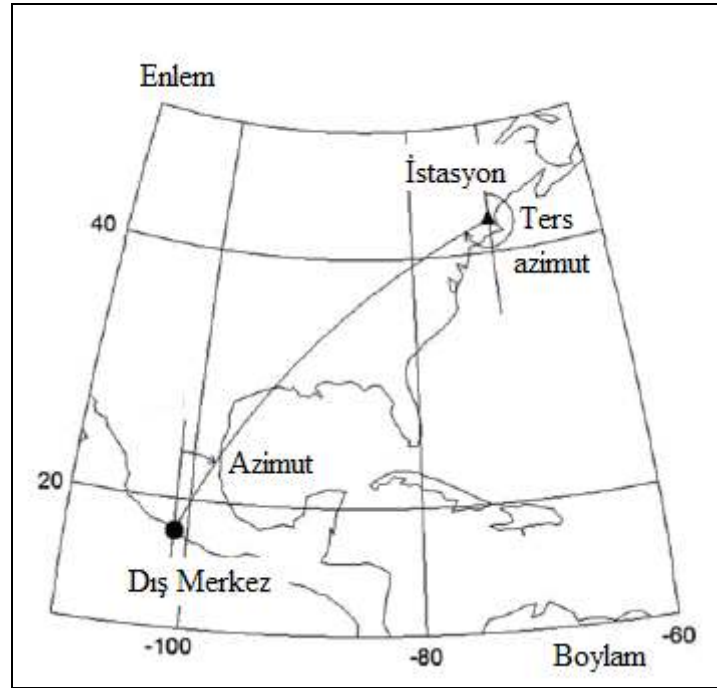
Şekil 10. Deprem odak noktası ve dış merkezi
(www.earthquakesandplates.wordpress.com, 2012).

Odak noktası ile sismik istasyon arasındaki uzaklığa hiposantral uzaklık denir ve basit tek tabakalı bir yer altı modeli için hiposantral uzaklık,

$$D = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2} \quad (17)$$

formülü ile tanımlanır. Burada x_0 , y_0 ve z_0 odak noktasına x , y ve z istasyona ait uzaysal koordinatları temsil etmektedir. Dış merkez ile sismik istasyon arasındaki doğrultunun dış merkez noktasında saat yönünde kuzeyle yaptığı açıya azimut denir. Bir

deprem dalgasının odak noktasından çıkıp sismik istasyonlara ulaşana kadar geçen zamana seyahat zamanı denir. Dünya genelinde sismik istasyonlar deniz seviyesinden daha yukarılarda bulunurlar ancak deprem konumu belirlerken hesaplanan teorik seyahat zamanı değerleri istasyonların deniz seviyesinde olduğunu varsayarak hesaplanır. Bu nedenle istasyon yüksekliğinin seyahat zamanlarına olan geciktirici etkisi, hesaplanan seyahat zamanlarına eklenmelidir. Bu işleme “yükseklik düzeltmesi” adı verilmektedir. Yükseklik düzeltmesi önemsiz bir işlem olarak görülse de göz ardı edildiği durumlarda deprem konumlarının belirlenmesinde hataya sebep olabilir.



Şekil 11. Azimut ve ters azimut (Havskov ve Ottemöller, 2010).

3.2. Tek İstasyonla Deprem Konumu Belirlemek

Gelişen teknolojiye paralel olarak dünya üzerindeki sismik istasyon sayısı da hızla artış göstermiştir. Günümüzde dünya üzerinde faaliyet gösteren binlerce sismik istasyon bulunmaktadır ve bu istasyonlardan deprem araştırma merkezlerine kesintisiz veri akışı sağlanmaktadır. Günümüzde deprem konumunu saptamak için farklı istasyonlardan gelen birçok varış zamanları kullanılmaktadır. Bu sayede deprem konumları çok daha hassas saptanmaktadır. Ancak bir depremin nerede olduğunu tek istasyona ait 3 bileşenli deprem

kaydı ile belirlemekte mümkündür. P dalgaları düşey ve yatay yönde polarize olurlar. P dalgasının yatay hareketleri, sismometrelerin yatay bileşenleri ile kayıt edilir (kuzey-güney, doğu-batı). Bu yatay hareketlerin genlikleri azimut hesabında kullanılabilir. Bu iki genlik yardımı ile azimut,

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{A_E}{A_N} \right) \quad (18)$$

formülü ile hesaplanır. Bu şekilde ters azimut hesaplanır. İstasyondan dış merkeze olan doğrultu belirlendikten sonra dış merkez uzaklığı P ve S dalga fazları ile hesaplanabilir. P ve S dalga fazlarının istasyona varış zamanları,

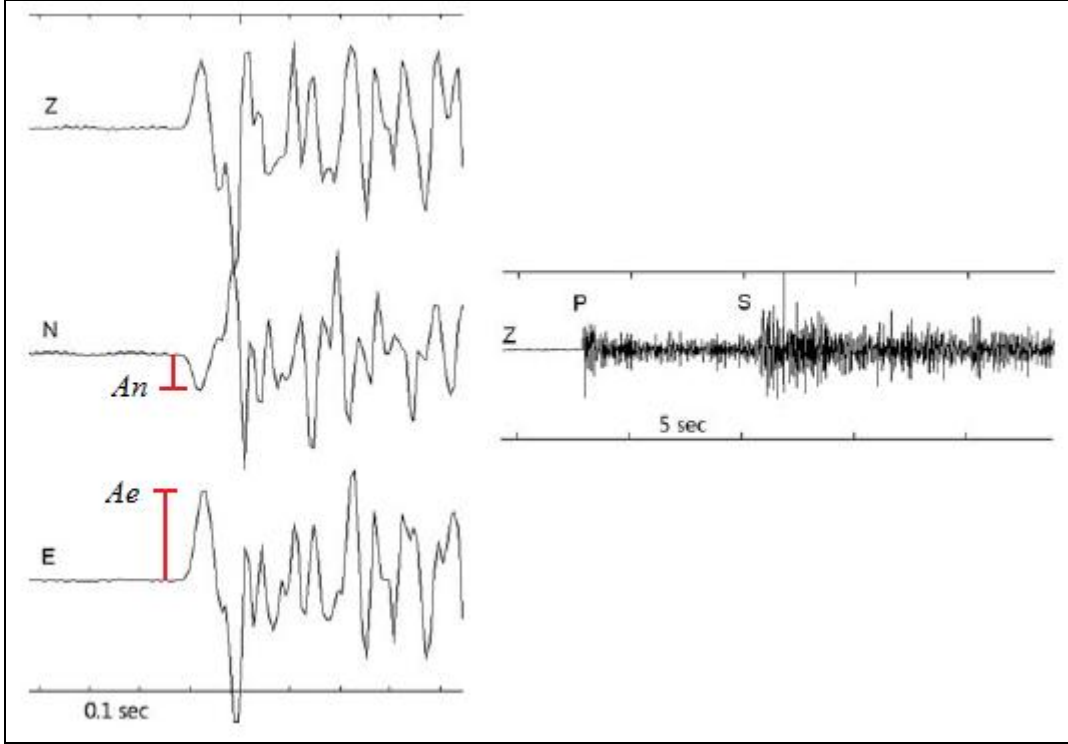
$$t_p = t_0 + \frac{\Delta}{V_p} \quad (19)$$

$$t_s = t_0 + \frac{\Delta}{V_s} \quad (20)$$

bağıntıları ile tanımlanır. Burada t_p ve t_s P ve S dalga fazlarının varış zamanlarını, t_0 depremin oluş zamanını ve Δ dış merkez uzaklığını temsil eder. (19) ve (20) bağıntılarından yararlanarak dış merkez uzaklığı,

$$\Delta = (t_s - t_p) \cdot \frac{V_p V_s}{V_p - V_s} \quad (21)$$

şeklinde tanımlanabilir. (18) ve (21) bağıntıları sayesinde depremin ne kadar uzakta ve hangi doğrultuda meydana geldiği hesaplanarak o depremin nerede meydana geldiği belirlenmiş olur.



Şekil 12. Bir depremin üç bileşenli kaydına ve P ve S dalga fazlarına bir örnek. Veri Tanzanya sismik ağına bağlı TDM istasyonundan alınmıştır. Depremin oluş zamanı 15.10.1992 00:16, istasyona olan uzaklığı 60 km ve derinliği 16 km'dir (Havskov ve Ottemöller, 2010).

3.3. Birden Fazla İstasyonla Deprem Konumu Belirlemek

Bir depremin dış merkezini belirlemenin bir başka basit yolu da, episantral uzaklıkları yarıçap ve istasyonları merkez kabul ederek çizilen çemberlerden faydalanmaktır. Çember yöntemi olarak da bilinen bu yöntemde dış merkezi (episantr) tespit etmek için 6 tane gözlemsel veri kullanılır (3 tane P ve 3 tane S dalgası varış zamanı). Ancak uygulamada 3 tane P ve 1 tane S varışı dış merkez tayini yapmak için yeterlidir. P ve S dalga fazı varış zamanları daha genel biçimde sabit bir V_p/V_s oranı olduğunu kabul ederek (19) ve (20) formüllerinden seyahat zamanı $t^{sey}(\Delta)$ fonksiyonu olarak yeniden yazılabilir.

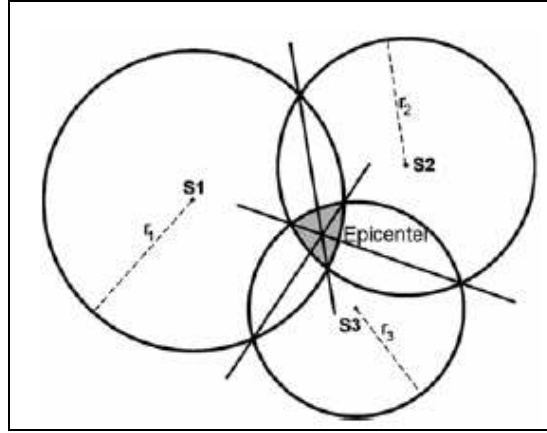
$$t_p^{var} = t_0 + t_p^{sey}(\Delta) \quad (22)$$

$$t_s^{\text{var}} = t_0 + t_p^{\text{sey}}(\Delta) \left(\frac{V_p}{V_s} \right) \quad (23)$$

Bu bağıntılardan yararlanarak S-P farkı,

$$t_s^{\text{var}} - t_p^{\text{var}} = \left(\frac{V_p}{V_s} - 1 \right) (t_p^{\text{var}} - t_0) \quad (24)$$

formülü ile hesaplanabilir. Eğer elimizde bir istasyondan gelen S-P farkı varsa (24) bağıntısından t_0 oluş zamanı hesaplanabilir. t_0 ayrıca Wadati diyagramından da bulunabilir. Oluş zamanı hesaplandıktan sonra diğer istasyonlar için dış merkez uzaklıkları P dalga hızı V_p ve varış zamanları yardımı ile hesaplanabilir. Hesaplanan bu episantral uzaklıkları yarıçap kabul ederek çizilen 3 çember bir noktada kesişir ve bu nokta dış merkezi gösterir.



Şekil 13. Çember yöntemi ile deprem konumu belirlemek. S1, S2 ve S3 sismik istasyonları göstermektedir. Episantr, dairelerin birbirini kestiği noktalardan çizilen doğruların kesişimi ile bulunmuştur (Havskov ve Ottemöller, 2010).

Ancak depremler yerin derinliklerinde meydana geldiği için bu hesaplar her zaman hata içerir ve bu çemberler tek bir noktada kesişmezler. Bu nedenle dış merkez tayini

yapmak için çemberlerin birbirleri ile kesiştikleri noktalardan doğrular çizilir. Bu doğruların kesiştikleri noktayı dış merkez olarak tayin edebiliriz.

3.4. Ardışık Yöntemlerle Deprem Konumu Belirlemek

Bilgisayar teknolojisinin her geçen gün daha da ilerlemesiyle beraber deprem konumları da daha farklı yöntemlerle tespit edilmeye başlanmıştır. Bu yöntemler problemi doğrusallaştırma temeli üzerine geliştirilmiştir. Ardışık yöntemlerle bir depremin nerede olduğunu tespit etmek için ilk adım tahmini bir odak noktası atamaktır. Başlangıç modeli olarak da bilinen bu tahmini odak noktasını belirlemenin en kolay yolu sismik ağ yakınında veya içerisinde bir nokta seçmektir. Bunun için sismik ağda kaydedilen ilk varışlardan yararlanılabilir. Bir deprem sismik ağda ilk olarak hangi istasyonda kayıt edilmişse o istasyon yakınındaki bir noktayı odak noktası ve varış zamanını da oluş zamanı olarak atayabiliriz. Problem doğrusallaştırılarak çözüldüğü için bu yaklaşımda başlangıç modelinin depremin gerçek konumuna yakın olduğunu kabul ederiz. Aksi taktirde gerçek odak noktasına yaklaşılamaz ve lokal minimum yanılgısına düşülerek deprem konumu yanlış tespit edilmiş olur. Başlangıç modelinden i . istasyona olan varış zamanı,

$$t_i^{arr} = (x_0, y_0, z_0, x_i, y_i, z_i) + t_0 \quad (25)$$

formülü ile hesaplanabilir. Seyahat zamanı rezidüelleri (deprem varış zamanı ile bir boyutlu başlangıç modelinden hesaplanan teorik varış zamanı arasındaki farklar) başlangıç modeli kestiriminden kaynaklanan hatalar olarak kabul edilir ve bunların sıfır yapılması gerekir. Başlangıç modeline yapılacak olan düzeltmeler (pertürbasyon) seyahat zamanı fonksiyonunun Taylor serisine açılıp doğrusal terimleri kullanılarak hesaplanabilir. Seyahat zamanı rezidüelleri,

$$r_i = \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial x_i} \Delta x + \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial y_i} \Delta y + \frac{\partial t_i^{tra}}{\partial z_i} \Delta z + \Delta t \quad (26)$$

bağıntısı ile hesaplanabilir. Buradaki kısmi türevler,

$$\frac{\partial t_i^{tra}}{\partial x} = \frac{(x - x_i)}{v} \frac{1}{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}} \quad (27)$$

$$\frac{\partial t_i^{tra}}{\partial y} = \frac{(y - y_i)}{v} \frac{1}{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}} \quad (28)$$

$$\frac{\partial t_i^{tra}}{\partial z} = \frac{(z - z_i)}{v} \frac{1}{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2 + (z - z_i)^2}} \quad (29)$$

bağıntıları ile hesaplanabilir. (26) eşitliği matris formunda yazılacak olursa,

$$r = G \cdot x \quad (30)$$

$$G = \begin{bmatrix} \frac{\partial t_1}{\partial x_1} & \frac{\partial t_1}{\partial y_2} & \frac{\partial t_1}{\partial z_3} & \frac{\partial t_1}{\partial t_4} \\ \frac{\partial t_2}{\partial x_1} & \frac{\partial t_2}{\partial y_2} & \frac{\partial t_2}{\partial z_3} & \frac{\partial t_2}{\partial t_4} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial t_n}{\partial x_1} & \frac{\partial t_n}{\partial y_2} & \frac{\partial t_n}{\partial z_3} & \frac{\partial t_n}{\partial t_4} \end{bmatrix} \quad (31)$$

bağıntısı elde edilir. Burada r seyahat zamanı rezidüellerini içeren vektör, G model parametrelerine göre kısmi türevlerden oluşan matris ve x ise başlangıç modeline uygulanacak olan düzeltme (pertürbasyon) değerlerini içeren vektördür. Problem, bu lineer denklem takımını ardışık olarak çözerek her adımda başlangıç modelini biraz daha iyileştirerek seyahat zamanı rezidüellerini sıfıra yaklaştırmak ve en sonunda gerçek odağa ulaşmak halini alır. Bunun için (30) eşitliği,

$$x = G^{-1} \cdot r \quad (32)$$

şeklinde düzenlenir. Ancak bu düzenleme sadece model parametre sayısı ile gözlemsel veri sayısı birbirine eşit olduğu durum için geçerlidir. Genelde gözlemsel veri sayısı model parametre sayısından büyük olduğu için G matrisi kare olmaz ve dolayısıyla tersi alınamaz. Bu olumsuz durumun üstesinden gelmek için (32) denkliğinin genelleştirilmiş tersi alınır. Bu durumda (32) denkliği,

$$x = (G^T G)^{-1} G^T \cdot r \quad (33)$$

halini alır. Çözüme başlamadan önce tahmin edilen odak noktasından istasyonlara olan teorik varış zamanları ile gözlemsel varış zamanları birbirlerinden çıkarılarak r_i seyahat zamanı rezidüeli vektörü elde edilir ve (32) bağıntısı çözülerek x düzeltme vektörü hesaplanır. Bu düzeltme değerleri başlangıçta tahmin edilen başlangıç modeline uygulanarak yeni odak noktası ve oluş zamanı hesaplanmış olur. Bu işlem ardışık olarak, seyahat zamanı rezidüelleri sıfır olana kadar devam eder. Ancak gerçekte gerek gözlemsel verilerdeki okuma hataları gerekse yer altı yapısının bilinmediği için rezidüeller sıfır olmaz. Bu nedenle çözüm makul bir rezidüele ulaşana kadar devam ettirilir ve o rezidüel değerine ulaşıldığında durdurulur. Bu yöntem ilk olarak 1910 yılında Geiger tarafından bulunup uygulanmıştır günümüzde “Geiger Yöntemi” olarak da bilinmektedir.

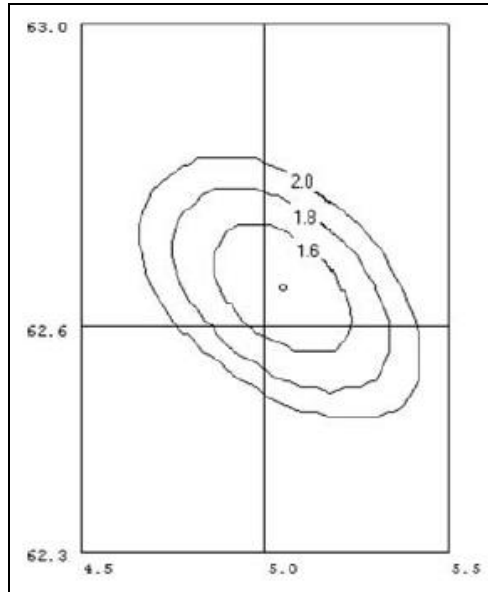
3.5. Grid Araştırma Yöntemiyle Deprem Konumu Belirlemek

Bilgisayarların ilerleyen teknolojiye bağlı olarak her gün biraz daha güçlenip gelişmesi hayatın her alanında olduğu gibi sismoloji bilimini de olumlu yönde etkilemiştir ve ardışık yöntemler ve grid araştırması gibi işlem hacmi büyük yöntemleri uygulanabilir kılmıştır. Bu yöntem bir deprem dalgasının yer altındaki bir noktadan bir sismik istasyona olan seyahat zamanının hesaplanıp o istasyonda gözlemlenen varış zamanıyla karşılaştırılması ve aralarındaki uyumsuzluğun gözlemlenmesi esasına dayanır. Bunun için araştırma yapılacak alan, sabit bir derinlikte sabit aralıklarla noktalanır. Bir hız modeline göre her bir noktadan istasyonlara olan seyahat zamanları hesaplanır. Bu nedenle her bir nokta için istasyon sayısı kadar denklem olacaktır (Havskov ve Ottemöller, 2010). Gözlemsel ve teorik varış zamanları arasındaki farklar her bir nokta için çeşitli ortalama

yöntemlerinden bir tanesini kullanarak araştırılır ve konturlanır. Bu noktada en sık kullanılan yöntem en küçük kareler yöntemidir.

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (34)$$

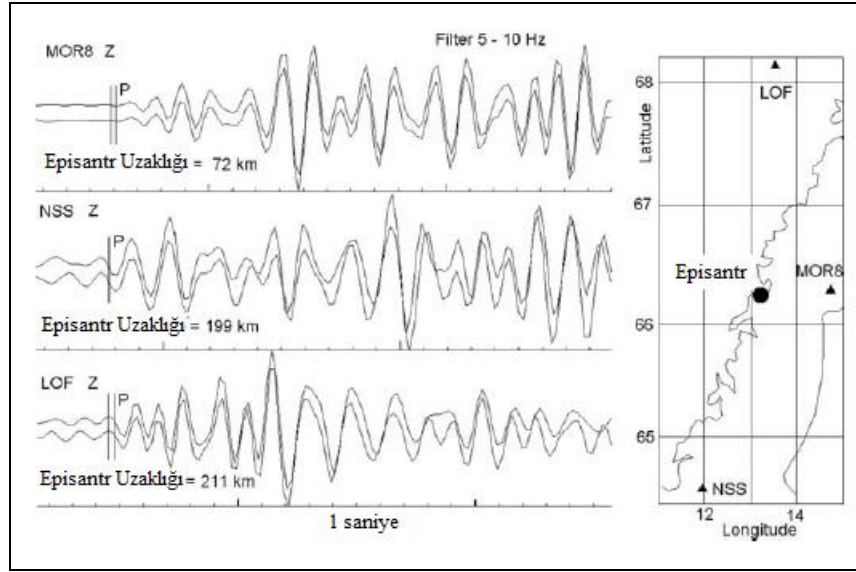
Buradaki r_i gözlemsel ve teorik varışlar arasındaki farktır. Her bir nokta için e değeri hesaplanır ve araştırma yapılan alan konturlanır. e değerinin en küçük olduğu nokta bize odak noktasını verir. Bu yöntem hesaplamalar göz önünde bulundurulduğunda çok basit bir yöntem olmasına karşın işlem hacmi büyük bir yöntemdir ve ardışık yöntemlere nazaran çok yavaştır. Çözüme ulaşmak biraz zaman alıcı olabilir ancak nokta sayılarını azaltmak gibi bazı iyileştirmeler yaparak yöntem biraz daha hızlandırılabilir.



Şekil 14. Norveç'in batısında meydana gelmiş bir depremin, grid araştırması sonucu bulunan konumu. Burada en küçük kareler yöntemiyle hesaplanmış e (hata) değerleri konutlanmıştır. Grid noktaları 2km aralıklarla seçilmiştir. Çemberlerin ortasında bulunan en küçük çember en küçük e (hata) değerine karşılık gelmektedir (Havskov ve Ottemöller, 2010).

3.6. Ana Deprem (Master Event) Yöntemi ile Deprem Konumu Belirlemek

Nispeten küçük bir istasyon ağı ile küçük bir bölgede çalışıyorsa depremleri birbirleri ile karşılaştırma yöntemlerini kullanmak diğer yöntemlere oranla daha doğru sonuçlar verebilir. Küçük bir bölgenin yer altı yapısının çok fazla değişim göstermediği ve hemen hemen her noktada aynı olduğu düşünülürse, rezidüellere sebep olan yer altı yapısının o bölgede meydana gelen tüm depremler için aynı olduğu kabulü yapılabilir. Bu nedenle sismik ağı yakın depremler söz konusu olduğunda seyahat zamanı rezidüelleri sismik ağdaki tüm istasyonlarda hemen hemen aynı olur. Bu yakın alanda meydana gelen depremlerin çözümleri genellikle daha önceden çözümü yapılmış ve yapılan bu çözümün tam doğruluğuna inanılan bir başka depremle tekrardan gözden geçirilir. Kesinliğine inanılan bu depreme ‘Ana Deprem’ (master event) adı verilir.



Şekil 15. Ana deprem yöntemi ile analiz edilen iki depreme ait istasyonlardaki kayıtlar. Üstte bulunan izler ana depreme (23.10.2005, 20:01 ($M_L=1.8$)), alttaki izler ise ana depreme karşılaştırılan depreme (06.11.2005, 21:00 ($M_L=1.6$)) aittir. Sağ tarafta iki depremin hesaplanan ve kullanılan sismik istasyonların yerleri görülmektedir (Havskov ve Ottemöller, 2010).

Ana deprem; sismik ağı yakınlığı, magnitüdü ve istasyonlardaki kayıtları göz önünde bulundurularak seçilmelidir. Magnitüdü nispeten daha büyük ve istasyonlardaki kayıtları daha temiz depremler ana deprem olarak seçilmelidir. Çünkü böyle bir depreme

ait dalga fazları daha kolay ve daha doğru seçilebilir ve bu depremin nerede olduğu daha doğru belirlenebilir. Şu unutulmamalıdır ki bu teknik, istasyonlar arası mesafenin depremin ağı olan mesafesinden çok daha büyük olduğu durumlarda yani sismik ağı çok çok yakın ve dar bir alanda meydana gelmiş depremler için kullanılabilir. Dikkat edilmesi gereken bir başka konuda ana depremi seçtikten sonra yapılacak olan sismik faz okumaları ve bu okumaların yapıldığı sismik istasyonlardır. Seçilen tüm istasyonların ve dalga fazlarının gelecekte meydana gelecek olan olası tüm depremleri kapsamaları gerekir. Yani ileride meydana gelecek olan depremlerin seçilen sismik istasyonlarda kayıt edilmesi ve ana depremden seçilen dalga fazlarının bu depremlerde de gözlenebilmesi gerekir. Bu hususlara dikkat edilerek seçilen ana depremin nerede meydana geldiği, sismik ağı içerisinde seçilen bir noktayı başlangıç modeli olarak kabul ederek hesaplanır ve her bir istasyonda gözlemlenen rezidüeller kayıt edilir. İleride meydana gelecek olan bir depremin nerede olduğu ana depreme karşılaştırmalı olarak belirlenmek istendiğinde bu rezidüeller istasyon düzeltmesi olarak istasyonlardaki okumalara eklenir.

3.7. Çift Farklar (Double-Difference) Yöntemi ile Deprem Konumu Belirlemek

Daha önceden de belirtildiği gibi üzerinde hayatımızı devam ettirdiğimiz dünyamız her gün farklı büyüklükte, derinlikte ve noktada meydana gelen birçok depreme sarsılmaktadır. Bu depremlerin nerede meydana geldiği ise akla gelen ilk ve en önemli sorulardan bir tanesidir. Ancak yerin derinliklerinin heterojen ve karmaşık bir yapıya sahip olması ve depremlerin sismik ağı dışında uzak mesafelerde meydana gelmesine bağlı olarak bu sorunun cevabını vermek her zaman kolay olmayabilir. Bu nedenle bir depremin nerede meydana geldiği sorusu her zaman ilgi çekici olmuştur ve doğru cevapların verilebilmesi adına bir çok bilim adamı farklı bakış açılarıyla bu probleme yaklaşmış double-difference gibi bir çok farklı yöntemler geliştirmişlerdir. Double-Difference yöntemi, meydana gelen farklı iki depremin kaydedilen gözlemsel ve hesaplanan teorik varış zamanlarının sismik ağıdaki her bir istasyon için en küçük yapılması esasına dayanır. Double-Difference olarak adlandırılan iki deprem arasındaki gözlemsel ve hesaplanan seyahat zamanları bir k istasyonu için,

$$dr_k^{ij} = (t_k^i - t_k^j)^{göz} - (t_k^i - t_k^j)^{hes} \quad (35)$$

formülü ile tanımlanır. Burada t_k^i i depreminin k istasyonundaki varış zamanına ve t_k^j j depreminin k istasyonundaki varış zamanına karşılık gelmektedir. Bu eşitlik,

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{m} \Delta m^i - \frac{\partial t_k^j}{m} \Delta m^j \quad (36)$$

şeklinde yazılabilir. Burada ki Δm her bir deprem için hiposantr değerlerine uygulanacak olan düzeltmelerdir. (35) eşitliği daha açık olarak

$$dr_k^{ij} = \frac{\partial t_k^i}{\partial x} \Delta x^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial y} \Delta y^i + \frac{\partial t_k^i}{\partial z} \Delta z^i + \Delta T^i - \frac{\partial t_k^j}{\partial x} \Delta x^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial y} \Delta y^j - \frac{\partial t_k^j}{\partial z} \Delta z^j - \Delta T^j \quad (37)$$

şeklinde yazılabilir. (36) eşitliği tüm istasyonlar için yazılırsa,

$$WGm = Wd \quad (38)$$

lineer denklem sistemi elde edilir. Burada G $M \times 4N$ boyutunda (M double-difference farkları sayısı, N deprem sayısı) kısmi türevler matrisi, d double difference farklarını içeren vektör, m odak parametrelerine uygulanacak olan düzeltme değerlerini $(\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t)$ içeren vektör ve W ise eşitliği ağırlıklandırmak için kullanılan diyagonal matristir. Bu tekniği kullanarak fay hattı üzerinde episantr (dış merkez) yığılımlarının önlenildiği görülmüştür (Waldhauser ve Ellsworth, 2000).

3.8. Bilgisayar Programları

3.8.1. Hypo71

İlk olarak 1971 yılında yazılan Hypo71, içerdiği bazı hataların düzeltilerek programın geliştirilmesinin ardından 1973 yılında dünya kullanımına sunulmuştur (Lee ve Lahr, 1975). Depremlerin nerede meydana geldiğini hesaplamak Geiger yöntemini kullanmaktadır. Ancak bu yöntemin uygulanmasında “kötü koşul sayısı” gibi bazı zorluklarla karşılaşmaktadır. Hypo71’de “Merkezeleme” (centering) yaklaşımı kullanarak

Geiger yönteminde karşılaşılan kötü koşul sayısı problemi ortadan kaldırılmıştır. Gözlemsel ve teorik varış zamanları arasındaki farklar (rezidüeller);

$$\Delta t_i = t_i - T_i(x, y, z) - t_0 \quad (39)$$

olarak ifade edilir. Bu ifadenin Taylor serisine açılıp ilk terimlerinin kullanılması ile ağırlıklandırılmış rezidüeller;

$$\tau_i = w_i(t_i - T_i - t_0 - \Delta t_0 - \Delta x \partial T_i / \partial x - \Delta y \partial T_i / \partial y - \Delta z \partial T_i / \partial z) \quad (40)$$

eşitliği ile hesaplanır. Burada w_i ağırlıklandırma faktörüdür ve $\sum_i w_i = 1$ 'dir.

$$\tau = (\tau_1, \tau_2, \dots, \tau_n)^T$$

$$\Delta t = (w_1 \Delta t_1, \dots, w_n \Delta t_n)^T$$

$$dX_4 = (t_0, \Delta x, \Delta y, \Delta z)$$

olmak üzere (40) eşitliği;

$$\tau = \Delta t - T dX_4 \quad (41)$$

elde edilir. Burada T;

$$T = \begin{bmatrix} w_1 & w_1 \partial T_1 / \partial x & w_1 \partial T_1 / \partial y & w_1 \partial T_1 / \partial z \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ w_n & w_n \partial T_n / \partial x & w_n \partial T_n / \partial y & w_n \partial T_n / \partial z \end{bmatrix} \quad (42)$$

olarak tanımlanır. (41) denkleminin $\sum_i \tau_i^2$ 'i en küçük yapan en küçük kareler çözümü;

$$dX_4 = (T^T T)^{-1} T^T \Delta t \quad (42)$$

şeklinde belirlenir.

$$t_0 + \Delta t_0 = \sum_i w_i t_i - \sum_i w_i T_i - \Delta x \sum_i w_i \partial T_i / \partial x - \Delta y \sum_i w_i \partial T_i / \partial y - \Delta z \sum_i w_i \partial T_i / \partial z \quad (43)$$

$$t_0 + \Delta t_0 = \langle t_i \rangle - \langle T_i \rangle - \Delta x \langle \partial T_i / \partial x \rangle - \Delta y \langle \partial T_i / \partial y \rangle - \Delta z \langle \partial T_i / \partial z \rangle \quad (44)$$

şeklinde yazılabilir. Burada $\langle \rangle$ ağırlıklı ortalama anlamına gelmektedir. (43) eşitliği (40) denkleminde yerine yazılırsa;

$$\tau_i = w_i [t_i - \langle t_i \rangle - (\partial T_i / \partial x - \langle \partial T_i / \partial x \rangle) \Delta x - (\partial T_i / \partial y - \langle \partial T_i / \partial y \rangle) \Delta y - (\partial T_i / \partial z - \langle \partial T_i / \partial z \rangle) \Delta z] \quad (45)$$

elde edilir. Bu eşitlikten yola çıkarak merkezlenmiş T matrisi;

$$T_C = \begin{vmatrix} w_1 (\partial T_1 / \partial x - \langle \partial T_1 / \partial x \rangle) & w_1 (\partial T_1 / \partial y - \langle \partial T_1 / \partial y \rangle) & w_1 (\partial T_1 / \partial z - \langle \partial T_1 / \partial z \rangle) \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ w_n (\partial T_n / \partial x - \langle \partial T_n / \partial x \rangle) & w_n (\partial T_n / \partial y - \langle \partial T_n / \partial y \rangle) & w_n (\partial T_n / \partial z - \langle \partial T_n / \partial z \rangle) \end{vmatrix} \quad (46)$$

şeklinde yazılabilir. Buradan yola çıkarak en küçük kareler çözümü;

$$dX_3 = (T_C^T T_C)^{-1} T_C^T \Delta t \quad (47)$$

elde edilir. Burada $dX_3 = (\Delta x, \Delta y, \Delta z)$ oluşmaktadır. Oluş zamanı ayrıca;

$$t_0 = \langle t_i \rangle - \langle T_i \rangle \quad (48)$$

bağıntısı ile hesaplanır. Fortran 4 programlama diliyle yazılan Hypo71, çözümü kontrol altında tutmak ve daha doğru çözümler elde etmek için kullanıcı tarafından ayarlanabilen

bazı test parametrelerine sahiptir. Programdaki standart değerler California’da bulunan ve geniş bir alanda 100’den fazla istasyonla kurulmuş ve ideal sayılabilecek bir istasyon ağına göre belirlenmiştir. Bu nedenle standart test parametre değerleri her istasyon ağına ve bölgeye uygun olmayabilir. Uygun test parametre değerlerini belirlemek çok önemlidir. Çünkü bu testler çözüme doğrudan etki etmektedir. Yazıldığı günden bugüne kadar popülaritesini koruyan Hypo71, birçok lokasyon programına esin kaynağı olmuştur. Ülkemizde Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi tarafından deprem çözümü için kullanılmakta olan ZsacWin lokasyon programının ana programı Hypo71’dir.

3.8.2. Hypoinverse

Hypoinverse ilk olarak 1978 yılında Klein tarafından, sismik istasyon ağından gelen P ve S varış zamanları, amplitüdler ve coda süreleri gibi bilgileri kullanarak deprem konumunu belirlemek ve magnitüd hesabı yapmak için hazırlanmış bir programdır. Bazı eklentilerle geliştirilen ve programın güncel sürümü olan Hypoinverse2000, günümüzde pek çok büyük sismik ağ tarafından rutin olarak kullanılmaktadır ve deprem konumu belirlemek konusunda Hypo71 gibi standart bir uygulama halini almıştır. Hypoinverse de Hypo71 gibi deprem konumu belirlemek için Geiger yöntemini kullanmaktadır. Ancak kötü koşul sayısı problemini aşmak için bu programda “merkezleme” yaklaşımı yerine “ölçeklendirme” yaklaşımı kullanılmaktadır. Bu yaklaşım ile T matrisi;

$$T_{CS} = T_C S \quad (49)$$

$$S = diag \left(\sum_i T_{Ci1}^2, \sum_i T_{Ci2}^2, \sum_i T_{Ci3}^2 \right) \quad (50)$$

olarak yeniden düzenlenmektedir. Birçok depremin çözümünü aynı anda yapabilen Hypoinverse, kullanıcı komutlarıyla çalışmaktadır. Girilen bu komutlar ile giriş ve çıkış dosyaları tanımlanır, kullanıcı tarafından ayarlanabilen parametreler belirlenir ve bunlardan yararlanarak depremin nerede olduğu hesaplanır. Programın son haline eklenmiş önemli özelliklerden birisi 2000CONV alt programıdır (Klein, 2002). Bu program ile eski formatlarda kaydedilmiş veriler yeni ve güncel formatlara çevrilebilmektedir. Dünyadaki

tüm bölgelerde doğru çalışabilmesi için çoklu kabuk modeli kullanabilen Hypoinverse, genişletilmiş istasyon isimleri, amplitüd magnitudü hesaplamak, istasyon geçmişi dosyası ve interaktif deprem çözümü gibi özelliklerin eklenmesiyle daha da gelişmiştir ve günümüzde çok geniş bir alanda kullanılmaktadır.

3.8.3. Hypocenter

Hypocenter, depremlerin nerede meydana geldiğini hesaplamak için Hypo71 ve Hypoinverse algoritmalarını yeni bir teknikle birleştirerek hazırlanmış bir programdır (Lienert vd, 1986). Bu teknik ile (43) bağıntısı;

$$dX = (T_{CS}^T T_{CS} + \phi^2 I)^{-1} T_{CS}^T \cdot \Delta t \quad (51)$$

halini alır. Burada T_{CS} merkezlenmiş ve ölçeklendirilmiş kısmi türevler matrisi, ϕ sönüm katsayısı ve I birim matrisidir. Bu değişiklik sayesinde sistem daha durağan bir hal alır ve Geiger yönteminde karşılaşılan problemler ortadan kaldırılmıştır. Yakın depremler için yer altının tabakalı yapısının (tabaka kalınlığı ve sismik dalga hızı) giriş verisinde detaylı olarak tanımlanabildiği Hypocenter da; uzak (global) depremler için ise IASP91 seyahat zamanı tabloları kullanabilir, hemen hemen tüm sismik fazlarla (P, Pg, Pn, S, Sg, Sn, Pb, Sb, Rg, Lg) ve azimut açılarıyla çalışılabilir ve hemen hemen tüm magnitudler hesaplanabilir. Günümüzde hala güncelliğini koruyan Hypocenter, ülkemizde deprem dairesi başkanlığı tarafından deprem lokasyonu için kullanılan Seisan programının ana programıdır (Havskov ve Ottemöller, 2010).

3.8.4. Seisan

SEISAN; Lars Ottemöller, Peter Voss ve Jars Havskov tarafından deprem analizi yapmak için geliştirilmiş geniş kapsamlı bir bilgisayar programıdır. Seisan programı ile yerel ve global depremlere ait faz okumaları manuel olarak girilerek veya dijital sismogram üzerinden manuel olarak veya otomatik olarak belirlenerek bu depremlerin

konumları belirlenebilir. Programın büyük bir kısmı Fortran ve ufak bir kısmı C programlama dili ile yazılmıştır (Ottemöller ve Havskov, 2011) ve program dosyalarının açık olması sayesinde çalışılmakta olan bilgisayar ile olan uyumsuzluklar kullanıcı tarafından düzeltilebilir bir hale getirilmiştir. Program; Sun Solaris, Linux, MacOSX, Windows 95/98/NT/2000/XP/Vista/Windows7 işletim sistemleri altında SEISAN, GSE, SEED/MINISEED ve SAC formatları ile çalışabilmektedir. Seisan deprem konumu belirlemek için Hypocenter lokasyon programını kullanmaktadır ve bunun yanı sıra kullanıcı tarafından girilen komutlar sayesinde Hypoinverse, Hypo71 ve Grid Search yöntemi ile deprem konumu belirleyebilir. Fay düzlemi çözümü yapabilen SEISAN ayrıca bulunan episantrları Google Map veya Google Earth üzerinde gösterebilir ve GMT (General Mapping Tool) ile uyumlu çalışabilmesi sayesinde GMT haritaları oluşturabilir. Wadati diagramı ve seyahat zamanı grafikleri çizebilen, yapay sismogramlar oluşturabilen ve bir depreme ait P dalgası varışlarından faydalanarak dalga hızı belirleyebilen SEISAN; yapılan tüm işlemlerin çıktılarını bir klasör içinde saklar ve ihtiyaç halinde bu çıktılara tekrar ulaşılabilir.

3.9. Lokasyon Programlarında Kullanılan Deprem Parametre Formatları

Parametre formatları; hiposantr, magnitüd ve dalga fazları varış zamanları gibi deprem parametrelerini kapsamaktadır. Ancak uluslar arası merkezlere varış zamanlarını bildirmek için kullanılan Telegrafik Format (TF) dışında gerçek bir format standardı yoktur. Bu konuda IASPEI (Commission on Seismological Observation and Interpretation) tarafından bir adım atılmıştır ve ISF 2001 yılında standart format olarak kabul edilmiştir. Günümüzde uygulamada birçok farklı format kullanılmaktadır. Yaygın olarak kullanılan bu formatlar yine yaygın olarak kullanılan deprem konumu belirleme programlarına ait formatlardır (Bormann, 2002).

3.9.1. Hypo71 Formatı

Çok popüler bir program olan Hypo71 ilk olarak hazırlanmasından bugüne uzun bir süredir yerel depremlerin konumunu belirlemek için kullanılmaktadır. Hypo71 formatı

birkaç önemli parametre ile çalışmak üzere sınırlandırılmıştır. S fazı varış zamanına P fazına ait saat ve dakika atanması ve bu formatın telesismik verilerle çalışmaması bu formatın olumsuz özellikleri olmasına karşın yerel depremler için en popüler formatlardan biridir. Şekil 16’da Hypo71 formatına bir örnek verilmektedir.

FOO	EPC	96	6	6	64848.47	62.67ES	136
MOL	EPC	96	6	6	64849.97	65.87ES	144
HYA	EP	96	6	6	64856.78	78.07ES	135
ASK	EP	96	6	6	649 2.94	34.72ES	183
BER	EPC	96	6	6	649 7.56	36.61ES	
EGD	EPD	96	6	6	649 5.76	40.53ES	
					10 5.0		

Şekil 16. Hypo71 giriş formatına bir örnek. Her satır soldan sağa doğru; istasyon kodu (en fazla 4 karakter), deprem dalgası karakteristiği (E: geniş, I: iğnecik), polarite (C:sıkışma, D: dilatasyon), yıl, ay, gün, saat, dakika, saniye, salise, S fazı için saniye, salise ve son kolon sinyal uzunluğunu içermektedir (Bormann, 2002).

3.9.2. Hypoinverse Formatı

Hypo71’in ardından onu Hypoinverse ve Hypocenter gibi yine çok popüler olan programlar izlemiştir. Şekil 17’de Hypoinverse giriş formatına bir örnek görülmektedir (Bormann, 2002). Bu örnekte de görüldüğü gibi Hypo71 formatından farklı olarak tarih ve saat en başta tek bir satırda ve sadece bir defa verilmektedir. Buna ek olarak sadece bir dalga fazına ait varış zamanları belirtilmektedir.

3.9.3. Hypocenter Formatı

Yerel depremlerin konumu belirlemek için Hypo71 ve Hypoinverse algoritmalarını bir arada kullanan ve günümüzde popülerliğini sürdürmekte olan hypocenter programının giriş formatı Hypo71’e çok benzer bir yapıdadır. Şekil 18’de Hypocenter giriş formatına bir örnek görülmektedir.

96	6	60648		
FOO	EPC	48.5	136	
FOO	ES	62.7		
MOL	EPC	50.0	144	
MOL	EPC	50.9		
MOL	ES	65.9		

Şekil 17. Hypoinverse giriş formatına bir örnek (Bormann, 2002).

ALT	IPU0	920322000324.67	29.08ES 1
DEM	IPU0	920322000320.80	22.41ES 1
HEY	EP 1	920322000328.13	35.37ES 1
KUS	IPU0	920322000325.04	29.48ES 1

Şekil 18. Hypocenter giriş formatına bir örnek.

3.9.4. Nordic Formatı

1980 yılında, veri transferi ve işleme amacıyla standart bir format yaratma girişiminde bulunulmuştur. Bu adım, kuzey Avrupa ülkelerinden gelmiştir ve 5 kuzey Avrupa ülkesi tarafından kabul görmüş bu format ortaya çıkmıştır ve bu nedenle bu formatın adı Nordic Format olmuştur. Bu format daha sonra SEISAN programında kullanılan standart bir format halini almıştır ve geniş bir kullanıma ulaşmıştır (Bormann, 2002). Şekil 19’da bu formata bir örnek görülmektedir.

3.9.5. GSE/IMS Formatları

GSE formatı (GSE 1.0 ve GSE 2.0) ilk olarak ‘Group of Scientific Experts’ (GSE) tarafından geliştirilmiştir ve GSE tarafından düzenlenen GSETT 3’te (Global Technical Test) kullanılmıştır. ‘International Monitoring System’ kurumu ‘Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty’ için bu formatın GSE 2.1 sürümünü geliştirmiş olup daha sonra bu sürüm IMS 1.0 adını almıştır ve bu format daha sonra dünya çapında birçok enstitü tarafından kullanılmaya başlanmıştır. IMS 1.0 Nordic formatıyla benzer bir yapıya sahiptir ama daha kapsamlıdır. En büyük fark olarak diğer formatlarda görülmeyen, satır uzunluklarının 80

karakterden daha fazla olabilmesi gösterilebilir (Bormann, 2002). Şekil 20’de bu formata bir örnek görülmektedir.

1996	6	6	0648	30.4	L	62.635	5.047	15.0	TES	13	1.4	3.0	CTES	2.9	LTES	3.0	LNAO1
GAP=267				5.92		18.8		43.0	31.8	-0.5630E+03		0.8720E+03	-0.3916E+03E				
1996-06-06-0647-46S.TEST_011																	6
STAT	SP	IPHASW	D	HRMM	SECON	CODA	AMPLIT	PERI	AZIMU	VELO	SNR	AR	TRES	W	DIS	CAZ	7
FOO	SZ	EP	C	648	48.47	136							-0.110		116	180	
FOO	SZ	ESG		649	2.67								0.710		116	180	
FOO	SZ	E		649	2.89		426.4	0.3							116	180	
MOL	SZ	EP	C	648	49.97	144							-0.310		129	92	
MOL	SZ	EPG	C	648	50.90								0.410		129	92	
MOL	AZ	E		649	5.86										129	92	
MOL	SZ	ESG		649	5.87								0.410		129	92	
MOL	SZ	E		649	6.98		328.6	0.6							129	92	
HYA	SZ	EP		648	56.78	135							0.810		174	159	
HYA	SZ	IP	D	648	56.78								0.810		174	159	
HYA	SZ	EPG	D	648	57.56								0.110		174	159	

Şekil 19. Nordic formatına bir örnek. İlk satır; orjin zamanının, lokasyonun ve magnitudün, ikinci satır; hata kestiriminin, üçüncü satır; dalga formu dosyasının adının ve dördüncü satır devam eden sütunların ne anlama geldiğinin tanımlandığı satırdır. STAT; istasyon kodu, SP; bileşen, I; I ve E, PHAS; faz, W; ağırlık, D; polarite, HRMM SECON; oluş zamanı, CODA; olayın uzunluğu, AMPLIT; genlik, PERI; periyot, AZIMU; istasyonlardaki azimut, VELO; görünür hız, SNR; sinyal-gürültü oranı, AR; lokasyonun azimut rezidüeli, TRES; seyahat zamanı rezidüeli, W; lokasyonun ağırlığı, DIS; kilometre cinsinden episantral uzaklık, CAZ; konumla istasyon arasındaki azimutu göstermektedir (Bormann, 2002).

BEGIN	GSE2.0																
MSG_TYPE	DATA																
MSG_ID	1900/10/19_1711	ISR_NDC															
DATA_TYPE	ORIGIN	GSE2.0															
EVENT	00000001																
Date	Time	Latitude	Longitude	Depth	Ndef	Nsta	Gap	Mag1	N	Mag2	N						
rms	OT_Error	Smajor	Sminor	Az	Err	mdist	Mdist	Err									
1996/06/06	06:48:30.4	62.6350	5.0470	15.0	25	13	267			ML	2.9	8					
1.40	+-	5.92	0.0	0.0	0	+-	31.8	1.04	4.84								
Sta	Dist	EvAz	Phase	Date	Time	TRes	Azim	AzRes	Slow	SRes	Def	SNR					
Amp	Per	Mag1	Mag2	Arr	ID												
FOO	1.04	180.0	mc	P	1996/06/06	06:48:48.5	-0.1				T						
FOO	1.04	180.0	m	SG	1996/06/06	06:49:02.7	0.7				T						
FOO	1.04	180.0	m		1996/06/06	06:49:02.9											
426.4	0.30	ML	3.2		00000003	(from previous line)											
MOL	1.16	92.0	mc	P	1996/06/06	06:48:50.0	-0.3				T						
MOL	1.16	92.0	mc	PG	1996/06/06	06:48:50.9	0.4				T						

Şekil 20. IMS 1.0 formatına bir örnek. Nordic formatına oranla her faz için daha fazla bilgi verilebilmektedir. Buna karşın bileşen ve olay süresinin olmadığı görülmektedir. Bu bilgiler yeni ISF formatında yer almaktadır (Bormann, 2002).

3.9.6. IASPEI (ISF) Formatı

Sismolojik veri paylaşımında standart bir formata duyulan ihtiyaç, Ağustos 2001’de standart olarak kabul edilen IASPEI sismik formatının (ISF) yolunu açmıştır. ISF, IMS 1.0’a benzemektedir ancak ek veri tipleri için gerekli uzatmalara sahiptir. Bu özellik kullanıcıya, ‘IASPEI Commission on Seismological Observation and Interpretation’ tarafından yapılan sismolojik araştırma ve uygulamalar için önemli tamamlayıcı verilerin göz önünde bulundurulması kolaylığını verir. ISF görünüm olarakta IMS 1.0’ a benzemektedir. ISF ile ilgili daha detaylı bilgilere (www.isc.ac.uk/Documents/isf.pdf) adresinden ulaşılabilir (Bormann, 2002).

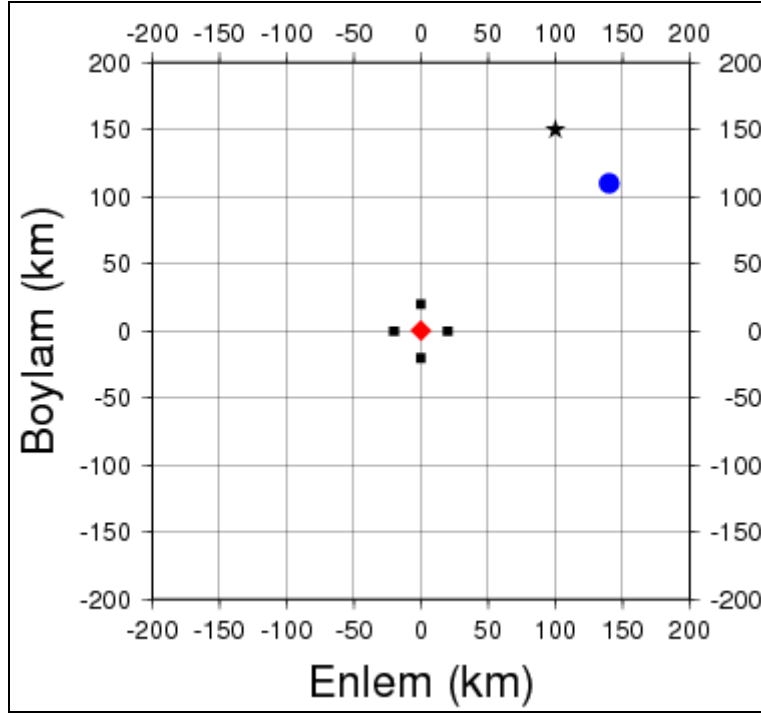
4. BULANIK MANTIK YAKLAŞIMI İLE DEPREM KONUMU BELİRLEME

4.1. Giriş

Deprem dalgaları yer içerisinde, enerjilerinin soğurulmasına bağlı olarak genlikleri küçülerek ilerler. İstasyon ağı dışında uzak bir mesafede meydana gelmiş bir depremin dalgaları istasyona gelene kadar yer içerisinde çok mesafe aştıkları için yakın depremlere göre daha fazla soğurulmaya maruz kalırlar ve yakın deprem dalgalarına göre istasyonlarda daha küçük genliklerle kayıt edilirler. Bu sebeple uzak depremlerin dalga fazlarının tanımlanması yakın depremlere oranla daha zordur ve çoğu zaman hata içerir. Faz okumalarının hata içermesi, yer altı hız yapısının doğru modellenememesi ve azimutal gapin büyük olmasından dolayı ters çözüm yöntemleri durağan halden uzaklaşırlar ve sıklıkla kullanılmakta olan Hypo71 ve Hypocenter gibi genelleştirilmiş ters çözüm metodunu temel alarak yakın depremler için tasarlanmış programlarla sismik ağ dışında uzakta meydana gelmiş depremlerin yerleri çoğu zaman hatalı hesaplanır. Tablo 5’te, teorik bir depremin Şekil 21’de görülen istasyon ağı için “Geiger Yöntemi” ile çözümünden elde edilen sonuçlar görülmektedir. Tablo 5’te de görüldüğü üzere bu yöntemle üç iterasyon sonucu gerçek episantr değerinden çok farklı bir sonuç elde edilmiştir.

Tablo 5. Genelleştirilmiş ters çözüm yöntemi ile istasyon ağı dışında teorik bir depremin hesaplanan konumları.

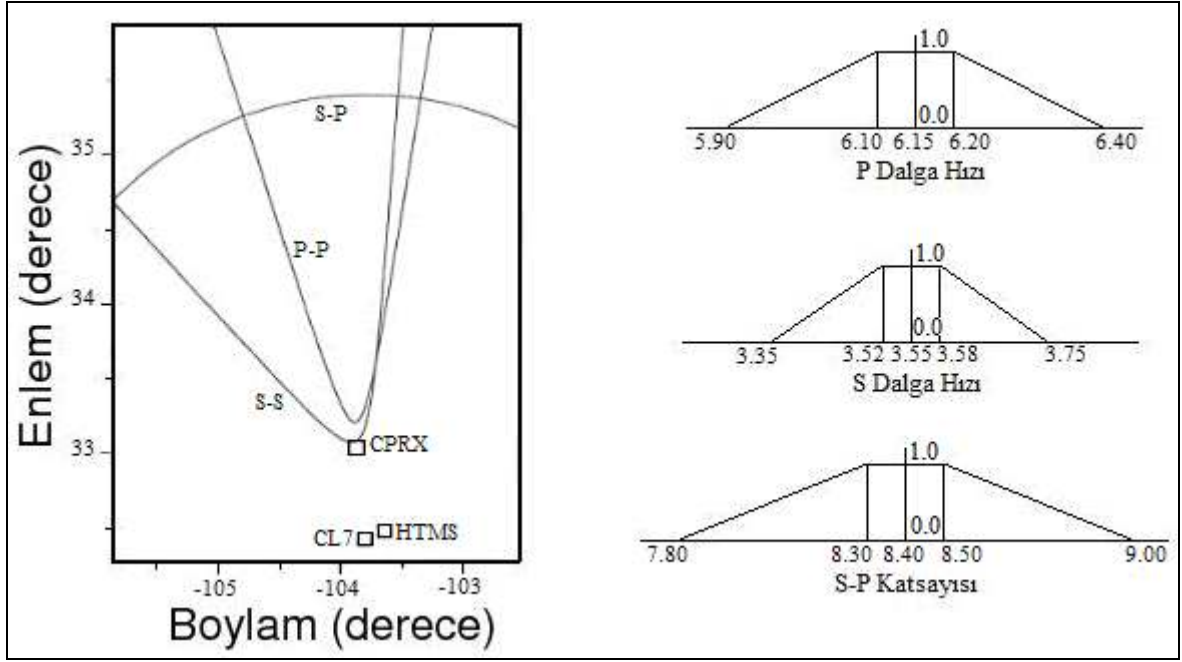
	X (km)	Y (km)	Z (km)	t (sn)
Gerçek Model	100	150	3	0
Başlangıç Modeli	140	110	7	3
1. İterasyon	91.9730	142.8754	223.4168	1.7832
2. İterasyon	-6.6511	-18.4347	-256.7303	64.2808
3. İterasyon	0.1108	0.2891	3.7224	0.6084



Şekil 21. Teorik bir depremin episantri ve teorik bir sismik istasyon ağı. Burada siyah kareler sismik istasyonları, siyah yıldız gerçek episantri, mavi yıldız başlangıç modelini ve kırmızı yıldız 'Geiger Yöntemi' kullanılarak üç iterasyon sonucu bulunan episantri göstermektedir.

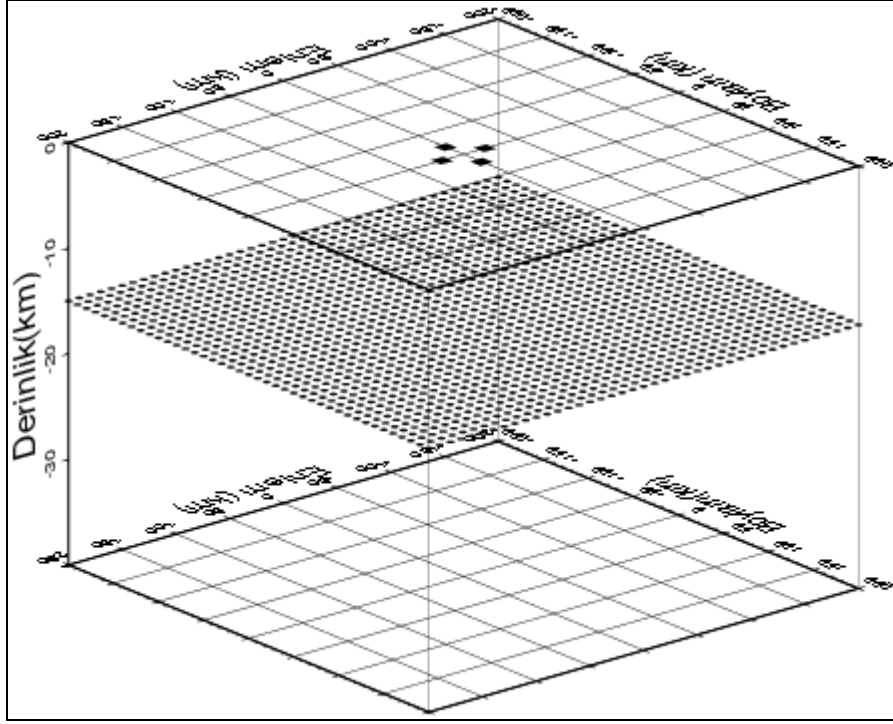
Lin ve Sanford (2001) tarafından geliştirilen bulanık mantık yardımı ile deprem konumu belirlemek için geliştirilmiş bu yöntemde, sismik istasyonlarda gözlemlenen S-P ve istasyonların birbirine göre olan P-P ve S-S dalga fazı varış zamanları farklarından yararlanarak "Grid Araştırma Yöntemine" benzer bir şekilde düz çözüm tekniği ile depremlerin nerede olduğu belirlenir. Bilindiği gibi "G" kısmi türevler matrisi 3 uzaysal (x,y,z) ve bir zamansal (t) parametreden oluşmaktadır. Bu yöntemde G matrisi alışılmışın dışında z derinlik parametresi sabit olmak üzere 3 uzaysal (x,y,z) parametreden oluşmaktadır. Göreceli zaman farkları kullanıldığı için (t) oluş zamanı parametresi G matrisinin dışında tutulmuş olur. S-P varış zamanı farkları episantrel uzaklıkların göstergeleridir ve bir depremin kayıt edildiği bir i sismik istasyon için $S_i - P_i$ şeklinde hesaplanır. P-P ve S-S varış zamanı farkları azimutal dağılımının göstergeleridir ve S-P farklarının hesaplanmasından farklı olarak i ve j iki farklı istasyon olmak üzere $(P_i - P_j)$ ve $(S_i - S_j)$ şeklinde hesaplanırlar. Bir deprem için S-P gözlemsel farkları bir çember ve

P-P ve S-S gözlemsel farkları hiperbolik eğriler üzerinde sabit kalırlar. Şekil 22’de görüldüğü gibi CPRX ve CL7 istasyon çifti için P-P ve CPRX ve HTMS istasyon çifti için S-S varış zamanı farkları birer hiperbol üzerinde ve S-P varış zamanı farkı bir çember üzerinde sabit kalmaktadır. Bulanık mantık yaklaşımı ile deprem konumu belirleme yöntemi bu temel üzerine kurulmuştur.



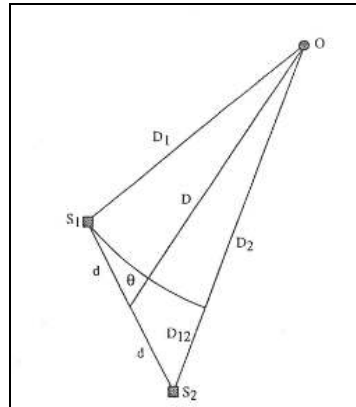
Şekil 22. P-P, S-S ve S-P seyahat zamanı farkları. CPRX ve CL7 istasyonları için P-P farkları, CPRX ve HTMS istasyonları için S-S farkları ve bulanıklaştırma için kullanılan yamuk üyelik fonksiyonları (K. Lin ve A.R. Sanford, 2001).

Bu yöntemde, sabit bir derinlik için tarama yapılacak alan sınırları içerisinde sabit artımlarla değişen noktalardan istasyonlara olan hiposantral mesafeler hesaplanır. Şekil 23’te teorik ortamda dört istasyon için 15 km derinlikte bulunan ve 10 km aralıklarla hazırlanmış bir araştırma yüzeyi görülmektedir. Bir nokta için hesaplanan, istasyonlara olan uzaklıkların istasyon çiftlerine göre farkları alınır ve o istasyon çiftinde gözlemlenen P-P ve S-S dalga fazı varış zamanlarına bölünerek o nokta için P ve S dalga hızı belirlenir. Bu işlem araştırma yüzeyi üzerindeki tüm noktalar için yapılır.



Şekil 23. 15 km derinlikte 10 km aralıklarla hazırlanmış bir araştırma yüzeyi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah noktalar araştırma yüzeyi üzerindeki noktaları göstermektedir.

Şekil 24’te bir O episentr noktasından S_1 ve S_2 sismik istasyonlarına olan D_1 ve D_2 episentral uzaklıklarının şematik gösterimi verilmektedir. D_1 ve D_2 episentral uzaklıkları matematiksel olarak (52) ve (53) formülleri ile tanımlanabilir.



Şekil 24. S_1 ve S_2 sismik istasyonları ve “O” episentr noktası için şematik diyagram (K. Lin ve A.R. Sanford, 2001).

$$D_1 = \sqrt{d^2 + D^2 - 2dD \cos \theta} \quad (52)$$

$$D_2 = \sqrt{d^2 + D^2 + 2dD \cos \theta} \quad (53)$$

$$\theta = \pm \cos^{-1} \left(\frac{VT_{12}}{2d} \right) \quad (54)$$

Burada D, O episantr noktasından iki sismik istasyonun orta noktasına olan uzaklığa ve θ iki istasyonu birleştiren doğru ile O episantr noktası ile iki istasyonun orta noktasını birleştiren doğrunun birbirleri ile yaptığı açığa karşılık gelmektedir. Ayrıca θ açısı matematiksel olarak (54) formülü ile tanımlanabilir. Burada T_{12} , S_1 ve S_2 sismik istasyonlarında görülen varış zamanı farkına karşılık gelmektedir. i ve j iki farklı istasyon ve D hiposantral uzaklık olmak üzere bir nokta için hiposantral fark ve sismik dalga hızları;

$$D_{ij} = D_i - D_j \quad (55)$$

$$V_p = \frac{D_{ij}}{P_1 - P_2} \quad (56)$$

$$V_s = \frac{D_{ij}}{S_1 - S_2} \quad (57)$$

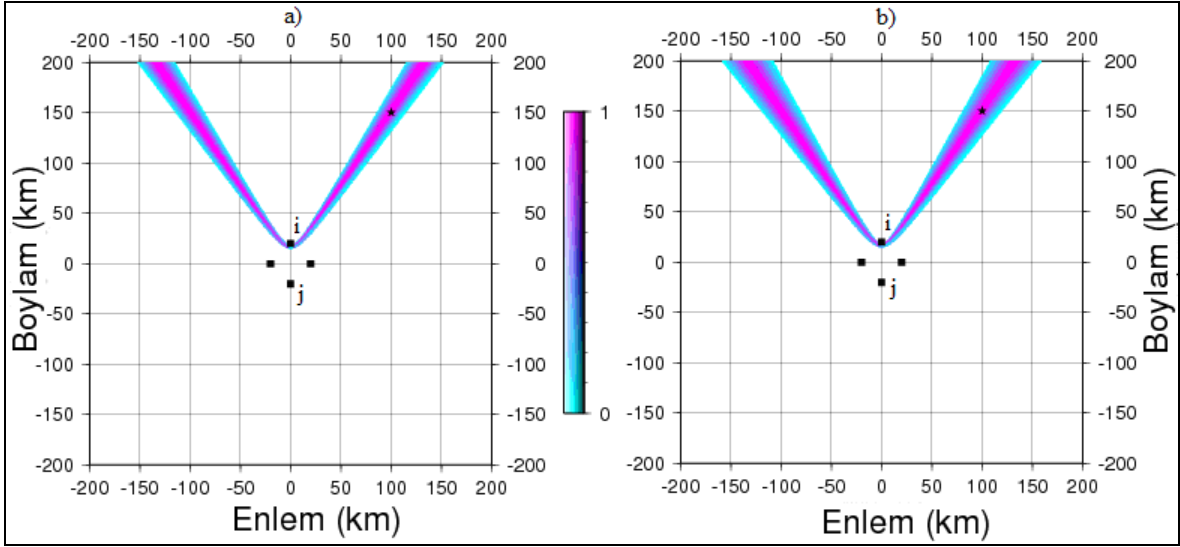
şeklinde belirlenir. Belirlenen bu dalga hızları, çalışılan bölge için öngörülen sismik dalga hızlarından yararlanarak oluşturulan ve Şekil 22'de gösterilen üyelik fonksiyonları ile bulanık ortama aktarılırlar. Ayrıca hiposantral uzaklıklar, her istasyon için ayrı ayrı o istasyonlarda gözlemlenen S-P farklarına bölünerek hesap noktaları için C faktörü değerleri belirlenir. Bu değerler, yine önceden öngörülen dalga hızlarından yararlanarak oluşturulan ve Şekil 22'de gösterilen üyelik fonksiyonu ile bulanık ortama aktarılırlar. Burada S-P katsayısı (C) üyelik fonksiyonunun sıfır ve bir noktaları P ve S dalga hızları için oluşturulan üyelik fonksiyonlarının sıfır ve bir noktaları için tanımlanan hız değerlerinden yararlanarak (58) formülü ile belirlenmektedir.

$$C = \frac{V_P \cdot V_S}{V_P - V_S} \quad (58)$$

Bu noktada gözlemsel farkların her biri bir bulanık kümeye karşılık gelmektedir ve bu yolla tarama yapılan alan üzerindeki noktaların farklı bulanık kümelerdeki aitlik dereceleri hesaplanmış olur. Bu bulanık kümelerden yararlanarak episantr bulanık kümesi;

$$O = [(P - P) \cup (S - S)] \cap (S - P) \quad (59)$$

bulanık işlemi ile hesaplanır. Burada P-P, S-S ve S-P bulanık kümelerinin kendi aralarında birleşimleri alınır. Daha sonra P-P ve S-S birleşim kümelerinin yine kendi aralarında birleşimi alınır. Son olarak elde edilen bu bulanık küme ile S-P birleşim kümesinin kesişimi alınarak son bulanık episantr çıkış kümesi elde edilir. Hesaplanan son episantr bulanık kümesi durulama işlemlerine tabi tutularak durulanır ve tarama yapılan derinlikteki gerçek odak noktası bulunmuş olur. Lin ve Sanford (2000) bu yaklaşımla deprem konumu belirlemek için, ağırlık merkezi durulama yöntemini önermişlerdir. Şekil 25'te teorik dört sismik istasyonundan oluşan sismik ağ için bu yaklaşımla hesaplanan P-P ve S-S bulanık çıkış kümeleri görülmektedir. Burada P-P ve S-S bulanık kümeleri (x=100 km, y=150 km, z=0 km) koordinatlarına sahip teorik bir deprem düşünülerek şekilde görülen i ve j istasyon çifti için hesaplanmıştır. Şekilden de görüldüğü gibi S-S bulanık çıkış kümesi P-P kümesine göre daha geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Bunun sebebi S dalga hızı üyelik fonksiyonunun P dalga hızı için hazırlanan ve Şekil 22'de görülen üyelik fonksiyonundan daha geniş olmasıdır.



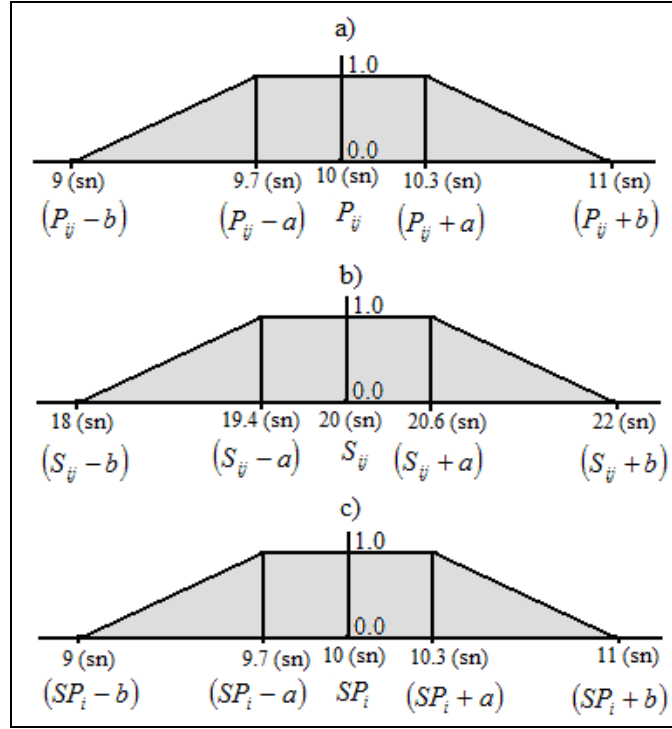
Şekil 25. a) i ve j istasyonları için P-P bulanık kümesi. b) i ve j istasyonları için S-S bulanık kümesi. Siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.

4.2. İki Boyutlu Teorik Çalışmalar

4.2.1. Episantr Araştırmasında Farklı Bir Yaklaşım

Bu çalışmada yöntem; Lin ve Sanford'un (2000) geliştirmiş oldukları yaklaşımdan farklı bir bakış açısı ile ele alınıp iki yaklaşımın sonuçları karşılaştırılmıştır. Yeni geliştirilen bu yaklaşımda, sabit derinlikteki bir arama yüzeyi üzerinde sabit aralıklarla değişen noktalardan istasyonlara olan hiposantral uzaklıkların yerine teorik P ve S dalga fazı varış zamanları hesaplanır. Her bir nokta için hesaplanan bu teorik varış zamanlarının istasyonlara göre farkları alınır ve gerçek varış zamanı farklarından yararlanılarak oluşturulan üyelik fonksiyonları yardımıyla bulanık ortama aktarılır. Bu şekilde hesap noktalarına ait teorik farkların gözlemsel farklara ve hesap noktalarının gerçek deprem noktasına yakınlığı gözlemlenmiş olur. Bu sayede yöntem, işlem hacmi daha az ve uygulaması daha basit bir hal almıştır. Ayrıca gözlemsel farklar yardımı ile üyelik fonksiyonu oluşturularak dalga fazı okumalarındaki olası hatalar modellenmiş olup doğru faz okuması zorunluluğu ortadan kalkmış ve istasyon yüksekliğinden kaynaklanan dalga fazlarındaki gecikme belirli ölçülerde modellenmiş olmaktadır. Şekil 26'da bu yaklaşımla üyelik fonksiyonlarının nasıl oluşturulduğu görülmektedir. Burada a ve b saniye cinsinden

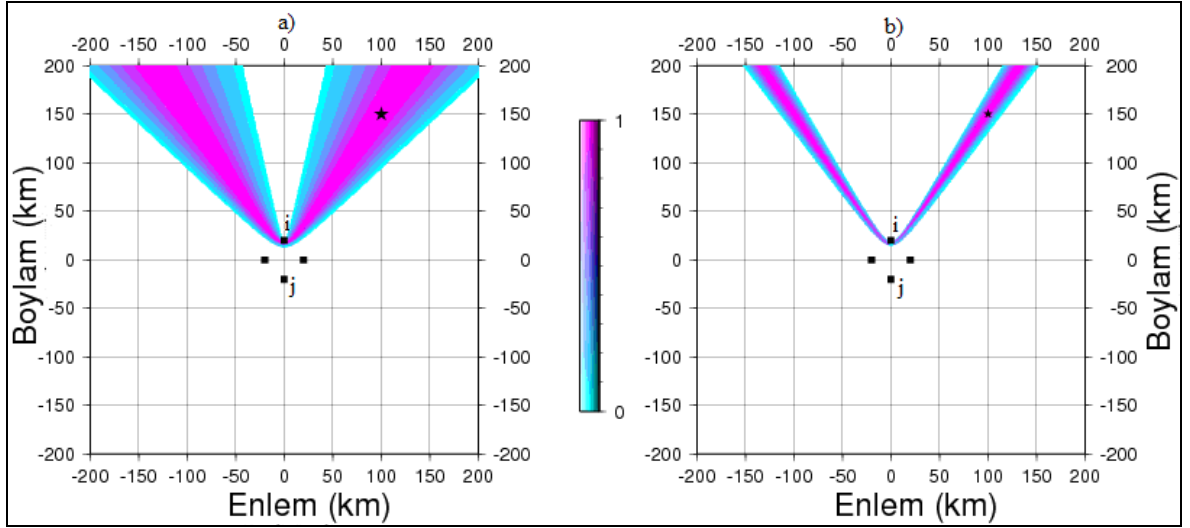
değerlerdir ve üyelik fonksiyonları, gözlemsel dalga fazı varış zamanları farklarına bu değerlerin eklenip çıkarılması ile oluşturulurlar. a ve b değerlerini belirlemek için kesin bir yol olamamakla beraber bu değerler gözlemsel varış zamanları farklarının belirli bir miktarda yüzdesi alınarak belirlenebilir. Örneğin a değeri için gözlemsel farkların %3'ü ve b değeri için %10'u alınabilir.



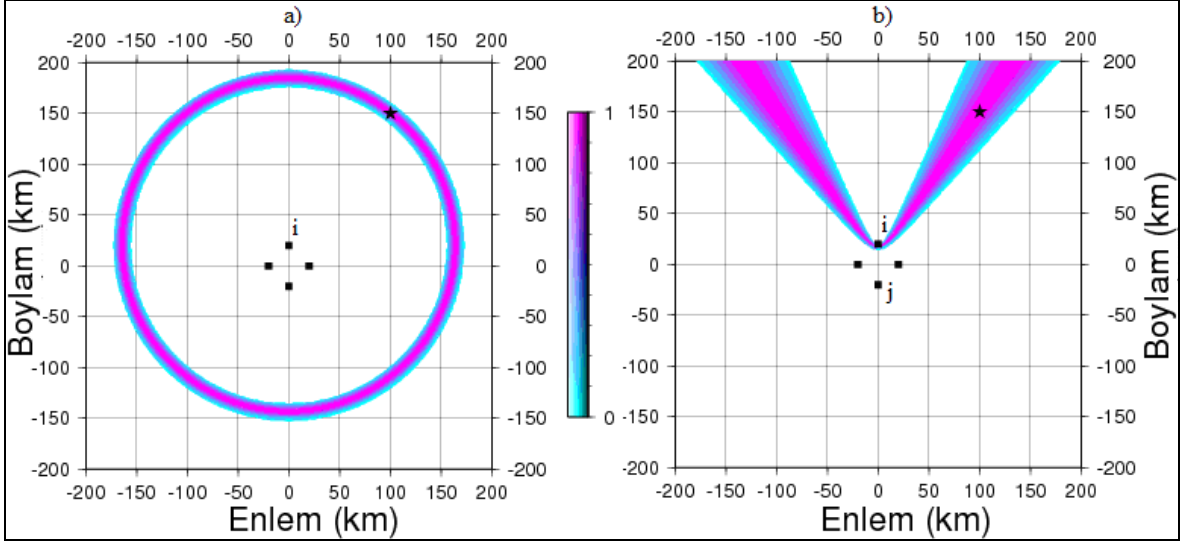
Şekil 26. Yeni yaklaşımda kullanılan üyelik fonksiyonları. a) Teorik P-P farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada P_{ij} , i ve j istasyon çifti için hesaplanan gözlemsel P dalga fazı varış zamanları farkıdır. b) Teorik S-S farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada S_{ij} , i ve j istasyon çifti için hesaplanan gözlemsel S dalga fazı varış zamanları farkıdır. c) Teorik S-P farklarını bulanık ortama aktarmak için kullanılan üyelik fonksiyonu. Burada SP_i , i istasyonunda gözlemlenen S ve P dalga fazı varış zamanı farkıdır.

Şekil 27'de ($x=100$ km, $y=150$ km, $z=0$ km) koordinatlarına sahip teorik bir deprem düşünülerek, şekilde görülen i ve j istasyon çifti için bu çalışmada geliştirilen yeni yaklaşımla ve Lin ve Sanford'un önerdikleri yaklaşımla elde edilen P-P bulanık kümeleri

görülmektedir. Şekilden de görüldüğü gibi bu çalışmada geliştirilen yaklaşımla hesaplanan P-P kümesi daha geniş bir alanda yayılım göstermektedir. Bunun sebebi bulanıklaştırma için kullanılan üyelik fonksiyonunun daha geniş olmasıdır. Şekil 28’de bu çalışma kapsamında geliştirilen yeni yaklaşımla yine ($x=100$ km, $y=150$ km, $z=0$ km) koordinatlarına sahip teorik bir deprem düşünülerek şekilde görülen i ve j istasyon çifti için elde edilen S-S ve i istasyonu için elde edilen S-P bulanık kümeleri görülmektedir. Tüm bulanık kümeler, bir kilometre aralıklarla değişen grid noktalarından istasyonlara olan teorik varış zamanları hesaplanarak elde edilmiştir. Gözlemsel varış zamanı olarak deprem noktasından istasyonlara olan ve teorik olarak hesaplanan varış zamanları kullanılmıştır.



Şekil 27. a) i ve j istasyon çifti için yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen P-P farkları bulanık kümesi. b) K. Lin ve A. R. Sanford’un önerdiği yaklaşım ile elde edilen P-P farkları bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir. P-P bulanık kümesi, bu kümeyi oluşturmak için kullanılan üyelik fonksiyonunun geniş olmasından dolayı S-S bulanık kümesinden daha geniştir.



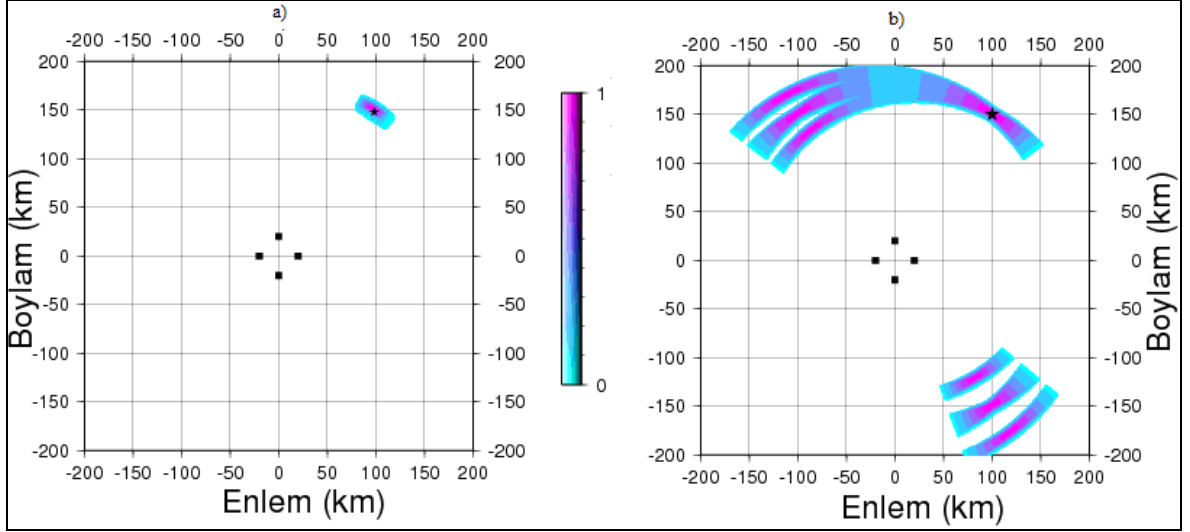
Şekil 28. a) Yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen i istasyonu için S-P seyahat zamanı farkları bulanık kümesi. b) Yeni geliştirilen yaklaşımla elde edilen i ve j istasyon çifti için S-S seyahat zamanı farkları bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir.

Bu çalışmada episantr bulanık kümesi K. Lin ve A. R. Sanford'un önerdiği ve (59) formülünde verilenden farklı olarak

$$O = [(P - P) \cap (S - S)] \cap (S - P) \quad (60)$$

bulanık işlemi ile de hesaplanıp iki yaklaşım arasındaki farklar gözlemlenmiştir. Bu yeni yaklaşımda tüm bulanık kümelerin kesişimi alınmaktadır. Teorik çalışmalarda yeni yaklaşım ile hesaplanan episantr alanının çok daha küçük olduğu ve durulama sonucu hesaplanan episantrların daha doğru olduğu gözlemlenmiştir. Bu yaklaşımla sonuç alabilmek için en az bir noktanın tüm bulanık kümelerde bir üyelik derecesine sahip olması gerekir. Ancak bu durum her zaman sağlanamayabilir. Teorik çalışmalar ideal ortamda yapıldığı için bu yaklaşım güzel sonuç vermektedir ancak gerçek veriler üzerinde yapılan çalışmalarda yer altı tam doğrulukta modellenemediği için bu yaklaşım sonuçsuz kalabilir. Şekil 29'da iki farklı yaklaşımla elde edilen episantr bulanık çıkış kümeleri görülmektedir. Tüm bulanık kümelerin kesişiminin alınması halinde episantr alanının çok daha küçük ve gerçeğe yakın olduğu görülmektedir. Episantr bulanık kümesinin (59) bağıntısı ile hesaplanması halinde episantr alanının çok daha geniş bir alanda yayılım gösterdiği

görülmektedir. Böyle bir sonuçla karşılaşıldığında durulama işlemi, gerçek episantr olduğu düşünülen alan seçilerek o alan üzerinde uygulanmalıdır.

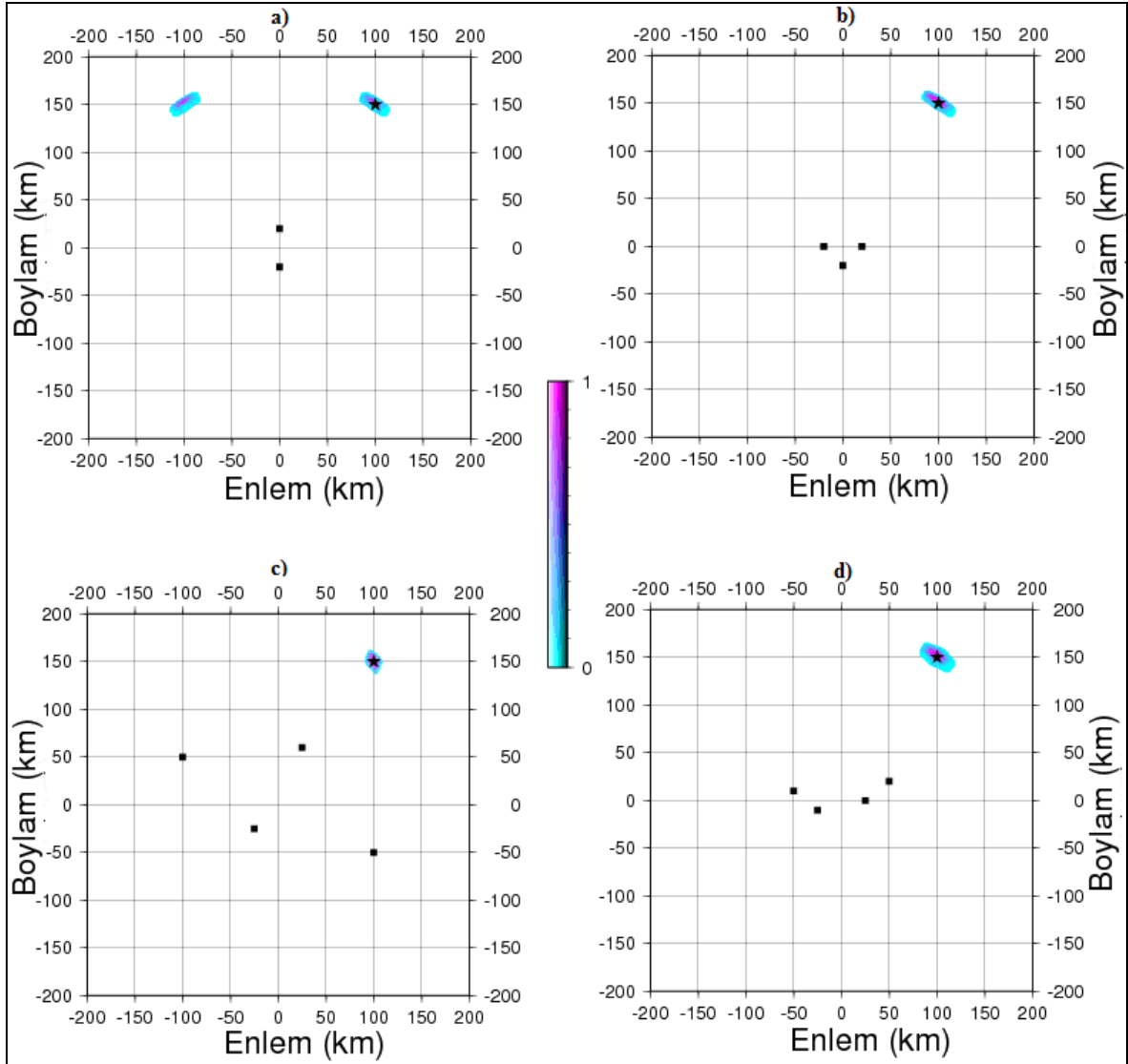


Şekil 29. a) Tüm bulanık kümelerin kesişimi ile elde edilen episantr bulanık kümesi. b) P-P ve S-S birleşim kümelerinin S-P birleşim kümesi ile kesişim ile elde edilen episantr bulanık kümesi. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldız episantr noktasını göstermektedir.

4.2.2. İstasyon Ağı Şekli ve İstasyon Sayısı Etkisi

Bu çalışmada sismik istasyon ağı şekli ve istasyon sayısının çözüm üzerine etkileri araştırılmıştır. Yapılan teorik çalışmalar göstermiştir ki yöntem, sadece sismik istasyonların tek bir doğru üzerinde sıralanmış olması durumunda sonuç vermemektedir. Böyle bir durum söz konusu olduğunda, episantral dağılım kümesi (S-P birleşim kümesi) azimutal dağılım kümesi (P-P ve S-S birleşim kümeleri) ile iki noktada kesiştiği için bir birine simetrik iki episantr alanı bulunmaktadır. Bu sebeple bir sismik ağda iki istasyon olması durumunda istasyonlar tek bir doğru üzerinde konumlanmış olacağı için bu yöntemle sonuç almak için en az 3 istasyona ihtiyaç vardır. Bu durumun dışında, yapılan teorik çalışmalarda istasyon ağı şeklinin çözüme olumsuz bir etkisinin olmadığı gözlemlenmiştir. Şekil 30'da ($x=100$ km, $y=150$ km, $z=3$ km) koordinatlarına sahip teorik bir deprem düşünülerek farklı istasyon ağı şekilleri için hesaplanan episantr bulanık kümeleri görülmektedir. Sismik ağa bağlı iki istasyon olması halinde Şekil 30 a)'da da

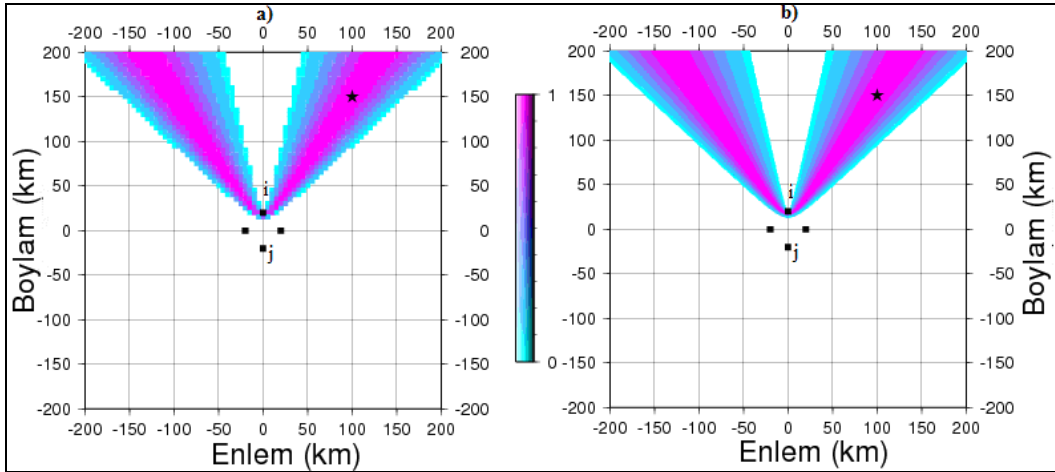
görüldüğü gibi birbirine simetrik iki episantr alanı oluşmaktadır. Böyle bir durumda hangi alanın doğru alan olduğu anlaşılmaz ve çözüme ulaşamaz. Bu durumun dışında çeşitli sismik istasyon ağı şekilleri için yapılan çözümlerde doğru sonuçların alındığı görülmektedir.



Şekil 30. Farklı istasyon ağı şekilleri için elde edilmiş sonuçlar. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir deprem için elde edilmiştir. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldızlar episantr noktalarını göstermektedir.

4.2.3. Grid Aralığının Etkileri

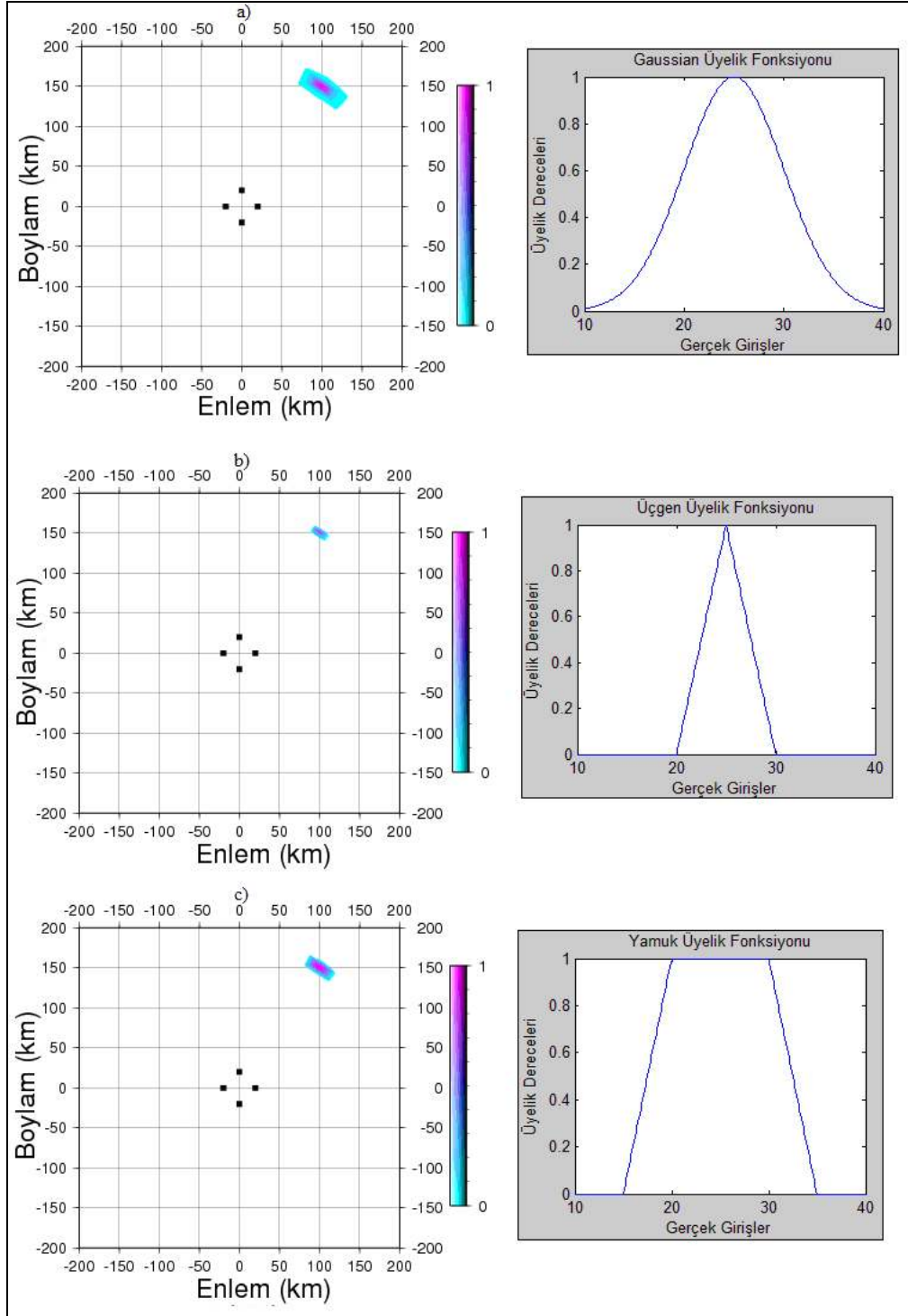
Bu çalışmada, teorik varışların hesaplandığı hesap noktalarının aralığının çözüm üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Yapılan teorik çalışmalar göstermiştir ki hesap noktalarının aralıklarının geniş tutulması durumunda işlem hacminin azalmasına bağlı olarak çözüm çok daha kısa sürede bulunmaktadır. Ancak depremin gerçek konumunun hesap noktaları arasında olması durumunda yöntem hatalı sonuçlar vermektedir. Aralıkların küçük tutulması halinde doğruluğu yüksek çözümlere ulaşılmaktadır ancak işlem hacminin büyümesine bağlı olarak çözüm hızı oldukça yavaşlamaktadır. Nispeten daha yavaş bir bilgisayarla çalışılıyorsa doğru çözüm yapabilmek için öncelikle grid aralıklarının büyük tutularak ön çözüm yapıp, çıkan sonuca göre araştırma sahasını daraltıp grid aralığı azaltılarak daha az işlem hacmiyle yüksek çözünürlükte doğru çözümler yapılabilir. Şekil 31’de iki farklı grid aralığı ile ($x=100$ km, $y=150$ km, $z=3$ km) koordinatlarına sahip teorik bir deprem düşünülerek i ve j istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümeleri görülmektedir. Burada grid aralığının geniş tutulması halinde bulanık kümelerdeki çözünürlüğün azaldığı, grid aralığının küçük tutulması halinde ise bulanık kümelerdeki çözünürlüğün oldukça arttığı görülmektedir.



Şekil 31. a) Hesap noktası aralığı 5 km seçilerek yapılan çözümde i ve j istasyonları için elde edilen P-P bulanık kümesi. b) Hesap noktası aralığı 1 km seçilerek yapılan çözümde i ve j istasyonları için elde edilen P-P bulanık kümesi. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir depremin çözümü ile elde edilmiştir. Burada siyah kareler istasyonları ve siyah yıldızlar episantr noktalarını göstermektedir.

4.2.4. Üyelik Fonksiyonu Tiplerinin Çözüm Etkileri

Bu çalışmada çeşitli üyelik fonksiyonu tipleri ile çözümler yapıp, üyelik fonksiyonu tipinin çözüm üzerindeki etkileri incelenmiştir. Üçgen üyelik fonksiyonu kullanılması halinde 1 tam üyelik değerine sahip tek bir nokta olmaktadır ve çözüm sonucu elde edilen bulanık küme Şekil 32 b’de de görüldüğü gibi çok küçük bir alanda yayılım göstermektedir. Sismik hızlardaki ve faz okumalarındaki hataların tam olarak modellenememesinden ve hesaplanan deprem konumunun hatalar içerebilmesinden dolayı üçgen üyelik fonksiyonu bu yöntem için uygun bir üyelik fonksiyonu tipi değildir. Gaussian üyelik fonksiyonunu oluştururken tanımlanan m ve σ parametrelerinin hangi varış zamanına karşılık geldiğinin bilinmesinin zor olmasından dolayı fonksiyonun pratik bir kullanıma sahip olmaması, fonksiyonun sıfıra inmemesinden dolayı hiçbir zaman sıfır üyelik derecesine sahip elemanların olmamasından dolayı şekilsel gösterimlerde zorluk yaşanması ve yapılan çözüm sonucu elde edilen bulanık kümenin Şekil 32 a’da da görüldüğü gibi geniş bir alanda yayılım göstermesi nedeniyle bu üyelik fonksiyonu bu yöneme uygun değildir. Yapılan teorik çalışmalardan elde edilen bulgulara göre, 1 tam üyelik bölgesinin geniş olması sebebiyle hataları daha geniş oranda modelleyebilmesi, uygulamasının pratik olması ve elde edilen bulanık çıkış kümesinin makul bir alanda yayılım göstermesinden dolayı bu yöneme en uygun üyelik fonksiyonu tipinin yamuk üyelik fonksiyonu olduğunu göstermiştir.



Şekil 32. a) Gaussian üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümden elde edilen bulanık çıkış kümesi. b) Üçgen üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümden elde edilen bulanık çıkış kümesi. c) Yamuk üyelik fonksiyonu kullanılarak yapılan çözümden elde edilen bulanık çıkış kümesi. Tüm sonuçlar, $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr koordinatlarına sahip teorik bir depremin çözümü ile elde edilmiştir. Siyah kareler istasyonları göstermektedir.

4.2.5. Araştırma Yüzeyinin Derinliğinin Çözüm Etkileri

Grid araştırma yönteminde olduğu gibi bu yöntemde sabit bir derinlikteki bir yüzey üzerinde ki çeşitli noktalardan hesaplanan teorik dalga fazı varışları yardımıyla çözüm yapılmaktadır. Bu çalışmada, araştırma yapılan yüzeyin derinliğinin seçiminin çözüme etkisi araştırılmıştır. İstasyon ağı yakınındaki bölgelerde odak uzaklıkları derinliğe bağlı olarak çok çabuk artış göstermektedir. İstasyon ağından uzaklaştıkça odak uzaklıklarının derinlikle değişim hızı hızla azalmaktadır. Yani hiposantral mesafelerin derinliğe olan hassasiyeti istasyon ağından uzaklaştıkça hızla azalmaktadır. Teorik çalışmalarda araştırma derinliği $z=0$ km yani yeryüzü üzerinde seçilerek istasyon ağı dışında farklı uzaklıklarda ve farklı derinliklerdeki teorik depremlerin çözümü yapılarak araştırma derinliği ile gerçek odak derinliği arasındaki farkın çözüme etkisi incelenmiştir. Yapılan bu çalışmalarda, odak derinliği ile odak araştırması yapılan yüzeyin derinliği arasındaki farkın yakın depremlerde ve Tablo 7’de de görüldüğü gibi 5 km ve uzak depremlerde ve Tablo 6’da da görüldüğü gibi 15 km’den fazla olması halinde hatalı sonuçların alındığını, bu farkların daha da artması halinde yakın depremlerde hiç sonuç alınamadığını ve uzak depremlerde de oldukça hatalı sonuçların alındığını göstermiştir. Tablo 6’da ($x=0$ km, $y=150$ km) koordinatlarına sahip teorik bir depremin farklı derinliklerde meydana gelmesi ve araştırma yüzeyinin $z=0$ km’de tutularak araştırma yüzeyi ile gerçek odak derinliği arasındaki farkın artması halinde yöntemin nasıl sonuç verdiği görülmektedir. Tablo 7’de ise daha yakın ve ($x=0$ km, $y=30$ km) koordinatlarına sahip teorik bir depremin farklı derinliklerde meydana gelmesi ve araştırma yüzeyinin yine $z=0$ km’de tutularak araştırma yüzeyi ile gerçek odak derinliği arasındaki farkın artması halinde yöntemin nasıl sonuç verdiği görülmektedir. Tablo 6 ve Tablo 7’de görülen sonuçlar göz önünde bulundurulduğunda araştırma yüzeyinin derinliği ve gerçek odak derinliği arasındaki farkın, yakın depremlerde daha önemli bir rol oynadığı ve böyle bir depremin çözümü söz konusu olduğunda araştırma derinliğinin seçiminin daha dikkatli yapılmasının gerekliliği görülmektedir. Bu iki tabloda görülen Δx ve Δy değerleri x ve y koordinatlarının belirlenmesinde yapılan hatalara ve ε değerleri toplam hatalara karşılık gelmektedir.

Tablo 6. $x=0$ km ve $y=150$ km episantr değerlerine sahip bir depremin farklı derinliklerde olması durumunda hesaplanan çözümler. Araştırma yüzeyi $z=0$ km tutulmuştur.

Z (km)	X (km)	Y (km)	Δx (km)	Δy (km)	ε (km)
0	0	149.9654	0	0.0346	0.0346
5	0	150.0487	0	-0.0487	0.0487
10	0	150.2993	0	-0.2993	0.2993
15	0	150.7140	0	-0.7140	0.7140
20	0	151.2953	0	-1.2953	1.2953
25	0	152.0401	0	-2.0401	2.0401
30	0	152.9497	0	-2.9497	2.9497
35	0	154.0188	0	-4.0188	4.0188
40	0	155.2527	0	-5.2527	5.2527
45	0	156.6111	0	-6.6111	6.6111
50	0	158.1533	0	-8.1533	8.1533

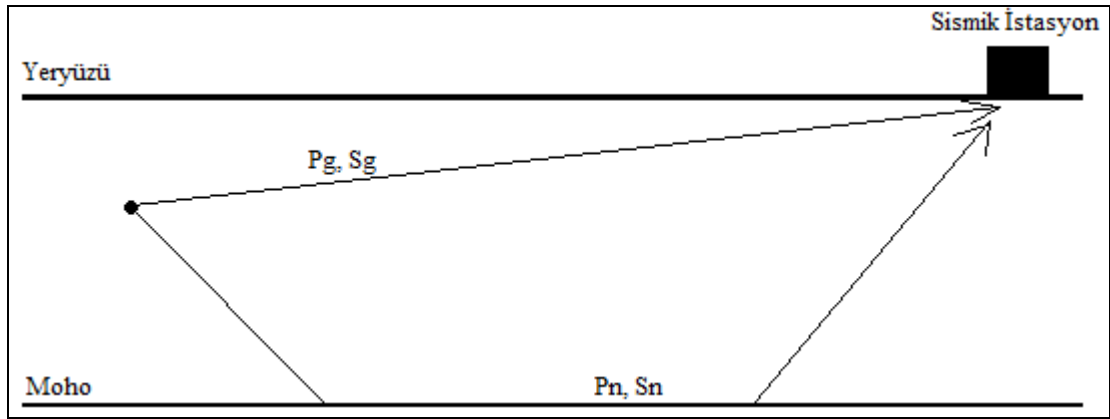
Tablo 7. $x=0$ km ve $y=30$ km episantr sahip bir depremin farklı derinliklerde olması durumunda hesaplanan çözümler. Araştırma yüzeyi $z=0$ km tutulmuştur.

Z (km)	X (km)	Y (km)	Δx (km)	Δy (km)	ε (km)
0	0	30.2332	0	-0.2332	0.2332
5	0	30.8731	0	-0.8731	0.8731
10	0	32.8227	0	-2.8227	2.8227
15	nan	Nan	-	-	-
20	nan	Nan	-	-	-
25	nan	Nan	-	-	-
30	nan	Nan	-	-	-
35	nan	Nan	-	-	-
40	nan	Nan	-	-	-
45	nan	Nan	-	-	-
50	nan	nan	-	-	-

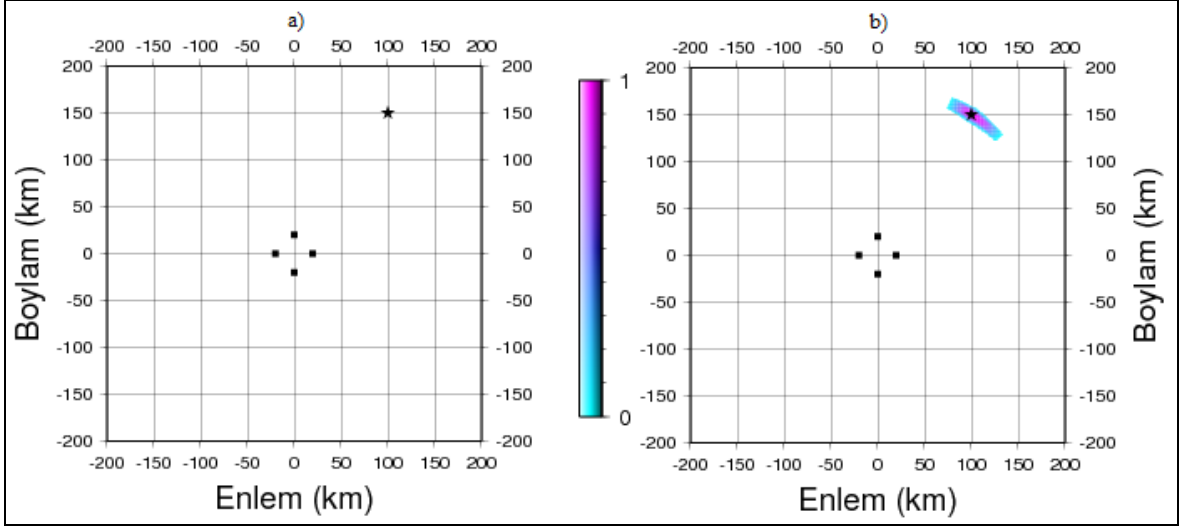
4.2.6. Pg Dalga Fazının Hatalı Yorumlanması Çözümüne Etkisi

Bu yöntemle çözüm yapmak için doğrudan gelen yakın alan Pg ve Sg deprem dalga fazlarının varış zamanları kullanılmaktadır. Ancak kritik uzaklık mesafesinden daha uzak noktalarda meydana gelen depremlerde, sismik dalga hızlarının yüksek olduğu ikinci tabakada seyahat edip kırılarak gelen Pn ve Sn dalga fazları doğrudan gelen dalga fazlarından daha önce kayıt edilmiş olabilir. Bu yöntemle çözüm yaparken kırılarak gelen dalga fazlarını doğrudan gelen dalga fazı olarak yorumlayıp buna göre çözüm yapıldığında,

dalga yayılım yollarının hatalı modellenmesi sebebiyle bulunan sonuçlar hatalı olacaktır. Yapılan teorik çalışmalar sonucunda; kritik uzaklıktan daha uzak bir mesafede meydana gelmiş depremlerde teorik varışların Pn ve Sn dalgası yayılım yolları göz önünde bulundurularak hesaplanması ve buna göre çözüm yapılması durumunda doğru sonuçlar elde edildiği, ancak Pn ve Sn dalga fazlarının Pg ve Sg olarak yorumlanması halinde gözlemsel P-P, S-S ve S-P farklarını veren odak noktasının araştırma alanının dışında kalmasından dolayı herhangi bir sonuca ulaşılamadığı ve bulanık episantr kümesinin boş küme olduğu gözlemlenmiştir.



Şekil 33. Yakın ve uzak mesafelerde gözlemlenen önemli kabuk fazları.



Şekil 34. a) Pn ve Sn dalga fazlarının doğrudan gelen Pg ve Sg dalga fazı olarak yorumlanması durumunda elde edilen bulanık çıkış kümesi. b) Pg ve Sg dalga fazı yayılım yollarını göz önünde bulundurarak yapılan çözümde elde edilen bulanık çıkış kümesi.

4.2.7. İstasyon Düzeltmesinin Çözüm Etkileri

Yeryüzü dümdüz bir yapıdan çok tepelerden, dağlardan ve vadilerden oluşan engebeli bir topografyaya sahiptir. Bu nedenle bir sismik istasyon ağı düşünüldüğünde ağa bağlı istasyonların deniz seviyesinden yükseklikleri genellikle birbirinden farklıdır. Bu normal bir durum olarak görülse de deprem konumu belirleme konusunda olumsuz bir durum olur. İstasyonların deniz seviyelerinden yüksekliklerine ve istasyon altı jeolojik birimlerine bağlı olarak varış zamanları oldukça etkilenir. Çünkü istasyon altındaki yapının hızları genellikle yerin derinliklerine oranla daha düşüktür ve dolayısıyla deprem dalgalarının istasyonlara olması gerekenden daha geç varmalarına sebep olur.

Bu olumsuz durumu ortadan kaldırmak için istasyon yüksekliği ve istasyon altı sismik dalga hızlarından yararlanarak her istasyon için ayrı ayrı ortalama gecikme zamanları hesaplanır ve istasyonlarda okunan dalga fazları varış zamanlarına bu gecikme değeri eklenir. Böylelikle tüm istasyonların deniz seviyesine inip aynı yükseklikte olması sağlanır. Bu işleme “istasyon düzeltmesi” adı verilir. İstasyon düzeltmesi günümüzde kullanılan deprem lokasyon programlarında standart bir uygulamadır ve mutlaka yapılması gerekmektedir. Ancak bu çalışma kapsamında geliştirilen yeni yaklaşımda bu uygulamanın

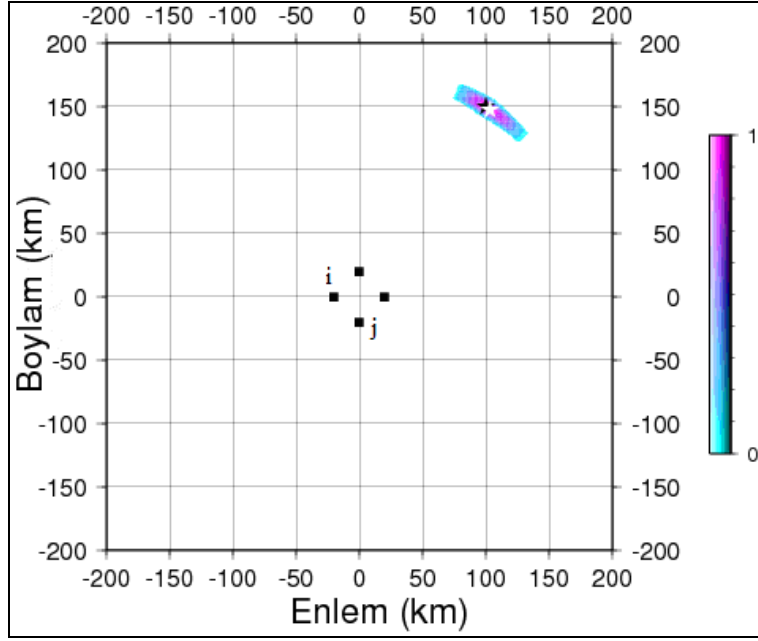
diğer yöntemlere göre önemi oldukça azalmıştır. Yukarıda da belirtildiği gibi istasyon düzeltilmesi yapılmaması durumunda dalga fazları olması gerekenden daha geç kayıt edilir.

Bu çalışma kapsamında geliştirilen yaklaşımda üyelik fonksiyonları, varış zamanlarına $\pm a(sn)$ gibi bir değer eklenerek oluşturulduğu için bu gecikme zamanı da modellenmiş olmaktadır. İstasyon yüksekliğine bağlı olarak meydana gelen varış zamanlarında ki gecikme, üyelik fonksiyonlarının genişliğine bağlı olarak belirli ölçüde kabul edilebilir bir hal alır. Ancak üyelik fonksiyonlarının bu gecikme miktarlarını modelleyebilme yetenekleri genişlikleri ile doğru orantılıdır. Çok geniş tutulmaları halinde faz okumalarında ki hataları ve istasyon yüksekliklerine bağlı olarak gözlemlenen gecikme miktarları geniş oranda modellenebilir ancak çok geniş üyelik fonksiyonları geniş bir bulanık çıkış alanına sebep olurlar ve bu durum doğru çözüme ulaşmakta istenmeyen bir hal olabilir. Çünkü çok geniş bir bulanık çıkış alanı gerçekten uzak noktaları da kapsayabileceği için durulama sonrası elde edilen episantr değerlerinde hatalara neden olabilir.

Yapılan teorik çalışmalarda, istasyonlar arası yükseklik farklarının çok büyük olmadığı durumlarda istasyon düzeltmesinin yapılmamasının Tablo 8’de görüldüğü gibi çözümü çok fazla olumsuz etkilemediği görülmüştür. Ancak yükseklikten kaynaklanan gecikme zamanının üyelik fonksiyonlarının dışına taşıdığı durumlarda küçük bir düzeltme değerinin eklenmesi çözümü iyileştirmek açısından olumlu katkı sağlar. İstasyon düzeltmesi yapılmaması durumunda bu çalışmada ele alınan yaklaşımın nasıl sonuç vereceğini görmek için; Şekil 35’de görülen i istasyonundaki P varış zamanı okumasına 0.2sn ve S varış zamanı okumasına 0.3sn, istasyonundaki P varış zamanı okumasına 0.1sn ve S varış zamanı okumasına 0.16sn gecikme eklenerek istasyon düzeltmesi yapılmadan çözüm yapılmıştır. Yapılan çözümde elde edilen sonuçlar Tablo 8’de verilmiştir.

Tablo 8. Gerçek episantr ve istasyon düzeltmesi yapılmadığı taktirde elde edilen episantr değerleri.

	X(km)	Y(km)
Gerçek Episantr	100	150
İstasyon Düzeltmesiz Episantr	103.34	147.19



Şekil 35. İstasyon düzeltmesi yapılmaması durumunda elde edilen bulanık episantr kümesi ve durulama sonucu elde edilen episantr. Siyah yıldız gerçek episantrı, beyaz yıldız düzeltme yapılamaması durumunda elde edilen episantrı ve siyah kareler istasyonları göstermektedir. i ve j istasyonlarına gecikme değerleri eklenerek istasyon yüksekliğine bağlı gecikmeler modellenmiştir.

4.2.8. Bulanık Mantık Yaklaşımı ile Ters Çözüm Yönteminin Birlikte Kullanılması

İstasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin konumları klasik ters çözüm yöntemleri ile bulunmak istendiği zaman hatalı sonuçlar verdiği ve başlangıç modelinin gerçek deprem noktasına çok yakın olması gerektiği bilinmektedir. Ancak başlangıç modelinin çok iyi kestirilmesi çok zordur. Bu çalışmada, bu yöntemle bulunan episantr değerlerinin ters çözüm yöntemlerinde başlangıç modeli olarak kullanılması durumunda ters çözüm yöntemlerinin nasıl cevap vereceği araştırılmıştır. Yapılan çalışmalarda bulanık mantık yaklaşımı ile elde edilen episantr değerlerinin ters çözüm yöntemlerinde başlangıç modeli olarak kullanılması halinde, ters çözüm yöntemlerinin doğru sonuçlar verdiği ve bu yolla derinlik değerlerinin de doğru belirlendiği gözlemlenmiştir. Tablo 9’da bu yöntemle belirlenen deprem konumunun ters çözüm yönteminde başlangıç modeli olarak kullanılması halinde elde edilen sonuçlar görülmektedir. Başlangıç modelinin gerçek odak noktasından uzakta kestirilmesi halinde ters çözüm yöntemi hatalı sonuçlar vermiştir ancak bulanık mantık yaklaşımı ile hesaplanan deprem konumunun ters çözüm yönteminde

başlangıç modeli olarak kullanılması halinde bu yöntem oldukça başarılı sonuçlar vermiştir. Ayrıca bu iki yaklaşımının birlikte kullanılması halinde, bulanık mantık yaklaşımlı çözümde araştırma dışında tutulan derinlik bilgisinin de doğru bulunabildiği görülmüştür.

Tablo 9. $x=100$ km, $y=150$ km ve $z=3$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir deprem için ters çözüm yönteminin ve bulanık mantık yardımı ile hesaplanan episantr değerlerinin ters çözüm yönteminde başlangıç modeli olarak kullanılması sonucu elde edilen sonuçlar.

	Başlangıç modeli				Hesaplanan model			
	x(km)	y(km)	z(km)	t(sn)	x(km)	y(km)	z(km)	t(sn)
Ters Çözüm	200	190	10	0	-0.0012	0.0220	1.0659	0.0492
Bulanık mantık ve ters çözüm	100.2159	148.3858	5	3	100.0000	150.0000	3.0416	0.0000

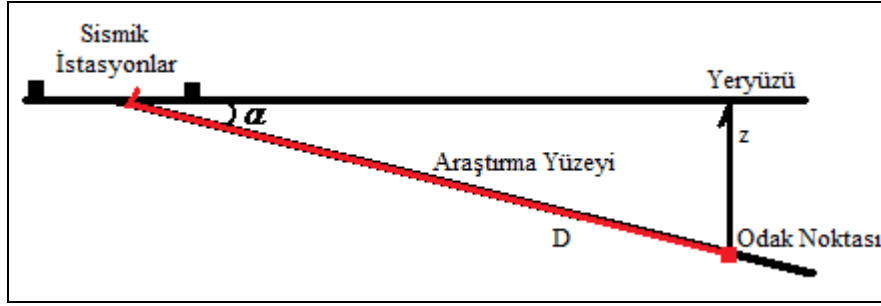
4.3. Üç Boyutlu Teorik Çalışmalar

Bu yöntemde, meydana gelen depremlerin hiposantrlarının sabit derinlikte bir yüzey üzerinde ki iz düşüm noktaları bulunmaktadır ve böylelikle depremlerin derinlikleri araştırma dışında tutulmaktadır. Bu çalışmada, bu yönteme derinlik araştırmasının dahil edilebilmesi amacıyla farklı bir bakış açısı geliştirilmiştir. Bulanık mantık yaklaşımlı bu yöntemde, odak noktasından çıkıp doğrudan istasyona gelen dalga fazları ile çözüm yapılmaktadır. Bu noktadan yola çıkarak araştırma alanının yatay değil eğimli olması durumunda deprem dalgalarının yayılım yollarının, bu eğimli alan üzerinde kalmasından dolayı daha iyi modellenmiş olacağı düşünülmüştür. Araştırma alanının $\alpha = 0^\circ$ dereceden başlayarak, istasyon ağı merkezi ile açı yapacak şekilde sabit artımlarla değişen açılarla eğilmesi ve her açı değeri için episantr hesaplaması yapıldığında odak noktasının civarına gelindiğinde elde edilen bulanık çıkış kümesinin diğer açı değerlerinde elde edilen çıkış

kümelerinden farklı olduğu gözlemlenmiştir. Doğru açı değerinde; yani araştırma yüzeyinin odak noktasının tam ortasından geçmesi durumunda elde edilen bulanık çıkış kümesinde, üyelik derecelerinin dairesel olarak dağılım gösterdiği gözlemlenmiştir. Bu bulgudan yola çıkarak araştırma alanının sabit artımlarla değişen derecelerde üç boyutlu olarak taranması durumunda elde edilen bulanık kümelerin incelenerek ideal görüntüde olan kümenin bulunduğu açı değerinde derinlik;

$$z = D \cdot \sin \alpha \quad (61)$$

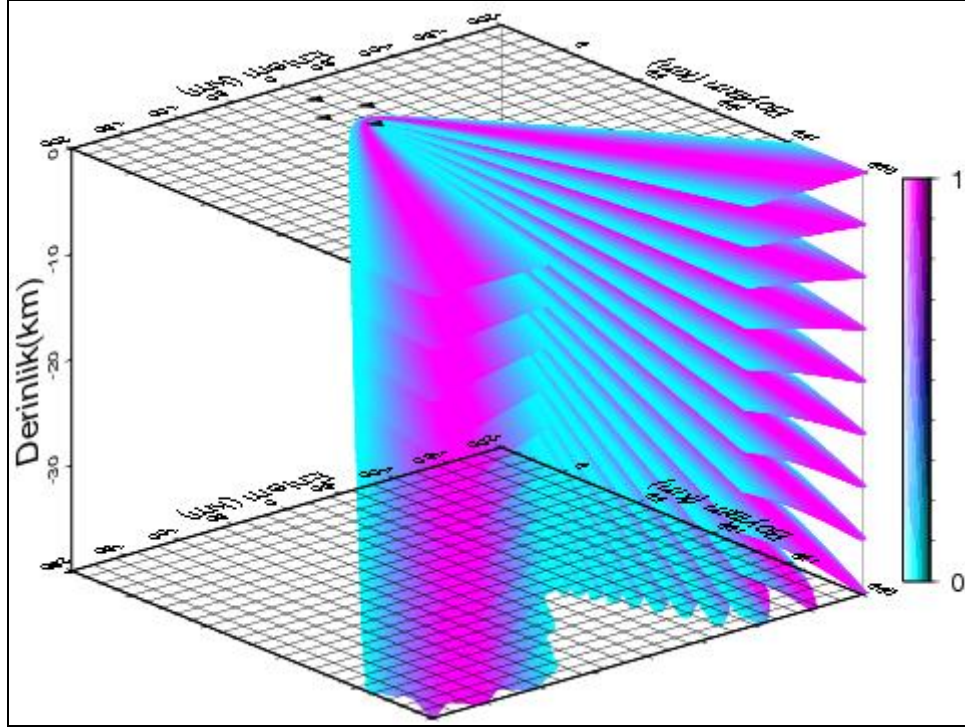
formülü ile hesaplanabilmektedir. Burada z odak derinliğini, D eğimli yüzey üzerinde hesaplanan odak noktasından istasyon ağı merkezine olan uzaklığa ve α yüzey eğim açısına karşılık gelmektedir.



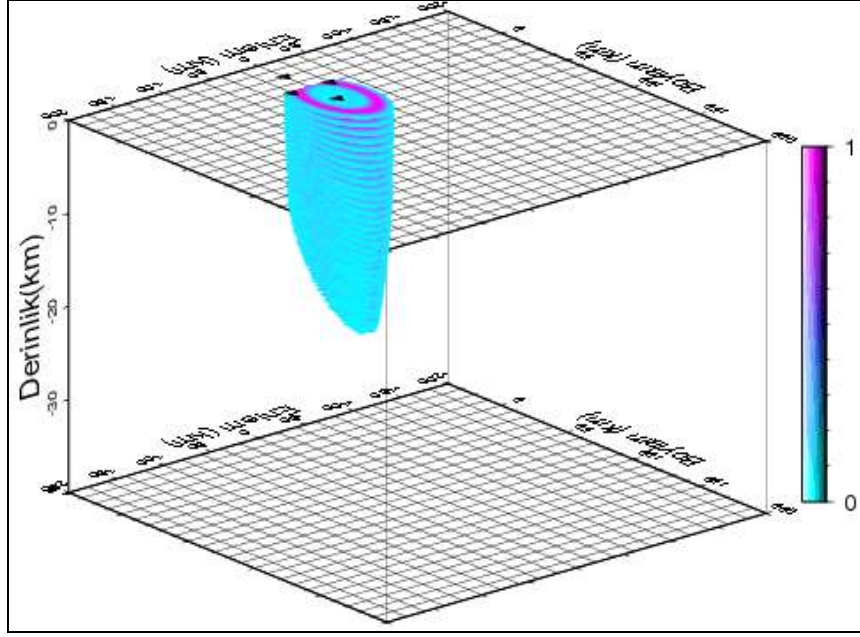
Şekil 36. D , z ve α parametrelerinin şematik gösterimi.

Bu yaklaşımda farklı eğim açılara sahip yüzeyler için ayrı ayrı çözümler yapılır ve her yüzey için episantr bulanık kümeleri elde edilir. Elde edilen bulanık kümeler incelenip ideal görüntüye sahip bulanık küme belirlenerek odak noktasını kesen yüzey belirlenmiş olur. İdeal görüntüde olan bu bulanık kümenin durulanması sonucu elde edilen odak noktası değerlerinden hesaplanan D odak uzaklığı ile bu kümenin bulunduğu yüzey açısından yararlanarak (61) bağıntısı ile z derinlik değeri belirlenmiş olur. Şekil 37’de i ve j istasyon çifti için farklı eğimlere sahip yüzeyler üzerinde hesaplanan P-P bulanık kümeleri görülmektedir. Bu istasyon çifti için hesaplanan S-S bulanık kümesinin de aynı şekle sahip olmasından dolayı buraya konulmamıştır. Şekil 38’de i istasyonu için farklı

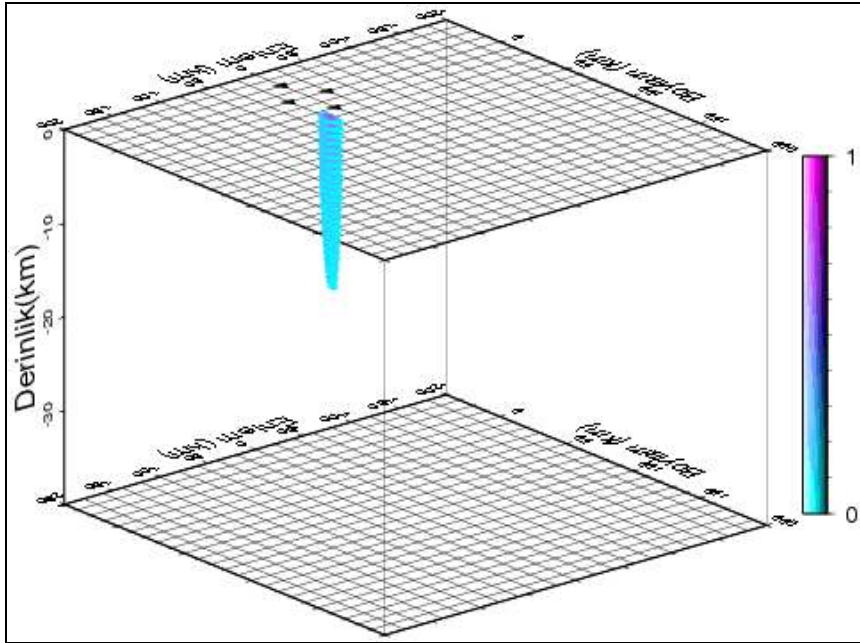
yüzeyler üzerinde elde edilen S-P bulanık kümeleri görülmektedir. Şekil 39’da ise farklı eğim açlarına sahip yüzeyler için elde edilen bulanık episantr kümeleri görülmektedir.



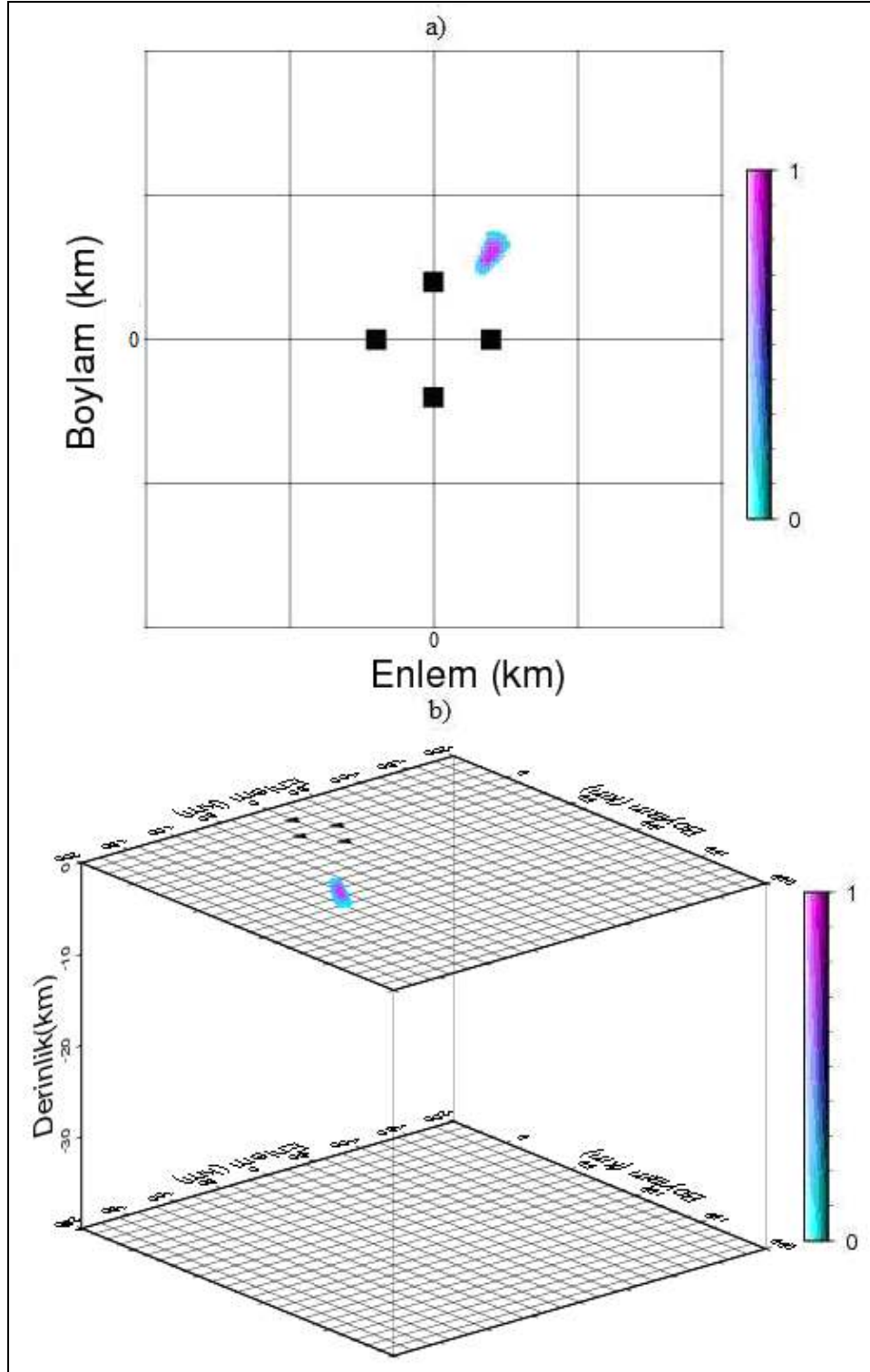
Şekil 37. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremde i ve j istasyonları için P-P farklarının, değişen eğim açlarındaki yüzeyler üzerindeki bulanık çıkışları. Siyah üçgenler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.



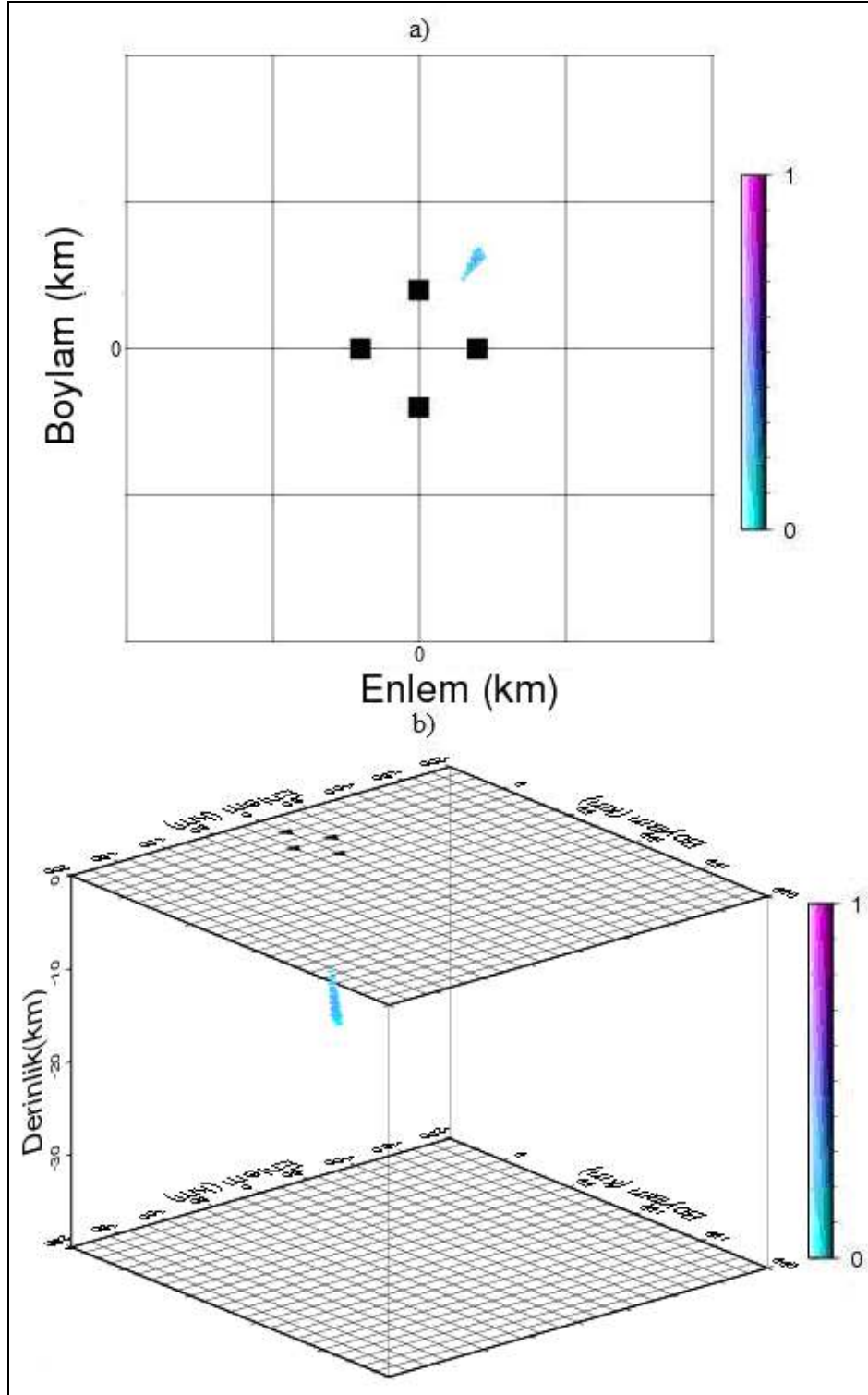
Şekil 38. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremde i istasyonu için S-P farklarının, değişen eğim açılarındaki yüzeyler üzerindeki bulanık çıkışları. Siyah üçgenler istasyonları ve siyah yıldız episantrı göstermektedir.



Şekil 39. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin, değişen eğim açılarındaki yüzeyler üzerindeki episantr bulanık çıkışları. Siyah yıldızlar istasyonları göstermektedir.



Şekil 40. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin; a) $\alpha = 0^\circ$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah kareler istasyonları göstermektedir b) $\alpha = 7^\circ$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah yıldız episantrı siyah üçgenler istasyonları göstermektedir.



Şekil 41. $x=20$ km, $y=30$ km ve $z=2$ km hiposantr değerlerine sahip teorik bir depremin; a) $\alpha = 0^\circ$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah kareler istasyonları göstermektedir. b) $\alpha = 23^\circ$ derece eğim açısına sahip yüzey üzerindeki episantr bulanık çıkışı. Siyah yıldız episantri ve siyah üçgenler istasyonları göstermektedir.

Şekil 40'ta $\alpha = 7^0$ eğim açısına sahip yüzey için elde edilen bulanık çıkış görülmektedir. Bu bulanık kümenin Şekil 41'de verilen $\alpha = 23^0$ eğim açısına sahip yüzey için elde edilen bulanık çıkış kümesinden farklı olduğu görülmektedir. Şekil 40'da eğimli yüzey odak noktasını tam olarak kesmektedir. Bu nedenle elde edilen bulanık episantr çıkış kümesi ideal yapıya sahiptir ve Şekil 41'de görülen bulanık episantr kümesinden oldukça farklıdır. Şekil 41'de görülen bulanık episantr kümesi ideal görüntüden oldukça uzaktır ve şekilden de görüldüğü gibi bu kümede bir tam üyelik derecesine sahip hiçbir eleman yoktur. 7 derecelik eğim açısı ve episantr değerleri ($x=20$, $y=30$) (61) formülünde yerine konulduğunda odak derinliği 4.3 km bulunmaktadır. Bu değer gerçek derinlik değeri olmasa da buna çok yakın bir değerdir.

Ancak yapılan çalışmalar sonucu ideal görüntüdeki kümenin tespit edilmesinin her zaman kolay olmadığı görülmüştür. Çünkü bulanık çıkış kümesi her zaman dairesel bir yapıda olmamaktadır. Deprem istasyon ağının çok çok dışında olması durumunda ise ideal kümenin bulunabilmesi için açı değişiminin çok küçük olması gerekmektedir. Aksi durumda odak alanı iki yüzey arasında kalabilmektedir. Ayrıca kümeler arasındaki değişimin çok küçük olması durumunda ideal kümenin gözle tespit edilmesi zorlaşmaktadır. Bunun için kümelerin, en büyük üyelik derecelerinin toplamı gibi farklı matematiksel yaklaşımlarla incelenmesi gerekir. Bu yaklaşımla derinlik araştırması yapmak, normal yöntemle oranla çok çok daha fazla işlem hacmine sahiptir. Yatay bir yüzey üzerinde çözüm sadece bir kez yapılması karşın bu yaklaşımda ne kadar eğim varsa o kadar çözüm var demektir. Örneğin 10 dereceye kadar 1 derecelik artırımlarla araştırma yapılmak istendiğinde 11 kez çözüm yapılması gerekir ve normal yaklaşımdan 11 kat fazla işlem hacmine karşılık gelmektedir. Bu yaklaşımla derinlik araştırması, güçlü bir bilgisayar ve program optimizasyonu ile uygulanabilir hale getirilebilir.

4.4. Gerçek Deprem Verileri Üzerinde Uygulamalar

4.4.1. Karadeniz'in Tektonik Yapısı ve Sismisitesi

Alp-Himaliya Kuşağı'nda yer alan ve petrol potansiyeli açısından oldukça önemli olan Miyosen yaşlı Maykop serisini içeren Karadeniz ve Hazar Denizi' nin kökenine ve tektonik yapısına ilişkin tartışmalar günümüzde hala devam etmektedir. Karadeniz havzasının bugünkü batimetri haritasına bakıldığında kuzeyinde yaklaşık 200 km

uzunluğunda sığ bir şelf, güney kenarı boyunca da maksimum genişliği 20 km ye ulaşabilen dar bir şelf göze çarpmaktadır. Yaklaşık K40B uzanımlı Orta Karadeniz Sırtı ile Doğu Karadeniz Havzası ve Batı Karadeniz Havzası olmak üzere iki havzaya bölünmüş olan Karadeniz, kuzeyde kuzeye eğimli ve güneyde ise güneye eğimli bölgesel ölçekli ters faylar tarafından sınırlandırılmıştır.

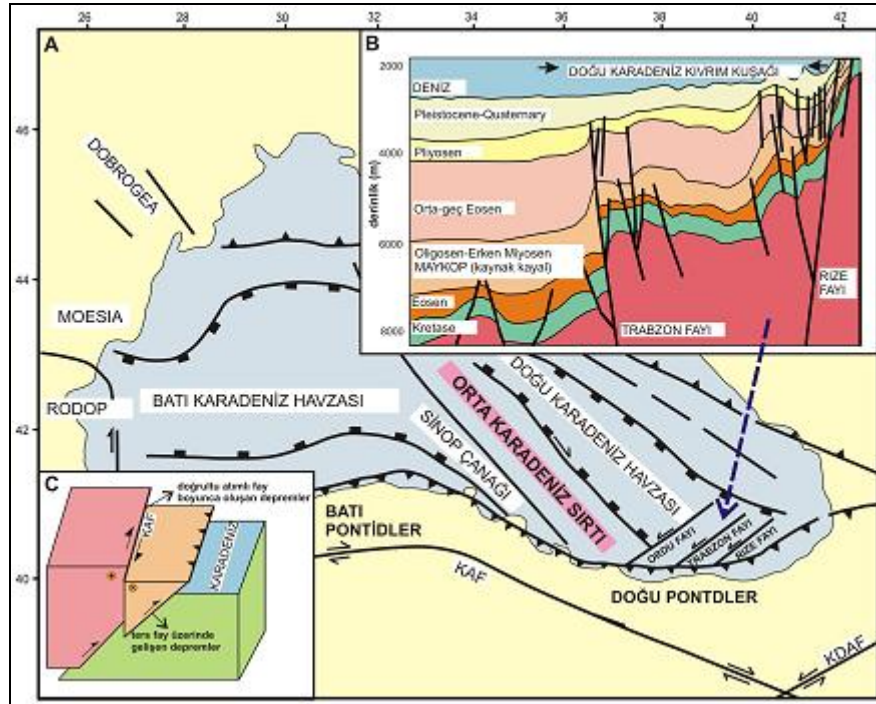
Karadeniz'in jeodinamik gelişimi ile ilgili üç temel görüş vardır. Bazı yazarlar, Karadeniz'in, Türkiye'nin kuzey bölümüne karşılık gelen Karadeniz Bölgesi'nin (jeolojide bilinen adı ile Pontidler) güneyinde yer alan bir okyanusun (Neotetis), kuzey yönlü yitimi sırasında Jura'dan Geç Kretase'ye kadar olan süreçte ark gerisi havza (back-arc basin) olarak kuzey-güney yönlü bir çekme gerilmesi ile oluştuğunu savunur (Robertson and Dixon, 1984; Görür, 1988; Okay vd., 1994, Shillington et al., 2008). Bazı yazarlara göre, bir ark-gerisi havza olarak çıkan Karadeniz, tabanındaki okyanusal litosferin 65-40 milyon yılları arasında (Paleosen-Eosen) kuzeye Avrasya kıtası altına yitimle kapanmıştır (Robinson vd., 1995; Dilek vd., 2010). Bu iki görüşten çok farklı olarak Dewey (1973), Bektaş vd., (1995 and 1999) ve Eyuboglu vd. (2011 ve 2012), magmatik, plaeomanyetik ve tektonik veriler ışığında Karadeniz ve Hazar denizlerinin, Pontid yayının kuzeyinde yer alan ve güney yönlü bir yitim sonucunda kapanan ve eski bir okyanusun (Paleotetis) kalıntıları olduğudur.

Zonenshain ve Pichon (1986), Karadeniz ve Hazar denizi havzalarının jeofizik ve jeolojik yapısını incelemiş, sismik kanıtlara ve çökme tarihine dayanarak derin havzaların bir marjinal deniz çevresinde şekillenen okyanusal bir kabuğa sahip olduğu sonucunu çıkarmışlardır. Mevcut derin havzaların Mesozoyik'in üç ayrı bölümü olan Jurasik, üst Jurasik ve geç Kretase sırasında şekillenen çok daha büyük bir marjinal deniz kalıntısı olduğu öne sürülmektedir. Marjinal deniz yaklaşık 900 km genişlikte ve 3000 km uzunluğundayken erken Tersiyer'de en büyük uzunluğa erişmiştir. Marjinal denizin orta kısmı Arap dağlık bölgesi ile Avrasya sınırı arasındaki çarpışma sırasında yok olmuştur.

Karadeniz ve Hazar denizi'nin derin havzaları Kafkas dağlarını kaplayan sırayla doğu ve batı Arap dağlık burnuna yerleşmiştir. Son 80 milyon yıl içinde bu dağlık burun Avrasya ile kuzeye hareket etmiştir. Sonuç olarak derin deniz havzalarının kabuğu Kırım ve Kafkasya bölgesinde yaklaşık 1 cm/yıl bir hızla Avrasya sınırı altına itilmekteyken (Vardapetyan, 1979), Türkiye ve İran mikro levhaları ayrı hareket etmektedirler (McKenzie, 1978). Derin deniz havzalarını çevreleyen kıvrım özellikle bunların güney sınırı boyunca sıralanmıştır. Bölgesel olarak, bunların kuzey sınırı Karadeniz'in batı kıyısı

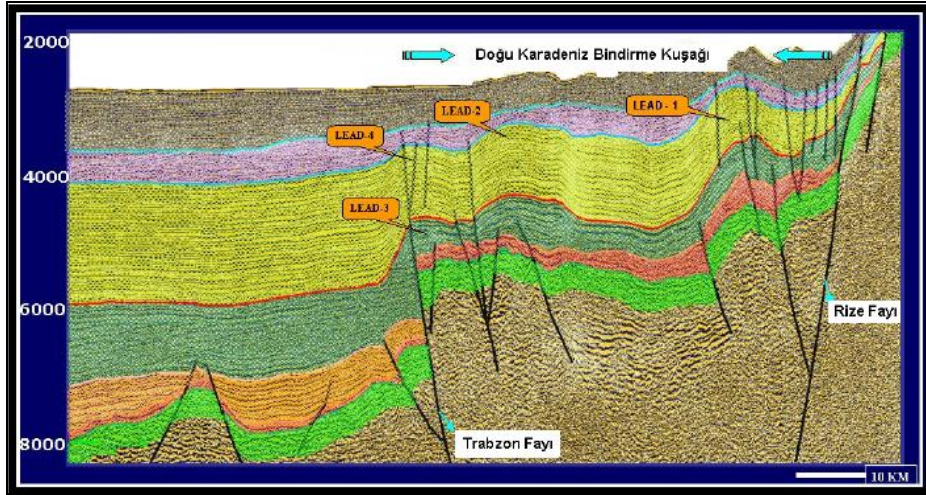
veya Hazar havzasının doğu sınırı boyunca yerleşen kıvrımlı yapıları kesmektedir. Bununla birlikte Kırım, Kafkas, Balkanlar ve Kopet dağ zincirinin genel şekli derin havzaların ana hatlarını çıkarmaktadır.

Karadeniz'in güney ve doğu yamaçları derin bir şekilde kazılmış birçok kanal içeren sığ bir zeminle tanımlanmaktadır. Karşıt olarak kuzeybatı kenarı boyunca havza bayırı göreceli olarak düzgündür, az tektonik etkinlik ve uzun sedimantasyon süresini içermektedir. Karadeniz'in güney ve doğu kenarında havza yamacında havza önüne geçiş genellikle anidir. Kaymalar ve çökmeler çoğu kez bayır tabanında olmaktadır. Havzanın doğu kesiminde havza yokuşundan öne geçiş daha yavaştır. Karadeniz'in ortasındaki havza önü ve abisal düzlüğün büyük kesimi yüzlerce kilometre izlenebilen yatay tabakalarla tanımlanır. Kırım'ın güneyinde bu tabakalar küçük, yaklaşık düşey normal faylarla bozulmaktadır. Bu fay zonu havzanın doğu ve batı kısımlarını ayıran gravite anomalilerindeki kuzeydoğu-güneybatı uzanımlara uymaktadır. Denizin orta kısmına yakın alt yüzey antiklinali Kafkas orojeniyle ilgili olabilir (Ross, 1974).

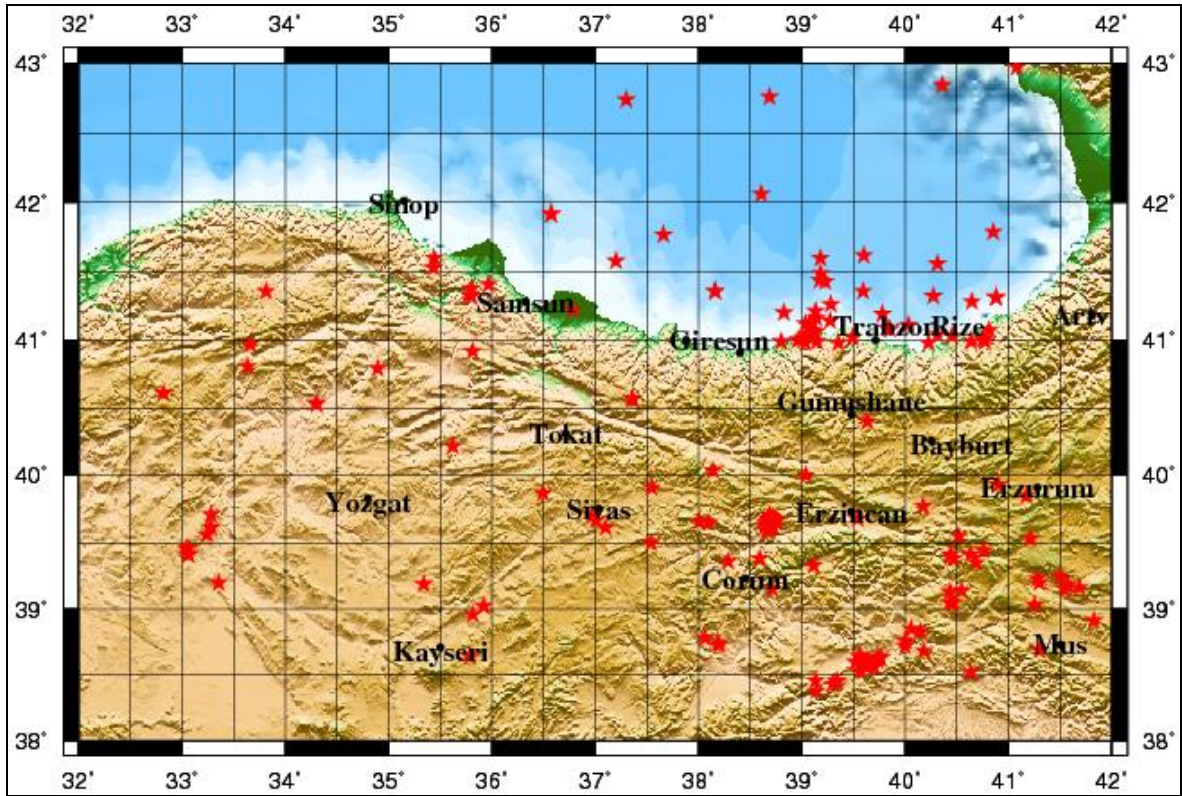


Şekil 42. a) Karadeniz'in tektonik yapısı. b) Güney Karadeniz'in sismik kesiti. c) Güney Karadeniz'deki doğrultu atımlı faylanma (Eyüboğlu vd, 2011).

Karadeniz, aktif sismisite gösteren genç tektonik yapılarla çevrelenmiştir (Chekunov vd, 1996). Karadeniz’de meydana gelen depremler (Batum 1959, Bartın 1968, Espiye 2008) ters faylanma özelliği göstermektedir. Son yıllarda yapılan GPS çalışmalarına göre (TUTGA-99A) Doğu Karadeniz Bölgesi kuzeye doğru Karadeniz üzerine birkaç mm/yıl kadar itilmektedir (Barka ve Reilinger, 1997). Bu verilerden yola çıkarak ve Doğu Karadeniz Bölgesin’de kara üzerinde yer alan büyük ölçekli güneye eğimli bindirme faylarının varlığı da dikkate alındığında Karadeniz’in güney sahili boyunca uzanan bir bindirme kuşağının varlığı düşünülmektedir. Karadeniz bölgesinin günümüzde kuzeye doğru ilerlemesi Eyüboğlu vd. (2012) tarafından bölgede halen devam eden güney yönlü bir yitim ile ilişkilendirilmiştir. Keskin vd. (2011) tarafından yapılan ve Trabzon sahili boyunca 5 farklı seviyede gözlenen denizel taraçaları konu alan çalışmada, deniz seviyesinden 300 metre yukarıda yer alan Boztepe’den toplanan midye kabuklarından 400 bin yıllık ve deniz seviyesinden 5 metre yukarıda yer alan Trabzonspor tesislerinin bulunduğu bölgeden toplanan midye kabuklarından ise 5 bin yıllık bir yaş verisi elde edilmiştir. Elde edilen bu yaş verileri kara kesiminin 395 bin yıllık süreçte Karadeniz’in güney sahili boyunca ilerleyen ters fay sistemi üzerinde yaklaşık 295 metre yükseldiği ve denize doğru ilerlediğini destekler mahiyettedir. Ayrıca bu bölgede meydana gelen küçük magnitüdlü depremlerin, yıllık hareketin çok küçük olmasına bağlı olduğu düşünülebilir. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı tarafından Karadeniz’de petrol arama amaçlı yapılan çalışmalardan hazırlanan sismik kesitlerde ve Şekil 43’de görüldüğü gibi Doğu Karadeniz’in sahil kesimine paralel olarak yerleşmiş olan güneye eğimli bindirme kuşağını kuzeydoğu-güneybatı doğrultusunda kesen ve doğrultu atım mekanizması gösteren Rize, Trabzon ve Ordu fayları yer almaktadır. Güneye inildikçe Kuzey Anadolu Fay zonuna doğru depremsellik artış göstermektedir. Şekil 43’de Doğu Karadeniz’de sahile yakın bölgede 2011–2005 yılları arasında meydana gelen depremlerin konumları görülmektedir. Burada depremlerin Trabzon’dan ve Espiye’den kuzeye doğru iki uzanım boyunca sıralandığı görülmektedir. Ayrıca Rize ve açıklarında da bir deprem yoğunluğunun varlığı görülmektedir. Sahile yakın kesimlerde depremselliğin fazla olduğu ancak Karadeniz açıklarına doğru depremselliğin giderek azaldığı da Şekil 44’den görülmektedir.



Şekil 43. Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı (TPAO) tarafından Karadeniz’de petrol arama amaçlı yapılan çalışma elde edilen sismik kesit.



Şekil 44. İstasyonlar ve 2005-2011 tarihleri arasında Karadeniz’de meydana gelen depremler. Deprem katalog verisi www.emsc-csem.org sitesinden alınmıştır.

4.4.2. İstasyonlar

Bu çalışmada; Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine bağlı (ESPY), (BAYT) ve (GUMT) ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne bağlı (KTUT) sismik istasyonlarında kayıt edilen gerçek deprem verileri üzerinde, bulanık mantık yaklaşımlı düz problem çözümü tekniği uygulanarak depremlerin dış merkezleri belirlenmiştir. Ülkemizde Kandilli Rasathanesine ve Deprem Dairesi Başkanlığına bağlı ve aktif olarak çalışan birçok sismik istasyon olmasına karşın sadece dört istasyon verisi kullanılarak küçük bir sismik istasyon ağı modellemesi yapılmış olup, oluşan deprem konumlarının belirlenmesi için seçilen depremlerin bu sismik ağ dışında olmasına özen gösterilmiştir. Tablo 10'da çalışmada kullanılan depremlerin kayıt edildiği istasyonların konumları görülmektedir. Deprem dalga fazlarının istasyonlardaki varış zamanları, sismik istasyonların düşey bileşen kayıtlarından zSacWin deprem lokasyonu programı yardımı ile belirlenmiştir. Deprem verilerine bant geçişli süzgeçler uygulanarak kayıtların daha doğru okunması sağlanmıştır.

Tablo 10. Çalışmada kullanılan depremlerin kayıt edildiği istasyonların konumları.

Sismik İstasyonlar	Enlem (derece)	Boylam (derece)
ESPY	40.91	38.72
KTUT	40.98	39.76
BAYT	40.39	40.14
GUMT	40.46	39.47

4.4.3. Karadeniz' de Meydana Gelmiş Bir Depremin Çözümü

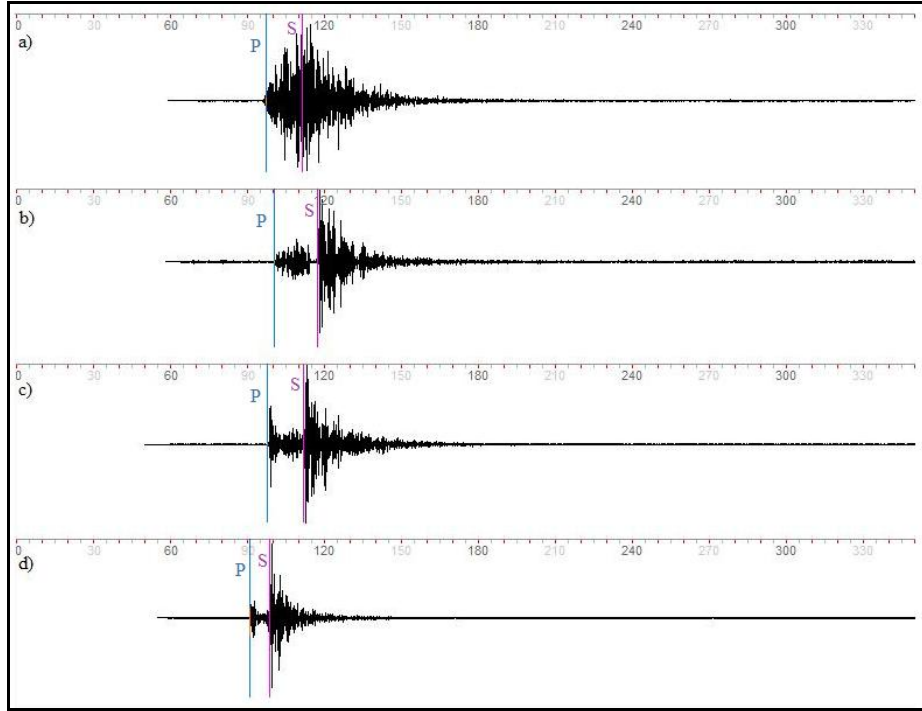
20.05.2010 tarihinde Rize açıklarında meydana gelen bu deprem, istasyon ağı dışında meydana gelmiş olması ve çok uzakta meydana gelmemesi sebebiyle doğrudan gelen dalga fazlarının okunabileceği düşüncesiyle bu çalışma kapsamında çözümü yapılmak için seçilmiştir. Tablo 11'de zSacWin lokasyon programı ile yapılan çözümde elde edilen sonuçlar görülmektedir. Bu sonuçlardan da görüldüğü gibi depremin istasyonlara göre azimutal açısı (gap) çok büyüktür ve magnitudü küçük bir depremdir.

zSacWin lokasyon programının verdiği sonuçlara göre deprem h=27.5 km derilikte saat 15:08:17'de meydana gelmiştir.

Tablo 11. 20.05.2010 tarihli depremin genel bilgileri.

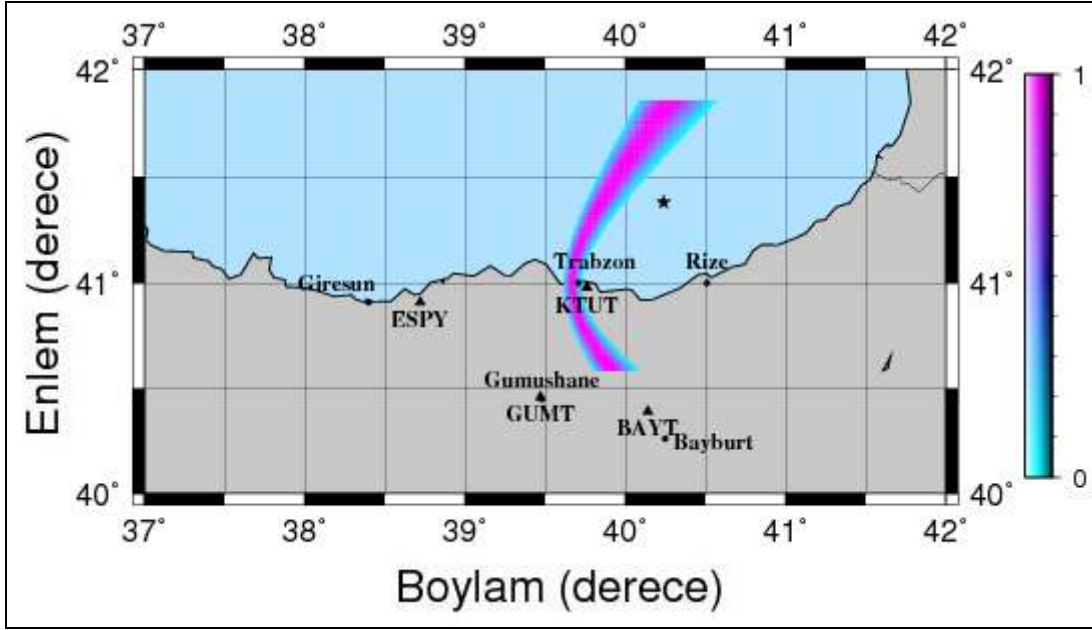
Oluş Tarihi:	20.05.2010
Orjin Zamanı:	15:08:17
Enlem (derece):	41.38
Boylam (derece):	40.24
Derinlik (km):	27.5
Magnitüd (Md):	4.6
Gap (derece)	297

Şekil 45'te bu depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları ve yapılan dalga fazı okumaları görülmektedir. Depreme en yakın konumda bulunan ve dalga fazı varışlarının ilk olarak gözlemlendiği KTUT istasyonunda P ve S dalga fazı varış zamanları arasındaki farkın oldukça küçük ve dalga hareketinin iğnecik biçimli olduğu görülmektedir. P dalga fazları, KTUT istasyonundan sonra BAYT ve GUMT istasyonlarında hemen hemen aynı zamanda ve son olarak ESPY istasyonunda gözlemlenmiştir. Bu gözlemlerden depremin Karadeniz'de ve istasyon ağı dışında meydana geldiğini söylemek mümkündür ve bu gözlemlerden yola çıkarak yapılan çözümün gerçek deprem konumuna yakın olduğu düşünülebilir.

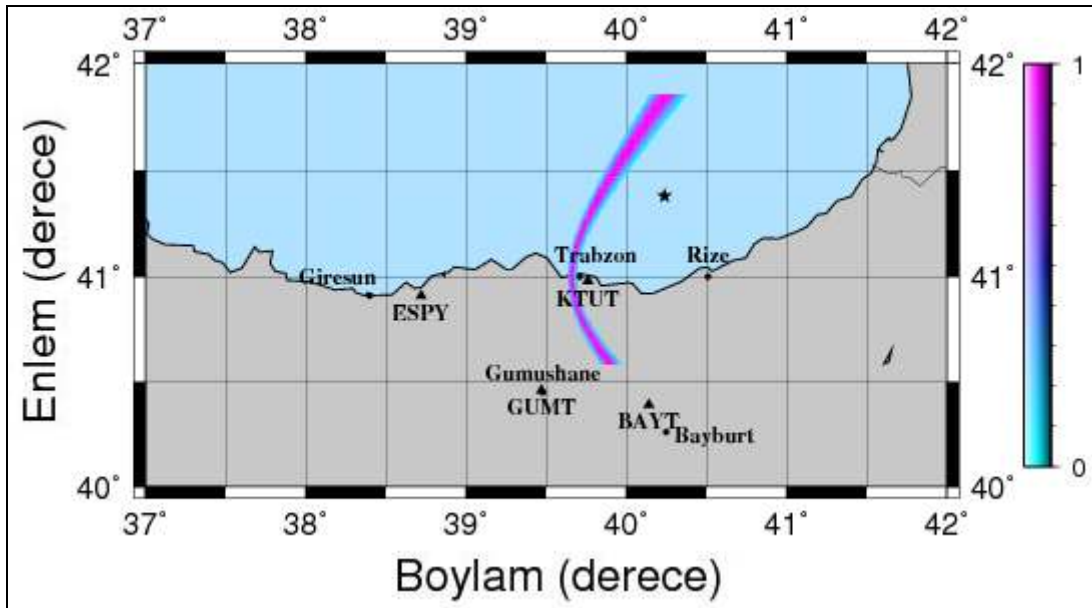


Şekil 45. 20.05.2010, 15:08:17 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş bir depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.

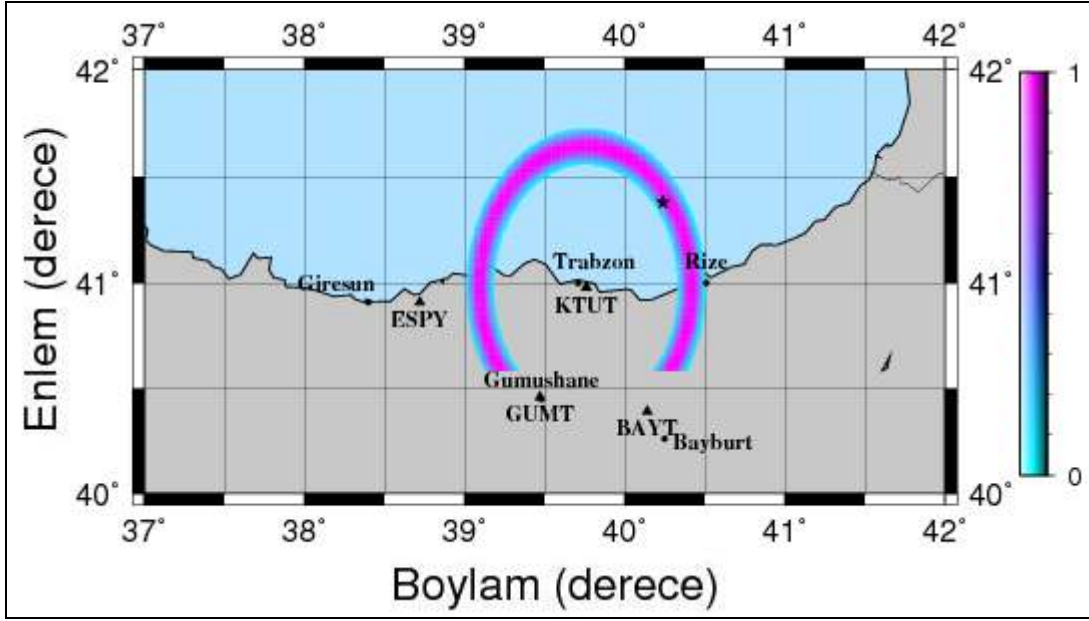
Şekil 46’da KTUT ve ESPY istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Bu bulanık kümenin ideal şekilde bir hiperbol üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir. Şekil 47’de KTUT ve ESPY istasyon çifti için elde edilen S-S bulanık kümesi görülmektedir. Bu kümenin de yine bir hiperbol üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir. Şekil 48’de KTUT istasyonu için elde edilen S-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada bu kümenin bir çember üzerinde dağılım gösterdiği ve zSacWin lokasyon programının bulduğu deprem konumunun çok yakınından geçtiği görülmektedir. Şekil 49’da ESPY istasyonu için elde edilen S-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada çember tamamen görülememektedir. Bunun sebebi çözümün daha hızlı olması için tarama alanının daraltılmasıdır. Tarama alanının sınırları keskin bir şekilde S-P yayının başlangıcı ve bitişinde görülmektedir.



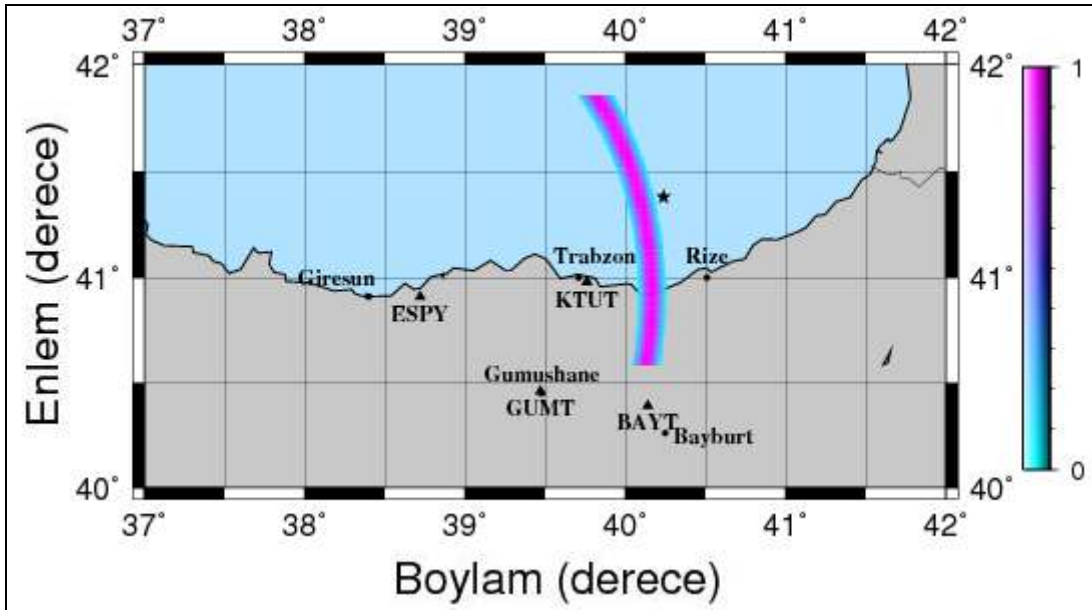
Şekil 46. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız, zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 47. KTUT ve ESPY istasyon çifti için S-S varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız, zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

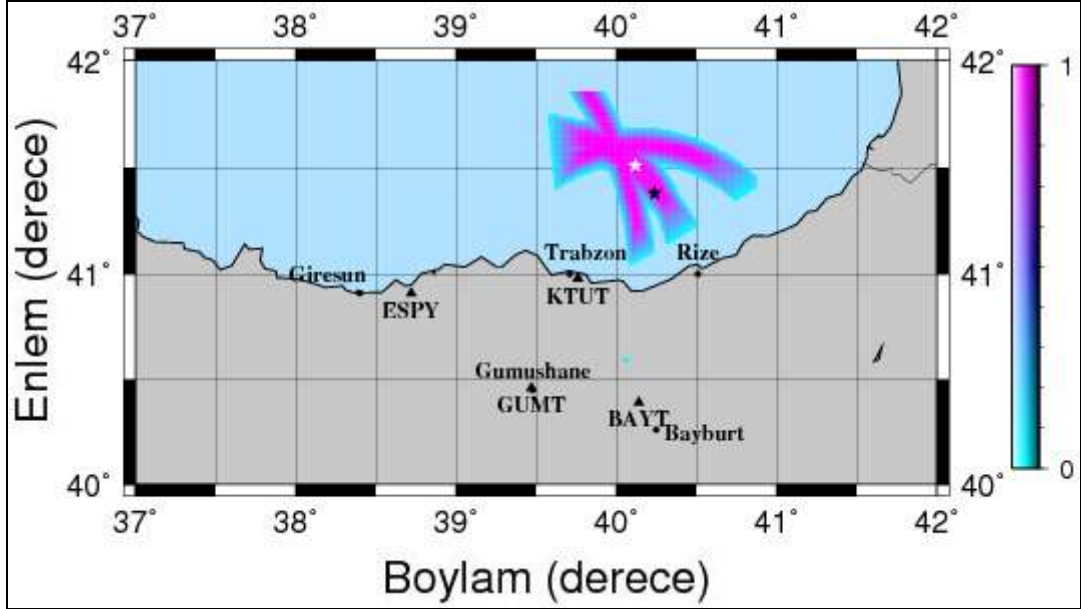


Şekil 48. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız, zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 49. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız, zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

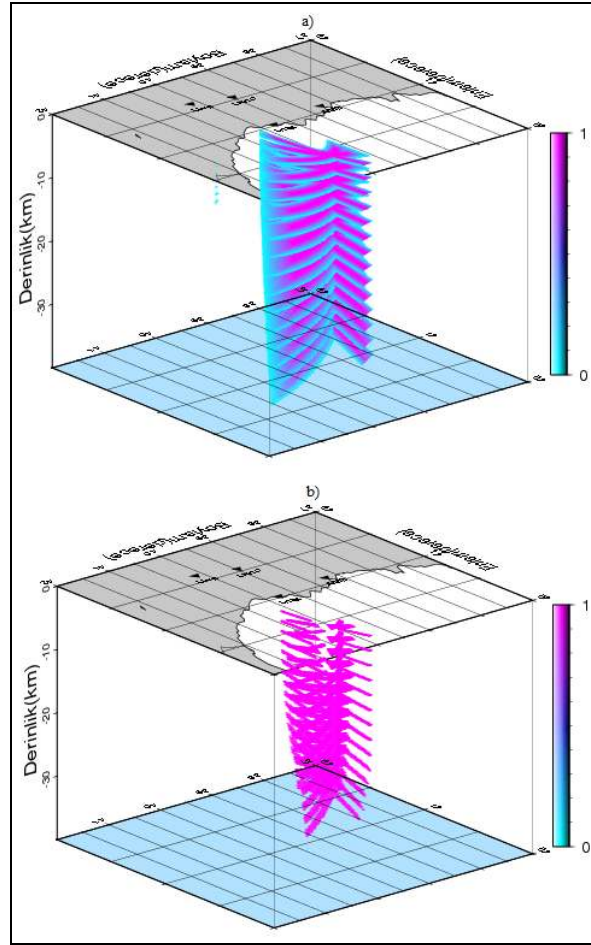
Şekil 50’de bu depremin çözümü sonucu elde edilen bulanık çıkış kümesi görülmektedir. Bu bulanık kümenin şeklinden de anlaşılağı üzere, S-P çemberlerinin ters çözüm yönteminin bulduğu noktanın biraz daha uzağında kuzeybatı doğrultusunda birbirini kesmekte olduğı görülmektedir. Bu çözümde araştırma yüzeyinin derinliğı zSacWin sonuçlarından yararlanarak 15 km seçilmiştir. Depremin, klasik ters çözüm yönteminden farklı olarak enlemi 41.51^0 ve boylamı 40.12^0 olarak bulunmuştur. Bu farkın, zSacWin programının ters çözüm yöntemini temel alarak çalışmasından kaynaklandığı düşünülmektedir.



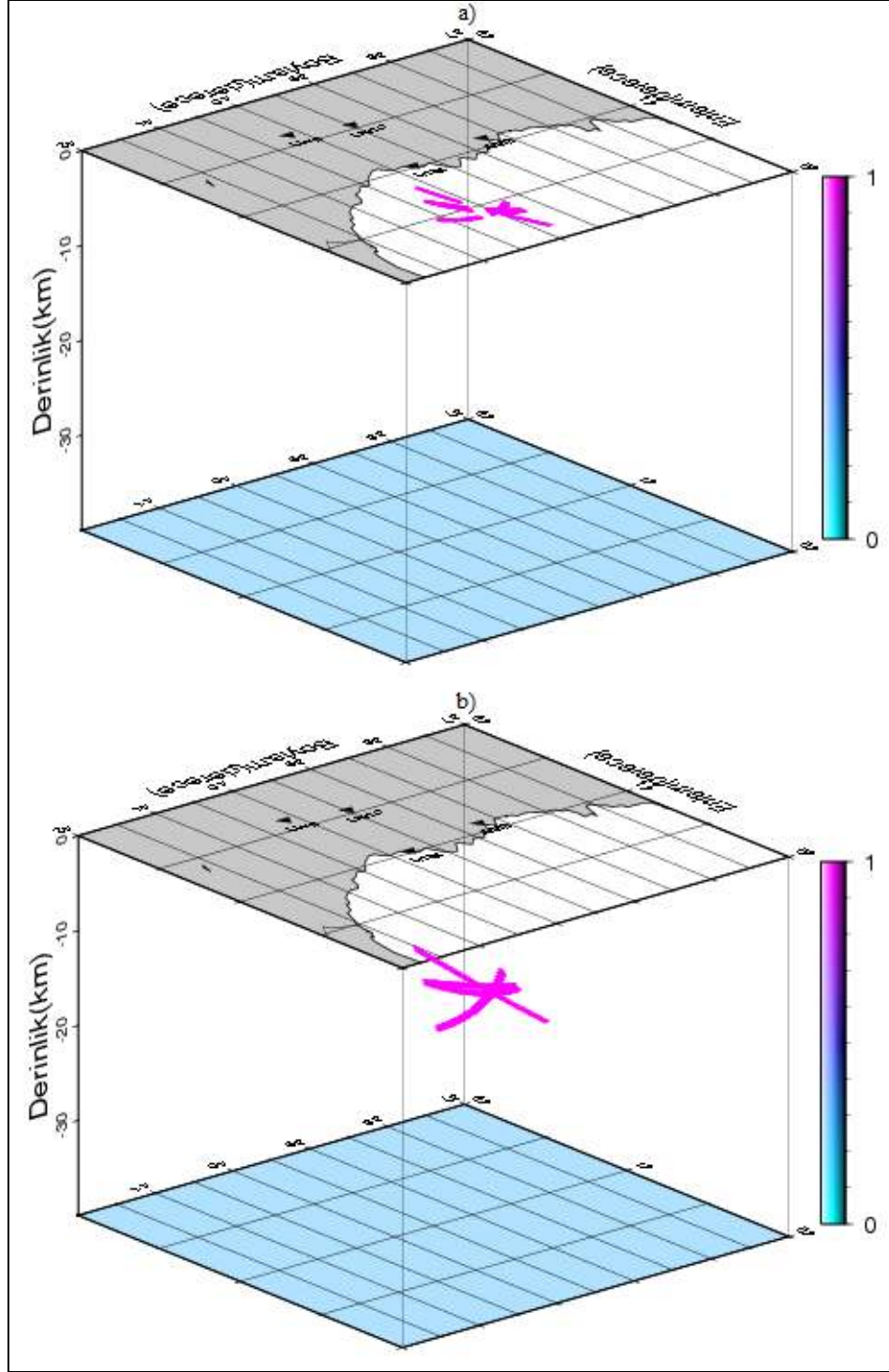
Şekil 50. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız, zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız, durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.

Yatay bir düzlem üzerindeki çözümünün yanı sıra depremin derinliğı, üç boyutlu araştırma yaklaşımı ile araştırılmıştır. Şekil 51’de farklı eğim açlarına sahip yüzeyler üzerinde elde edilen bulanık episantr çıkış kümeleri görülmektedir. Daha anlaşılır olması için Şekil 51 b’de bu bulanık kümelerin sadece bir tam üyelik derecelerine sahip elemanları gösterilmiştir. Şekil 52’de $\alpha = 0$ ve $\alpha = 5$ eğim açılarındaki yüzeyler üzerinde elde edilen bulanık episantr çıkış kümeleri görülmektedir. Burada beş derecelik eğim açısına sahip yüzey için elde edilen bulanık kümenin sıfır eğim açısına sahip yüzey

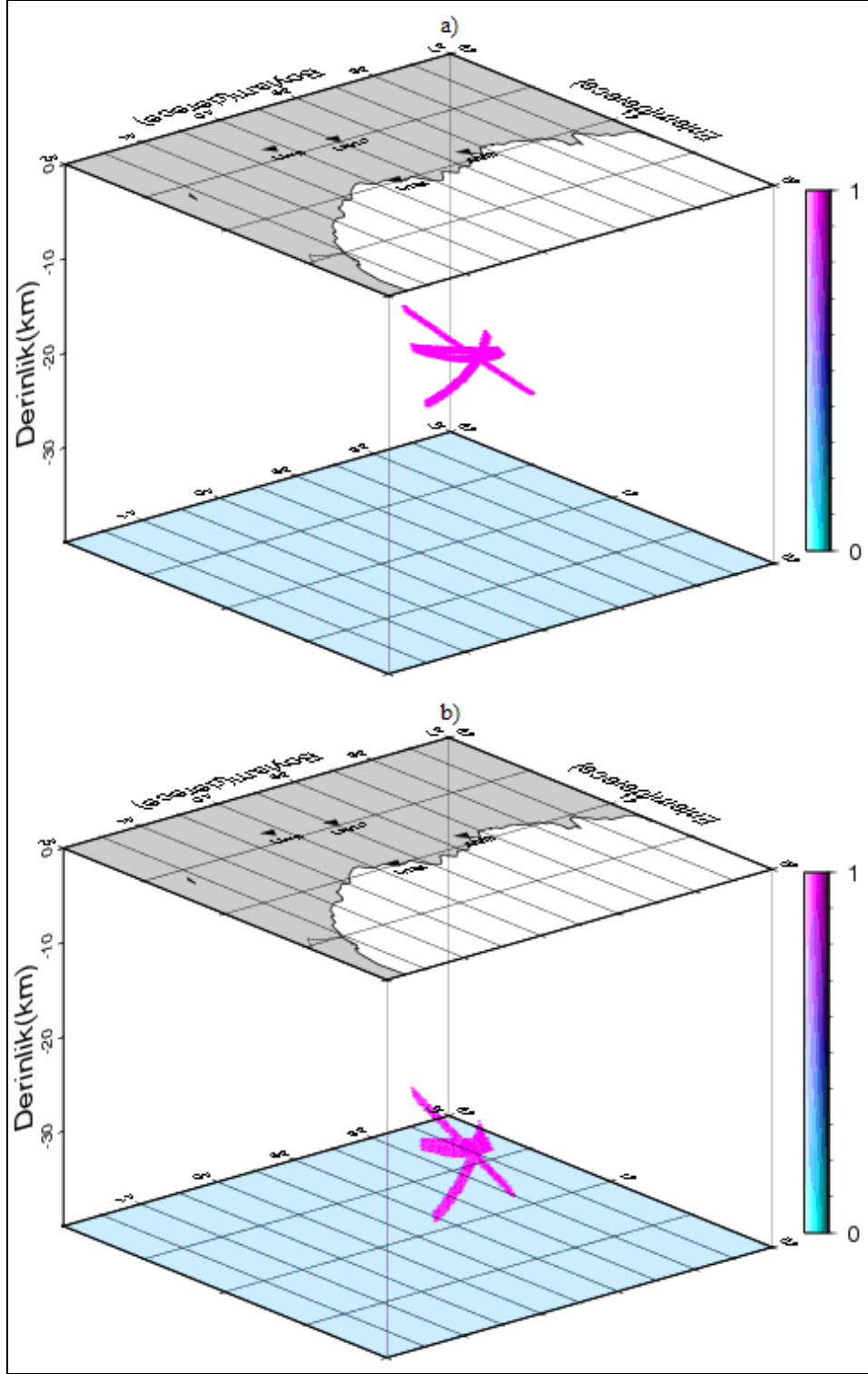
üzerinde elde edilen bulanık kümeden farklı ve daha toplu bir hal aldığı açıkça görülmektedir. Şekil 53'te $\alpha = 7$ ve $\alpha = 13$ derecelik eğimlere sahip yüzeyler için elde edilen bulanık episantr kümeleri görülmektedir. Bulanık kümelerin eğim açısı arttıkça toplu bir hale bürünmesinin burada da devam ettiği görülmektedir. $\alpha = 13$ eğim açısına sahip yüzey üzerinde elde edilen bulanık çıkış kümesinin, yaklaşık 25 km civarında oldukça toplu bir hal aldığı görülmektedir. Bu bulgu, zSacWin lokasyon programı ile bulunan 27.5 km'lik odak derinliğine işaret etmektedir.



Şekil 51. a) 20.05.2010, 15:08:17 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelen bu depremin birer derecelik artımlarla 0-13 derecelik eğimlere sahip yüzeyler üzerinde elde edilen bulanık çıkış kümeleri. b) Sadece 1 tam üyelik derecelerine sahip noktaların 0-13 derecelik eğimlere sahip yüzeyler üzerindeki konumları.



Şekil 52. a) 1 tam üyelik derecesine sahip noktaların 0 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları. b) 1 tam üyelik derecelerine sahip noktaların 5 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları.



Şekil 53. a) 1 tam üyelik derecesine sahip noktaların 7 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları. b) 1 tam üyelik derecelere sahip noktaların 13 derecelik eğime sahip yüzey üzerindeki konumları.

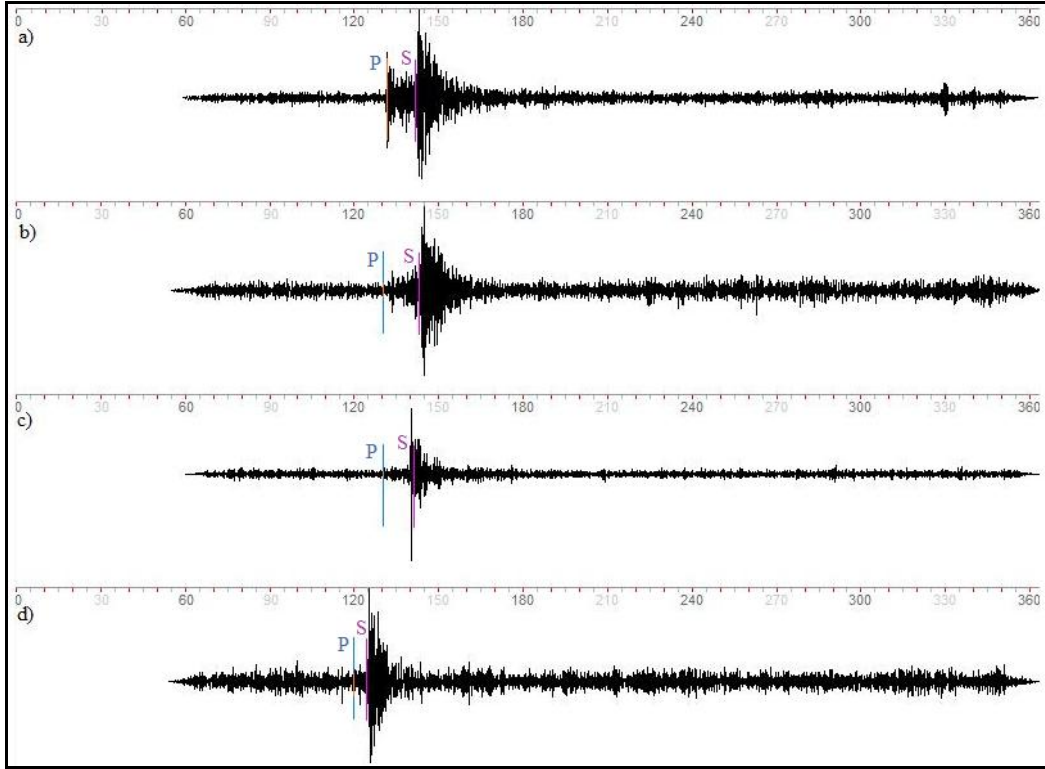
4.4.4. Trabzon Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Depremi'nin Çözümü

21.11.2010 tarihinde Trabzon açıklarında meydana gelen bu deprem yine istasyon ağı dışında meydana geldiği için seçilmiştir. Klasik ters çözüm yöntemi ile elde edilen ve Tablo12'de verilen sonuçlara göre deprem yerin 9.4 km altında saat 06:03:53'te meydana gelmiştir. Depremin azimut açısı (gap) 271 derece ve magnitüdü 4.4 olarak belirlenmiştir. Araştırma yüzeyi derinliği klasik ters çözüm yöntemi ile elde edilen sonuçlardan yola çıkarak 5 km olarak alınmıştır. Grid aralığı 1 km seçilmiştir.

Tablo 12. 21.11.2010 tarihli depremin genel bilgileri.

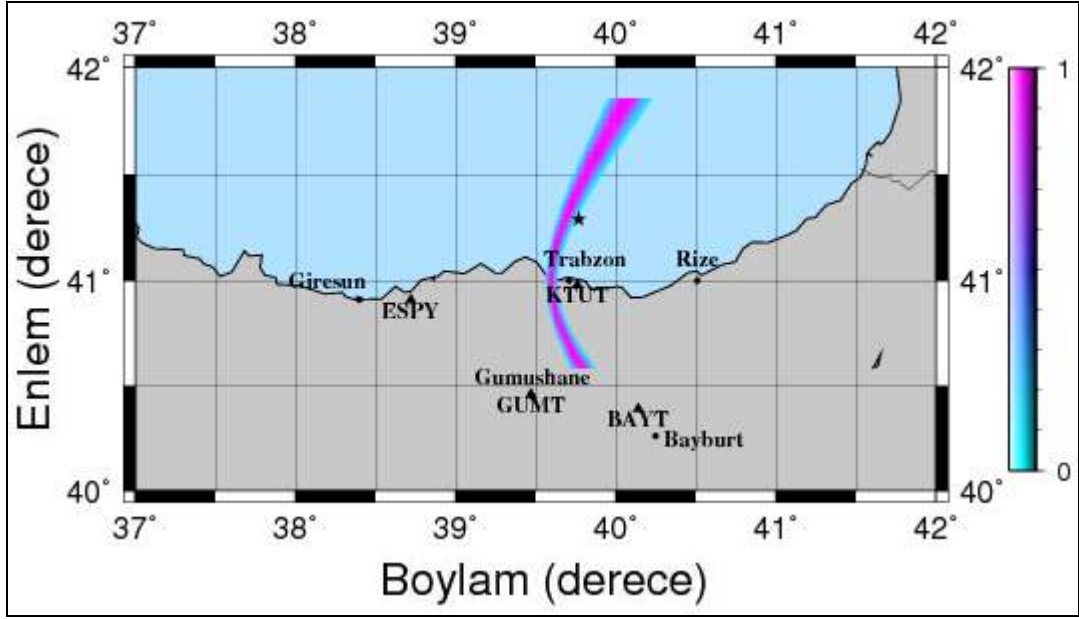
Oluş Tarihi:	21.11.2010
Orjin Zamanı:	06:03:53
Enlem (derece):	41.19
Boylam (derece):	39.80
Derinlik (km):	9.4
Magnitüd (Md):	4.4
Gap (derece)	271

Şekil 54'te bu depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları ve kayıtlar üzerinde yapılan dalga fazı varış okumaları görülmektedir. Deprem dalga fazlarının ilk kayıt edildiği istasyonun KTUT istasyonu olduğu görülmektedir. Deprem dalga fazlarının ilk kayıt edildiği istasyonun KTUT istasyonu olması ve P ve S dalga fazlarının birbirine çok yakın zamanlarda kayıt edilmesi depremin bu istasyona çok yakın bir mesafede meydana geldiğine işaret etmektedir. Bu bulgulardan yola çıkarak depremin Karadeniz'de ve KTUT istasyonuna yakın bir noktada meydana geldiği düşünülebilir ve bu düşünce her iki yöntemle bulunan sonuçları desteklemektedir.

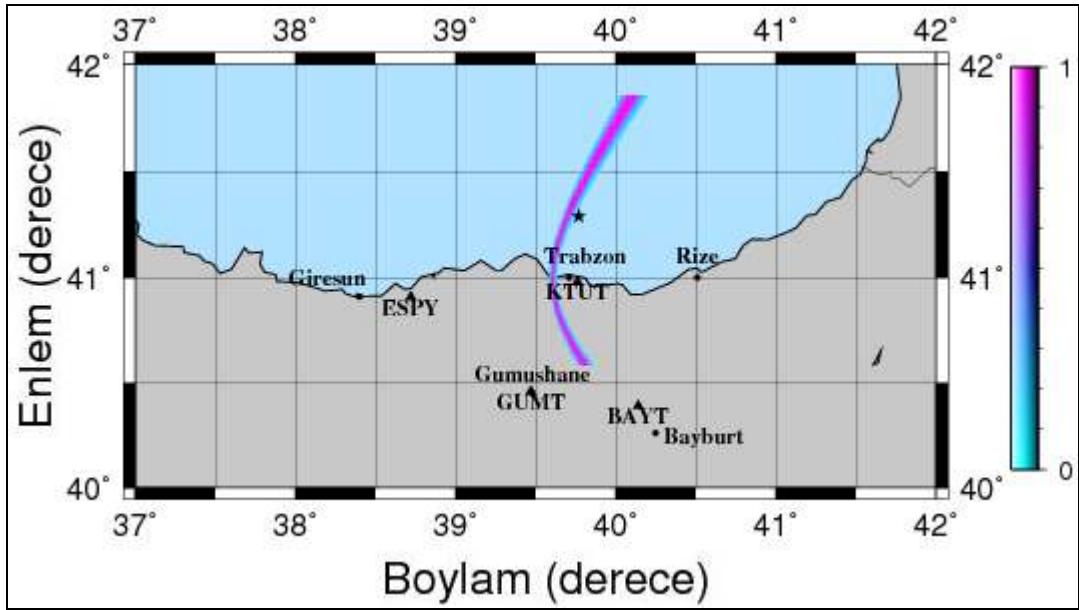


Şekil 54. 21.11.2010, 06:03:53 tarihinde Trabzon açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.

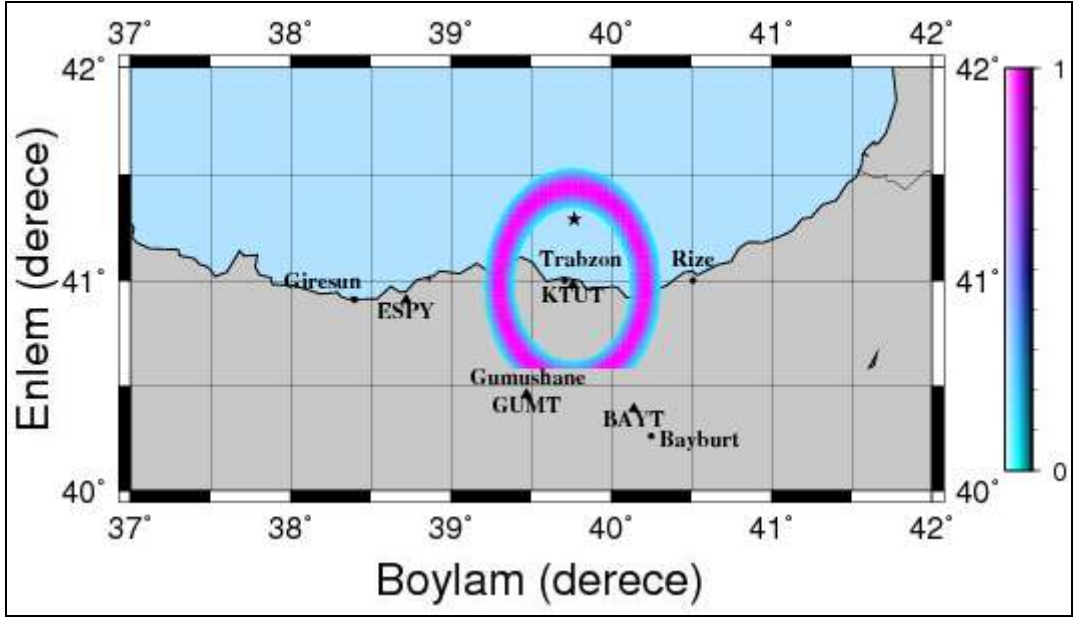
Şekil 55’te KTUT ve ESPY istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Bu bulanık kümenin de ideal şekilde bir hiperbol üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir. Şekil 56’da KTUT ve ESPY istasyon çifti için elde edilen S-S bulanık kümesinin hiperbolik bir dağılım gösterdiği görülmektedir. Şekil 57 ve 58’de KTUT ve GUMT istasyonları için elde edilen S-P bulanık kümelerinin çember üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir.



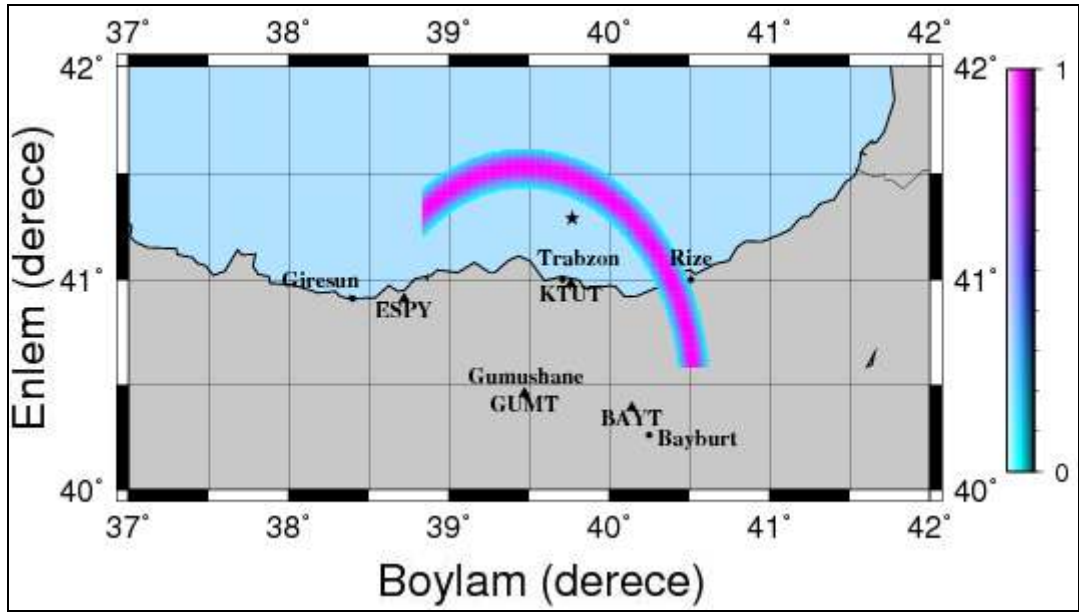
Şekil 55. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 56. KTUT ve ESPY istasyon çifti için S-S varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

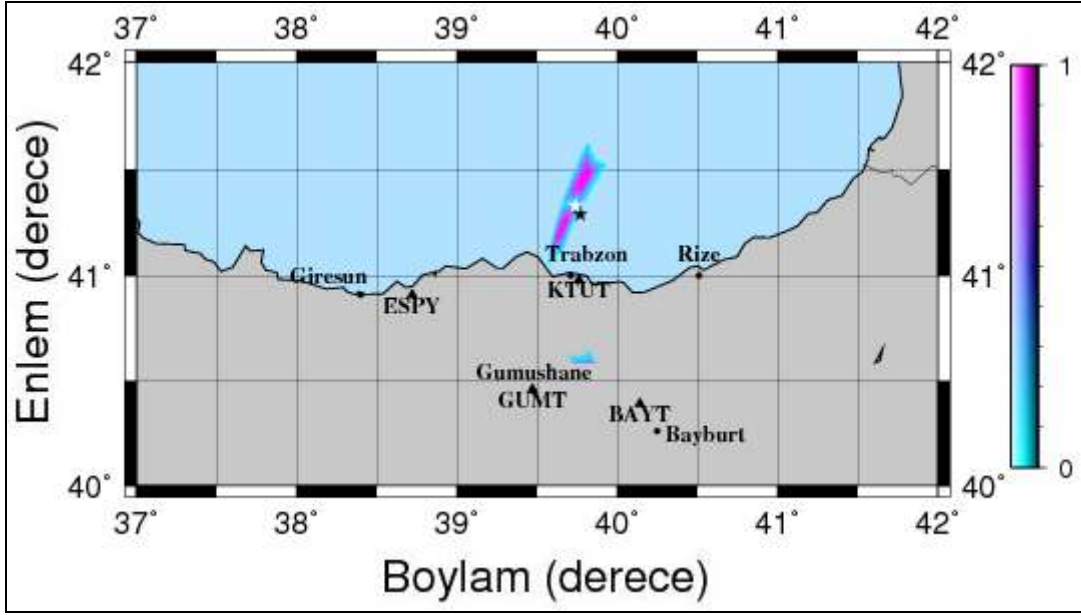


Şekil 57. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 58. GUMT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

Şekil 59’da bulanık işlemler sonucu elde edilen episantr çıkış kümesi görülmektedir. (59) formülü ile elde edilen bu bulanık çıkış kümesinden episantr noktası, ağırlık merkezi yöntemi ile belirlenmiştir. Trabzon açıklarında meydana gelen bu depremin; bulanık mantık yaklaşımlı düz problem çözümü kullanılarak klasik ters çözüm yönteminden farklı olarak, enlemi 41.33° ve boylamı 39.74° olarak bulunmuştur.



Şekil 59. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.

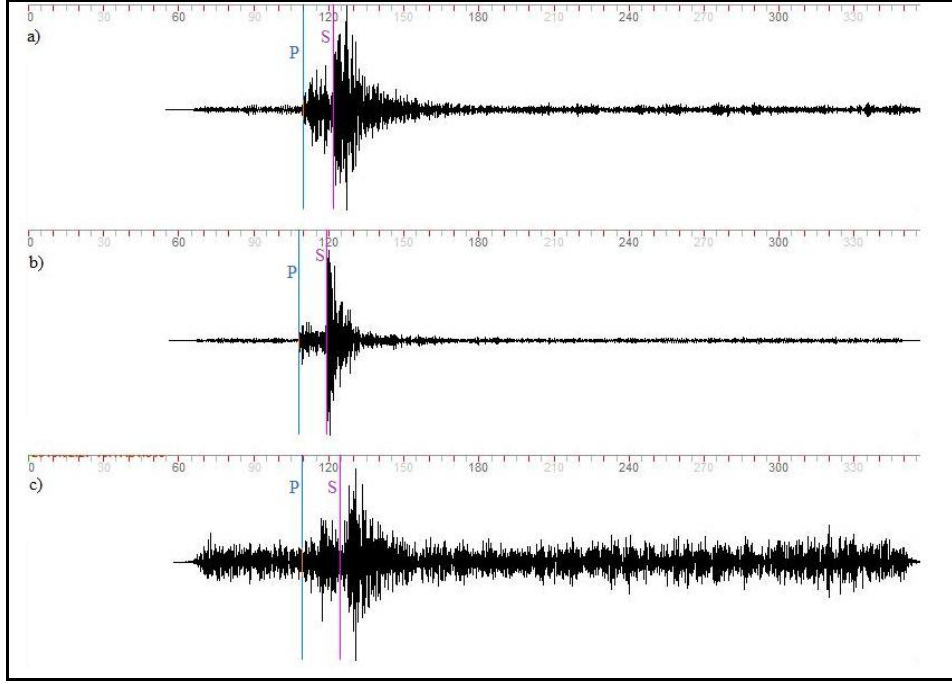
4.4.5. Gümüşhane Yakınlarında Meydana Gelmiş Bir Depremi'nin Çözümü

27.02.2010 Gümüşhane yakınlarında meydana gelen bu deprem, hem istasyon ağı dışında hem de bu çalışma kapsamında çözümü yapılan diğer depremlerden farklı olarak karada meydana gelmesinden dolayı seçilmiştir. Böylelikle yöntemin karada meydana gelen depremlerde nasıl sonuç verdiği gözlemlenmiştir. Tablo 13’te bu depremin klasik ters çözüm yöntemi ile çözülmesi sonucu elde edilen sonuçlar görülmektedir. Tablo 13’e göre deprem saat 10:18:32’de yerin 5 km derinliğinde meydana gelmiştir. Depremin azimut açısı 256 derece ve magnitüdü 2.8 olarak belirlenmiştir. Bu sonuçlardan yola çıkarak araştırma derinliği 5 km seçilmiştir. Grid aralığı yine 1 km seçilmiştir.

Tablo 13. 27.02.2010 tarihli depremin genel bilgileri.

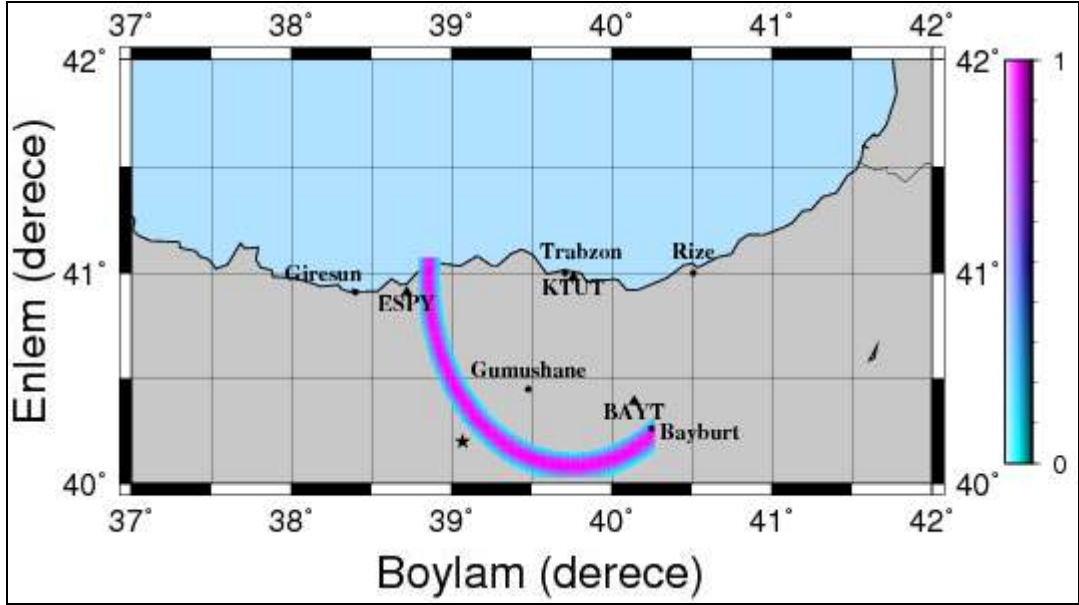
Oluş Tarihi:	27.02.2010
Orjin Zamanı:	10:18:32
Enlem (derece):	40.20
Boylam (derece):	39.07
Derinlik (km):	5
Magnitüd (Md):	2.8
Gap (derece)	256

Şekil 60'ta depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kaydı ve bu kayıtlar üzerinde yapılan deprem dalga fazı okumaları görülmektedir. Deprem kayıtlarında P ve S dalga fazı varış zamanlarının bir birine çok yakın olduğu görülmektedir. Bu bulgudan yola çıkarak depremin sismik istasyonlara eşit uzaklıkta bir noktada meydana geldiği düşünülebilir. Bu depremin çözümünde diğer depremlerden farklı olarak sadece 3 istasyon kullanılmıştır. Bu sayede yöntemin üç istasyon verisi ile nasıl sonuçlar vereceği gözlemlenmiştir.

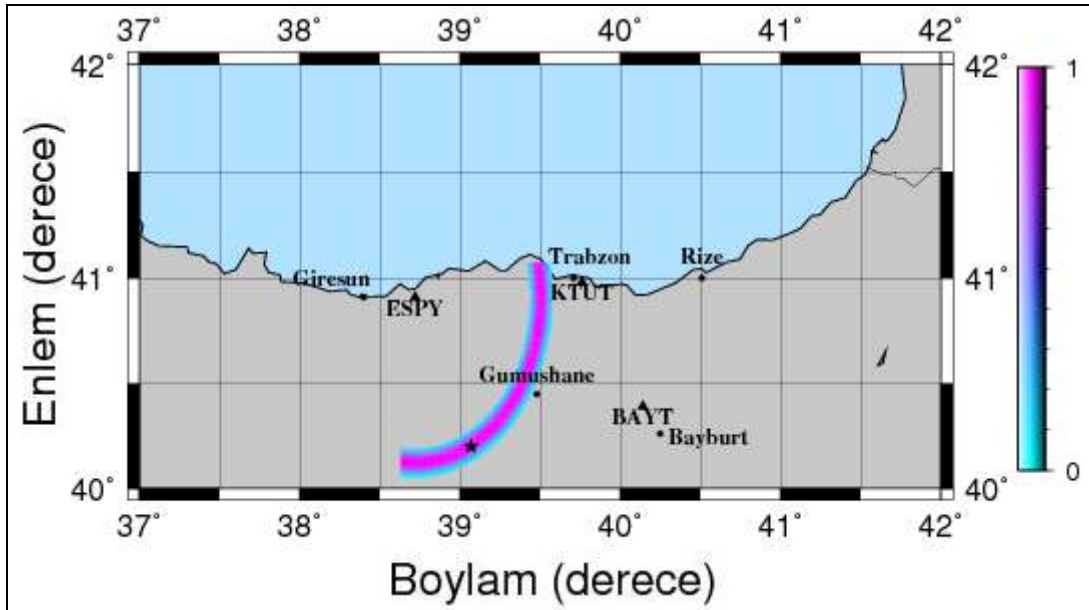


Şekil 60. 27.02.2010, 10:18:32 tarihinde Gümüşhane yakınlarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.

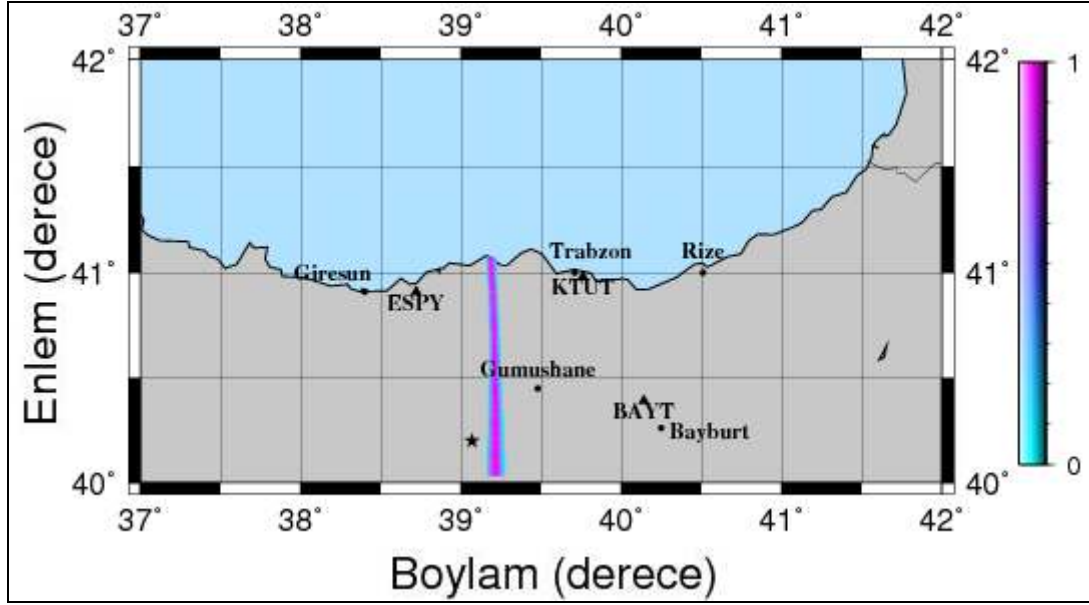
Şekil 61 ve 62’de KTUT ve ESPY sismik istasyonları için elde edilen ve bir çember üzerinde dağılım gösteren S-P bulanık kümeleri görülmektedir. Araştırma alanının keskin sınırları bu şekillerde rahatlıkla görülmektedir. İşlem hacmini azaltıp çözümün hızlı bir şekilde yapılması için araştırma alanı sınırlandırılmıştır. Bu nedenle çemberler tam olarak gözlenememektedir. Şekil 63’te KTUT ve ESPY istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Diğer depremlerden elde edilen hiperbolik kümelere nazaran burada doğrusal bir dağılım gözlenmektedir. Bunun sebebi depremin, istasyon çiftinin tam orta noktasında meydana gelmiş olmasıdır. Böyle bir durumda P-P ve S-S bulanık kümeleri eğrisellikten çıkıp doğrusal bir hal almaktadır. Şekil 64’te KTUT ve BAYT istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada da Şekil 63’e benzer bir şekilde P-P bulanık kümesi doğrusal bir dağılım göstermektedir. Bunun sebebi yine bu depremin bu iki istasyonun tam orta noktasında meydana gelmiş olmasıdır.



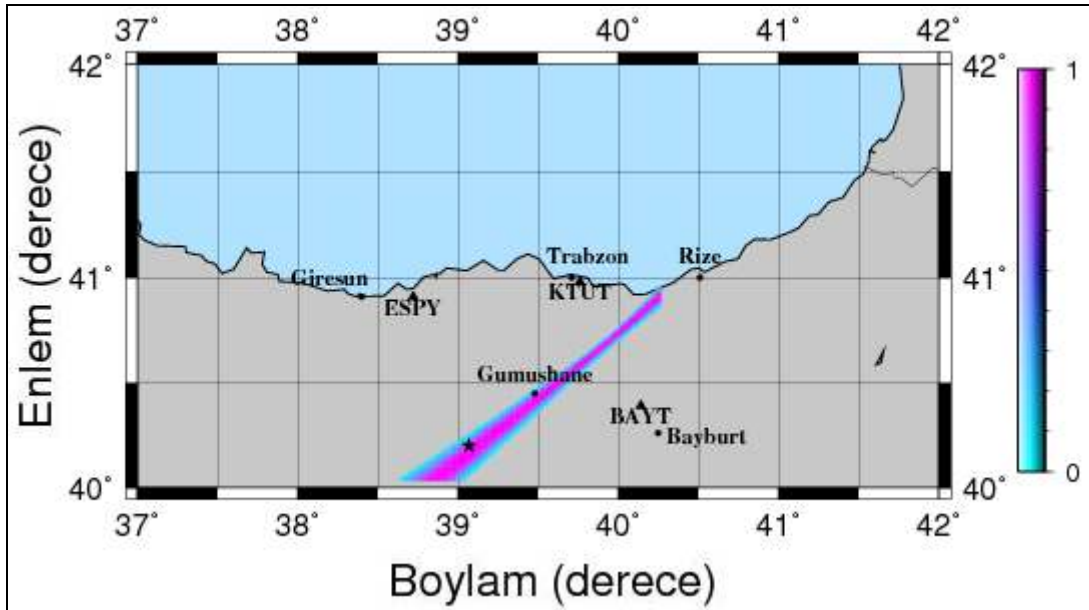
Şekil 61. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 62. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

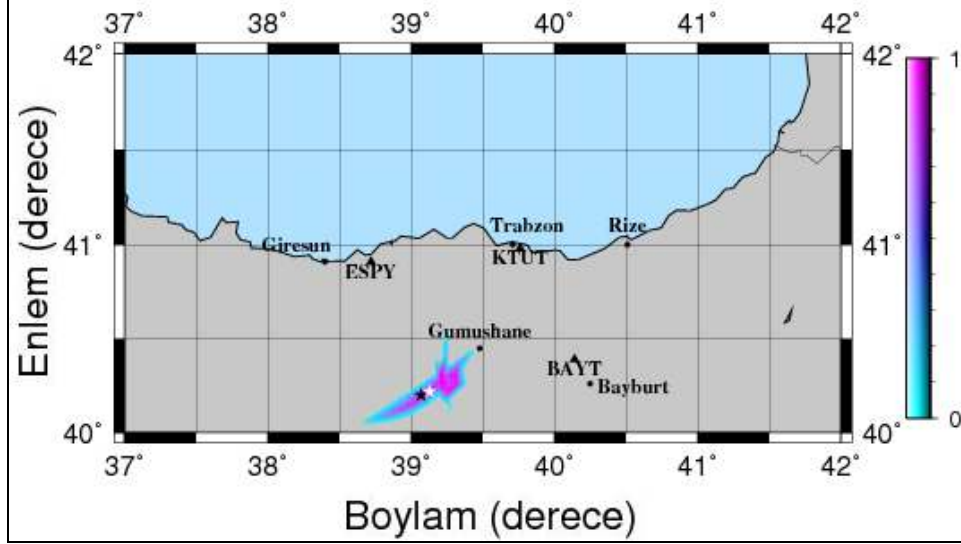


Şekil 63. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 64. KTUT ve BAYT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

Şekil 65'te (59) bağıntısı ile elde edilen bulanık çıkış kümesi görülmektedir. Bu bulanık kümeden episantr noktası ağırlık merkezi ile hesaplanmıştır. Durulama işlemi sonucu depremin, enlemi 39.15° ve boylamı 40.23° olarak bulunmuştur. Bulunan bu değerler klasik ters çözüm yönteminin tespit ettiği değerler ile hemen hemen aynıdır.



Şekil 65. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.

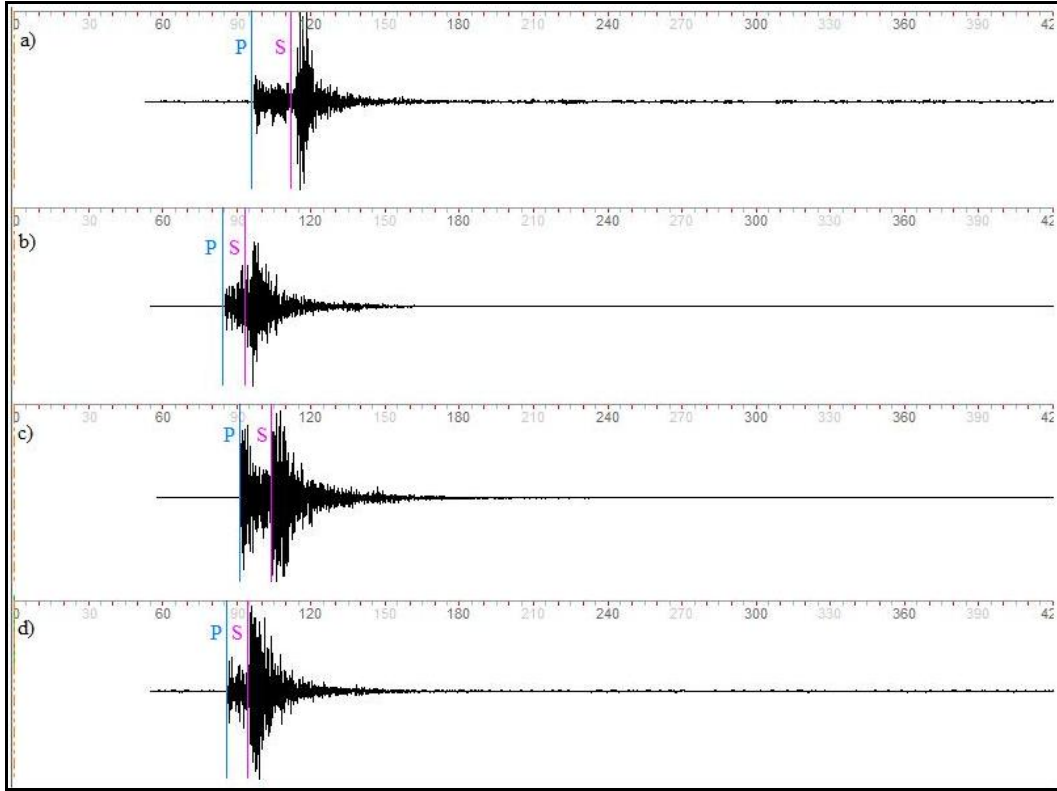
4.4.6. Karadeniz Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Depremin Çözümü

20.10.2008 tarihinde Espiye açıklarında meydana gelen bu deprem, yine istasyon ağı dışında ve denizde meydana geldiği için bu çalışma kapsamında çözülmek üzere seçilmiştir. Depremin klasik ters çözüm yöntemi ile çözümünden elde edilen sonuçlar Tablo 14'te görülmektedir. Bu sonuçlara göre deprem yerin 5 km altında saat 23:22:14'te meydana gelmiştir. Depremin azimut açısı 259 derece ve magnitüdü 3.7 olarak belirlenmiştir. Bu sonuçlar baz alınarak araştırma yüzeyinin derinliği 5 km seçilmiştir. Grid aralığı bu çözümde de 1 km olarak belirlenmiştir.

Tablo 14. 20.10.2008 tarihli depremin genel bilgileri.

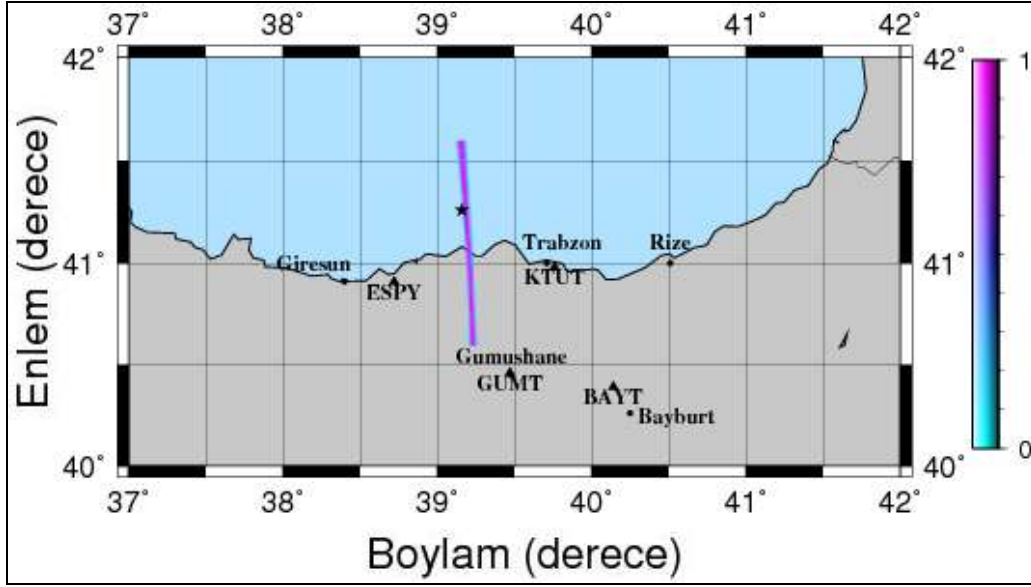
Oluş Tarihi:	20.10.2008
Orjin Zamanı:	23:22:14
Enlem (derece):	41.26
Boylam (derece):	39.16
Derinlik (km):	5
Magnitüd (Md):	3.7
Gap (derece)	259

Şekil 66'da depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları görülmektedir. Kayıtlardan da görüldüğü üzere deprem dalga fazlarının ilk varışları ESPY ve KTUT istasyonlarında diğer istasyonlardan daha önce ve hemen hemen aynı zamanda kayıt edilmiştir. Bu bulgudan yola çıkarak depremin Karadeniz'de ve bu iki istasyona hemen hemen eşit uzaklıkta meydana geldiği düşünülebilir. Bu bulgu, iki yöntemle de belirlenen episantr noktalarını desteklemektedir.

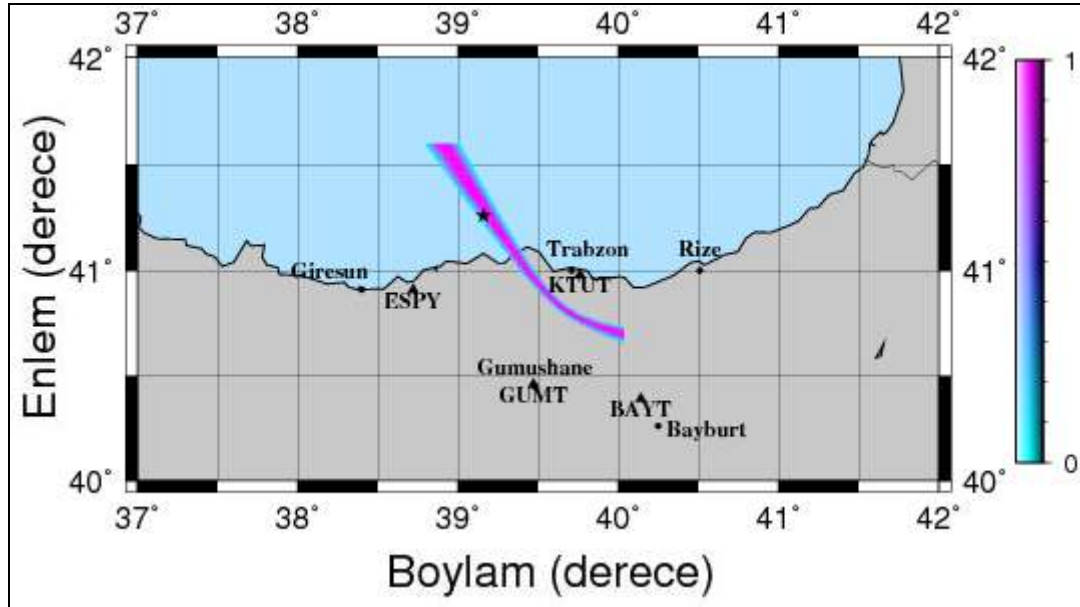


Şekil 66. 20.10.2008, 23:22:14 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.

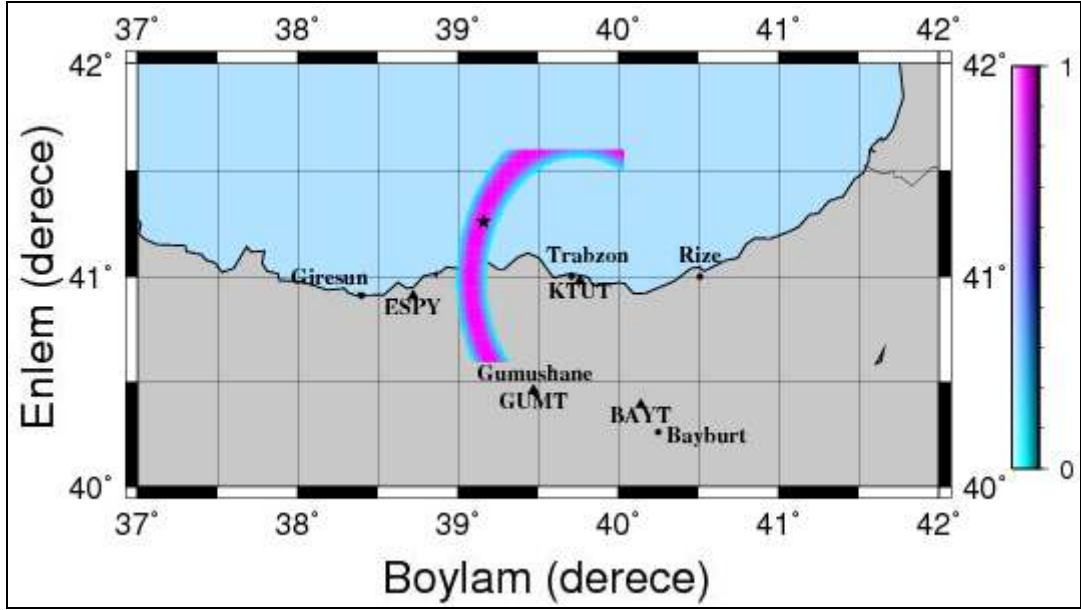
Şekil 67’de KTUT ve ESPY sismik istasyonu için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada P-P kümesi bir önceki çözüme benzer bir şekilde hiperbolik bir eğri yerine bir doğru üzerinde dağılım göstermektedir. Bu durum, depremin bu iki istasyon arasında bir noktada meydana gelmesinden kaynaklanmaktadır. Şekil 68’de KTUT ve GUMT sismik istasyonları için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada deprem odak noktası istasyon çiftinin orta noktasından biraz daha yukarıda bulunmasından dolayı bu bulanık kümenin nispeten daha hiperbolik bir eğri üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir. Şekil 69 ve Şekil 70’te KTUT ve ESPY istasyonları için S-P bulanık kümeleri görülmektedir. Bu şekillerde S-P bulanık kümelerinin zSacWin lokasyon programı ile elde edilen episantr noktasının üzerinden geçtiği görülmektedir.



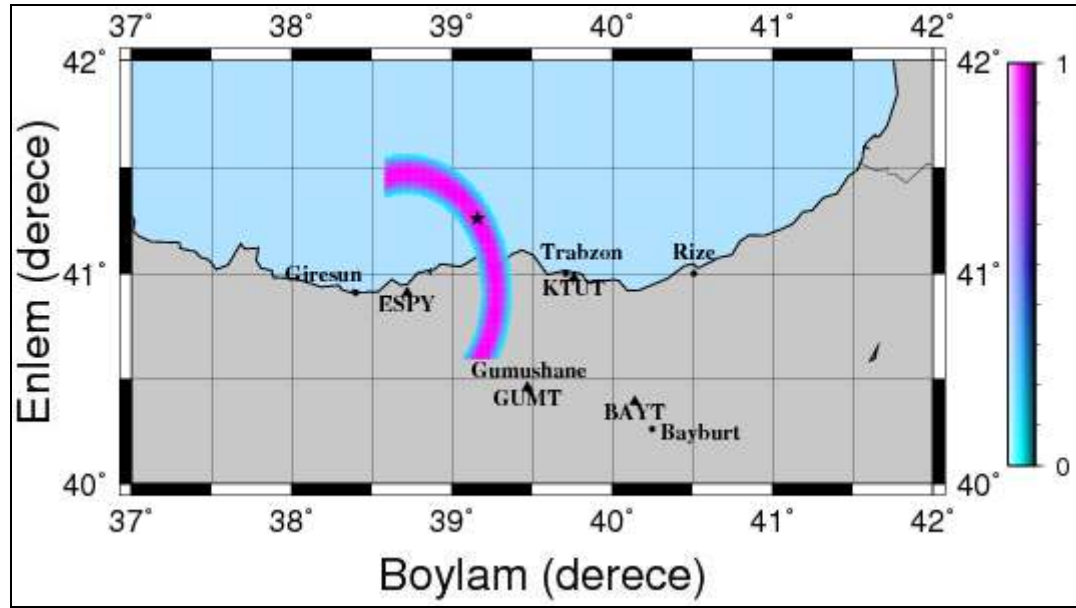
Şekil 67. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 68. KTUT ve GUMT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

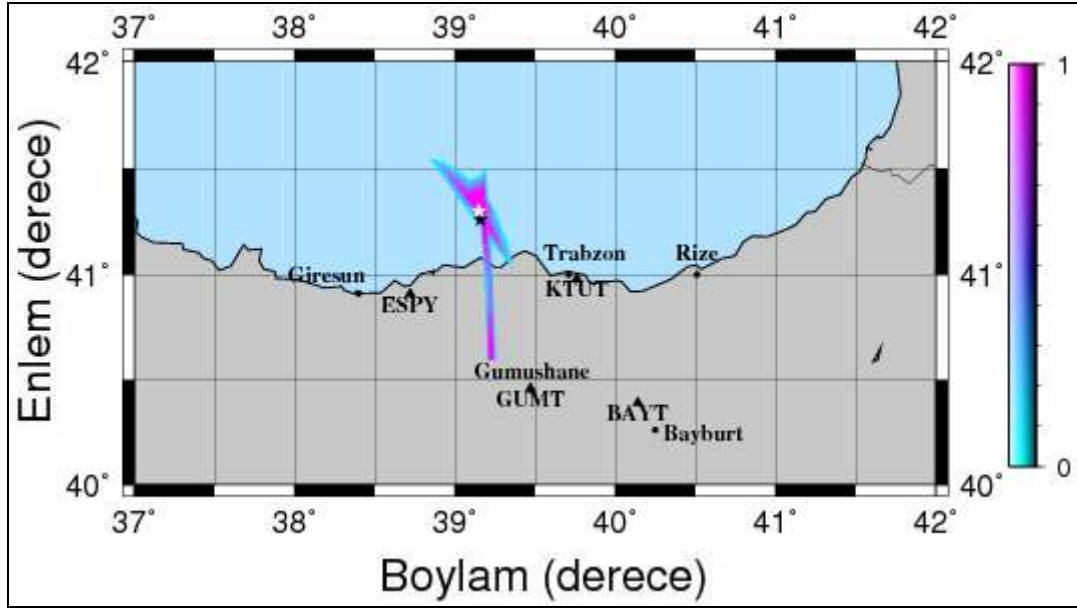


Şekil 69. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 70. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

Şekil 71’de (59) formülü ile elde edilen bulanık episantr kümesi görülmektedir. Bu depremin bulanık mantık yaklaşımlı düz problem çözümü ile enlemi 41.30° ve boylamı 39.15° olarak bulunmuştur ve bulunan bu değerler de klasik ters çözüm yönteminin tespit ettiği değerler ile hemen hemen aynıdır.



Şekil 71. Bulanık işlemler sonucu elde edilmiş bulanık çıkış kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan ve beyaz yıldız durulama sonucu belirlenen deprem konumunu göstermektedir.

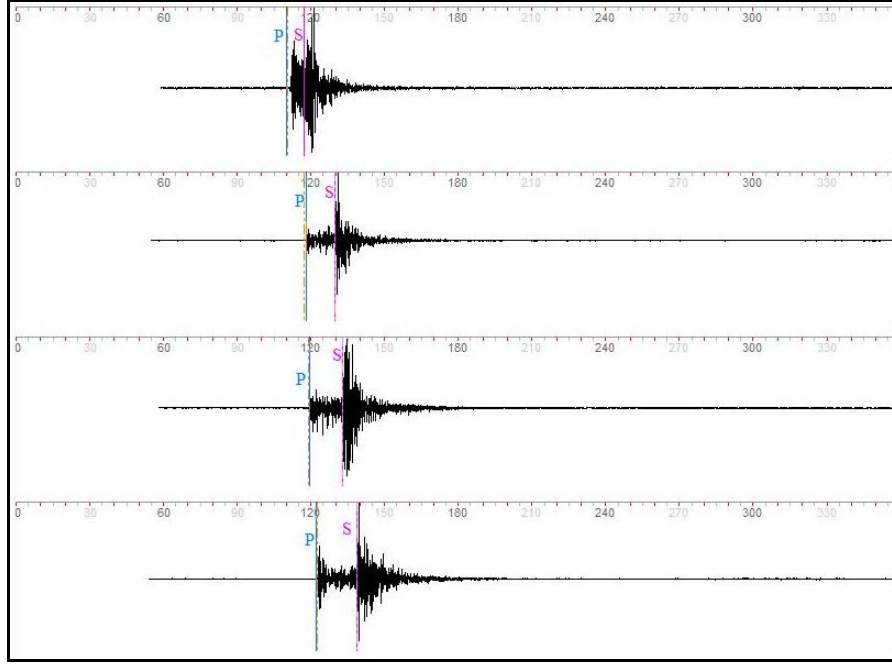
4.4.7. Karadeniz Açıklarında Meydana Gelmiş Bir Depremin Çözümü

28.04.2010 tarihinde Rize açıklarında meydana gelen bu deprem, istasyon ağı dışında ve denizde meydana geldiği için bu çalışma kapsamında çözülmek için seçilmiştir. zSacWin lokasyon programı ile bu depremin çözümü sonucu elde edilen sonuçlar Tablo 15’te verilmektedir. Tablo 15’te görüldüğü gibi klasik ters çözüm yöntemini ile depremin derinliği 23 km ve magnitudü 4.8 olarak hesaplanmıştır. Bu derinlik bilgisinden yola çıkarak araştırma yüzeyi derinliği 15 km olarak belirlenmiştir. Bu depremin çözümü içinde grid aralığı 1 km olarak atanmıştır.

Tablo 15. 28.04.2010 tarihli depremin genel bilgileri.

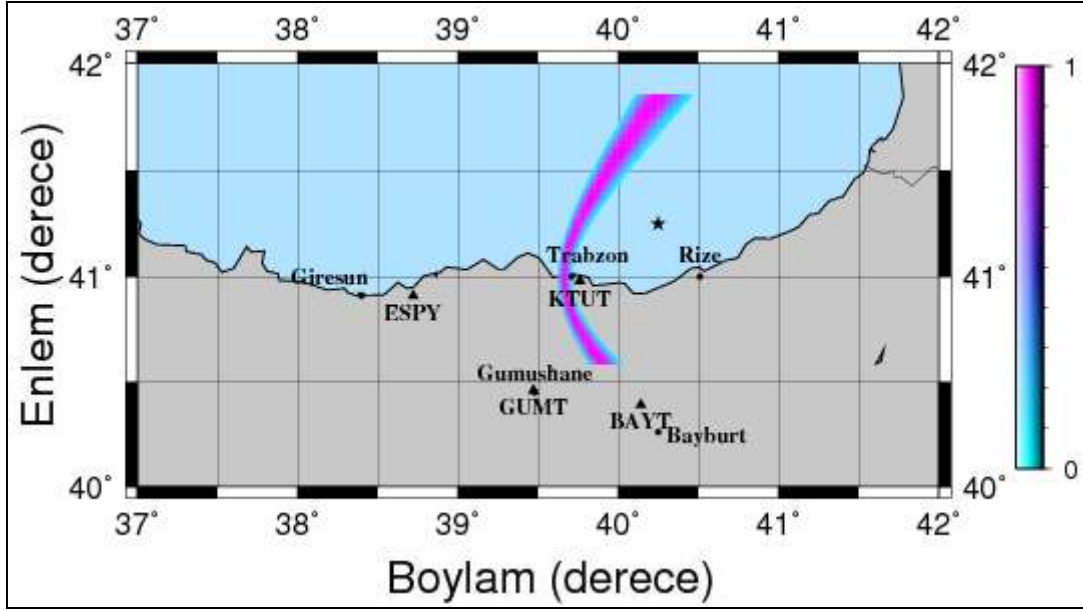
Oluş Tarihi:	28.04.2010
Orjin Zamanı:	05:49:40
Enlem (derece):	41.25
Boylam (derece):	40.25
Derinlik (km):	23
Magnitüd (Md):	4.8
Gap (derece)	249

Şekil 72’de bu depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları ve bu kayıtlar üzerinde yapılan dalga fazı okumaları görülmektedir. Deprem kayıtlarına bakıldığında depremin ilk kayıt edildiği istasyonun KTUT istasyonu olduğu görülmektedir. Diğer istasyonlarda kaydedilen kayıtlarda P dalga varışlarının giderek daha da geç kayıt edildiği ve S-P varış zamanı farklarının giderek arttığı görülmektedir. Bu gözlemlerden yola çıkarak depremin yine Karadeniz’de meydana geldiği düşünülebilir ve bu düşünce yine her iki yöntemle bulunan sonuçları desteklemektedir.

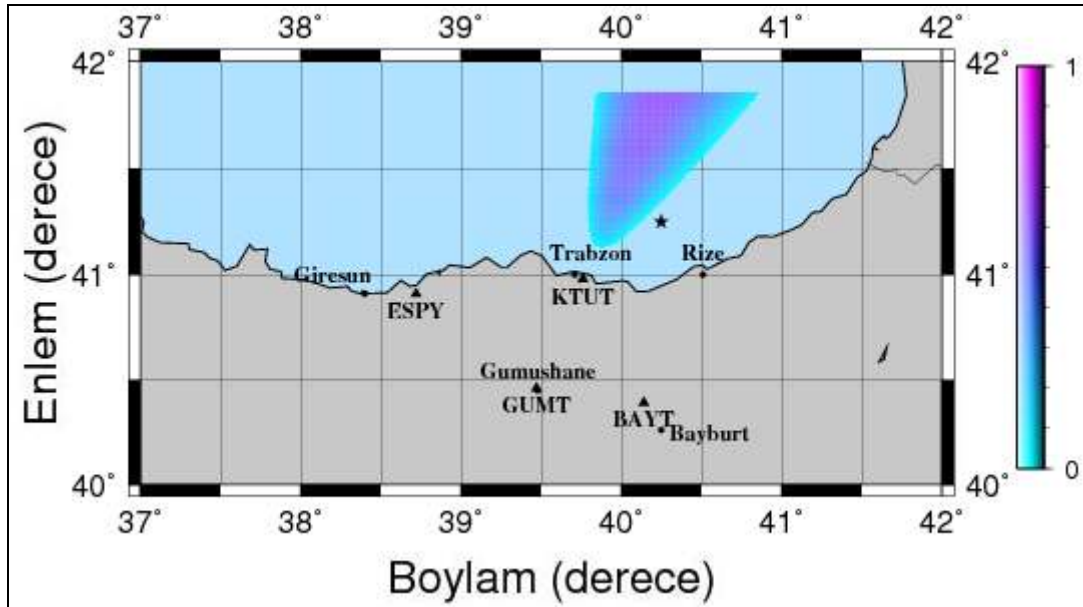


Şekil 72. 28.04.2010, 05:49:40 tarihinde Karadeniz açıklarında meydana gelmiş depremin sismik istasyonlarda kaydedilen düşey bileşen kayıtları. a) KTUT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. b) BAYT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. c) GUMT istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı. d) ESPY istasyonunda kaydedilen düşey bileşen kaydı.

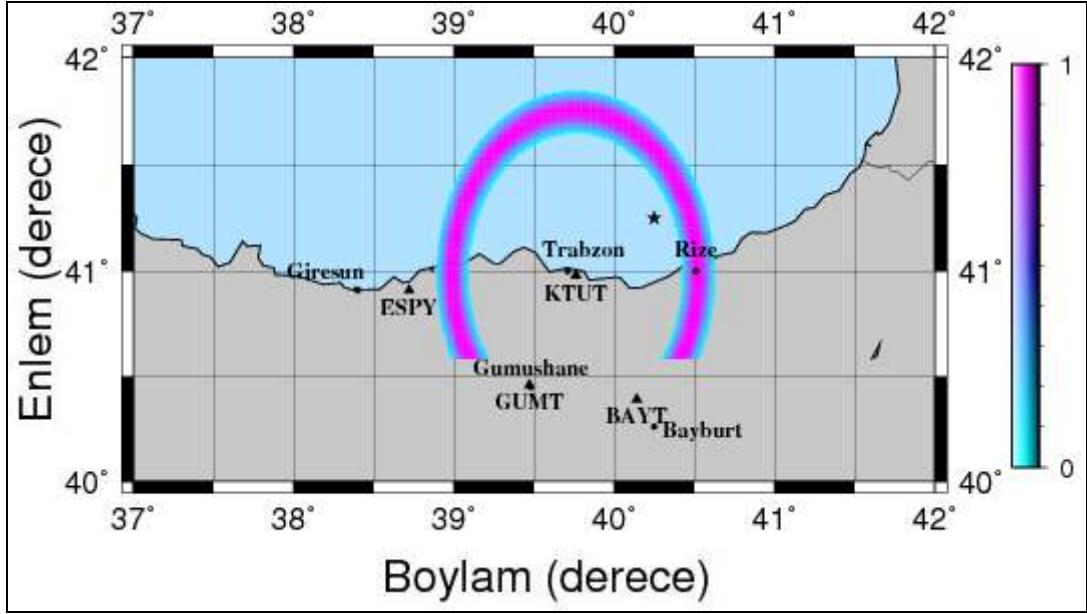
Şekil 73'te KTUT ve ESPY sismik istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Şekilden de görüldüğü üzere burada P-P bulanık kümesi bir hiperbolik eğri üzerinde dağılım göstermektedir. Şekil 74'te KTUT ve GUMT istasyon çifti için elde edilen P-P bulanık kümesi görülmektedir. Burada da P-P bulanık kümesi Şekil 73'e benzer şekilde hiperbolik bir eğri üzerinde dağılım göstermektedir. Şekil 75 ve 76'da KTUT ve ESPY istasyonları için elde edilen S-P bulanık kümeleri görülmektedir. Özellikle Şekil 75'te S-P bulanık kümesinin tipik bir çember üzerinde dağılım gösterdiği görülmektedir.



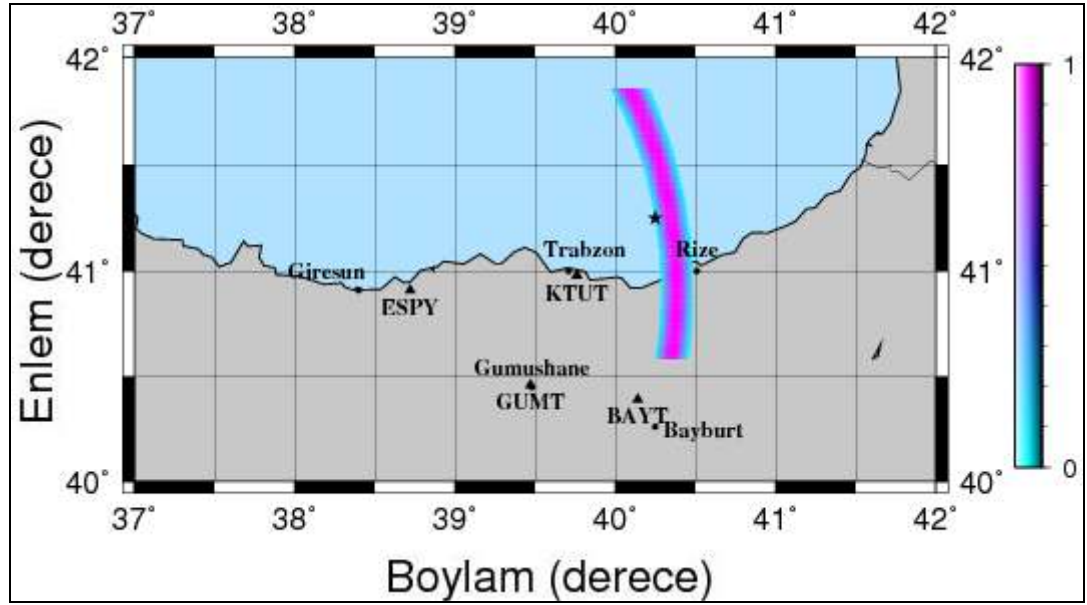
Şekil 73. KTUT ve ESPY istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 74. KTUT ve GUMT istasyon çifti için P-P varış zamanı farkları bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 75. KTUT istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.



Şekil 76. ESPY istasyonu için S-P varış zamanı farkı bulanık kümesi. Siyah yıldız zSacWin lokasyon programı ile bulunan deprem konumunu göstermektedir.

Tablo 16. Depremlerin zSacWin lokasyon programı ve bulanık mantık yaklaşımı düz çözüm tekniği ile hesaplanan enlem ve boylam değerleri.

Depremlerin Oluş Tarihleri	zSacWin Lokasyon Programı		Bulanık Mantık Yaklaşımı	
	Enlem	Boylam	Enlem	Boylam
20.05.2010	41.38	40.24	41.51	40.12
21.11.2010	41.19	39.80	41.33	39.74
27.02.2010	39.07	40.20	39.15	40.23
20.10.2008	41.26	39.16	41.30	39.15
28.04.2010	41.22	40.26	41.58	40.10

4.4.8. Deprem Kataloğu Verilerinden Seçilen Bazı Depremlerin Çözümü

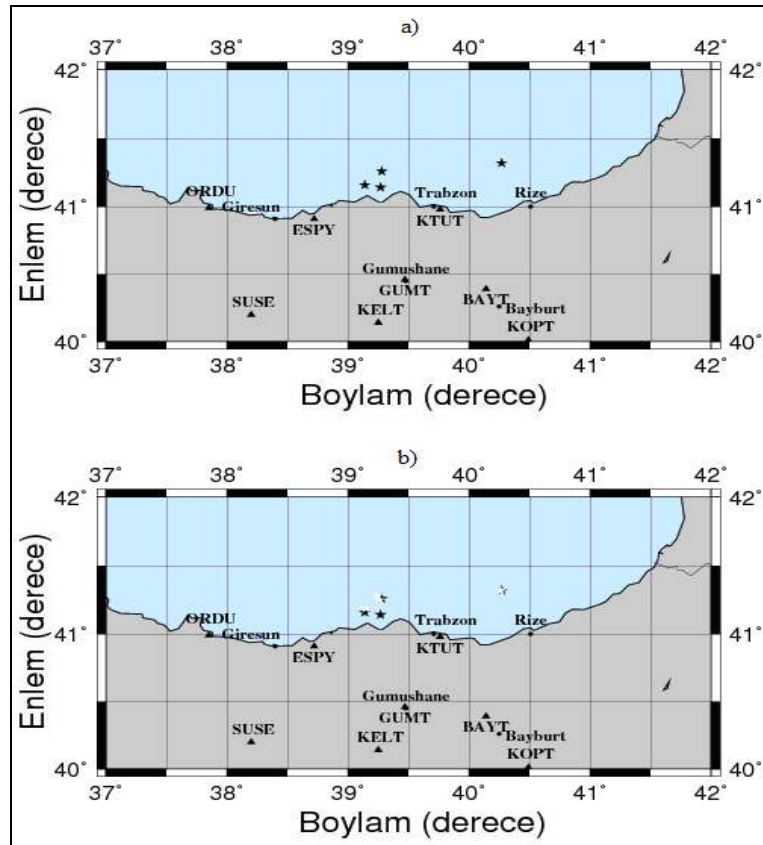
Bu çalışmada faz okumalarının başkaları tarafından yapılması ve hatalar içermesi durumunda bulanık mantık yaklaşımı bu yöntemin nasıl sonuçlar vereceğini gözlemlemek için, deprem kayıtları üzerinden belirlenen deprem dalga fazlarının yanı sıra ayrıca Karadeniz’de meydana gelen bazı depremlerin katalog verileri kullanılarak da depremlerin konumları belirlenmeye çalışılmıştır. Yöntemin bu deprem verileri kullanılması halinde nasıl etkin olduğu irdelenmiştir. Katalog verileri European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) internet sitesinden alınmış olup istasyon ağı dışında Karadeniz’de meydana gelen depremler seçilmiştir. S dalga fazı okumalarının bazı istasyonlarda olmamasına karşın, yöntemin katalog verileriyle de olumlu sonuçlar verdiği ve deprem konumlarının daha da iyileştirildiği gözlemlenmiştir.

Tablo 17. EMSC’nin belirlediği deprem konumları ve bulanık mantık yaklaşımı ile belirlenen deprem konumları.

Depremlerin Oluş Tarihleri	EMSC		Bulanık Mantık Yaklaşımı	
	Enlem	Boylam	Enlem	Boylam
23.04.2011	41.26	39.28	41.28	39.24
09.11.2010	41.14	39.27	41.25	39.26
17.04.2010	41.16	39.14	41.19	39.15
28.04.2010	41.32	40.27	41.32	40.26

Tablo 18. Çalışmada kullanılan depremlerin kayıt edildiği istasyonların konumları.

Sismik İstasyonlar	Enlem (derece)	Boylam (derece)
ESPY	40.91	38.72
KTUT	40.98	39.76
BAYT	40.39	40.14
GUMT	40.46	39.47
SUSE	40.20	38.20
KELT	40.14	39.25
KOPT	40.01	40.49
ORDU	40.99	37.85



Şekil 78. a) European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC) www.emsc-csem.org internet sitesinden alınan Karadeniz’de meydana gelmiş depremler. b) Katalog verileri kullanılarak bulanık mantık yaklaşımı ile hesaplanan deprem konumları ve EMSC’nin belirlediği deprem konumları. Beyaz yıldızlar bulanık mantık yaklaşımı ile belirlenen konumları göstermektedir.

5. TARTIŞMA

Bu çalışmada, istasyonlarda kaydedilen P ve S dalga fazlarından yararlanarak hesaplanan istasyonların birbirlerine göre P-P, S-S ve her bir istasyon için S-P varış zamanı farklarını kullanarak bulanık mantık yaklaşımlı düz problem çözümü tekniği ile depremlerin konumları belirlenmiştir. Yöntem öncelikle teorik olarak detaylı incelendikten sonra gerçek deprem verileri üzerinde uygulanmıştır. P-P ve S-S farkları azimutal dağılımın ve S-P farkları episantral uzaklıkların göstergeleridir. Bu çalışmada K. Lin ve A. R. Sanford'un (2001) tanımladıkları yaklaşımdan farklı olarak üyelik fonksiyonları gözlemsel farklardan yararlanarak oluşturulmuştur. Sabit derinlikteki bir yüzey üzerinde bulunan noktalardan istasyonlara olan teorik P ve S dalga fazı varış zamanları hesaplanarak bu teorik varışlardan araştırma yapılan alan üzerindeki noktalar için teorik P-P, S-S ve S-P farkları hesaplanmıştır. Teorik farklar, gözlemsel farklardan yararlanarak oluşturulan üyelik fonksiyonları ile bulanık ortama aktarılıp haritalanırlar ve hesap noktalarının gerçek deprem noktasına olan yakınlıkları gözlemlenmiş olur. Bu yaklaşımda yöntem daha basite indirgenmiş olup işlem hacmi daha az bir hal almış olur. Ayrıca üyelik fonksiyonlarının gözlemsel farklardan yararlanarak oluşturulması sayesinde, dalga fazları varış zamanları okumalarındaki hatalar ve istasyon yüksekliklerinden kaynaklanan varış zamanlarındaki gecikmeler deprem konumlarını belirlerken modellenmiş olur. Bu iki yaklaşımın sonuçları karşılaştırılmış ve iki yaklaşımda aynı sonuçları verdiği gözlemlenmiştir.

Yapılan teorik çalışmalarda, bulanık mantık yaklaşımlı bu yöntemin sonuç verebilmesi için sismik istasyon ağına bağlı istasyonlardan en az bir tanesinde daha doğru sonuçlar elde etmek için en az iki tanesinde S dalga fazı varış zamanı okumasının yapılması gerektiği gözlemlenmiştir. S dalga fazı varış zamanı okumasının bazı durumlarda zor olması göz önünde bulundurulursa bu yöntemle çözüm yapabilmek için sismogram anatomisinin iyi bilinmesi gerekliliği ortaya çıkmaktadır.

K. Lin ve A. R. Sanford (2001) çıkış kümesini hesaplamak için tüm P-P ve S-S kümelerinin kendi aralarında ve tüm S-P kümelerinin kendi aralarında birleşimlerinin alınmasını ve son olarak elde edilmiş olunan ve azimutal dağılımı ve episantral uzaklığı gösteren bu iki kümenin kesişiminin alınmasını önermişlerdir. Bu çalışmada bu yaklaşımın yanı sıra çıkış kümesinin elde edilmesi için tüm bulanık kümelerin kesişimlerinin alınmasının çıkış kümesine olan etkileri gözlemlenmiştir. Bu yaklaşımda teorik çalışmalarda bulanık çıkış kümesinin çok daha toplu ve episantr üzerinde yoğunlaştığı

görülmüştür. Bu sayede durulama işlemlerinden sonra episantr noktasının daha rahat ve doğru belirlenebildiği tespit edilmiştir. Ancak bu yaklaşımda sonuç alabilmek için en az bir hesap noktasının tüm bulanık kümelerde 1 tam üyelik derecesine sahip olması gerekmektedir. Bu tezde yapılan teorik çalışmalarda ve gerçek deprem çözümlerinde bu şartın sağlanabilmesinin her zaman mümkün olmadığı ve bazen sonuç alınamayabildiği belirlenmiştir.

Diğer taraftan bu yöntemde gözlemsel varış zamanları farkları alındığı için oluş zamanı hesap dışında tutulmuş olunmaktadır. Ayrıca episantr araştırması için, sabit bir derinlikteki yüzey üzerinde grid araştırması yapıldığı için derinlik de araştırma dışında tutulmuş olup hiposantrların bu yüzey üzerindeki iz düşüm noktası belirlenir.

Ayrıca bu çalışmada araştırma yapılan yüzeyin derinliğinin çözüm üzerindeki etkisi araştırılmıştır. İstasyon ağına yakın depremler söz konusu olduğunda hiposantral mesafeler derinliğe bağlı olarak çok fazla değişim gösterirler. Yani odak derinliği arttıkça buna bağlı olarak hiposantral uzaklıkta çok fazla artar. Ancak istasyon ağından uzakta meydana gelen depremler için aynı durum söz konusu değildir. İstasyon ağından uzakta meydana gelen depremlerde odak uzaklıkları odak derinliğinin artması ile yakın depremlere oranla çok daha az bir miktarda artış göstermektedir. Bu nedenle araştırma derinliği istasyon ağına yakın depremlerde uzak depremlere göre daha önem taşımaktadır. Bu çalışma kapsamında yapılan çalışmalarda odak noktası ile araştırma yüzeyi arasındaki farkın ortalama olarak 10 km'den daha fazla olması durumunda yöntemin hatalı sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir. Yani 20 km'lik bir odak derinliğine sahip bir depremin çözümü için araştırma derinliği en az 10 km olmalıdır.

Bunların dışında bu çalışmada sismik istasyon ağı şeklinin ve istasyon sayısının çözüme olan etkileri incelenmiştir. Bu çalışma kapsamında yapılan teorik çalışmalarda bir sismik istasyon ağına bağlı istasyonların tek bir doğru üzerinde sıralanması halinde yöntemin başarısız olduğu gözlemlenmiştir. Böyle bir durumda episantral uzaklıkları tanımlayan S-P bulanık kümeleri azimutal dağılım gösteren P-P ve S-S bulanık kümelerini iki noktada kesmektedirler. Bu nedenle hesaplanan son bulanık çıkış kümesinde birbirine simetrik iki adet kümelenme görülür ve gerçek episantrın hangi küme içerisinde olduğu tespit edilemez. İki sismik istasyonla çalışılması halinde bu iki istasyon tek bir doğru üzerinde olacağı için bu yöntemle deprem konumu belirlemek için en az üç sismik istasyona sahip bir sismik istasyon ağına ihtiyaç vardır ve istasyonlardan bir tanesi diğer ikisi ile aynı doğrultuda bulunmaması gerekmektedir. Bu olumsuz durumun dışında

yöntemin tüm istasyon ağı geometrilerinde ve istasyon sayılarında iyi sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir.

Bununla birlikte bu çalışmada hesap noktalarının aralıklarının (grid aralığı) çözüme etkileri de incelenmiştir. Bu tez kapsamında yapılan teorik çalışmalarda yöntemden elde edilen sonuçların yüksek çözünürlükte ve doğru olmasının hesap noktaları aralıklarına bağlı olduğu görülmüştür. Hesap noktalarının aralıklarının geniş tutulması halinde işlem hacmi çok azaldığı için yöntemle sonuç elde etme süresi oldukça azalmaktadır. Ancak buna bağlı olarak bu şekilde elde edilen sonuçlarında o derece kötü çözünürlükte ve hatalı olduğu görülmüştür. Özellikle episantr noktasının hesap noktalarının arasında kalması durumunda yöntem hatalı sonuçlar vermektedir. Hesap noktalarının aralıklarının dar tutulması durumunda elde edilen sonuçların yüksek çözünürlükte olduğu ve elde edilen episantr noktasının daha doğru belirlendiği görülmüştür. Ancak hesap noktalarının aralıklarının küçük olması işlem hacmini artırmaktadır ve bu şekilde bir sonuç elde etmek oldukça zaman alıcı olmaktadır. Eğer hem düşük hızlı bir bilgisayarla çalışılıyorsa hem de yüksek çözünürlükte doğru sonuçlar elde edilmek isteniyorsa çözüm öncelikle geniş hesap aralığı ile yapılmalıdır. Buradan elde edilen sonuçlardan yararlanarak araştırma alanının ve hesap aralığının daraltılması ile tekrardan bir çözüm yapılması halinde doğruluğu yüksek sonuçlara daha kısa sürede ulaşılabilir. Yapılan çalışmalarda doğru sonuçlar elde etmek için hesap noktalarının aralıklarının küçük olması gerektiği görülmüştür.

Bu çalışmada, farklı üyelik fonksiyonları kullanılarak bu fonksiyonların çözüm üzerindeki etkileri incelenmiştir. Yapılan teorik çalışmalarda Lin ve Sanford'un da (2001) önerdikleri üzere bu yönteme en uygun üyelik fonksiyonunun yamuk üyelik fonksiyonu olduğu görülmüştür. Üçgen üyelik fonksiyonunun sadece bir tam üyelik derecesine ve dar bir alana sahip olması nedeniyle faz okumalarındaki hatalar, hızlardaki belirsizlikler ve istasyon yüksekliğinden kaynaklanan gecikmeler tam olarak modellenememektedir. Bu yöntemin altında yatan temel fikrin hata ve belirsizliklerin olabildiğince modellenmesi olduğu düşünüldüğünde bu üyelik fonksiyonunun bu yönteme uygun olmadığı görülmektedir. Gaussian üyelik fonksiyonu ile yapılan çalışmalarda bu fonksiyonun oluşturulmasının çok pratik olmadığı gözlemlenmiştir. Ayrıca bu üyelik fonksiyonu sıfır noktasıyla hiçbir zaman kesişmediği için çıkan bulanık kümelerde sıfır üyelik derecesine sahip noktalar olmamaktadır ve durulama işlemleri sırasında olumsuz bir durum yaratmaktadır. Ayrıca hata ve belirsizliklerin ne oranda modellendiği yani hangi hata miktarının hangi oranda modellendiğinin bilinmemesi yüzünden bu üyelik fonksiyonunun

da bu yöntemde uygun olmadığı görülmüştür. Yamuk üyelik fonksiyonunun geniş bir tam üyelik alanına sahip olması, hata ve belirsizliklerin istenilen oranda modellenenebilmesi ve uygulaması oldukça pratik bir fonksiyon olması sebebiyle bu fonksiyon tipinin bu yöntemde en uygun fonksiyon tipi olduğu gözlemlenmiştir.

Bu yöntemde, odak noktasından çıkıp doğrudan istasyonlara gelen Pg ve Sg dalga fazları kullanılmaktadır ve teorik hesaplamalar bu dalga fazı yayılım yolları ve hızları kullanılarak yapılmaktadır. Ancak kritik uzaklıktan daha ötede meydana gelen depremlerde sismik istasyonlarda, nispeten daha yüksek sismik hızlara sahip alt tabakada seyahat eden Pn ve Sn dalga fazları doğrudan gelen Pg ve Sg dalga fazlarından daha önce görülmeye başlarlar. Yapılan teorik çalışmalarda Pn ve Sn dalga fazlarını doğrudan gelen Pg ve Sg dalga fazı olarak yorumlayıp çözüm yapıldığında hatalı sonuçların elde edildiği gözlemlenmiştir. Çünkü doğrudan gelen dalga fazlarının Pn ve Sn dalga fazı varış zamanlarında istasyonlara ulaşabilmesi için sismik hızların düşük olduğu tabakada seyahat ettiklerinden dolayı çok daha az bir yol almaları gerekmektedir. Yani hiposantral mesafenin olması gerekenden daha az olması gerekir. Bu tez kapsamında yapılan teorik çalışmalarda hiposantrın kritik uzaklık mesafesinden daha ötede olması ve buna bağlı olarak ilk okumaların Pn ve Sn dalga fazlarına ait olması durumu modellenerek incelenmiştir. Dalga yayılım yollarının bu dalga fazları göz önünde bulundurularak teorik dalga fazı varışlarının bu yollara göre hesaplanması halinde yöntemin doğru sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir. Ayrıca dünyamızın yuvarlak bir yapıya sahip olması nedeniyle istasyon açısından çok uzakta meydana gelen depremlerde dalga yayılım yollarının yerin eliptisitesinde göz önünde bulundurularak modellenmesi gerekmektedir. Bu durum teorik çalışmalarda modellenmemiş olmasına karşın yöntemin böyle bir deprem söz konusu olduğunda teorik dalga fazları varış zamanlarının bu eliptik yayılım yolları göz önünde bulundurularak hesaplanması halinde doğru sonuçlar vereceği düşünülmektedir.

Geleneksel deprem konumu belirleme yöntemlerinde istasyon düzeltmesi yapmak mutlaka gerekmektedir. Bu çalışmada bu yöntemin, istasyon ağı düzeltmesi yapılmaması durumunda vereceği sonuçlar araştırılmıştır. Üyelik fonksiyonlarının yeni yaklaşımda gözlemsel varış zamanlarından yararlanarak oluşturulması nedeniyle gözlemsel varış zamanlarında ki gecikmelerin belirli oranlarda modellendiği gözlemlenmiştir. Yapılan teorik çalışmalarda istasyon düzeltmesinin yapılmaması halinde yöntemin makul seviyede hatalı sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir. Ufak miktarlarda yapılan düzeltmelerle gerçeğe çok daha yakın sonuçlar alındığı gözlemlenmiştir. Elde edilen sonuçlardan yola çıkarak bu

yöntemde istasyon düzeltilmesinin geleneksel yöntemlere oranla daha az olabileceği yani istasyon yüksekliğinden kaynaklanan gecikme değerlerinin tam doğrulukta eklenmesine gerek olmadığı görülmüştür ve bu yöntemle deprem konumu belirlenmek istendiğinde ortalama bir istasyon düzeltilmesi ile doğru sonuçlara varılabileceği sonucuna varılmıştır.

Yapılan teorik çalışmalarda bu yöntemle elde edilen sonuçların ters çözüm yönteminde başlangıç modeli olarak alınması halinde, ters çözüm yönteminin istasyon ağından uzak mesafelerde meydana gelen depremlerin konumlarını nasıl hesapladığı araştırılmıştır ve Lin ve Sanford (2001)'de önerdiği gibi bu durumda ters çözüm yöntemlerinin doğru sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir. Bu yöntemle elde edilen sonuçların ters çözüm yaklaşımında başlangıç modeli olarak kullanılması halinde ters çözüm yönteminin durağan bir hal aldığı ve yerel minimum sorununun ortadan kalktığı gözlemlenmiştir. Elde edilen sonuçlar, Lin ve Sanford (2001) elde ettiği sonuçlarla uyumludur.

Bulanık mantık yaklaşımı ile deprem konumları daha sabit bir derinlik için araştırılmaktadır ve odak derinliği bu araştırmanın dışında tutulmaktadır. Bu çalışmada odak derinliğinin bu araştırmaya dahil edilip edilemeyeceği sorusu üzerinde de durulmuştur. Araştırma alanının yatay değil istasyon ağı merkezi ile açı yapacak şekilde eğimli olması halinde deprem dalgası yayılım yollarının daha doğru modellenebileceği düşünülmüştür. Yapılan teorik çalışmalarda eğimli yüzeyler üzerinde araştırma yapılması durumunda araştırma yüzeylerinin odak bölgesini kesmesi halinde elde edilen bulanık kümelerin daha düzgün ve üyelik derecelerinin dairesel dağılımlar gösterdiği belirlenmiştir. Araştırma yüzeyinin odak bölgesinden uzaklaşması halinde elde edilen bulanık çıkış kümelerinin dairesel yapılarını kaybettikleri ve daha da artan farklarda tam üyelik derecelerinin kaybolduğu gözlemlenmiştir. Bu sonuçlardan yola çıkarak araştırma bölgesinin sabit aralıklarla artan eğimlere sahip yüzeyler ile taranması ve her eğim derecesinde elde edilen bulanık çıkış kümelerinin incelenmesi durumunda, odak noktasının yaklaşık derinliğinin bulunabileceği sonucuna varılmıştır. Ancak bu yaklaşım normal yaklaşımdan çok daha fazla işlem hacmine sahiptir. Örneğin araştırma bölgesinin 30 dereceye kadar birer derece artımlarla taranması halinde normal yaklaşıma oranla bu yaklaşım 30 kat daha fazla işlem hacmine sahip olacaktır. Bu nedenle bu yaklaşımla çözüme ulaşmak daha fazla zaman alabilmektedir. Ayrıca yapılan teorik çalışmalarda, odak bölgesinin üzerinden geçilirken elde edilen bulanık kümelerin bir birine çok benzedikleri görülmüştür. Ayrıca bu üç boyutlu yaklaşım gerçek deprem verisi üzerinde de

denenmiştir ve 5 derece ve daha fazla eğim açısına sahip yüzeyler üzerinde bulanık çıkış kümelerinin birbirine çok yakın olduğu gözlemlenmiş ve ideal yapıya sahip bulanık kümenin hangisi olduğuna karar verilememiştir. Bu durumda hangi kümenin en ideal yapıda olduğunun tespit edilmesi için bir analiz yöntemi geliştirmek gerekmektedir. Bunun için bu çalışmada, her eğim açısında elde edilen bulanık çıkış kümesindeki tam üyelik derecelerinin toplamına bakılmasının küme analizinde olumlu sonuçlar verdiği ancak her durumda tutarlı sonuçlar veremediği gözlemlenmiştir. Elde edilen tüm sonuçlar göz önünde bulundurulduğunda bu yaklaşımla derinlik araştırmasının pratik bir hal alabilmesi için güçlü bir bilgisayara, güçlü bir programlama dili bilgisine ve bulanık çıkış kümelerinin yorumlanması için yeni bir yaklaşıma ihtiyaç olduğu sonucuna varılmıştır.

Yapılan teorik çalışmalardan elde edilen tecrübe ve bilgiler ışığında yöntem, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi'ne bağlı ESPY, GUMT ve BAYT ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne bağlı KTUT sismik istasyonlarında kaydedilmiş ve özellikle Karadeniz'de meydana gelmiş depremler üzerinde uygulanmıştır. Sadece dört sismik istasyon kullanılarak yerel bir sismik istasyon ağı durumu ve Karadeniz'de meydana gelmiş depremler seçilerek istasyon ağı dışında nispeten ağa yakın meydana gelmiş depremler modellenmiştir. Bu şartlar altında Hypo71 temeli üzerine kurulmuş ve Kandilli rasathanesi tarafından da kullanılan zSacWin lokasyon programıyla ve bu yöntemle elde edilen sonuçların birbirlerinden farklı oldukları gözlemlenmiştir. Bu farkın Hypo71 programının ters çözüm yöntemiyle çalıştığı için ve bu yöntemin sismik istasyon ağı dışında bulanık mantık yaklaşımına oranla hatalı sonuçlar vermesinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Ayrıca bu çalışmada teorik varış zamanları kartezyen koordinatlarda kilometre cinsinden hesaplanmaktadır. Gerçek deprem verileri ile çalışılırken çözüm, coğrafik istasyon koordinatlarının kartezyen koordinatlara çevrilmesi ile yapılmaktadır. Bu çevirme işlemlerinin de elde edilen sonuçlarda çok küçük hatalara sebep olabileceği göz önünde bulundurulmalıdır. Yöntem gerçek deprem verileri üzerinde bu çalışma kapsamında geliştirilen ve üyelik fonksiyonlarının gözlemsel dalga fazı farklarından oluşturulması yaklaşımı ile uygulanmıştır. Bu yaklaşımda Lin ve Sanford'un (2001) önerdikleri yaklaşımdan farklı olarak deprem konumları, üyelik fonksiyonlarının gözlemsel P-P, S-S ve S-P farkları kullanılarak daha farklı bir şekilde oluşturulmasından dolayı belirli bir hız aralığı için değil teorik dalga fazı varış zamanlarının tek bir hız değeri için hesaplanmasından dolayı tek bir hız modeli için araştırılmaktadır. Gerçek deprem verileri

üzerinde yapılan çalışmalarda, bu yaklaşımın sadece doğru hız değerlerinde sonuç verdiği bunun dışında elde edilen sonuçların hatalı olduğu görülmüştür. Hatalı hızlarla yapılan çözümlerde elde edilen bulanık çıkış kümelerinin geniş bir alan üzerinde gelişigüzel saçılımlar yaptığı ancak doğru hız değerlerine yaklaşıldıkça bulanık kümelerinde tek bir alanda toplanmaya başladığı görülmüştür. Bu sonuçlardan yola çıkarak bu çalışmada geliştirilen bu yeni yaklaşımla gerçek deprem verileri üzerinde çalışırken, çalışılan bölgeye ait sismik hız yapısının da belirlenebileceği düşünülmektedir.

Bu çalışmada deprem kayıtları üzerinde yapılan deprem dalga fazı varış zamanı okumaları ile yapılan çözümlerin yanı sıra yöntem ayrıca katalog verileri kullanılarak da denenmiştir. European-Mediterranean Seismological Centre (EMSC)'dan alınan ve Karadeniz'de meydana gelmiş depremlerin katalog verileri kullanılarak bu depremlerin konumları yeniden belirlenmiştir. Seçilen depremlerde S dalga fazı varış zamanı okumalarının P dalga fazı okumalarından daha az sayıda olmasına karşın, yöntemin katalog verileri ile de tutarlı sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir.

6. SONUÇLAR

Bu çalışmada, bulanık mantık yaklaşımı temeline dayanan düz problem çözümü tekniği ile gözlemsel P ve S dalga fazı varış zamanlarından hesaplanan P-P, S-S ve S-P farklarından yararlanarak istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin konumları tekrar hesaplanmıştır. Yöntem öncelikle teorik olarak denenip, yöntemin avantajları ve dezavantajları belirlenmiştir. K. Lin ve A.R. Sanford'un (2000) yaklaşımdan farklı olarak, üyelik fonksiyonlarının gözlemsel P-P, S-S ve S-P farklarından yararlanarak oluşturulması ve basit tek tabakalı yer altı modelinde sabit aralıklarla değişen noktalardan istasyonlara olan teorik varış zamanları farklarının bu üyelik fonksiyonları ile bulanık ortama aktarılması sayesinde yöntem daha pratik bir hale getirilmiştir.

Yapılan teorik çalışmalarda istasyon ağı şeklinin, istasyonların tek bir doğru üzerinde sıralanmadıkları sürece çözüme olumsuz bir etkisinin olmadığı belirlenmiştir. İstasyon ağında iki istasyon olması halinde istasyonlar tek bir doğru üzerinde sıralanmış olacaklarından bu yöntemle çözüm yapmak için en az üç istasyona sahip bir istasyon ağına ihtiyaç olduğu tespit edilmiştir.

Deprem konumlarının araştırıldığı yüzey üzerindeki sabit aralıklarla değişen ve teorik dalga fazı varış zamanlarının hesaplandığı noktaların aralıklarının geniş tutulması halinde işlem hacminin azalmasına bağlı olarak yöntem hızının arttığı ancak durulama sonucu elde edilen dış merkez değerlerinin (enlem, boylam) hassasiyetinin de azaldığı belirlenmiştir. Geniş aralıklarla bir çözüm yapıldıktan sonra bu çözümden yola çıkarak araştırma alanını daraltıp çok daha küçük artımlarla değişen hesap noktalarıyla yeni bir çözüm daha yapılması halinde hızlı ve hassas bir episantr tayini yapılabildiği belirlenmiştir.

Bu çalışma kapsamında farklı üyelik fonksiyonu tipleri denenip bunlardan hataları en iyi modelleyebilmesinden dolayı yamuk üyelik fonksiyonu tipinin bu yöntem için en uygun üyelik fonksiyonu olduğu görülmüştür.

Bu yöntem odak noktasından çıkıp istasyonlara doğrudan gelen dalga fazları ile çalışmaktadır. Kritik uzaklık mesafesinden daha ötede meydana gelen depremlerde gözlemlenen P_n ve S_n dalga fazlarının doğrudan gelen dalga fazı olarak yorumlanması ve çözümün yapılması halinde yöntemin hatalı sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir. Böyle bir depremin çözümü söz konusu olduğunda teorik dalga fazı varış zamanlarının P_n ve S_n

dalga fazı yayılım yollarına göre hesaplanması durumunda yöntemin başarılı sonuçlar verdiği gözlemlenmiştir.

Bu yöntemde araştırma derinliği sabit tutularak odak noktasının sabit derinlikteki bir yüzey üzerinde iz düşüm noktası belirlenir ve derinlik hesabı araştırma dışında tutulmuş olur. Araştırma yüzeyinin derinliği ile depremin gerçek derinliği arasındaki farkın 10 km'yi geçmemesi halinde araştırma derinliğinin çözüme olumsuz bir etkisinin olmadığı görülmüştür.

Bu çalışmada farklı bir bakış açısı kullanılarak bu yöntem ile derinlik araştırmasının da yapılabilceği görülmüştür. Araştırma yüzeyinin düz değil eğimli olması durumunda doğrudan gelen dalga fazlarının yayılım yollarının daha doğru modellenilebildiği ve bu yolla odak noktasının ortasından geçen eğime sahip yüzey üzerinde elde edilen bulanık çıkış kümesinin diğer eğim açılara sahip yüzeylerden elde edilen bulanık çıkış kümelerinden daha ideal bir görüntüye sahip olduğu belirlenmiştir. Bu yolla yapılan çözümlerden elde edilen bulanık çıkış kümelerinin analiz edilmesi ve ideal görüntüye sahip veya bu görüntüye çok yakın olan bulanık kümenin elde edildiği yüzeyin eğim açısı ve bu kümeden elde edilen odak noktasının hiposantral uzaklığı bilgisi yardımıyla derinliğin hesaplanabildiği görülmüştür. Ancak bu yaklaşımla işlem hacminin çok fazla olmasına bağlı olarak çok zaman aldığı, bu yaklaşımın güçlü bir bilgisayar ve programın etkin optimizasyonu ile uygulanabilir olacağı düşünülmektedir.

Bu yöntemle elde edilen deprem konumların ters çözüm yöntemlerinde başlangıç modeli olarak kullanılması halinde, istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin çözümünde ters çözüm yöntemlerinin daha iyi sonuçlar verebildiği tespit edilmiştir.

Bu tez kapsamında yapılan teorik çalışmalardan elde edilen deneyimler ve bilgiler ışığında yöntem, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesine bağlı ESPY, GUMT ve BAYT ve Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne bağlı KTUT istasyonlarında kaydedilmiş gerçek deprem verileri üzerinde uygulanmıştır. Dalga fazları ve varış zamanları bu istasyonlarda kaydedilmiş düşey bileşen kayıtlarından, zSacWin lokasyon programı kullanılarak belirlenmiştir. Yapılan çözümler sonucu elde edilen sonuçların, ters çözüm yöntemleri temeli üzerine kurulup yakın depremler için geliştirilmiş olan zSacWin programından elde edilen sonuçlardan farklı olduğu gözlemlenmiştir. Bu farkların, ters çözüm yöntemlerinin içeriğinden kaynaklanan nedenlerden istasyon ağı dışında meydana gelen depremlerin çözümünde hatalı sonuçlar verebilmesinden kaynaklandığı düşünülmektedir. Ayrıca yöntem deprem katalog verileri üzerinde de

denenmiştir ve yöntemin katalog verileri ile de olumlu sonuçlar verdiği görülmüştür. Deprem kataloglarından alınan varış zamanlarının hatalar içerdiği düşünülürse yöntemin hataları modelliyebildiği söylenebilir. Bu sonuçtan yola çıkarak bu yöntemle katalog verileri ile daha pratik bir şekilde çalışılabilir.

7. KAYNAKLAR

- Baykal, N. ve Beyan, T., 2004. Bulanık Mantık İlke ve Temelleri, Bıçaklar Kitabevi.
- Barka, A. ve Reilinger, R., 1997. Active Tectonics of the Eastern Mediterranean Region: Deduced from GPS, Neotectonic and Seismicity Data, Annali Di Geofisica, 3, 587-610.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., Özgür, S., 1995. Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonates breccias and turbidites as evidences of a drowned platform. Geologia 57, 1-2, 233-244.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., Köprübaşı, N., 1999. Migration of the Upper Cretaceous subduction-related volcanism toward the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). Geological Journal 34, 95-106.
- Billot, A., 1992. Economic Theory of Fuzzy Equilibria, Springer-Verlag, New York.
- Bormann, P., 2002. IASPEI New Manuel of Seismological Observatory Practice, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany.
- Cameron, E. ve Peloso, G. F. 2001. An application of fuzzy logic to the assessment of aquifer's pollution potential, Environmental Geology, 40, 11-12, 1305-1315.
- Cattaneo, G., 1993. Fuzzy quantum logic II: The logics of unsharp quantum mechanics, International Journal of Theoretical Physics, 32, 10, 1709-1734.
- Chekunov, A. V., Pustovitenco, B. G. ve Kulchitsky, V. E., 1996. Depth distribution of foci and energy. Seismicity of the Black Sea region. In: Volvovsky, B. S. Ve Starostenko, V. I. Geophysical Parameters of the Lithosphere of the Southern Sector of Alpine Orogen. Naukova Dumka, Kiev, 101-106.
- Chu, C. K. P. ve Mendel, J. M., 1994. First Break Refraction Event Picking Using Fuzzy Logic Systems, IEEE Transactions on Fuzzy Systems, 2, 4, 255-266.
- Das Gupta, S. P., 2001. Application of a fuzzy pattern recognition method in borehole geophysics, Computer and Geosciences, 27, 1, 85-89.
- Davis, T. J. ve Keller, C. P., 1997. Modelling and visualizing multiple spatial uncertainties, Computer and Geosciences, 23, 4, 397-408.

- Demicco, R. V. ve Klir, G. J., 2001. Stratigraphic simulation using fuzzy logic to model sediment dispersal, Journal of Petroleum Science and Engineering, 31, 2-4, 135-155.
- Demicco, R. V. ve Klir, G. J., 2004. Fuzzy Logic in Geology, Elsevier Academic Pres, U.S.A.
- Deyi, F. ve Xihui, L. (eds), 1985. Fuzzy mathematics in earthquake researches, Proceedings of International Symposium on Fuzzy Mathematics in Earthquake Researches, Seismological Pres, Beijing.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F., Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and evolution of the Alpine system, Geological Society of America Bulletin 84, 3137-3180.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., Altunkaynak, Ş., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint, International Geology Review 52, 4-6, 536-578.
- Eyüboğlu, Y., Chung, S.L., Dudas, F.O., Santosh, M., Akaryali, E., 2011. Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting. Gondwana Research 19, 413-429.
- Eyüboğlu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O., Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt and revised geodynamic model for the late Cenozoic Evolution of eastern Mediterranean region, Lithos, 146-147, 218-232.
- Finol, J. J. ve Jing, X. D. D., 2002. Permeability prediction in shaly formations: the fuzzy modeling approach, Geophysics, 67, 3, 817-829.
- Freissinet, C., Vauclin, M. ve Erlich, M., 1999. Comparison of first-order analysis and fuzzy set approach for the evaluation of imprecision in a pesticide groundwater pollution screening model, Journal of Contaminant Transport, 37, 1-2, 21-43.
- Galbraith, J. M. ve Bryant, R. B., 1998. A functional analysis of soil taxonomy in relation to expert system techniques, Soil Science, 163, 9, 739-747.
- Galbraith, J. M., Bryant, R. B. ve Ahrens, R. J., 1998. An expert system of soil taxonomy, Soil Science, 163, 9, 748-758.
- Gale, S., 1972. Inexactness, fuzzy set and the foundations of behavioral geography, Geographical Analysis, 4, 337-349.
- Görür, N., 1988. Timing of opening of the Black Sea basin. Tectonophysics 147, 247-262.
- Havskov, J. ve Ottemöller, L., 2010. Routine Data Processing in Earthquake Seismology, Springer Science, Business Media B. V.

- Huang, C. ve Leung, Y., 1999. Estimating the relationship between isoseismal area and earthquake magnitude by hybrid fuzzy-neural-network method, Fuzzy Sets and Systems, 107, 2, 131-146.
- Huang, Y., Geeon, T. D. ve Wong, P. M., 2001. An integrated neural-fuzzy-genetic algorithm using hyper-surface membership functions to predict permeability in petroleum reservoirs, Engineering Applications of Artificial Intelligence, 14, 1, 15-21.
- İbrahim, A. 2004. Endüstriye Dönük Uygulamalı: Gömülü Sistemlerde Bulanık Mantık, Bileşim Yayıncılık.
- Janakiraman, K. K. ve Konno, M., 2002. Cross-borehole geological interpretation model based on a fuzzy neural network and geotomography, Geophysics, 67, 4, 1177-1183.
- Junji, K. ve Feng, D. Y., 1995. Advances in Mathematical Seismology, Seismological Pres, Beijing.
- Keskin, S., Pedroja, K., Bektaş, O., 2010. Coastal Uplift along the Eastern Black Sea Coast: New marine terrace data from eastern Pontides (Turkey) and a review, Journal of Coastal Research, doi: 10.2112/JCOASTRES.
- Klein, F. W., 2002. User's Guide to HYPOINVERSE-2000. a Fortran Program to Solve for Earthquake Locations and Magnitudes, U. S. Geological Survey, Open-File Report, 02-171.
- Kollias, V. J., Kalivas, D. P. ve Yassoglou, N. J., 1999. Mapping the soil resources of a recent alluvial plain in Greece using fuzzy sets in a GIS environment, European Journal of Soil Science, 50, 2, 261-273.
- Kulhanek, O., 2009. Sismogramların Anatomisi, çeviren: Bayrak, Y., Ekim Ajans Matbaacılık Hizmetleri.
- Lee, W. H. K. ve Lahr, J. C., 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes, U. S. Geological Survey, Open-File Report, 75-311.
- Lee, W. H. K. ve Stewart, S. W., 1981. Principles and Applications of Microearthquake Networks, Academic Pres, New York.
- Libelli, S. M. ve Cianchi, P., 1996. Fuzzy ecological models, In: Pedrycz, W. (ed), Fuzzy Modelling Paradigms and Practice, 141-164, Kluwer, Boston, MA.
- Lienert, B. R., Berg, E. ve Frazer, L. N., 1986. HYPOCENTER: an earthquake location method using centered, scaled and adaptively damped least squares, Bulletin of the Seismological Society of America, 76, 3, 771-783.

- Lin, K. ve Sanford, A. R., 2001. Improving regional earthquake locations using a modified G matrix and fuzzy logic, Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 1, 82-93.
- McKenzie, D. P., 1978. Active Tectonics of the Alpine-Himalayan Belt: The Aegean Sea and Surrounding Regions (Tectonics of the Aegean Region), *Geophys. J. R. A. Soc.*, 55, 217-254.
- Muller, S., Legrand, J. –F., Muller, J. –D., Cansi, Y. ve Crusem, R., 1998. Seismic events discrimination by neuro-fuzzy-based data merging, Geophysical Research Letters, 25, 18, 3449-3452.
- Muller, S., Garda, P., Muller, J. –D., ve Cansi, Y., 1999. Seismic events discrimination by neuro-fuzzy merging of signal and catalogue features, Physics and Chemistry of Earth (A), 24, 3, 201-206.
- Novak, V. ve Perfilieva, I., 2000. *Discovering the World with Fuzzy Logic*. Springer-Verlag, Heidelberg.
- Okay, A.I., Şengör, A.M.C., Görür, N., 1994. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions. Geology 22, 267-270.
- Ottmöller, L., Voss, P. ve Havskov J., 2011. Seisan Earthquake Analysis Software For Windows, Solaris, Linux and MacOSx Version 9.0.
- Özdamar, L., Demirhan, M., Özpınar, A. ve Kilanc, 2000. A fuzzy areal assessment approach for potentially contaminated sites, Computers and Geosciences, 26, 3, 309-318.
- Pykacz, J., 1993. Fuzzy quantum logic I, International Journal of Theoretical Physics, 32, 10, 1691-1707.
- Rieger, B. B., 2001. Computing granular word meanings: A fuzzy linguistic approach in computational semiotics, In: Wang, P. P. (ed), *Computing with Word*, 147-208, John Wiley, New York.
- Robinson, A.G., Banks, C.J., Rutherford, M.M., Hirst, J.P.P., 1995. Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. Journal of the Geological Society of London, 152, 861–872.
- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., 1984. Introduction: Aspects of the geological evolution of the eastern Mediterranean. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society of London Special Publication, 17, 1–74.
- Rolland, Y., Billo, S., Corsini, M., Sosson, M., Galoyan, G., 2009. Blueschists of the Amassia-Stepanavan Suture Zone (Armenia): Linking Tethys subduction history from E-Turkey to W-Iran. International Journal of Earth Sciences, 98, 533–550.

- Rouvray, D. H., (ed), 1997. Fuzzy Logic in Chemistry, Academic Pres, San Diego, CA.
- Ross, D. A., 1974. The Blac Sea, Continental Margin, 669-682.
- Ruspini, E. H., Bonissone, P. P. ve Pedrycz, W. (eds.), 1988. Handbook of Fuzzy Computation, Institute of Physics Publishing, Bristol (UK) ve Philadelphia, PA.
- Shillington, D.J., White, N., Minshull, T.A., Edwards, G.R.H., Jones, S.M., Edwards, R.A., Scott, C.L., 2008. Cenozoic evolution of the eastern Black Sea: A test of depth-dependent stretching models. Earth and Planetary Science Letters, 265, 360–378.
- Smithson, M., 1987. Fuzzy Set Analysis for Behavioral and Social Sciences, Springer-Verlag, New York.
- Triantafilis, J., Ward, W. T., Odeh, I. O. A. ve McBratney, A. B., 2001. Creation and interpolation of continuous soil layer classes in the Lower Naomi Valley, Soil Science Society of America Journal, 65, 2, 403-413.
- Vardapetyan, A. N., 1979. Pozdnekainozoiskaya Tektonika Plit Chernomorsko Kaspiiskogo Regiona (Late Cenozoic Polate Tectonics of the Blac Sea-Caspian Region), Okeanologiya, 19, 6, 1066-1075.
- Von Sternberg, R. ve Klir, G. J., 1998. Generative archetypes and taxa: A fuzzy set formalization , Biology Forum, 91, 404-424.
- Waldhauser, F. ve Ellsworth, W. L., 2000. ‘A Double-Difference Earthquake Location Algorithm: Method and Application to the Northern Hayward Fault, California’, Bulletin of the Seismological Society of America, 90(6), 1353-1368.
- Wang, W., Wu, G., Huang, B., Zhuang, K., Zhou, P., Jiang, C., Li, D. ve Zhou, Y., 1997. The FAM (fuzzy associative memory) neural network model and its application in earthquake prediction, Acta Seismologica Sinica, 10, 3, 321-328.
- Wang, W. –Q., Zheng, Z., Qian, J., Yu, H. –Y. ve Huang, X. –L., 1999. Research on the fuzzy relationship between the precursory anomalous elements and earthquake elements, Acta Seismologica Sinica, 12, 4, 676-683.
- Wilson, J. P. ve Burrough, P. A., 1999. Dynamic modeling, geostatistics and fuzzy classification: new sneakers for a new geography?, Annals of the Association of America Geographer, 89, 4, 736-746.
- Xiu, A. W. ve Huang, C. F., 1989. Fuzzy identification between dynamic response of structure and structural earthquake damage, Earthquake Engineering and Engineering Vibration, 8, 1,1-11.
- Zétényi, T. (ed), 1988. Fuzzy Sets in Psychology, North-Holland, Amsterdam and New York.

- Zhou, H., Wang, G. ve Yang, Q., 1999. A multi-objective fuzzy pattern recognition model for assessing groundwater vulnerability based on the DRASTIC system, Hydrological Sciences-Journal, 44, 4, 611-618.
- Zhu, A. X., Hudson, B., Burt, J., Lubich, K. ve Simonson, D., 2001. Soil mapping using GIS, expert knowledge and fuzzy logic, Soil Science Society of America Journal, 65, 5, 1463-1472.
- Zonenshain, L. P., Le Pichon, X., 1986. Deep Basin of the Black Sea and Caspian Sea as Remnants of Mesozoic Back-Arc Basins, Tectonophysics, 123, 181-211.
- Zadeh, L., 1965, Fuzzy sets, Information and Control, 8, 3, 338-353.

ÖZGEÇMİŞ

1984 yılında Bursa’da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Setbaşı İlk Öğretim Okulunda tamamladıktan sonra Bursa Demirtaşpaşa Anadolu Teknik Lisesi Elektrik bölümüne girmeye hak kazandı. İngilizce hazırlık sınıfını burada tamamladıktan sonra lise öğrenimine Bursa Özel Tan Lisesinde devam etmiştir. Lise birince ve ikinci sınıfları burada tamamladıktan sonra lise son sınıfı Bursa Çelebi Mehmet Lisesinde okuyarak lise öğrenimini tamamlamıştır. 2003 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği bölümüne girmeye hak kazanmıştır. Lisans öğrenimini burada tamamladıktan sonra 2008 yılında Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Anabilim Dalında yüksek lisans öğrenimine başlamıştır. İleri düzeyde İngilizce bilen Koray BODUR Trabzon’da yaşamaktadır.