

129466

**17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ
POSTSİSMİK DEFORMASYONUNUN
SENTETİK AÇIKLIK RADAR İNTERFEROMETRİSİ
YÖNTEMİ İLE İNCELENMESİ**

**YÜKSEK LİSANS TEZİ
Ahmet M. AKOĞLU**

**Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : Ağustos 2001
Tezin Savunulduğu Tarih : 02 Ağustos 2001**

**Tez Danışmanı : Prof.Dr. Aykut BARKA
Diğer Jüri Üyeleri Prof.Dr. Nüzhet DALFES
Prof.Dr. Haluk EYİDOĞAN**

129466

**Y.C. YÜKSEKÖĞRETİM KURULU
DOKÜMANTASYON MERKEZİ**

AĞUSTOS 2001

İÇİNDEKİLER

KISALTMALAR	iv
TABLO LİSTESİ	v
ŞEKİL LİSTESİ	vi
SEMBOL LİSTESİ	viii
ÖZET	ix
SUMMARY	x
ÖNSÖZ	xi
1. GİRİŞ	1
2. SENTETİK AÇIKLIK RADARI : TARİHSEL GELİŞİMİ	3
2.1 SAR Çalışmalarının Geleceği	8
3. SENTETİK AÇIKLIK RADARI : TEORİ	10
3.1. Elektromanyetik Teori	10
3.2 Radar	12
3.3. Görüntüleme Amaçlı Radarlar	13
3.4. Sentetik Açıklık Radarı ile İnterferometri	20
3.5. İnterferometrik Sentetik Açıklık Radarı: Genel Geometri	21
3.6. İnterferometrik SAR Teknikleri	24
3.6.1. Hareket Doğrultusuna Dik (Across-Track) İnterferometri Tekniği	24
3.6.2. Hareket Doğrultusunda (Along-Track) İnterferometri	25
3.6.3. Tekrar-geçiş (Repeat-Pass) İnterferometri Yöntemi	26
4. 17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ	30
4.1. Genel Tektonik	30
4.2 Sismisite	32
4.3. Sismoloji	33
4.4. Kosismik Yüzey Deformasyonları	35
4.4.1. Yüzey Kırıklarının Haritalanması	35
4.4.2. GPS Çalışmaları	38
4.4.3. InSAR Çalışmaları	39

5. 17 AĞUSTOS 1999, İZMİT DEPREMİNİN DEPREM SONRASI DEFORMASYONLARININ İNTERFEROMETRİK SENTETİK AÇIKLIK RADARI İLE İNCELENMESİ	41
5.1. Deprem Sonrası Deformasyon Çalışmaları	42
5.2. SAR Verilerinin İşlenmesi	43
5.3. İzmit Depremi Deprem Sonrası İnterferogramları	50
5.4. Modelleme	56
6. SONUÇLAR VE TARTIŞMA	60
KATKI BELİRTME	62
KAYNAKLAR	63
ÖZGEÇMİŞ	71



KISALTMALAR

ALMAZ	: Radar Uydusu, Rusya
DASA	: DaimlerChrysler Aerospace
DEM	: Sayısal Yükseklik Modeli (Digital Elevation Model)
ERIM	: Environmental Research Institute
ERS 1-2	: Avrupa Uzaktan Algılama Uyduları
ESA	: Avrupa Uzay Ajansı
GPS	: Global Positioning System
InSAR	: İnterferometrik Sentetik Açıklık Radarı
JERS 1-2	: Japon Yer Kaynakları (Radar) Uydusu
JPL	: NASA Jet Tahrik Laboratuvarı
KAF	: Kuzey Anadolu Fayı
NASA	: ABD Havacılık ve Uzay Ajansı
NASDA	: National Space Development Agency of Japan
PPI	: Scanning Plan-Position Indicator
RADAR	: Radio Detection and Ranging
RADARSAT	: Radar Uydusu, Kanada
ROI_PAC	: Repeat Orbit Interferometry Package
SAR	: Synthetic Aperture Radar
SEASAT	: Okyanus Çalışmaları Radar Uydusu, ABD
SIR-A,B,C	: Uzay Mekiği Radar Görüntüleyicisi
SLAR	: Yan Bakışlı Açıklık Radar (Side Looking Aperture Radar)
SLC	: Single Look Complex
SNR	: Sinyal-Gürültü oranı (Signal-to-Noise Ratio)
USGS	: ABD Jeolojik Etüdler Dairesi

TABLO LİSTESİ

No		Sayfa
Tablo 2.1.	InSAR uydu ve mekikleri	7
Tablo 4.1.	17 Ağustos 1999 depreminin sismoloji, GPS ve InSAR kullanılarak hesaplanan kaynak parametreleri	33
Tablo 5.1.	Bu çalışmada kullanılan ERS görüntülerinin detayları	44
Tablo 5.2.	InSAR veri işlem akış şeması	48
Tablo 5.3.	İnterferogramın kapsadığı zaman diliminde meydana gelen artçı şoklar.....	55



ŞEKİL LİSTESİ

No		Sayfa
Şekil 2.1	: Mekiğin kargo bölümündeki ve buradan uzatılan bumun ucundaki antenlerinin sembolik gösterimi	7
Şekil 3.1	: Elektromanyetik Spektrum.....	11
Şekil 3.2	: Dünya atmosferinin elektromanyetik spektrumun mikrodalga bölümüne % geçirgenliği	11
Şekil 3.3	: Z yönünde ilerleyen bir elektromanyetik dalga	12
Şekil 3.4	: Yan bakışlı gerçek açıklık radarının basitleştirilmiş geometrisi.....	15
Şekil 3.5	: Bakış yönündeki menzil W_g ve radar ışın genişliğini simgeleyen θ_v 'i gösteren radar geometrisi.....	16
Şekil 3.6	: Gerçek açıklık radarında hareket yönündeki çözünürlük.....	18
Şekil 3.7	: Yer menzili (ground range) ve hareket yönü (along-track) koordinatlarının gösterimi.....	19
Şekil 3.8	: Basit bir interferometre geometrisi.....	21
Şekil 3.9	: İnterferometrik sentetik açıklık radarı; genel geometri.....	21
Şekil 3.10	: Antenler arası uzaklık (baseline) bileşenleri.....	23
Şekil 3.11	: Hareket doğrultusuna dik interferometri geometrisi.....	24
Şekil 3.12	: Hareket doğrultusunda interferometri geometrisi.....	25
Şekil 3.13	: Tekrar geçiş interferometri geometrisi.....	26
Şekil 3.14	: ERS uydu parametreleri.....	29
Şekil 4.1	: Anadolu Levhasının Armijo ve diğ. tarafından yorumlanmış (1999) genel tektoniği	31
Şekil 4.2	: Son yüzyılda Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelmiş olan büyük depremler	32
Şekil 4.3	: Son yüzyılda Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelen depremlerin oluşturduğu atım miktarları	32
Şekil 4.4	: Son 300 yılda Marmara'da meydana gelen depremler	34
Şekil 4.5	: İzmit depremi atım dağılımı	35
Şekil 4.6	: İzmit Depremi yüzey kırıkları	36
Şekil 4.7	: Örçün fayı üzerinde gözlenen hareket nedeniyle Sultanbaba Türbesi civarındaki hamamda meydana gelen hasar.....	37
Şekil 4.8	: GPS istasyonları, modellenen ve gözlenen yatay kosismik atım dağılımı	39
Şekil 4.9	: 17 Ağustos 1999, İzmit Depreminin GPS modellemesi ile elde edilen kayma dağılımı	39
Şekil 4.10	: Wright ve diğ. InSAR çalışması	40
Şekil 5.1	: 17 Ağustos 1999, İzmit Depremi sonrası GPS verilerinin modellenmesi sonucu elde edilen postsismik kayma dağılımı...	43
Şekil 5.2	: Kullanılacak olan görüntülerin ait oldukları track 157 ve 64'ün gösterimi	45

Şekil 5.3	: NOAA uydu görüntüsü	46
Şekil 5.4	: 23057- 27566 çiftinden oluşturulan interferogramın faz ve genlik bileşenlerinin bir arada gösterimi	51
Şekil 5.5	: 23057- 27566 çiftinden oluşturulan 315 günlük interferogram	52
Şekil 5.6	: 42637- 27473 çiftinden oluşturulan interferogram... ..	52
Şekil 5.7	: 12 Kasım Düzce depreminin modeli ve bunun kosismik deformasyonunun çalışma alanımızda oluşturduğu frinçler.....	53
Şekil 5.8	: Sapanca Gölü'nün güneyindeki frinçler	54
Şekil 5.9	: Örçün ve Gölcük fayları üzerindeki frinç yapısı	54
Şekil 5.10	: Tablo 5.3'de verilen artçı şoklar.....	55
Şekil 5.11	: Elastik yarı uzayda model fayın oluşturduğu frinçler	57
Şekil 5.12	: Şekil 5.11'deki A ve B profilleri boyunca radar bakış yönünde gözlenen menzil değişimi ve modelleme ile elde edilen değişim	57
Şekil 5.13	: Mogi modeli ile elde edilen frinçler.....	58



SEMBOL LİSTESİ

ν	: Elektromanyetik dalga yayınma (faz) hızı
μ	: Ortamın geçirgenliği
ε	: Ortamın permitivitesi
ε_M	: Sayısal yükseklik modeli hata miktarı
λ	: Dalgaboyu
f	: Frekans
c	: Işığın boşluktaki hızı
V_s	: Platform hızı
V_{st}	: Platform ile yüzey arasındaki bağıl hız
γ ve θ	: Bakış açısı
η	: Radar ışını ile seçtiğimiz bir noktada yüzey normali arasındaki geliş açısı
W_g	: Bakış yönündeki menzil büyüklüğü
W_a	: Anten genişliği
L_a	: Anten boyu
R_m	: Antenden taranan alanın ortasına olan uzaklık
τ_p	: Radar sinyalinin zamansal uzunluğu
ΔR_s	: Bakış doğrultusundaki çözünürlük
ΔR_g	: Yataydaki çözünürlük
B_R	: Yayınlanan sinyalin frekans bant genişliği
δx	: Hareket doğrultusundaki çözünürlük
f_D	: Doppler atımı
ξ	: İki anten arası uzaklığın (baseline) eğim açısı
b_y ve b_z	: Antenler arası uzaklığın (baseline) yatay ve düşey bileşenleri
B_{\parallel} ve B_{\perp}	: Antenler arası uzaklığın (baseline) paralel ve dik bileşenleri
B_c	: Antenler arası kritik uzaklık
φ	: Sinyaller arasındaki faz farkı
h	: Yüzeyin yüksekliği
$\delta\rho$: Bakış açısı istikametindeki menzil değişikliği
\bar{D}	: Yerdeğiştirme vektörünün radar eksenine yönündeki bileşeni
\hat{l}_1	: Yüzeyden radara doğru olan birim vektör
M_w	: Moment manyetüd
M_0	: Sismik moment
h_a	: "Altitude of Ambiguity"; bir frince neden olacak yükseklik değeri
R_s	: Yüzeydeki hedeften ikinci tekrar yörüngesine olan bakış yönündeki menzil
θ_m	: Referans görüntünün bakış açısı

ÖZET

Geçtiğimiz son on yıl içerisinde, interferometrik sentetik açıklık radarı, yeryüzünün jeodinamiğinin incelenmesinde yeni bir araç olarak ve üretebildiği yüksek kaliteli topografya bilgisi ile yeteneklerini ispat etmiştir. Diğer kullanılan yöntemlerin hiç birisi ile kıyaslanamayacak derecede geniş bir çalışma alanı sağlaması ve santimetre altı seviyesindeki hassaslığı sayesinde yer bilimleri araştırmacıları, tekniği başta yer kabuğu deformasyonu çalışmaları olmakla birlikte çok farklı alanlarda uygulamışlardır. Biz de, interferometrik sentetik açıklık radarını, 17 Ağustos 1999, İzmit depreminin beklenen postsismik deformasyonlarının incelenmesi için kullandık. ERS radar görüntü çiftlerinden, Eylül 1999'dan Temmuz 2000'e kadar olan dönemi kapsayan 2 interferogram oluşturduk. Her ne kadar interferogramlar düşük koherans ve atmosferden dolayı kaynaklandığına inandığımız sinyal gecikmeleri içermekteyse de, tutarlı lokal deformasyon zonları gördük. Sapanca Gölü'nün güney kıyısında, radar bakış yönünde yaklaşık 110 milimetre yerdeğiştirmeye karşılık gelen yüksek gradyanlı 4 adet frinç kolayca tanımlanabilmektedir. Sapanca dışında, Gölcük sıçrama zonundaki frinç yapısı da dikkat çekmektedir.

SUMMARY

As a new tool to investigate the geodynamics with a byproduct of fine topography of the Earth Interferometric Synthetic Aperture Radar proved its capabilities during the last 10 years. With its wider coverage than any other available technique and subcentimeter precision several earth scientists mostly for the studies of crustal deformation applied the technique on their research fields during the period. We use the technique to investigate the expected postseismic deformations of the 17 August 1999, İzmit Earthquake on Eastern Marmara. 2 pairs of ERS images from September 1999 to July 2000 are used to generate the interferograms. Although interferograms have low coherence and signal delays due to atmospheric conditions, consistent local deformation zones are observed. 4 fringes with high gradient on the south coast of the Sapanca Lake equivalent to about 110 centimeters of displacement in the radar line-of-sight can easily be identified. Also we observed a fringe structure on the Gölcük stepover that draws attention to the normal faults on that area.

ÖNSÖZ

Bu tez, İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'ndeki yüksek lisans eğitimimin yaklaşık son 1 yılını ayırdığım İnterferometrik Sentetik Açıklık Radarı tekniği hakkında öğrendiklerimi özetler niteliktedir.

Tezim, konu üzerinde harcadığım emek dışında, yetişmem için katkıda bulunanların da emekleri sonucudur. Bu satırlar vasıtası ile başta, Türkiye'de oldukça yeni olan bu yöntem ve diğer aktif tektoniği ilgilendiren konular üzerinde çalışma fırsatını bana sağlayan Prof.Dr.Aykut Barka; doktora eğitiminden vakit ayırarak Interferometrik Sentetik Açıklık Radarı konusu başta olmak üzere geçmişte edindiği bilgileri aktararak radar görüntüleri üzerinde çalışabilir hale gelmemi sağlayan Ziyadin Çakır; ve Ailem olmak üzere tüm hocalarıma ve arkadaşlarıma buradan şükranlarımı sunuyorum. Umarım tezim onlara layık olabilir.

Ahmet M.Akoğlu

Ağustos 2001

1.

GİRİŞ

Sentetik açıklık radarı (SAR) uzaktan algılama yöntemleri arasında yaygınlaşmaya başlamış olan bir araçtır. Elektromanyetik spektrumun mikrodalga bandında çalışan SAR incelenecek alanı kendi ürettiği radar sinyalleri ile “aydınlattığı” için aktif görüntüleme sistemlerinden sayılır. Bu radar ekoları incelendiklerinde sadece genlik değerlerini vermek ile kalmaz ek olarak faz değerlerini de sunarlar. Faz ve genlik değerlerinden oluşan bu kompleks veri çarpıp geri yansıdığı yüzeyin yansıtma karakteri yanısıra yüzey boyunca değişen topoğrafya hakkında bilgi de içerir. Radar dalgasının içerdiği faz bilgisinin kullanımı ilk defa Graham (1974) tarafından ortaya konmuştur. Dikey olarak birbirinden ayrı olarak bir uçağa monte edilmiş iki anten ile yüzeyden geri yansıyan sinyalleri toplayan Graham bunları ardarda ekleyerek yüzeye ait yükseklik profillerinin elde edilebileceğini göstermiştir. Graham’ın bir uçağa yerleştirerek yaptığı bu çalışma günümüzde uzay araçlarıyla da yapılabilmektedir.

Interferometrik SAR yönteminin yeryüzünün hareketlerini ölçmeye yönelik yararlı bir araç olduğunu ortaya koyan ilk çalışma ise 1989’da Gabriel ve arkadaşları tarafından yayınlanmıştır. Çalışmalarında, Kaliforniya’nın Imperial Vadi’sinde arazinin seçmeli olarak sulanması sonucu oluşan yer kabarmasını Seasat uydusunun L-bandı radar sisteminin görüntüleri ile incelemişlerdir. Fakat 1992 Landers, Kaliforniya depremi sonucu oluşan yer hareketlerinin haritalanması (Massonnet ve diğ., 1993; Zebker ve diğ., 1994) ve Antartika’daki Rutford buzul akıntısındaki buzulların hareketinin incelenmesine kadar (Goldstein ve diğ., 1993) SAR yönteminin jeodetik bir araç olarak ne kadar yararlı olduğu yer bilimciler tarafından pek de anlaşılammıştır. Özellikle Landers depremi çalışmalarından sonra SAR ile çalışan yer bilimcilerin sayısı hızla artmıştır. Avrupa Uzay Ajansı’nın ERS, Japonya’nın JERS, Kanada’nın Radarsat uydularının ve SIR-C / X-SAR mekik uçuşlarından elde edilen radar görüntüleri ile depremler, volkanlar, buzullar, yer kaymaları, yeryüzündeki çökmeler ve levha sınırlarındaki deformasyonlar gibi birçok farklı konuda araştırmalar yapılmış ve halen de yapılmaya devam etmektedir.

InSAR ile yapılan çalışmaların başında yer kabuğunda meydana gelen deformasyonların incelenmesi gelmektedir. Sağladığı çözünürlüğün yanısıra radar platformlarının yörüngelerinin geçiş tarihleri dışında zamansal olarak da sınır tanımaması istenilen zaman aralıkları içinde yer kabuğunda meydana gelen deformasyonların incelenmesine elvermektedir. GPS gibi yer değiştirmenin 3 bileşenini ölçemese de günümüz sistemlerinin sağladığı 20-100 m nokta aralığı gibi yüksek çözünürlüğü ile çok daha geniş alanlar üzerinde çalışmalar yapılmasını sağlamaktadır. Ayrıca veri elde etmek için ilgili bölgeye gitmek fiilini ortadan kaldırması sayesinde hem ekonomik hem de örneğin volkanik bölgeler gibi alanlarda yaşanabilecek güvenlik ile ilgili problemler yaşanmamaktadır.

Bu çalışmada InSAR yöntemi ile 17 Ağustos 1999, İzmit Depremi'ne ait deprem sonrası deformasyonlar incelenmektedir. Bu sayede bölgedeki deformasyon dağılımının ve jeolojik yapının gösterdiği davranışların incelenmesi hedeflenmektedir.

Türkiye'de yeni yeni tanınmaya başlayan bu tekniğin esaslarının iyi anlaşılabilmesi için elde edilen sonuçlara geçmeden önce genel olarak radar ve SAR tekniklerinin gelişimi, sonra da InSAR tekniğinin dayandığı teorik altyapı sunulmuştur. Teori kısımlarında çok detay ve radarın elektronik altyapısı ile ilgili bilgi aktarılmamaya özen gösterilmiştir. Uygulamanın anlatıldığı kısımda ise görüntü seçimi, yapılacak işlemler ve dikkat edilecek önemli hususlara değinilerek teorik altyapı dışında pratik bilgilere de geniş yer verilmiştir. Son olarak ise, elde edilen veriler ve bunlar ışığında yapılan jeolojik yorumlar sunulmaktadır.

2. SENTETİK AÇIKLIK RADARI : TARİHSEL GELİŞİMİ

Sentetik açıklık radarı hakkında bir perspektif edinebilmek için bu radar sisteminin son 50 yıl içerisindeki gelişimini incelemek faydalı olacaktır.

1950'lerde sentetik açıklık radarı fikrinin bulunmasından çok önce radar, uçak ve gemi gibi hedeflerin saptanması ve izlenmesi için kullanılan yaygın bir yöntem idi. Hertz'in elektromanyetik dalgaların oluşumu, yayılması gibi temel konularda yaptığı çalışmalardan 15 yıl kadar sonra 1903 yılında Almanya'dan Christian Hulsmeyer gemi çarpışmalarını önlemek için geliştirdiği radarını tanıtmıştı. 1930'lu yıllara gelindiğinde uçakların saptanması ve takibi için gerekli radar sistemlerini tasarlayabilmek amacıyla İngiliz ve Almanların birbirine paralel çalışmaları sürmekteydi. Her iki ülke de 1935 yılında bu radarların çalışabilir örneklerini ürettikleri ve kapasitelerini başarıyla sergilediler. İkinci Dünya Savaşı'nın başlaması ile radar yöntemlerindeki gelişmeler hızlandı. Düşman kuvvetler birbirlerine üstünlük sağlamak için bu yeni teknoloji üzerindeki çalışmalarını arttırdılar. Bileşenlerdeki gelişmeler sayesinde radarın hem kapsama alanı hem de çalışabildiği frekans aralığında ilerlemeler oldu ve VHF (30-300 MHz) bandından UHF (300 MHz – 3 GHz) bandına bir geçiş oldu. Radarlardaki bu gelişmeler savaş boyunca sürdü ve dünyanın çeşitli noktalarında uçakların saldırılarını haber verebilmek için radar savunma istasyonları kurulmaya başlandı. Radar üzerindeki çalışmalar strateji uzmanlarına göre o kadar önemliydi ki Almanya'nın savaşı kaybetmesinde önemli etkenlerden birinin 1940'ların ortalarına doğru Almanların radar üzerindeki çalışmalarını azaltması olduğunu söylemektedirler. Aksine müttefikler radarı bir görüntüleme tekniği olarak geliştirmeye devam etmiş ve hava karardığında da karartma yapılmakta olan şehirleri ve kıyı şeritlerini tanımlayarak düşman topraklarına bombardımanlarına devam etme imkanına kavuşmuşlardı.

Savaştan sonra 1950'lerin başlarında mühendisler hedef alanı taramak için radar antenini döndürmek yerine kullanıldığı uçağın gövdesine sabit olarak da monte

edilebileceğini farkettiler. Bu hem daha uzun açıklıkların görüntülenmesine hem de çözünürlüğün artmasına neden oldu. Bu tip yan bakan açıklık radarları (side looking aperture radar-SLAR) önceleri sadece askeri operasyonlarda kullanıldı. Yüksek çözünürlük elde edebilmek için yüksek frekanslarla çalışılan bu radar yöntemiyle elde edilen görüntüler 1960'ların ortalarında bilimsel çevrelerin kullanımına açıldı. Yöntemin öneminin deniz bilimleri, jeolojik haritalama ve diğer bilim dalları için yararlarının anlaşılması çok uzun sürmedi. O dönemlerde en büyük ilgiyi çeken etkinlikler ise bulutlarla kaplı olan Orta ve Güney Amerika'ya yapılan radar ile haritalama kampanyalarıydı.

SAR konsepti genellikle Goodyear Uçak Şirketi'nden Carl Wiley'e (1951) atfedilir. Wiley, iki sabit hedeften meydana gelen, hız vektörüne oranla açılma farkları bulunan yansımaların hareket doğrultusundaki spektrumlarının frekans analizi (Doppler frekans analizi) ile çözümlenebileceğini ortaya koymuştur. Bu karakteristik özellik yüzeye çarpıp geri gelen yansımaların Doppler değerlerine göre gruplara ayrılabilmesini ve böylelikle azimut çözünürlüğünün iyileştirilmesini mümkün kılmıştır. Wiley 1965 senesinde bunun patentini, günümüzde bilindiği adıyla SAR olarak değil de Doppler ışın keskinleştirici (Doppler Beam Sharpening) ismi altında aldı. Goodyear araştırma merkezindeki radar çalışma grubu daha çok misil yönlendirme sistemleri için yüksek çözünürlüklü radarlar ile ilgilenmekteyse de Wiley'in fikrini takip ettiler ve ilk hava SAR sistemini inşa ettiler ve bir DC-3'e monte ederek 1953 yılında uçuşu gerçekleştirdiler.

Goodyear'daki çalışmalardan bağımsız fakat onlarınkilere benzer diğer bir çalışma ise C.W.Sherwin başkanlığındaki bir grup tarafından Illinois Üniversitesi'nde yürütülmekteydi. Örneğin bu gruptan John Kovaly 1952 yılında, yüzey yükseltisindeki değişikliklerin azimut frekans spektrumunda ayırt edilebilir değişiklikler oluşturduğunu farketmişti. Grup tarafından ortaya konulan fikirler koheranslı bir X-bant radar sisteminin oluşmasına yol açtı. İlk odaklanmış görüntü bu grup tarafından 1953 yılında yayınlandı. Daha sonra Amerikan Ordusu Illinois grubunun başarısı üzerine bu konuyu geliştirmek için Wolverine adı verilen yeni bir projeyi koordine etmesi için Michigan Üniversitesi'ni görevlendirdi. Bu projeye Illinois Üniversitesi, General Electric, Philco, Varian ve Goodyear Uçak şirketleri de katıldı. Böylelikle SAR tekniklerinin geliştirilmesi için ilk adımlar atılmış oldu.

Bu grup tarafından üretilen ilk çalışan SAR sistemi 1957 yılında Amerikan Savunma Bakanlığı için Michigan Üniversitesi'nin Willow Run Laboratuvarlarında (günümüzde Environmental Research Institute, ERIM) üretilen X bandında (3 cm dalga boyu) çalışan sistem olarak bilinir. SAR tekniğinin geliştirilmesi ile ilgili ilk çalışmalar hala gizli tutulmakta olduğundan fazla bir detay bilinmemektedir. 1960'ların sonunda NASA ilk defa sivil araştırmaları da destekleme kararı alır ve ERIM tarafından geliştirilen X-bant sistemde modifikasyonlar yapılarak (bant genişliği 30 MHz'ye düşürülerek) sivil araştırmalara sunulur. Bir C-46 uçağında uçurulan bu sistemde NASA 1973 yılında bir yenileme yapar ve sisteme L-bandı da eklenir. Bu ERIM SAR sistemi kutup deniz buzlarının görüntülenmesi gibi bilimsel araştırmalarda da kullanılmıştır.

Michigan Üniversitesi koordinasyonunda yapılan çalışmalarda geliştirilen bir diğer alan da veri işleme sistemleri idi. O devirde kullanılan elektronik sistemlerin sınırlamalarından dolayı Michigan grubu 3 boyutun (bakış yönü (range), hareket gidiş yönü (azimut) , yoğunluk (intensity)) fotoğrafik film üzerinde saklandığı bir optik kayıtçı ve korelatör sistemi geliştirmek için çalışmıştı. Verilerin film üzerine saklanması ileri bir tarihte de verilerin işlenebilmesini kolaylaştırıyordu. Yer veri işleme merkezi olarak portatif olması için bir minibüs kullanılmaktaydı.

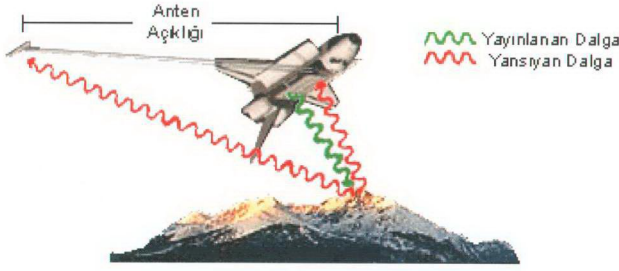
Jet Propulsion Laboratuvarları (JPL) da NASA için sistemler üretmiştir. 1962 yılında Ay çalışmaları için geliştirdikleri deneysel bir L-bant SAR sensörü bir rokete yerleştirilerek deneyler yapılmış ve 1966'da ise CV-990 model bir uçağa monte edilerek kullanılmaya başlanmıştır.

ERIM ve JPL beraberce 1972 yılında fırlatılan Apollo 17 için kullanılmak üzere de bir sistem geliştirmişler ve bu sistemin başarısı üzerine NASA SEASAT-A deneyinde bir L-bant sensör kullanmaya karar vermiştir. SEASAT – A her ne kadar 23° derecelik bakış açısı ile oşinografik çalışmalar için planlanmış olsa da bir arıza sonucu sadece 100 gün süren çalışma ömrü boyunca kutup buzları, jeoloji ve yeraltı araştırmacıları için yararlı veriler toplamış ve bu verilerle yıllar sonra bile başarılı yayınlar yapılmıştır.

SEASAT-A'dan sonra ortaya çıkan bilimsel sonuçlar üzerine NASA uzay mekiği görüntüleme radarı (shuttle imaging radar) SIR projesine onay verir. Çoğunluğu SEASAT uydusunda kullanılan tasarımlar ile üzerinde 47° derece sabit bakış açılı L-bandı (HH polarize) bir sensör olan SIR-A 1981 yılında fırlatılır. Mekikteki kayıtlar Apollo 17 gibi optik olarak tutulmaktaydı. Jeolojik ve arazi uygulamalarına yönelik olan bu deneyin veri işlemleri de tamamen optik idi.

SIR-B ise 1984 yılında yine SIR-A'dakinin aynısı bir sensör kullanılarak fakat bu sefer 15°- 60° derece arası döndürülebilir bir anten ile beraber fırlatıldı. SIR-B'nin en büyük farklılığı yıllardır kullanılan optik sistemlerin yerini artık tamamen dijital sistemlerin almış olması idi.

SIR-C ise 1994'de gerçekleştirilen iki deney için kullanıldı. Sistemde dört polarizasyonlu C-bandı (5.6 cm dalga boyu) ve L-bandı sensörlere Almanya ve İtalya ile ortak geliştirilen X-bandı (3 cm dalga boyu) bir sensör daha eklenmişti. SIR-C/X-SAR sürekli olarak farklı dalga boylarında ve polarizasyonlarda veri toplayabilme kapasitesi ile zamanına kadar gelişmiş en yetenekli platformu oluşturuyordu. İkinci uçuşu Ekim 1994'de gerçekleştirildi ve başarılı tekrar-geçiş interferometrik deneyler yapılmasını sağladı. SIR-C'nin devamı olarak 1999 yılında Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) adı altında Dünya yüzeyinin ± 60 enlemleri arasının 3 boyutlu haritalanması amacıyla bir uçuş daha gerçekleştirildi. İki adet anten, bir tanesi mekiğin kargo bölümünde diğeri ise yaklaşık 60 metre uzunluğundaki bir bumun ucuna monte edilerek tek-geçiş modunda veriler toplandı (Şekil 2.1). Özellikle yer bilimcilerin ihtiyaç duyduğu yüksek çözünürlüklü sayısal yükseklik modellerinin oluşturulmasının hedeflendiği uçuşta kaydedilen verilerin işlenmesi bu tezin hazırlandığı tarihte halen sürüyordu.



Şekil 2.1 : Mekikğin kargo bölümündeki ve buradan uzatılan bunun ucundaki antenlerinin sembolik gösterimi (JPL)

SAR teknolojisine Avrupalılar da, Avrupa Uzay Ajansı'nın (ESA) C-bandı (VV-polarize) sensör taşıyan iki adet uyduyu yörüngeye sokması ile katkılarda bulundular. ERS-1 adlı ilk uydusu 1991 yılında, ERS-2 ise 1995 yılında fırlatıldı. İkinci uydunun atılması ile radarla ilgilenen bilim adamları için ilginç bir fırsat doğmuş oldu: iki uydusu aynı bölgeyi yaklaşık olarak 1 günlük aralık ile görüntüleyerek (tandem) tekrar-geçiş SAR interferometrisi tekniği gibi değişik uygulamalar yapılmasını sağladı. Bu uydulardan ERS-1 2000 yılının Şubat ayında arızalanınca ömrü sona ermiş oldu. ERS ile ilgili bilgilere tezin ilerleyen kısımlarında tekrar değineceğiz.

Tablo 2.1: InSAR uydusu ve mekikleri

Uydusu	Sahibi	Fırlatılma Yılı	Frekans Bandı(GHz)	Yükseklik (km)	Yörünge Tekrarlama Periyodu (gün)	Bakış Açısı (°)	Tarama Alanı (Swath) Genişliği	Çözünürlük (m)
Seasat	NASA	1978	L(1.3)	800	3	23	100	23
ERS1	ESA	1991	C(5.3)	785	3,35,168	23	100	25
JERS1	NASDA	1992	L(1.2)	565	44	35	75	30
SIR-C	NASA, DASA, ASI	1994	X(9.7), C(5.2), L(1.3)	225	değişken	15-55	15-90	10-200
ERS2	ESA	1995	C(5.3)	785	35	23	100	25
Radarsat	Kanada	1995	C(5.3)	792	24	20-50	50-500	28
SRTM	NASA, DASA	2000	X, C, L	233	35	geniş	-	10-20
ENVISAT	ESA	Mart 2002*	C	~800	35	değişken	-	-

* Planlanan Fırlatılma Tarihi

Diğer ülkeler de SAR teknolojisi ile ilgili çalışmalar yaptılar. Rusya 1991 yılında S bandı (9.6 cm dalga boyu) HH-polarize ALMAZ-1'i, Japonya ise 1992'de yine HH-polarize L-bandı sensörlü JERS-1 ve 2'yi, ve Kanada'da 1995 yılında çok modlu C-bandı HH-polarize sensörlü RADARSAT uydusunu fırlatarak dünya etrafındaki SAR sensörlerine katıldılar.

SAR tekniği dünya dışındaki hedefler için de kullanıldı. Bunların en önemlilerinden biri Venüs'ü inceleyen Magellan'dır. Venüs'ün gözle incelenmesini engelleyen yoğun atmosfer SAR için sınırlayıcı olmadığından Venüs'ün 150 metre çözünürlüğünde global bir haritasının çıkartılmasını sağlamıştır. ABD dışında eski Sovyetler Birliği de Venüs'ü haritalayabilmek için Venera adında bir aracı 1983 yılında fırlatmıştır.

İlgi alanımız uzayda çalışan radar sensörleri olduğu için gelişimlerine çok değinmediğimiz ve uçaklara monte edilen sensör ve antenler ile yapılan SAR çalışmaları olduğunu da hatırlatmakta fayda var. Daha esnek ve ucuz olması ile bu tip çalışmalara da sık sık başvurulmaktadır.

Sentetik açıklık radarının tarihçesi hakkında daha ayrıntılı bilgi Curlander ve McDonough'un (1991) yöntemle ilgili kitaplarında bulunabilir. Yerbilimlerinde SAR kullanılarak yapılan çalışmalar hakkında bilgi ise Bölüm 3'te sunulmaktadır.

2.1 SAR Çalışmalarının Geleceği

SAR ile ilgilenen kuruluşlar veri temin edebilmeye devam edebilmek için gelecek ile ilgili yeni planlar geliştirmektedir. Diğer benzeri yöntemlere göre genç sayılabilecek SAR tekniğinin geleceğini şekillendirmeyi sağlayacak bu planlara örnek olarak; iki uydusundan biri ömrünü doldurmuş olan Avrupa Uzay Ajansı'nın (ESA) Mart 2002'de fırlatmayı planladığı ve üzerinde ASAR radar modülünü içerecek olan ENVISAT'ını; Amerika Birleşik Devletlerinin LIGHTSAR, ECHO; İtalya'nın COSMO-SKYMED; ve Almanya'nın SMART SAR'ını verebiliriz. Tüm kuruluşların ortak hedefi ise yeni platformların daha düşük maliyetler ile işletilebilmesi ve en yeni sensör ve veri işleme teknolojilerini içerebilmesi.

Dünyayla ilgili çalışmaların dışında gezegenlere yönelik olan çalışmalara örnek olarak ise 1997'de fırlatılan ve Satürn'e doğru yoluna devam eden, Huygens-Cassini misyonu çerçevesinde hazırlanan TITAN Radar haritalayıcısını verebiliriz. Amacı, çok yoğun ve optik olarak opak olan bir atmosfer ile kaplı olan Satürn'ün Titan isimli ayının yüzeyinin özelliklerini incelemek olan aracın, Titan ile ilgili bilgilerde kesinlik yüksek olmadığından esnek ve değiştirilebilir özelliklere sahip olarak tasarlanan radar sistemi ile 300-600 m çözünürlüklü SAR çalışmalarının yapılmasını sağlaması bekleniyor.

3.

SENTETİK AÇIKLIK RADARI : TEORİ

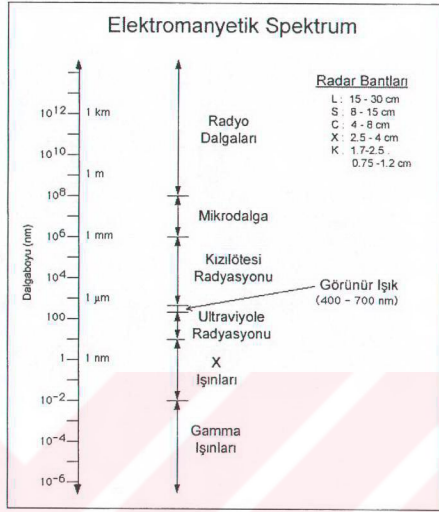
Sentetik Açıklık Radarı (SAR) kullanılarak interferometri yapılan çalışmalara geçmeden önce SAR'ın ve interferometrinin dayandığı teoriyi, radar teknolojisinin matematiksel ve fiziksel detaylarına girmeden, yerbilimleriyle ilgilenenlere yönelik bir tarzda ve ana hatlarıyla aktarmaya çalışacağız. Sentetik açıklık radarları radarların bir tipi olduğuna göre gerçek açıklık radarlarını da genel hatlarıyla incelemek yararlı olacaktır. Sentetik açıklık radarı hakkında daha geniş bilgi arayanlar, Elachi (1987) ve Curlander'in (1991) kitaplarında radar ve uzaktan algılama hakkında detayları bulabilirler. Interferometrik SAR hakkında daha geniş bilgi ise, ilk defa bu teoriyi yayımlayan Graham'ın (1974) makalesinde, ve ondan sonra konuyu inceleyen ve tekniği geliştiren Zisk (1972a,b), Zebker ve Goldstein (1986) , Massonnet ve Feigl (1998), ve Bürgmann'ın (2000) makaleleri gibi yayınlarda bulunabilir.

3.1 Elektromanyetik Teori

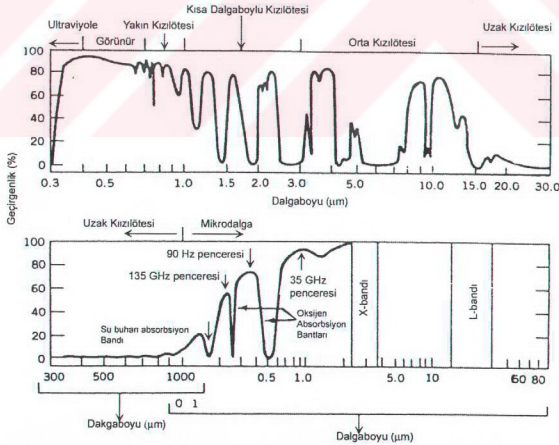
Radardan bahsetmeden önce ana hatlarıyla elektromanyetik dalgalardan bahsetmekte fayda olacaktır (Şekil 3.1 ve 3.2). Elektromanyetik bir dalga yayılmak için bir ortama ihtiyaç duymayan ve yoğunlukları sinusoidal bir paterni takip eden elektrik ve manyetik alanlar içeren bir dalgadır. Bu elektrik ve manyetik alanlar birbirlerine dik olup aynı fazdadırlar.

Şekil 3.3'de görüldüğü gibi bir dalga boyu iki dalga tepesi arasındaki mesafedir. Elektromanyetik dalganın frekansı ise birim zamanda yayılan dalga tepesi miktarı olarak ifade edilebilir. Elektromanyetik dalganın yayınma hızı (faz hızı) yayıldığı ortama bağlıdır:

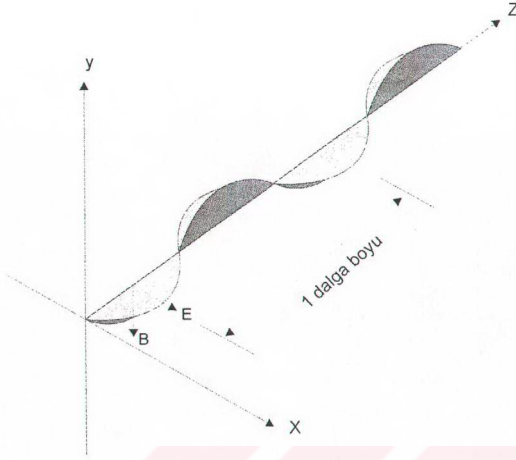
$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}} \quad (3.1)$$



Şekil 3.1 : Elektromanyetik Spektrum



Şekil 3.2 : Dünya atmosferinin elektromanyetik spektrumun mikrodalga bölümüne % geçirgenliği



Şekil 3.3 : Z yönünde ilerleyen bir elektromanyetik dalga

Formül 3.1'de μ ortamın permeabilitesini (geçirgenliğini), ϵ ise permitivitesini göstermektedir. Bu iki değer ortamdaki ortamdan ortama değişir. Bu iki değer en düşük değer boşluk ortamları içindir. Hava ortamında da, yoğun ortam olmadığı için elektromanyetik dalganın hızı ışık hızı olarak alınmaktadır.

Elektromanyetik dalganın dalga boyu ile frekansı şu bağıntı ile birbirlerine bağlıdır:

$$v = \lambda f \quad (3.2)$$

Elektromanyetik dalga içindeki elektrik alanının (E) manyetik alana (B) olan oranı her zaman ışığın boşluktaki hızına eşittir:

$$E / B = c = 2,997925 \times 10^8 \text{ m/s} \quad (3.3)$$

3.2 Radar

Cisimlere elektromanyetik dalgalar gönderip, bunlara çarpıp geri gelen yansımalarla cisimlerin tanımlanmasını ve uzaklıklarının hesaplanmasını sağlayan yönteme ve bunu kullanan cihazlara radar denmektedir. Radar ismi "radio detecting and ranging (radyo tanımlama ve mesafe belirleme)" kelimelerinden türetilmiştir. 18. yüzyılda Hertz ile temelleri atılan elektromanyetik teorisinin üzerine inşa edilen radar yöntemi günümüzde savunma sistemlerinden, meteorolojiye, astronomiden, yer

bilimlerine, ve trafik polislerine kadar çok çeşitli alanlarda kullanılmaktadır. Genellikle anten, verici ve bir alıcıdan oluşan radar sistemleri kullanılacakları amaçlar doğrultusunda farklı şekillerde tasarlanabilirler. Temel işleyişlerini özetlemek istersek, bir sinyal üretici ile üretilen sinyaller önce bir modülatör ile amplifiye edilirler. Üretilen bu sinyaller genellikle 10,000 volttan büyük bir voltaja ve 1 mikrosaniye kadar bir süreye sahiptirler. Bu sinyaller vericideki ossilatöre güç sağlarlar. Ossilatörün ürettiği sinyaller ise verici ve anten ile çevreye yayılmaktadırlar. Çevredeki nesnelerin yansıtma karakterlerine göre kuvveti azalmış olarak geri gelen yansımalar yine anten tarafından alınıp bu sefer alıcıya gönderilirler. Alıcıya gelen sinyaller tekrar amplifiye edilir ve video sinyallerine dönüştürülerek bir ekranda görüntülenebilir.

Bu kısa girişten sonra radarları genel olarak ikiye ayırabiliriz: hava ve deniz trafiğini takip etmek için kullanılan ve genel olarak yukarıda değindiğimiz şekilde işleyen ve yansımaları video sinyalleri olarak ekrana sunan “scanning plan-position indicator (PPI) ” tip radarların görüntüleri ve Bölüm 2’de değindiğimiz 1950’lerde antenin sabit olarak, uçan aracın gövdesine monte edilebileceğinin anlaşılması üzerine geliştirilen yan bakışlı radarlar. Uzaktan algılama çalışmaları için yan bakışlı radar görüntüleri kullanılır ki bunlar da iki teknikle elde edilir: gerçek açıklık radarı ve sentetik açıklık radarı.

3.3 Görüntüleme Amaçlı Radarlar

Yeryüzü etrafında dolaşan bir görüntüleyici radar tıpkı kendi flaşı olan fotoğraf makineleri gibi ışığını kendisi sağlar. Flaşlı fotoğraf makineleri çok kısa bir süre için ortama ışık gönderir ve bunun ortamdaki gelen yansımaları fotoğraf makinesindeki film ile kaydedilir. Bunu radar için uyarlırsak, radar bir anten ile ortama belirli dalga boyunda bir sinyal gönderir ve bunun yansımaları ya radar sistemindeki kayıtçıda ya da bir yer istasyonunda kaydedilir. Radar bu özelliğiyle diğer uzaktan algılama yöntemlerinden ayrılır.

Bir radar, anteni tarafından ortama yayılan ve sonra ortamdaki yansımaları kendisine ulaşan sinyallerin yansıma şiddetini ve yüzeydeki bir hedeften olan uzaklığı dalga boyu cinsinden ($0-2\pi$ arası) ölçer. Radar antenleri değişik dalga boylarında (1cm’den

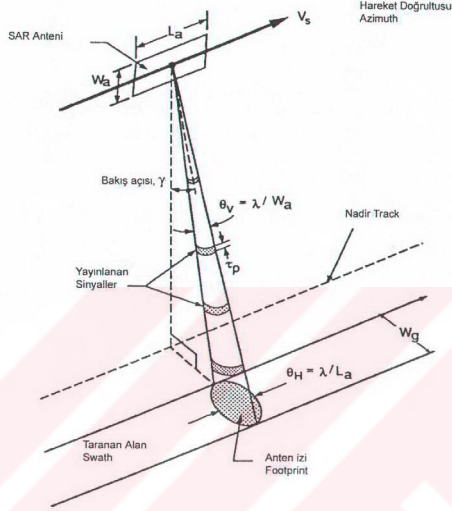
1 m'ye kadar) ve deęişik polarizasyonlarda (yatay-H veya dűsey-V eksenlerde) sinyaller gűnderebilir ve alabilirler. Polarizasyon, elektrik alan yoğunluk vektűrűnűn yűnűnű belirtir. Antende filtre kullanılarak belirli polarizasyona sahip dalgaların alınması saęlanabilir. rnek bir gűrűntűleme amaçlı radar saniyede 1500 kadar yűksek eneręili ve her biri 10–50 mikrosaniye devamlılık sűresine sahip olan sinyalleri hedef yűzeye gűnderebilir. Gűrűntűleme radarları genellikle 10-200 MHz frekans aralıklarında çalıřmaktadırlar. Kullanılan bant geniřlięi arttıkça gűrűntűnűn űzűnűrlűęű artar.

Radardan gűnderilen sinyaller yűzeye ulařınca çok farklı yűnlere doęru yansiyarak saçılırlar. Bu yansımalarından bir kısmı zayıf bir yansıma olarak, gűnderildięi polarizasyona baęımlı olmaksızın herhangi bir polarizasyon ile radar antenine geri ulařır. Anten tarafından alınan bu sinyaller sonra sayısal ortama çevirilir ve saklanmak űzere kayıtçıya gűnderilir.

Radarların hareket doęrultusundaki (azimut) űzűnűrlűęű anten boyu ile orantılıdır: anten ne kadar bűyűk olursa űzűnűrlűk o kadar iyi olacaktır. Sentetik açıklık (synthetic aperture radar) radarı teknięi iřte burada yardıma kořar: bu teknikle radarın hareket doęrultusu boyunca kaydettięi sinyaller birleřtirilerek bűyűk bir sentetik anten oluřturulmuř olur. Açıklık (aperture), yukarıda verdięimiz fotoęraf makinesi örneęinde, film çekilirken açılan açıklıęı temsil ettięi gibi radarda da anteni temsil etmektedir. Sentetik açıklık ise anteni uçuř doęrultusu boyunca ilerleterek bu teknik ile oluřturulmuř olan sanal-sentetik anten manasına gelir.

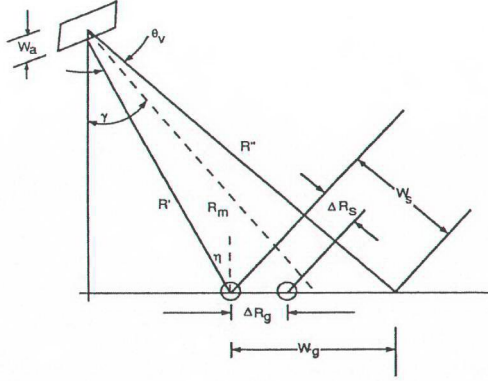
Radar ilerledikçe her konumda bir sinyal gűnderilir. Sinyaller gűnderilip bir yandan da gűnderilenler yansiyıp tekrar geldięi sırada radar hareket etmekte olduęu için gelen yansımalar Doppler atımlıdır (bir hedefe yaklařırken negatif, uzaklařırken pozitif). 1842 yılında ortaya atılan Doppler kavramı, dalga kaynaęı ile gűzlemcinin birbirlerine gűre baęlı hareketleri nedeni ile ses veya elektromanyetik dalgaların uzunluęunda gűzlenen deęiřimleri açıklamaktadır. Kaynak gűzlemciye doęru gelirse, her dalga tepesi bir öncekine (durmakta olan kaynaktan gelecek ardıřık dalga tepelerine oranla) daha yaklařmuř olur. Ardıřık dalga tepelerinin birbirine yaklařmaları gűzlemci tarafından bir frekans yűkselmesi olarak algılanır. Örneęin

gelen bir ses dalgası ise ses tizleşir. Bu nedenle yaklaşan bir trenin düdüğü daha ince, uzaklaşan ise daha kalın duyulur.



Şekil 3.4 : Yan bakışlı gerçek açıklık radarının basitleştirilmiş geometrisi (Curlander ve McDonough, 1991).

Şekil 3.4'de yan-bakışlı bir gerçek-açıklık radarının basitleştirilmiş geometrisini görebilirsiniz. Radar sabit bir irtifada düz bir rotayı takip eden V_s hızındaki bir platformdadir (uçak veya uydu). Şekilde radar ışınının hareket doğrultusuna dik olarak düz bir yüzeye doğru yayıldığı kabul edilmektedir. Platform ile yüzey arasındaki bağıl hız V_{st} 'dir. Bu geometriye göre, bakış açısını temsil eden açı γ , radar ışını ve seçtiğimiz bir noktadaki yüzeyin normali arasındaki açı olan geliş açısı η 'e eşittir. Bu geometriyi inceledikten sonra gerçek açıklık radarının çözünürlüğünü (yüzeyde birbirinden ayrı nesnelere ayırt edebilme yeteneği) ele alalım.



Şekil 3.5 : Bakış yönündeki menzil W_g ve radar ışın genişliğini simgeleyen θ_v 'i gösteren radar geometrisi (Curlander ve McDonough, 1991).

Şekil 3.5'deki bakış yönündeki menzilin büyüklüğünü gösteren W_g parametresi, yatay doğrultuda ışın genişliğini kontrol eden W_a (anten genişliği) değerine bağlıdır ($\theta_v = \lambda / W_a$). Eğer R_m radar ışınının taradığı alanın (swath) ortasına olan uzaklık (slant range) ise :

$$W_g \approx \frac{\lambda R_m}{W_a \cos \eta} \quad (3.4)$$

Yukarıda da değindiğimiz gibi radarın yüzeyde bakış doğrultusundaki çözünürlüğü sistem tarafından iki cismin birbirinden ayrı olduğunun tanımlanabilmesi için aralarında olması gereken en küçük mesafe miktarıdır. Radara daha uzakta olan noktadan gelen yansımının geliş zamanı radara yakın olan noktadan gelen yansıma sinyalinin son kısmının geliş zamanından sonra alındıysa bu iki nokta da radar yansımalarının zamansal geçmişinde ayırt edilebilir. Eğer radar sinyalinin zamansal uzunluğu τ_p ise, birbirinden ayrılacak iki noktanın arasındaki aralık ;

$$\Delta R_s = \frac{\Delta R_s}{\sin \eta} = \frac{c \tau_p}{2 \sin \eta} \quad (3.5)$$

Formülde ΔR_s bakış doğrultusundaki çözünürlük olup, c ise ışık hızını göstermektedir.

Kabul edilebilir bir ΔR_g çözünürlüğü için ihtiyaç duyulan sinyal süresi τ_p , güvenilir bir tanımlama için gerekli olan sinyal-gürültü oranını (signal to noise ratio-SNR) sağlayabilecek sinyal başına gereken enerji miktarı için kısa kalacaktır. Bu yüzden yüksek çözünürlük (daha uzun bir sinyal ile) ve SNR değerini sağlayabilmek için bir sinyal sıkıştırma tekniği kullanılır. Uygun bir veri işleme tekniği ile gelen sinyalin işlenmesi sayesinde elde edilebilecek bakış yönündeki çözünürlük;

$$\delta R_g = c/(2B_R \sin \eta) \quad (3.6)$$

şeklinde. Formülde B_R yayınlanan sinyalin frekans bant genişliğidir. Bu sayede sinyalin bant genişliği isteğe bağlı artırılarak çözünürlük biraz daha artırılabilir.

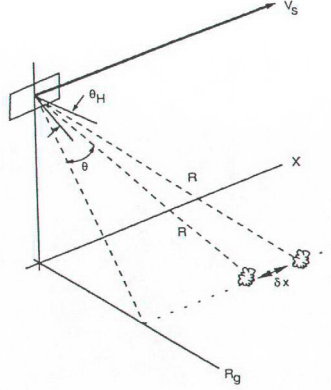
Tüm radar sistemleri ister SAR tekniği kullanılsın ister kullanılsın, bakış doğrultusundaki nesnelere bu şekilde ayırt ederler. SAR tekniğini diğerlerinden ayıran işte bu çözünürlük farkıdır.

Şekil 3.4'de radar antenin hareket doğrultusundaki uzunluğunun L_a olduğunu farzedelim. Bu takdirde radar ışınının hareket doğrultusunda $\theta_H = \lambda / L_a$ şeklinde bir açısız yayılımı olacaktır. Bu formülde λ yayınlanan enerjinin dalga boyudur. Şekil 3.6'da görüldüğü gibi yüzeyde yeralan ve azimut doğrultusunda (hareket yönünde) δx kadar bir mesafe ile birbirlerinden ayrılmış olan ve bakış doğrultusuna göre aynı menzilde yeralan iki hedef şayet ikisi de aynı anda radar ışınının altında olmazlarsa ayırt edilebilirler.

$$\delta x = R\theta_H = R\lambda/L_a \quad (3.7)$$

Bu formül geleneksel bir yan bakışlı gerçek açıklık radarının azimut doğrultusundaki çözünürlüğünü göstermektedir.

Hareket doğrultusundaki (sabit menzil uzaklığı ve λ dalga boyu) δx çözünürlüğünün artırılabilmesi için kullanılan antenin hareket doğrultusundaki uzunluğunun artırılması gerekmektedir. Anten yapımında karşılaşılan dalga boyuna göre çok daha hassas olması gereken yüzey hassasiyeti gibi mekanik problemler ve kullanılacak



Şekil 3.6 : Gerçek açıklık radarında hareket yönündeki çözünürlük (Curlander ve McDonough, 1991).

ortamda hassas bir şekilde kullanmanın zorluğu yüzünden L_a / λ oranının 100-200'den fazla olması çok zordur. Havaalanlarında gözlem radarları için yararlı olabilecek $R=50$ km gibi bir menzil için, $L_a / \lambda = 100$ gibi makul bir değer hareket doğrultusunda $\delta x = 500$ metre gibi kabul görebilecek bir çözünürlük sağlayacaktır. Benzer şekilde, X-bandında (dalga boyu; $\lambda=3$ cm) çalışan, 10 km menzili olan ve 1 metre anten uzunluğuna sahip bir gemi radarı $\delta x=300$ metre gibi bir çözünürlük sağlayarak önceden haber ve önlem alma gibi görevler için yeterli olacaktır. Ne var ki, menzili $R=800$ km olan bir uzay platformu için $L_a / \lambda = 200$ gibi bir oran bile kullanılsa çözünürlüğü $\delta x = 4$ km olacaktır ki bu da bilimsel araştırmaların ihtiyaç duyduğu yüksek çözünürlüklü görüntüleri sağlamak için yetersiz kalacaktır. $\delta x = 1$ km'ye kadar düşmesi için aynı menzil mesafesinde $L_a / \lambda = 800$ gibi bir değer alınması gerekir ki bu da imkansızdır. 100 metre ve üstü bir anten uzunluğunun uzayda kullanılması aşırı problemlidir. SAR'ın tarihi gelişimini aktardığımız bölümde değindiğimiz gibi SAR tekniği ilk defa 1951 yılında Wiley tarafından ortaya atılmıştır. Şekil 3.7'deki gibi bakış doğrultusuna göre R menziliindeki ve hareket doğrultusunda x koordinatındaki bir hedef noktanın yayımlanan frekansa göre Doppler atımı (Doppler shift) ;

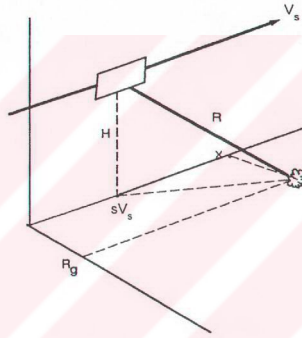
$$f_D = 2(V_{st} \sin \theta) / \lambda \approx 2V_{st} x / \lambda R \quad (3.8)$$

şeklinde tanımlanabilir. Bu formülde V_{st} bağıl hızı (burada $V_{st} = V_s$ olarak kabul edilmektedir), ve 2 katsayısı da aktif bir sistemin doğasında olan gidiş-dönüş

zamanından kaynaklanmaktadır. Buna göre eğer geri yansıyan sinyaller frekans bakımından analiz edilirse R menziline tekabül eden bir zamanda ve f_{D1} gibi bir Doppler frekansına sahip herhangi bir yansımış enerjinin ait olduğu hedefin koordinatı:

$$x_1 = \lambda R f_{D1} / 2V_s \quad (3.9)$$

şeklinde hesaplanabilir. Benzer olarak farklı bir f_{D2} Doppler frekansı da başka bir x koordinatına ait olacaktır. Görüldüğü gibi cisimler aynı menzilde ve ışın altında aynı zamanda da bulunmuş olsalar dönen sinyalin Doppler frekans spektrumunun incelenmesi ile ayırt edilebileceklerdir. Doppler frekanslarının cisimler hakkında sağladığı ikinci koordinat bilgisini şekil 3.7'de görebilirsiniz.



Şekil 3.7 : Yer menzili (ground range) ve hareket yönü (along-track) koordinatlarının gösterimi (Curlander ve McDonough, 1991)

Doppler frekans analizi hakkındaki herşey bunlarla sınırlı olmamakla birlikte yukarıdakiler SAR konseptinin ana teorisini anlamamız için yeterli bilgiyi sağlayacaktır.

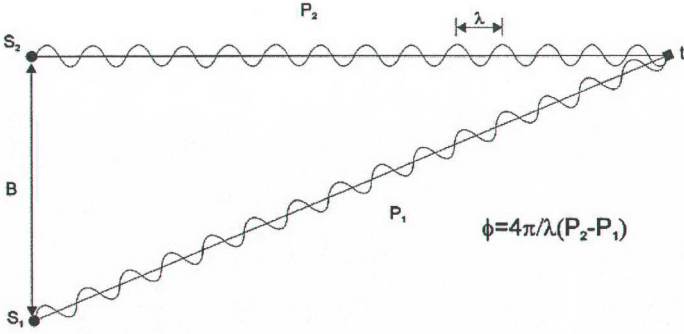
Gerçek açıklık radarı ve sentetik açıklık radarı hakkında temel bir bilgi elde edindikten sonra asıl konumuz olan sentetik açıklık radarı ile interferometri çalışmalarının teorisine değinmeye çalışalım.

3.4 Sentetik Açıklık Radarı ile İnterferometri

İnterferometri çoğumuzun fizik derslerinden hatırlayabileceği gibi dalgaların girişimine (interference) dayanarak küçük hareket ve mesafeleri ölçmeye yarayan bir prensiptir. Girişimi şöyle açıklayabiliriz: ses , ışık, su, veya sismik dalgalarımız olduğunu farzedelim. Herhangi iki dalgayı birbiriyle topladığımızı düşünelim; dalga boylarına ve fazlarına göre ya birbirlerini güçlendirecekler ya da yokedeceklerdir (-1 ile +1'i toplamak gibi). Günümüzde birbirinden farklı birçok interferometre kullanılıyor olsa da dayandıkları prensip aynıdır: tek bir kaynaktan (bir yıldız, bir lamba, veya bir lazer) gelen ışık ışını iki ya da daha fazla düz ayna kullanılarak ayrı ışık ışınlarına ayrılmaya çalışılır. Bundaki amaç ışık ışımında birbirini takip eden bir aydınlık bir karanlık bantlar elde edebilmektir: bu bantlara “frinç(fringe)” denir. Bu kavramı ilerleyen sayfalarda sık sık kullanacağız. Frinçler, ışınların birbirlerini güçlendirdikleri yerlerde aydınlık, birbirlerini yekettikleri yerlerde karanlık görünür.

İnterferometri 18. yüzyılın son yarısında Albert Michelson tarafından ortaya atılmış ve ışığın uzayda yayılma hızını kendisi bu prensibi kullanarak hesaplamıştır. 1907 yılında Nobel Fizik Ödülü kazanan Michelson'un bu çalışmaları Albert Einstein'ın Relativite Teorisine de temel oluşturmuştur.

Radar interferometrisinin nasıl çalıştığını incelemeyen önce fizik laboratuvarlarında bulabileceğimiz bir interferometrenin nasıl işlediğini ele alalım. Şekil 3.8'de görebileceğiniz gibi iki adet sensörü olan basit bir interferometre iki yolun uzunluğunu ölçmek için kullanılmaktadır. İnterferometrenin elektromanyetik sensörleri s_1 ve s_2 'nin arasındaki B uzunluğu (baseline) hassas olarak bilinmektedir. İlk yol P_1 sensör 1 (s_1) ile hedef t arasındadır. İkinci yol ise sensör 2 (s_2) ve yine hedef t arasındadır. Önce s_1 sensöründen bir sinüsoidal dalga yayınlanır ve hedef t 'den yansıyarak iki sensöre birden geri gelir. Bu sinüsoidal dalganın bir genliği ve fazı bulunmaktadır. Eğer şekilde görüldüğü gibi oluşan üçgen ikizkenar değilse s_1 ve s_2 'ye yansıyarak gelen iki dalga birbirlerinden farklı olacaktır. P_1 ve P_2 yolları iki dalganın fazlarının birbirlerinden çıkarılması ve sinüsoidal dalganın dalga boyu ile çarpılması ile hesaplanabilir. İki dalga arasındaki faz farkı, iki yolun uzunluklarının farkının dalga boyu cinsinden ifadesi olarak görülebilir.

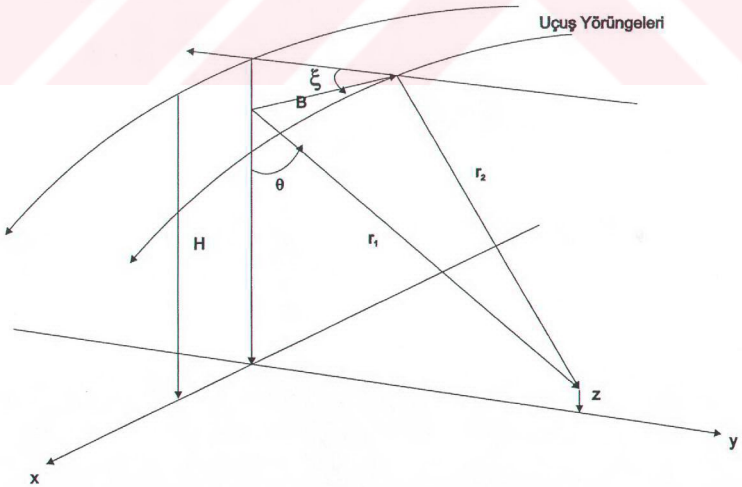


Şekil 3.8 : Basit bir interferometre geometrisi (Price, 1999).

İnterferometri terimini ana hatlarıyla açıklamaya çalıştıktan sonra şimdi de radarlar ile interferometrinin nasıl yapıldığını ve nasıl yüzeydeki deformasyonların ölçüldüğünü anlatmaya çalışacağız.

3.5 İnterferometrik Sentetik Açıklık Radarı: Genel Geometri

Yeryüzünü düz kabul edersek SAR interferometrisinde kullanılan geometri Şekil 3.9'daki gibidir:



Şekil 3.9 : İnterferometrik sentetik açıklık radarı; genel geometri (Gens, 1998).

Şekilde görüldüğü üzere iki adet O_1 ve O_2 adlı anten B olarak gösterilen bir aralığa (baseline) sahip iki paralel rotada ilerlemektedirler. Yüzeydeki aynı nesneye O_1 anteninden r_1 ve O_2 anteninden de r_2 olarak tanımlanan yan bakış uzaklıkları ölçülmektedir. Bakış açısı θ ve uçuş yüksekliği H 'dir. $z(x,y)$ noktasının yüksekliği;

$$\begin{aligned}
 z(x, y) &= H - r_1 (\cos \xi \sqrt{1 - \sin^2(\theta - \xi)} - \sin \xi \sin(\theta - \xi)) & (3.10) \\
 &= H - r_1 (\cos \xi \cos(\theta - \xi) - \sin \xi \sin(\theta - \xi)) \\
 &= H - r_1 \cos(\xi + \theta - \xi) \\
 &= H - r_1 \cos \theta
 \end{aligned}$$

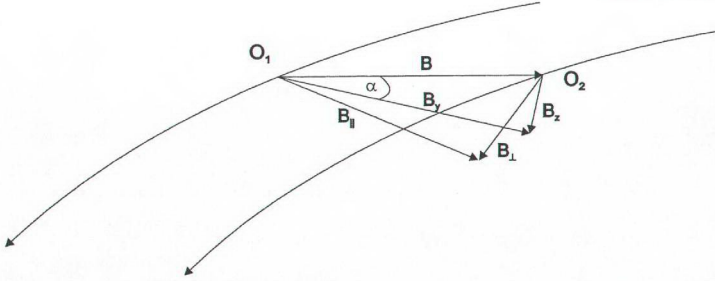
Bakış açısı yerine iki anten arasındaki uzaklığın (baseline) eğim açısı ξ da bu hesaplama için kullanılabilir. Bu takdirde interferometrik menzil farkından ve antenler arası uzaklıktan (baseline) “ $\sin(\theta - \xi)$ ” terimi türetilmelidir.

Daha önce de değindiğimiz gibi SAR verilerinde faz bileşeni de bulunmaktadır. Aynı yüzey noktasından antenlere gelen iki radar sinyali arasındaki fark ise şöyle hesaplanabilir:

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} (r_2 - r_1) = \frac{4\pi}{\lambda} (B_y \sin \theta - B_z \cos \theta) \quad (3.11)$$

Formülde dalga boyu λ ve menziller r_1 ve r_2 terimleri, antenler arasındaki uzaklığın (baseline) bileşenleri B_y , B_z ve bakış açısı θ cinsinden de tanımlanabilirler.

Görüldüğü gibi interferometri geometrisinde anahtar terimlerden biri antenler arası uzaklık (baseline) değeridir. Bu uzaklığın bileşenleri şekil 3.10'da gösterilmektedir:



Şekil 3.10 : Antenler arası uzaklık (baseline) bileşenleri. Bu uzaklık sadece kendisi B ve yörüngeler arası açı α ile gösterilebileceği gibi yatay bileşeni (B_y) ve düşey bileşeni (B_z) veya paralel bileşeni ($B_{||}$) ve dik bileşeni (B_{\perp}) ile de gösterilebilir (Gens, 1998).

Bir veri (görüntü) setinin nerelerde kullanılabilceğini görüntülerin alındığı radar yörüngelerine ait olan antenler arası uzaklık (baseline) değeri belirler. Örneğin bir bölgenin radar görüntülerinden sayısal yükseklik modeli oluşturmak (digital elevation model-DEM) istersek görüntülerin antenler arası uzaklığı (baseline) 150-300 metre arası olmalıdır. Yüzey deformasyonlarının inceleneceği çalışmalarda ise antenler arası uzaklık (baseline) 30-70 metre arası olmalıdır. Pratik olarak interferometri yapılabilmesi için ise bu uzaklık değeri 600 metrenin altında olmalıdır (Solaas, 1944). Bu uzaklık değeri arttıkça faz gürültüsü dekorelasyona sebep olur ve koherans düşer. Şayet bu uzaklık sınır değerine ulaşırsa görüntüler arası koherans tamamen kaybolur. Kritik antenler arası uzaklık (baseline) değeri B_c şu şekilde hesaplanabilir:

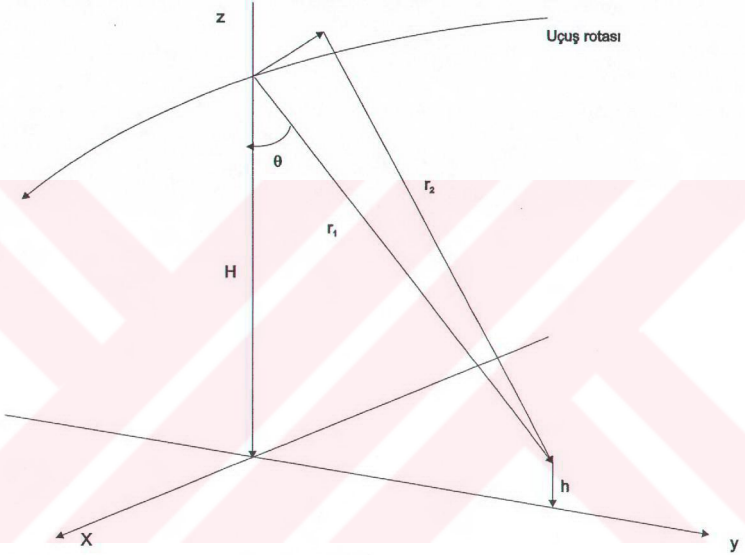
$$B_c = \frac{\lambda r}{2R_y \cos^2 \theta} \quad (3.12)$$

Formülde λ dalga boyunu, r menzili, R_y menzildeki çözünürlüğü, ve θ ise bakış açısını simgelemektedir. Özellikle radar verilerinden hazırlanan topoğrafik haritaların hassasiyeti için antenler arası uzaklık (baseline) değeri potansiyel hata kaynaklarından biridir ve hassas olarak bilinmesi gerekmektedir (Zebker ve diğ., 1994).

3.6 Interferometrik SAR teknikleri

3.6.1 Hareket Doğrultusuna Dik (Across-Track) İnterferometri Tekniği

Bu teknik sürekli veri alabilmek için aynı platforma monte edilmiş iki adet SAR antenine ihtiyaç duyar. Genellikle uçaklarla yapılan çalışmalarda kullanılır.



Şekil 3.11 : Hareket doğrultusuna dik interferometri geometrisi (Gens, 1998).

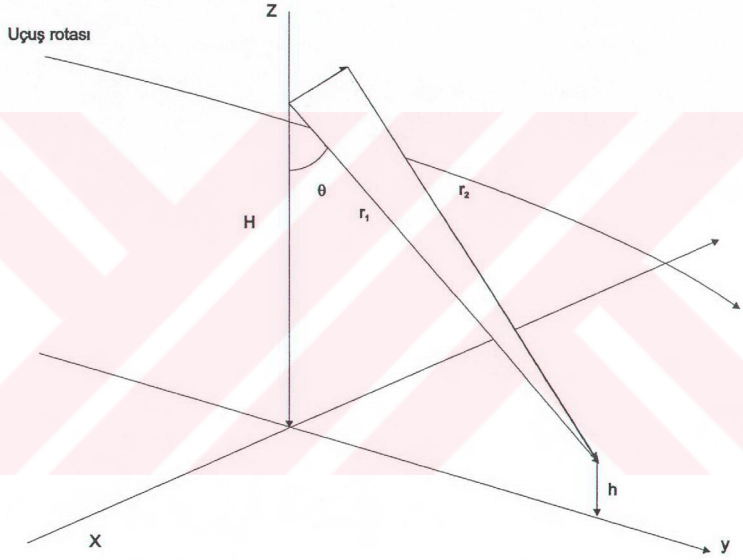
Şekil 3.11’de görüldüğü gibi antenlerin monte edilme yönü hareket edilen yöne diktir. Topoğrafya yüksekliği h formül 3.13’den bulunabilir. Yüzeydeki menzil y ise şöyle hesaplanabilir:

$$y = r_1 \sin \theta \quad (3.13)$$

Bu yöntemle fazlar “unwrap” edildikten sonra yükseklik modeli elde edilebilir. Yöntemin uçaklar ile uygulanmasının dezavantajı uçakların takip ettikleri rotaların bir uydu kadar sabit tutulamaması ve uçuş sırasındaki yalpalanmaların topoğrafyadaki eğimin etkisinden ayırt edilememesidir. Yöntemle ilgili matematik altyapı ve daha fazla bilgi Moccia ve Vetrella’nın yayınlarında (1992) bulunabilir.

3.6.2 Hareket Doğrultusunda (Along-Track) İnterferometri

Bu yöntem de aynı platformda iki SAR antenine ihtiyaç duyduğu için günümüzde sadece uçaklar ile yapılan SAR uçuşlarında tatbik edilmektedir. Yöntem başta okyanuslardaki akıntılarının incelenmesi, hareket eden cisimlerin takip edilmesi gibi amaçlar için kullanılmaktadır. Yöntemin geometrisi şekil 3.12'de görüldüğü gibidir.



Şekil 3.12 : Hareket doğrultusunda interferometri geometrisi (Gens, 1998).

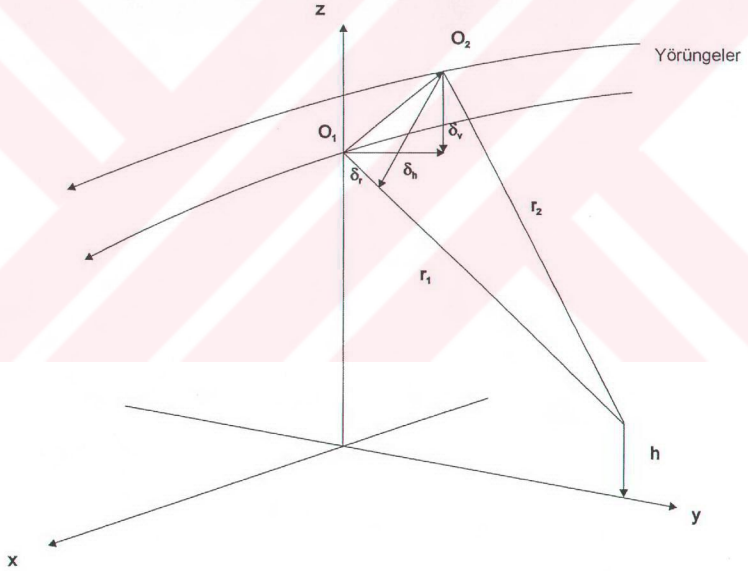
Yöntemin geometrisi bir önceki yöntemden pek farklı değildir. Sadece eksenler değişmiştir. Denizlerdeki akıntılarının incelendiğini düşünürsek sinyaller arasındaki faz farkı φ akıntının hareketi ile meydana gelecektir. Hareket eden yüzey sudaki dalgaların faz hızına göre bir Doppler atımına sebep olacaktır. Yöntem ile sadece hareket eden kısımlar radar görüntüsünde görünecektir. Bir noktanın veya nesnenin hızı olan u ile faz farkı arasındaki ilişki şu şekildedir:

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{u}{V} B_x \quad (3.14)$$

Formülde V uçağın hızını, λ dalga boyunu ve B_x 'de antenler arası uzaklığın bileşenidir. Uçağın uçuş sırasında yapacağı yalpalarından dolayı faz farkı antenler arası uzaklığın y ve z eksenlerindeki bileşenlerindeki değişiklikler yüzünden kalibre edilmelidir.

3.6.3 Tekrar-geçiş (Repeat Pass) İnterferometri Yöntemi

Bu yöntem tezimizde kullanacağımız interferometri yöntemidir. Tek bir antene ihtiyaç duyulur. Diğer antene olan ihtiyaç aynı alan üzerinden hafif farklı bir bakış açısı ile tekrar uçularak kapatılır. Bu yöntem için uçuş yörüngelerinin çok hassas olarak bilinmesi çok büyük önem taşır ve bu yüzden uygulanmak için uydular kullanılır. Bu yöntemin geometrisini şekil 3.13'de görebilirsiniz.



Şekil 3.13 : Tekrar geçiş interferometri geometrisi (Gens, 1998).

İnterferometrik antenler arası mesafe ister yatay δ_h ve dikey δ_v bileşenleri ile ya da bakış açısındaki menziller r_1 ve r_2 arasındaki fark ile ifade edilir:

$$\delta_r = r_1 - r_2 \quad (3.15)$$

Faz farkı da menzil farklarından elde edilir:

$$\varphi = \frac{-4\pi}{\lambda} \delta_r \quad (3.16)$$

Tekrar geçiş geometrisini kullanarak çalıştığımız bölgenin bir sayısal yükseklik modelini çıkartmak istediğimizi düşünelim. Bu takdirde ilk hedefimiz iki SAR görüntüsündeki her noktanın yüksekliği h 'ı hesaplayabilmek olacaktır. Radarın dalga boyu zaten bilinmektedir. Hassas uyu yörünge verilerinden de uydunun uçuş yüksekliği H ve anten açıklığı B de hesaplanabilmektedir. Yukarıda formülde hesaplanan iki faz ölçümü arasındaki fark φ 'da interferogramımızı oluşturmaktadır. Bu hesaplamalar sırasında iki radar görüntüsünün alındığı tarihler arasında yüzeyde hiç bir yükseklik ve özellik değişikliği olmadığını ve atmosferik etkilerden dolayı gecikme olmadığını kabul ediyoruz. Kısaca anten konfigürasyonu hassas olarak biliniyorsa hesaplanan faz farkı incelenen bölgenin topoğrafik bilgilerini sağlayacaktır. İki görüntünün noktalarının birbiriyle karşılaştırılması ile fazı iki SAR görüntüsünün yayılma fazları arasındaki farka eşit olan bir interferogram oluşturulmuş olur. Faz farkı ancak 2π 'nin (bir dalga boyu) katları olarak bulunabilir. İnterferogramın genlik değerleri ise radar görüntülerinin geri saçılma genliklerinin bir ürünüdür. İnterferogramlarda genellikle genlikler gri tonlama ile ve faz da renkli olarak (her bir renk deviri (frinç) 2π 'lik bir faz değişikliğini gösterecek şekilde) sunulurlar. İstenirse interferogramdaki faz değerleri ilk frinçten başlayarak 2π 'nin katları ile çarpılarak sürekli hale getirilebilir yani "unwrap" edilir.

Menzildeki farklılıklar, ilgili faz farklarının radar sinyalinin dalga boyu ile çarpılması ile hesaplanabilirler. Görüntüdeki bir noktanın konumunun tayin edilebilmesi için yörünge bilgisi, anten açıklığı vektörü ve interferometrik menzilin bilinmesi yeterlidir. Faz ölçümleri, radar dalga boyu ve şekil 3.13'deki geometri ile yüzey yüksekliği h 'i şöyle hesap edebiliriz:

$$h = H - r_i \cos \theta \quad (3.17)$$

İnterferometrik fazdan elde ettiğimiz yükseklik bilgisi ve yine SAR'dan elde ettiğimiz 2 boyutlu konum bilgisi ile radar görüntülerinden sayısal yükseklik modeli oluşturulabilir.

İnterferometrik sentetik açıklık radarı ile topoğrafya dışında ölçmeyi hedeflediğimiz bir diğer büyüklük de iki görüntünün alındıkları tarihler arasında yüzeyde depremler veya volkanlar gibi nedenlerden dolayı meydana gelen değişikliklerdir. Yüzeyde meydana gelen değişiklikler ile bundan dolayı meydana gelen bakış yönündeki menzil değişikliği arasında şu şekilde bir ilişki vardır:

$$\delta\rho = \bar{D} \cdot \hat{I}_1 \quad (3.18)$$

Formülde $\delta\rho$ bakış açısı istikametindeki menzil değişikliğini, \bar{D} yer değiştirme vektörünün radar eksenini yönündeki bileşeni ve \hat{I}_1 ise yüzeydeki noktadan radara doğru olan birim vektörü simgelemektedir. Radar eksenini yönünde iki görüntü tarihi arasında 1 cm hareket etmiş olan bir grup piksel gidiş dönüş mesafesinin 2 cm kadar değişmesine sebep olurlar ki bu da örneğin ERS uyduları için dalga boyunun yaklaşık %40'ına karşılık gelmektedir. Fazdaki kayma rahatlıkla farkedilir. Görüntüleme yönünde yarım dalga boyu kadar bir hareket interferogramda bir frinç oluşturur ki bu da yine ERS uydularını örnek verecek olursak 28 mm'lik bir hareket demektir. Tekniğin bu derece bir hassasiyet kapasitesine sahip olması sayesinde yöntem yer bilimcilerin ilgisini uyandırmaktadır. Elbette deformasyonu hesaplamak için topoğrafik, yörüngesel ve atmosferik etkiler gibi fazda değişikliğe sebep olabilecek etkilerin önceden kaldırılmış olması gerekmektedir (örneğin, uydu yörüngelerinde oluşan sapmalar (baseline oluşumu)). İnterferogramlar yüzey hareketleri yanında topoğrafik bilgi de içerirler. Topoğrafyanın etkisinin kaldırılabilmesi için ya farklı bir kaynaktan oluşturulmuş olan bir sayısal yükseklik modeli kullanılmalıdır ya da deformasyon içermeyen bir radar görüntüsü kullanılmalıdır. İlerleyen bölümlerde görüntülerin işlenmesi safhalarına değinirken bu konulara tekrar değineceğiz.

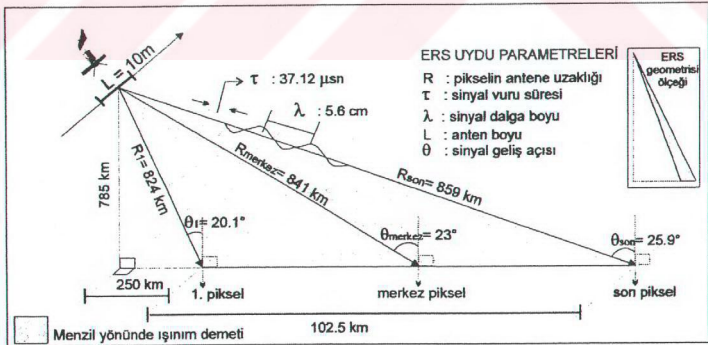
İnterferometrik SAR yöntemi jeodezi çalışmaları ile karşılaştırılabilecek hassasiyete sahip olmasına rağmen yüzeydeki deformasyonun 3 boyuttaki tüm bileşenlerini tayin edememektedir. Deformasyonun sadece radar bakış yönündeki bileşeni bilinebilmektedir.

SAR tekniği ile yapılan “fokuslama” ile radar görüntüsü, görüntülenen alandaki nesnelere meydana gelen yansımaların genliklerini ve fazlarını içeren 2 boyutlu bir kayıt haline alır. Bu görüntü bilgisinde genlikler yüzeyin yansıtma yeteneğinin bir

göstergesi, fazlar ise hem o yüzeydeki nesnelerin menzillerinin bir göstergesi ve hem de yüzeydeki hareketlerin kayıtcısıdır. İnterferometrik SAR yönteminde en az iki SAR görüntüsünün bu faz bilgileri kullanılarak aralarındaki faz farklarına bakılır ve böylelikle interferogram oluşturulur. Buna göre, şayet bir bölgenin iki adet SAR görüntüsü elde edilebilirse ve piksel genişliğinden çok daha hassas olacak şekilde iki görüntü birbirine göre hizalanabilirse her iki görüntüdeki noktaların birbirlerine göre bağlı faz farkları bulunabilir. Farklı bakış açılarından alınmış olan iki görüntü arasındaki bağlı faz farkı bilgisi ile yüzeydeki nesnelerin bakış açısındaki uzaklıklarındaki değişiklikleri ve böylelikle de görüntüleme geometrisi biliniyorsa SAR görüntüsüne eş çözümlükte yüzey topografyası elde edilebilir.

Aynı bakış noktasından fakat değişik zamanlarda elde edilen iki görüntünün arasındaki faz farkı kullanılarak şayet yüzeyden yansıyan sinyallerdeki fazlarda gecikmeler varsa bunlar hassas bir şekilde ölçülebilir. Bu sayede eğer yeryüzündeki noktalar radardan, bu iki görüntünün alındığı tarihler arasında uzaklaştılar veya ona yakınlaştılar faz değişimleri olacaktır ki bunlar santimetre altında bir hassasiyet seviyesi ile ölçülebilir.

Bu bölümde son olarak bu çalışmada görüntülerini kullandığımız ERS uydularının ortak özelliklerini vermek istiyoruz.



Şekil 3.14 : ERS uydu parametreleri (Köse, 2000)

4.

17 AĞUSTOS 1999 İZMİT DEPREMİ

Anadolu Levhasının en aktif bölgesi olarak sayabileceğimiz Kuzey Anadolu Fay zonu geçtiğimiz yüzyıla 7'den büyük 8 tane deprem sığdırarak yine yer bilimlileri ile ilgilinen araştırmacıların dikkatini çekmeyi sürdürdü. Fay zonu üzerinde en son meydana gelen iki büyük deprem olan 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi ve 12 Kasım 1999 Düzce Depremi üzerine depremlerden sonraki aylarda dünyanın çeşitli bölgelerinden araştırmacılar, bu iki depremin karakteristik özelliklerini ve çevredeki yer yapılarında oluşturdukları etkileri incelemek için çalışmalar yapmaktadırlar.

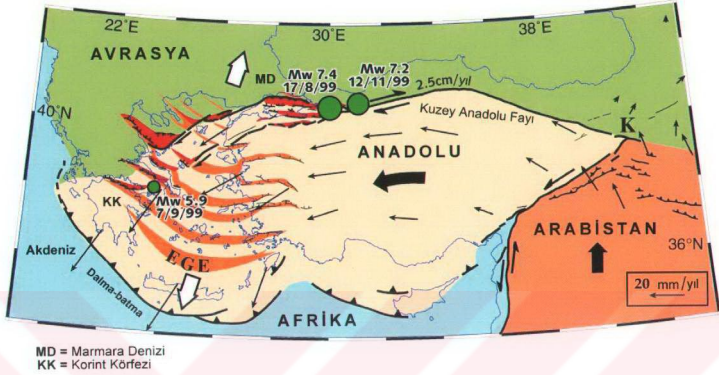
Bu depremlerden ilki olan, hazırlıksız yakalandığı için resmi rakamlar ile 18,000'den fazla insanımızın öldüğü ve bölgedeki illerde büyük ekonomik zararlar meydana getiren 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi, batıda Hersek'ten doğuda Sapanca Gölü'nden geçerek Düzce'ye kadar olan faylar boyunca karada deformasyonlara sebep oldu. 7.4 büyüklüğüne sahip olduğu hesaplanan deprem sonucu hareket etmeyen fakat bölgede değiştirdiği gerilim dağılımı sonucu etkilenen alanlardan Düzce'de 12 Kasım 1999 tarihinde 7.2 büyüklüğünde bir deprem daha meydana geldi. Gerilimin artmasına neden olduğu bir diğer alan olan Marmara Denizi içindeki faylar da araştırmacılar tarafından muhtemel deprem beklenen alanlardan biri olarak görülüyor.

Bu bölümde, deprem sonrası deformasyonlarını inceleyeceğimiz İzmit depremi hakkında ve meydana getirdiği kosismik deformasyonlar hakkında çeşitli yöntemler uygulanarak açığa çıkartılmış olan bilgileri sunmaya çalışacağız.

4.1 Genel Tektonik

Kuzey Anadolu Fayı (KAF) batıya doğru saat yönünün tersine doğru dönen Anadolu Levhası ile ona göre stabil sayılan kuzeydeki Avrasya Levhası arasındaki sınırı oluşturmaktadır. KAF'ın Türkiye'nin boyunca katettiği mesafe 2000 km'ye yakındır.

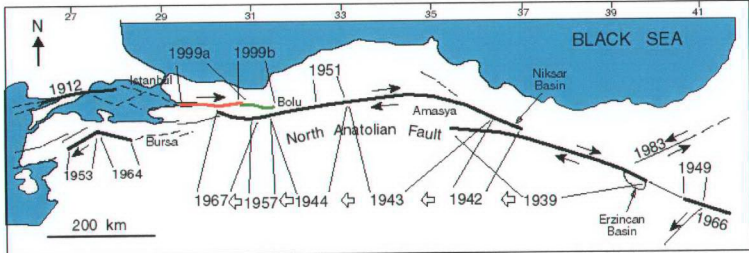
Sağ yanal atımlı bu fay zonü Karlıova'dan Yunanistan topraklarına kadar uzanmaktadır. Yapılan GPS ölçümleri Kuzey Anadolu Fayı'nın yılda 23 ± 1 mm hareket ettiğini göstermektedir (McClusky ve diğ., 2000).



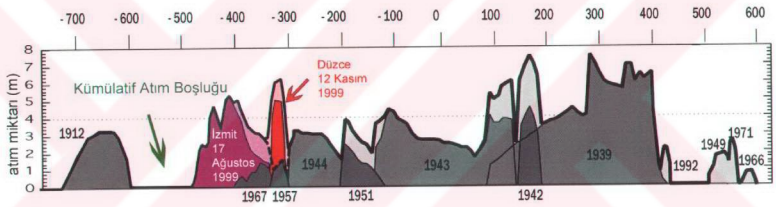
Şekil 4.1 : Anadolu Levhasının Armijo ve diğ. tarafından yorumlanmış (1999) genel tektoniği. Vektörler GPS ve SLR hız vektörleridir (Reilinger ve diğ., 1997). K harfi Karlıova'yı göstermektedir.

Türkiye'nin 1999 yılı içinde yaşadığı iki büyük depremden ilki olan 17 Ağustos 1999 İzmit Depremi, Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Marmara Denizi içine doğru uzandığı batı ucunda meydana gelmiştir. 17 Ağustos Depremi KAF boyunca bu yüzyılda meydana gelmiş olan ve batıya doğru kayan depremlerin yedincisidir (Şekil 4.2). Bu dizideki depremlerin aralarındaki zaman 3 aydan 32 yıla kadar değişmiştir. 1939 yılında başlayan bu depremler dizisi süresince fay zonunun 1000 km'si kırılmıştır. Bu depremlerde gözlenen maksimum yatay atım miktarı 7.5 metre olup şekil 4.3'te bu depremlerle KAF boyunca oluşan atım dağılımı görülmektedir (bu dağılıma İzmit ve 12 Kasım 1999 Düzce depremleri de dahildir). Stres tetiklemesi tanımlaması bu deprem dizisinin açıklanması için kullanılmaktadır (Ketin, 1969, Barka, 1996, Toksoz ve diğ., 1979, Stein ve diğ.1997, vd.). Bir deprem meydana geldiği faydaki stresi azaltsa da çevresindeki faylardaki stresleri arttırmaktadır. Yapılan çalışmalarda stresin arttığı bölgelerde sismisite oranının arttığı ve stresin azaldığı bölgelerde de düştüğü görülmektedir (Harris, 1998; Stein, 1999, vd.). 17 Ağustos İzmit Depremi ve ondan önceki sismisite (Ito ve diğ., 1999), 1939 yılından beri meydana gelmiş olan 6.5'tan büyük depremler sonucu kırılma stresinin 1-2 bar artmış olduğu bir

bölgede meydana gelmiştir. Benzer şekilde İzmit Depremi'nin doğuda eriştiği bölgede 1-2 bar kadar artırdığı stres sonucu 7.2 büyüklüğündeki Düzce depremi meydana gelmiştir.



Şekil 4.2 : Son yüzyılda Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelmiş olan büyük depremler (Barka ve diğ., 2000)



Şekil 4.3: Son yüzyılda Kuzey Anadolu Fayı boyunca meydana gelen depremlerin oluşturduğu atım miktarları (Stein, 1996 ve Armijo, 1999)

4.2 Sismisite

Bu yüzyılda meydana gelen ve 6'dan büyük depremleri incelediğimizde sadece 1943'de meydana gelen 6.4 büyüklüğündeki Hendek depremi 1999 depreminin kırık zonu içinde meydana gelmiştir. Kırık zonu ve etrafındaki bölgelerdeki tarihi depremler incelendiğinde ise Ambraseys ve Finkel'in (1991) tarihi kaynakları kullanarak yaptıkları kapsamlı çalışmalara göre 1719, 1754, 1878 ve 1894 depremleri İzmit Körfezi içinde meydana gelmiştir (Şekil 4.4). 1719 depremi İzmit Körfezi'nde, İstanbul'da ve Adapazarı'nda 6000 kişinin ölümüne yol açmıştır. 1878 depremi hakkında nispeten az bilgi mevcut olsa da depremin Sapanca ve Adapazarı'nda can ve mal kaybına yol açtığı bilinmektedir. 1894 depreminin ise

merkez üssünün Çınarcık Çukuru ile Hersek-Yalova kısmı üzerinde olduğu tahmin edilse de İstanbul'dan Adapazarı'na uzanan alanda 1400 kişinin ölümüyle sonuçlandığı bildirilmektedir. Bölgede 1754 yılında meydana gelmiş olan depremin de 1894 depremine yakın bir konumda ve benzer büyüklükte olduğu tahmin edilmektedir. Bu depremin ya Yalova kısmında ya da Çınarcık Çukurunda meydana geldiği düşünülmektedir

Depremin artçı şokları incelendiğinde depremden sonra kaydedilen binlerce sarsıntı arasında 21 Kasım tarihine kadar büyüklüğü 5'ten büyük 9 ve 4'ten büyük 57 adet sarsıntı olduğu görülmüştür (Özel ve diğ., 2000). Sarsıntıların çoğunluğu Çınarcık'tan Bolu'ya kadar olan 40.50°-41.00°K and 29.00°-31.50°D koordinatları arasındaki alanda meydana gelmiştir. Artçı şoklar, İzmit Körfezi ile Çınarcık; Gölcük ile Sapanca; ve Adapazarı ile Düzce arasında yoğunlaşmıştır. InSAR çalışmalarımız için önemli olabilecek, görüntülerimizin alındığı tarih aralığı içinde meydana gelen 5'ten büyük artçı depremlerin listesi 5. bölümde sunulmaktadır.

4.3 Sismoloji

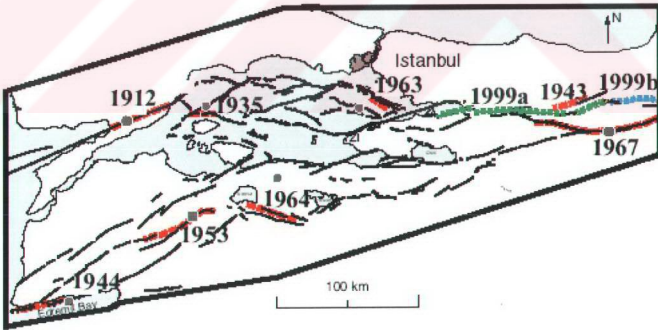
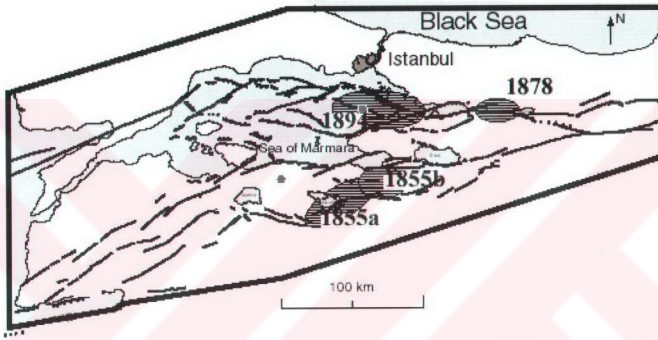
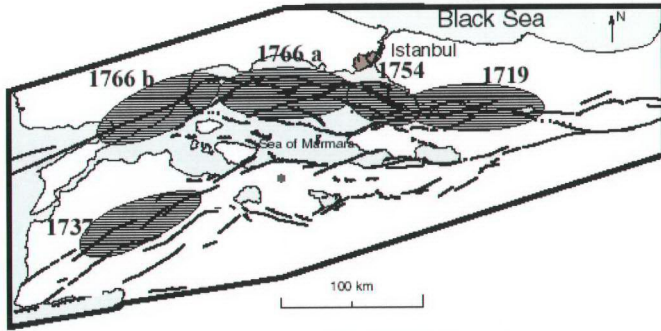
Sismologlar tarafından telesismik dalga formları kullanılarak depremin kaynak parametreleri hesaplanmaya çalışılmıştır. Sismoloji ile birlikte diğer yöntemlerce depreme ait hesaplanmış kaynak parametreleri Tablo 4.1'de bir araya getirilmiştir.

Tablo 4.1
17 Ağustos 1999 depreminin sismoloji, GPS ve InSAR kullanılarak hesaplanan kaynak parametreleri

	Enlem, Boylam	M_w	M_0 (Nm)	Strike ^o	Dip ^o	Rake ^o	Depth(km)
Harvard CMT ^a	40.81 - 30.08	7.5	2.1×10^{20}	268	84	180	16.6
USGS ^b	40.64 - 29.83	7.4	1.4×10^{20}	91	76	179	15.0
KOERI ^c	40.76 - 29.97	-	-	-	-	-	18.0
GFZ ^d	-	7.4	1.52×10^{20}	270	87	178	-
Taymaz ^e	40.709 - 29.998	-	-	92 ± 3	89 ± 3	-177 ± 3	9 ± 2
GPS ^f			1.7×10^{20}				
InSAR ^g			2.38×10^{20}	270	80	-178	17.8

Izmit Depremi 17.08.1999 00:01:37 GMT

^a Harvard Üniversitesi, ^b US Geological Survey, ^c Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (Toksöz ve diğ., 1999), ^d GeoForschungsZentrum Postdam (Bock ve diğ., 2000), ^e (Taymaz, 2000), ^f (Reilinger ve diğ., 2000), ^g (Wright ve diğ., 2000) – ERS 1 veri seti.

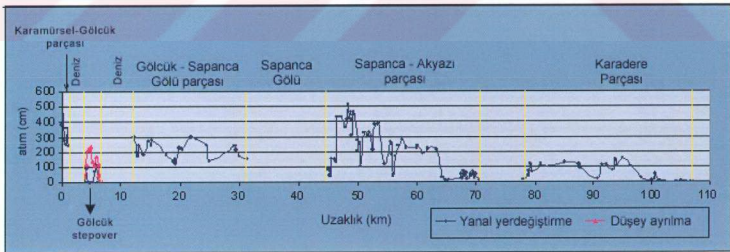


Şekil 4.4 : Son 300 yılda Marmara'da meydana gelen depremler. Elipsler tarihi depremlerdir. Yeşil çizgi 17 Ağustos İzmit Depremi, mavi ise 12 Kasım Düzce Depremi'ni göstermektedir (Ambraseys ve Finkel, 1991, 1995; Barka ve diğ., 2000).

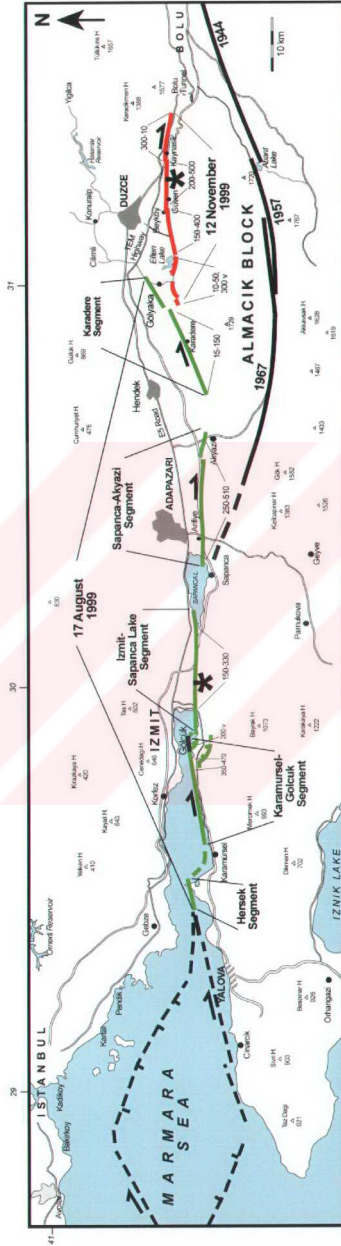
4.4 Kosmik YüzeY Deformasyonları

4.4.1 YüzeY Kırıklarının Haritalanması

Deprem kırıklarının detaylı haritalanması sonucu (Şekil 4.5, Şekil 4.6, Barka, ve diğ., 2000), kırıkların 1-4 km genişliğindeki ve genellikle basenlerden ve göllerden oluşan step-over'lar (sıçrama zonları) ile birbirinden ayrılan 5 adet parçadan oluştuğı anlaşılmıştır. Bunlar Hersek; Gölcük-Karamürsel; İzmit-Sapanca gölü; Sapanca-Akyazı; ve Karadere parçalarıdır. Geniş bir delta düzlüğüünün ucunu kesen ve deprem kırıklarının karadaki en son ucu olan Hersek parçası K80°D yönelimine sahip olup karada ikincil bir deformasyona neden olan 10-20 cm'lik dekstral atım göstermektedir. K70°-80°D yönelimine sahip olan Gölcük-Karamürsel parçası İzmit Körfezi'nin güney kıyısında yer alan Karamürsel'den Gölcük'e doğru uzanmaktadır ve Gölcük'te maksimum 5±0.3 metrelik yer değıştirmeye sebep olmuştur. İzmit-Sapanca Gölü parçasındaki maksimum atım ise 3.5 metre kadar olup parçanın uzanımı K80°D ve doğu-batı yönleri arasında değışmektedir. K75°- 85°B yönelimli Sapanca-Akyazı parçasında maksimum atım 5.2 metre kadardır. Son parça olan Karadere parçasında ise 1.5 metrelik maksimum atım gözlenmiş olup parçanın yönelimi K65°D şeklindedir.



Şekil 4.5: İzmit depremi atım dağılımı (Barka ve diğ., 2000)



Şekil 4.6 : İzmit Depremi yüzey kırıkları (Akyüz, 2000, BSSA'ya gönderildi)

Karadere ve Sapanca-Akyazı parçaları yer değiştirmenin azaldığı kısımlarında fan şeklinde veya dışarı doğru çatallaşan kırılmalar içermektedirler. Gölcük'teki sıçrama zonunda oluşan normal fay ise maksimum 2.3 metre düşey atım sergilemiştir. Ayrıca bu sıçrama zonu içinde güneyde Örcün'de deprem sırasında ikinci bir fayın daha hareket ettiği gözlenmiştir (Şekil 4.7).

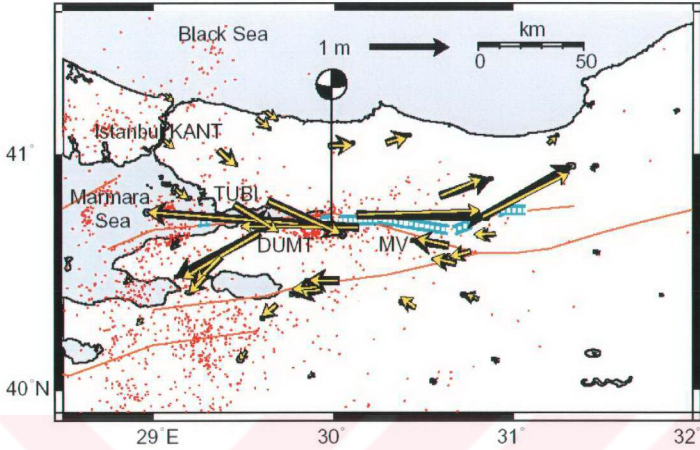


Şekil 4.7 Örcün Fayı üzerinde gözlenen hareket nedeniyle Sultanbaba Türbesi civarındaki hamamda meydana gelen hasar.

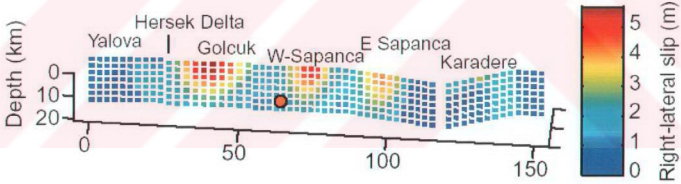
Depremden sonra yüzey kırıkları ile ilgili eklenebilecek son nokta bazı deprem sonrası (afterslip) atım miktarları görülmesidir (Lettis ve diğ., 2000). Bunlara en iyi örnek Gölcük Donanma üssünün taş örme duvarındaki atımla ilgilidir. 2 Eylül'de duvardaki toplam yan atım 4.2 metre olarak ölçülmüşken 2 Ekim'de duvardaki yan atım 5.5 metre olarak ölçülmüştür. Bu büyüklükte bir deformasyona tezin ilerleyen bölümlerinde de görülebileceği gibi işlenen görüntülerde rastlanılmadığı için ölçümlerde bir hata olduğu söylenebilir. Bu örneğin dışında Sapanca ve Gölcük fay parçaları üzerinde yapılan ölçmelerde birkaç on santimetre mertebesinde atımlarla karşılaşmıştır. Depremin Sakarya ve Karadere kırıklarında ise ölçüm yapılmadığı için atım olup olmadığı konusunda bilgi bulunmamaktadır.

4.4.2 GPS Çalışmaları

Doğu Akdeniz bölgesinde 1988 yılından beri kurulmuş olan GPS ağları ile bölgedeki kinematik alanların tayini için yapılan çalışmalara ek olarak Marmara'da meydana gelebilecek muhtemel bir deprem hakkında çalışmalar yapmak için kurulmuş olan sabit GPS istasyonları ve bunlar dışında aralıklar ile tekrarlanan kampanya ölçümleri sayesinde İzmit Depremi GPS ile kapsamlı olarak incelenebilmiştir. Kosmik deformasyonun İzmit Depremi kırıkları boyunca dağılımının elde edilebilmesi için GPS verilerinden yararlanılmıştır (Reilinger ve diğ., 2000). GPS ile ölçülen kosmik yer değiştirmeler ve bunların modellenmesi şekil 4.8'de verilmiştir. Modeldeki fayların yerleri arazideki kırık çalışmalarından, artçı şok lokasyonlarından ve kıyı morfolojisinden alınmıştır. 5 parçadan oluşan bu fay elastik bir yarı uzayda (Okada, 1985) modellenmiştir. Bulunan deformasyonların deprem dönemine ait GPS verileri ile karşılaştırılması yapılarak en uygun model parametreleri bulunmaya çalışılmaktadır. Bulunan sismik moment $M_0 = 1.7 \times 10^{20}$ Newtonmetre'dir (Moment manyetüdü, $M_w = 7.5$). Modelleme çalışmaları sonucunda, kosmik fay atımı Gölcük, Batı Sapanca ve Doğu Sapanca'daki kırıklara karşılık gelen model parçalarında yoğunlaşarak hızla 12-15 km'nin altına doğru azalarak inmektedir. En yüksek atım kabuğun üst 10 km içinde meydana gelirken, Gölcük parçasında 5.7 metreye, Batı Sapanca parçasında ise 4.7 metreye ulaşmaktadır. Bu iki atım bölgesi arasında nispeten düşük bir atıma sahip olan bir bölge yer almaktadır ki depremin merkez üssü buradadır. İzmit fay kırığının en batıdaki ucu olan Hersek'de atım hızla azalmakta olup bu da deltada yüzeyde kırık görülmemesi ile uyusmaktadır. Bunlara ek olarak Doğu Sapanca ile kuzeydoğuya yönelimli olan Karadere parçası arasında uzunluğu 10 km'ye varan atım olmayan bir boşluk olduğu görülmektedir. Model ile sınıanan son husus ise Hersek'in batısında kırığın daha ne kadar ilerlemiş olabileceği sorusudur. Sonuç olarak Hersek deltasının 10-15 km batısında 0.6 metreyi aşmayan bir atım olabileceği çıkmıştır (Şekil 4.9).



Şekil 4.8: GPS istasyonları, modellenen (sarı oklar) ve gözlenen (siyah oklar) yatay kosmik atım dağılımı (ANKR; 39.89°N, 32.76°E istasyonuna göre). Kod isimleri ile gösterilen istasyonlar deprem öncesi ve sonrasında sürekli çalışmakta olanlardır. Mavi noktalı çizgiler atım dağılımını modellemek için kullanılan 5 parçalı fay modelidir. Haritada bölgenin deprem öncesi ve sonrası aktivitesi de çizdirilmiştir (Reilinger ve diğ., 2000).

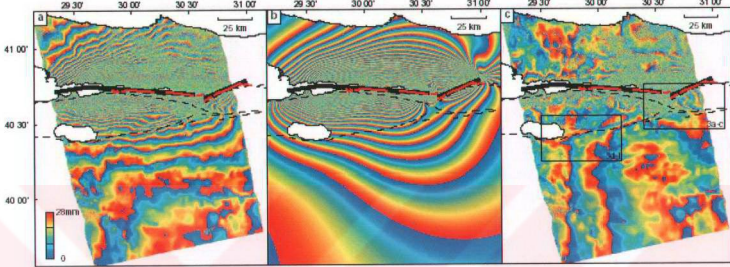


Şekil 4.9: 17 Ağustos 1999, İzmit Depreminin GPS modellemesi ile elde edilen kayma dağılımı (Reilinger ve diğ., 2000)

4.4.3 InSAR çalışmaları

GPS verileri dışında araştırmacılar tarafından kosmik deformasyonun dağılımının incelenmesi için kullanılan diğer bir yöntem de interferometrik SAR'dır. Avrupa Uzay Ajansı tarafından depremin meydana gelmesi üzerine ERS uydularının yörüngelerinde yapılan değişiklikler sayesinde deformasyon ölçümlerine uygun veri setleri sağlanabilmektedir. Depremin kaynak parametrelerinin hesaplanmasına ek olarak daha önce değindiğimiz gibi deprem kırığının Hersek'in batısında daha ne kadar ileri

gittiği de 2-20 km arasında değerler verilerek sınanmıştır (Wright ve diğ., 2001, Şekil 4.10). Wright ve diğ. (2001) 'nin çalışmalarına göre fay kırığı Hersek'in en az 15 km batısına kadar uzanmakta ve burada 1.7 metrelik bir atım öngörülmektedir. Aynı çalışmada frinç paternlerindeki ani yön değiştirmeler göz önüne alınarak Mudurnu Vadisi ve İznik faylarının ana şokla tetiklendiği ve 20 cm'ye varan atımların meydana geldiği ileri sürülmüştür.



Şekil 4.10: Wright ve diğ. InSAR çalışması. a. 35 günlük ERS görüntülerinden oluşturulmuş olan interferogram. Her frinç 28 mm radar bakış yönünde yer değiştirmeye karşılık gelir ki atım tamamen yatay hareket olsa 70 mm'lik yer değiştirmeye karşılık gelmektedir. Kırmızı çizgiler Barka (2000) tarafından haritalanan kırıklardır. b. Elastik dislokasyon modeli ile elde edilen sentetik interferogram; siyah çizgiler modelin yüzeydeki kırıklardır. c. Modelin interferogramdan çıkartılması sonucu geriye kalan artıklar (residues).

Bir diğer çalışmada, GPS, SPOT ve SAR verileri beraber ters çözümlenerek kayma dağılımı ve fay geometrisi ortaya çıkartılmaya çalışılmıştır (Feigl ve diğ., basımda). Wright ERS2 verisini kullanırken bu çalışmada sadece ERS1 kullanılmıştır. Çalışmada farklı araştırmacılar tarafından benzer veri setleri kullanılmasına rağmen hazırlanan kosmik interferogramların arasındaki farkların sebepleri ve GPS, SPOT ve ERS gibi farklı jeodetik yöntemlerin güvenilirlikleri üzerinde durulmaktadır.

5. 17 AĞUSTOS 1999, İZMİT DEPREMİNİN DEPREM SONRASI DEFORMASYONLARININ İNTERFEROMETRİK SENTETİK AÇIKLIK RADARI İLE İNCELENMESİ

Depremlerin incelenmesinde bir depremden sonraki günlerde ve hatta aylarda deprem olan bölgedeki geçici (transient) yer hareketleri özel bir önem taşır. Deprem sonrası deformasyon; artçı şoklar, deprem kırığı ve çevresindeki yeni atımlar, yakındaki faylarda geçici kaymalar ve orta-aşağı kabukta ve üst mantoda meydana gelen viskoz gevşeme gibi yer hareketlerini içerebilir. Deprem sonrası deformasyonların incelenmesi sayesinde yer kabuğunun reolojisi ve meydana gelen depremin çevredeki faylar üzerindeki etkileri hakkında değerli bilgiler edinilebilir.

İnterferometrik Sentetik Açıklık Radarının deprem sonrası deformasyonların incelenmesinde kullanımı 1992 Landers depremi hakkında yapılan çalışmalar ile ilk defa dikkatleri çekmiştir. İnterferometrik SAR'ın sağladığı çözünürlük sayesinde deprem sonrası süreçte meydana gelen yüzey hareketleri hakkında başarılı araştırmalar yayınlanmıştır (Massonnet ve diğ.,1994, 1996; Feigl ve diğ., 1995, Peltzer ve diğ., 1998b).

Büyük depremler ile meydana gelen stres değişimlerinin kırılan bölgenin derinlerinde bulunan kayaçların viskoz akışlarını ivmelendirmesi beklenir. Bu tahmin edilen tepki büyük bir oranla kabuktaki ve üst mantodaki kayaçların yüksek ısı ve basınç altındaki efektif viskozitelerine bağlıdır. Bu nedenle depremi takip eden yıllarda meydana gelecek olan deformasyonların izlenmesi sayesinde o bölgedeki kabuğun reolojik özellikleri hakkında fikir edinilebilir. Derin viskoz gevşeme sonucu stres değişikliklerinin devam etmesi yakındaki faylarda meydana gelebilecek depremlerin zamanlamasını değiştirebilir. Deng ve diğ. (1998) ve Pollitz ve diğ. (basımda) birkaç yıl boyunca GPS'den elde edilen düşey hareket miktarları ile İnterferometrik SAR'ın bakış yönündeki yer değiştirme miktarlarını beraberce kullanarak alt kabuk ve üst mantoya ait viskoz deformasyon parametrelerini hesaplamaya çalışmışlardır.

Deprem sonrası deformasyonlar üzerine birçok araştırmacı farklı mekanizmalar ileri sürmüşlerdir. Derin artçı-kayma (afterslip) (Shen ve diğ., 1994; Savage ve Svarc, 1997; Bock ve diğ., 1997), viskoelastik gevşeme (Deng ve diğ., 1998), poroelastik gevşeme (Peltzer ve diğ., 1998), hidrotermal deformasyon (Wyatt ve diğ., 1994), aşırı kırılmış bir tabakadaki sıvıların tekrar dengelerini kurması (Wyatt ve diğ., 1994), kabuksal anelastisite (Wyatt ve diğ., 1994) ve fay zonu çökmesi (Massonnet ve diğ., 1996; Savage ve Svarc, 1997) bu mekanizmalar arasında sayılabilir. Bu mekanizmalardan en geniş kabul görenleri deep afterslip, viskoelastik ve poroelastik gevşemedir.

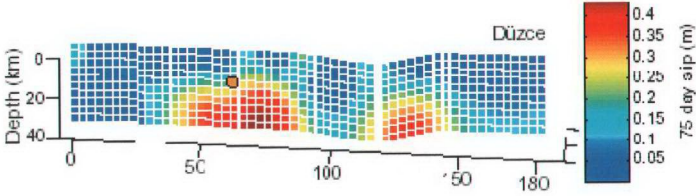
InSAR ile deprem sonrası deformasyonları ölçmek, deprem sonrası yer değiştirmelerin genliğinin kosismik yer değiştirme sinyalinin genliğine göre çok daha küçük olması ve muhtemel bir atmosferik gecikmenin büyüklüğü yüzünden zor bir uğraştır. Dikkatli bir şekilde bilinen tektonik unsurların etrafında meydana gelmiş olan değişikliklerin interferogramda aranması gerekir. Ek olarak, seçilen deformasyon modelleri ile interferogramların karşılaştırılması da deformasyonların dağılımı konusunda farklı bakış açıları sağlayabilir.

Bu bölümde, önceki bölümlerde tanıtılmaya çalıştığımız İnterferometrik SAR yöntemi ile 17 Ağustos 1999 tarihinde İzmit'te meydana gelen 7.4 büyüklüğündeki depremin ardından geçen yaklaşık 1 yıllık süreçte meydana gelen deprem sonrası deformasyonları incelemeye çalışacağız.

5.1 Deprem sonrası deformasyon çalışmaları

Ergintav ve diğ., GPS verilerinden faydalanarak bölgedeki postsismik deformasyonu incelemiştir (Ergintav ve diğ., 2000). Depremi ilk 75 günü sürdürülen ölçümler kosismik kırık üzerinde 0.45 metrelik (2.2 m/yıl) bir asismik fay atımını göstermektedir. Bu 75 günlük deformasyon aynı araştırmacılar tarafından afterslip yöntemiyle modellenmiş ve kosismik olarak kaymanın az olduğu alanlarda ve genel olarak 20 km'nin altındaki derinliklerde deprem sonrası deformasyonların yoğunlaştığı tespit edilmiştir (şekil 5.1). Araştırmacılar bu sonuçların sismojenik zonun tabanında stabil olmayandan (episodik büyük depremler) stabil olan (intersismik ve ivmelenmiş deprem sonrası) kaymaya uygun olduğunu ve hızlı derin

deprem sonrası atımın (deep after slip) 12 Kasım 1999'da Düzce'de meydana gelen, $M_w = 7.2$ 'lik depremin tetiklenmesine yardım eden akla yatkın bir mekanizma olduğunu savunmaktadırlar.



Şekil 5.1 : 17 Ağustos 1999, İzmit Depremi sonrası GPS verilerinin modellenmesi sonucu elde edilen postsismik kayma dağılımı (Reilinger ve diğ., 2000)

5.2 SAR verilerinin işlenmesi

Çalışmalarımızda kullanacağımız görüntüler Avrupa Uzay Ajansı'nın ERS uydularından elde edilen radar görüntüleridir. Görüntü seçiminde, çalışılacak alanın koordinatları (ve bu koordinatların karşılığı olan track ve frame numaraları), belirlediğimiz bu alana ait uydu görüntüleri olup olmadığı, varsa hangi tarihlere ve yörüngelere ait oldukları listelenir. İnterferogram oluşturabilmek için en azından ihtiyaç duyacağımız iki ve üstü sayıda görüntüyü seçmek için, çalışacağımız alanı görüntülemiş olan radar yörüngelerini listeledikten sonra da birkaç kriter vardır; birbiriyle çift olarak kullanacağımız görüntülerin mümkünse senenin aynı dönemlerine ait olması gibi. Örneğin mümkünse yüzeyin kar kaplı olduğu dönemlere ait görüntüler seçilmemeli veya bölge yaprakları dökülen yoğun bir ağaç örtüsü ile kaplıysa aynı mevsimlerdeki görüntülerin seçilmesi gibi detaylara dikkat edilmelidir. Hatta görüntülerin alındığı günlere ait bölgenin atmosferik durumu göz önüne alınabilir. Seçtiğimiz görüntülere ait bu tip bir atmosferik incelemeye ilerleyen sayfalarda yer verilmiştir.

Görüntü seçiminde dikkat edilecek en önemli husus, görüntülerin alındığı yörüngedeki iki geçişte uydular arasındaki mesafe değeridir ki buna "baseline" değeri denir. İki farklı noktadan aynı topoğrafyaya bakıldığı zaman yüksekliğe bağlı olarak stereoskopik bir etki oluşur. Baseline değeri bir interferogramın topoğrafyaya

olan hassasiyetini belirler. Bu değer "altitude of ambiguity" (h_a) olarak bilinir. Diğer bir deyişle, h_a değeri bir frince neden olacak yükseklik değeridir. Örneğin bu değer 100 m ise bu her 100 metre için interferogramda frinç oluşacağını belirtir. Bunlara topoğrafik frinçler denir. Bunu çözmek için altitude of ambiguity (h_a) parametresi kullanılmaktadır. İki yörünge de birbirlerini hatasız olarak tekrarlıyorsa stereoskopik etki oluşmayacaktır ve dolayısıyla h_a değeri sonsuz olup interferogram topoğrafyadan bağımsız olacaktır. Şayet iki yörünge arasında d kadarlık bir mesafe varsa "altitude of ambiguity" değeri şu formülle hesaplanabilir:

$$h_a = \frac{R_s \lambda \tan \theta_m}{2d} \quad (5.1)$$

Formülde R_s yüzeydeki hedeften ikinci tekrar yörüngesine olan bakış yönündeki menzil, θ_m referans görüntünün bakış açısı ve λ ise dalga boyudur. Sayısal yükseklik modeli oluşturmada kullanılan bu faktör deformasyon analizlerinde interferogramdan arındırılmak zorundadır.

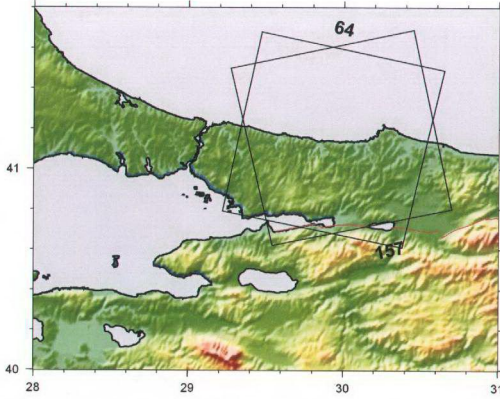
Kullanılacak olan uygun h_a değerinin tespiti, interferogramımızı işlerken şayet topoğrafik faz etkisini kaldırmak için bir sayısal yükseklik modeli kullanma yolunu seçtiysek, bu yükseklik modelinin çözünürlüğüne göre yapılmalıdır. İdeal h_a değeri 100 m civarı olup sayısal yükseklik modelimizin çözünürlüğü yüksek ise bu değer 30-50 m kadar da alınabilir. Sonuç olarak şayet çalışma ile sayısal yükseklik modeli oluşturulmayacaksa yörüngeler arası dik mesafenin en küçük ve dolayısıyla h_a değerinin en büyük olduğu çiftleri seçmek gerekmektedir. Biraz önce değindiğimiz interferometrik SAR yapılabilmesinin limiti ise Bölüm 3'de formül 3.12 ile hesaplanan kritik yörüngeler arası açıklık değeridir.

Tablo 5.1: Bu çalışmada kullanılan ERS görüntülerinin detayları

interferogram	Tarih 1	Yörünge 1	Tarih 2	Yörünge 2	Track	B_{\perp}^a	h_a^b	Gün Farkı
1	17/09/99	23057	28/07/00	27566	157	24 m	418.843m	315
2	10/09/99	42637	22/07/00	27473	64	19 m	529.065m	316

^a B_{\perp} görüntü ortasında uydu yörüngeleri arasındaki dik mesafedir.

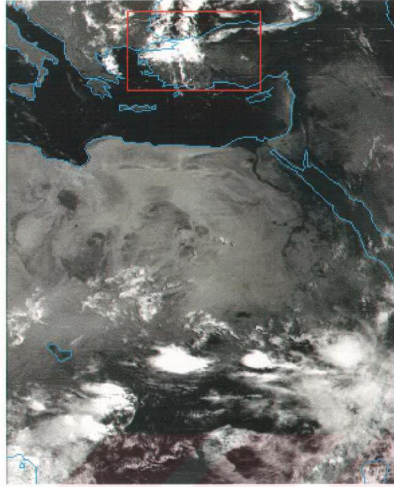
^b h_a görüntü ortasındaki değerdir.



Şekil 5.2 : Kullanılacak olan görüntülerin ait oldukları track 157 ve 64'ün gösterimi.

Tablo 5.1'de İzmit Depremi'nin deprem sonrası deformasyonlarını incelemek için seçtiğimiz iki ERS görüntü çiftinin özellikleri sunulmuştur. Şekil 5.2'de de görüntülerin ait oldukları track'lerin konumları görülmektedir. İzmit için topoğrafik etkileri interferogramdan gidermek için, Eric Fielding tarafından ERS radar çiftlerinden oluşturulmuş olan sayısal yükseklik modelini kullanacağımız için bu modelin çözünürlüğü önem taşımaktadır. Bu modelin $\epsilon_M \sim 50$ m civarı hatalar içerdiği bilinmektedir (Feigl ve diğ., basımda). Bu kadarlık bir hata interferogramımızda sadece $\epsilon / h_a \cong 1/9$ kadar frinç oluşturabilecektir ki bu da yaklaşık 3 mm kadar menzilde hataya karşılık gelmektedir. Sonuç olarak DEM'deki hatalardan dolayı interferogramımızda frinçler oluşmayacağından emin olabiliriz.

Önceki paragraflarda da değindiğimiz gibi görüntünün alındığı güne ait meteorolojik koşullar hakkında bilgi sahibi olmak veri işlendikten sonra interferogramımızda ortaya çıkabilecek muhtemel atmosferik izleri tanımlamada yardımcı olacaktır. İnternette görüntünün ait olduğu günün hava durumuna hızlı bir bakış atabilmemizi sağlayarak işlemeyi düşündüğümüz görüntülerden hangisinin atmosferik etkiler açısından risksiz hangisinin riskli olduğunu ayırt etmemizi sağlayacak pek çok kaynak mevcuttur. Örneğin Eumetsat uydularının görüntüleri için <http://www.eumetsat.de/en/index.html> ve NOAA uyduları için ise <http://spidr.ngdc.noaa.gov> adreslerinden faydalanılabilir.



Şekil 5.3: NOAA uydu görüntüsü: 22 Temmuz 2000

Şekil 5.3'de radar veri setimizin tarihlerine ait olan uydu görüntülerinden 22 Temmuz 2000 tarihli olanı (yörünge: 27473) örnek olarak sunulmuştur. Görüldüğü üzere üst tarafta yer alan Türkiye'nin Marmara Bölgesi bulutlar ile kaplı olup risk teşkil etmektedir. Her ne kadar bu uydu görüntüleri ilgilendiğimiz bölgeyle ilgili çok yüksek bir detay sunmasa da 23057-27566 çiftinin ait oldukları tarihlerde bölge üzerinde bir bulut oluşumuna rastlanılmamış, fakat diğer çift olan 42637-27473 görüntülerinin alındığı tarihlerde ciddi bir bulut oluşumu mevcut olduğu görülmüştür. Ne var ki Kandilli Rasathanesi tarafından kaydedilmiş olan ve sadece Türkiye'yi kapsayan NOAA uydu görüntülerinden 17 Eylül 1999 tarihinde de atmosferik etki oluşturabilecek oluşumlar olduğu öğrenilmiştir (Çakır Z., kişisel görüşme). Türkiye'yi de kapsayan aynı uyduların kızılötesi görüntülerinden de su buharı içeriğinin bölgede arttığı görülmektedir. Sonuç olarak ilk çiftin sadece ilk görüntüsünde ve ikinci çiftin iki görüntüsünde de atmosferik bir etkinin interferogramda beklenmesi gerekir. Ne var ki seçilebilecek en uygun görüntüler bunlar olduğu anlaşıldığı için siparişten vazgeçilmemiştir.

İnterferogram oluşturmanın ilk aşaması yukarıdaki kriterler göz önüne alınıp görüntülerin seçilmesinden sonra bunların temin edilmesidir. Görüntüler işlenmiş şekilde (SLC-single look) sipariş edilebileceği gibi işlenmemiş ham halde de temin

edilebilir. Ham şekilde temin etmenin faydaları maliyetinin daha ucuz olması, kullanıcıya faz hakkında daha fazla kontrol hakkı tanınması ve verinin tekrar işlenebilmesi için daha fazla esneklik sağlamasıdır. Tek eksi yönü kullanıcı ham veriyi işlemek için vakit ayırmak zorunda kalacaktır ki bu da günümüzde bilgisayarlardaki gelişmeler ile büyük bir sorun olmaktan çıkmıştır.

Ham olarak sipariş ettiğimiz görüntüler elimize ulaştıktan sonra veri işlemeye geçebiliriz. Tablo 5.2’de interferogram oluşturmada izlediğimiz adımlar genel olarak tarif edilmiştir.

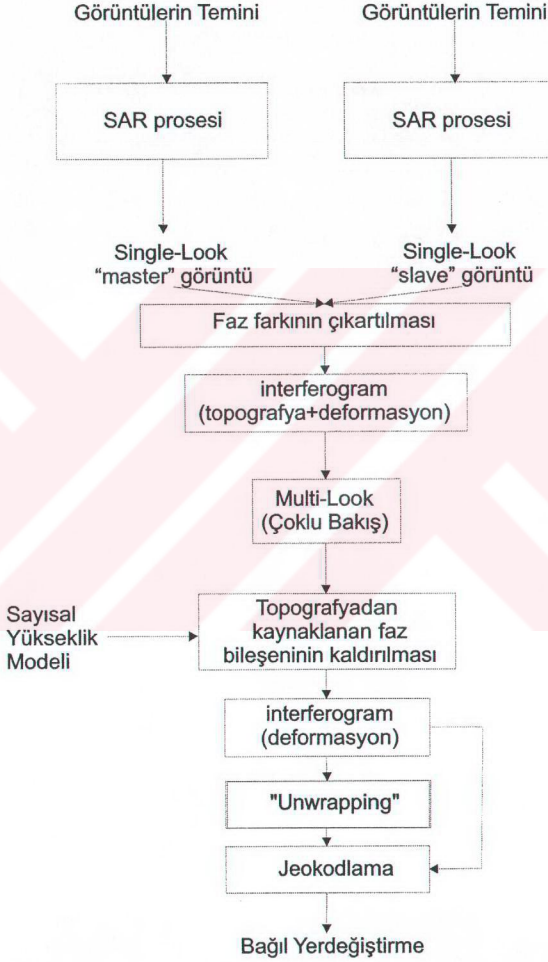
Çalışmamızda inceleyeceğimiz interferogramları oluşturmak için JPL/Caltech tarafından geliştirilmiş olan ROI_PAC (Repeat Orbit Interferometry Package) yazılımını kullandık. SUN Solaris, SGI ve HP-UNIX platformlarında çalışan yazılım Perl scriptleri ile interferogram oluşturmak için çalıştırılması gereken C ve Fortran dillerinde yazılmış olan programları çağırılmaktadır.

Ham veriler uydudaki radarın gerçek açıklık radarı prensibiyle görüntülediği verileri içerdiği için öncelikle sentetik açıklık radarı tekniği ile görüntüdeki verilerin işlenmesi gerekmektedir. Böylelikle her ham görüntüden “fokuslanmış” “single-look” görüntüler oluşturulmuş olur.

İnterferogram oluşturmak için, ham verileri SAR tekniği ile fokusladıktan sonra, iki görüntünün piksel olarak konumlarında geometriden veya başka sebeplerden dolayı meydana gelebilecek kaymaları gidermek için düzeltilmesi ve hizalanması gerekmektedir. Kullandığımız program görüntülerin hassas olarak hizalanması için iki kompleks görüntünün genlik görüntülerini kullanarak kayma veya gerilme gibi hata miktarlarını hesaplamaktadır. Şayet kayma miktarı büyükse miktarın elle verilmesi gerekebilir. Kayma miktarları belirlendikten sonra görüntüler tekrar örneklenirler.

Görüntüler birbirlerine göre hizalandıktan sonra referans görüntüdeki her bir kompleks değerli (reel ve sanal) pikselin faz bileşeni, diğer görüntüdeki karşılıkları

Tablo 5.2
InSAR veri işlem akış şeması



olan piksellerin faz bileşeninden çıkartılır. Oluşan yine bir kompleks görüntü olup faz değerleri interferogramımızı oluşturmaktadır. Faz değerleri 2π 'nin katları halindedir.

İnterferogramdaki gürültü miktarını azaltabilmek ve koheransı arttırabilmek için piksellerin boyutu radarın gidiş ve bakış yönünde arttırılabilir. Buna multilook-çoklu bakış tekniği adı verilir. SAR tekniği ile, çözünürlüğü düşük olan ham veriden uydu parametrelerine göre oluşturulabilecek en küçük piksel boyutlarına kavuşturulmuş ve dolayısıyla çözünürlüğü arttırılmış olan radar görüntüsünden oluşturulan interferogramın, komşu piksellerinin bir nevi ortalaması alınarak daha büyük fakat daha güçlü sinyale sahip yeni bir piksel boyutu sağlandığı düşünülebilir. Çalışmalarımızda azimut-hareket yönünde 4 bakış uygulanmıştır.

İnterferogram oluşturulduktan sonra istenirse filtrelenebilir. Filtre olarak çalışmamızda Goldstein ve Werner (1998) tarafından geliştirilmiş olan ağırlıklandırılmış güç spektrumu filtresi kullanılmaktadır.

Dünya yüzeyini modellemede kullanılan elipsoid veya referans yüzey interferometrik faza etki etmektedir. Bunun çıkartılması gerekir. Buna interferometrik düzleştirme (flattening) denmektedir. Bu işlemde referans yüzeyden dolayı oluşan faz değişikliği interferogramdan çıkartılmaktadır.

Oluşturulan interferogramlarda frinçler lokal olarak oluşmuş oldukları için “unwrap” işlemi uygulanmamıştır. Bunun yerine frinçlerin elle dijitize edilmesi tercih edilmiştir.

İnterferogramda yapılacak son düzeltme onu diğer yer bilimleri verileri ile beraber kullanmamızı da kolaylaştıracak olan jeokodlama işlemidir. Tüm proses boyunca radar anteninin bakış yönünde olan interferogramımız bu işlem ile coğrafi koordinatlara oturtulur.

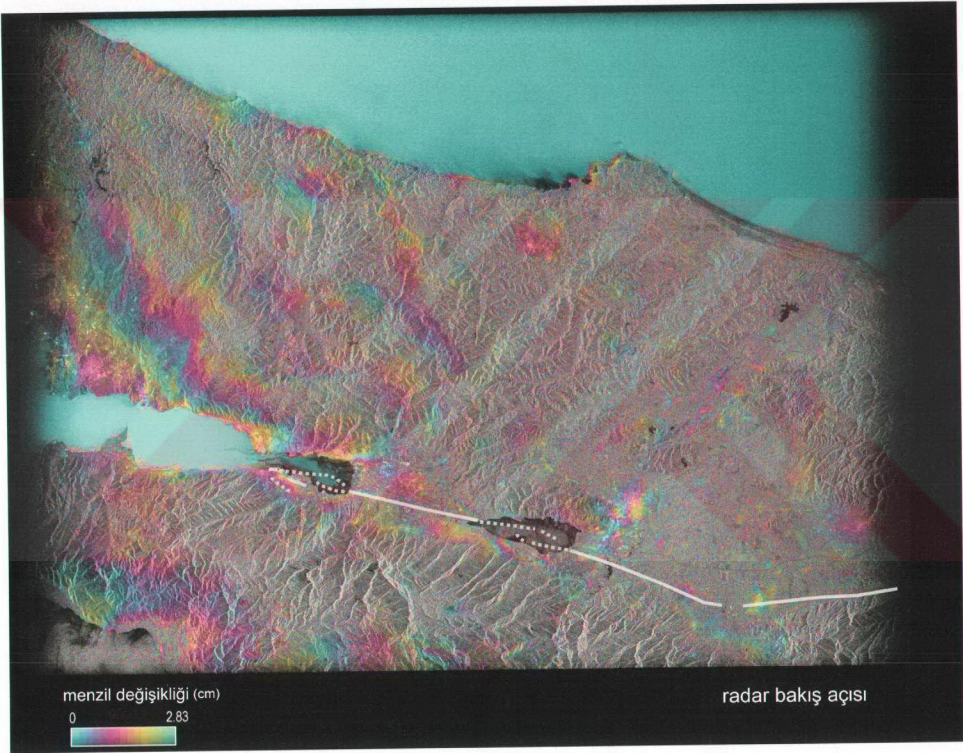
5.3 İzmit Depremi Deprem Sonrası İnterferogramları

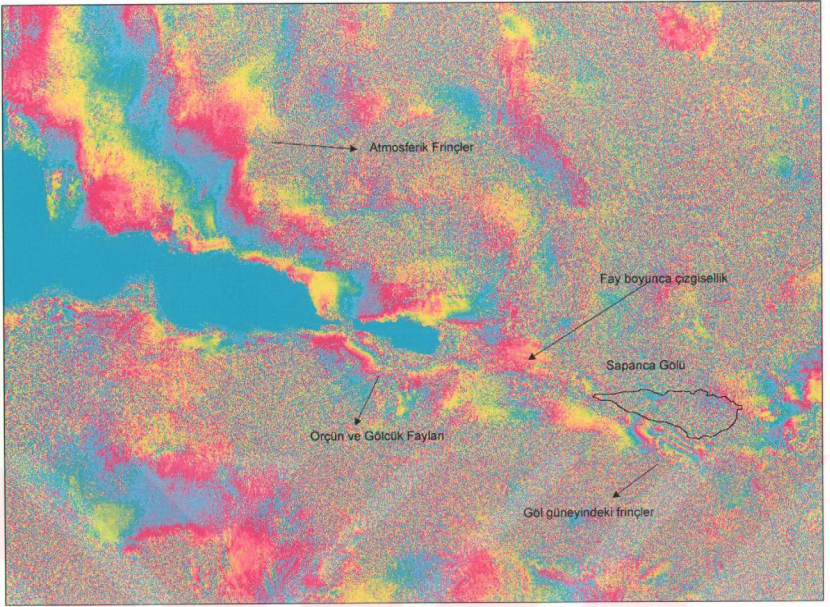
İki ERS görüntü çiftinin işlenmesi sonucu oluşturulan ve İzmit Depremi'nin yaklaşık 315 ve 316 günlük deformasyonlarını içeren iki interferogram şekil 5.5 ve 5.6'da verilmektedir. Her bir frinç radarnın bakış yönünde yarım dalga boyu yani 2.83 cm'lik bir yer değiştirmeyi göstermektedir.

Her iki interferogramda da koherans oldukça düşüktür. Koherans genelde yerleşim yerleri ve civarında ve düzlük alanlarda yüksek değerlere ulaşabilmekte ve buralarda sinyal frinçler veya düzenli renkler olarak görülmektedir. İki interferogramda da İzmit Körfezi'nin kuzey batısında koherans yüksek olduğundan bu alanda frinçler gözlenebilmektedir. Ancak iki interferogram da hemen hemen aynı zaman aralığına ait olmalarına rağmen özellikle birinci interferogramda (Tablo 5.1) gözlenen frinçlerin ikinci interferogramda mevcut olmadıkları görülmektedir. Bu geniş dalga boylu frinçlerin atmosferden kaynaklanan gecikmelerden dolayı olması ihtimali yüksektir. Kosmik deformasyonun incelenmesinde de araştırmacılarca kullanılmış olan 17 Eylül 1999 görüntüsünün atmosferik etkiler içerebileceği daha önce yapılan çalışmalarda bildirilmiştir (Feigl ve diğ. basında, Çakır, Z. kişisel gör.). Bu görüşü destekleyen bir diğer gözlem ise frinçlerin körfezin sadece kuzeyinde sınırlanmasıdır. Daha önceki çalışmalardan (Reilinger ve diğ. 2000, Wright ve diğ. 2001) Kuzey Anadolu Fayı'nın burada yaklaşık doğu batı şeklinde uzandığı ve düşeye yakın olduğu ortaya çıkmaktadır. Dolayısı ile fay üzerinde oluşabilecek afterslip gibi bir hareket simetrik bir deformasyona neden olacağı için kuzeyde gözlenen bu frinçlerin benzer bir şekilde fayın güneyinde de gözlenmesi gerekirdi.

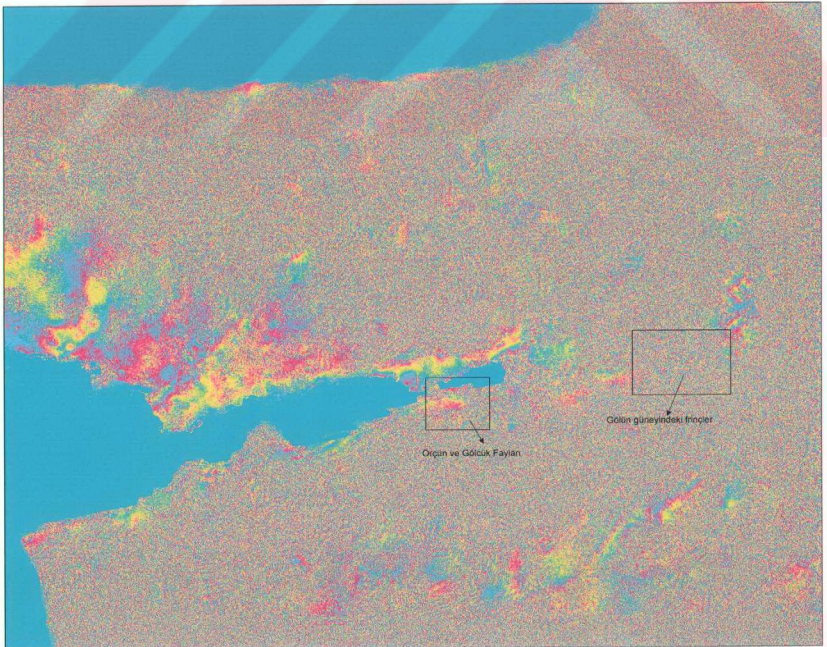
Birinci interferogramda (Şekil 5.4 ve 5.5), 1999 İzmit depremi kırığının Gölcük - Sapanca Gölü parçası boyunca gözlenen çizgisellikler, burada hareketin asismik olarak devam ettiğini göstermektedir. Fay civarındaki bir frinçin fayın her iki tarafında ötelenmesi bu yorumu desteklemektedir.

Şekil 5.4 : 23057- 27566 çiftinden oluşturulan interferogramın faz ve genlik bileşenlerinin bir arada gösterimi.



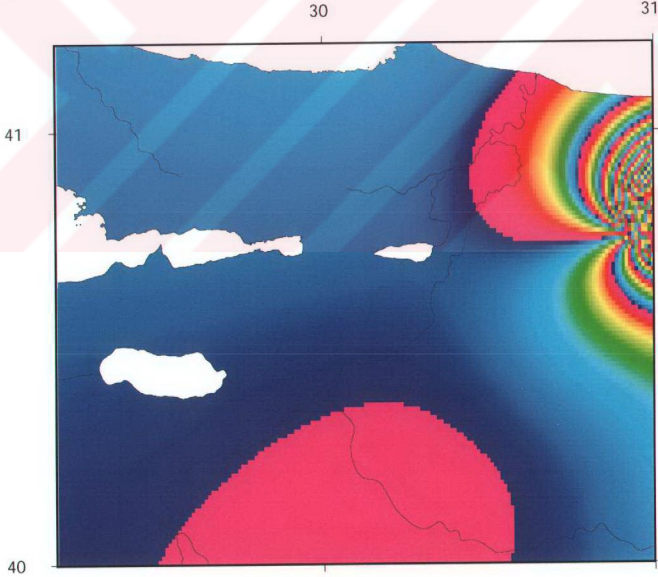


Şekil 5.5 (üstte) : 23057- 27566 çiftinden oluşturulan 315 günlük interferogram. Önemli öğeler oklarla belirtilmiştir. Sapanca Gölü'nün sınırları sonradan eklenmiştir.
 Şekil 5.6 (altta) : 42637- 27473 çiftinden oluşturulan interferogram. Zayıf da olsa aynı oluşumlar izlenmekte.

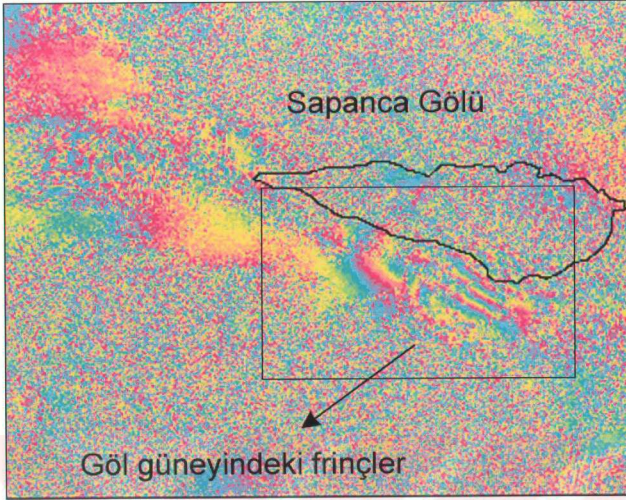


İki interferogram da 12 Kasım Düzce depremini içerdiğinden, bunun etkisi interferogramların en doğu kısmında gözlenebilmektedir. Yapılan modellerden, Düzce depreminin etkisinin interferogramın sadece doğu kısmında çok dar bir alanı kapsadığı görülmektedir (Şekil 5.7).

İnterferogramlardaki en önemli gözlem Sapanca Gölü'nün güney kıyısındaki frinçlerdir (Şekil 5.8). Bu frinçlerin her iki interferogramda da gözlenmesi bunların atmosferden kaynaklanan anomaliler olmadığını göstermektedir. Frinçlerin düzlük alanlarda bulunmasından, bunların Etna yanardağında gözleendiği gibi (Beauducel ve diğ. 2000, Delacourt, ve diğ., 1998) topoğrafik yüksekliğe bağlı atmosferik gecikmelerden veya sayısal arazi modelindeki hatalardan kaynaklanamayacağı anlaşılmaktadır. İnterferogramların h_a değerlerinin yaklaşık 500 m civarında olduğu düşünüldüğünde, örneğin Sapanca civarında gözlenen 4 frinçin topoğrafik frinç olması için sayısal arazi modelinde yaklaşık 2000 m'lik bir hatanın olması gerekmektedir ki bu da ihtimal dahilinde değildir.

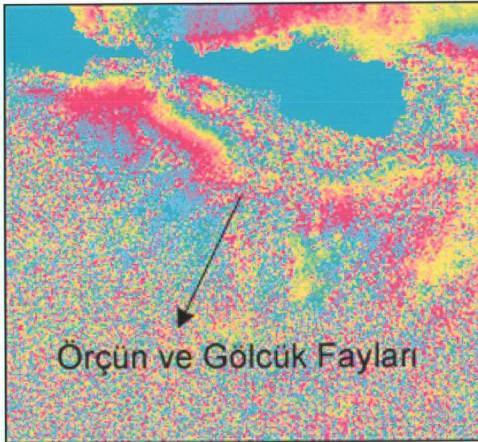


Şekil 5.7 : 12 Kasım Düzce depreminin modeli ve bunun kosmik deformasyonunun çalışma alanımızda oluşturduğu frinçler (Çakır, Z., kişisel görüşme).



Şekil 5.8 : Sapanca Gölü'nün güneyindeki frinçler (23057-27566 çiftinden)

Sapanca civarındakilere benzer şekilde Gölcük'ün güneyinde de 2 adet frinç görülmektedir (Şekil 5.9). İlk frinç 17 Ağustos 1999 depreminde, reaktif olduğu üzerinde oluşan çatlaklardan anlaşılan Örçün Fayı boyunca gözlenmektedir. Diğer frinç ise Gölcük'ün içerisinden geçmektedir. Burada görülen sinyaller kısmen topografik yükseklik ile ilişkili olan atmosferik etkilerden kaynaklanabilir. Ancak en güneydeki frincin her iki interferogramda da net bir şekilde gözlenmesi burada



bir deformasyon olma ihtimalinin çok yüksek olduğunu göstermektedir.

Şekil 5.9 : Örçün ve Gölcük fayları üzerindeki frinç yapısı

Daha önceden belirtildiği gibi her iki bölge de yüzey kırığının sıçrama yaptığı alanlar olup buralarda normal faylanmalar

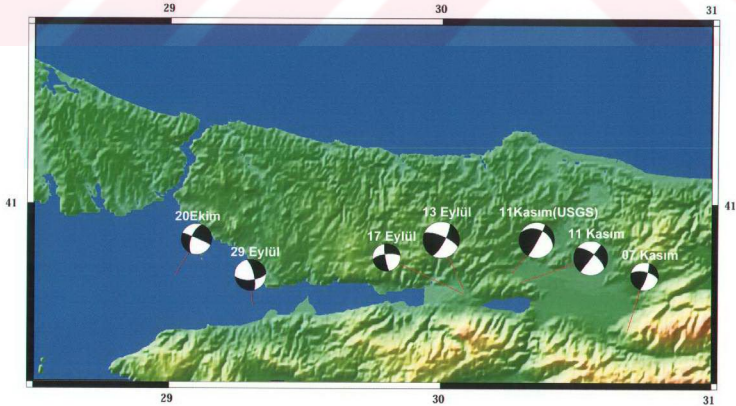
meydana gelmiştir (Barka ve diğ., 2000). Dolayısı ile frinçlerin geometrisinden burada deformasyonun düşey yönde devam ettiği anlaşılmaktadır.

Sapanca civarında görüntülerin kapsadığı zaman aralığında manyetüdü 4'den büyük birçok artçı deprem meydana gelmiştir (Tablo 5.3 ve Şekil 5.10). USGS tarafından merkez üssü 40.804 K - 30.260 D olarak hesaplanan 11 Kasım 1999 tarihindeki artçı şokun çeşitli kaynaklarca çözümü Tablo 5.3'de görülmektedir. Dolayısı ile buradaki frinçlerin artçı şoklardan birinin yüzeyde yarattığı deformasyona ait olması ihtimali de ortaya çıkmaktadır. Arazinin fazla engebeli olmaması ise buradaki frinçlerin heyelanlardan dolayı oluşma ihtimalini azaltmaktadır.

Tablo 5.3 İnterferogramın kapsadığı zaman diliminde meydana gelen artçı şoklar (Örgülü ve Aktar, 2001).

Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	M_w	Strike	Dip	Rake	$M_0(\times 10^{23})$
13.09.1999	40.761	30.084	14	5.8	293	73	164	59.1
17.09.1999	40.749	30.082	18	4.4	170	82	-21	0.40
29.09.1999	40.718	29.308	8	5.0	85	63	-161	3.35
20.10.1999	40.799	29.023	7	4.9	293	86	-151	2.88
07.11.1999	40.648	30.688	7	4.5	282	64	166	0.64
11.11.1999	40.781	30.290	22	5.5	307	66	179	20.4
11.11.1999 ¹	40.804	30.260	7	5.7	294	40	174	35

¹ USGS



Şekil 5.10 : Tablo 5.3'de verilen artçı şoklar

Sapanca'nın güneyinde gözlenen 4 frinç radarın bakış yönünde 11.2 cm'lik (4x2.83 cm) bir yer değiştirmenin olduğunu anlamına gelmektedir. Sapanca kırığıının sonundaki sıçrama (stepover) bölgesine denk gelen bu deformasyon 75 günlük periyoda sahip GPS verileriyle karşılaştırılan afterslip modeline de uymaktadır (Ergintav, 2001).

5.4. Modelleme

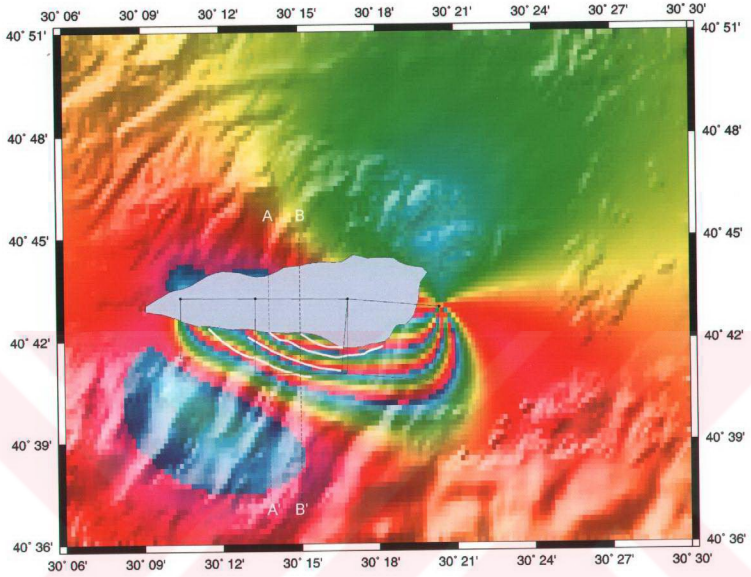
Interferogramlarda koheransın düşük olması nedeniyle genel bir postsismik model ortaya çıkartılamamıştır, sadece lokal deformasyonlar modellenebilmiştir. Modellemede iki yöntem kullanılmıştır; elastik yer değiştirme (Okada, 1985) ve nokta kaynağı (Mogi, 1958). Modellemede düz çözüm yöntemi kullanılmıştır, yani fay parametreleri ve nokta kaynağı parametreleri deneme yanılma yoluyla elde edilmiştir.

İlk yöntemde elastik yarı uzayda düzlemsel faylar üzerinde meydana gelen yer değiştirmelerin yüzeyde meydana getirdiği deformasyon hesaplanmıştır (Okada, 1985). Elde edilen bu deformasyon radarın bakış yönünde yansıtılarak frinçler oluşturulmuş ve bunlar interferogramlarda gözlenen frinçler ile kıyaslanmıştır. Şekil 5.11'de elde ettiğimiz modellerden bir tanesi gösterilmektedir.

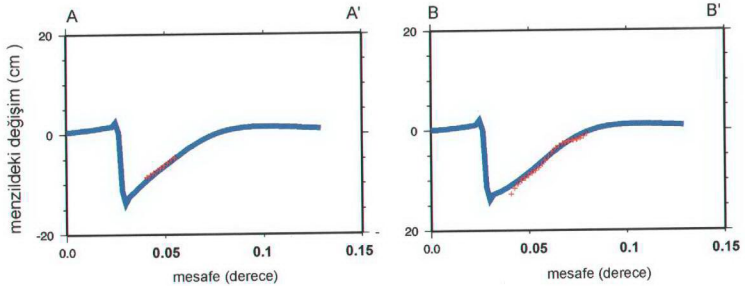
Şekil 5.11'de görüldüğü gibi model ile veri arasındaki uyumun iyi olduğu söylenebilmektedir. Model ile veri arasındaki tutarlılık ayrıca şekil 5.12'deki profillerde de gözlenebilir. Bu profillerde Sapanca'nın güneyinde gözlenen frinçler sayısallaştırılıp enterpole edilmiştir.

Bu model, güneye doğru 50° eğimli, toplam uzunluğu 14 km olan 3 adet fay segmenti üzerinde 0 ile 5 km derinlikte 40 cm'ye varan sağ yönlü oblik yer değiştirmeler (120° rake) verilerek elde edilmiştir. Bu modelle elde edilen sismik moment değeri 0.9442×10^{18} N.m. olup bu da 5.9 büyüklüğünde bir moment manyetüd, M_w , değerine karşılık gelmektedir. Sapanca Gölü'nün bir pull-apart havzası veya açılmalı bir sıçrama zonu olduğu göz önüne alındığında modelde kullanılan fayın geometrisi ve kinematığı Kuzey Anadolu Fayı'nın bu bölgedeki kinematığı ile uyum içerisindedir. Çeşitli fay parametreleri ile yapılan

modellemeler, bu frinçlerin sadece sığ derinlikte meydana gelen yer değiştirmelerden kaynaklanabileceğini göstermektedir. Elde edilen sismik moment ve dolayısı ile



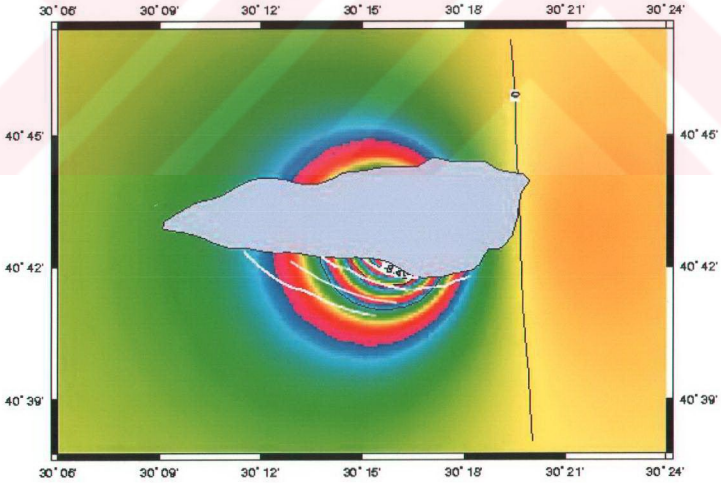
şekil 5. 11 : Elastik yarı uzayda model fayn oluşturduğu frinçler. Her bir frinç radarın bakış yönünde 2.83 cm'lik bir yer değiştirmeyi gösterir. Beyaz çizgiler 1.interferogramdan elle dijitize edilmiş olan asıl frinçleri göstermektedir. Kesikli çizgiler ise veri ve model üzerinden alınan profillerin yerini göstermektedir.



şekil 5.12: şekil 5.11'deki A ve B profilleri boyunca radar bakış yönünde gözlenen menzil değişimi (kırmızı noktalar) ve modelleme ile elde edilen değişim (mavi çizgiler).

moment manyetüd değeri bu bölge civarında oluşan artçı depremler ile uyum içindedir. Ancak, elde ettiğimiz modeldeki fay parametreleri şu ana kadar yapılan çalışmalarda verilen artçı şok kaynak çözümlerinin hiç birisiyle tam olarak (Taymaz, 2000; Örgülü ve Aktar, 2001) uyuşmamaktadır. Buradan iki sonuca varılmaktadır; (1) ya kaynak çözümlerinde hata oranları yüksek (2) ya da burada gözlenen deformasyonlar asismik olarak oluşmuştur.

Modellemede ikinci olarak kullandığımız yöntem ise Mogi metodudur (Mogi, 1958). Bu metod daha çok volkanik faaliyetler öncesinde magmatik bir çemberin genişmesi sonucu yüzeyde oluşan genişleme deformasyonunu modellemek için kullanılır. Tersine bir şekilde, kaynak hacminde genişleme yerine azalma modellenirse yer yüzünde meydana gelecek çöküntü ortaya çıkartılabilir (Avallone ve diğ., 1999). Bu yöntemle elde ettiğimiz bir model Şekil 5.13'te verilmektedir. Bu model 2 km derinlikteki bir noktada, $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ 'lük bir hacim azalması sonucu yüzeyde oluşan deformasyonu göstermektedir. Her bir frinç radarın bakış yönündeki 2.83 cm'lik bir değişimi (çöküntü) göstermektedir.



Şekil 5.13: Mogi modeli ile elde edilen frinçler. Beyaz çizgiler interferogramdan dijitize edilen frinçleri göstermektedir.

Çeşitli kaynak derinlikleri ve hacim azalma miktarları verilerek yapılan modelleme çalışmalarında burada gözlenen frinçlerin bu tür bir yaklaşımla elde edilemeyeceği anlaşılmıştır. Çünkü modelleme ile elde edilen frinçlerin gözlenen frinçlere benzetilmesi için kaynağın çok daha kuzeyde olması gerekmektedir, bu da Sapanca Gölü'nün kuzeyinde güneydekilere simetrik olarak birçok frinçin oluşmasına neden olmaktadır ki interferogramlarda böylesi frinçler mevcut değildir.

Gölcük civarında gözlenen frinçler de benzer yaklaşımlarla modellenmiş ancak iyi bir sonuç alınamamıştır.

17 Ağustos 1999, İzmit Depremi'nin deprem sonrası deformasyonlarını interferometrik sentetik açıklık radarı ile incelemeye çalıştığımız bu çalışma ile elde ettiğimiz sonuçlar şöyle özetlenebilir:

- (1) İnterferogramlarda atmosferik etkiler ve koherans düşüklüğü gibi nedenler hakim olmasına rağmen Sapanca Gölü güney kıyısında ve Gölcük sıçrama zonundaki normal faylarda dikkat çekici lokal deformasyonlar görülebilmektedir.
- (2) Sapanca Gölü'nde görülen 4 frinç dar bir alanda yüksek gradyana sahip olduğu için atmosferik bir etki olmaktan uzaktır. Aynı şekilde frinçlerin görüldüğü alanda engebe az olduğu için topoğrafik bir etki sonucu olması da zordur. Bu neden ile bu dört frincin deprem sonrası bir deformasyona karşılık geldiği düşünülmektedir.
- (3) Gölcük'teki frinç yapısı çok belirgin olmamakla birlikte frinçlerin İzmit depreminde aktivite gösterdiği anlaşılan Örcün Fayı ve kıyıdaki Gölcük kırığıyla olan uyumu, bu frinçlerin atmosferik veya topoğrafya bazlı olmak yerine bir yer değiştirme nedeniyle meydana gelmiş olma ihtimalini yükseltmektedir.
- (4) 12 Kasım 1999, Düzce depreminin etkisi interferogramın en doğusunda görülmek ile beraber, yapılan modelleme ile kosmik etkisinin daha batıda frinç oluşturmadığı anlaşılmıştır.
- (5) Sapanca Gölü'ndeki deformasyon için, iki farklı model kullanılarak bir artçı deprem veya bir çökme sonucu oluşup oluşmadığı sorularına cevap aranmıştır. Modeller sonucu oluşturulan frinçler ile interferogramdaki frinçlerin kıyaslanması sonucu; Sapanca'daki frinçlerin bir çöküntü veya artçı deprem ile oluşmuş olmasının zor olduğu anlaşılmıştır. Bunların yerine asismik bir yer değiştirme frinçleri oluşturabilecek en uygun sebep olarak

ortaya çıkmaktadır. Radar bakış yönünde 110 mm'lik bir yer değiştirmenin bölgede meydana geldiği söylenebilir.

- (6) Deprem sonrası aktivite, sıçrama zonlarında ve ikincil normal faylar üzerinde beklenir. Birer sıçrama zonu olan Sapanca ve Gölçük'te meydana geldiğine inandığımız bu yer değiştirmeler, beklendiği gibi gözlenmiştir. Deprem sonrası yapılan yüzey kırığını haritalama çalışmaları sırasında hareket ettiği anlaşılan Örçün Fayı için , üzerinde görülen frinç faydaki hareket nedeniyle meydana geldi ise, bu hareket gecikmiş bir yer değiştirme şeklinde de yorumlanabilir.
- (7) Atmosferik etkilerin daha az olduğu radar görüntüleri temin edilerek çalışmalarda bulgular daha da netleştirilebilir. Daha başka çiftler kullanabilmek için bunların arasında h_a değeri düşük olanlar da bulunacağından bölgeye ait daha yüksek çözünürlüklü bir sayısal modele ihtiyaç duyulacaktır.

KATKI BELİRTME

Çalışmada kullanılan görüntüler Avrupa Uzay Ajansı (ESA) tarafından sağlanmıştır. Görüntülerin işlenmesi JPL/Caltech'e ait ROI_PAC yazılımı ile gerçekleştirilmiştir. Bölge için Eric Fielding tarafından geliştirilen sayısal yükseklik modeli kullanılmıştır. Elde edilen verilerin görüntülenmesinde Paul Wessel ve Walter H.F Smith'in (Wessel ve diğ.,1998) GMT görüntüleme araçları paketlerinden yararlanılmıştır.

Çalışmaya katkılarından dolayı başta Prof.Dr. Aykut Barka ve Ziyadin Çakır'a, bölgedeki deformasyon dağılımı ile ilgili fikirlerini paylaşan Doç.Dr.Semih Ergintav'a, radar görüntülerinin işlenmesi ve görüntülenmesi sırasında destek veren, David Schmidt, Evelyn Price ve Gilles Peltzer'e, donanım problemlerimizde danıştığımız Gantek firmasından Asiye Yiğit'e ve özellikle meteoroloji alanında fikir aldığımız Kandilli Rasathanesi çalışanlarına teşekkür ederim.

KAYNAKLAR

- Akyüz, S. ve diğ.**, (basımda), The surface rupture and slip distribution of the August 17, 1999 Izmit earthquake, $M=7.4$, North Anatolian Fault, *Bull. Seism. Soc. Am., Special issue on 1999 Izmit and Duzce Turkey earthquakes*.
- Ambraseys, N.N. ve Finkel, C.F.**, 1991, Long-term seismicity of İstanbul and of the Marmara Sea region, *Terra Nova*, **3**, 527-539.
- Armijo R., B. Meyer, A. Hubert, and A. Barka**, 1999, Westwards Propagation of the North Anatolian Fault into the Northern Aegean : Timing and kinematics, *Geology*, **27**, 3, 267-270.
- Avallone, A. ve diğ.**, 1999, Subsidence of Campi Flegrei (Italy) detected by SAR interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 2303-2306.
- Barka, A.A.**, 1996, Slip distribution along the North Anatolian fault associated with the large earthquakes of the period 1939- to 1967. *BSSA*, **86**, 5, 1238-1254.
- Barka, A.A. ve diğ.**, 2000, The August 17, 1999 İzmit earthquake, $M=7.4$, Eastern Marmara region, Turkey: study of surface rupture and slip distribution, in *The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel,E., ITU, İstanbul.
- Beauducel, F., Briole, P. ve Froger, J.L.**, 2000, Volcano wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna: Deformation or tropospheric effect. *J. Geophys. Res.*, **105**, 16391-16402.

- Bock, Y., ve diğ.**, 1997, Southern California permanent GPS geodetic array; continuous measurements of regional crustal deformation between the 1992 Landers and 1994 Northridge earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **102**, (B8), 18,013-18,033.
- Bock, G. ve diğ.**, 2000, Rupture Processes of the August 17 Izmit and November 12, 1999 Düzce (Turkey) Earthquakes, , in *The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel,E., ITU, Istanbul.
- Burgmann, R., Rosen, P.A. and Fielding, E.J.**, 2000, Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **28**, 169-209.
- Curlander, J.C., ve R.N. McDonough**, 1991, *Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing*, 647 sayfa, John Wiley, New York.
- Çakır, Z.**, 2001. Kişisel görüşme.
- Elachi,C.**, 1987, *Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing*, 413 sayfa, John Wiley, New York.
- Ergintav, S., ve diğ.**, 2000, Rapid lower-crustal afterslip following the August 17,1999, M=7.4, Izmit, Turkey Earthquake, in *The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel, E., ITU, Istanbul.
- Delacourt, C., Briole, P., ve Achache, J.**, 1998, Tropospheric corrections of SAR interferograms with strong topography: Application to Etna, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 2849-2852.

- Deng, J., Gurnis, M., Kanamori, H., Hauksson, E.,** 1998, Viscoelastic Flow in the lower crust after the 1992 Landers, California, earthquake, *Science*, **282**, 1689-1692.
- Feigl, K.L., Sergent, A., ve Jacq, D.,** 1995, Estimation of an earthquake focal mechanism from a satellite radar interferogram: Application to December 4, 1992, Landers Aftershock, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1037-1048.
- Feigl, K.L., ve diğ.,** (basımda), Estimating slip distribution for the Izmit main shock from coseismic GPS, SPOT and ERS-1 measurements. *Bull. Seism. Soc. Am., Special issue on 1999 Izmit and Duzce Turkey earthquakes.*
- Gabriel, A.K., Goldstein R.M., Zebker, H.A.,** 1989, Mapping Small Elevation Changes over large areas--differential radar interferometry, *J.Geophys. Res.*, **94**, 9183-91.
- Gens, R.,** 1998, Quality assessment of SAR interferometric data, *PhD Thesis* , University of Hannover, Hannover.
- Goldstein, R.M., Engelhardt, H., Kamb, B. ve Frolich, R.M.,** 1993, Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: Application to an Antarctic ice stream. *Science*, **262**, 1525-1530.
- Goldstein, R.M., ve Werner, C.L.,** 1998, Radar interferometry, filtering for geophysical applications, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4035-4038.
- Graham, L.C.,** 1974, Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proc.IEEE*, **62**, 763-768.
- Harris, R. A.,** 1998, Introduction to special session: Stress triggers, stress shadows, and implications for seismic hazard. *J. Geophys. Res.*, **103**, 24,347-24,358.

- Ito, A. ve diğ.**, 1999, Precise Distribution of Aftershocks of the Izmit Earthquake of August 17, 1999, Turkey, *Eos Trans.*, **80**, F662.
- Ketin, İ.**, 1969. Kuzey Anadolu Fayı hakkında, *Bull.Min.Res.Exp.Ins.*, **72**, 1-27, Ankara.
- Kovaly, J.J.**, 1976, *Synthetic Aperture Radar*, 333 sayfa, Artech House, Dedham
- Köse, O.** , 2000, Kuzey Anadolu Fay Kuşağında Tektonik Gerilim Birikim Noktalarının Uzaktan Algılama Teknikleri ile Belirlenmesi, *Doktora Tezi*, Hacettepe Üniversitesi, Ankara.
- Lettis, W., ve diğ.**, 2000, Surface Fault Rupture and Segmentation during the Kocaeli Earthquake, in *The 1999 Izmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel,E., ITU, Istanbul.
- Massonnet, D., Rossi, M. , Carmona, C. , Adragna, F. , Peltzer, G. , Feigl, K. ve Rabaute, T.**, 1993, The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. *Nature*, **364**, 138-142.
- Massonnet, D. And Feigl, K.L.**, 1995, Discrimination of geophysical phenomena in satellite radar interferograms. *Geophysical Research Letters*, **22**, 1537-1540.
- Massonnet, D., Briole, P. And Arnaud, A.**, 1995, Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry. *Nature*, **375**, 567-570.
- Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M. And Adragna, F.**, 1994, Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature*, **369**, 227-230.
- Massonnet, D., Thatcher,W., ve Vadon, H.**, 1996, Detection of postseismic fault-zone collapse following the Landers earthquake, *Nature*, **382**, 612-616

- Massonet, D., Feigl, K.L. And Rossi, M.**, 1996, Coseismic deformation field of the M=6.7 Northridge, California earthquake of January 17, 1994 recorded by two radar satellites using interferometry, *Geophysical Research Letters*, **23**, 969-972.
- Massonet, D. and Feigl, K.L.**, 1998, Radar interferometry and its applications to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, **36**,4, 441-500.
- McClusky, S. ve diğ.**, 2000, Global Positioning System constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5695-5720.
- Moccia, A. ve Vetrella, S.**, 1992, A tethered interferometric synthetic aperture radar (SAR) for a topographic mission. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30**, 103-109.
- Mogi, K.**, 1958, Relations between eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them, *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, **36**, 99-134.
- Okada, Y.**, 1985, Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **75**, 1135-1154.
- Örgülü, G. ve Aktar, M.**, 2001, Regional Moment Tensor Inversion for Strong Aftershocks of the August 17, 1999 İzmit Earthquake, ($M_w=7.4$), *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 371-374.
- Özel, N., ve diğ.**, 2000, Aftershock Distribution of the August 17, 1999 İzmit (Kocaeli) Earthquake ($M_w=7.4$) Determined by MARNET in Marmara Region, Turkey , in *The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel,E., ITU, Istanbul

- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., Hudnut, K.**, 1996, Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science*, **273**, 1202-1204.
- Peltzer, G., Rosen, P., Rogez, F., ve Hudnut, K.**, 1998, Post-seismic deformation along the Landers 1992 earthquake surface rupture, *J. Geophys. Res.*, **103**, B12, 30,131-30,145.
- Pollitz, F.F., Peltzer, G., Burgmann, R.**, (basımda), Mobility of continental mantle: evidence from postseismic geodetic observations following the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*
- Price, E.J.**, 1999, Coseismic and Postseismic Deformations Associated With the 1992 Landers, California, Earthquake Measured by Synthetic Aperture Radar Interferometry, *PhD Thesis*, University of California, San Diego.
- Reilinger, R.E., ve diğ.**, 1997, Global Positioning System measurements of the present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, **102**, 9983-9999, 1997.
- Reilinger, R.E., ve diğ.**, 2000, Coseismic and Postseismic Fault Slip for the 17 August 1999, M=7.5, Izmit, Turkey Earthquake, *Science*, **289**, 1519-1524
- Savage, J.C., and J.L. Svarc**, 1997, Postseismic deformation associated with the 1992 Mw = 7.3 Landers earthquake, Southern California, *J. Geophys. Res.*, **102**, 7565-7577.
- Shen, Z.K., D.D. Jackson, Y. Feng, M. Cline, M. Kim, P. Fang, and Y. Bock**, 1994, Postseismic deformation following the Landers earthquake, California, 28 June 1992, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 780-791.

- Smith, W.H.F., ve Wessel, P.,** 1990, Gridding with continuous curvature splines in tension, *Geophysics*, **55**, 293-305.
- Stein, R. S., Barka, A. A., Dietrich, J. H.,** 1997, Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophys. J. Int.*, **128**, 594-604.
- Stein, R. S.,** 1999, The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, **402**, 605-609, 1999.
- Taymaz, T.,** 2000, Seismotectonics of the Marmara Region: Source Characteristics of 1999 Gölcük -- Sapanca -- Düzce Earthquakes, in *The 1999 İzmit and Düzce Earthquakes: preliminary results*, Eds. Barka,A.A, Kozaci, O., Akyuz, S.,& Altunel,E., ITU, Istanbul.
- Toksoz, M.N., Shakal, A.F., Michael, A.J.,** 1979, Space-Time Migration of Earthquakes Along the North Anatolian Fault Zone and Seismic Gaps, *Pageoph*, **117**, 1979, pp. 1258-1270.
- Toksöz, M. N., R. E. Reilinger, C. G. Doll, A. A. Barka and N. Yalçın,** 1999, İzmit (Turkey) earthquake of 17 August 1999: First Report, *Seism. Res. Let.* **70**, 669-679.
- Wessel, P., ve Smith, W.H.F.,** 1998, New, Improved Version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. AGU*, **79**, 579
- Wessel, P., ve Smith, W.H.F.,** 1999, *The Generic Mapping Tools Technical Reference and Cookbook*, (Version:3.3), pp.132, www.soest.hawaii.edu
- Wright, T.J., ve diğ.,** 1999, Source parameters of the 1 October 1995 Dinar (Turkey) earthquake from SAR interferometry and seismic bodywave modelling, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **172**, 23-37.

- Wright, T.J., Fielding, E.J., ve Parsons, B.E.**, 2001, Triggered slip: observations of the 17 August 1999 Izmit (Turkey) earthquake using radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(6), 1079-1082.
- Wright, T.J., Parsons, B.E., ve Fielding, E.J.**, 2001, Measurement of interseismic strain accumulation across the North Anatolian Fault by satellite radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, **28**(10), 2117-2120.
- Wyatt, F.K., Agnew, D.C, ve Gladwin, M.**, 1994 Continuous measurements of crustal deformation for the 1992 Landers earthquake sequence, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **84**, 768-780.
- Zebker., H.A., ve Goldstein,R.**, 1986, Topographic mapping from interferometric SAR observations, *J. Geophys. Res.*, **91**, 4993-5001.
- Zebker, H.A., C.L.Werner, P.A.Rosen, S.Hensley**, 1994, Accuracy of Topographic Maps Derived from ERS-1 Interferometric Radar, *Transactions On Geoscience and Remote Sensing*, **Vol.32**, No.4, 823-836.
- Zisk. S. H.**, 1972a, Lunar Topography; First radar-interferometer measurements of the Alphonsus-Ptolemaus-Arzachel Region, *Science*, **102**, 7547-7563.
- Zisk, S.H.**, 1972b, A new, Earth-based radar technique for the measurement of lunar topography, *Moon*, **4**, 296-306.

ÖZGEÇMİŞ

Ahmet M. Akoğlu, 27 Ekim 1978'de Ankara'da doğdu. Ankara'da İltekin İlkokulu'nda başladığı ilkokulu Londra'da Raynham Junior School'da bitirdi. Ortaokul ve lise eğitimine ise İstanbul'daki Kadıköy Anadolu Lisesi'nde başladıktan sonra 1995 yılında buradan mezun oldu. Haziran 1999'da İstanbul Teknik Üniversitesi Jeofizik Mühendisliği Bölümü'nü bitirerek Jeofizik Mühendisi diploması aldı. 1999-2000 eğitim döneminde ise İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nde Yüksek Lisans eğitimine başladı.