

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**EGE DENİZİ'NİN TÜRKİYE KIYILARINDA
GELİŞMİŞ TARİHSEL TSUNAMİ KAYITLARI
VE BUNLARA NEDEN OLAN SİSMİK
KAYNAKLARIN İNCELENMESİ**

Ayşe Nur ŞENYİĞİT

Kasım, 2023

İZMİR

**EGE DENİZİ’NİN TÜRKİYE KIYILARINDA
GELİŞMİŞ TARİHSEL TSUNAMİ KAYITLARI
VE BUNLARA NEDEN OLAN SİSMİK
KAYNAKLARIN İNCELENMESİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Yüksek Lisans Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı

Ayşe Nur ŞENYİĞİT

Kasım, 2023

İZMİR

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

AYŞE NUR ŞENYİĞİT tarafından PROF.DR. HASAN SÖZBİLİR yönetiminde hazırlanan **‘EGE DENİZİ’NİN TÜRKİYE KIYILARINDA GELİŞMİŞ TARİHSEL TSUNAMİ KAYITLARI VE BUNLARA NEDEN OLAN SİSMİK KAYNAKLARIN İNCELENMESİ’** başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Yüksek Lisans tezi olarak kabul edilmiştir.

Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Danışman

Prof. Dr. Talip GÜNGÖR

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Ercan AKSOY

Jüri Üyesi

Prof. Dr. Okan FISTIKOĞLU

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

Tez çalışması boyunca maddi-manevi her dakika desteğini hissettiren ve yanımda olan canım aileme sonsuz teşekkür ediyorum. Onların tüm lisans ve yüksek lisans maceram boyunca bana inanmaları ve son ana kadar sabırla beni desteklemeleri sayesinde kendi ülkemde çok sevdiğim jeolojiyi ve ilişkili doğa bilimlerini çalışma inadım hiç sönmemiştir.

Yüksek lisans çalışmasının akademik kariyer planı içinde başlangıç olarak önemli bir adım olduğu ve akademik kariyerin ise bir hayat biçimi olduğunu kendi yaşamından da ilham olarak aldığım, insan hayatı için topluma aktarılması gereken bir çok bilimsel çalışmayı her düzeyde her yaşta insana sunmayı kendisine görev edinerek bir yola baş koymuş ve bu yolda hem akademik hem de idari olarak liderlik etmeyi göze almış, hayatını bu kutsal amaç için meşgul etmesinin bana getirdiği imrenme duygusunun eşlik etmesiyle birlikte kendisinin bana tez çalışmamın başından sonuna kadar çalışmalarında büyük bir destek, ayrıca dışarıdan bir göz olup tarafsız bakış açısı ve liyakatli ölçüde bana sunduğu bilgisi ve deneyimiyle beni çok sevdiğim denizlere karşı daha donanımlı ve farkındalık sahibi yapan, denizlere olan tutkuma jeolojik açıdan bakabileceğimi, bunu da akademik bir disiplin ile yapabileceğimi öngören vizyonu nedeniyle Sayın Hocam Prof. Dr. Hasan Sözbilir Sözbilir'e teşekkürlerimi ve saygılarımı sunarım. Bursiyer olarak çalıştığım proje boyunca birlikte çalışmaktan çok keyif aldığım, inşaat ve jeoloji mühendisliğinin ne kadar birbiri ile ayrılmaz olduğunu bana gösteren Sayın Hocam Prof. Dr. Birol Kaya'ya ve aynı zamanda DAUM bünyesi içerisinde birlikte çalışmalarına katıldığım, bana jeofizik mühendisliği uygulamalarını öğrettiği için Sayın Hocam Prof. Dr. Oya Ankaya Pamukçu'ya teşekkürlerimi bir borç biliyor, ufkumun açıldığı ve bilime her alandan özgürce başvurabileceğimi ve bunu uygularken takım çalışması içinde nasıl bir parçası olacağımı, bir anlamda multidisipliner çalışmalarda bize öncü oldukları için hocalarıma sonsuz minnettarım. Bununla birlikte zor geçirilen pandemi öncesi ve sonrası dönem boyunca bana gerekli kaynakları sağlamamda yardımcı olan Açelya Bulgurcu, yardımları ve bilimsel bakış açısıyla beyin fırtınaları yapmamı sağlayan Özde Bakak, hayat dolu neşesi için Gamze Kordacı Uzkuç'a çok çok teşekkür ediyorum.

Ayşe Nur ŞENYİĞİT

EGE DENİZİ'NİN TÜRKİYE KIYILARINDA GELİŞMİŞ TARİHSEL TSUNAMİ KAYITLARI VE BUNLARA NEDEN OLAN SİSMİK KAYNAKLARIN İNCELENMESİ

ÖZ

Tsunami; deniz tabanındaki büyük bir deprem, volkanik faaliyet veya heyelan ile oluşur ve “sismik deniz dalgası” anlamına gelir. Doğa kökenli bir afet olan tsunami dalgası saatte 1000 km hıza ulaşabilir ve belirli bir zaman sonra karayı basarak önemli oranda can ve ekonomik kayıplara yol açar. Türkiye jeolojik konumu gereği hem deprem hem volkan hem de tsunami tehlikesi altındadır. Bu sebeple, Türkiye’nin üç tarafında yer alan Karadeniz, Ege ve Akdeniz ile bir iç deniz durumundaki Marmara Denizi’nde tsunami tehlikesi olduğu, 1900 yılından önceki tarihsel deprem kayıtları ile belgelenmektedir. Bu kapsamda, öncelikle, Anadolu Levhası ile Afrika Levhası’nın sınırında yer alan Helenik dalma-batma zonu (HDBZ) dolayısıyla gelişen tarihsel tsunami kayıtları üzerine bir çalışma yapılmış ve tarihsel kayıtlara göre mega depremlere ($M_w > 8$) neden olmuş 1600 km uzunluğundaki bu dalma batma zonuna ve bu depremlerde oluşan tsunami olaylarının yarattığı can ve mal kayıplarına dikkat çekilmiştir. 2017 Midilli ve Gökova, 30 Ekim 2020 merkez üssü Sisam Adası’nda saat 14.51’de meydana gelen deprem ile birlikte meydana gelen tsunami olayı İzmir ili Sığacık Körfezi’nde yaşanmış ve bir kişinin ölümüyle sonuçlanmıştır. Acaba Ege kıyılarında tarihsel dönemlerde yaşanmış olan tsunami olaylarının ne zaman, hangi aralıklarda, nerede ve hangi şiddette yaşanmıştır gibi sorulara yanıt aranmasına, denizlerden gelecek deprem tehlikesine karşı ihtiyaç duyulmuştur. Bu sorulara yanıt bulabilmek için, ulaşılabilen tüm ilksel kaynaklar yeniden taranarak ve Ege kıyıları için bir tsunami tehlikesi kataloğu çıkartmak bu çalışmanın ana hedefi olmuştur. Oluşturulan tsunami tehlike kataloğuna göre en büyük tsunami tırmanma yüksekliği 3 Temmuz 1949’da Sakız Adası’nda 2, tsunami tırmanma mesafesi 6 Ekim 1944’da Edremit Körfezi’nde 200 metreyi bulmuştur. Bölgedeki büyük depremleri ($M_w > 6,5$) üreten ve potansiyel tsunami kaynağı olan deniz ve kara fayları tablosu sunulmuştur ve haritalandırılmıştır. Oniki ölçekli şiddet ölçeğine göre 3 ile 8 arasında, yaklaşık 50-150 yıl tsunami tekrarlama periyodu saptanırken, periyotların net hesaplanması adına, denizel fayların haritalanması, Ege Denizi’ne kıyısı olan kentlerimizde tsunami tehlike modellemelerinin yapılması, paleotsunami izlerinin kara/denizde araştırılması ve buna göre risk azaltma çalışmalarına hız verilmesi gerekmektedir.

Anahtar Kelimeler : Tsunami, tsunami şiddeti, Ege, paleotsunami, deprem

ANALYSIS OF HISTORICAL TSUNAMI RECORDS ON THE AEGEAN COASTS OF TÜRKİYE AND THE SEISMIC SOURCES THAT CAUSE THEM

ABSTRACT

Tsunami; It can be defined as a "seismic sea wave" in the sea triggered by natural events such as earthquakes, submarine landslides and in-sea volcanic activity. A tsunami wave, formed by a major earthquake, volcano or landslide under the sea floor and reaching a speed of 1000 km per hour, floods the land after a certain time, causing significant loss of life and economic losses in coastal countries. Due to its geological location, Türkiye is under the influence of all three natural phenomena. For this reason, there is a tsunami danger and risk in the Black Sea, Aegean, Mediterranean and Marmara Sea, which borders Türkiye on 3 sides. Historical earthquake records before 1900 document that tsunamis developed in all four seas. In this context, historical tsunami records developed under the influence of the Hellenic subduction zone (HDBZ), which forms the border of the Anatolian plate and the African plate, were studied. This subduction zone, which is up to 1600 km long, has caused earthquakes called mega earthquakes ($M_w > 8$) in historical records, and tsunamis have occurred in these earthquakes, causing loss of life and property. 2017 Midilli and Gökova, October 30, 2020. The earthquake that occurred in Bayraklı district of İzmir province at 14.51 and the subsequent tsunami incident in Sığacık Bay, which resulted in the death of 1 person. After the earthquake danger coming from the seas, I wonder when, at what intervals, the tsunamis that occurred on the Aegean coasts in historical periods, It raises questions such as where and with what intensity it occurred. In order to find answers to these questions, all accessible primary sources were re-scanned and a tsunami hazard catalog was prepared for the Aegean coasts. According to historical catalogues, the highest tsunami runup height 2 meters on July 3, 1949, and the tsunami inundation 200 meters on October 6, 1944. Parameters for marine and terrestrial shallow normal faults, where most of the strong earthquakes ($M_w > 6.5$) in the region are potential tsunami sources, are tabulated and mapped. The tsunami recurrence period of approximately 50-150 years, which affects the coasts of Türkiye, increases towards the southwest from İzmir, and an intensity range between 3 and 8 was determined according to the 12-scale intensity scale. It is necessary to map marine faults, investigate paleotsunami traces on land/sea, and accelerate risk reduction efforts accordingly.

Keywords : Tsunami, tsunami intensity, Aegean, paleotsunami, earthquake

İÇİNDEKİLER

YÜKSEK LİSANS TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR.....	iii
ÖZ.....	iv
ABSTRACT.....	v
İÇİNDEKİLER.....	vi
ŞEKİLLER LİSTESİ.....	ix
TABLolar LİSTESİ.....	x
KISALTMALAR	xii
SEMBOLLER LİSTESİ	xiii

BÖLÜM BİR - GİRİŞ1

1.1 Önceki Çalışmalar4

1.2 Tsunami.....19

1.2.1 Tsunami Dalgası27

1.2.2 Deprem Kaynaklı Tsunami.....34

1.2.3 Paleotsunami(Eski Tsunami) İzlerini Bulma Yöntemleri.....37

BÖLÜM İKİ - BÖLGENİN JEOTEKTONİK YAPISI41

BÖLÜM ÜÇ - METODOLOJİ.....47

BÖLÜM DÖRT - TARİHSEL TSUNAMİ KATALOĞU52

4.1. Balıkesir ili ve Çevresi Tarihsel Tsunami Kataloğu63

4.1.1 7 Mart 1867 Midilli Adası Tsunami65

4.1.2 6 Ekim 1944 Edremit Körfezi Tsunami65

4.1.3 12 Haziran 2017 Midilli Adası Tsunami.....66

4.2 İzmir ili ve Çevresi Tsunami Kataloğu66

4.2.1 20 Mart 1389 Sakız Adası Tsunami70

4.2.2 30 Kasım 1667 İzmir Körfezi Tsunami.....	70
4.2.3 10 Temmuz 1688 İzmir Körfezi.....	70
4.2.4 24 Kasım 1772 Foça, Sakız Adası Tsunami	70
4.2.5 1846 İzmir Tsunami.....	70
4.2.6 12 Mayıs 1852 İzmir Tsunami	70
4.2.7 8 Eylül 1852 İzmir Tsunami	71
4.2.8 13 Kasım 1856 Sakız Adası Tsunami.....	71
4.2.9 19 Ocak 1866 Sakız Adası Tsunami.....	71
4.2.10 31 Ocak 1866 Sakız Adası Tsunami.....	71
4.2.11 2 Kasım 1866 Sakız Adası Tsunami.....	71
4.2.12 3 Nisan 1881 Sakız Adası Tsunami.....	71
4.2.13 31 Mart 1928 İzmir Tsunami.....	72
4.2.14 3 Temmuz 1949 Sakız Adası Tsunami	72
4.2.15 23 Mayıs 1961 İzmir Körfezi Tsunami	73
4.2.16 4 Ocak 1991 İkarya Adası Tsunami	73
4.2.17 30 Ekim 2020 Samos Adası Tsunami	73
4.3. Muğla ili ve Çevresi Tarihsel Tsunami Kataloğu	74
4.3.1 MÖ 227 Rodos Adası Tsunami.....	79
4.3.2 68 Likya Sahili Tsunami	79
4.3.3 142 Fethiye Körfezi Tsunami	80
4.3.4 222 Rodos Adası Tsunami	80
4.3.3 262 Rodos Adası Tsunami.....	80
4.3.4 15 Ağustos 554 Kos, Mandaya Koyu Tsunami.....	80
4.3.5 8 Ağustos 1304 Rodos Adası Tsunami	80
4.3.6 3 Mayıs 1481 Rodos Adası Tsunami.....	81
4.3.7 1489 Antalya Sahili Tsunami	81
4.3.8 1609 Rodos Tsunami.....	81
4.3.9 14 Şubat 1672 Kos Adası Tsunami.....	81
4.3.10 31 Ocak 1741 Rodos Adası Tsunami	81
4.3.11 18 Ekim 1843 Halki, Rodos Adası Tsunami	82
4.3.12 28 Şubat 1851 Fethiye Tsunami.....	82

4.3.13 3 Nisan 1851 Fethiye Körfezi Tsunami	82
4.3.14 23 Mayıs 1851 Fethiye Körfezi Tsunami.....	82
4.3.15 13 Şubat 1855 Fethiye Körfezi Tsunami.....	83
4.3.16 22 Mart 1863 Rodos Adası Tsunami.....	83
4.3.17 23 Nisan 1933 Kos Adası Tsunami	83
4.3.18 1991 İleryos Adası Tsunami.....	83
4.3.19 21 Temmuz 2017 Bodrum-Kos Tsunami	83
BÖLÜM BEŞ - SONUÇLAR	84
KAYNAKLAR.....	91

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Çalışma Alanını Gösteren Harita	2
Şekil 1.2 M.Ö. 479'dan M.S. 1956'ya kadar Yunanistan kıyılarını etkileyen tsunami kaynakları	6
Şekil 1.3 Yunanistan ve çevresindeki tsunami olaylarına neden olan depremlerin merkez üslerinin mekansal dağılımı ve tsunami olaylarından en sık etkilenen bölgeleri.	8
Şekil 1.4 Tsunami şiddetlerinin oluşum yerlerine göre coğrafi dağılımı.	9
Şekil 1.5 Ege ve çevresindeki tsunami oluşum bölgeleri.	9
Şekil 1.6 Doğu Akdeniz bölgesindeki bilinen tsunami oluşturan bölgelerin haritası.	12
Şekil 1.7 Tarihsel kaynaklardan tanımlanan tsunami bölgeleri ve ilgili tsunami potansiyeli sınıflandırmaları	16
Şekil 1.8 Türkiye'nin güneybatısında, Didim yakınlarında deniz kıyısından yaklaşık 60 m içeride mesafede yapılan paleotsunami hendeği.	17
Şekil 1.9 Tohoku tsunami olayının görüntüleri	20
Şekil 1.10 Dünya çapında oluşmuş M.Ö. 2000 - M.S. 2023 yılları arası oluşmuş tsunami olaylarının yer ve oluşum mekanizmalarını gösteren harita	22
Şekil 1.11 Tohoku (2011) Tsunami olayının Japonya'da yarattığı yıkıcı ve zararlı durumlar.	23
Şekil 1.12 Heyelan sonrası oluşan tsunami olayı ve tsunami dalgası yayılımını gösteren şema.	25
Şekil 1.13 Volkanik patlama sonucu oluşan tsunami dalgasının şematik görünümü.	26
Şekil 1.14 Tsunami dalga karakteristikleri	27
Şekil 1.15 Rüzgar oluşumu dalgalar ile tsunami oluşumu dalgalar arasındaki farklar.	29
Şekil 1.16 Tsunami dalga oluşumunun derinlik, hız ve dalga boyu açısından incelenmesi.	30
Şekil 1.17 Tsunami dalgasının kıyı ile etkileşimi.	32
Şekil 1.18 Tsunami meydana getirebilecek fay sistemleri.	34
Şekil 1.19 Yitim zonlarında deprem ile eş zamanlı meydana gelen tsunami oluşumunu anlatan üç boyutlu şema.	35
Şekil 1.20 Normal fayın ürettiği bir deprem ile meydana gelen tsunami olayının şematik görünümü.	36

Şekil 1.21 Kumsal ve kayalık sahilde oluşmuş paleo-tsunami tortul oluşumunu anlatan şema ve örnek fotoğrafı.....	39
Şekil 2.1 Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin ana neotektonik yapıları ve tektonik aktivitesini gösteren kabartma modeli.....	43
Şekil 2.2 Ege Denizi'nde meydana gelen büyüklüğü Mw 6 ve üzeri olan, aletsel dönem (1900-2023) deprem noktaları.....	46
Şekil 3.1 Tortul ve jeomorfolojik alan izlerinin sentezine ve tarih öncesi/tarihsel tsunami olaylarının sayısal simülasyonlarına dayalı olarak belirli bir bölge için tsunami tehlikelerini değerlendirmek için idealleştirilmiş bir yaklaşımı özetleyen şematik diyagram.	48
Şekil 3.2 GEBCO harita görüntüleyici üzerinden batimetrik verileri indirilmesine ait örnek.	49
Şekil 3.3 GEBCO'dan alınan batimetrik verilerin ArcGIS üzerinde yapılan kabartmalı yükseklik modeli.....	49
Şekil 3.4 EMODNet harita görüntüleyici üzerinden fay verisi indirilmesine ait örnek	50
Şekil 3.5 ARCGIS Online üzerinden kullanılabilen veri setlerinden bir örnek.	51
Şekil 3.6 Global Mapper üzerinde çizili fayları üç boyutlu görüntüleyicide açılmış hali..	51
Şekil 3.7 KRDAE'den alınan aletsel dönem deprem verilerine son erişimi gösteren internet sayfası	51
Şekil 4.1 Ege Denizi kıyılarında meydana gelen tarihsel tsunami olaylarının noktaları gösteren harita.	54
Şekil 4.2 Türkiye'nin Ege Denizi kıyılarında meydana gelen tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları.....	62
Şekil 4.3 Balıkesir ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası.....	65
Şekil 4.4 İzmir ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası.....	69
Şekil 4.5 3 Nisan 1881 Sakız Adası Tsunami olayının eş şiddet haritası.	72
Şekil 4.6 23 Temmuz 1949 Tsunami olayının eş şiddet haritası.	72
Şekil 4.7 9 Temmuz 1956 Amorgos tsunami olayının eş şiddet haritası	75
Şekil 4.8 Muğla ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası.....	79
Şekil 5.1 Ege Denizi'nin Türkiye kıyılarında tsunami oluşturabilecek bölgeler.....	87

TABLÖLAR LİSTESİ

Sayfa

Tablo 4. 1. Önerilen şiddet dereceleri ile Shuto, (1993) tarafından formülde sunulan H ve i miktarları arasındaki olası korelasyon	58
Tablo 4. 2. Çalışma alanında meydana gelmiş tarihsel ve aletsel dönem tsunami kataloğu.	61
Tablo 4. 3. Balıkesir ve çevresini kapsayan aktif faylar ve özellikleri	64
Tablo 4. 4. Balıkesir ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları	64
Tablo 4. 5. İzmir ve çevresini kapsayan aktif fayları ve özellikleri.	68
Tablo 4. 6. İzmir ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları.	69
Tablo 4. 7. Muğla ve çevresini kapsayan aktif faylar ve özellikleri	77
Tablo 4. 8. Muğla ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları	78

KISALTMALAR

AFAD	: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı
ALT11	: Altınok Ve Diğerleri, 2011
AMS10	: Ambraseys ve Synolakis, 2010
ANT79	: Antonopoulos, 1979
DVD21	: Doğan Ve Diğerleri, 2021
EUM14	: The Euro-Mediterranean Tsunami Catalogue, 2014
EMSC	: European-Mediterranean Seismological Centre
EMODNet	: European Marine Observation and Data Network
ESI07	: Environmental Seismic Intensity Scale, 2007
GEBCO	: General Bathymetric Chart of the Oceans
GFZ	: German Research Centre For Geoscience 2017
GVD19	: Gogou Ve Diğerleri, 2019
ITIC	: International Tsunami Information Center
IOC	: Intergovernmental Oceanographic Commission
KRDAE	: Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi Ve Deprem Araştırma Enstitüsü
MTA	: Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü
NEAMTWS	: Tsunami Early Warning And Mitigation System in The North-Eastern Atlantic, The Mediterranean And Connected Seas
NOA	: National Observatory of Athens
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
PAC84	: Papazachos ve Chalkis, 1984
SOL00	: Soloviev, 2000
USGS	: United States Geological Survey

SEMBOLLER LİSTESİ

λ	: Dalga periyodu
D	: Dalga boyu
C	: Dalga hızı
H	: Dalga Yüksekliği
M _w	: Deprem Moment Büyüklüğü
i	: Tsunami Şiddeti
logH	: Tsunami Dalga Yüksekliğini Logaritması

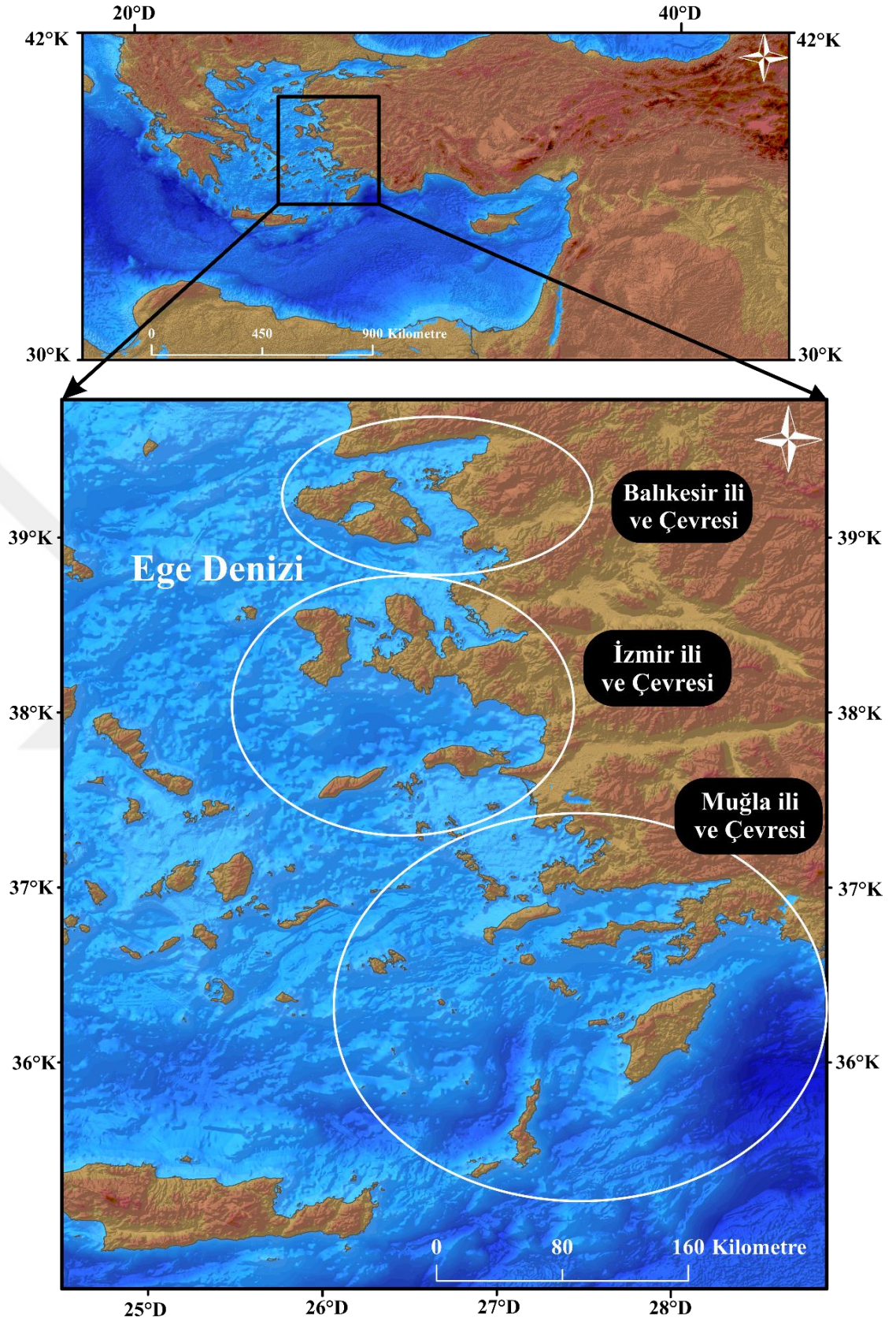


BÖLÜM BİR

GİRİŞ

Coğrafi konumu nedeniyle Türkiye, üç tarafını çevreleyen Karadeniz, Ege ve Akdeniz ile bir iç deniz olan Marmara denizinden kaynaklanan tsunami tehlikesi altındadır(Şekil 1.1). 1900 öncesi tarihsel deprem kayıtları bu dört denizde tsunami gelişimini belgelemekte ve son yıllarda yapılan tsunami modelleme çalışmaları bunu doğrulamaktadır. Uzunluğu 1600 km'ye varan Helenik dalma-batma zonunun (HDBZ) etkisi altında gelişen tarihi tsunami kayıtları, mega depremler (M_w 8 ve üzeri) olarak adlandırılan depremlerde tsunami olayları meydana geldiğini göstermektedir. Antik çağlardan beri Ege Denizi'nde Yunanistan ve Türkiye kıyıları çevresinde meydana geldiği güvenilir olarak bilinen büyük deprem kaynaklı tsunami kayıtları, burada meydana gelen depremlerin mekanizmaları ve odak derinlikleri hakkında son zamanlarda elde edilen güvenilir veriler ışığında değerlendirilmektedir.

Avrupa-Akdeniz bölgesi ölçeği boyunca, bir bölgeden diğerine değişen sıklıkta tsunami oluşumu belgelenmiştir. Akdeniz bölgesinde Avrasya ve Afrika litosfer levhalarının yakınsaması gibi aktif jeodinamik süreçler nedeniyle sismik aktivite yüksektir(Argus ve diğerleri, 1989; De Mets ve diğerleri., 2010; Papadopoulos, 2016). Okyanusal kabuğun dalması ve/veya çarpışması, aktif orojenik kuşaklar boyunca, yani batıdan doğuya, Cebelitarık Yayı, Kalabriya Yayı, Helen Yayı ve Kıbrıs Yayı boyunca gerçekleşir. Arap levhası gibi bitişik levhaların ve Anadolu "mikro levhası" gibi daha küçük kabuk bloklarının dönüşüm sınırları boyunca devam eden hareket, aktif Akdeniz jeodinamiğine ve sonuçta ortaya çıkan jeolojik süreçlere daha fazla karmaşıklık katmaktadır(Masle ve Masle, 2012; Papadopoulos, 2016).



Şekil 1. 1. Çalışma alanını gösteren harita(Batimetrik ve topoğrafya verileri Okyanusların Genel Batimetrik Çizelgeleri'nden elde edilmiştir).

Doğu Akdeniz tsunami olayları çoğunlukla Ege Denizi ve çevresindeki depremlerle ilişkili olarak meydana gelmiştir(Calvi, 1941; Ambraseys, 1960, 1962; Antonopoulos, 1978; Poirier ve Taher, 1980; Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Papazachos vd., 1985; Papadopoulos; 1993, Altınok ve Ersoy, 2000). Bunların bir kısmının Türkiye kıyılarında meydana geldiği göz önünde bulundurulduğunda, çok sık aralıklı depremlerin meydana geldiği Türkiye, jeotektonik yapısı ve sahip olduğu 8333 kilometre kıyı şeridi boyunca birlikte olmuş ve oluşacak olan tsunami olaylarına elverişli olduğu açık şekilde görülmektedir. Türkiye ve çevresinde deprem kaynaklı tsunami olaylarının meydana geldiği ve bunların büyük maddi kayıplara neden olduğu tarihi belgelerden anlaşılmaktadır(Birand, 1944; Soysal ve diğerleri, 1981-1985; Kuran ve Yalçın, 1993; Altınok ve Ersoy, 1996-1997; Altınok ve Ersoy, 2000).

2017 Bodrum-Kos ve 2020 Sisam Adası tsunami olayları, tarihi dönemlerde Ege Denizi'ndeki depremlerden kaynaklanan tsunami olaylarının ne zaman, hangi aralıklarla, nerede ve ne şiddette oluşabileceği sorularını gündeme getirmiştir. Bu tez çalışmasının amacını gerçekleştirebilmek için bu sorulara cevap bulabilmek amacıyla mevcut tüm birincil kaynaklar yeniden taranmış ve Ege kıyıları için tarihsel tsunami kataloğu oluşturulmuştur.

Tsunami biliminin alt konuları üzerine çok sayıda literatüre ulaşılabilirken, Ege Denizi'nde tsunami olayları üzerine yeterli sayıda literatür bulunmaması, bu tez içerisinde amaçlanan ana düşünce, son yıllardaki tarihsel ve güncel tsunami araştırmalarından elde edilen bir literatür taraması ve bu literatür taramasına dayalı tsunami şiddet haritası oluşturarak tsunami hakkında yer bilimsel bir bakış açısıyla kapsamlı bir yaklaşım olarak belirlenmiştir. Tarihsel tsunami kataloglarının ve çalışmalarının birbirleri arasındaki ilişkileri nicel ve niteliksel bir biçimde sentezlenerek ortaya çıkarılmıştır. BÖLÜM BİR'de önceki zamanlardan bugüne bilim insanlarının bölgedeki çalışmaları ve tsunami, tsunami oluşum mekanizmaları, tsunami temel dalga özelliklerinden başlayarak, tsunami dalga yayılımının temel fiziksel özellikleri ve kıyı ile etkileşimi ele alınmaktadır. BÖLÜM İKİ'de, bölgenin jeotektonik yapısı hakkında genel ve bölgesel bilgiler verilmektedir. BÖLÜM ÜÇ'te kullanılan metodoloji sırasıyla değinilmekte olup, kullanılan kaynaklar ve yöntemler aşama aşama verilmektedir. BÖLÜM DÖRT'te, tarihsel tsunami kataloglarından derlenen, bu tez çalışmasının ana kataloğu olan bir bölgesel tsunami şiddet kataloğu ve bu kataloglardan elde edilen tsunami olayından etkilenen Ege Denizi kıyılarının antik ve tarihsel kayıtlarıyla ilişkili deprem ve tsunami süreçleri hakkında sayısal ve

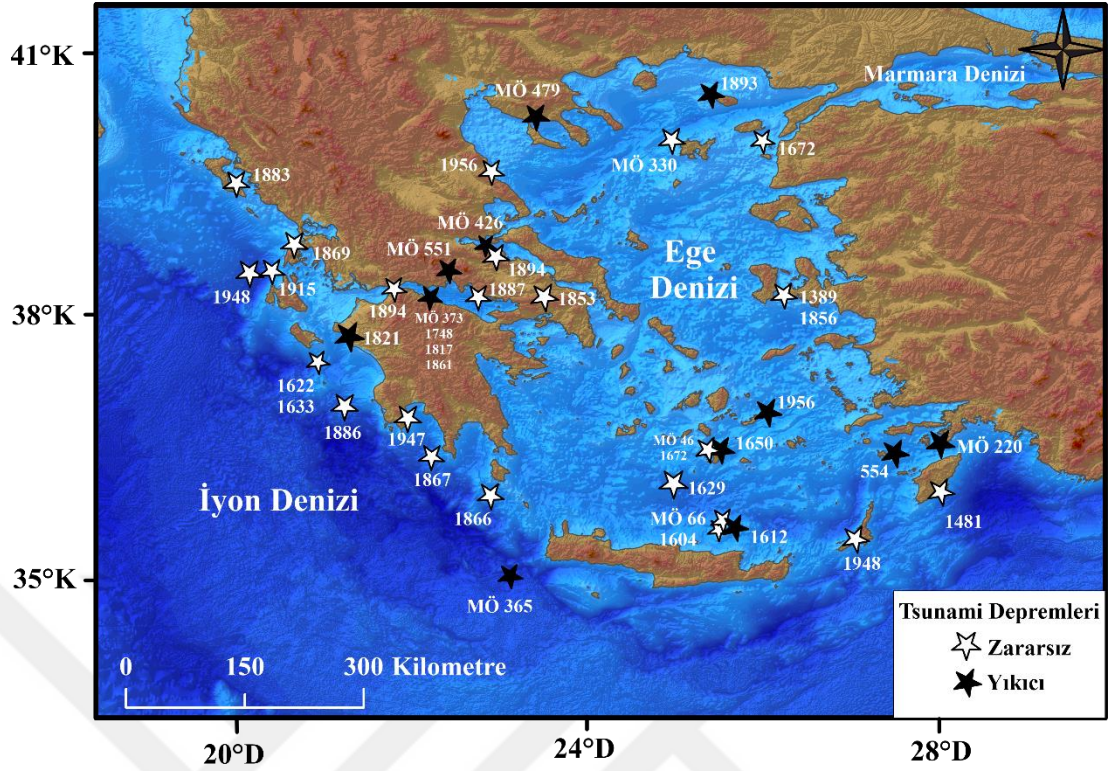
sözel veriler sunulmaktadır. Bu tez çalışmasındaki belirlenen ana odak olarak, tarihsel tsunami olaylarının meydana gelme periyotları, deprem kaynaklı tsunami olaylarının hangi depremler ile ilişkili olduğu, bu depremlerin üreten deniz ve kara aktif fayları ve bu fayların tsunami oluşturma mekanizmalarındaki önemi ve deprem üretme periyotları hakkında kısa bir inceleme, sonuç ve yorum elde etmek üzere tablolar eklenmiştir. Sonuç ve tartışma bölümü olarak hazırlanan BÖLÜM BEŞ'te, bu tez çalışmasının odaklarının çıkarımları ve yorumları, niteliksel veri ile birlikte modelleme tekniklerinin kombinasyonunun, yerel ölçekte tsunami kaynaklarının türetilmesi ve tsunami tehlikelerinin güncel ve geçmişe dayalı değerlendirilmesinin iyileştirilmesine nasıl katkıda bulunabileceği sentezlenerek tsunami biliminde güncel araştırmalar için önerilerde bulunmaktadır.

1.1 Önceki Çalışmalar

Ersoy (2005), “Mitolojiye inanır mısınız bilmem ama yeryüzünde söylencelerin, destanların büyük bir kısmı geçmişte gerçekten olmuş doğal afetlere dayanmaktadır. Bu öykülerin önemli bir kısmı da su baskınları üzerinedir. Nuh Tufanı, Atlantis ve Gılgamış destanı gibi daha birçok öykü hep suların gücüyle ilgilidir. Yunan mitolojisinde depremleri ve tsunami olaylarını oluşturan insan biçimli tanrı Poseidon (Roma tanrısı olarak Neptün) öfkelenince deprem ve dev deniz dalgaları oluşturan bir tanrıdır. Bu söylencelerden birine göre (Yunan mitolojisi), Atinalıların kralı Theseus'un, Hippolytus adında yakışıklı bir oğlu vardır. Theseus'un karısı Phaedra, Hippolytus'a aşık olur, fakat aşkına karşılık bulamaz. Hippolytus'un onu reddetmesi üzerine Phaedra Hippolytus'un kendisine tecavüz ettiğini söyleyen bir mektup bırakarak kendini asar. Theseus, Phaedra'nın ölümünden etkilenip Hippolytus'un suçlu olduğuna inanır. Hippolytus savaş arabasını taşlık deniz kıyısında sürerken dev bir deniz dalgası (tsunami) onun üzerine gelir ve kıyıyı sular altında bırakır. Dalga çekildikten sonra Hippolytus'un parçalanmış cesedi bulunur. Hippolytus'un ölü bedeni sonunda gerçeği geç de olsa öğrenen Theseus'a götürülür. Phaedra ve Hippolytus'un efsanesindeki dalgaın Santorini volkanının M.Ö. 1600'lerde harekete geçmesinden kaynaklanan tsunami olduğuna inanılmaktadır. Şu anda adı Thera olan bu volkanik ada, Akdeniz'de Girit'in kuzeydoğusundadır. Günümüzden 3600 önceki bu katalizmik hareketlenme (geçmişte kaydedilen en kuvvetli volkanik hareketlenme) Girit'teki Minoan medeniyetinin yok olmasında büyük rol oynamıştır. Volkanik hareketleme yüzünden meydana gelen deniz dalgaları Girit'e yakın kıyıları ve tarımsal alanları sular altında bırakmıştır. Doğu Akdenizdeki kıyısal düz arazilerin çoğu da sular altında kalmıştır. Hatta bu dev dalgalar

birkaç saat içinde Mısır kıyılarını bile vurmuştur. Efsanevi mitolojik ülke Atlantis'in sular altında kalması ile ünlenen Deucalion ve karısı Pyrrha hakkındaki söylencedeki su baskınlarının nedeni de bu dalgalarla açıklanabilir.” şeklinde tarihsel tsunami olgularından bahsederken;

Galanopoulos (1960)’a göre, 600-1958 yıllarını kapsayan bir dönemde Yunanistan kıyılarında tsunami olaylarına karşılık gelen 41 depremden sadece 16’sının ciddi hasar veren veya yıkıcı tsunami olayları oluşturmuştur(Şekil 1.2). Bu sayı, Mercalli-Sieberg ölçeğine göre 6’dan büyük ile bilinen 613 depremle veya aynı dönemde oluşmuş 8’den büyük 281 depremle karşılaştırıldığında oran sırasıyla 1/15 ve 1/18’dir. 1801-1958 döneminde ise büyüklüğü 6’dan fazla 482 ve 8’den fazla 170 deprem arasında tsunami oluşturan depremlerin sayısı 20’dir ve bu tsunami olaylarının 6’sı yıkıcıdır. Bu periyodun oranı sırasıyla 1/24 ve 1/28’dir. Tüm bilgiler ışığında son periyodun sıklığı tüm tsunami olayları yılda 1/8 ve yıkıcı olanlar için yılda 1/26’dır. Çalışmacının sunduğu istatistiklere göre, Yunanistan kıyılarındaki sismik deniz dalgalarının uyarı servisi kurulmasını gerektirecek kadar ciddi bir tehlike oluşturmaz ve Ege Denizi’ndeki tsunami olaylarını başlatan etken maddenin olumlu bir kanıtı yoktur. Bununla birlikte, Saros Çukuru ve Girit derin oluğu yakınında tsunami olaylarını yaratan depremlerin meydana gelmesi ve özellikle birkaç saat sonra, ana şok tarafından başlatılanlarla aynı genliğe sahip sismik deniz dalgaları küçük artçı şoklarının başlaması kendi açıklamasını desteklemekte olduğunu belirten çalışmacı, bu tsunami olaylarının oluşumu, denizaltı bloklarının yer değiştirmesinden veya yer sarsıntısıyla doğrudan bağlantılı diğer herhangi bir faktörden daha çok denizaltı patlamalarından kaynaklanmakta olduğunu ileri sürmüştür.



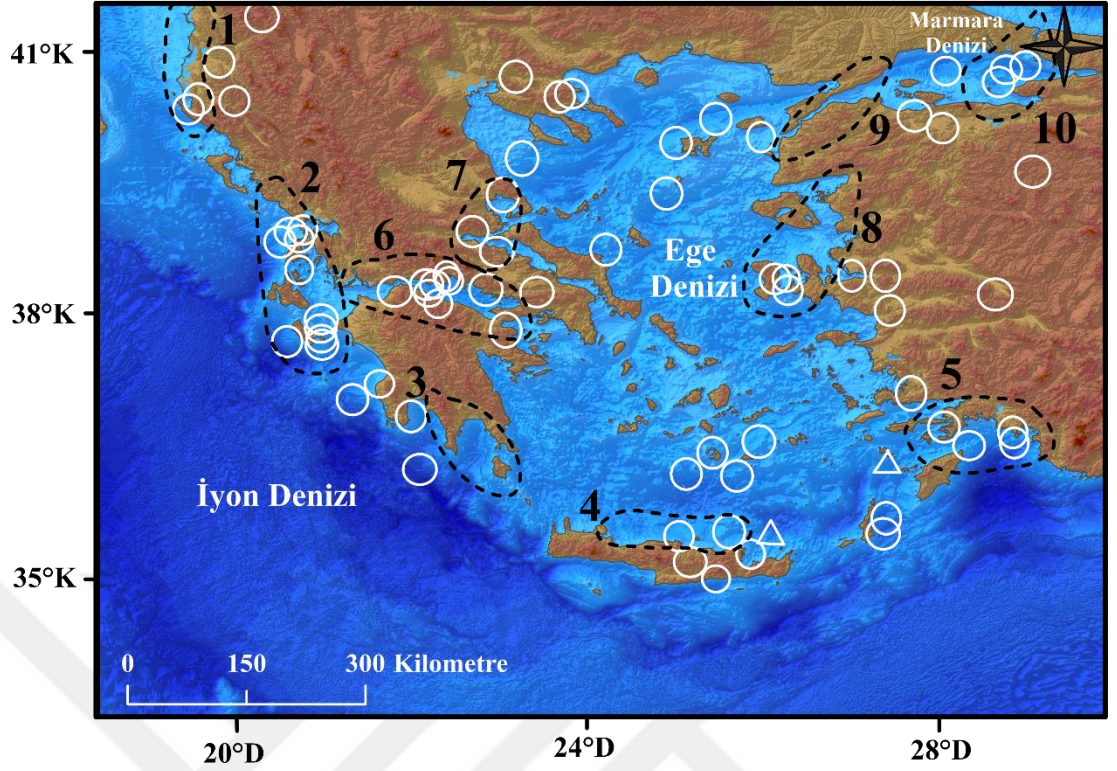
Şekil 1. 2. M.Ö. 479'dan M.S. 1956'ya kadar Yunanistan kıyılarını etkileyen tsunami kaynakları(Galanapoulos, 1960'tan çevrilmiştir).

Antonopoulos (1979)'e göre tsunami olaylarının çoğu Yunanistan, Arnavutluk, Güney Yugoslavya, Türkiye, Suriye ve İsrail kıyılarında meydana gelmiştir. Yunanistan'ın batı kıyısı, Girit ve Rodos'tan itibaren Türkiye'nin güney kıyılarına kadar uzanan büyük eşlenik fay sisteminin bu bölgedeki depremlerden ve Doğu Akdeniz'deki tsunami olaylarının çoğundan sorumlu olduğuna şüphe yoktur.

Antonopoulos (1980)'e göre, tsunami olaylarının kıyılarımızdaki etkisi, yani depremlerin, denizin dibinde veya kıyıda meydana gelen ani heyelanların ve çok nadiren de denizaltı volkanlarının püskürmesinin neden olduğu deniz dalgalarının etkisi uzmanlar arasında bile tam olarak bilinmediği ve bu depremlerin volkanik patlamalar ve sismik deniz dalgaları hakkında çok miktarda bilgi içermekte olduğundan dolayı Doğu Akdeniz'de İsa'nın Doğumundan M.S. 500 yılına kadar 31-44 K boylamları ve 18-36 D enlemleri arasında, Karadeniz ve Adriyatik Denizi'nin İtalya kıyıları hariç, sismik deniz dalgalarının etkinliğine ilişkin araştırmalardan elde edilen verilere göre uzun bir hasar veren sismik deniz dalgaları (tsunami) geçmişti vardır, ancak bunların yerel olarak üretilen büyük bir kısmı küçüktür ve enerjilerinin Yunan Takımadalarının birçok adasıyla sınırlıdır. Çalışmacı bunların bazılarının kıyılara ciddi bir zarar vermemiş

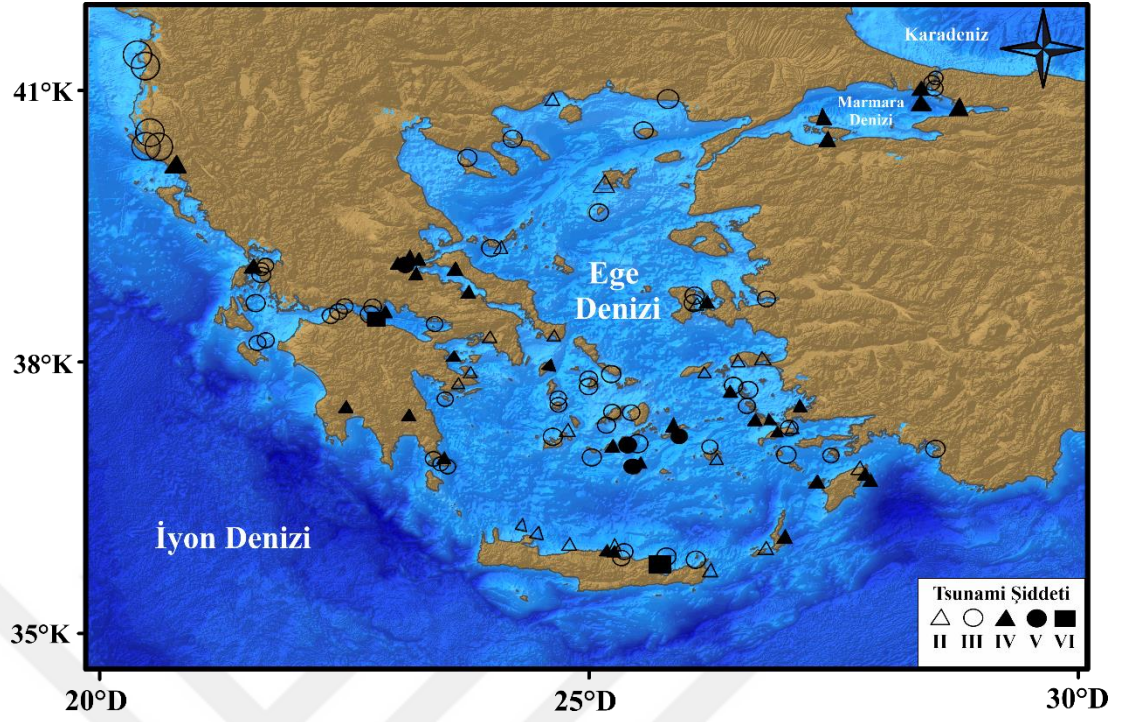
olduğunu, bazılarının oldukça şiddetli ve çok sayıda can ve mal kaybına sebep olduğunu belirtmiştir.

Papadopoulos ve Chalkis (1984) çalışmasında tehlikenin orta veya yüksek olarak önerilebileceği on ayrı kıyı bölgesi şeklinde tanımlamıştır(Şekil 1.3). Çalışmacılar, meydana gelen depremlerin sadece 33'ünün sismik deniz dalgaları (tsunami) oluşturduğunu ve tsunami oluşturan deprem oranının 1/4 civarında olduğunu; Mw 6.5 ve üzeri büyüklüğündeki depremler için sismik verilerin büyük olasılıkla eksiksiz olduğu 1800-1981 döneminde ise meydana gelen 130 depremden 34'üne tsunami olaylarının eşlik ettiğini ve bu durumda oranın da 1/4 civarında olduğunu belirtmişlerdir. Tarihsel kaynakların yanı sıra son resmi raporlardan, dönem boyunca (M.Ö. 1410-1981) zarar verici veya yıkıcı tsunami olaylarının sayısının 22 olduğu, 17'sinin deprem sonrası tsunami olaylarını izlediği; dolayısıyla oranın 1/15 olduğunu sonucuna varılmıştır. Söz konusu bölgenin çeşitli kıyı alanlarında gözlemlenen tsunami olaylarının toplam sayısı (t) ve zararlı veya yıkıcı olanların sayısı (z) niteliksel ölçüt olarak dikkate alındığında, en çok etkilenen Ege kıyılarının; 4'ünün zararlı ve yıkıcı etkisinin olduğu 15 adet tsunami olayı ile Girit'in kuzey bölgesi, 3'ü zararlı ve yıkıcı etkiye sahip 11 adet tsunami olduğu Türkiye ve Oniki Ada'nın güneybatı kıyıları ve bu oranın 1/10 olduğu doğu Ege Denizi şeklinde ayırt edilebildiğini vurgulamışlardır(Şekil 1.3).

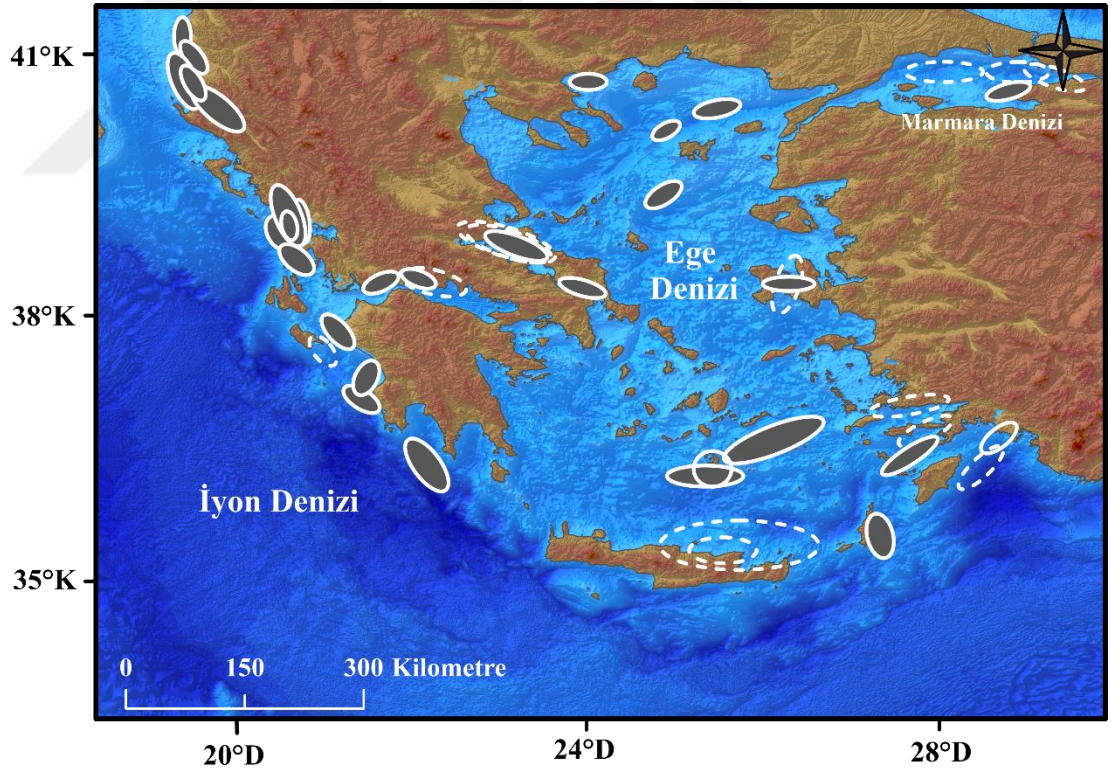


Şekil 1. 3. Yunanistan ve çevresindeki tsunami olaylarına neden olan depremlerin merkez üslerinin mekansal dağılımı ve tsunami olaylarından en sık etkilenen bölgeleri(Papadopoulos ve Chalkis, 1984'ten çevrilmiştir. Kesikli çizgili alanlar, 1; Arnavutluk Sahili, 2; İyon Denizi; 3, Güney Peloponnesus, 4; Kuzey Girit, 5; Türkiye'nin güneybatı sahili and Dodecanese 6; Korint ve Patras Körfezi, 7; Kuzey Euboean Maliac and Pagasitikos Körfezi, 8; Doğu Ege Denizi, 9; Dardanelia Strait, 10; Marmara Denizi).

Papazachos ve diğerleri (1986)'ya göre, felaket niteliğindeki tsunami olaylarının ana nedeninin, Richter büyüklüğünde 7.0 veya daha büyük deniz altı sıg odaklı depremlerin olması muhtemeldir(Şekil 1.4 ve 1.5). Çalışmacılara göre bu tür depremlerin tümünün tsunami üretmediğini ve muhtemelen deniz tabanının dikey yer değiştirmeleriyle ilişkili olan oluşum mekanizmasının şüphesiz olaydan olaya farklılık gösterdiğini belirtmişlerdir.



Şekil 1. 4. Tsunami şiddetlerinin oluşum yerlerine göre coğrafi dağılımı(Papazachos vd., 1986'dan çevrilmiştir).



Şekil 1. 5. Ege ve çevresindeki tsunami oluşum bölgeleri(Papazachos vd., 1986'dan çevrilmiştir. Koyu gri elipsler, son dört yüzyıl boyunca meydana gelen şiddeti > 3 olan tsunami alanlarını, kesikli elipsler önceki tarihsel tsunami bölgelerini temsil etmektedir).

Soloviev (1990)'a göre, Akdeniz'de bilinen 300 tsunami olayı ve benzeri olayların bir listesi verilmiş ve tsunami tekrarlanma periyoduna ve maksimum yoğunluğuna göre dört gruba entegre edilebilecek on sekiz tsunami uyarma ve oluşum bölgesi tanımlanmıştır. En güçlü tsunami olayları Ege Denizi ile Helenik, Kalabriyan ada yaylarında oluşmaktadır. Akdeniz'deki deprem kaynaklı tsunami olaylarının odak derinliği ortalama olarak Pasifik'tekinden daha az ve büyüklüğü daha düşük olduğunu vurgulayan çalışmacı, çıkarım ve tahminlere göre, Akdeniz tsunami olayları, Pasifik Okyanusu'ndakilere göre mesafeyle daha hızlı sönümlendiğini belirtmiştir. Listelenen yaklaşık 300 olayın %75'i depremlerden, %2'si volkanik patlamalardan, %2'si toprak kaymalarından kaynaklandığını ve geri kalan %21'lik uzun süreli deniz seviyesindeki dalgalanmaları olduğu şeklinde belirtmiştir. Çalışmacı tsunami tekrarlanma periyodunu ve maksimum şiddet değerini Akdeniz ölçeğinde; (1) Ege Denizi, batı Yunanistan ve Calabria yayı için 10 yıl ve 6 şiddeti; (2) Kuzey Yunanistan, doğu Yunanistan, Küçük Asya, Helenik yay, Kıbrıs, Arnavutluk, Dalmaçya kıyısı ve muhtemelen Ligurya Denizi için 20-25 yıl ve 3-6 arası şiddeti, (3) Doğu İtalya, batı İtalya ve Afrika için 50 yıl ve 3-6 şiddeti, (4) Marmara Denizi, Yakın Doğu ve İspanya için 100 yıl ve 3-5 şiddeti olacak şekilde bölgelere ayırmıştır. Akdeniz'deki tsunami olayları, büyüklüğü Mw 7.2 civarı olan Pasifik Okyanus depremlerine kıyasla ortalama büyüklüğü Mw 6,80 civarı küçük depremlerle üretilebilir ve depremin büyüklüğünün belirlendiği yüzey sismik dalgalarını harekete geçirme yeteneğinin, deprem odağının derinliği ile azaldığını söyleyen çalışmacı, Pasifik'te, bir tsunami alarmı ilan etmek için ortalama bir deprem büyüklük değerinin Mw 7 olmasına karşılık, Akdeniz'de tsunami uyarı servisi kurulması durumunda deprem büyüklük eşik değerinin yaklaşık 6,5 olarak alınması gerektiğini vurgulamaktadır. Akdeniz tsunami etki alanının, Pasifik tsunami alanından önemli ölçüde daha az olduğunu, Akdeniz kıyıları için uzun vadeli bir tsunami tehlikesi tahmini henüz mevcut olmadığını belirtmiştir.

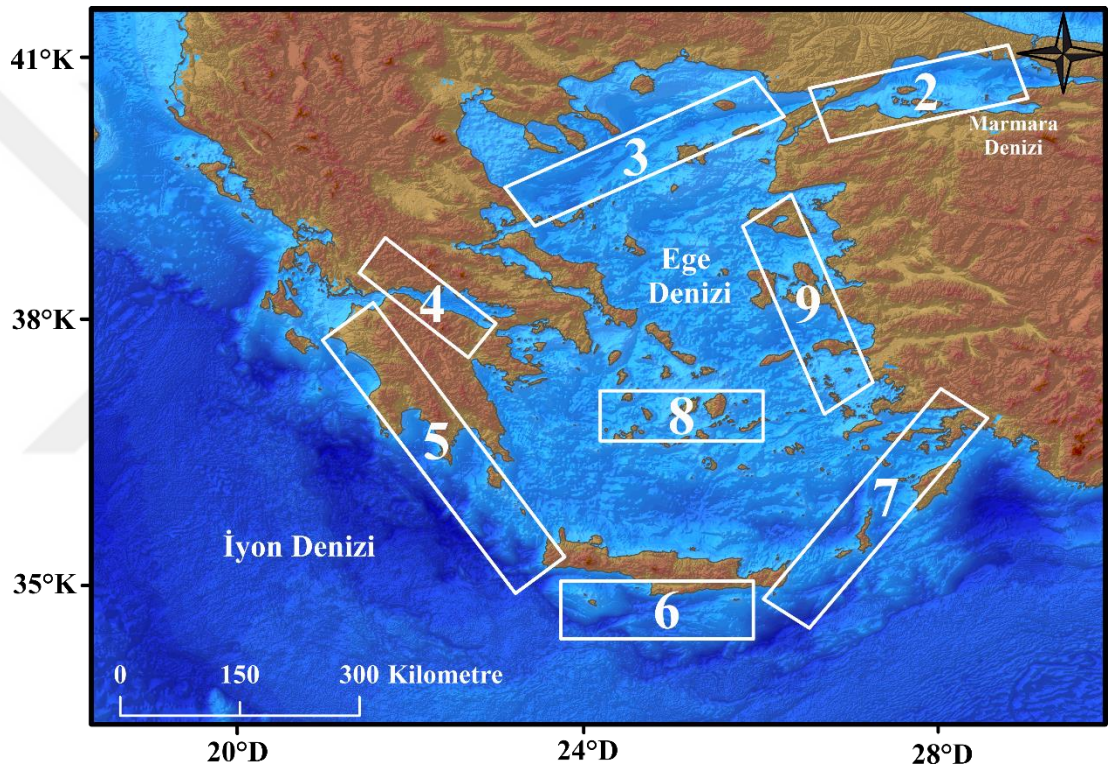
Papazachos ve Dimitriu (1991)'e göre Antik çağlardan beri Yunanistan ve çevresinde meydana geldiği güvenilir olarak bilinen büyük deprem kaynaklı tsunami olayları, burada meydana gelen depremlerin (bahsedilen deprem verileri, 1962-1986 arası) mekanizmaları ve odak derinlikleri hakkında son zamanlarda elde edilen güvenilir veriler ışığında, en yıkıcı tsunami olaylarının, (tahmini) maksimum tsunami şiddeti ile deprem parametreleri (mekanizma ve odak derinliği) arasındaki ilişki incelendiğinde, sık normal faylanma nedeniyle depremlerin meydana geldiği Korint Körfezi'nin batısı, Malya Körfezi ve güney Ege Denizi gibi bölgelerde

meydana geldiği ortaya çıkmıştır. Diğer büyük tsunami oluşturan depremlerin, sığ itme depremleriyle karakterize edilen Helenik yayın dışbükey tarafı boyunca oluşmuştur. Çalışmacılar, tsunami oluşma olasılığı yüksek olan Korint ve Malya Körfezleri ile güney Ege bölgesi bölgelerine dikkat çekerken, en büyük tehdidin, Doğu Akdeniz kıyılarını harap eden ve binlerce can alan M.S. 365'teki büyük tsunami üreten volkanizma ve kaynağının Girit'in güneyinde, Afrika levhasının Avrasya Levhası'nın altına girdiği Helen çukurunun altında bulunduğunu ve tekrarlanma süresinin yaklaşık 1000 yıl olduğunu tahmin etmişlerdir.

Altınok ve Ersoy (2000)'e göre, Türkiye kıyılarında veya yakınlarında meydana gelen ve Türkiye kıyılarını etkilediğine inanılan M.Ö. 1410-100 ile M.S. 1999 yılları arasında Türkiye kıyıları olarak İzmir Körfezi ve çevresi, Fethiye Körfezi çevresi ve ayrıca İskenderun Körfez ve çevresinde 90'ın üzerinde tsunami meydana geldiği gözlemlenmiştir. Çalışmacılar tarihi belgeler incelendiğinde tsunami olayları ile ilgili verilerin yetersiz olduğuna dikkat çekmişlerdir. Bu verilerden, hakkında en fazla bilgiye sahip olunan tsunami kayıtları, Marmara Denizi'nde 1509, 1894, 1963, 1999 İstanbul Depremleri ile, 1939 Depremi Fatsa Tsunami ve 1968 Bartın Depremi Amasra Tsunami ile ilişkilidir. Ayrıca, Türkiye ve çevresindeki tsunami olayları gerçek bir tehdit oluşturduğuna dikkat çeken yazarlar, bu bölgelerdeki tsunami olaylarını belgelemek için daha kapsamlı tarihsel araştırmalar yapılmasını, bilgilerin bir katalog veya deprem-tsunami veri tabanının düzenlenmesi gereğine dikkat çekmektedirler.

Yolsal ve diğerleri (2007)'e göre, Tsunami oluşum bölgelerini daha iyi bir resmini elde etmek için Doğu Akdeniz bölgesindeki tarihsel tsunami kayıtları ve tsunami yayılımı, Helenik ve Kıbrıs yayları ve Levanten havzasına özel dikkat gösterilerek sentezlenir(Şekil 1.6). Çalışmacılar bölgedeki tsunami oluşumunun tarihsel verilerini analiz ederek ve mevcut sismik aktivite ve levha etkileşimleri ile karşılaştırarak, Kıbrıs ve Helen yaylarında bildirilen potansiyel ve tarihsel tsunami olaylarının sayısal simülasyonları, doğrusal olmayan sığ su teorisi bağlamında vaka çalışmaları olarak gerçekleştirerek tsunami dalga yükseklikleri ve dağılım fonksiyonlarını, 11 Mayıs 1222'deki Kıbrıs Baf depremi ve 8 Ağustos 1303'teki Girit depremi için, tsunami yayılımının özelliklerini ve kıyı topografyasının ve kıyıya yakın büyütmenin etkilerini gösteren açıklayıcı örnekler olarak hesaplamışlardır. Çalışmacılara göre, Doğu Akdeniz'de yaklaşık 150-200 yıllık görünür bir tekrarlama aralığını yansıtan yaklaşık bir düzine kadar güçlü tsunami olayı vardır ve bunlar esas olarak ya Helenik yayın sismojenik bölgeleri,

Korint Körfezi, orta Yunanistan, Marmara Denizi, GB Karadeniz, GB Kıbrıs, Ölü Deniz fayı ve Levanten havzası veya Santorini aktif volkanik kompleksi ve Doğu Akdeniz'in deniz dağları ile ilişkilidir. Öte yandan, doğu Helenik yayındaki zarar verici tarihsel tsunami olaylarından bazıları (örneğin 1303 ve 1481), Kıbrıs-Levanten ve Nil Deltası bölgelerinin kıyı düzlüklerine dikkat çeken çalışmacılar, bu tür depremlerin ve ilişkili tsunami olayları meydana gelme olasılığı nispeten düşük olduğunu, ancak teorik varış süreleri (yani hesaplanan seyahat süreleri) ve tsunami tırmanma yüksekliği dağılımları, bölgedeki tsunami tehlikesini değerlendirmek için yararlı olduğunu vurgulamaktadırlar.



Şekil 1. 6. Doğu Akdeniz bölgesindeki bilinen tsunami oluşturan bölgelerin haritası(Yolsal vd., 2007'den derlenmiştir. Numaralı dikdörtgen kutular bölgeleri ifade etmektedir: 2, Marmara Denizi; 3, Kuzey Ege Çukuru; 4, Korint Körfezi; 5, Batı Helenik Yay; 6, Güney Girit; 7, Doğu Helenik yay; 8, Kiklad Adaları; 9, Seferihisar-Kuşadası, Batı Türkiye).

Altınok (2011)'e göre, Düz ve geniş kumsallarla karakterize edilen açık deniz altyapıları, kıyı yerleşimleri ve tesisleri, daha yüksek tsunami riskine eğilimlidir. Güney Ege Denizi'ndeki Doğu Ege Yay ve hendek sistemi ile Marmara Denizi'ndeki Kuzey Anadolu fay sistemi, hem oluşum sayısı hem de yoğunlukları açısından bölgedeki en yüksek tsunami oluşturma potansiyellerini oluşturmaktadır. Doğu Akdeniz'deki birçok kıyı yerleşimi, geçmişte denizaltı

depremleri ve volkanik patlamaların neden olduğu büyük ve yıkıcı tsunami olaylarıyla sarsıldığını belirten çalışmacı, Ege-Kıbrıs Yayının yüksek depremselliği göz önüne alındığında, depreme bağlı eğim kaymaları da güçlü tsunami olayları için makul bir tetikleme mekanizması oluşturduğunu ve bu mekanizmanın, yani tsunami olayının tekrarlama periyodunu 35–65 yıl, 90–110 yıl civarında olduğunu belirtir.

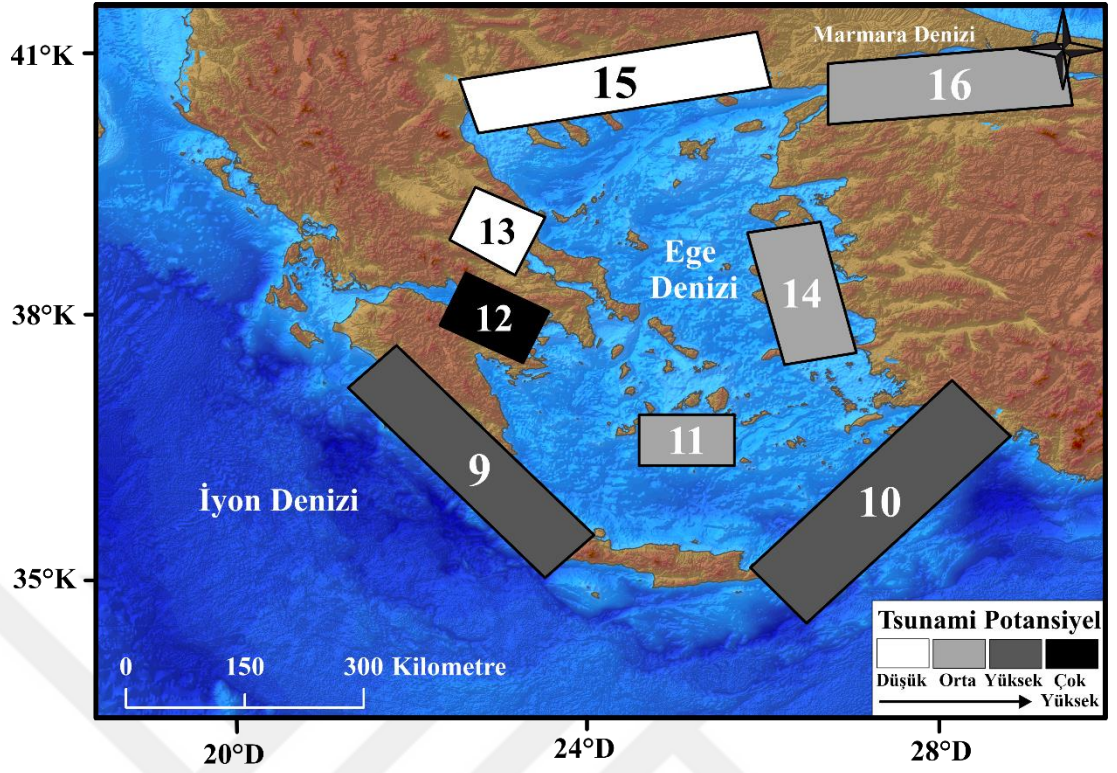
Altınok ve diğerleri (2011)’e göre, 7 Mart 1867 ve 6 Ekim 1944 tarihlerinde meydana gelen iki ayrı deprem boyunca, KD Ege Denizi, Edremit Körfezi civarında meydana gelen tsunami olayları ele alındığında ilk olay ($M_w = 6.8$) en çok Midilli Adası'nda Midilli kentini etkilerken, ikinci Edremit Körfezi-Ayvacık depremi ($M_w = 6.8$) büyük ölçüde Edremit Körfezi'nin kuzey ve doğu kıyı bölgelerini etkilemiştir. 1944 depreminde çok sayıda yüzey çatlakları ve su fışkırmaları bildirilmiştir. Doğudaki Ayvalık ilçesinin kıyı mahalleleri tsunami dalgaları tarafından sular altında kalmıştır. Karada gözlenen ana fayın BGB uzanımında günümüz atım vektörlerine paralel olarak kuzey kıyıya yakın ve yarı paralel bazı normal-oblik faylar gözlenmiştir. Çalışmacıya göre, Edremit Körfezi'nde tanımlanan faylar, doğu kıyılarında etkili olabilecek tsunami depremlerini tetikleyebilecek tek unsurdur. Edremit Körfezi ana geçidine 23 km uzaklıktaki Ayvalık ilçesinde gözlenen tsunami dalgaları, ana şok sırasında güney bloğun dikey hareketinden de kaynaklanmış olabileceğini vurgulayan çalışmacı, Edremit Körfezi-Ayvacık depremi Ayvalık kıyılarında önemli deniz dalgalarına neden olduğunu ve bu nedenle tsunami kataloglarında dikkate alınması gerektiğini belirtmiştir.

Ebeling ve diğerleri (2012)’e göre, Doğu Akdeniz'deki bazı depremler tsunami oluşturan depremlerdir ve bu tsunami olayları, Türkiye'nin güneybatısındaki Fethiye Körfezi kıyı bölgesini etkilemiştir. Rodos Geçidi boyunca uzanan Dalaman deltası sahilinin alçak kıyı bölgelerinde yakın zamanda yapılan paleotsunami çalışması olan hendek açma araştırmaları; tsunami tortusu taşınımı, çökeltileri ve jeolojik kayıtlardaki doğası, sedimanter özelliklerin yorumlanmasına ek olarak, deniz kaynaklı organik maddeler, jeokimyasal özellikler, deniz kaynaklı biyo-belirteçlerin kantitatif miktarları ve deterministik oranlar üzerinde farklı biyojeokimyasal veriler ışığında yapılarak, 1303, 1481 ve 1741 tarihi depremlerinin bir sonucu olarak üç olası tsunami etkisini ortaya çıkarmıştır. Çalışmacılar biyo-belirteçlerin tsunami ve paleotsunami araştırmalarındaki açık soruları yanıtlamak için kullanılabileceğini vurgulamışlardır. 24 Nisan 1957'deki doğrultu kayması olayı için yapılan simülasyonlar su

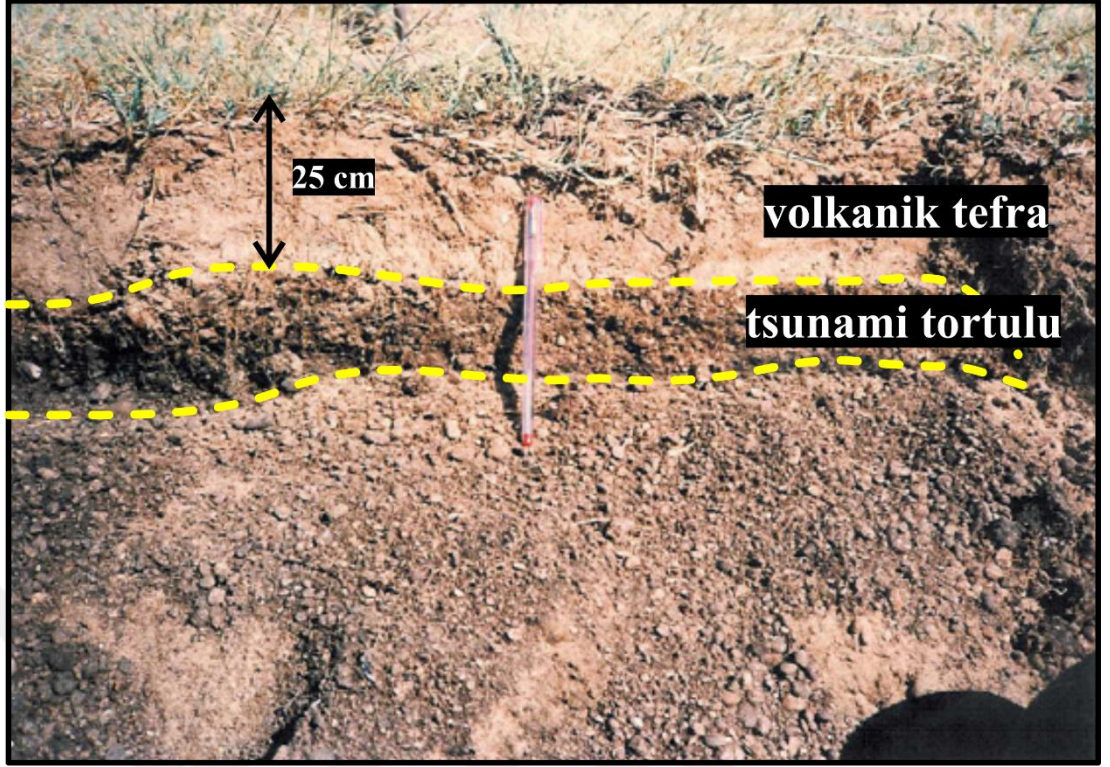
baskını öngörmezken, 25 Nisan 1957'deki itme olayı Rodos çevresinde 50 cm'ye kadar ulaşan akıntılar üretebiliyor olmasına rağmen, bu olayla ilgili bir tsunami kaydı olmadığını belirten çalışmacılar, Güney Ege Denizi'nde gözlemlenen tarihsel tsunami olaylarının, ilgili depremlerin tetiklediği denizaltı heyelanlarından kaynaklandığı sonucuna varmışlardır. Bu sonuç Okal ve diğerleri (2009) tarafından, 1956 Amorgos depremi durumunda, ana şokun ardından kosismik olarak tetiklenen su altı çökmelerinden kaynaklanarak sonuçlandığını ve bu dört olayın ve Amorgos olayının Ege Denizi'nde son 100 yılda meydana gelen en büyük depremler olsa da, kendi başlarına yakın kıyı şeritleri için önemli tehlike oluşturan tsunami olayları oluşturmayacağını belirtmesine dayandırılarak 1303 Güneydoğu Ege depremi gibi kesin bir doğrudan tsunami potansiyeline sahip büyük olayların nadir fakat belgelenmiş olması, kontrol süreçlerinin ayrıntılı olarak anlaşılmasının yetersiz olduğu, depremle tetiklenen denizaltı heyelanlarının önemli bir bölgesel tehlike kaynağı olarak görülmesi ve yerel nüfus ile karar vericilerin bunlar hakkında eğitilmesi gerektiğini bildirmiştir.

Papadopoulos ve diğerleri (2014)'e göre, Akdeniz bölgesindeki tsunami olaylarının kökeni ve Marmara Denizi, Karadeniz ve KD Atlantik Okyanusu'ndaki GB İberya Kenarı dahil olmak üzere bağlantılı denizler, bölgenin jeolojik ve sismotektonik ortamları kapsamında bakıldığında, çeşitli havzalarda güçlü tsunami olaylarının ortalama tekrarı büyük farklılıklar göstermekte olup en yüksek olay sıklığı (1/96 yıl) Doğu Akdeniz havzasında gözlenmektedir. Çalışmacılar tarihsel olayların çoğunda sismik kaynağının hangisi olduğu ve tsunaminin sismik kaymadan mı, depremle tetiklenen denizaltı heyelanlarından mı yoksa her iki mekanizmanın birleşiminden mi kaynaklandığı hala belirsiz olduğunu belirtmektedirler. Tarih öncesi zamanlarda, denizaltı volkanik patlamaları (örneğin; kaldera çöküşü, büyük piroklastik akıntılar, volkanojenik heyelanlar) ve büyük denizaltı heyelanları, kaynak mekanizmaları hakkında çok az şey bilinmesine rağmen önemli tsunami olaylarına neden olduğunu vurgularken, tsunami oluşum mekanizmalarının daha fazla araştırılmasının Akdeniz bölgesinde birincil öneme sahip olduğuna da dikkat çekmişlerdir. Akdeniz'deki tsunami kaynaklarının paylaştığı ortak özelliklerden birinin, yakın alan bölgesinde yer almaları; yani, ilk tsunami dalgasının gelişinin seyahat süresinin yarım saati geçmeyeceğini belirten çalışmacılar, küresel bir istatistik olarak, ölümlerin %84'ünün tsunami yayılımının ilk saatinde, yalnızca %12'sinin ise ikinci saatte meydana geldiğini göstermiştir(Gusiakov, 2009; Papadopoulos vd., 2014). Bölgede tsunami oluşumunun göreceli potansiyelleri açısından bakıldığında; batıdan doğuya doğru, en önemli

tsunami oluşumu bölgelerinin GB İberya'nın açıklarında, Cezayir sınırında, Tiren Calabria ve Messina Boğazlarında, Helenik Yay'ın batı ve doğu kesimlerinde yani Girit'ten Mora Yarımadası'na kadar yer almakta olduğunu belirtmektedirler. Sırasıyla Girit'ten Rodos'a, Korint Körfezi'nin tektonik yarığında, Orta Yunanistan'da, Levanten Denizi'ndeki Ölü Deniz Dönüşüm Fayı'nın açıklarında ve Marmara Denizi'nin doğu yakasındadır(Şekil 1.7). Çalışmacılar, M.Ö. 5. yüzyıldan günümüze kadar, Papadopoulos ve Imamura (2001)'nin 12 dereceli tsunami şiddet ölçeğinde 6 veya daha büyük şiddetle belirlenen 44 tsunami olayının güvenilir bir şekilde belgelendiğini, 44 olaydan 27'sinin yani çoğunun Doğu Akdeniz havzasında meydana geldiğini ve bunun da tsunami tekrarlanma aralığının 93 yıl olduğunu gösterdiğini ifade etmişlerdir. Batı Akdeniz havzasında 227, GB İber Kenarında 2500, Marmara Denizi'nde 500 ve Karadeniz'de 1250 yıl tsunami tekrarlanma aralığını sunan çalışmacılar, tsunami oluşma potansiyeli bir tsunami oluşumu bölgesinden diğerine farklılık gösterdiğini fakat bugün tüm Akdeniz bölgesinin kıyı bölgeleri ve ona bağlı denizler için tsunami riskinin ne kadar önemli düzeyde olduğuna vurgu yaparak, sismik ve asismik kaynakların kaynak parametrelerine ilişkin sınırlı bilgi olması nedeniyle, Akdeniz bölgesindeki tsunami oluşum mekanizmalarının hala tam olarak anlaşılamamasına dikkat çekmişlerdir. Çalışmacılara göre belgelenen tsunami olaylarının çoğunluğu sismik aktivite sonucu oluşmuş olup, bununla birlikte, Batı Helen Yayı'ndaki büyük M.S. 365 tsunami örneğinde olduğu gibi çok az sayıdaki durumda, tsunami eş-sismik fay yer değiştirmesi sonucu oluştuğuna dair kanıtlar bulunmaktadır(Şekil 1.8). Çalışmacılar özellikle çoğu durum için, güçlü yer hareketinin sonunda tsunamiyi oluşturan kıyı ve/veya denizaltı heyelanı süreçlerine neden olduğu fikrini ileri sürmüşlerdir.



Şekil 1. 7. Tarihsel kaynaklardan tanımlanan tsunami bölgeleri ve ilgili tsunami potansiyeli sınıflandırmaları(Papadopoulos vd., 2014'den derlenmiştir. Numaralandırılmış bölgeler 9; Batı Helenik Yay, 10; Doğu Helenik Yay, 11; Kiklad Adaları, 12; Korint Körfezi, 13; Maliakos Körfezi, 14; Doğu Ege Denizi, 15; Kuzey Ege Denizi, 16; Marmara Denizi).



Şekil 1. 8. Türkiye'nin güneybatısında, Didim yakınlarında deniz kıyısından yaklaşık 60 metre mesafede yapılan paleotsunami hendeği (Minoura vd., 2000; Papadopoulos vd., 2014). Kesitin bu bölümünde, karanlık tsunami birikintisi yer yüzeyinden yaklaşık 25 santimetre derinlikte katmanlanmıştır ve Minos patlamasının volkanik tefrası (beyaz katman) tarafından örtülmüştür (Papadopoulos vd., 2014).

Avşar, (2016)'ya göre, Ege Denizi'nde geçmişte meydana gelmiş tsunami olaylarının izlerini araştırmak amacıyla Karine Lagünü'nden alınan yaklaşık 3,2 metre uzunluktaki iki adet karot boyunca sedimanların fiziksel ve jeokimyasal özellikleri incelenmiş, ITRAX mikro-XRF karot tarayıcısı kullanılarak, karotlar boyunca 0,2 milimetre çözünürlükte radyografik görüntüleme ve 1 milimetre çözünürlükte XRF taraması yapılarak yüksek çözünürlüklü analizler ışığında, görece homojen ve bazen ince tabakalanmalı istifin içinde, iki karot örneğinde de belirgin bir şekilde gözlenen, yüksek yoğunluğa sahip ve heterojen yapıda üç adet ara katman tespit edilmiştir. Radyokarbon tarihlendirmeleri, Karine Lagünü'ndeki üç adet ara katmanın M.S. 1956, 1650 ve 1303 yıllarındaki tsunami olaylarından kaynaklandığını ve bununla birlikte yaş-derinlik modeli ile, Karine Lagünü istifinde, 20.yüzyılın ortalarında, 17. yüzyılın ortalarında ve 14. yüzyılın başlarında çöktüğünü gösteren tarihler, bölgede meydana gelen 1956, 1650 ve 1303 tsunami olayları ile uyumluluk göstermektedir. Karine Lagünü'nde tespit edilen tsunami ilişkili arakatmanların jeokimyasal özellikleri literatürdeki çalışmalar ile uyumludur. XRF verileri incelendiğinde, bu ara katmanlardaki kalsiyum/titanyum değerlerinin belirgin bir şekilde

istifin geri kalanından daha yüksek olduğu, yani ara katmanların karbonatça zengin olduğu görülmüştür. Stereo mikroskop ile yapılan incelemelerde, istifin genelini temsil eden seviyelerde çökellerin genellikle 1 santimetreden küçük bozuşmamış bivalv kavkaları içerdiği, buna karşın ara katmanların ise çapları yaklaşık 4 santimetreyi bulan ve yüzeylerinde belirgin bozuşma izleri olan bivalv kavkaları içerdiği görülmüştür. Fiziksel ve jeokimyasal gözlemler birlikte değerlendirildiğinde, görece iri taneli ve bozuşmaya uğramış bivalv kavkaları içeren bu ara katmanların, tsunami olayları sırasında lagünün kum bariyerinden taşınan tsunami çökelleri olduğu sonucuna varılmıştır.

Çalışmacı, 1303 yılında Doğu Hellen Yayı'nda meydana gelen bir deprem tarafından tetiklenmiş ve Girit Adası'nın kuzeyindeki Heraklion'da 10 şiddetinde hissedilmiş olan tsunami olayını Karine Lagünü istifinde tespit etmiş, 1303 olayına karşılık gelen arakatmanın, 1956 ve 1650 tsunami olayları izlerinden daha belirgin olarak görüldüğünü, bu olayın Alpar vd. (2012) ve Papadopoulos vd. (2012) tarafından Dalaman Ovası'nda yapılan çalışmalarda ve Avşar (2019) tarafından Dalaman'nın 30 kilometre güneydoğusundaki Ölüdeniz Lagünü'nde yapılan çalışmalarda belirgin bir şekilde tespit edilmiş olmasına rağmen, Ege Denizi içlerinde yer alan lokasyonlarda yapılmış hiçbir çalışmada tespit edilememesine vurgu yapmıştır. 1303 tsunami, karasal ortam istiflerinde hendek açarak ya da karot alarak araştırılan bu yedi noktadan (Dalaman Ovası dahil) yalnızca Dalaman'da tespit edilmiş olmasına karşın, bu olayın iki adet lagünde yapılan araştırmaların (Karine ve Ölüdeniz) ikisinde de tespit edilmiş olması, karasal istiflerle karşılaştırıldığında lagün ya da kıyısal göl istiflerinin paleotsunami araştırmaları için daha uygun ortamlar olduğunun bir göstergesi olduğunu belirtmiştir.

1.2 Tsunami

Tsunami, deprem, deniz için volkanizma, denizaltı heyelanları gibi doğa olaylarıyla gelişen, denizde oluşan “sismik deniz dalgası” ve veya dalga trenleridir. Deniz tabanında altında oluşarak saatte 1000 km hıza ulaşan ve tipik bir tsunamide 10.000 giga joul ile 100.000 giga joul arasında bir enerji açığa çıkarak, okyanus ortamından geçerken bu dev dalgaları oluşturan tsunami dalgası, belli bir süre sonra karaya basarak can kaybı, şehir altyapı ve kıyı yerleşiminde ciddi derecede hasar ve ekonomik zarara neden olur.

Tsunami olayları, genellikle okyanuslarda veya büyük göllerde görülen bir su sütununun ani, dikey yer değiştirmesiyle üretilen tek veya uzun sığ su dalgası veya bir dalga grubundaki dalgalar dizisidir(Şekil 1.9). Bu yer değiştirmeler, depremler, denizaltı veya yerçekimsel kütle kaymaları, volkanizma, kozmik etkiler veya atmosferik rahatsızlıklar dahil olmak üzere bir dizi çeşitli tetikleme mekanizması nedeniyle olabilir. Bu dalga türü için liman (tsu) dalgası (nami) anlamına gelen tsunami terimi kullanılmaya başlanmıştır. Bu terim, tsunami dalgalarının, uzun dalga boyları nedeniyle, genellikle açık denizde algılanmamaları, ancak yıkıcı güçlerini kıyıya yakın yerlerde, özellikle deniz başlangıcı veya önemli ölçüde sığlaştığı ve huni oluşturduğu limanlarda oluşturduğu gerçeğiyle doğrudan ilgilidir(Röbke ve Vött, 2017).

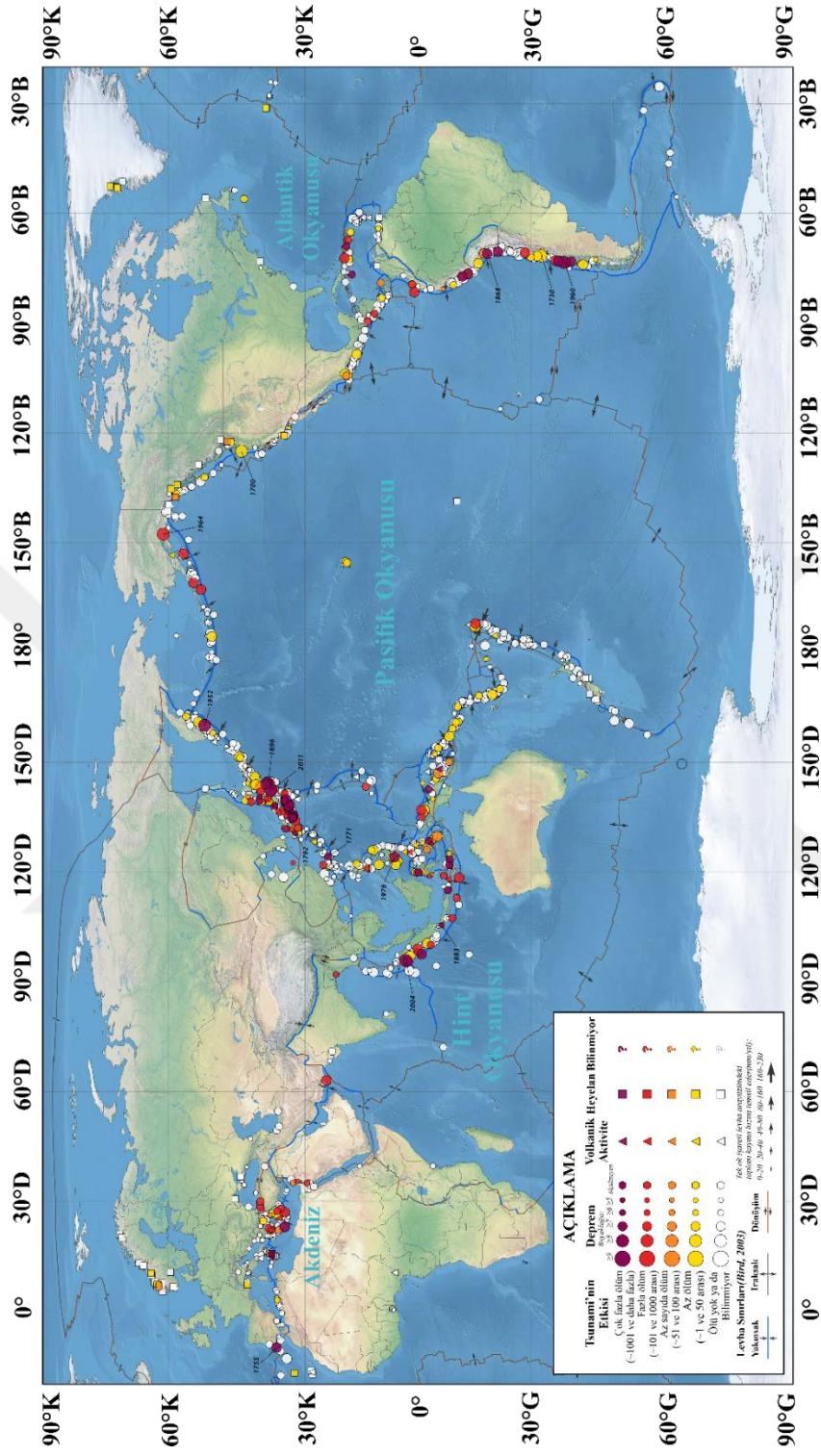
Çoğu tsunami, denizaltı sismik sarsıntılardan kaynaklanır. Bir denizaltı depreminin oluşumu, çok sayıda litosferik levha ile karakterize edilen bir dünya modeline dayanan teori olan levha tektoniği ile açıklanmaktadır. Litosfer plakalarının üzerinde yüzdüğü viskoz alt katmanlara "astenosfer" denir. Dünyanın tüm yüzeyini kaplayan ve hem kıtaları hem de deniz tabanını içinde barındıran bu levhalar, birbirlerine göre yılda 10 cm'ye varan oranlarda hareket ederler. İki plakanın temas halinde olduğu bölgeye "plaka sınırı" denir ve bir plakanın diğerine göre hareket etme şekli sınırın türünü belirler. Iraksak sınırlar, burada iki plaka birbirinden uzaklaşır, iki plakanın birbirine doğru hareket ettiği yakınsak sınırlar ve iki plakanın birbirinin yanından yatay olarak kaydığı yerde dönüşüm oluşur. Yakınsak sınırlar, genellikle bir plakanın diğerinin altına batmasıyla derin okyanus hendeklerini dalma-batma bölgelerini oluşturur ve bu tip levha sınırı, tsunami çalışması açısından özellikle önemlidir. Denizaltı depremleri son 200 yılda 10 tsunami olayından 9'unu tetiklemiştir(Imamura, 1996; Bryant, 2014) ve bu depremlerin neredeyse tamamı yakınlaşan levha sınırları boyunca meydana gelmiştir. Birçok dalma-batma

bölgesi bulundurması nedeniyle Pasifik Kıyıları, bölgedeki birçok dalma-batma bölgesi nedeniyle kritik bir tsunami tehlikesi bölgesidir(Şekil 1.10).



Şekil 1.9. Tohoku tsunami olayının görüntüleri(a, tsunami dalga treninin oluştuktan sonraki yayılma evresinde çekilmiş görüntüsü. b, tsunami dalgalarının karada ulaştığı baskın yüksekliğini gösteren çekilmiş görüntü. c, tsunami dalgalarının karada yatay olarak ilerleyerek baskın altında bıraktığı mesafeyi gösteren tepeden çekilmiş görüntü, fotoğraflar Japonya'nın Kyoto gazetesinden alınmıştır).

Kıyıların yerleşim, turizm ve endüstri yerleri olarak giderek daha popüler hale gelmesiyle birlikte tsunami olayları günümüz toplumu için büyük bir tehdit oluşturur hale gelmiştir. 1990'dan önce dünya halkı tarafından, tsunami için esas olarak büyük, uzak, su altı depremlerinden, özellikle Pasifik Okyanusu'ndan, kaynaklandığını görülmüştür. Yükselen tsunami korkusu, can kaybını önlemek için bir erken uyarı sisteminin mevcut olduğu bilgisi ile giderilmiştir. Ancak asıl aydınlanma olarak 1990'larda on dört büyük tsunami olayının dünyanın kıyı şeridini vurması ve dönemdeki diğer felaketlerden daha fazla ölüme ve daha büyük ekonomik yıkıma neden olmasıyla birlikte, bilim adamlarını tsunami tehlikesinin her yere yayıldığına farkına varmalarını sağlamıştır. Tsunami, küçük depremler ve hatta denizaltı heyelanları tarafından oluşturulan kıyıya yakın olaylar ve çoğu durumda yerel halk için minimum uyarı ile meydana gelmiştir. 26 Aralık 2004'te, şimdiye kadar kaydedilen en büyük depremlerden biri olan ve merkezi Endonezya kıyılarında bulunan, kuzey Hint Okyanusu'nu kasıp kavuran ve yüzbinlerce masum insanı öldüren bir tsunami oluşturduğunda büyük bir şok yaşanmış ve dönem teknolojisinin herkesi kurtarması gereken bir dünyada büyük bir tsunami olayının aniden meydana gelebileceği gerçeği ortaya çıkmıştır(Bryant, 2014). Sonrasında, 11 Mart 2011'de dünyanın teknolojik olarak en ileri ülkelerinden biri olan ve tsunami konusuna çok da yabancı olmayan Japonya'da bu gerçek çarpıcı bir şekilde kanıtlanmış olup Japonya'da, şimdiye kadar kaydedilen bir depremin ürettiği en büyük tsunami olaylarından, Tohoku Tsunami, Honshu Adası'nın kuzeydoğu kıyısındaki Sanriku'yu vurmuş, 18.000'den fazla insanı öldürmüştür.



Şekil 1. 10. Dünya çapında oluşmuş M.Ö. 2000 – M.S. 2023 yılları arası oluşmuş tsunami olaylarının yer ve oluşum mekanizmalarını gösteren harita(Tsunami olaylarının konumlarını gösteren noktalar NOAA'dan alınmıştır).

Güneydoğu Asya'da (2004) ve Japonya'da (2011) son zamanlarda meydana gelen olaylar, tsunami olaylarının kıyı manzaraları üzerindeki yıkıcı gücünü göstermiştir ve büyük insani ve ekonomik kayıplara yol açmıştır(Şekil 1.11). Küresel tarihsel tsunami veri tabanına(Ulusal Okyanus ve Atmosfer Dairesi, 2015) göre, dünya çapında tarih öncesi, tarihi ve modern zamanlarda tsunaminin etkileriyle bağlantılı olarak toplam yaklaşık 940.000 ölüm sayılmıştır. Özellikle tarih öncesi/tarihsel tsunami olaylarıyla ilişkili bilinmeyen sayıda kaydedilmemiş kurban eklendiğinde, gerçek ölü sayısının bir milyonun çok üzerinde olduğu varsayılmaktadır(Röbke ve Vött, 2017).



Şekil 1. 11. Tohoku (2011) Tsunami olayının Japonya'da yarattığı yıkıcı ve zararlı durumlar(Fotoğraflar, Japonya'nın Kyoto Gazetesinden alınmıştır).

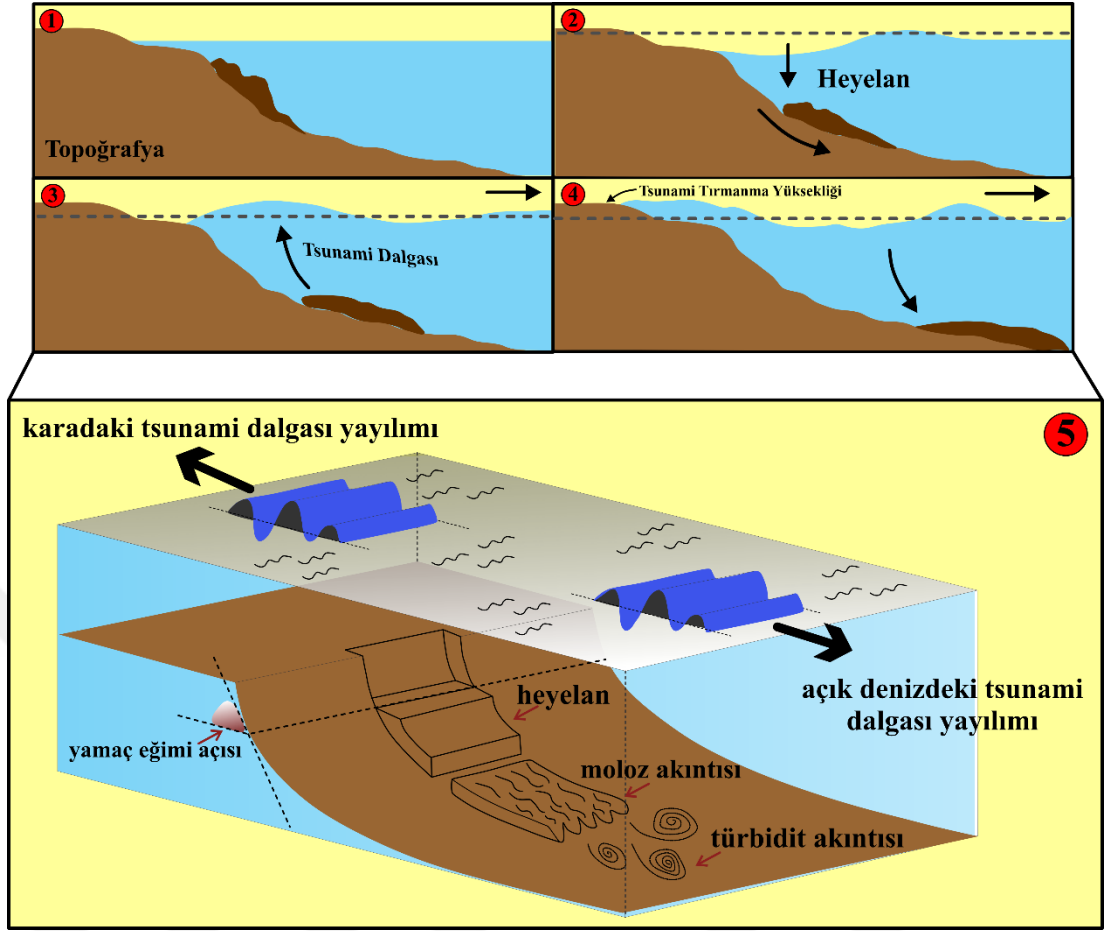
Tsunami biliminin ana konularını, tsunami oluşumunun, yayılmasının ve karayı su altında bırakmasının sayısal ve deneysel modellemesi, tsunami etkilerinin karada ve denizde sedimanter ve jeomorfolojik izlerinin araştırılması için saha araştırmaları, tsunami kaynaklı depremlerin araştırması ve yerçekimsel kütleli atıkların yanı sıra okyanuslarda ve kıyılar boyunca tsunami dalgalarının gözlemlenmesi oluşturur(Keating, 2006; Röbke ve Vött, 2017).

Denizaltı depremleri ve toprak kaymaları tsunami oluşumunun başlıca tetikleyicilerdir; fakat volkanik aktivite ve asteroit etkileri de seyrek görülen faktörlerdir. Buna göre tsunami oluşum nedenleri dört tipe ayrılabilir. Avrupa-Akdeniz bölgesinde, daha önce tartışılan tüm farklı tsunami oluşum mekanizmaları kabul edilmiştir. Bu nedenle, bu tür mekanizmaları daha iyi tanımlamak ve ayırt etmek amacıyla bazı terminolojileri tanıtmak değerlidir. Sismik tsunami terimi, deniz tabanının kosismik (eş zamanlı) olarak yer değiştirmesinden kaynaklanan tsunami oluşumunu ifade eder. Bu mekanizma ile tsunami oluşturan bir deprem, tsunami kaynaklı deprem olarak adlandırılır. Diğer herhangi bir tsunami oluşturma mekanizması, yalnızca bir tetikleyici faktör olarak bir depremi içerir, örneğin, bir kıyı veya denizaltı toprak kayması veya yer sarsıntısı nedeniyle bir denizaltı yanardağının çökmesi durumunda buna sahte sismik denir, çünkü eş zamanlılık yoktur(Papadopoulos, 2016).

Heyelan herhangi bir sismik tetikleme olmadan meydana geldiğinde, tsunami oluşum mekanizması tamamen asismiktir(Papadopoulos, 2016). Fakat genellikle denizaltı depremleri, çoğu kıyı şeridini çevreleyen dik kıta yamacı boyunca heyelan oluşturma potansiyeline sahiptir(Bryant 2005; Bryant, 2014). Aynı zamanda okyanus hendeklerinin kenarlarında ve deniz tabanındaki binlerce okyanus volkanı, deniz dağları, atoller ve adanotların çevresinde dik yamaçlar bulunmaktadır. Bu tür olayların tespit edilmesi zor olduğundan, denizaltı heyelanları tsunami oluşumunun küçük bir nedeni olarak kabul edilir.

Okyanusu etkileyebilecek büyük göktaşları, olası tsunami oluşumu etkenleri olarak göz ardı edilmemelidir. Bunun, yaklaşık 65 milyon yıl önce Kretase-Tersiyer sınırında Chicxulub, Meksika'da meydana gelen ve muhtemelen dinozorların yok oluşuyla ilişkilendirilen çok büyük darbe kaynaklı tsunami ile gerçekleştiği öne sürülüyor. Ancak, bu tür etkiler oldukça nadir şekilde oluşmaktadır. Ayrıca, örneğin denizaltı nükleer bomba testi gibi tsunami üretimi ile sonuçlanabilecek antropojenik eylemleri de ihmal etmemek gerekir.

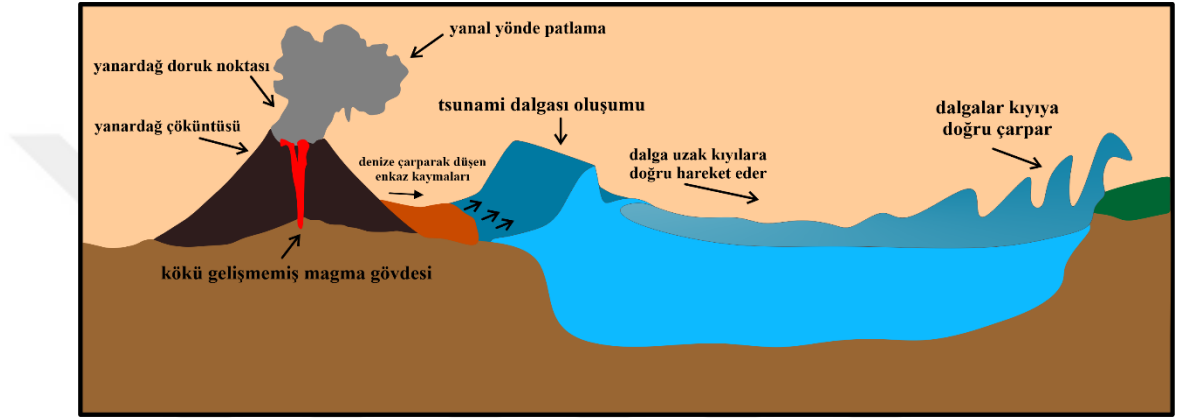
Heyelan kaynaklı tsunami olayları, aynı zamanda herhangi bir harici tetikleyici kuvvet olmaksızın düşük kayma mukavemetine sahip tortulardaki yerçekimi etkisiyle (örneğin, yüksek gözenek basıncı nedeniyle) de üretilir(Şekil 1.12). Dalga enerjisinin çoğunun, genellikle deprem kaynaklı tsunami olaylarında bulunan uzunlamasına dalgalanmanın aksine, dalgalanma kaymanın ekseni boyunca iki zıt yönde yayılmaktadır(Röbke ve Vött, 2017).



Şekil 1. 12. Heyelan sonrası oluşan tsunami olayı ve tsunami dalgası yayılımını gösteren şematik şekil(Bryant, 2008; Brink ve diğerleri, 2014; Röbke ve Vött, 2017'den derlenmiştir. Şema 1; deniz altında herhangi bir hareket yok, Şema 2; ani düşey yer değiştirme ile deniz altı heyelanı oluşma anı ve su sütununun ani yer değişimi, Şema 3; tsunami dalgası oluşumu, Şema 4; tsunami dalgası yayılımı, Şema 5; su altında oluşan heyelan sonrası oluşan tsunami dalgası yayılımı ve derin deniz ortamında meydana getirdiği moloz ve türbidit akıntısının 3 boyutlu şematik görünümü).

Volkanik patlamalar sırasında tsunami oluşumunda çeşitli mekanizmalar tanımlanabilir. Volkanik bir patlama nadiren büyük bir tsunami üretir, çünkü yanardağ okyanusta yer almak zorundadır(Şekil 1.13). Bu mekanizmalar volkanik depremler, kaldera veya koni çökmesi, piroklastik akıntılar ve daha fazlasını içerebilirler(Latter, 1981; Papadopoulos, 2016). Tsunaminin volkanik bir kökene sahip olduğu belgelenebilir 92 tsunami vakasının %16,5'i patlamayla ilişkili tektonik depremlerden, %20'si okyanusa çarpan piroklastik (kül) akımlarından veya dalgalanmalarından, %14'ü denizaltı patlamalarından ve %7'si yanardağın çökmesinden kaynaklanmıştır(Wiegel, 1964; Bryant, 2014). M.Ö. 17. yüzyılın sonlarında Thera (Santorini) volkanının Geç Tunç Çağı patlamasının neden olduğu büyük Minos tsunamisi için

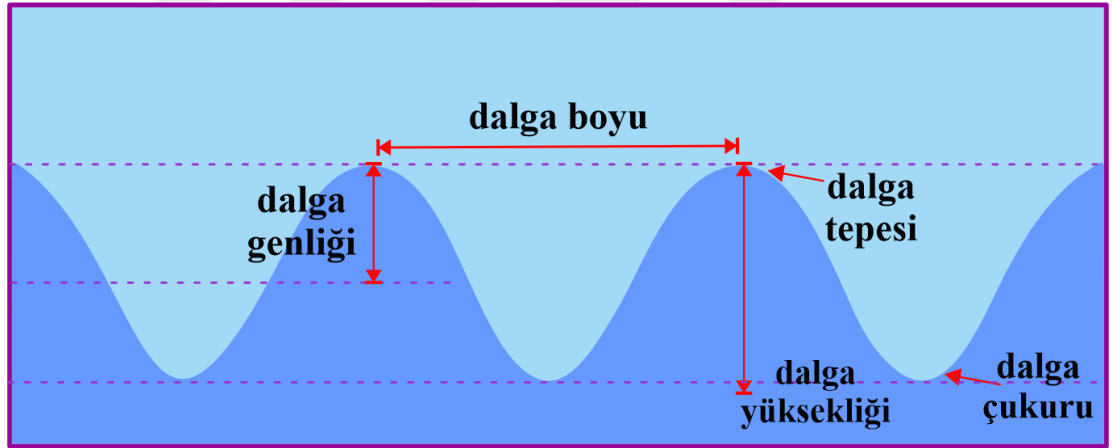
iki ana mekanizma önerilmiştir ve sayısal simülasyonlarla yapılan testlere göre ilk mekanizmanın volkanik koninin çökmesini oluşturan kaldera ve yuvarlanan masif piroklastik akışların volkanik koniden denize doğru kayması (Minoura vd., 2000; Pareschi vd., 2006a; Novikova vd., 2011; Papadopoulos, 2016) olarak belirlenirken, ikinci mekanizmanın belirli bir volkanik heyelan tipi olarak düşünülebilir. Volkanik heyelanın daha geleneksel bir durumu, volkanik aktivitenin dengesiz volkanik ve/veya diğer kaya kütlelerinin heyelanını tetiklediği durumdur.



Şekil 1. 13. Volkanik patlama sonucu oluşan tsunami dalgasının şematik görünümü (Şekil Geoscience Australia'dan çevrilmiştir).

1.2.1 Tsunami Dalgası

Tsunami dalgaları ve rüzgar kaynaklı dalgalar çoğunlukla aynı terminolojiye sahiptir. Dolayısıyla dalga boyu, faz hızı, dalga periyodu ve derin su veya açık okyanustaki dalga yüksekliği de tsunami dalgalarını tanımlayan ana parametrelerdir(Şekil 1.14). Ayrıca, tsunami dalgaları, rüzgarın oluşturduğu dalgalar gibi, kırılma ve kırınımdan etkilenecek kıyıya yaklaştıkça sıklaşmaya ve kırılmaya maruz kalır(Bryant, 2008; Sorensen, 2010; Röbke ve Vött, 2017). Pasifik Okyanusu'ndaki çeşitli konumlardaki tipik gelgit ölçüm kayıtları veya tsunami marigramları(Wiegel 1970; Bryant, 2014) kıyıya yakın çekilmiştir ve tsunami dalga yüksekliklerinin sığ suda önemli ölçüde arttığını göstermektedir. Tsunami oluşumu sırasında, su sütununun ani yer değiştirmesi sebebiyle su kütlesi denge durumundan çıkar ve su parçacıklarının salınmasına neden olur çünkü yerçekimi kuvveti bu harekete karşı geri getirme kuvveti olarak hareket edecektir. Sonuç olarak, tsunami yerçekimi dalgası olarak tanımlanır(Kruisz ve Hitzenberger, 2011; Röbke ve Vött, 2017).



Şekil 1. 14. Tsunami dalga karakteristikleri(Görüntü, <https://www.enchantedlearning.com/subjects/tsunami/blog> sayfasından çevrilmiştir).

Bazı durumlarda, bir tsunami dalga dizisindeki dalgalar, daha sonra 4 ila 6 saatte katlanarak azalan bir ilk zirveden oluşur. Diğer durumlarda, tsunami dalga dizisi, dalga dizisinin çok gerisinde bir maksimum dalga zirvesinden oluşur. Bir çift dalga tepesinin bir noktadan geçmesi için geçen süreye dalga periyodu denir. Bu, herhangi bir dalganın doğasını tanımlamada çok önemli bir parametredir. Tsunaminin tipik olarak tsunami penceresi olarak adlandırılan 1.6–33 dakika arası periyotları vardır. Bu periyoda sahip dalgalar, okyanusun en derin yerinde 600–900 kilometre/saat, okyanusun en derin kesiminde ise 100–300 kilometre/saat hızlarında hareket

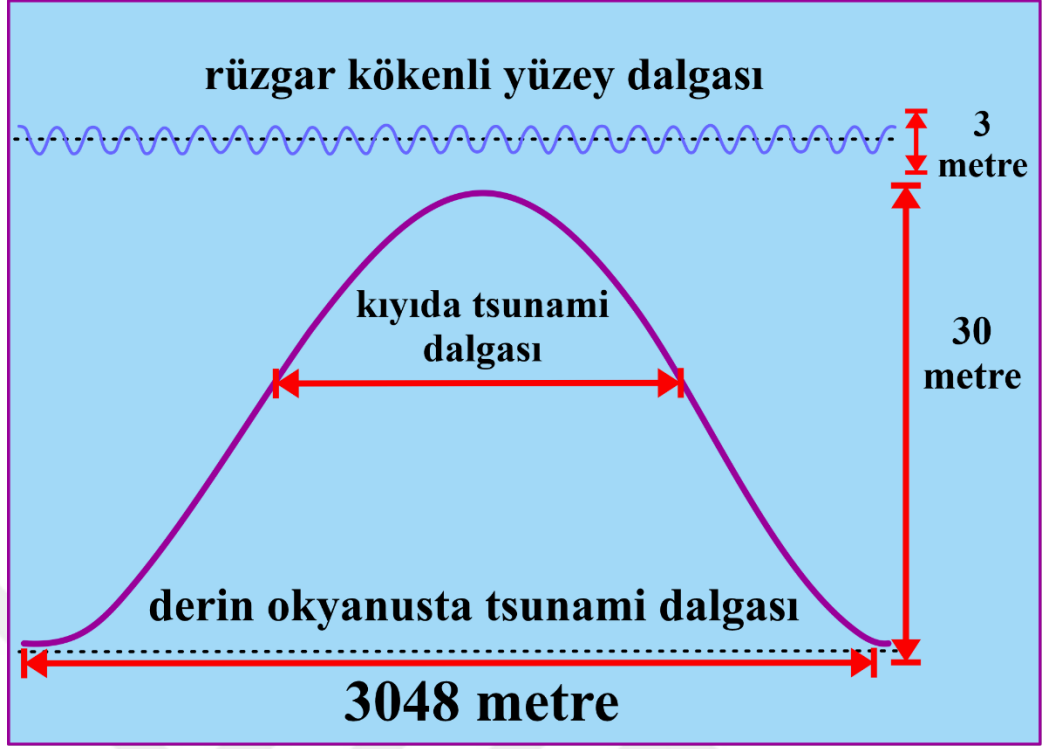
ederken kıta sahanlığı ve kıyıda 36 kilometre/saattir(Tida ve Iwasaki 1983; Bryant, 2014). Üst sınır, ticari bir jet uçağının hızı olarak tanımlanabilir. Tipik dalga boylarının 50 ile 400 metre arasında olduğu rüzgar oluşumu dalgalarıyla karşılaştırıldığında(Parker, 2010; R bke ve V tt, 2017), tsunami olayları uzun dalga olaylarıdır ve dalga boyları açık denizde genellikle 100 ile 500 km arasında değişir(Lauterjung vd., 2009; Kuhlmann, 2014; Kinsman, 2002; R bke ve V tt, 2017). Kıyı bölgelerinde bile, tsunami dalgalarının tepeden tepeye mesafesi 10 km'nin altına neredeyse hiç düşmez(Ward, 2002, R bke ve V tt, 2017). Dalga boyları, 3000 metreden daha derin olan denizin su derinliğinden önemli ölçüde daha büyük olduğundan(Martin ve Eiblmaier, 2002; R bke ve V tt, 2017), tsunami dalgaları genellikle sığ su dalgaları olarak adlandırılır. Sığ su dalgaları aşağıdaki koşulu sağlar(Wiegel, 1992; R bke ve V tt, 2017);

$$D < \lambda / 2,$$

Burada λ dalga periyodunu,

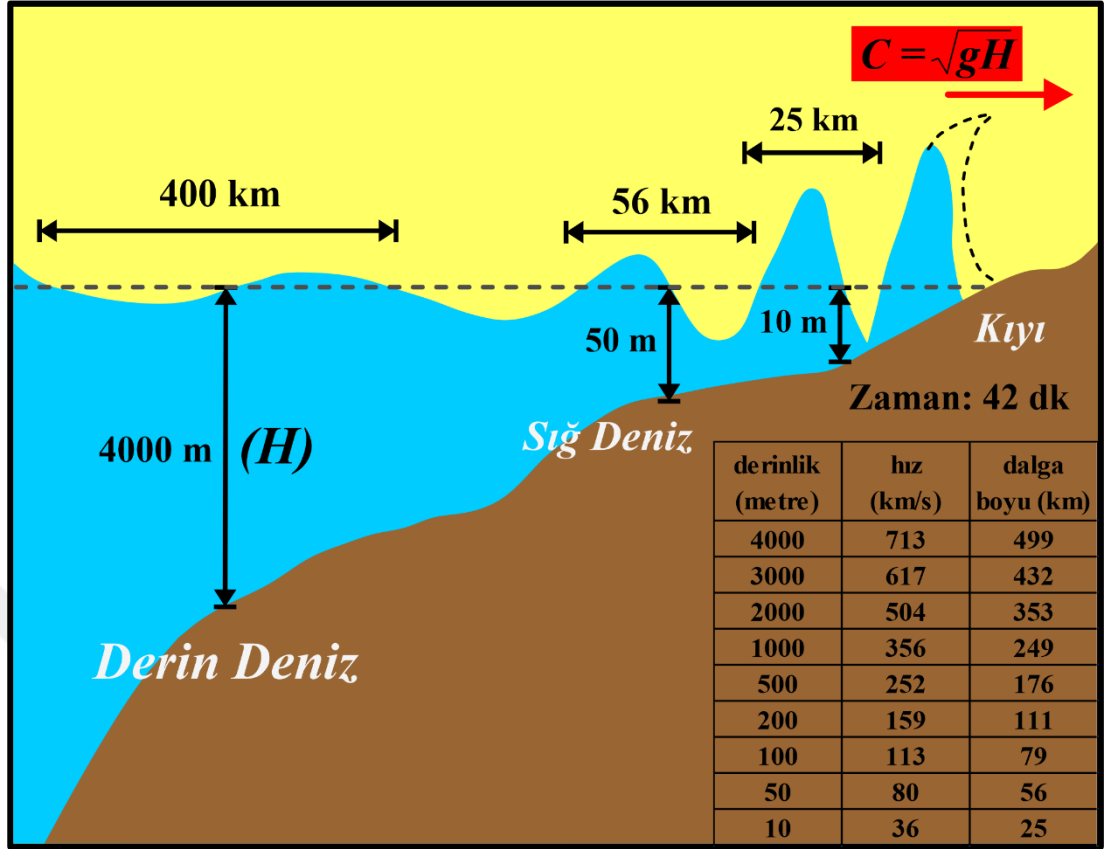
D ise dalga boyunu ifade eder.

Bu koşul çoğu tsunami dalgası tarafından karşılanır(Şekil 1.14). Denklem dikkate alındığında ve su dalgalarının dalga tabanının dalga boyunun yaklaşık yarısı olması, tüm su sütununun sığ sudan etkilenmesi derin denizde bile dalgalar veya tsunami dalgalarının(Wiegel, 1992; Kopp ve Weinreibe, 2009; R bke ve V tt, 2017) daha kısa dalga boyları nedeniyle yalnızca üst su yüzeyini etkileyen rüzgar kaynaklı dalgalardan ayırır(Şekil 1.15).



Şekil 1. 15. Rüzgar kökenli dalgalar ile tsunami kökenli dalgalar arasındaki farklar(Görüntü, <https://www.enchantedlearning.com/subjects/tsunami/ blog sayfasından çevrilmiştir>).

Tsunami dalgaları, üretim alanından dışarı doğru tüm yönlerde yayılır, enerji yayılımının ana yönü, oluşum kaynağının boyutları ve yönü tarafından kontrol edilir(Şekil 1.16). Tsunami, derin sularda yayılması sırasında, hızı su derinliğine bağlı olan bir dizi olağan yerçekimi dalgaları şeklinde ilerleyen bir olaydır. Kıyıya yakın bölgede, hem yükseltilmiş su seviyesi hem de güçlü akıntılar tarafından büyük miktarda enerji taşınmaktadır. Bu nedenle, tsunami olayları büyük ölçüde kıyı topluluklarında, deniz yapılarında ve diğer tesislerde, ekili arazilerde ve doğal çevrede oyulmaya, erozyona, birikmeye, eğim kaymalarına ve ayrıca hasara ve hatta yıkıma neden olur.

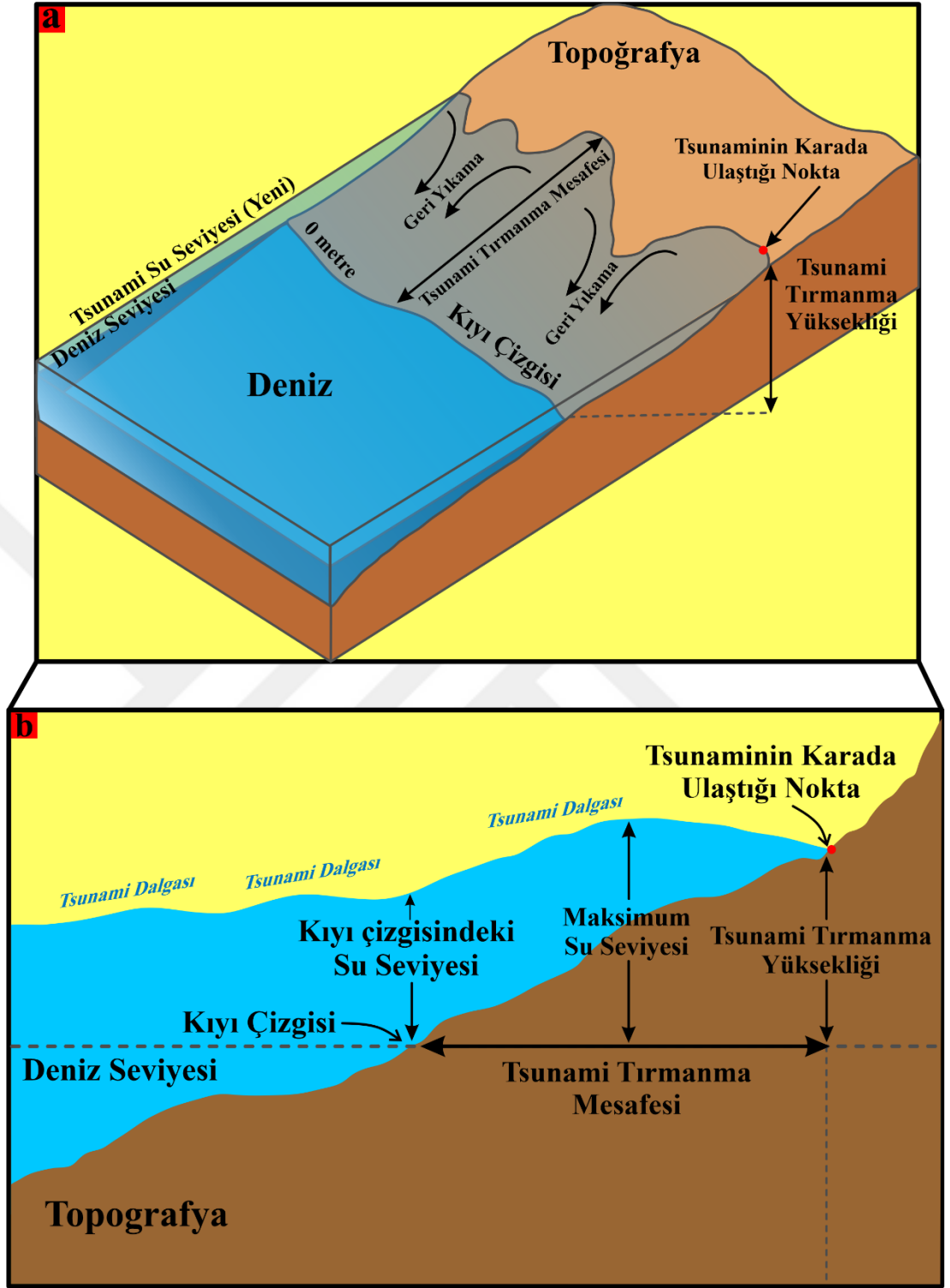


Şekil 1. 16. Tsunami dalga oluşumunun derinlik, hız ve dalga boyu açısından incelenmesi(IOC, 2014'ten çevrilmiştir. Burada C:x yönündeki dalga ilerleme hızı; h:su derinliği, g:yer çekimi ivmesi olarak ifade edilir.).

Tsunami olaylarının toplum doğal çevre üzerindeki etkisi, hasar ve yıkım gibi olumsuz yönde etkileyen fiziksel faktörler tarafından kontrol edilir ve diğer faktörler çevreye ve/veya kıyı topluluklarının özelliklerine bağlıdır. Kritik bir fiziksel faktör, üretim mekanizmasından kaynaklanan, kaynağındaki ilk tsunami boyutudur. Bununla birlikte, tsunaminin özellikleri (örneğin, dalga genliği, hızı, periyodu) yalnızca kaynağın boyutuna ve türüne ve üretim mekanizmasına değil, aynı zamanda tsunaminin kaynaktan dışarı doğru yayılması nedeniyle okyanus batimetrisine de bağlıdır. Belirli bir kıyı bölgesindeki yükseklik ve diğer tsunami dalgası özellikleri, sığ su alanındaki batimetriden büyük ölçüde etkilenir. Dalga oluşumu, yayılma, tırmanma ve ayrıca geri yıkama süreçleri birlikte bir tsunami karakterlerini tanımlar. Son olarak, kıyı bölgelerinde tsunaminin su altında kalması (su baskını), orman veya diğer bitki örtüsünün veya kum tepelerinin varlığı ve genel kıyı jeomorfolojisi gibi kıyı ortamının özellikleri tarafından belirlenir.

Bir tsunami kıyı şeridiyle karşılaştığında kırılır ve suyu ileriye doğru kabartır. Bir tsunaminin etkisi birkaç faktörle tanımlanır: yükseklik, tırmanma yüksekliği ve tırmanma mesafesi. Bir tsunami dalgası karaya ulaştığında, tırmanmanın yüksekliği saha ölçümü veya görgü tanıklarıyla yapılan görüşme yoluyla belirlenir. Bir binadaki rengi bozulmuş bir çizginin veya bir yokuşta sürüklenen kumun yüksekliğine "tırmanma yüksekliği" denir. Tsunami tırmanma yüksekliği, referans deniz seviyesine göre sular altında kalmış alanın karaya en yakın noktasının yüksekliğidir(Şekil 1.17a). Tırmanma yüksekliği, tsunaminin iç kısımlardaki en uzak noktasında deniz seviyesinden dikey yüksekliğidir. Tsunami anında gelgitten veya kıyı şeridinden maksimum mesafedir. Deniz seviyesi bir gün boyunca veya günler içinde değiştiğinden, ölçülen tsunami tırmanma yükseklikleri, ilgili konumlardaki gelgit verilerine göre düzeltilir. Tırmanma mesafesi ise iç kesimlerde uzun mesafe kat eden bir tsunaminin sonucudur ve tsunaminin izlediği yolun yatay bir ölçümüdür. Alanı enkazla kaplayan 300 metreye kadar veya daha fazla sel meydana gelebilir.

Bir tsunaminin dalga yüksekliği, dalga tepesi ile dalga çukuru arasındaki dikey farkla tanımlanan bir tsunaminin genliğidir. Tsunami yüksekliği, referans su seviyesi(örneğin, ortalama deniz seviyesi) ile tsunaminin tepesi veya çukuru arasındaki farkla tanımlanır(Şekil 1.17b). Bu yükseklikler, bir tsunami olayından sonra gelgit veya tsunami göstergelerinin kayıtları ve saha araştırmaları ile belirlenir bu yüzden dalga yüksekliği ile kıyı çizgisindeki tsunami yüksekliği karıştırılmamalıdır.



Şekil 1. 17. Tsunami dalgasının kıyı ile etkileşimi(Şekil a; Costard ve diğerleri, 2017’den çevrilmiştir. Deniz seviyesi üzerine çıkan yeni tsunami su seviyesi ile birlikte karaya ilerleyen tsunami dalgasının ve geri yıkamasının üç boyutlu şematik görünümünü temsil eder. Şekil b; Bryant, 2014’ten çevrilmiştir. Tsunami dalgasının karaya ulaştığı noktanın enine kesitteki iki boyutlu görünümünü temsil eder).

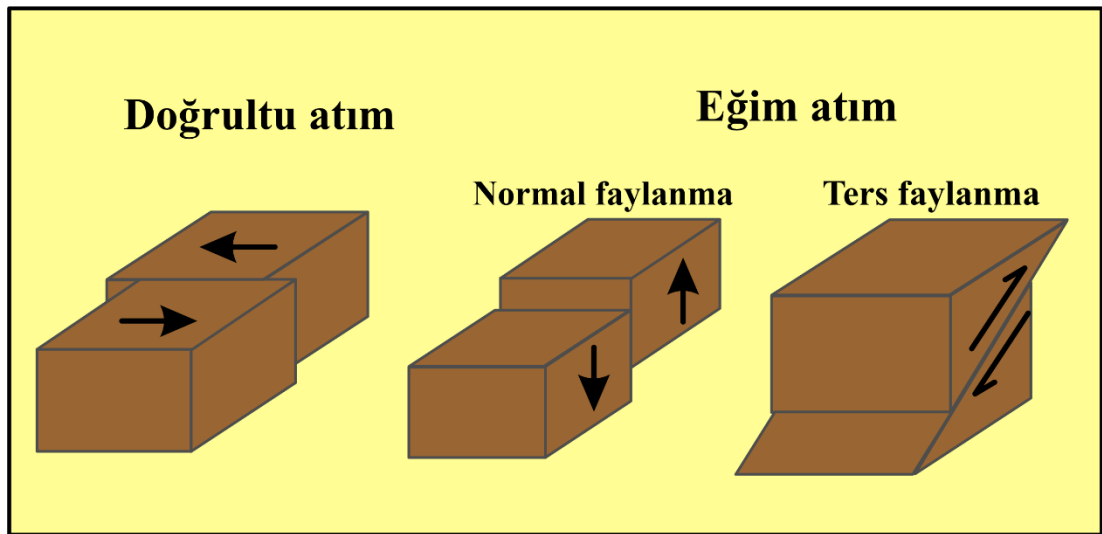
Derin sulara bitişik coğrafyanın şekli (açık koylar ve kıyı şeridi), tsunamiyi dik fren yüzü ile basamak benzeri bir dalgaya dönüştürebilir. Bir kıyıya çarptığında dalga yüksekliği neredeyse tamamen açık denizdeki denizaltı topografyasına bağlıdır. Fakat kıyı şeridinin topografyası, dalganın potansiyel yüksekliğini belirler. Düz kıyı şeritleri çok az direnç gösterir ve iç kısımlara doğru devam eder. Dik duvarlar veya uçurumlar dalgayı yukarı doğru zorlayacak ve daha büyük olacaktır.

Bir tsunami çeşitli şekillerde ortaya çıkabilir. Bir tsunaminin kıyıya ulaşan ilk kısmı bir dalga tepesi yerine bir çukur ise, kıyı şeridi boyunca su dramatik bir şekilde geri çekilerek, kıyının normalde su altında olan kısımlarını açığa çıkarır ve birçok deniz canlısını karaya oturtur. Dezavantaj, bir tsunaminin kıyı şeridine yaklaştığına dair bir uyarı olabilir, ancak sorun, deniz suyunun geri yıkaması ile tam tsunaminin içeri girmesi arasındaki sürenin genellikle sadece saniyeler veya en iyi ihtimalle birkaç dakika olmasıdır. Dezavantajı, tsunami dalgasının yarım döngüsünün görünür ifadesi olduğundan, dalganın süresinin yarısında (10 dakikadan fazla) sürebilir. Yüzlerce metreyi aşabilen geri çekilme tehlikesinden habersiz insanlar, genellikle kıyı şeridinde açıkta kalan deniz dibini gözlemlemede kalırlar ve büyük risk altındadırlar. Önce su baskını mı yoksa geri çekilme mi meydana geleceği, tsunaminin nasıl üretildiğine göre belirlenir. 8 büyüklüğündeki depremler deniz tabanının yükselmesine ve ardından deniz tabanının aşağıya doğru çökmesine neden olur. Çökme dezavantaja neden olur ve yükselme su baskınına neden olur.

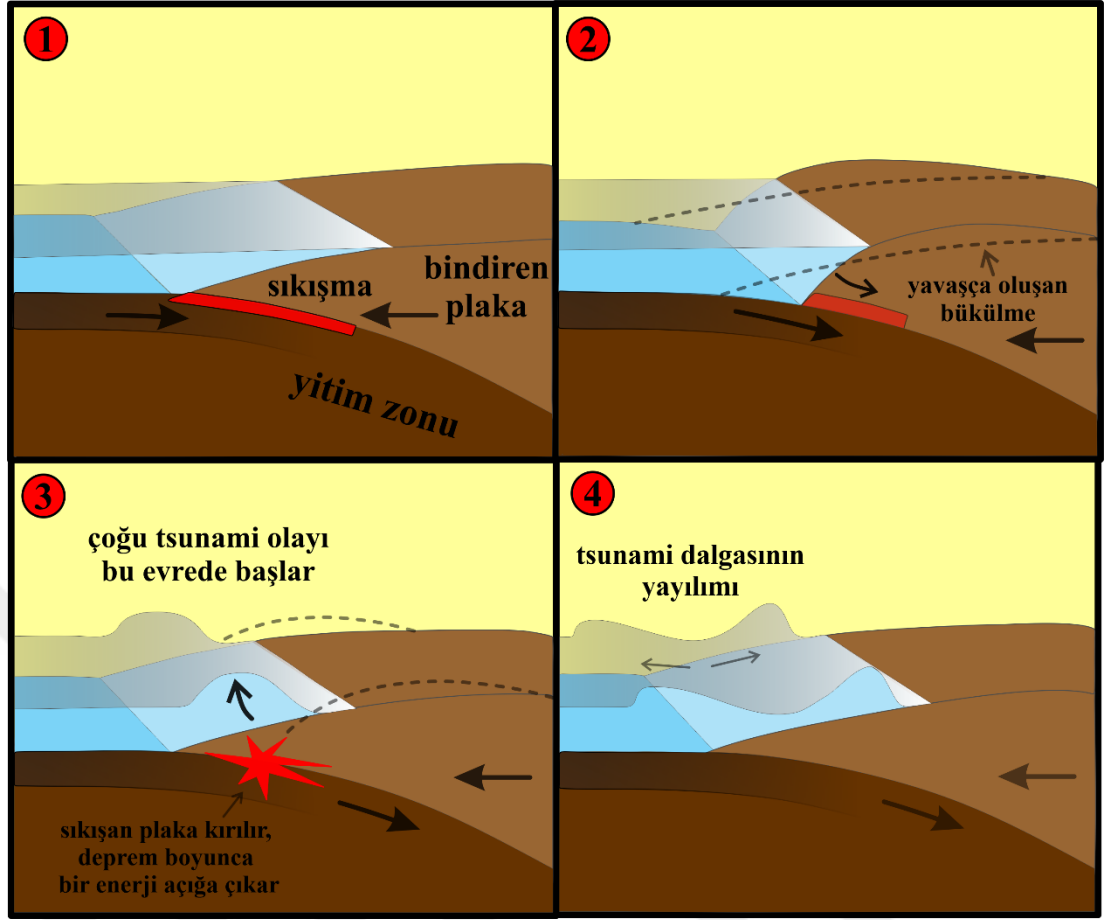
1.2.2 Deprem Kaynaklı Tsunami

Deprem aktivitesi, tsunami oluşumunun en sık nedeni olarak bilinmektedir. Şiddetli bir deprem meydana geldiğinde, deniz tabanındaki fayın sismik olarak yer değiştirmesi sonucu deniz suyu sütunu yukarı doğru itilecektir. Hemen ardından, yer değiştiren su kütlesi yerçekimi nedeniyle çöker ve tsunami, kaynağından dışarıya doğru yayılan bir yerçekimi dalgası olarak üretilir. Tsunami oluşumunda yer alan fayın yer değiştirmesi ve fay segmentinin boyutları, kaynaktaki tsunami büyüklüğünü belirleyen bir unsur olarak ele alınmalıdır. Sismik kırılmanın karmaşıklığı da önemli olmakla birlikte, tsunami dalgasının başlangıç boyutu, fay düzlemi boyunca homojen veya heterojen kırılmaya (Geist ve Dmowska, 1999; Papadopoulos, 2016) ve kırılma sırasındaki sürtünme modeline (Bilek ve Lay, 1999; Papadopoulos, 2016) göre değişebilir (Şekil 1.18).

Bununla birlikte, bir tsunaminin oluşması için, sık deprem odağı (odak derinliği 100 km'den az) ve oluşan depremin büyüklüğü (genellikle yaklaşık 6,5'ten fazla) gibi birkaç faktörün birlikteliği gereklidir. Odak mekanizması önemli bir rol oynarken, sismik faylanmanın (normal veya ters) eğim atımlı tipi, sismik fay yer değiştirmesinde önemli bir dikey bileşen içerdiğinden tsunami oluşumunu destekleyecektir. En büyük deprem ve tsunami, deprem odak mekanizmasının ağırlıklı olarak ters faylanma olduğu litosferik yitimin aktif zonlarında meydana gelir (Şekil 1.19).



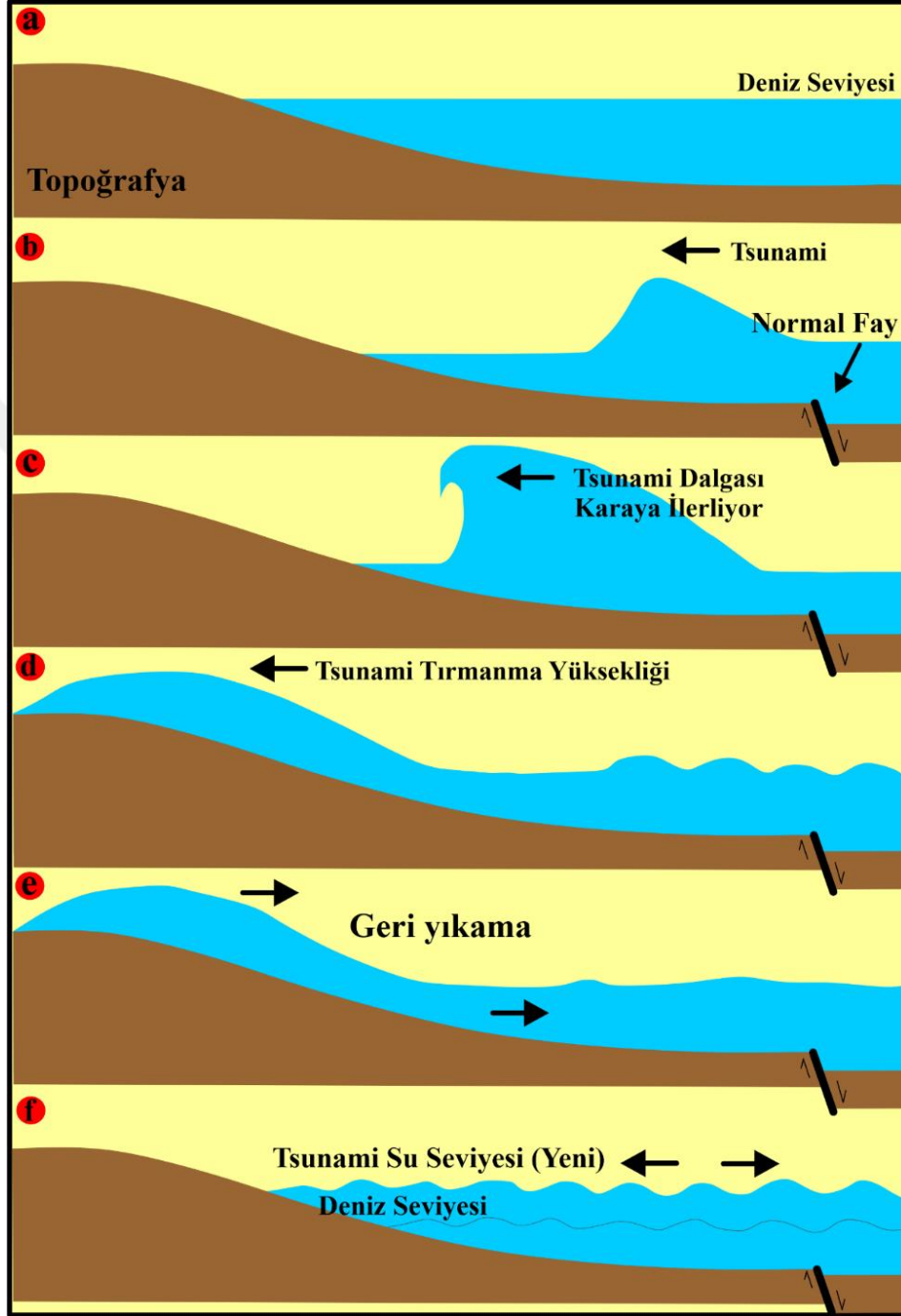
Şekil 1. 18. Tsunami meydana getirebilecek fay sistemleri (Okal, 1988; Geist, 1997'den çevrilmiştir).



Şekil 1.19. Yitim zonlarında deprem ile eş zamanlı meydana gelen tsunami oluşumunu anlatan üç boyutlu şema(Fotoğraflar USGS'den çevrilmiştir. Evre 1: yitim zonu boyunca ters faylanma ile bindiren plakanın bir sıkışma zonu oluşturması. Evre 2: bindiren plakanın yükselip bükülmesi. Evre 3: sıkışan plaka sınırındaki kırılma sonucu biriken enerji açığa çıkar, oluşan deprem su kütlelerinin ani yer değiştirmesine sebep olur ve tsunami olayı başlar. Evre 4: oluşan tsunami olayı sonra tsunami dalgaları paralel olarak iki tarafa da yayılmaya ve ilerlemeye devam eder.).

Tektonik sıkışma veya genişleme nedeniyle normal ve ters faylar boyunca meydana gelen depremlerin odak mekanizmasına deniz tabanının dikey atımı eşlik etmelidir(Röbke ve Vött, 2017). Normal faylanma mekanizması da, büyük tsunami oluşturmak için idealdir(Şekil 1.19). Yükselmenin meydana geldiği yerde, bir dalga bir ön kenar ile yayılır; çökmenin meydana geldiği yerde, dalga gerileyen bir geri akışla yayılır(Murata ve diğerleri, 2010; Bryant, 2014). Bu, hiçbir yerde 2004 yılındaki Hint Okyanusu Tsunami oluşumundan daha çarpıcı bir şekilde resmedilmemiştir. Hindistan'ın doğu kıyısı ve Sri Lanka, deniz tabanının yükselme bölgesiyle karşı karşıya kaldı ve kıyıya yaklaşan bir dalga tepesine tanık oldu. Deniz tabanı çökmesi bölgesiyle karşı karşıya olan Tayland'ın batı kıyısında, Ammon ve diğerlerinde tsunami dalgası

yuvarlanmadan önce su kıyı şeridinden önemli ölçüde çekilmiştir(Subarya ve diğerleri, 2006; Bryant, 2014).



Şekil 1. 20. Normal fayın ürettiği bir deprem ile meydana gelen tsunami olayının şematik görünümü(Shiki ve diğerleri, 2008'den çevrilmiştir. Evre a; tsunami yok, evre b; normal fay ile kırılan kabuk boyunca su kütlelerinde düşey yönde yer değiştirme meydana gelir ve tsunami başlar, evre c; kıyı çizgisinden geriye çekilen deniz bir süre sonra karaya doğru ilerleyen tsunami dalgası olarak geri döner, evre d; tsunami karaya tırmanır, evre e; geri yıkama hareketi ile dalgalar geriye çekilir, evre f; deniz seviyesi üzerinde yeni tsunami su seviyesi oluşur).

Ege bölgesi ölçeğinde 9 Temmuz 1956'da Güney Ege Denizi'ndeki Kiklad Adaları bölgesinde patlak veren büyük deprem ($M_w=7.5$) ve genliği yaklaşık 15 metreye kadar olan büyük bir tsunami(Papadopoulos ve Pavlides, 1992; Beisel ve diğerleri, 2009; Okal ve diğerleri, 2009), üretimi desteklediğine inanılan denizaltı normal faylanmasıyla ilişkilendirilmiştir.

Öte yandan, sismik kırılmalarda doğrultu atımlı bileşenin baskın olduğu Kuzey Ege Denizi'nde 20 Şubat 1968 ($M_w=7.1$), 19 Aralık 1981 ($M_w=7.2$), 18 Ocak 1982 ($M_w=7.0$) ve 24 Mayıs 2014 ($M_w=6.9$) büyük depremlerinin hiçbirisi, tsunami olayı oluşturmamıştır(Papadopoulos, 2016). Buna göre fay hareketinin yatay bileşeninin baskın olduğu doğrultu atımlı kırılmalar, tsunami oluşumunu başlatmaz, aksine olumsuz etkileyecektir.

Meydana gelmiş tüm deprem kaynaklı tsunami ölçeklerine bakıldığı zaman, depremin büyüklüğü ile tsunami şiddetinin doğru orantılı olduğu kolayca görülecektir. Öte yandan, küçük ve orta dereceli sismik momentlere sahip birçok depremin de büyük, yıkıcı tsunami üretebileceği, 1896 Büyük Meiji Sanriku depremi ve 1 Nisan 1946 Alaska depreminden bilinmektedir(Okal 1988; Bryant, 2014). Sanriku depremi bitişik kıyı şeridinde geniş ölçüde hissedilmemesine rağmen, 30 dakika sonra kıyıya ulaşan ve yer yer 30 metreyi aşan tsunami dalgası 27.132 kişinin ölümüne neden olduğu için bu tür olaylara tsunami depremleri denilmiştir(Kanamori ve Kikuchi 1993; Satake 1995; Bryant, 2014).

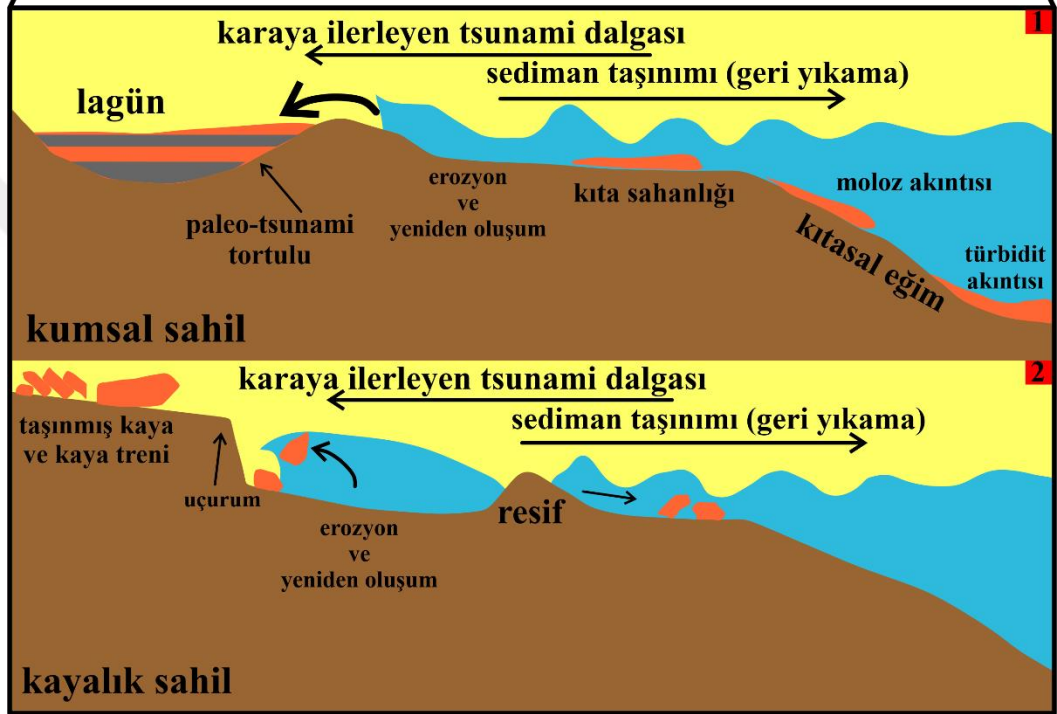
1.2.3 Paleotsunami (Eski Tsunami) İzlerini Bulma Yöntemleri

Tsunami olayının jeolojik bir kaydının oluşması, tsunami dalga tırmanması ile oluşan su baskını ve sonrasında gerçekleşen geri çekilme ile birlikte taşınan sedimanların ve bu olayların bir tsunami anı boyunca sürekli devam etmesi sonucu biriken sediment tabakasının yıllar boyunca bozulmadan günümüze ulaşması demektir(Şekil 1.20). Tsunami tortulu dediğimiz paleotsunami tortul tabakalarının kayıtlarını inceleyen bir jeoloji mühendisi, bu birikimlerin tarihte hangi tsunami ile ilgili olabileceğini, oluşmuş olan tsunami tekrarlanma periyodunun ne olduğunu çözümleyebilir. Bilim insanları gelecekte meydana gelecek tsunami olaylarını henüz öngöremediği için, geçmişte oluşmuş olaylar ile ilgili bilgi sahibi olmak, ve bu olayların kayıtlarını takip ve tespit etmek, gelecekte olabilecek olayların araştırmalarında önemli rol oynar.

Yaklaşık 20 yıl önce başlayan paleotsunami çalışmaları, kıyı bölgelerinin sular altında kalması sırasında, tsunami olaylarının ince-orta kumdan kayalar ve megaklastlara kadar büyük miktarda tortuyu karaya taşıyabildiğine dair sağlam kanıtlar sağlamaktadır(Papadopoulos, 2016). Bu tortul malzeme, kıyı bölgesine yaklaşan ve taşan dalgalar tarafından hem deniz tabanından hem de kıyıdan aşınır. Sonuç olarak, kıtasal alanlardaki tsunami birikintileri, en azından kısmen, yüksek enerjili bir hidrodinamik süreçle biriken deniz kökenli çökellerdir.

Avrupa-Akdeniz bölgesindeki tsunami oluşumu, jeolojik kanıtlar, çoğunlukla karada ve daha nadiren açıkta tsunami tortu birikintileri, jeomorfolojik özellikler, tarihsel belgesel kaynaklar, arkeolojik bulgular ve ayrıca olay sonrası saha araştırmaları sırasında toplanan aletsel veriler ve gözlemler, tsunami olaylarının uzun bir kaydını sağlamıştır(Papadopoulos, 2016).

Şimdiye kadar aletsel kayıtlardan bilinen çok az sayıda tsunami, olasılıklı sismik tehlike değerlendirmesinde uygulanana benzer bir şekilde tsunami tehlike tahmini için standart ve düşük belirsizlik istatistik ve olasılıksal yaklaşımlar geliştirmede ciddi zorluklar yaratmakta olduğu için geçmiş tsunami olaylarının, tarihi belgesel kaynaklardan veya karasal ve denizel jeolojik yöntemleri(paleotsunami) aracılığıyla tortul kayıtlarla tanımlanması, tsunami zaman serisini tarihi ve jeolojik geçmişe genişletmek için özel bir değere sahip olmasıyla birlikte, arkeolojik gözlemler de paleotsunami olaylarının tanımlanması için kanıt sağlar nitelikte bölgeleri göstermektedir(Papadopoulos vd., 2014a; Papadopoulos, 2016) ve bu bölgeler, tsunami potansiyellerine göre sınıflandırmaktadır(Papadopoulos, 2016).



Şekil 1. 21. Kumsal ve kayalık sahilde oluşmuş eski tsunami tortulu oluşumunu anlatan şematik şekil ve örnek fotoğrafı(Costa ve Dawson, 2015'ten çevrilmiştir. Şekil 1: kumsal sahilde meydana gelen tsunami olayında tsunami dalgalarının sığ deniz içerisindeki tsunami kumulu diye adlandırılan kumulu sahil bariyerini aşarak lagün içerisine biriktirmesi ve onu üzerleyen kumul ile birlikte bir tsunami tortulu oluşturması(Fotoğraf Yuichi Nishimura'ya aittir). Şekil 2: kayalık sahilde falez uçurumlu bir kıyıya çarpan tsunami dalgalarının erozyon ve yeniden oluşum sürecinden geçirek uçurum noktasını aşarak kıyıya kadar getirdiği iri kaya parçaları sahilde görülebilir, fotoğraf Scheffers, 2002'den alınmıştır).

Depremelerin jeolojisine benzer şekilde, tsunami olaylarının jeolojisi, geçmişteki tsunami olaylarının, yani paleotsunami olaylarının jeolojik izlerinin tanımlanması için özel bir öneme sahiptir. Tsunami olaylarının nadir olaylar olduğu ve bu nedenle tehlike ve risk değerlendirmesi için mevcut tarihsel tsunami kataloglarının büyük ölçüde eksik olduğu düşünüldüğünde, geçmiş tsunami olaylarının jeolojik kayıtlarının tarihsel kayıtları entegre edilerek ve geriye doğru genişletmek için değerli bir bilgi kaynağı olduğu giderek daha açık hale gelmiştir(Papadopoulos ve diğerleri, 2014a; Papadopoulos, 2016).

Geçmiş tsunami olaylarının jeolojik olarak tanımlanması ve tarihlendirilmesi için temel ilke, tsunami dalgaları hem iç hem de açık denizde büyük miktarda tortuyu harekete geçirdiği için hızlandırıcı kütle spektrometresi (AMS) radyokarbon tarihlemesi, optik olarak uyarılmış lüminesans (OSL), kısa ömürlü radyonüklidler, tefrokronoloji, paleomanyetizma, gibi yöntemlerle tsunami ile ilgili olayların tanınması, dolayısıyla bir tsunami olayının jeolojik kaydına çevrilmesidir.

BÖLÜM İKİ

BÖLGENİN JEOTEKTONİK YAPISI

Türkiye, Alp-Himalaya deprem kuşağı üzerinde Doğu Akdeniz Bölgesinde yer alır ve tarihsel dönemlerden günümüze kadar sürekli olarak yıkıcı depremlere maruz kalmakta olup yeni yıkıcı depremler üretme potansiyeli yüksek olan bir jeotektonik yapıya sahiptir. Türkiye jeotektonik açıdan kuzeyde Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve Karadeniz Bölgesi, doğuda Kuzeydoğu Anadolu Fayı (KDAF) ve Doğu Anadolu Sıkışma Zonu (DASZ), batıda Ege Graben Sistemi, güneyde Kıbrıs-Helenik Yay ve son olarak Orta Anadolu Bölgesi olmak üzere Türkiye'de yedi ana tektonik bölge(Şengör ve diğerleri, 1985) tarafından kontrol edilmektedir(Şekil 2.1).

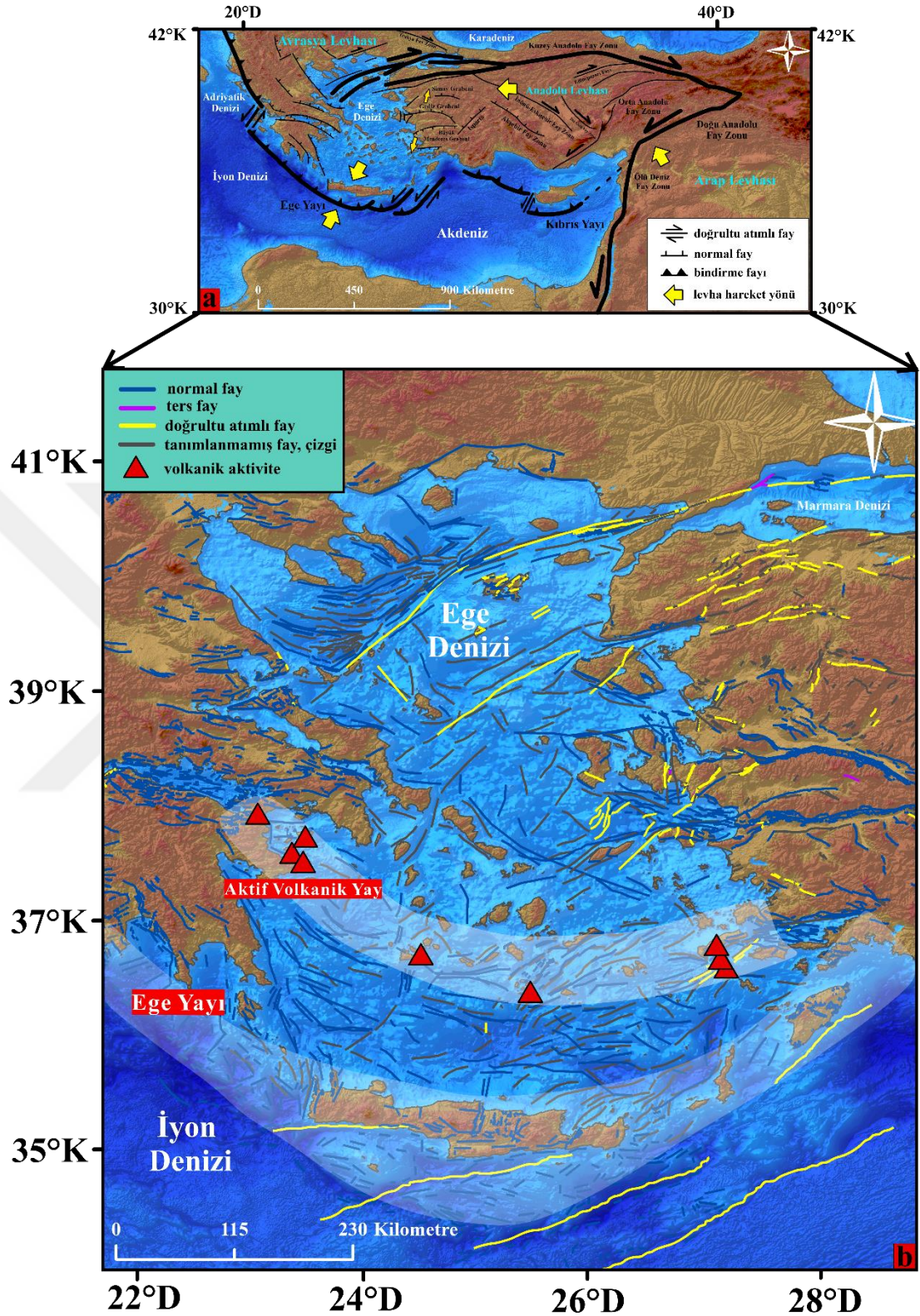
Doğu Akdeniz Havzasındaki Helenik Yay, büyük depremler ve tsunami olayları meydana getiren Doğu Akdeniz havzasındaki mekanizmayı kontrol eden önemli bir jeotektonik yapıdır. Ege levhasının güney sınırı, Girit ve Rodos'un güneyindeki Helen Çukuru ve Pliny/Strabon kompleksinden geçer(McKenzie, 1978; Altınok ve diğerleri, 2005). Anadolu mikro-levhasının hareketinin Ege bölgesine transferi ile Türkiye kıyı bölgesinin orta ve batı bölümünden Yunan adalarına doğru basit bir geçişle gerçekleşmesi, Doğu Akdeniz okyanus levhasının Ege mikro-levhasının altına sokulması ve Anadolu mikro levhasının Kuzey Anadolu Fay Zonu kontrolünde batıya doğru hareketi bölgesel deformasyonun şekillenmesine bir kanıt niteliğindedir(Sözbilir ve diğerleri, 2020). Ege mikro levhası, dış merkez bölgesi K-G genişlemeli tektonik rejim(Kurt ve diğerleri, 1999) altında 35–40 mm/yıl(Ebeling ve diğerleri, 2012) kayma hızı olan, Anadolu levhasının Serravaliyen'den (12 my) beri Afrika, Avrasya ve Arap levhaları tarafından sıkıştırılmasına yanıt olarak Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma ve GB'ya doğru kaçışını kanıtlar bir mekanizma niteliğindedir(Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz 1981; Şengör ve diğerleri, 1984).

Helenik Yay boyunca Afrika Levhası'nın kuzey kenarı, yay boyunca kuzeye daldığı ve dalan levhanın dönme noktasındaki geriye hareket etmesiyle (roll-back) üst levhada yani Ege bölgesinde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de K-G kabuksal bir genişleme yaratmıştır(Le Pichon ve Angelier, 1979). Bu yay gerisi açılma rejimini, Ege Bölgesi ve Türkiye'nin batı

kayılarında geniş ve karmaşık normal faylanma sistemleri kontrol eder ve bu fayların kontrolündeki havzaların ortalama 6 mm/yıl genişleme hızına sahiptir(Sözbilir vd., 2020).

Ege Bölgesi'nde tanımlanan, sismik aktivite açısından dünyanın en aktif bölgelerinden birisi olan Batı Anadolu Genişleme Bölgesi (BAGB); (Eyidoğan ve Jackson, 1985; Şengör, 1987; Jackson ve McKenzie 1988; Ambraseys 1988; Taymaz ve diğerleri, 1991; Reilinger ve diğerleri, 1997; Bozkurt, 2001; Sümer ve diğerleri, 2020) içinde, morfolojik yükseltiler (horst) ve çöküntüler (graben) olmak üzere yaklaşık B–D uzanımlı üç çöküntü; kuzeyden güneye doğru Gediz-Alaşehir Grabeni (GAG), Küçük Menderes Grabeni (KMG) ve Büyük Menderes Grabeni (BMG) bulunur.

Büyük Menderes Grabeni 150 km'lik uzunluğa ve 10-20 km genişliğe sahip, D-B doğrultulu aktif normal faylarla sınırlı bir havzadır(Paton, 1992). Grabenin K-G doğrultulu fay sistemleri Aydın'ın doğusundan başlayarak Denizli'ye doğru Nazilli kuzeyinde Kuyucak batısı ve Atça-Kılavuzlar arasında olduğu, yüzeyde gözlenen uzunluklarının 3-5 km arasında değiştiği ve Erken–Orta Miyosen'de oluşuktan sonra da aktif hale geçerek daha genç çökelleri kestiği; yaklaşık D-B doğrultusunda gelişen ikinci fay sistemlerinin ise, grabende basamaklar oluşturacak şekilde oluşmuş güneye eğimli normal faylar niteliğinde olduğu ve bahsedilen bu fayların Geç Miyosen'den itibaren oluşup, günümüze kadar aktifliğinin devam ettiği belirtilmiştir(Sözbilir, 2001). Büyük Menderes Grabeni'n kuzey kenarı boyunca en genç (Holosen) tortul dolgudaki yapılan sedimantolojik çalışmalar kuzey kenarın tektonik yönden daha aktif olduğunu, faylarla kontrol edilen alüvyal yelpazelerin güneye oranla daha çok geliştiğini kanıtlamaktadır(Hakyemez ve diğerleri, 1999; Sözbilir, 2001).



Şekil 2. 1. Batı Anadolu ve Ege Denizi'nin ana neotektonik yapıları ve tektonik aktivitesini gösteren kabartma modeli(a; Anadolu'nun ana neotektonik yapıları, Uzel ve diğerleri, 2012'den derlenmiştir. b; Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre ve diğerleri, 2017, bölgesel denizel faylar Ganas ve diğerleri, 2016, Bulut

ve diğerleri, 2020, Sözbilir ve diğerleri, 2020 olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Koyu mavi çizgiler normal fayları, sarı çizgiler doğrultu atım ve transform faylarını, mor çizgiler bindirme ve ters faylanma sistemlerini, koyu gri çizgiler ise olası çizgisellik, tanımlanmamış fayları temsil eder. Kırmızı üçgenler ise aktif volkanizmayı temsil eder. Aktif volkanizma konumları USGS'den alınmıştır.)

Bu çalışmanın alanı olan Ege kıyılarındaki batı Anadolu'yu oluşturan illerin tamamı, Türkiye Deprem Bölgeleri Haritasına göre 1. derece deprem bölgesinde yer almaktadır. Bu tektonik ortamda, Ege Denizi'nin tabanının genişletilmesi ve dolayısıyla çökmesi, yenilmeye hazır aşamada bekleyen çok sayıda normal fayı barındırabilir(Bulut vd., 2021). İzmir civarındaki sismik potansiyel, yoğunlaştırılmış GPS ölçümleriyle doğrulanmış(Aktuğ ve Kılıçoğlu, 2006; Doğru vd., 2014; Sözbilir vd., 2020; Eyübagil vd., 2021; Bulut vd., 2021) olup, tarihsel ve aletsel dönem kayıtlarıyla belgelendiği üzere Mw 6 ve üzeri depremleri barındırmaktadır(Stiros ve diğerleri, 2000; Eyidoğan, 2020; Bulut vd., 2021).

İzmir ve civarında 2008-2012 yılları arasında meydana gelen Mw 4,9 civarındaki önemli depremlerin fay düzlemi çözümleri oblik, normal ve doğrultu atımları ve bu fay segmentlerinin, yaklaşık 40-45 derecelik eğim, 15 kilometrelik sismojenik derinliğe kadar uzanmaları(Tan ve diğerleri, 2014), bölgede belirgin bir K-G açılma yönü, Kuşadası Körfezi ve Sisam Adası etrafında belirgin sismik zonlu alan ve tektonik aktivite vermektedir(Sözbilir vd., 2021).

30 Ekim 2020 Sisam Depremine kaynaklık eden Kuzey Sisam (Samos) Fayının bulunduğu bölge Ege mikro plakasının orta-doğu bölümünde yer alan oldukça deforme olmuş açılma bileşenli bir yay ardı alanına karşılık gelmektedir(Sözbilir vd., 2020).

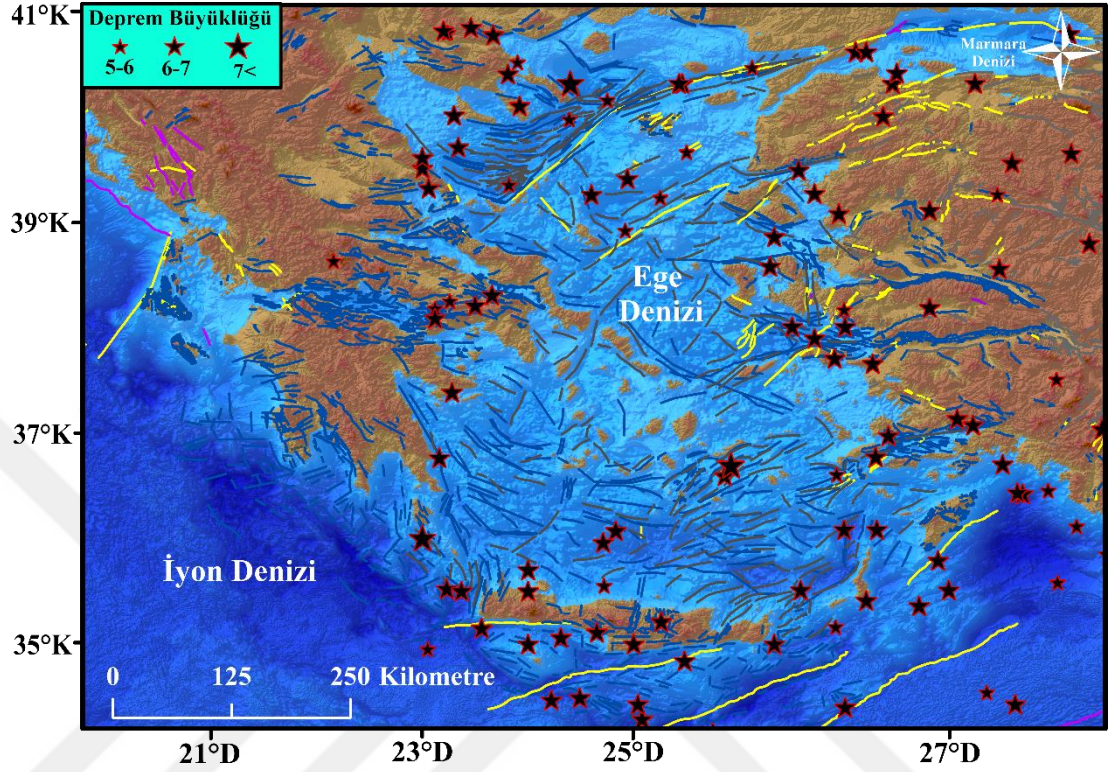
Ağırlıklı olarak genişlemeli tektonik yapısının bir kanıtı olan Kuvaterner denizel grabenlerden KD-GB doğrultulu Kos grabeni(Tibaldi vd., 2008; Nomikou ve Papanikolaou, 2011, 2013; Ganas vd., 2019) ve D-B Gökova Grabeni(Uluğ vd., 2005; Tur vd., 2015; Ocakoğlu vd., 2018; Ganas vd., 2019) içinde 2017 Bodrum-Kos depremi ve tsunami olayı meydana gelmiştir. Gökova Körfezi, iki rift oluşumu sırası boyunca geliştiğine inanılan bir D-B genişleme havzasıdır(Görür vd., 1995; Tur vd., 2015; Ganas vd., 2019). İlkel formunun oluşum kökeni Geç Miyosen-Pliyosen boyunca, bölgesel K-G uzantısı ve normal Datça fayının güneye doğru gelişmesidir(Kurt vd., 1999; Uluğ vd., 2005; Işcan vd., 2013; Ganas vd., 2019). İkinci evre ise, Pliyosen-Pleistosen boyunca yeni bir D-B normal fay serisi, daha karmaşık bir havza ve sırt

modeli gelişmiş ve ana Gökova rifti oluşumuna sebep olmuştur(Tur vd., 2015; Ganas vd., 2019). Bahsedilen faylar Gökova Körfezi'nin bugünkü kıyı şeridini belirlemektedir. Gökova Körfezi'nin kuzeyinde, KB-GD ile BKB-DGD normal ve normal-oblik faylar tarafından kontrol edilen ve Pliyosen-Pleyistosen'de Gökova ana yarığının açılması ve büyümesi ile eş zamanlı olup, Miyosen-Pliyosen formasyonlarını barındıran bir dizi iç havza vardır(Gürer ve Yılmaz 2002; Gürer vd. 2013; Ganas vd, 2016).

Gökova Körfezi'nin orta ve doğu kesiminin(Kurt vd., 1999; Uluğ vd., 2005; İşcan vd., 2013, Tur vd., 2015) ve Gökova Körfezi'ni Kos–Nisiros Grabeni'ne bağlayan güneybatı bölgesinin(Nomikou, 2004; Ocakoğlu vd., 2018) deniz tabanı morfolojisi ve açık deniz yapısı, sismik yansıma profilleri ve çok ışınli batimetrik ile incelenmiştir ancak Bodrum ile İstanköy arasındaki kuzeybatı kesim için açık deniz verisi açığı bulunmasından dolayı hem sismik profillerin hem de batimetrik özelliklerin tektonik yorumunun literatürde farklılık göstermesi sonucunda yazarların çoğu, Gökova Körfezi'nin batı-orta kesiminde, çoğunlukla güneye eğimli çok sayıda BKB-DGD genişlemeli fayların hakim olduğunu ileri sürmektedir(İşcan vd., 2013; Ocakoğlu vd., 2018; Ganas vd., 2016).

Akdeniz'de tsunami oluşumunun ana nedeninin, Helenik Yay boyunca ve Ege bölgesinin iç sismik bölgesinde meydana gelen sığ sismik aktivite olduğu ve tsunami istatistiklerinde, söz konusu alan bir bütün olarak ele alındığında tsunami olaylarının çoğunluğunun(86'dan en az 78'i) büyüklükleri 5,2 ile 8,3 arasındaki depremler tarafından oluşturduğunu ve bu depremlerin çoğunluğunun (78'den 47'si) büyüklüklerinin 6,5 ile 7,1 arasında olduğu, aynı zamanda en sık oluşan sismik aktivitenin büyüklüğünün 7.0'a eşit olduğu görülmektedir(Şekil 2.2)(Papadopoulos ve Chalkis, 1984). Sadece üç şok orta odak derinliğine sahipken, geri kalanlar sığ ($h < 70$ km) şoklardır, dört tsunami olayı, Santorini yanardağının volkanik patlamalarıyla ilgili olabilirken, aynı zamanda ana şok olmadan harekete geçen bir heyelanın ürettiği bir tsunami de rapor edilmiştir ve sonuç olarak, tsunami oluşumunun ana nedeni sığ şoklardır(Papadopoulos ve Chalkis, 1984). Birçok yazar (Galanopoulos, 1967; Papazachos ve Comninakis, 1971; Comninakis, 1975; Papazachos, 1980; Papadopoulos, 1982; Papadopoulos ve Chalkis, 1984), Yunanistan ve çevresindeki sığ depremlerin merkez üslerinin iki ana sismik bölgeye dağıldığı konusunda hemfikirdir; birincisi, dış sismik bölge kavisli bir şekle sahiptir ve Arnavutluk ve Batı Yunanistan'dan Girit, On İki Adalar ve güneybatı Türkiye'ye kadar Helen

yayına paralel uzanmaktadır; ikincisi, iç sismik bölge, söz konusu alanın geri kalanını kapsar ve birkaç sismik hipozona bölünmüştür(Papadopoulos ve Chalkis, 1984).



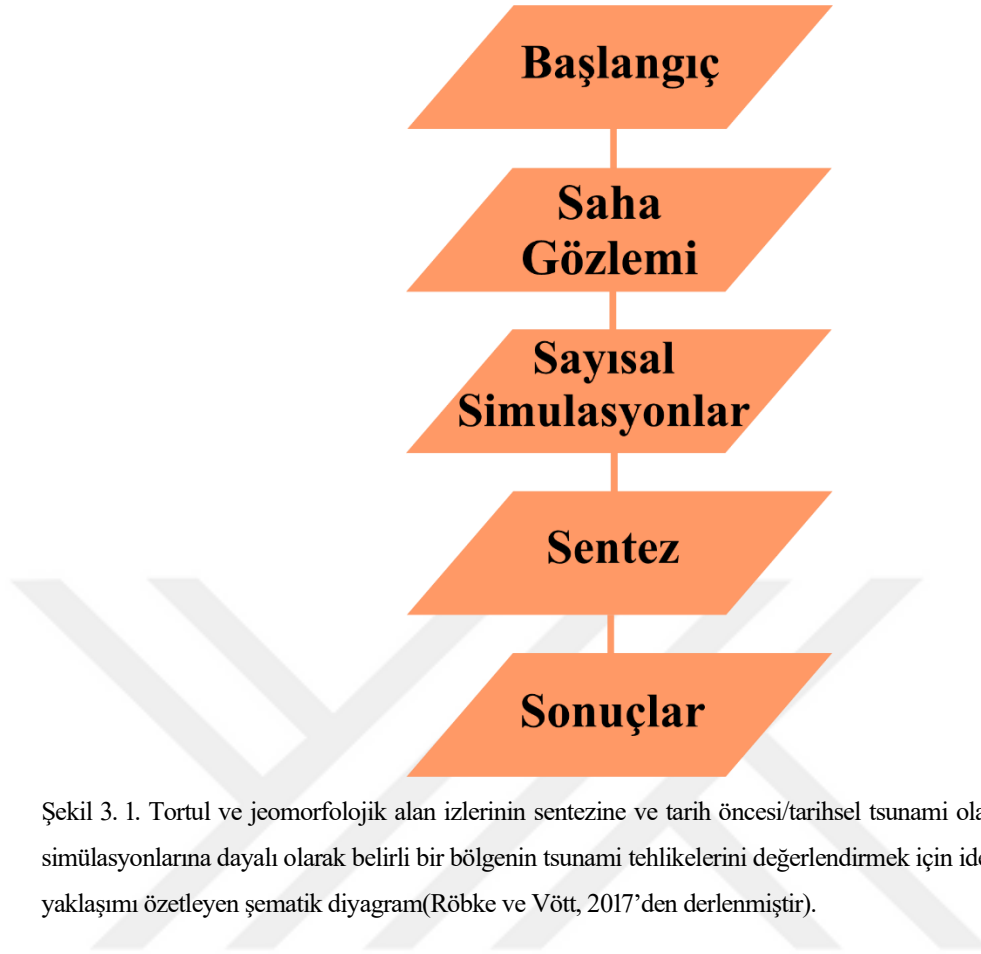
Şekil 2. 2. Ege Denizi'nde meydana gelen büyüklüğü Mw 6 ve üzeri olan, aletsel dönem (1900-2023) deprem noktaları.(Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre vd., 2017, Sözbilir vd., 2020, bölgesel denizel faylar Ganas vd., 2016, Bulut vd., 2020, Sözbilir vd., 2020 olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Koyu mavi çizgiler normal fayları, sarı çizgiler doğrultu atım ve transform faylarını, mor çizgiler bindirme ve ters faylanma sistemlerini, koyu gri çizgiler ise olası çizgisellik, tanımlanmamış fayları temsil eder.)

BÖLÜM ÜÇ

METODOLOJİ

Tarihsel ve aletsel dönemde oluşan tsunami olaylarının kanıtları ışığında oluşturulacak tehlike değerlendirmesinde kullanılacak metotların sıralanması beş adımdan oluşur. Bu beş adım yapılacak çalışmaların bir özeti olup, belirli bir bölge için değerlendirilmesi yapılacak tsunami tehlikesinin bir simülasyonunu elde ederek bölge hakkında gelecekte meydana gelebilecek tsunami olaylarının bir ön izlemesi gibi düşünülebilir(Şekil 3.1).

İlk olarak iyileştirilmiş bir tsunami tehlike değerlendirmesinin amacı tortul ve jeomorfolojik alan izlerinin kanıtlarını ortaya çıkararak tarih öncesi ve tarihsel tsunami olaylarının sayısal simülasyonlarını elde etmek yaklaşımı olmalıdır. İkinci olarak ise karada ve denizde jeolojik kayıtlara dayalı olarak tarih öncesi ve tarihsel tsunami olaylarının tespiti ve analizi yapılarak bu tsunami olaylarıyla ilişkili günümüz kara ve deniz topografyasının yeniden inşası hakkında karşılaştırmalar yapılmalıdır. Üçüncü adımda, tsunami olayını oluşturacak olan kaya kütesinin ya da plakanın katmanlarının ve onu altlayan katmanlarının yüzeyinden aşağıya doğru kaydığı durum ile ilgili dijital yükseklik modelleri oluşturulmalıdır. Bu model oluşturulurken, potansiyel tsunami tetikleyici unsurları (deprem, volkanizma, heyelan vb.) ve saha izlerine karşılık gelen uygun hidrodinamik sınır koşullarının belirlenmesi gerekir. Sayısal modelde morfodinamik süreçleri ve yerel stratigrafik alan verilerini dikkate alınmalıdır. Dördüncü olarak tarih öncesi ve tarihsel tsunami olaylarının alan izlerini kullanarak hidro ve morfodinamik sayısal modelin kalibrasyonu ve doğrulanması gerekmektedir. Tarih öncesi ve tarihsel tsunami olaylarının saha kanıtlarıyla uyumlu tsunami senaryolarının ve buna karşılık gelen oluşum mekanizmalarının belirlenmesiyle birlikte güncel kıyı topoğrafyası için uygun tsunami senaryolarının ve oluşum mekanizmalarının simülasyonu paralel yürütülmelidir. Son ve beşinci olarak bölgenin tarih öncesi, tarihsel, fiziksel ve morfolojik ortamı göz önünde bulundurularak ve hem potansiyel tsunami büyüklüğü hem de bunlarla ilişkili oluşum sıklığı hakkında bilgi sağlayan gelişmiş tsunami tehlike değerlendirmesi ortaya çıkarılmalıdır.

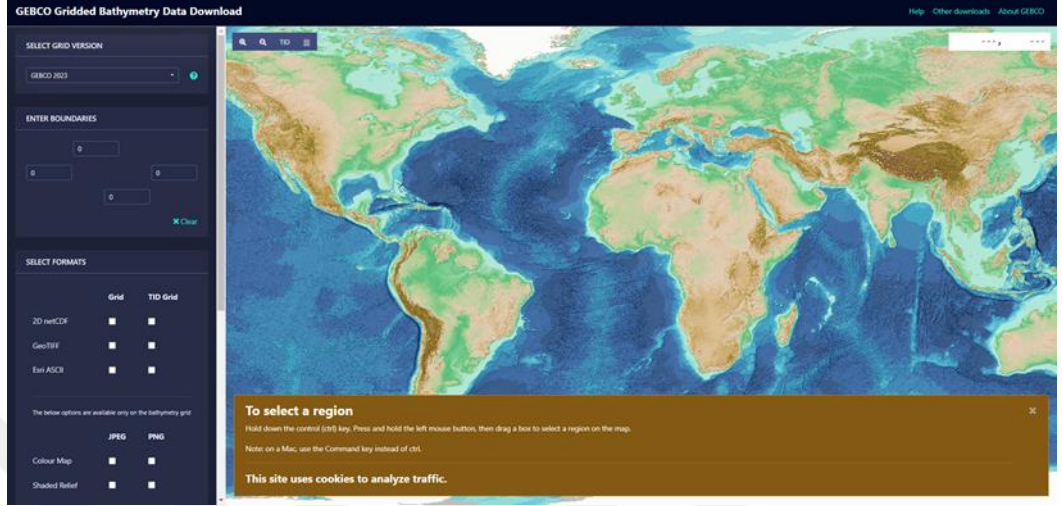


Şekil 3. 1. Tortul ve jeomorfolojik alan izlerinin sentezine ve tarih öncesi/tarihsel tsunami olaylarının sayısal simülasyonlarına dayalı olarak belirli bir bölgenin tsunami tehlikelerini değerlendirmek için idealleştirilmiş bir yaklaşımı özetleyen şematik diyagram(Röbke ve Vött, 2017’den derlenmiştir).

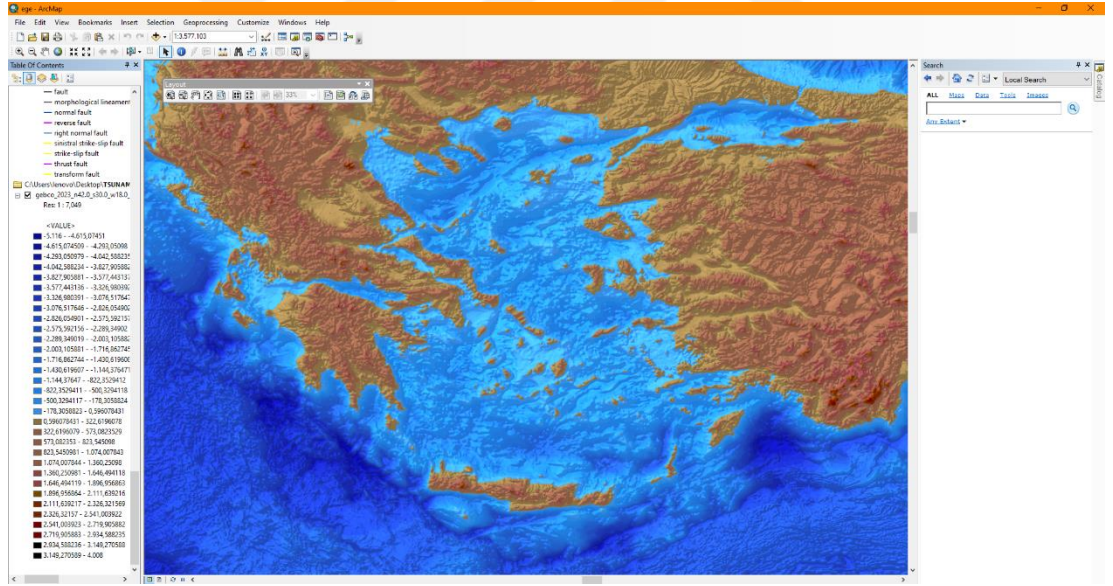
Bu tez çalışmasında literatür taraması olarak Akdeniz ve çevresini konu alan en az yirmi makale, Ege Denizi ve çevresi tsunami olaylarını konu almış on makale taranmıştır. Bu makaleler Türkçe diline çevrilerek taranmış ve tarihsel tsunami olaylarına ait katalog ve gözlemlerin, Ege Deniz’ini de içine alan Akdeniz bölgesi için yapılmış on adet kataloglar incelenmiş ve verileri derlenmiştir. Yalnızca Ege Denizi için yapılmış olan beş adet katalog incelenmiştir. Bu tez çalışmasında herhangi bir saha gözlemi yapılamamış olup, Ege kıyıları ve Ege Denizi’nde meydana gelmiş tarih öncesi ve tarihsel tsunami kataloglarının derlenmesi ile birlikte elde edilen batimetrik verileri kullanarak yapılan kabartmalı tsunami şiddet haritası hazırlanmıştır.

Batimetrik verileri GEBCO’dan indirilerek(Şekil 3.2) ArcGIS’e aktararak yaklaşık 500 metre aralıklarla, batimetrik ve topoğrafik bölgelerin renklendirilmesini farklı seçilerek, kabartmalı yükseklik modeli oluşturulmuştur(Şekil 3.3). Bu renklendirme üzerine Türkiye ve Avrupa’yı kapsayan kıyı şeridi çizgisi eklenmiştir. ArcGIS Online platformundan indirilebilen (NOAA Tsunami verileri) gibi veriler erişime açık olarak indirilen kurumların kendilerine ait

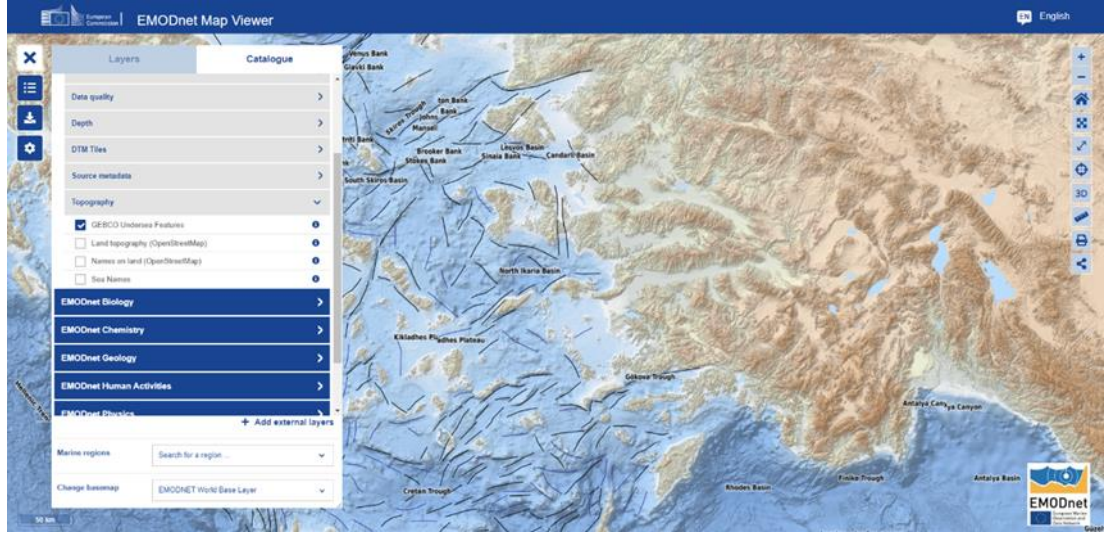
oluşturduğu veri setlerinden yararlanılmış ve ilgili haritalarda kaynak olarak verilerin nereden kullanıldığı belirtilmiştir(Şekil 3.4 ve Şekil 3.5).



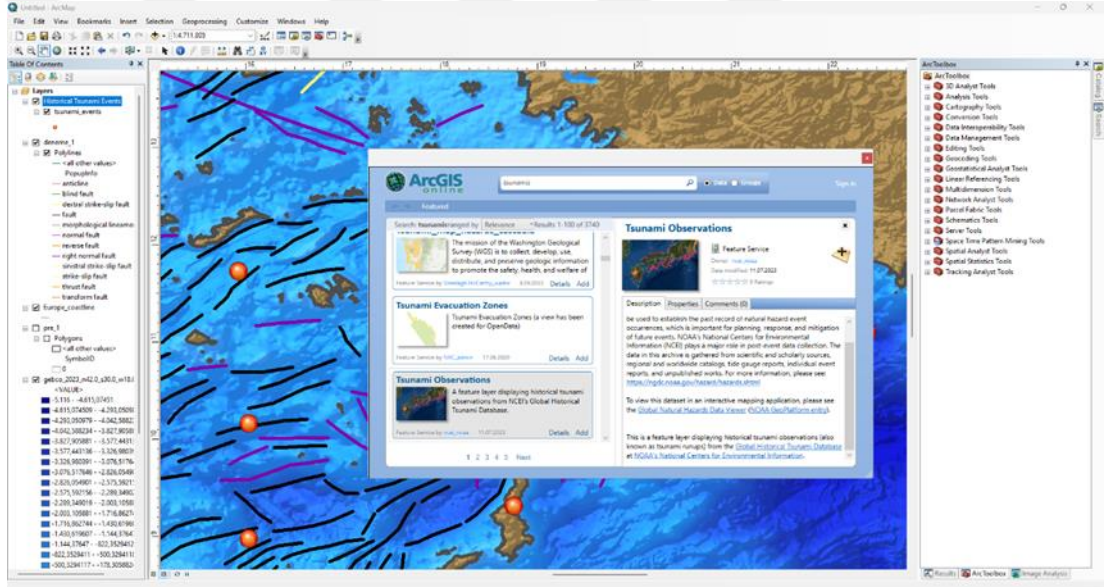
Şekil 3. 2. GEBCO harita görüntüleyici üzerinden batimetrik verileri indirilmesine ait örnek.



Şekil 3. 3. GEBCO'dan alınan batimetrik verilerin ArcGIS üzerinde yapılan kabartmalı yükseklik modeli.



Şekil 3. 4. EMODNet harita görüntüleyici üzerinden fay verisi indirilmesine ait örnek.



Şekil 3. 5. ARCGIS Online üzerinden kullanılabilen veri setlerinden bir örnek.

NOAA, MTA ve EMODNet'ten alınan aktif fay verileri online olarak indirilmiş olup, Global Mapper programı üzerinden bu veri setindeki faylara çizim araçlarından yararlanarak ek faylar çizilmiştir(Şekil 3.6). Harita üzerine eklenen tsunami noktaları bu tez çalışmasında sunulan 'Ege kıyılarında meydana gelen tarihsel ve aletsel tsunami kataloğu'nun verilerini tablo halinde ArcGIS'e aktararak, noktaların koordinat (enlem ve boylam) bilgilerini sağladıktan sonra yeni bir harita katmanı oluşturulmuş, program üzerinde tablodaki sunulan bilgiler örneğin tsunami şiddeti ve kesinliği gibi parametrelere göre boyutu ve renginde ayarlamalar yapılmıştır. Aynı şekilde KRDAE'den elde edilen 1900-2019 yılları arası, Mw büyüklüğü 6 ve üzeri olan, aletsel

[illegible]

BÖLÜM DÖRT

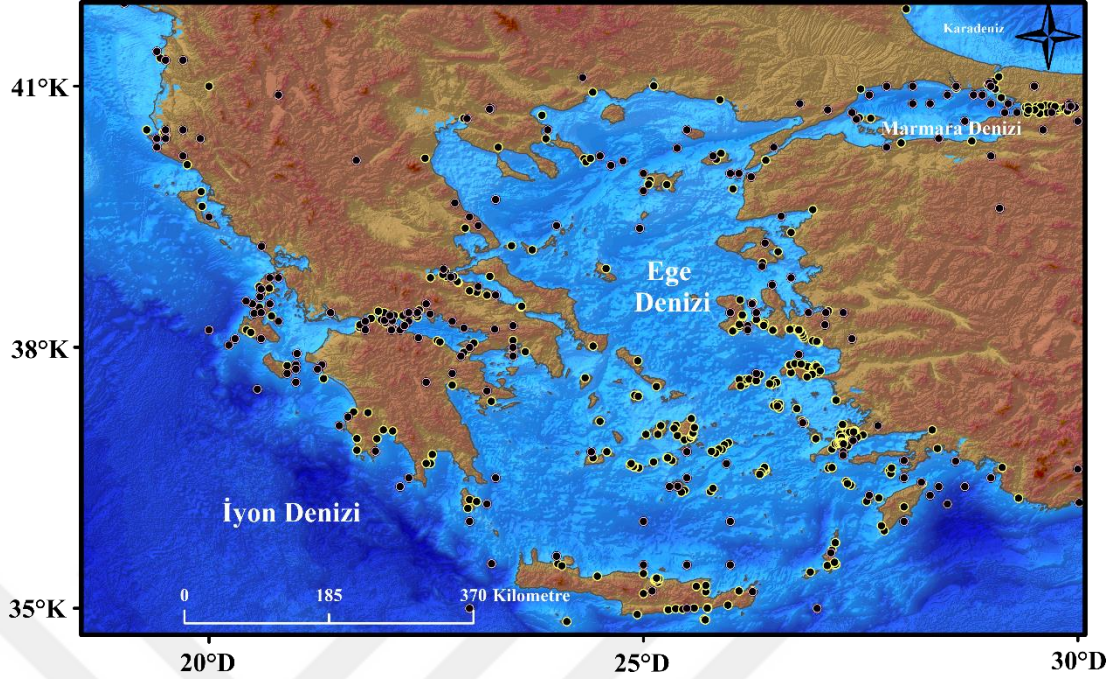
TARİHSEL TSUNAMİ KATALOĞU

‘Sismik deniz dalgaları’ terimi yerine genellikle ‘gelgit dalgası’ ve ‘tsunami’ terimleri kullanılmaktadır. İlk terim oldukça yanıltıcıdır, çünkü sismik deniz dalgaları çok nadiren gelgitlerle bağlantılıdır. Japoncadan türetilen ‘tsunami’ terimi, evrensel olarak kabul edilmiştir. Sismik deniz dalgalarının kökenine ilişkin gözlemsel bir çalışma yürütürken, bölgenin iki koşulu karşılaması gerekir. Birincisi, bu bölgedeki belirgin sismik olayların sayısı mümkün olduğu kadar çok olmalı ve iyi belgelenmelidir ve ikincisi, bölge az çok kendi kendine yeterli, sınırlı ölçüde ve jeotektonik olarak iyi belgelenmiş olmalıdır. Sismik deniz dalgalarının kökeni ve gelişimi üzerine şimdiye kadar yapılan araştırmalar iki geniş kategoride sınıflandırılabilir; teorik çalışmalar ve gözlemsel analizler. Teorik çalışmalar, zorunlu olarak, aşırı basitleştirilmiş varsayımlar içerir ve bunların sonuçları, olgunun belirli aşamalarını anlamada yardımcı olduğu kanıtlanmış olsa da, olgunun kendisinin özellikle ilginç herhangi bir temel özelliğini henüz ifşa etmemiştir. Gözlemsel analizler, özellikle teorik bulgularla desteklendiğinde daha etkili görünmektedir, ancak gözlemsel verilerin yetersiz olması nedeniyle nadiren başarılı bir şekilde uygulanabilirler(Antonopoulos, 1980). Belirli bir kıyı için tsunami tehlikesini tahmin etmeye yönelik tüm çalışmalar, bölgede meydana gelen tsunami olaylarına ilişkin verilerin toplanması ve bir olaylar kataloğunun derlenmesi ile başlar(Soloviev, 1990).

Tsunami kayıtları, genellikle dünya genelindeki sismolojik veya meteorolojik enstitüler tarafından düzenlenen veri tabanları tarafından desteklenir. 26 Aralık 2004'te Sumatra'da meydana gelen yıkıcı Hint Okyanusu Tsunami sonrası, Kasım 2005'ten itibaren Kuzey Doğu Atlantik ve Akdeniz Tsunami Uyarı Sisteminin (NEAMTWS) kurulması için sistematik bir çaba gösterilmiştir. Oşinografi Komisyonu UNESCO'nun çatısı altında birlikte çalışarak, bugün bir dizi ulusal tsunami uyarı merkezinin sinerjisine dayalı olarak geçici bir operasyonel statüde işlev gören "Kuzey Doğu Atlantik, Akdeniz ve Bağlı Denizler Tsunami Uyarı Sistemi"(NEAMTWS)'ni kurmuştur. Dünyanın çeşitli bölgelerinde tsunami olayları için çeşitli kataloglar yayınlanmıştır(Imamura, 1942; Galanopoulos, 1960; Ambraseys, 1962; Berninghausen, 1964; 1966; 1969; Ida ve diğerleri, 1967; Antonopoulos, 1973; Soloviev ve Go, 1974; 1975; Pararas ve Carayannis, 1977; Murty ve Loomis, 1980). Daha sonra Moreira (1974) tüm Avrupa için bir tsunami listesi yayınlamış ve Antonopoulos (1980) tarafından Yunanistan

ve çevresi için eleştirel bir şekilde gözden geçirilmiş ve önemli ölçüde tamamlanmış bir katalog hazırlanmış ve yayınlanmıştır. 19. yüzyıl öncesi olaylar için özellikle detaylı ve güvenilir (Soloviev, 1990). Galanopoulos (1957; 1960), Ambraseys (1960; 1962), Antonopoulos (1973; 1978; 1980), Papadopoulos ve Chalkis (1984) ve Papazachos ve diğerleri (1985) Ege Denizi ve Yunanistan kıyı bölgesindeki tsunami olaylarını ayrıntılı olarak ele almıştır. Hem tsunami hem de nedensel olayların (örneğin depremler) parametrelerini içeren parametrik kataloglar, diğerlerinin yanı sıra Papadopoulos ve Chalkis (1984), Papazachos ve diğerleri tarafından düzenlenmiş ve yayınlanmıştır. Sonrasında Tinti ve Maramai (1996), Altınok ve Ersoy (2000), Soloviev ve ark. (2000), Papadopoulos (2003a, 2009, 2011), Yalçiner ve diğerleri (2002), Tinti ve diğerleri. (2004), Papadopoulos ve Fokaefs (2005), Fokaefs ve Papadopoulos (2007), Papadopoulos ve diğerleri. (2007a, 2010), Baptista ve Miranda (2009), Altınok ve diğerleri (2011), Maramai ve diğerleri. (2014), Diakogianni ve diğerleri, (2015) çalışmalarını sürdürmüştür. Günümüz tsunami olayları çoğunlukla aletsel olarak belgelenmiştir ve günümüzde kıyı şeritlerindeki gelgit göstergelerindeki ve deniz tabanındaki basınç tsunami metrelerindeki kayıtları içermektedir (Şekil 4.1). Son yirmi yılda, uydu altimetri yöntemleriyle açık okyanusta yayılan tsunami olaylarını tespit etmeye yönelik çabalar sarf edilmiştir (Levin ve Nosov, 2009; Papadopoulos, 2016). Bu tez çalışmasında ise önceki yayınlara ve tarihsel bilgilere dayanarak, Ege Denizi'nin Türkiye kıyılarında gelişimi tarihsel ve aletsel tsunami olayları için yeni bir katalog sunulmaktadır, bu katalog aynı zamanda tsunami depremleri hakkında da bilgi içermektedir.

Bu katalogta sunulan veriler, tarihi ve konumu açısından bölgesel çalışılmış olan çalışmalardan örnek olarak seçilmiş olan; Antonopoulos (1979), Papazachos ve Comninakis (1984), Soloviev (2000), Ambraseys ve Synolakis (2010), Altınok ve diğerleri (2011), Alessandra Maramai vd. (2014) tarafından yayınlanan tsunami kataloglarından alınmıştır. Depremlerin verileri ise, AFAD, MTA Tarihsel Deprem Kataloğu, KRDAE, NOAA'dan alınmıştır.



Şekil 4. 1. Ege Denizi kıyılarında meydana gelen tarihsel tsunami olaylarını gösteren harita(Kırmızı-siyah noktalar NOAA'nın tarihsel tsunami kataloğuna aittir, sarı-siyah noktalar ise NOAA'ya ait güncel tsunami gözlemleridir.Veriler ArcGIS Online üzerinden NOAA'dan alınmıştır.).

Ege Denizi ve çevresinde meydana gelen, iyi belgelenmiş tüm tsunami ve bunlara karşılık gelen tsunami depremleri hakkındaki bilgiler Tablo 4.1'de verilmektedir. İlk 5 sütunda sırasıyla güvenilirlik derecesi, tsunami kaynağı (alan adı ve/veya coğrafi koordinatlar) ve maksimum tsunami şiddetleri k ve K , (tsunami kaynağına yakın) ve tsunami oluşturan depremlerine ilişkin bilgiler (yıl, ay, gün, oluş tarihi ve merkez üssünün coğrafi koordinatları) verilirken, ikinci 5 sütunda ise tsunami olaylarının oluşturan depremlerin büyüklükleri ve şiddetleri verilmektedir. Tarihsel kaynaklarda hatalar olabilme olasılığı göz önünde bulundurulduğunda, önceki araştırmacılar tarafından kullanılmış olmalarına rağmen hakkında şüpheler bildirilen tsunami olaylarını ele almış olan kataloglardan derlenen olaylar da dahil edilmiştir, böylece kayıt edilen tüm tsunami ve olası tsunami olaylarını belgelemek amaçlanmıştır. İlk sütunda ise bu kaynakların güvenilirliği ve tsunami olayının gerçekleşme ihtimaline göre yapılmış olan derecelendirme belirli kataloglardan derlenmiştir. Soloviev (1990) ve Tinti ve Maramai (1996) tarafından uyarlanan Iida (1984) ölçeği, olayların gerçekliğini değerlendirmek için kullanılmıştır(Altınok ve Ersoy, 2000) ve bu güvenilirlik derecesinin aşamalarının Türkçe teknik karşılığı Altınok (2005)'tan alınmıştır:

- (0), yetersiz;
- (1), sorgulanmalı;
- (2), olası;
- (3), güvenilir;
- (4), kesin.

Ölçeğin listelenen tsunami olaylarına uygulanmasında aşağıdaki kriterler göz önünde bulundurulmuştur:

(0) Gerçekleşme olasılığı düşük. Olay belgelendi, ancak teyit edilmesi imkansız ve genel bir anlaşma olmadığı anlamına gelmektedir.

(1) Şüpheli güvenilirlik. Doğrulama için yeterli veri veya kanıt mevcut değildir.

(2) Muhtemel tsunami olayları çeşitli kaynaklarda ve kataloglarda belirtilmiştir, ancak tutarsızlıklar vardır veya güvenilirliği şüpheli tek bir kaynaktan doğrulanmıştır.

(3) Kaynaklar belirli ve güvenilir, ancak ortaya çıkış tarihleri eskidir. Bazı kaynaklarda ve kataloglarda tutarsızlıklar mevcuttur. Güvenilir rapor, ancak yalnızca sınırlı sayıda kaynaktan doğrulandı.

(4) Yakın zamanda meydana gelen en güvenilir tsunami olayları. Birden çok güvenilir kaynak: tarihi belgeler, kilise el yazmaları, çeşitli yazarların el yazmaları, devlet arşivleri, biyografiler, denemeler, özel mektuplar, dergiler ve raporlar tarafından edinilmiştir (Altınok ve Ersoy, 2000).

Tsunami oluşturan depremlerin parametrelerinde yeniden düzenleme yapan katalogların verilerini örneğin tsunami şiddetleri, 2 ayrı şiddet ölçeği kullanılmıştır. Bunlar; altı dereceli 'Sieberg-Ambraseys Tsunami Şiddet Ölçeği' (k) ve on iki dereceli 'Papadopoulos-Imamura Tsunami Şiddet Ölçeği' (K)dir. BÖLÜM 4'te sunulan, tsunami noktalarını gösteren haritalarda ise daha güncel olması sebebiyle 12 dereceli 'Papadopoulos-Imamura Tsunami Şiddet Ölçeği' esas alınmıştır. Deprem büyüklüğü Mw moment büyüklüğü üzerinden, deprem şiddeti Richter-Mercalli şiddet ölçeğinden, koordinat bilgileri gibi veriler kaynağı belirtilen kataloglardan elde edilen verilerdir.

Tsunami tehlikesini en aza indirme çabalarına katkıda bulunan birçok bilim adamı, tsunami ve özellikleri ile ilgilenmişlerdir. Tsunami şiddeti ölçekleri üzerine çalışmalar ise Imamura (1942), Iida (1956), Ambraseys (1962) ve Soloviev (1970) tarafından yapılmıştır. Tsunami

şiddetinin ölçülmesine yönelik çabalar, yaklaşık 75 yıl önce Sieberg'in (1927) öncü çalışmalarıyla birlikte, sismolojik deneyimlerden elde edilen sonuçların (Bullen ve Bolt, 1985), depremlerle ilgili saha incelemelerinin, sismograflardan elde edilen verileri tamamlayan makrosismik veriler, etkilenen bölge üzerindeki bir depremin şiddetindeki değişimin geniş özelliklerini ortaya koymakta olduğundan, basit bir tanımlamaya yeterli değildir ve etkileri niteliksel terimlerle tanımlayan "şiddet ölçeklerine" atıfta bulunularak tahmin edilir(Papadopoulos ve Imamura, 2001).

Sieberg (1927) tarafından önerilen şiddet ölçeği, deprem şiddet ölçeklerine benzer şekilde, fiziksel bir parametrenin, örneğin dalga yüksekliğinin ölçümüne veya tahminine dayanmayan, ancak hasar gibi tsunaminin makroskobik etkilerinin tanımı temel alınan altı dereceli bir tsunami şiddet ölçeğini sunan ilk kişi olması açısından önemlidir(Papadopoulos ve Imamura, 2001). Ambraseys (1962), Sieberg'in ölçeğinin değiştirilmiş bir versiyonunu yayınlamıştır.

Sieberg ve Ambraseys Tsunami Şiddet Ölçeği;

I. Çok Hafif

Dalgalar sadece özel gelgit göstergeleri (mareograf istasyonları) ile kaydedilebilir.

II. Hafif

Kıyıda yaşayanlar tarafından fark edilen dalgalar oluşur. Çok düz kıyılarda dalgalar genellikle fark edilir.

III. Şiddetli

Dalgalar genellikle fark edilir. Hafif eğimli kıyıları su basar. Hafif yelkenli gemiler kıyıya taşınır. Kıyıların yakınında bulunan hafif yapılarda hafif hasar. Haliçlerde nehir akıntısının tersine çevrilmesi, akıntının bir miktar yukarısındadır.

IV. Çok Şiddetli

Küçük gemilerde herkes tarafından ve büyük gemilerde gemide birkaç kişi tarafından hissedilir. Sahildeki çoğu insan tarafından gözlemlenir. Birkaç küçük gemi karada hafifçe hareket eder. Hasar görülmez.

V. Hasar Yapıcı

Kıyıda genel olarak önemli su baskını görülür. Denize yakın rıhtım duvarları ve sağlam yapılar hasar görür. Hafif yapılar tahrip olur. Ekili arazinin şiddetli su basar. Yüzen eşyalar, kıyıya atılan balıklar ve deniz hayvanları ile sahilde yığın haline gelir. Büyük gemiler hariç

olmak üzere, diğer tüm gemi türleri karada veya açıkta taşınır. Akarsuların ağızlarında çukurlar oluşur. Liman çalışmaları hasar görür. İnsanlar boğulur. Güçlü kükreme eşliğinde dalga oluşumu gözlenir.

VI. Yıkıcı

Kıyıda belli bir mesafede insan yapımı yapıların kısmen veya tamamen yok olur. Kıyılarda güçlü su baskınları gerçekleşir. Büyük gemiler ağır hasar görür. Ağaçlar kökünden sökülmiş veya kırılmıştır. Çok sayıda can kaybı meydana gelir.

Japon tsunami literatüründe, tsunami şiddet ölçümüne yönelik, Imamura (1942, 1949) ve Iida (1956, 1970) ve Iida ve diğerleri (1967) çalışmalar yaparken, Imamura-Iida'nın ölçeğini iyileştirme girişiminde bulunan Soloviev (1970) çalışmasında, tsunami şiddetini büyüklük olarak tanımlamayı önermiş ve sonrasındaki çalışmacılar Abe (1979, 1981, 1985, 1989), Hatori (1986) ve Murty ve Loomis (1980) tarafından ML, şeklinde bir büyüklük ölçeği olarak kabul edilmiş ve tsunami büyüklükleri hesaplanmıştır. Shuto (1993) ise çalışmasında tsunami şiddetini tanımladığı formülde:

$$i = \log_2 H ,$$

Burada H; tsunami dalga yüksekliğini ifade eder (metre olarak).

Shuto (1991), tsunami sonrası insan yaşamı üzerindeki etkileri, evlere ve kıyı yapılarına verilen hasar, trafik engeli, cankurtaran halatları, balıkçılık, ticaret ve sanayi, tarım, orman, yangın, petrol sızıntısı, ve kıyı morfolojisinin değişimi açısından değerlendirmesinin ardından Shuto (1993) çalışmasında formüle dayandırdığı tsunami şiddet ölçeği, tanım gereği bir büyüklük ölçeğidir, çünkü H basitçe fiziksel bir parametredir (Papadopoulos ve Imamura, 2001).

Papadopoulos ve Imamura (2001) ise, tsunami etkilerini etkilerin tipini ve kapsamını kontrol eden fiziksel parametrelerden bağımsız olarak tanımlayan yeni bir tsunami şiddet ölçeği oluşturarak Shuto'nun (1993) formülünü kullanmış ve tsunami yüksekliği H ile önerilen büyüklük ölçeğinin alanları I arasında kabaca bir korelasyon sağlamıştır (Tablo 4.1).

Tablo 4. 1. Önerilen şiddet dereceleri ile Shuto, (1993) tarafından formülde sunulan H ve i miktarları arasındaki olası korelasyon(Papadopoulos ve Imamura, 2001'den derlenmiştir; H; tsunami tırmanma yükseklik değerini, i ise Shuto'nun beş ölçekli tsunami şiddet skalasının değerlerini göstermektedir).

I	H (m)	i
I–V	<1.0	0
VI	2.0	1
VII–VIII	4.0	2
IX–X	8.0	3
XI	16.0	4
XII	32.0	5

Papadopoulos ve Imamura (2001)'e göre önerdikleri tsunami şiddet ölçeği; tsunami kaynağında ölçülen veya makroskobik olarak gözlemlenen (a) insanlar üzerindeki etkiler; (b) değişken büyüklükteki tekneler dahil olmak üzere nesneler ve doğa üzerindeki etkiler; ve (c) binalarda hasar gibi açıklamaları olan her bir şiddet ölçeğinden on iki dereceli bir şiddet ölçeğidir ve yaklaşık son yüzyılda Avrupa ve Kuzey Amerika'da oluşturulmuş ve yaygın olarak kullanılan birkaç on iki dereceli sismik yoğunluk ölçeği ile tutarlıdır.

Papadopoulos ve Imamura (2001) tsunami şiddet ölçeği;

I. Duyulmayan

(a) En uygun koşullar altında bile hissedilmez.

(b) Etkisi görülmez.

(c) Hasar görülmez.

II. Çok Hafif

(a) Küçük gemilerde birkaç kişi tarafından hissedilir. Kıyıda görülmez.

(b) Etkisi görülmez.

(c) Hasar görülmez.

III. Hafif

(a) Küçük teknelerdeki çoğu kişi tarafından hissedilir. Kıyıda birkaç kişi tarafından gözlemlenebilir.

(b) Etkisi görülmez.

(c) Hasar görülmez.

IV. Orta Şiddetli

(a) Tüm küçük gemiler ve büyük gemilerdeki birkaç kişi tarafından hissedilir. Kıyıdaki çoğu insan tarafından gözlemlenebilir.

(b) Az sayıda küçük tekne karada hafifçe hareket eder.

(c) Hasar görülmez.

V. Şiddetli

(a) Tüm büyük gemiler tarafından hissedilir ve kıyıdaki herkes tarafından gözlemlenir. Çok az insan korkar ve daha yüksek bir yere koşar.

(b) Birçok küçük gemi karada güçlü bir şekilde hareket eder, birkaçı birbirine çarpar veya devrilir. Uygun koşullarla zeminde kum tabakasının izleri kalır. Ekili arazinin sınırlı su basar.

(c) Kıyıya yakın yapıların dış mekan tesislerinin (örneğin bahçeler) sınırlı su basar.

VI. Çok Şiddetli

(a) Birçok insan korkar ve daha yüksek yerlere koşar.

(b) Küçük teknelerin çoğu şiddetli bir şekilde karada hareket eder, birbirlerine şiddetle çarpar veya devrilir.

(c) Birkaç ahşap yapıda hasar ve su baskını olur. Çoğu yığma bina dayanıklıdır.

VII. Hasar Yapıcı

(a) Çoğu insan korkar ve daha yüksek yerlere koşmaya çalışır.

(b) Birçok küçük gemi hasar görür. Değişken boyut ve dayanıklılığa sahip nesneler devrilir ve sürüklenir. Geriye kum tabakası ve çakıl yığınları kalır. Bir kaç deniz taşıtları su üzerinde yüzer.

(c) Birçok ahşap yapı hasar görür, çok azı yıkılır veya su altında kalır. 1. derece hasar görülür ve birkaç yığma binada su baskını olur.

VIII. Yıkıcı

(a) Tüm insanlar daha yüksek yerlere kaçarlar, birkaçı su altında kalır.

(b) Küçük teknelerin çoğu zarar görür, çoğu su altında kalır. Çok az büyük gemi karaya çıkar veya birbirine çarpar. Büyük nesneler uzağa sürüklenir. Sahilde erozyon ve çöp yığınları oluşur. Kapsamlı sel baskını oluşur. Tsunami kontrol ormanında hafif hasar oluşur. Pek çok deniz taşıtları sular altında kalır, birkaçı kısmen hasar görür.

(c) Ahşap yapıların çoğu su altında kalır veya yıkılır. Birkaç yığma binada 2. derece hasar görülür. Çoğu betonarme bina, birkaç derece 1 hasarda hasara maruz kalır ve su basması gözlemlenir.

IX. Çok Yıkıcı

(a) Birçok insan yıkanır.

(b) Küçük yapıların çoğu yok edilir veya su altında kalır. Birçok büyük gemi şiddetli bir şekilde kıyıya taşınır, çok azı yok olur. Sahilde yoğun erozyon ve çöp yığınları oluşur. Yerel zemin çöker. Tsunami kontrol ormanında kısmi yıkım, sürüklenmeler oluşur. Deniz taşıtlarının çoğu su altında kalır, birçoğu kısmen hasar görür.

(c) Birçok yığma binada 3. derece hasar, birkaç betonarme binada 2. derece hasar görülür.

X. Ağır Yıkıcı

(a) Genel panik oluşur. Çoğu insan su altında kalır.

(b) Büyük gemilerin çoğu şiddetli bir şekilde karaya çıkar, çoğu yok edilir veya binalara çarpar. Deniz tabanından küçük kayalar iç kısımlara taşınır. Arabalar devrilir ve sürüklenir. Petrol sızıntıları, yangınlar başlar. Kapsamlı zemin çökmesi oluşur.

(c) Birçok yığma binada 4. derece hasar, birkaç betonarme bina 3. derece hasar görülür. Yapay setler çökebilir, liman su kırılmaları hasar görebilir.

11. Çok Ağır Yıkıcı

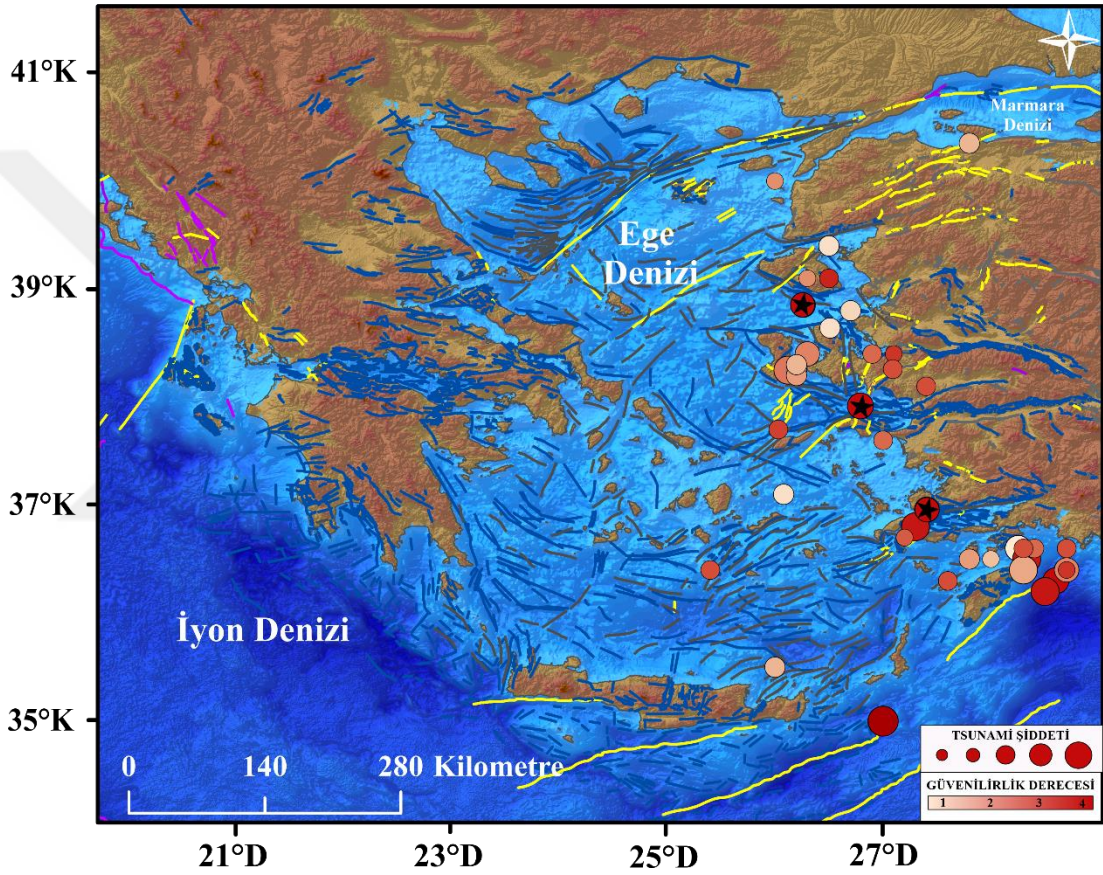
(b) Cankurtaran hatları kesintiye uğrar. Kapsamlı yangınlar oluşur. Dalga geri yıkaması, arabaları ve diğer nesneleri denizde sürükler. Deniz tabanından büyük kayalar iç kısımlara taşınır.

(c) Birçok yığma binada 5. derece hasar görülür. Çok az betonarme bina 4. derece hasar görülür, birçoğu 3. derece hasar görülür.

12. Yok Edici

(c) Neredeyse tüm yığma binalar yıkılır. RC binalarının çoğu en az 3. derece hasardan görülebilir.

Çalışma alanı hem tarihsel hem de aletsel dönemde büyüklüğü Mw 6,5 ve üzerinde çok fazla yıkıcı depremler ve bu depremlerin oluşturduğu tsunami olaylarına maruz kalmıştır. Bu tez çalışmasında Ege Denizi kıyıları üç bölge olarak ayrılmış, üç bölge ve çevresine ait gerçekleşen deprem kaynaklı tsunami olaylarının listesi bulunmaktadır. Batı Ege kıyılarının kuzeyden güneye doğru Balıkesir ili ve çevresi, İzmir ili ve çevresi, Muğla ili ve çevresi olarak üç bölge şeklinde gruplandırılmasında, gerçekleşmiş tarihsel tsunami kayıtlarının daha ayrıntılı biçimde gösterilmesi amaçlanmıştır(Şekil 4.2).



Şekil 4. 2. Türkiye'nin Ege Denizi kıyılarında meydana gelen tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları(Yıldızlı noktalar güncel tsunami olaylarını gösterir. Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre vd., 2017, Sözbilir vd., 2020, bölgesel denizel faylar kuzeyden güneye doğru Chatzipetros vd., 2013, Sözbilir vd., 2020, Bulut vd., 2020, Ganas vd., 2016, olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir).

4.1. Balıkesir ili ve Çevresi Tarihsel Tsunami Kataloğu

Balıkesir ölçeğinde aletsel dönemde tsunami kaynağı olan ve Edremit Körfezi'nin kuzey kenarı boyunca yaklaşık 50 kilometre izlenebilen Edremit Fay Zonu'nun, normal faylardan oluşan segmentleriyle birlikte toplam uzunluğu 67 kilometredir (Emre vd., 2016; Sözbilir vd., 2020). Aletsel dönem içerisinde Edremit Fay Zonu'nun en ilişkili tsunami olayı 6 Ekim 1944 tsunami depremidir (Şekil 4.3). Bu olay, Kazdağı'nın güneyindeki aletsel dönem içerisindeki en büyük depremdir (Ambraseys, 1988; EMSC; Sözbilir vd., 2020). Ambraseys ve Jackson, (2000) depremin büyüklüğünü Mw 6.8 olarak verirken ve yüzey kırığının 37 km olması gerektiğini belirtirken Edremit Fay Zonu'nu oluşturan fay segmentlerinin üretebileceği maksimum deprem büyüklüğünü Mw 6.4-6.6 olarak hesaplamışlardır (Emre vd., 2016; Sözbilir vd., 2020).

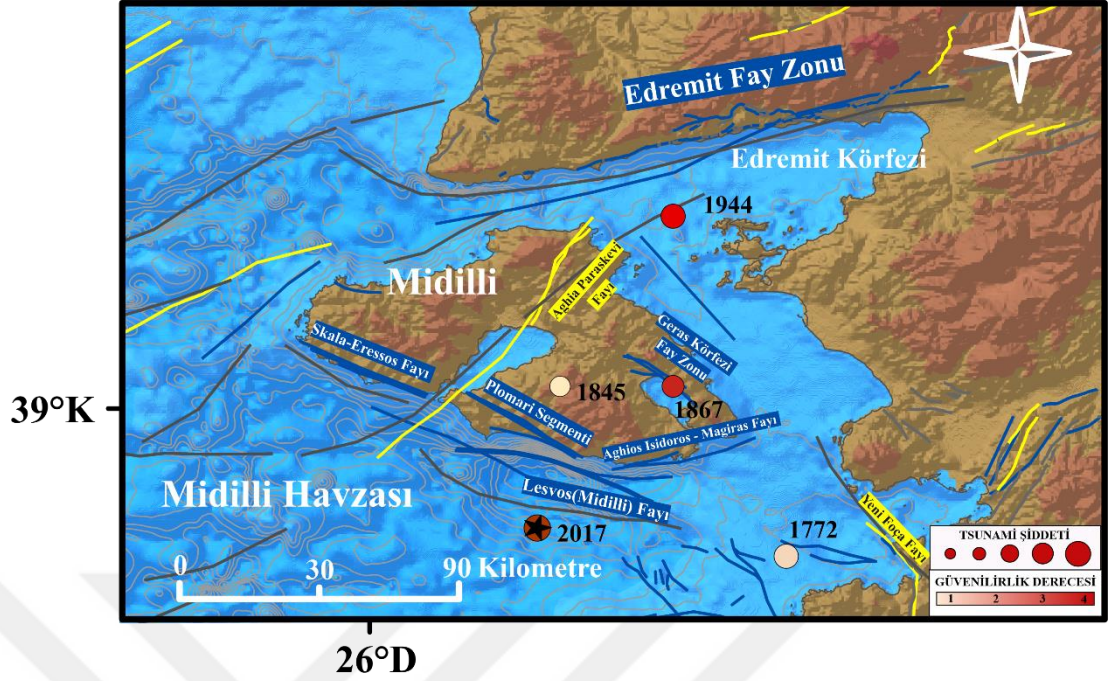
Balıkesir çevresinde bulunan, tarihsel ve aletsel dönemde tsunami etkisi altında kalmış Midilli Adası, Ege Denizi'nin en kalabalık adası olması dolayısıyla sismik potansiyeli bakımından değil, aynı zamanda geniş anlamda özel sosyo-ekonomik anlam taşımaktadır (Tablo 4.3). Chatzipetros vd., 2013'e göre en önemli faylar olan potansiyel sismik kaynaklar şunlardır; Sağ yanal Aghia Paraskevi fayı (Fytikas vd., 1999; Soulakellis vd., 2006) 1867 depreminde (Mw 6.8) aktif olan ve tsunami meydana getiren bir faydır (Tablo 4.4). Adanın orta kısmını N'den S'ye keser, kıyıdaki görünür uzunluğu ise 6.7 deprem potansiyeline sahiptir. Bu, mikrosismik merkezleri dağılımından kaynaklandığı için muhtemelen Kalloni körfezine kadar denize doğru devam ettiği anlamına gelir ve adanın güney kıyısındaki KB-GD doğrultulu faylar, kıyı morfolojisinin şekillenmesinde önemli rol oynamaktadır ve maksimum deprem potansiyeli 6.6-6.8'dir (Chatzipetros vd., 2013; Sözbilir vd., 2020). Gera Körfezi'ndeki faylar, Midilli kentine olan uzaklığı nedeniyle ayrı bir önem taşıyan bir zon oluşturmaktadır ve deprem potansiyeli 6.5 değerine ulaşır (Chatzipetros vd., 2013; Sözbilir vd., 2020).

Tablo 4. 2. Balıkesir ve çevresini kapsayan aktif faylar ve özellikleri(Chatzipetros vd., 2013; Duman vd., 2017; Sözbilir vd., 2020'den derlenmiştir).

Fay-Segment Adı	Uzunluk (km)	Derinlik(km)	Aktivite Sınıfı	Fayın Türü	Genel Doğrultu	Maksimum Deprem Büyüklüğü (Mw)
Midilli (Lesvos) Fayı	10		Aktif	Normal	KB-GD	6.4
Polichnitos-Plomari Fayı	13,5		Aktif	Normal	KB-GD	6.5
PolichnitosSegmenti	7,2		Aktif	Normal	KB-GD	6.3
PlomariSegmenti	6,3		Aktif	Normal	KB-GD	6.2
AghiosIsidoros-Cape Magiras Fayı	12		Aktif	Normal	KB-GD	6.6
Geras Körfezi Fay Zonu	12		Aktif	Normal	KB-GD	6.5
Aghia Paraskevi Fayı	17		Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	KD-GB	6.7
Skala-Eressos Fayı	13,5		Aktif	Normal	GB-KD	6.6
Gavatas Fayı	6,4		Aktif	Sol Doğrultu Atımlı	KB-GD	6.2
Edremit Fay Zonu	60	15	Holosen	Normal	K80D	7,2

Tablo 4. 3. Balıkesir ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları

BÖLGE	TARİH			Enlem ve Boylam		Tsunami Şiddeti	Tırmanma Yüksekliği (metre)	Tırmanma Mesafesi (metre)
	YIL	AY	GÜN	X	Y			
Edremit Körfezi	543	7	6	40,35	27,8	4		
Midilli Adası	1867	3	7	39,1	26,5	3		
Edremit Körfezi	1944	10	6	39,4	26,7	4		200
Midilli Adası	2017	7	12	38,85	26,26	6		150



Şekil 4. 3. Balıkesir ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası(Yıldızlı noktalar güncel tsunami olaylarını gösterir. Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre vd., 2017, bölgesel denizel faylar kuzeyden güneye doğru Chatzipetros vd., 2013, Sözbilir vd., 2020, Bulut vd., 2020, Ganas vd., 2016, olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Koyu mavi çizgiler normal fayları, sarı çizgiler doğrultu atım ve transform faylarını, mor çizgiler bindirme ve ters faylanma sistemlerini, koyu gri çizgiler ise olası çizgisellik, tanımlanmamış fayları temsil eder.).

4.1.1 7 Mart 1867 Midilli Adası Tsunami

Depremin ardından Midilli limanında bir teknede ölü balıklar bulundu, depremden sonra Midilli'nin alçak arazileri sular altında kaldı(Altınok vd., 2011; Papazachos ve Papazachou, 1997; Soloviev vd., 2000).

4.1.2 6 Ekim 1944 Edremit Körfezi Tsunami

Ayvacık ve Edremit Körfezi'nde 30 can kaybı ve 5500 evin hasar gördüğü ve yıkıldığı depremin ardından oluşmuştur. Çok sayıda yüzey çatlağı ve su fişkırmaları bildirilmiştir. Ayvalık ilçesinin sahil mahallelerini su basmış, Ayvalık'ta tsunami tırmanma mesafesi 200 m olarak ölçülmüştür(Altınok vd., 2007; Altınok vd., 2011).

4.1.3 12 Haziran 2017 Midilli Adası Tsunami

12 Haziran 2017 tarihinde Türkiye saati ile 15:28'de Ege Denizi açıklarındaki Karaburun ve Midilli Adası arasında alanda KOERI'ye göre büyüklüğü Mw 6,2, GFZ'ye göre Mw 6,4, EMSC'ye göre Mw 6,3, USGS'ye göre Mw 6,3, UOA'ya göre Mw 6,3, NOA'ya göre Mw 6,3 ve AFAD'a göre Mw 6,2 olan ve derinliği 6,96 kilometre olarak meydana gelen deprem İzmir, Denizli, Uşak, Aydın, Balıkesir, Eskişehir, İstanbul ve civar illerde hissedilmiştir(Sözbilir vd., 2017). Yunanistan hükümetinden yapılan açıklamalara göre bölgede 1 kişi hayatını kaybetmiş, 10 kişi deprem sonucu yaralanmış ve bazı yapılarda hasarın meydana geldiği depremde, İzmir ilinde gevşek zemin (alüvyon) üzerinde yer alan bazı binalarda da küçük ölçekli hasarlar oluşmuş, depremin maksimum şiddeti VII olarak verilmiştir(Sözbilir vd., 2017). Güneydoğu Midilli açıklarında ve Plomari limanında dalga yüksekliği 30-40 cm olan küçük bir tsunami oluşumu deniz suyunun bulanıklaşması, girdaplanması, geri çekilmesi ve geri gelmesi, teknelerin karakteristik hareketleri ile birlikte gözlemlenmiştir(Papadimitriou vd., 2018).

4.2 İzmir ili ve Çevresi Tsunami Kataloğu

İzmir ili ve çevresinde etkili olan bir deprem aktivitesi vardır, buradaki karasal faylar İzmir kıyı şeridinde kadar ulaşan uzunlukları 15 ile 70 kilometre arasında değişen, derinlikleri yaklaşık 13 kilometre olan bir çok aktif fay bulunmakta olup bu faylardan maksimum Mw 7,06 büyüklüğünde deprem üretme potansiyeli olan Tuzla Fayı bir sağ yanal doğrultu atımlı faydır, maksimum ikinci Mw 6,9 büyüklüğünde deprem üretme potansiyeli olan İzmir Fayı ise normal faydır(Emre vd., 2017; Sözbilir vd., 2020).

Doğu Ege Denizi'nde, tsunami oluşumuna eğilimli belirgin bir alan olan, 20 Mart 1389'da 3 veya 4 şiddetinde ardından 12 Mayıs 1852; 8 Eylül 1852; 13 Kasım 1856; 2 Şubat 1866; 3 Nisan 1881; ve 23 Temmuz 1949 yerel tsunami olaylarının gözlemlendiği Sakız Adası yakınlarında meydana gelen denizel fayların oluşturduğu depremlerle ilişkilidir(Papadopoulos, 2016). Sakız Adası, Yunanistan'daki en ölümcül depremin olduğu 3 Nisan 1881 Mw 6,5 depremi ve tsunami olayı, neredeyse birkaç dakika arayla meydana gelen iki güçlü olaydır(Altınok vd., 2005), büyük can kaybına (3550 kişi) ve özellikle güneydoğu kesiminde büyük hasara neden olmuş ve 9'a kadar olan makrosismik şiddeti, hasarların dağılımı ve büyüklüğünden çıkarılmıştır(Altınok vd., 2005; Papazachos ve Papazachou, 2003; Papadopoulos, 2016). Aletsel dönemde Sakız Adası,

1941 ($M_w=6,0$) ve 1949'da ($M_w=6,7$) tsunami oluşumuna neden olan depremlerle iki kez sarsılmıştır(Tablo 4.5).

Bölgede tarihsel dönemde şiddeti 7 ve üzerinde 12 deprem listelenmiştir(Ambraseys 2009; Tan ve diğerleri, 2014; Sözbilir ve diğerleri, 2020). Bölgedeki diğer bir Yunan adası olan Sisam Adası'nın mevcut stres rejimi Pliyo-Kuvaterner'de başlamış(Mountrakis vd., 2003) ve Ege Denizi'nin KKD-GGB genişlemesinin bir sonucu olarak yeni D-B doğrultulu faylar oluşurken, eski KB-GD ve KD-GB fayları da doğrultu atımlı faylar olarak yeniden aktif hale gelmiştir(Mountrakis vd., 2003; Sözbilir vd., 2021).

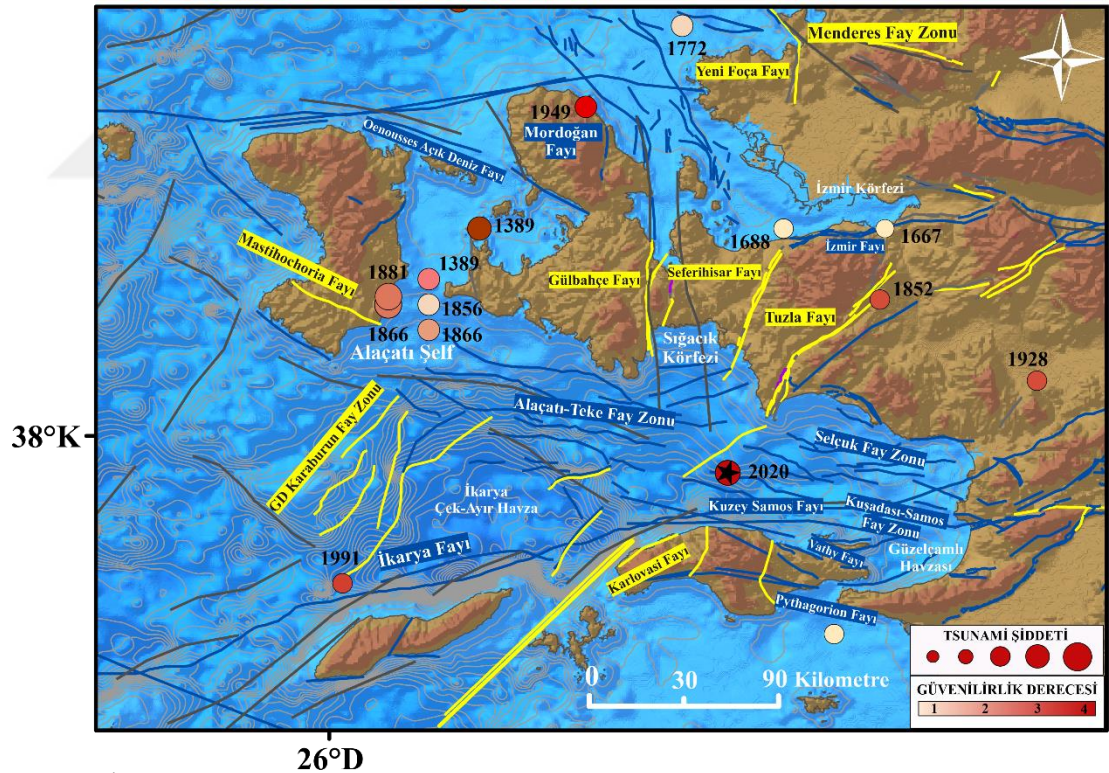


Tablo 4. 4 İzmir ve çevresini kapsayan aktif faylar ve özellikleri (Emre vd., 2017; Sözbilir vd., 2020’den derlenmiştir).

Fay-Segment Adı	Uzunluk (km)	Derinlik(km)	Aktivite Sınıfı	Fayın Türü	Genel Doğrultu	Maksimum Deprem Büyüklüğü(Mw)
Aghiasmata Açık Deniz Fayı	14		Aktif	Normal	GB-KD	6,5
Oenousses Açık Deniz Fayı	26		Aktif	Normal	KB-GD	6,8
Mastihochoria Fayı	15		Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	KB-GD	6,5
Philadelphia Açık Deniz Fayı	17		Aktif	Normal	KB-GD	6,5
Yeni Foça Fayı	15	13	Kuvaterner	Normal	K-G	6,41
Güzelhisar Fayı	24		Kuvaterner	Sağ Doğrultu Atımlı	KB-GD	6,68
Mordoğan Fayı	12	13	Kuvaterner	Normal	K-G	6,28
Güllübağ Fay Zonu	70	13	Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	K-G	7,23
Yağcılar Fayı	12	13	DYK	Sağ Doğrultu Atımlı	K-G	6,37
Seferihisar Fayı	30	13	Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	K20D	6,81
Menemen Fay Zonu	17	13	Aktif	Normal	K45B	6,48
İzmir Fayı	35	13	Aktif	Normal	D-B	6,9
Tuzla Fayı	50	13	Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	K30D	7,06
Karlovasi Fayı	13		Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	KD-GB	6,5
Marathokambos Fayı	11		Aktif	Normal	D-B	6,4
Vathy Fayı	8		Aktif	Normal	KB-GD	6,3
Pythagorion Fayı	18		Aktif	Normal	KB-GD	6,6
Kuzey Samos Fayı	26	>8,2	Aktif	Normal	KB-GD	6,8
Karkinagri Fayı	10		Aktif	Normal	D-B	6,3
Cambos Fayı			Aktif	Normal	KD-GB	6,6
Manganitis-Plakia Fayı			Aktif	Normal	D-B	6,3
AghiosKyrikos Fayı		14,5	Aktif	Normal	KD-GB	6,9
Güney İkaría Açık Deniz Fayı	25		Aktif	Normal	D-B	6,7

Tablo 4. 5. İzmir ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları.

BÖLGE	TARİH			Enlem ve Boylam		Tsunami Şiddeti	Tırmanma Yüksekliği (metre)	Tırmanma Mesafesi (metre)
	YIL	AY	GÜN	X	Y			
Sakız Adası	1389	3	20	38,4	26,3	6		
İzmir Körfezi	1667	11	30			3		
İzmir Körfezi	1688	7	10	38,4	26,9	3		
Foça, Sakız	1772	11	24	38,8	26,7	2		
İzmir	1778	6	16			5		
İzmir	1846			37,60	27,00	3		
İzmir	1852	5	12			4		
İzmir	1852	9	8	38,2	27	2		
Sakız Adası	1852	10	12	35,5	26	4		
Sakız Adası	1856	11	13	38,25	26,1	5		
Sakız Adası	1866	1	19	38,2	26,2	4		
Sakız Adası	1866	1	31	36,4	25,4	4		
Sakız Adası	1866	2	2	38,2	26,2	4		
Sakız Adası	1881	4	3	38,3	26,2	4		
İzmir	1928	3	31	38,1	27,4	3	0,5	
İzmir Körfezi	1929	3	25					
Sakız Adası	1949	7	3	38,7	26,7	4	0,7/2,0	0,35
İkarya Adası	1991	1	4	37,70	26,03	2		
Samos Adası	2020	10	30	37,92	26,79	6	2,9	290



Şekil 4. 4. İzmir ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası(Yıldızlı noktalar güncel tsunami olaylarını gösterir. Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre vd., 2017, bölgesel denizel faylar kuzeyden güneye doğru Chatzipetros vd., 2013; Sözbilir vd., 2020; Bulut vd., 2020; Ganas vd., 2016, olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Koyu mavi çizgiler normal fayları, sarı çizgiler doğrultu atım ve

transform faylarını, mor çizgiler bindirme ve ters faylanma sistemlerini, koyu gri çizgiler ise olası çizgisellik, tanımlanmamış fayları temsil eder.).

4.2.1 20 Mart 1389 Sakız Adası Tsunami

Büyük bir alanda bir şok(Galanopoulos, 1960) ile tsunami, Sakız Adası'ndaki pazar yerine kadar ilerlemiştir(Papazachos ve Papazachou, 1997; Guidoboni ve Comastri, 2005; Altınok vd., 2011). Dalgalar İzmir ve Yeni Foça'da da yıkıma neden olmuştur(Soloviev vd., 2000).

4.2.2 30 Kasım 1667 İzmir Körfezi Tsunami

İzmir'de deniz fırtınalı olduğu rapor edilmiştir(Soloviev vd., 2000).

4.2.3 10 Temmuz 1688 İzmir Körfezi

İzmir'de kaydedilen bu zayıf bir tsunami boyunca(Soloviev vd., 2000) limandaki gemilerin hafifçe sallandığı belirtilir(Papazachos ve Papazachou, 1997; Altınok vd., 2011).

4.2.4 24 Kasım 1772 Foça, Sakız Adası Tsunami

Foça Kalesi'nin deniz kenarında bulunan kapıları deprem ve tsunami nedeniyle tamamen yıkılmıştır(Ambraseys ve Finkel, 1995; Altınok vd., 2011).

4.2.5 1846 İzmir Tsunami

Güzel havalarda deniz çok dalgalıydı(Soloviev vd., 2000).

4.2.6 12 Mayıs 1852 İzmir Tsunami

İzmir'de meydana gelen depremden bir gün önce(Ambraseys, 1962; Karnik, 1971; Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Antonopoulos, 1987; Altınok ve Ersoy, 2000; Soloviev vd., 2000; Altınok vd., 2011) deniz çekildi ve deniz dibini metrelerce kuru bıraktı(Soloviev vd., 2000).

4.2.7 8 Eylül 1852 İzmir Tsunami

İzmir'de oldukça güçlü tsunami(Altınok vd., 2011; Karnik, 1971); deniz yükseldi, ancak daha önce en ufak bir rüzgar esintisi dahi hissedilmedi(Soloviev vd., 2000).

4.2.8 13 Kasım 1856 Sakız Adası Tsunami

Sakız Adası'nda yıkıcı bir şokla birlikte büyük bir tsunami meydana geldi(Galanopoulos, 1960; Soloviev vd., 2000); deniz karaya hücum etti ve Sakız Adası'nda bazı insanlar kayboldu(Papazachos ve Papazachou, 1997; Altınok vd., 2005, 2011).

4.2.9 19 Ocak 1866 Sakız Adası Tsunami

Çeşme boğazının yaklaşık ortalarında deniz suyunun yoğun yükselmesi fark edilmiş, seviye salınımları gözlenmiştir(Soloviev vd., 2000).

4.2.10 31 Ocak 1866 Sakız Adası Tsunami

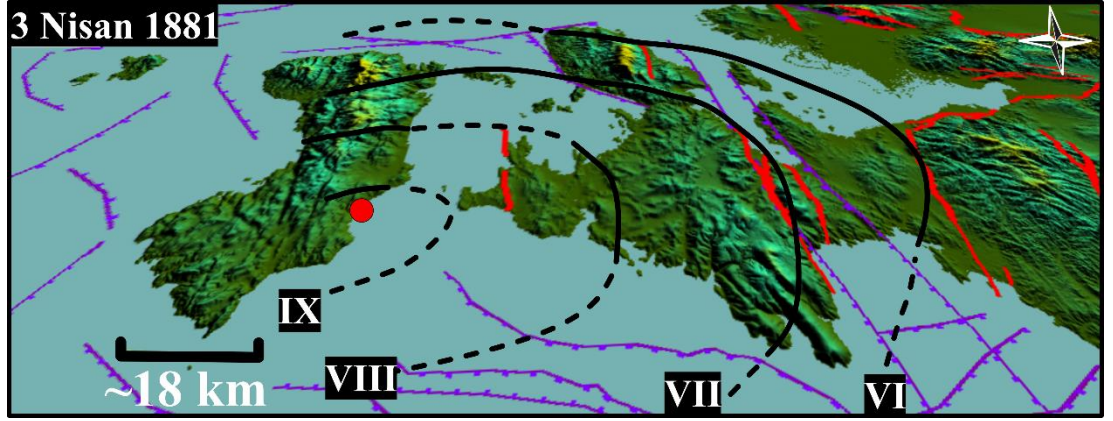
Deniz kıyısındaki evlere çarpmaya başlayarak çatlaklar oluşturmuş ve sular altında bırakmıştır(Papazachos ve Papazachou, 1997; Altınok vd., 2011), diğer bazı kaynaklar tsunaminin meydana gelmediğini belirtmektedir(Soloviev vd., 2000).

4.2.11 2 Kasım 1866 Sakız Adası Tsunami

19 Ocak'ta güçlü bir şok(Papazachos ve Papazachou, 1997) yaşandı ve ardından Sakız Adası'nda tsunami meydana geldi(Karnik,1971; Soloviev vd., 2000; GITEC; Altınok vd., 2011).

4.2.12 3 Nisan 1881 Sakız Adası Tsunami

5 Nisan günü saat 03:10'da güçlü bir dikey şok bazı surları yıktı ve deniz dalgaları ile deniz yüzeyinden bir duman kütesinin yükseldiği görülmüştür ve artçı sarsıntılar deniz yüzeyinde dalgalar oluşturmuştur(Şekil 4.5)(Altınok vd., 2005, 2011).



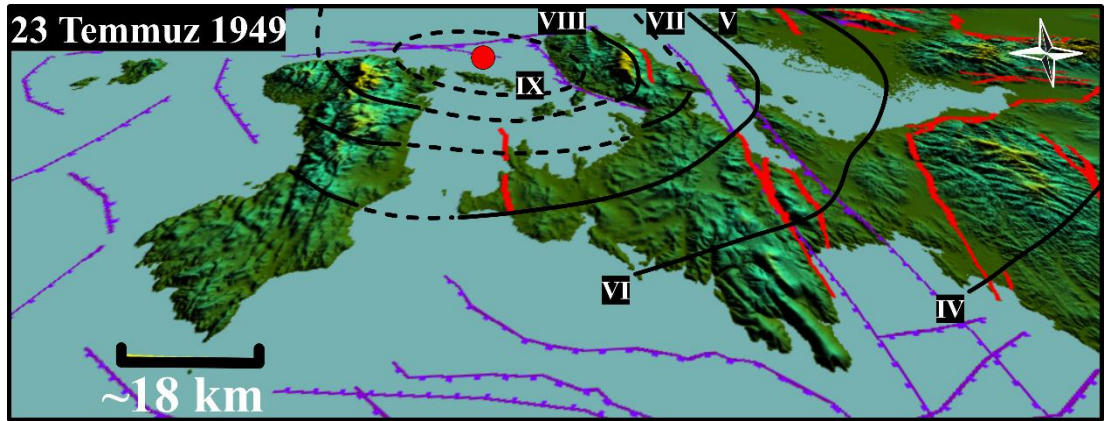
Şekil 4. 5. 3 Nisan 1881 Sakız Adası Tsunami olayının eş şiddet haritası(Altınok vd., 2005’den derlenmiştir. Kırmızı nokta depremin olduğu bölgeyi temsil eder. Siyah çizgili daireler tsunami eş şiddet eğrileridir. Romen rakamları ise çalışmacının kullandığı 12 dereceli şiddet ölçeğinin rakamlarıdır.).

4.2.13 31 Mart 1928 İzmir Tsunami

Zayıf bir tsunami olarak rapor edilmiştir(Soloviev vd., 2000).

4.2.14 3 Temmuz 1949 Sakız Adası Tsunami

Sakız Adası'nda liman 0,35 metre battı; Çeşme ilçesi kıyılarına saldıran deniz, geri çekildikten sonra geride çok sayıda ölü balık bıraktı(Şekil 4.6)(Altınok vd., 2005, 2011).



Şekil 4. 6. 23 Temmuz 1949 Tsunami olayının eş şiddet haritası(Kırmızı nokta depremin olduğu bölgeyi temsil eder. Siyah çizgili daireler tsunami şiddet eş eğrileridir. Romen rakamları ise çalışmacının kullandığı 12 dereceli şiddet ölçeğinin rakamlarıdır.).

4.2.15 23 Mayıs 1961 İzmir Körfezi Tsunami

Zayıf bir dalga olarak İzmir Körfezi'ne varan suyun rengi depremde sonra değişti ve içi yosunlarla doldu(Soloviev vd., 2000); depremin ardından Fethiye ve İzmir'de denizin rengi kızıla döndü(Altınok vd., 2011).

4.2.16 4 Ocak 1991 İkarya Adası Tsunami

İkarya Adası'nda, meteorolojik kökenli olabileceği de öne sürülen yerel zayıf deniz dalgaları bildirilmiştir(Papadopoulos, 1998a; Soloviev vd., 2000).

4.2.17 30 Ekim 2020 Sisam Adası Tsunami

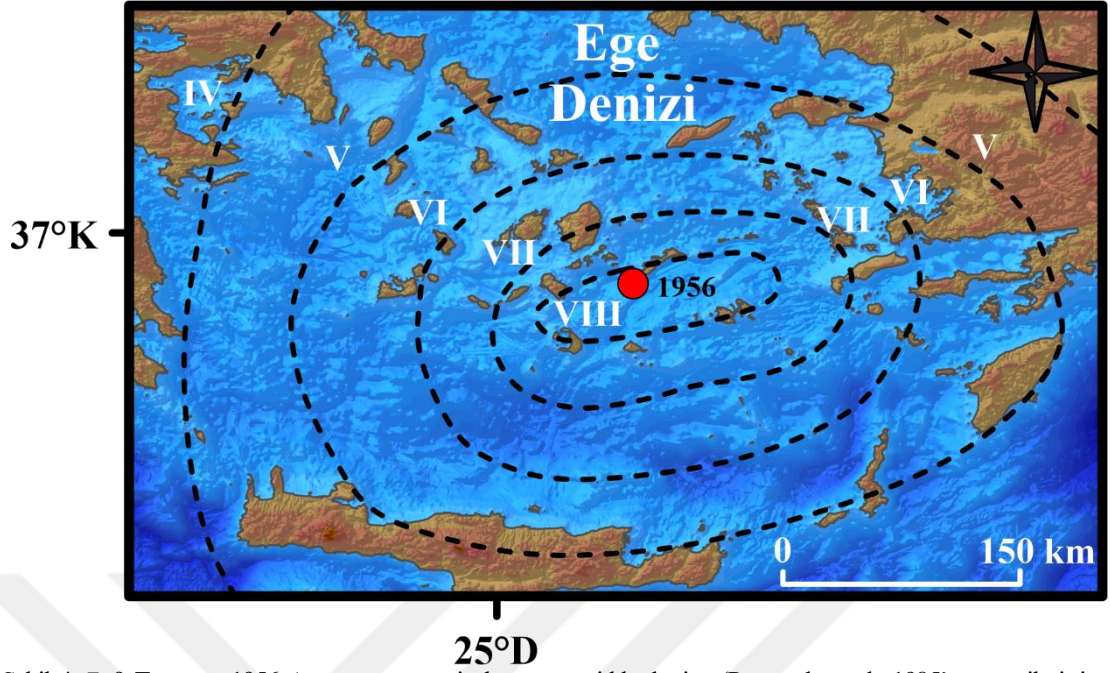
30 Ekim 2020, saat 14:51'de İzmir Seferihisar ilçesindeki Ege açık denizi içerisinde ve Samos (Sisam) adasının kuzeyinde, KOERI'ye göre Mw 6,9, derinliği 10 kilometre; GFZ'ye göre Mw 7,0, derinliği 15 kilometre; AFAD'a göre Mw 6,6 derinliği 16 kilometre; OCA'e göre ise Mw: 7.2 derinliği 10 kilometre olan bir deprem meydana gelmiştir(Sözbilir vd., 2020). AFAD tarafından 04.11.2020 tarihinde yapılan açıklamaya göre, İzmir'de 114 vatandaşımız hayatını kaybetmiş, 1.035 vatandaşımız ise yaralanmıştır. Deprem nedeniyle 7'si tamamen olmak üzere 16 bina yıkılmıştır. Çevre ve Şehircilik Bakanlığı tarafından 10.287 binada hasar tespit çalışması yapılmıştır. Buna göre, 124'ü ağır, 119'u orta ve 730'u az hasarlı bina tespit edilmiştir Deprem dış merkez alanının kuzeyinde yer alan Sığacık Körfezi (Seferihisar – İzmir) ve Samos Adası kıyılarında depremden sonra tsunami tırmanma yüksekliği 2,5-3,0 metreye, tsunami tırmanma mesafesi Sığacık Körfezi'nde yaklaşık 200-250 metreye ulaşan bir tsunami meydana gelmiştir(MTA, 30 Ekim 2020 Ege Denizi Depremi Saha Gözlemleri Ve Değerlendirme Raporu, 2020). Deprem sırasında oluşan tsunami dalgası Fethiye kıyılarında 1 m'ye ulaşmış, ve tsunami tırmanma mesafesi 250 metre olarak rapor edilmiştir.

Sisam depremi tarafından tetiklenen tsunami, Ege Bölgesi kıyılarının kuzeydoğu kısmındaki Çeşme-Alaçatı'dan güneydoğu kısmındaki Gümüldür bölgesine kadar olan alanı etkilemiş ve özellikle Akarcık ile Sığacık arasındaki kıyı sahilinde 1 kişinin ölümü ile önemli maddi hasara yol açmıştır.

4.3. Muğla ili ve Çevresi Tarihsel Tsunami Kataloğu

Akdeniz bölgesinde, Santorini yanardağının (Ege Denizi, Yunanistan) feci patlaması ve buna bağlı tsunami olayının yaklaşık 4000 yıl meydana gelmesinden bu yana korunmakta ve rapor edilmektedir. Tsunami dalgaları sadece Santorini Adası'nı harap etmekle kalmadı, Ege Denizi'ndeki Girit Adası'ndan Türkiye'nin güneybatı kıyısına kadar bir çok kıyı şeridini de etkiledi. Bu olayın Minos uygarlığının çöküşünün nedeni olabileceği varsayılmıştır ve birkaç Yunan Miti'nin (Atlantis gibi) bundan ilham aldığı söylenmektedir. Tarihsel dönemde, 8 Ağustos 1303'te Girit ve Rodos arasındaki doğu Helen Yayı'nda, 29 Eylül 1650'de Columbus tsunami olayı ve 9 Temmuz 1956'da Santorini, Amorgos ve Astypalea adaları arasındaki denizaltı çukurunu parçalayan tektonik deprem (Mw 7,4) ile oluşan üç büyük tsunami Güney Ege bölgesini vurmuş, Türkiye kıyıları bu tsunami olaylarından oldukça etkilenmiştir(Şekil 4.7). Günümüzde aynı kıyı bölgeleri, büyük şehirler ve altyapılar ile açıkça daha gelişmiştir ve Santorini'dekine benzer bir olay, çok daha büyük can kaybına, yıkım ve daha büyük ekonomik kayıba neden olacaktır(Papadopoulos, 2016).

Muğla ili ve çevresinde de bir deprem aktivitesi vardır. Bölgedeki kara ve denizdeki aktif faylardan kaynaklanan bir çok yıkıcı deprem ve tsunami Güney Ege kıyılarını büyük ölçüde etkilemiştir(Şekil 4.8) Bölge Girit ve çevresindeki volkanik faaliyetin 1000 yılda bir aktif olması nedeniyle sadece deprem kaynaklı tsunami değil volkanizma oluşumlu tsunami olaylarından da etkilenmiştir(Papazachos ve Dimitri, 1991). Bölgedeki tarihsel tsunami depremleri incelendiğinde kronolojik olarak tsunami şiddeti 7 olarak kayıt edilen M.Ö. 227 Rodos, 6 olan 142 Fethiye Körfezi olayı, 10 olan 1304 Rodos olayı, 8 olan 1481, 1609, 1741 Rodos olayları bu volkanizma kaynaklı tsunami aktivitesine dikkat çekmektedir.



Şekil 4. 7. 9 Temmuz 1956 Amorgos tsunami olayının eş şiddet haritası(Papazachos vd., 1985'ten çevrilmiştir. Kırmızı nokta depremin olduğu bölgeyi temsil eder. Siyah çizgili daireler tsunami eş şiddet eğrileridir. Romen rakamları ise çalışmacının kullandığı 12 dereceli şiddet ölçeğinin dereceleridir).

Güney Ege bölgesinde, Gökova Körfezi'ni kuzey kenarındaki havza kenar fayı olan Gökova Fay Zonu,(Görür vd.,1995; Gürer ve Yılmaz, 2002; Kokkalas ve Aydın, 2013; Sözbilir vd., 2017) karadaki ve deniz altındaki uzantısı 120 kilometre olup, jeolojik ve sismik verilere göre karadaki uzunluğu ise 60 kilometre civarındadır(Tablo 4.7)(Duman vd., 2011; Emre vd., 2011, 2013). İkisi Kos Adası'nın kuzeyi ve Bodrum Yarımadası'nın güneyinden geçerek, diğeri Kos Adası'nın güney sahili boyunca uzanan fay zonu(Duman vd., 2011; Emre vd., 2011), deniz içinde(Nomikou ve Papanikolaou, 2010; İşcan vd., 2013; Sözbilir vd., 2017) çok fazla ikincil fay bulundurması Akyaka'dan batıya doğru, fayın doğu kısmının, batıya doğru devam ederek hemen sonra güneybatıya doğru dönmesiyle Gökova Körfezi'nin 4 kola ayrılmasıyla Gökova havzası'nı kuzey kenarı diri fay ile sınırlı bir yarım graben haline getirmiştir(Sözbilir vd., 2017).

Gökova Körfezi bölgesinde tarihsel ve aletsel dönemde meydana gelen depremler zonun sismik aktivitesi açısından aktif olan çok sayıda fay segmenti ve bu fay segmentlerinin $M_w=7$ büyüklüğüne varan depremler ile tsunami üretme potansiyelinde olduğunu(Sözbilir vd., 2017) aynı zamanda bu fay segmentlerinin ayrı ayrı IX şiddetine varan tsunami depremleri ürettiğini ve bu depremler sonrasında Gökova Körfezi kıyılarında önemli şiddette tsunami olaylarının geliştiği görülmektedir(Altınok ve Ersoy, 2000; Aktar vd., 2006; Yolsal vd., 2007; Sözbilir vd., 2017).

Gökova Fay Zonu'nda son 100 yılda M_w 5 ve üzerindeki depremler, fay zonu içindeki fay segmentlerinde doğudan batıya doğru enerji transferi sonucunda bir deprem göçü oluştuğunu, Gökova grabeninde deprem üreten faylanma mekanizmasını kontrol eden ana fay sisteminin eğim atımlı normal fay ve bu ana faylanmaya bağlı KD uzanımlı doğrultu atımlı faylarının da eşlik ettiğini göstermektedir(Uluğ vd., 2005; Kokkalas ve Aydın, 2013; Sözbilir vd., 2017).

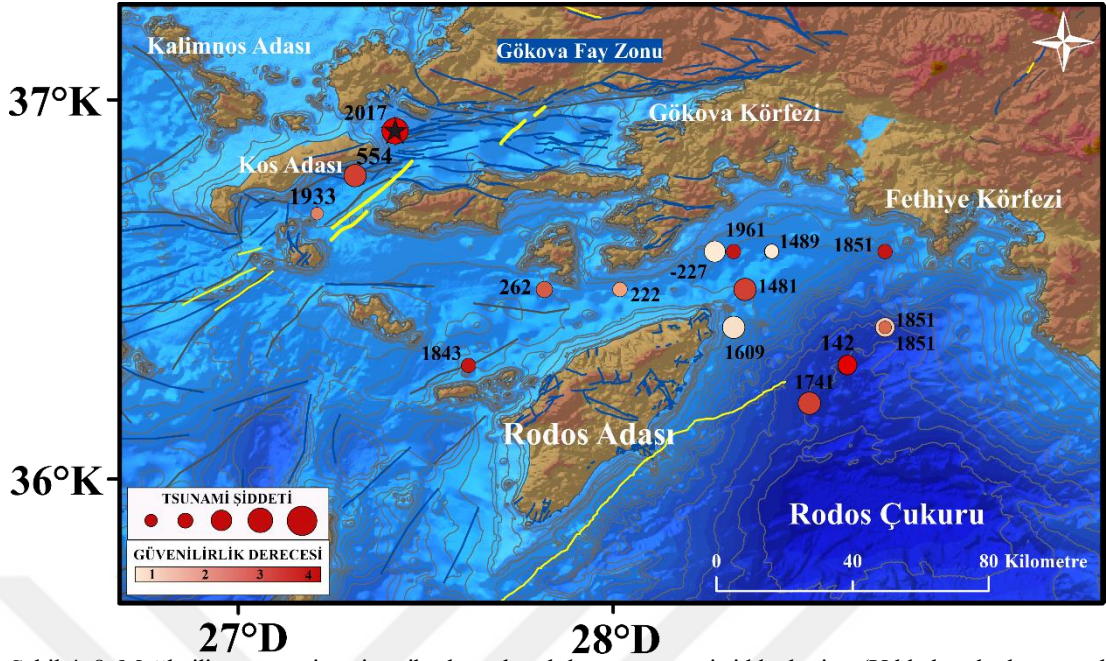
Kos Adası'nın güneyinde ve batısında yapılan açık deniz araştırmaları(Pe-Piper vd., 2005; Nomikou ve Papanikolaou, 2010) göstermiştir ki farklı yönelimlere sahip (1) DKD-BGB, (2) DGD-BGB, (3) yaklaşık K-G, (4) D-B ve (5) KD-GB doğrultulu fay sistemleri bulunmaktadır. Bu sistemler batıya doğru hareket ederken, DKD-BGB'den KD-GB'ye doğru kademeli bir doğrultu değişikliği yapar ve, adanın batı kesiminde DGD-BKB doğrultulu faylar kara jeomorfolojisini de etkilemektedir(Sboras, 2020).

Tablo 4. 6. Muğla ve çevresini kapsayan aktif faylar ve özellikleri(Veriler Emre vd., 2017; Sözbilir vd., 2017’den derlenmiştir.)

Fay-Segment Adı	Uzunluk (km)	Derinlik(km)	Aktivite Sınıfı	Fayın Türü	Genel Doğrultu	Maksimum Deprem Büyüklüğü(Mw)
Söke Fayı	40		Aktif	Normal	KD-GB	6,63
Muğla Fayı	25	14	Aktif	Normal	KB-GD	6,61
Yatağan Fayı	17	14	Aktif	Normal	KB-GD	6,48
Milas Fayı	39	14	Aktif	Sağ Doğrultu Atımlı	KB-GD	6,73
Burdur-Fethiye Fay Zonu	14	14	Aktif	Normal	KD-GB	6,86
Gökova Fay Zonu	>60	14	Aktif	Normal	D-B	6,61
Datça Fayı	10	14	Aktif	Normal	KB-GD	6,18
Selimiye Fayı	21	14	Aktif	Normal	KB-GD	6,61
Taşlıca Fayı	11	14	Aktif	Normal	KD-GB	6,23
Mt Dikaeos Fay Zonu	20		Aktif	Normal	KD-GB	4,7
İlerya Fay Zonu			Aktif			

Tablo 4. 7. Muğla ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami kayıtları.

BÖLGE	TARİH			Enlem ve Boylam		Tsunami Şiddeti (K)	Tırmanma Yüksekliği (metre)	Tırmanma Mesafesi (metre)
	YIL	AY	GÜN	X	Y			
Rodos Adası	-227			36,6	28,25	7		
Likya Sahili	68			36,26	29,3	3		
Fethiye Körfezi	142			36,30	28,60	6		
Rodos Adası	148			36,4	28,33	4		
Rodos Adası	222			36,5	28			
Rodos Adası	262			36,5	27,8	4		
Fethiye, Kos Adası	554	8	15	36,8	27,3	8		
Rodos Adası	1304	8	8	36,3	27,3	10		
Rodos Adası, Adalı	1481	5	3	36,5	28,33	8	1,8	60
Adalı, Antaya	1489			36,6	28,4	3		
Rodos Adası	1609	4		36,4	28,3	8		
Kos Adası	1672	4		36,5	25,5			
Rodos Adası	1741	1	31	36,2	28,5	8		
Halki Adası	1843	10	18	36,3	27,7	3		
Fethiye	1851	2	28	36,5	28,7	3	0,6	
Fethiye Körfezi	1851	4	3	36,4	28,7	6	1,8	
Fethiye Körfezi	1851	5	23	36,4	28,7	3		
Fethiye Körfezi	1855	2	13	36,53	29,44	3		32
Rodos Adası	1863	3	22	36,5	28			
Kos Adası	1933	4	23	36,7	27,2	2	0,5	
Fethiye	1961	5	23	36,60	28,30	3		6,5
İleryos Adası	1991	5	7	37,10	26,08	3	0,5	
Bodrum, Kos Adası	2017	7	20	36,96	27,41	6,8	1,15	60



Şekil 4. 8. Muğla ili ve çevresine ait tarihsel ve aletsel dönem tsunami şiddet haritası (Yıldızlı noktalar güncel tsunami olaylarını gösterir. Aktif fayları temsil eden çizgiler, batıdan doğuya doğru, Yunanistan ve Ege Denizi boyunca NOAA'dan, Ege Denizi boyunca EMODNet, Türkiye aktif fayları Emre vd., 2017, bölgesel denizel faylar kuzeyden güneye doğru Czipetros vd., 2013, Sözbilir vd., 2020, Bulut vd., 2020, Ganas vd., 2016, olmak üzere çeşitli kaynaklardan derlenmiştir. Koyu mavi çizgiler normal fayları, sarı çizgiler doğrultu atım ve transform faylarını, mor çizgiler bindirme ve ters faylanma sistemlerini, koyu gri çizgiler ise olası çizgisellik, tanımlanmamış fayları temsil eder.).

4.3.1 MÖ 227 Rodos Adası Tsunami

Geniş bir mezosismal alana sahip olan Rodos Adası'ndaki büyük bir şok, ünlü Rodos Heykeli'ni, kaleyi, iskeleyi ve muhtemelen sismik bir deniz dalgasının birleşmesi ile birçok gemiyi yok etti (Jena, 1932; Galanopoulos, 1960).

Rodos'ta büyük bir şoka eşlik eden tsunami (Papadopoulos vd., 2007); Rodos ve Tilos adalarının kuzey kıyılarında doğmuş; birçok gemi imha edildi (Soloviev vd., 2000).

4.3.2 68 Likya Sahili Tsunami

Deniz, Mısır'ın İskenderiye kıyıları boyunca geri çekildi ve Likya kıyılarını kapladı; denizin karanlık suları Patara'nın üzerine kum serpti (Guidoboni vd., 1994; Altınok vd., 2011).

4.3.3 142 Fethiye Körfezi Tsunami

Yıkıcı bir şok, Rodos, Fethiye Körfezi, Kos, Seriphos, Simi, Karya, Likya'da(Ambraseys, 1962; Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Soysal, 1985; Papazachos vd., 1986; Antonopoulos, 1987; Guidoboni vd., 1994; Altınok ve Ersoy, 2000; Altınok vd., 2011) güçlü bir tsunamiye neden oldu; yıkıcı deniz su baskını (Papadopoulos vd., 2007); deniz suyu birkaç mil(Soloviev vd., 2000) boyunca karaya derinlemesine ilerledi.

4.3.4 222 Rodos Adası Tsunami

Şiddetli bir deprem, Rodos Heykeli'nin deniz feneri heykelini, kaleyi ve çıkarma iskelesini yerle bir ederek, muhtemelen Rodos ve Tilos adalarının kuzey kıyılarında gözlemlenmiş olabilecek tsunami dalgaları; birçok gemiye hasar vermiştir(Sieberg, 1932a; Galanopoulos, 1960b; Ambraseys, 1962; Soloviev vd., 2000).

4.3.3 262 Rodos Adası Tsunami

Deniz su baskını(Papadopoulos vd., 2007) ile birçok şehir deniz tarafından sular altında kaldı, tsunami olabileceği rapor edilmiştir(Soloviev vd., 2000; Altınok vd., 2011).

4.3.4 15 Ağustos 554 Kos, Mandalya Koyu Tsunami

Bir deprem Kos'u ve Esculapius Kutsal Alanını harap etti. Ardından gelen tsunami dalgası, şokun etkilemediği yerleri süpürdü(Jena 1932; Galanopoulos, 1960; Altınok vd., 2011).

Deniz inanılmaz bir yüksekliğe yükseldi ve Kos Adası'ndaki kıyıya yakın tüm binaları yuttu (Papadopoulos vd., 2007, Papazachos ve Papazachou, 1997) deniz en az 2 kilometre çekildi ve ardından 1 kilometre genişliğinde bir kıyı alanını sular altında bıraktı; birçok gemi enkaza döndü; birçok deniz hayvanı ve balık telef oldu; dalgalar Suriye kıyılarında bile gözlenmiştir(Soloviev vd., 2000; Altınok vd., 2011).

4.3.5 8 Ağustos 1304 Rodos Adası Tsunami

Yıkıcı su baskını(Papadopoulos vd., 2007); deniz dalgası birçok insanı boğdu ve gemileri karaya fırlattı(Papazachos ve Papazachou, 1997); tsunami (Guidoboni ve Comastri, 2005); heyelan, tsunami Girit'i, Mısır kıyılarını ve Filistin'in bir bölümünü vurdu ve Adriyatik'te daha

az etki gözlemlendi(Yolsal vd., 2007); Mısır'da, Nil'in ortasında seyreden ve demir atmış gemiler kıyıdan 15 metre içeriye fırlatıldı(Soloviev vd., 2000).

4.3.6 3 Mayıs 1481 Rodos Adası Tsunami

Rodos Adası'ndaki yıkıcı bir deprem sismik bir deniz dalgası oluşturdu(Jena, 1932; Galanopoulos, 1960; Altınok vd., 2011). Oluşan 3 metre yüksekliğindeki bir tsunami dalgasının eşlik ettiği en büyük şok(Papazachos ve Papazachou, 1997; Vatin, 1999; Soloviev vd., 2000; Papadopoulos vd., 2007); dalga karayı sular altında bıraktı ve limandaki bir gemi savruldu, tsunami dalgalarının verdiği zarar depremin verdiği zarardan daha fazlaydı(Papazachos ve Papazachou, 1997; Soloviev vd., 2000). Rodos'ta su baskını mesafesi 60 metreydi(Ambraseys, 1962; Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Altınok vd., 2011).

4.3.7 1489 Antalya Sahili Tsunami

Denizaltı depremi ve kuvvetli çekilme(Papadopoulos vd., 2007); Antalya'da deniz üç saat geri çekildi(Luttrell, 1999); 1489 yılında Antalya denizinde meydana gelen bir tsunami, Leonardo da Vinci tarafından tanımlanmıştır(Antonopoulos, 1987, Papadopoulos vd., 2007; Altınok vd., 2011).

4.3.8 1609 Rodos Tsunami

10.000'den fazla insan dalgalar tarafından boğuldu(Ambraseys ve Finkel, 1995; Altınok vd., 2011); Rodos'un doğu kesiminde tsunami(Soloviev vd., 2000). Rodos ve Dalaman'da çok kuvvetli dalgalar gözlenmiştir(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007).

4.3.9 14 Şubat 1672 Kos Adası Tsunami

Bozcaada'da bazı evler dalgalar içinde kayboldu(Soloviev vd., 2000); Kos Adası'ndaki anormal dalgalar(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007); ada su altında kaldı, tsunami şüpheli olarak rapor edilmiştir(Ambraseys, 1962; Altınok vd., 2011).

4.3.10 31 Ocak 1741 Rodos Adası Tsunami

Deniz geri çekildi ve ardından Rodos kıyılarını 12 kez büyük bir şiddetle sular altında bıraktı(Ambraseys ve Finkel, 1995; Papazachos ve Papazachou, 1997; Altınok ve Ersoy, 2000;

Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007; Altınok vd., 2011); Dalaman'da bulunan üst tsunami tortu tabakasının 1741 tsunami olayına bağlanabileceği belirtilmektedir(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007; Altınok vd., 2011).

4.3.11 18 Ekim 1843 Halki, Rodos Adası Tsunami

Halki'de tsunami gözlemlendi(Soloviev vd., 2000). Gemiler alabora oldu ve bir dağ çöktü(Papazachos ve Papazachou, 1997). 6000 ölü(Soysal vd., 1981).

4.3.12 28 Şubat 1851 Fethiye Tsunami

Fethiye'de tsunami(Papadopoulos vd., 2007, Yolsal vd., 2007); Fethiye sahilinde bir çökme ve Muğla dağlarında heyelan(Papazachos ve Papazachou, 1997). Fethiye'de deniz yaklaşık 34 santimetre yükseldi. Fethiye'de kıyı 0.5 metre battı(Soloviev vd., 2000); Fethiye'de kıyı normal deniz seviyesinin yaklaşık 0.6 metre üzerinde sular altında kalmıştır(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007).

4.3.13 3 Nisan 1851 Fethiye Körfezi Tsunami

Fethiye'de tsunami(Papadopoulos vd., 2007, Yolsal vd., 2007). Deniz, seviyesinden metrelerce yükseğe çıkarak sahili sular altında bıraktı(Soloviev vd., 2000). Bu olay muhtemelen 28 Şubat 1851 depreminin artçı sarsıntısıydı; tırmanma yükseliği Fethiye bölgesinde 1.8 metre oldu(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007).

4.3.14 23 Mayıs 1851 Fethiye Körfezi Tsunami

Muhtemelen 28 Şubat 1851 olayının artçı sarsıntısı(Ambraseys, 1962; Papadopoulos ve Chalkis, 1984; Soloviev vd., 2000) Rodos ve Halki adalarında tsunami dalgaları gözlemlendi, ancak bildirilen tırmanma mesafeleri şüpheli olarak rapor edilmiştir(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007).

4.3.15 13 Şubat 1855 Fethiye Körfezi Tsunami

Fethiye'de tsunami dalgaları şüpheli su baskını ile birlikte(Papadopoulos vd., 2007; Yolsal vd., 2007). Fethiye'de 32 metre tırmanma mesafesi rapor edilmiştir.(Karnik, 1971; Altınok vd., 2011).

4.3.16 22 Mart 1863 Rodos Adası Tsunami

Deprem, denizde çok sayıda kazaya neden olan korkunç bir fırtınaya neden oldu, Mersin yol kenarında çeşitli felaketler meydana geldi, 22 Mart günü öğle vakti Trablus (Lübnan) yakınlarındaki deniz büyük dalgalarla yarıldı(Soloviev vd., 2000; Altınok vd., 2011).

4.3.17 23 Nisan 1933 Kos Adası Tsunami

Bir deprem ve tsunami meydana geldi(Soloviev vd., 2000; Altınok vd., 2011).

4.3.18 1991 İleryos Adası Tsunami

Deniz seviyesinde aniden 0,5 metrelik bir yükselme meydana geldi ve küçük balıkçı teknelerinin kıyıya doğru sürüklenmesine neden oldu. Ege Denizi'nin çeşitli limanlarındaki ve İyon Denizi'ndeki bir çok gelgit göstergesi dalgayı kaydetti. Yaklaşık 13 saat süren dalga aktivitesini muhtemelen meteorolojik süreçlerin neden olduğu, olayın öncesinde hiçbir sismik aktivite olmadığı rapor edilmiştir(Papadopoulos, 1993, 1998a; Soloviev vd.,2000)

4.3.19 21 Temmuz 2017 Bodrum-Kos Tsunami

21 Temmuz 2017, saat 01:31'de Gökova Körfezin'de Mw 6.6 büyüklüğünde ve 6-10 km derinliğinde bir tsunami depremi meydana gelmiş, Muğla, Bodrum, Datça, Marmaris, Kos Adası'nda da şiddetli hissedilmiş ve sonrasında Bodrum güney kıyılarında tsunami dalgaları karaya ulaşmıştır(Sözbilir vd., 2017). Ana şokun sismik kaynağında ve ana fay kontrolündeki ikincil faylarda geliştiği görülen ana ve artçı deprem verileri, ana şoktan sonra büyüklüğü Mw 5'e ulaşan 500 ve fazla artçı deprem meydana geldiğini ve bir kısmının, Gökova Körfezi denizinin içinde ve Kos Adasına doğru 20-25 kilometre uzunluğunda olan bir fay segmentini kırdığını göstermektedir(Sözbilir vd., 2017).

BÖLÜM BEŞ

SONUÇLAR

Geçmişte meydana gelen tsunami olaylarının ayrıntılı bilgileri, gelecekteki olayları daha iyi tahmin etmenin anahtarlarından biridir çünkü aynı olaylar tekrar meydana gelebilir. Ülkemiz kıyılarında tsunami geçmişte meydana geldi ve gelecekte de olacaktır, bu nedenle tüm kıyı şeritleri geçmiş su baskınlarının jeolojik ve jeomorfolojik arşivleri ve tarihsel kataloglar geçmişteki olaylar hakkında fikir verebilir. Tsunami tarihi ve jeolojik verilerinin varlığı, özellikleri ve etkileri, oluşum kaynakların daha iyi bilinmesine ve yeterli etki azaltma önlemlerinin, savunma eylemlerinin ve kıyı şeridinde yaşayan insanların farkındalığının geliştirilmesine de katkıda bulunabilir.

Güvenilirlikleri temelinde farklı şekilde değerlendirilen birincil ve ikincil olmak üzere iki ana tarihsel kaynak türü ayırt edilebilir. İlki, en güvenilir kabul edilen görgü tanıklarının ifadelerinden, temelde aynı yüksek güvenilirliğe sahip mektuplar, günlükler, kronikler, raporlar, dini ve idari belgeler, gazeteler, haritalara kadar uzanan birinci elden belgelerden oluşurken, ikincil bir kaynak, geçmişini yorumlayan bir eser gibi eşdeğer olmayan belgeler, revizyonlar, kataloglar, son zamanlarda yazılmış kitaplar ve ikinci el belgelerdir. Genel olarak, ikincil kaynaklar daha düşük bir güvenilirlik düzeyi ile ele alınır. Çoğu tsunami sismik kökenli olduğundan, depremlerle ilgili tarihsel belgesel kaynaklar tsunami çalışmalarında kullanılan ana kaynaklardır. Aksine, sismik olmayan tsunami olaylarının, volkanik patlamalar veya toprak kaymalarının neden olduğu tsunami olaylarını, bibliyografik kaynaklarını belirlemek ve bulmak daha zordur(Papadopoulos, 2016). Bu tez çalışması hem tarihsel tsunami kataloglarından derlenen, bu tez çalışmasının ana kataloğu olan bir bölgesel bir revizyon tsunami kataloğu özelliği sunması hem de güncel birincil kaynaklardan güncel tsunami kayıtlarını geçmiş tsunami kayıtları ile karşılaştırıp tartışması kapsamında Ege Denizi kıyılarında tsunami olaylarının meydana gelme periyotları, onları oluşturan depremler ile ilişkisi, bu depremleri üreten aktif faylar ve bu fayların deprem üretme periyotları hakkında jeolojik bir yaklaşım yapılmıştır.

Balıkesir ili ve çevresi için, bölgedeki aktif faylar incelendiğinde en etkili olarak bölgede 60 kilometreye varan ve derinliği 15 kilometre olan Edremit Fay Zonu, maksimum Mw 7,2 büyüklüğünde deprem üretme potansiyeline sahip olduğu ve sık normal faylara sahip olduğu

(Emre vd., 2017) için tsunami depremi oluşturacak ana bölgelerden biri olmakla birlikte Balıkesir kıyı şeridine çok yakında bulunan Midilli aktif fayları, Edremit Fay Zonu gibi sığ normal faylardan oluşmaktadır. Tsunami depremi oluşturmaya uygun olan bu faylar uzunlukları 10 ile 14 kilometre arasında değişir ve maksimum Mw 6,5 ve üzeri büyüklüğünde deprem üretme potansiyelleri vardır(Chatzipetros vd., 2013). Tarihsel dönemde en şiddetli(K:5) tsunami olayları 543 (Edremit Körfezi) ve 1867 (Midilli Adası) yıllarında olmuştur. Aletsel dönem tsunami olayları ise 6 Ekim 1944 (Edremit Körfezi) Tsunami olayı boyunca 200 metre tsunami tırmanma mesafesi ölçülmüştür. Güncel tarihlerde ise 12 Temmuz 2017 tsunami olayında 6 şiddetinde tsunami yaşanmış, Midilli adasında 150 metreye varan tsunami tırmanma mesafesi ölçülmüştür. Balıkesir ili ve çevresindeki aletsel dönem tsunami depremi olayları tekrarlama aralığı yaklaşık 75 yıl saptanmıştır. Bölgedeki Mw 6 ve üzeri deprem üretme potansiyeli olan fayların deprem üretme periyodu belirlenmediğinden dolayı, oranlama verilememektedir.

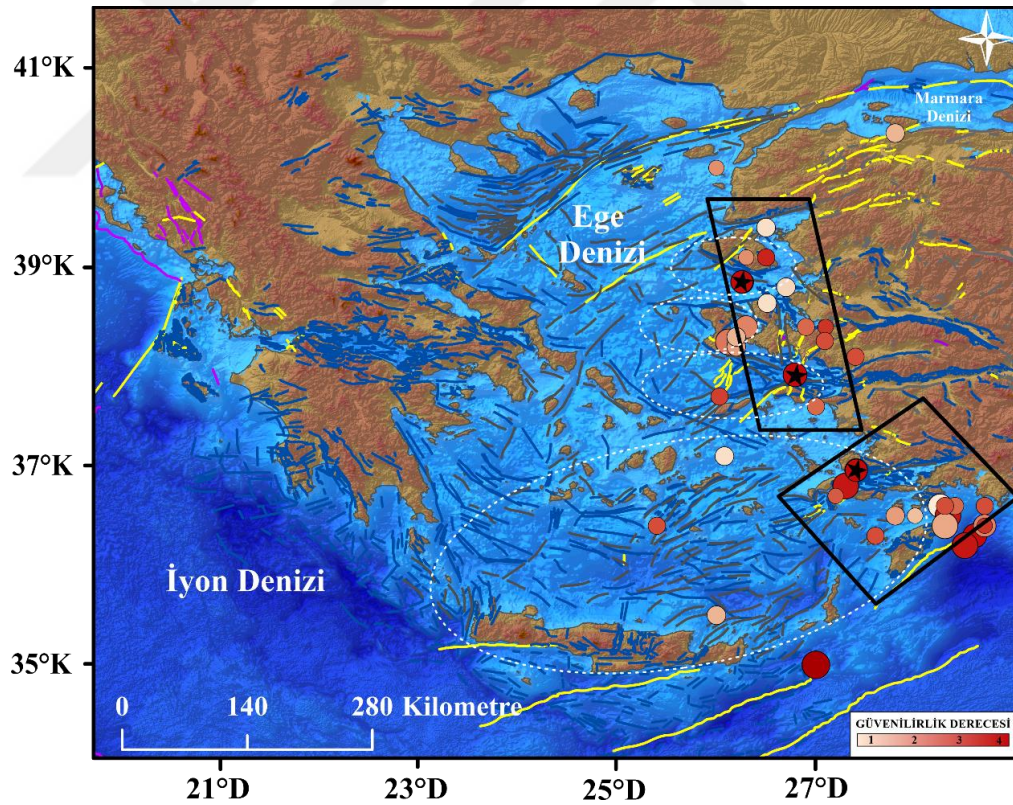
İzmir ili ve çevresinde güncel bir deprem aktivitesi vardır, bölgedeki Gülbahçe Fay Zonu, Yağcılar Fayı, Seferihisar Fayı, Tuzla Fayı, Karlovasi Fayı gibi faylar doğrultu atımlı faylar oldukları için tsunami oluşturma mekanizması olarak yetersizdir, böylece o fayların ürettiği depremler tsunami depremi olması mümkün olmamakla birlikte bölgedeki normal faylar sığ normal fay olup, doğal tsunami depremi kaynağıdır. Denizel faylar da karasal faylar gibi çoğu Mw 6,5 ve üzeri deprem üretme potansiyeline sahip olan sığ normal faylardır, bunlardan maksimum Mw 6,9 büyüklüğünde deprem üretebilen Aghios Kyrikos Fayı, maksimum ikinci 6,8 büyüklüğünde deprem üretebilen Samos Fayı, Oenousses Açık Deniz Fayı bulunmaktadır(Chatzipetros vd., 2013). İzmir ili ve çevresinde tarihsel dönem tsunami kayıtları incelendiğinde en şiddetli tsunami olayı 12 ölçekli şiddet skalasına göre 6 şiddetinde 20 Mart 1389 yılında Sakız Adası'nda görülmüştür, herhangi bir tsunami tırmanma yüksekliği ya da mesafesi ile ilgili kayıt bulunmasa da yazılı ifadelerden ve sayısal hesaplamalardan(Papa) tsunami tırmanma yüksekliğinin en az 1,5 metre olması gerekmektedir. Yine bölgede tarihsel kayıtlara göre 5 şiddetinde 1778 (İzmir), 1856 (Sakız Adası) olayları ve on yıl ardından 4 şiddetinde 1866 (Sakız Adası) olayı 3 ayrı şekilde belgelenmek üzere 1881 yılı olayları dikkat çekmektedir. Bölgedeki tsunami oluşma sıklığı aletsel dönemde de görülmektedir. 1928 (İzmir), 1929 (İzmir Körfezi), 1949 (Sakız Adası), 1991 (İkerya Adası) tsunami olaylarında maksimum şiddet 4 olarak kayıt edilen 3 Temmuz 1949 Sakız Adası tsunami olayında 70 santimetreden 2 metreye varan tsunami tırmanma yüksekliği, 35 metreye varan tsunami tırmanma mesafesi kayıt

edilmiştir. Yine aynı bölgede güncel olarak meydana gelen tsunami depremi olan 30 Ekim 2020 Samos Depremi sonrası 6 şiddetinde tsunami meydana gelmiş ve 3 metreye varan tsunami tırmanma yüksekliği, yaklaşık 300 metre tsunami tırmanma mesafesi ölçülmüştür(KRDAE, 2020). İki tsunami olayının şiddeti 6 olarak ölçülen 20 Mart 1389 (Sakız Adası) ve 30 Ekim 2020 (Sisam Adası) olayı bize gösteriyor ki tarihsel dönemdeki kıyı özellikleri, deniz seviyesi, altyapı ve endüstriyel şehircilik kapsamında kıyaslandığında farklar olsa bile yarattığı yıkıcı etki aynı kalabilen tsunami depremleri, bölgedeki jeotektonik yapının bir sonucu olan açılma tektoniğinin düzenli bir biçimde çalıştığının göstergesidir, böylece tsunami depremleri, göz ardı edilmeyecek depremlerdir. İzmir ili ve çevresindeki aletsel dönem tsunami olayları tekrarlama aralığı yaklaşık 30 yıl, tarihsel dönemden elde edilen olaylara bakıldığında ise 50 yıl olarak tespit edilmiştir. Bölgedeki Mw 6 ve üzeri deprem üretme potansiyeli olan fayların deprem üretme periyodu belirlenmediğinden dolayı, oranlama verilememektedir.

Muğla ili ve çevresinde de aktif bir deprem aktivitesi vardır. Bölgedeki faylardan Gökova Fay Zonu, uzunluğu 60 kilometreden fazla olup, derinliği 14 kilometredir ve sığ normal faylardan oluşur ve fayların maksimum Mw 6,61 büyüklüğünde deprem üretme potansiyeli vardır(Emre vd., 2017). Bölge Girit ve çevresi depremlerden çok fazla etkilenmiştir, aynı zamanda bölgedeki volkanizma 1000 yılda bir aktif olduğundan sadece tsunami depremi değil volkanizma oluşumlu tsunami olaylarından da etkilenmiştir(Papazachos ve Dimitri, 1991). Bölgedeki tarihsel tsunami depremleri incelendiğinde kronolojik olarak tsunami şiddeti 7 olarak kayıt edilen M.Ö. 227 (Rodos) , 6 olan 142 (Fethiye Körfezi) ,10 olan 1304 (Rodos) ,8 olan 1481, 1609 (Rodos), 1741 (Rodos) tsunami olayları dikkat çekmektedir. Bunlardan 3 Mayıs 1481 Rodos Adası ve Adalı bölgelerini etkileyen olayda tsunami tırmanma yüksekliği 1,8 metre, tsunami tırmanma mesafesi 60 cm olarak ölçülmüştür. Tsunami şiddet skalasına göre yine 6 şiddetinde olan 1851 Tsunami olayı öncesinde ve sonrasında 3 şiddetinde iki olay daha kayıt edilmiştir. Sonrasında 1855 (Fethiye Körfezi), 1863 (Rodos) olayları 1843 ile 1863 yılı arası çok sık aralıklı tsunami depremlerine dikkat çekmektedir. Aletsel dönem tsunami depremlerine bakıldığı zaman ise genellikle 3 şiddetinde meydana gelen 1933 (Kos), 1961 (Fethiye Körfezi), 1991 (İleryos) olaylarında benzer olarak 50 santimetre tsunami tırmanma yüksekliği kaydedilmiştir. Güncel tarihlerde 20 Temmuz 2017 Bodrum-Kos Adası Tsunami olayında tsunami şiddeti 6,8 olarak hesaplanmış, 1 metreyi aşan tsunami tırmanma yüksekliği, 60 metre tsunami tırmanma mesafesi ölçülmüştür. Muğla ili ve çevresinde aletsel dönem tsunami olayları

tekrarlama aralığı yaklaşık 40 yıl olarak çıkarken, tarihsel dönemden elde edilen olaylara bakıldığında 150 yıldır. Bölgedeki Mw 6 ve üzeri deprem üretme potansiyeli olan fayların deprem üretme periyodu belirlenmediğinden dolayı, oranlama verilememektedir.

Üç bölgenin toplam tsunami aktivitesi incelendiğinde bu çalışmanın bir sonucu olarak Yolsal ve diğerleri, (2007) yorumuna benzer olarak iki bölge seçilmiştir; Orta Ege Denizi ve Güney Ege Denizi(Şekil 6.1). Orta Ege tsunami olayları, 2-6 şiddeti arasında, tsunami tırmanma yükseklikleri maksimum 3 metre; Güney Ege olayları ise 2-8 şiddeti arasında, tsunami tırmanma yükseklikleri maksimum 3 metreyi, tsunami tırmanma mesafeleri maksimum 200 metre olarak belgelenmiştir. Her iki bölgede de, kendi alanındaki meydana gelen en az 20 kilometre çapındaki bir zonda meydana gelen Mw 6,5 üzeri tsunami depremlerinden etkilense de, Güney Ege bölgesi kıyıları Helen Yay'ı ve Girit çevresindeki volkanik veya tektonik depremlerden Orta Ege bölümü kıyılarından daha çok zarar görmüş, yıkım yaşamıştır(Şekil 6.1).



Şekil 5. 1. Ege Denizi'nin Türkiye kıyılarında tsunami oluşturabilecek bölgeler(Siyah kareler tsunami oluşturabilecek potansiyele sahip bölgeleri temsil ederken, beyaz aralıklı çizgili daireler tarihte Ege kıyılarını önemli ölçüde etkilemiş ve etkilemesi muhtemel olan tsunami olaylarını gerçekleştiren depremlerin oluşum bölgelerini temsil etmektedir).

Papadopoulos ve Chalkis (1984) tarafından derlenen 73 adet Yunanistan tsunami kayıtlarına göre, deprem kaynaklı 71 olayda deprem odakları yer kabuğunun sınırları içinde, yani 10 ila 15 kilometre derinlikte bulunuyordu. Pasifik'te, bir tsunami alarmı ilan etmek için ortalama bir eşik olan büyüklük değeri $M_w 7$ alınırken (Soloviev, 1972) bu değer, Akdeniz'de tsunami uyarı servisi kurulması durumunda eşik büyüklük değeri yaklaşık 6,5 olarak alınmalıdır; çünkü Akdeniz'deki tsunami olayları, ortalama büyüklüğü $M_w 6,80$ civarı küçük depremlerle üretilebilir ve bu depremin büyüklüğünün belirlendiği yüzey sismik dalgalarını harekete geçirme yeteneğinin, deprem odağının derinliği ile azaldığı gösterilmiştir (Soloviev, 1990). Buna göre Ege Denizi içindeki aktif faylar ve Türkiye-Yunanistan kara aktif faylarına bakıldığı zaman fayların çoğunluğu $M_w 6,5$ üzeri deprem üretme potansiyeline sahip olup, depremler sığ odaklıdır.

Doğu Akdeniz ölçeğinde Ambraseys, (1962)'e göre 60 yıl; Yolsal vd. (2007)' e göre 150-200 yıl; Altınok vd., (2011)'e göre orta derecede şiddetli olaylar için ($K < 4$) 35-65, güçlü tsunami olayları için ($K > 4$) 90-110 yıl; Papadopoulos, (2014)'ya göre 93 yıl tsunami tekrarlama periyodu verilmiştir. Bu çalışmanın ana konusu olan Doğu Ege Denizi için Galanapoulos, (1960)'e göre 1/26 deprem oranı ile; Ambraseys, (1962)'e göre 35 yıl; Papadopoulos ve Chalkis (1984)'e göre 1/10 deprem oranı ile; Soloviev, (1990)'e göre 20-25 yıl; tsunami tekrarlama periyodu bilim insanları tarafından belirlenmiştir. Maksimum tsunami şiddeti aralığını ise Soloviev, (1990) 6 ölçekli şiddet skalasına göre 3 ile 6 arası bir değer sunmuştur. 2000'lerin başlangıcı tsunami olaylarına tanıklık etmekle birlikte bu çalışmaya konu olan güncel 2017 Midilli, 2017 Bodrum-Kos, 2020 Sisam Adası olayları, kataloglarda belirtilmiş olan 1928 İzmir ile başlayan 1933 Kos, 1944 Edremit Körfezi, 1949 Sakız Adası, 1961 Fethiye Körfezi, 1991 İkarya ve İliyos gibi bir dizi tsunami olayının olma olasılığını, baz alınan Papadopoulos, (2014)'e göre yaklaşık 93 yıllık bir tsunami tekrarlama aktivitesi göz önünde bulundurulduğunda arttırmaktadır ve bahsedilen olayların sadece Türkiye kıyılarını etkileyen olaylar için yaklaşık 50-150 yıl tsunami tekrarlama periyodu İzmir'den itibaren güneybatıya doğru artmaktadır, 12 ölçekli şiddet ölçeğine göre 3 ile 8 arası bir şiddet aralığı tespit edilmiştir.

Çalışılan bölgelerdeki tsunami deprem tarihleri makro ölçekte incelendiğinde ortaya bir benzerlik çıkmaktadır, üç bölgede de 1800'lü yıllarda tsunami depremi aktivitesi sıklaşmış ve neredeyse aynı yıllarda üç farklı bölgede şiddeti 4 ve üzeri tsunami olayları meydana gelmiştir.

Örneğin 1850’li yıllarda İzmir ve Sakız Adası boyunca bir çok tsunami depremi, eş zamanlı olarak Fethiye Körfezi ve Rodos Adası’nda da meydana gelmiştir. 1860’lı yıllar boyunca bu iki bölgedeki tsunami aktivitesi devamlılığını sürdürürken Midilli Adası’nda 1867 yılında bir tsunami depremi meydana gelmiştir. Bu üç bölgenin aletsel dönemde de birbirini takip etmekte olduğu açıkça görülmektedir; 1933 Yılında Rodos Adası’nda meydana gelen tsunami depremi sonrası 1944 Edremit Körfezi Tsunami ve 1949 Sakız Adası Tsunami olayları meydana gelmiştir. Güncel tarihlerde ise 7 Mart 2017 Midilli Adası kıyısı açıklarında Tsunami depremi sonrası aynı yıl 2017 Gökova Körfezi Depremi Gökova Körfezi açıklarında olmuş ve tsunami meydana gelmiş, ardından Samos Adası kıyısı açıklarında 30 Ekim 2020 Samos Depremi ve tsunami olayı meydana gelmiştir. Bu tsunami depremlerinin birbirilerini tetikleyici ya da bağlantılı olup olmadığı araştırılmalıdır.

Sadece yerel tsunami depremleri ile bitmeyen, antik tarihten günümüze kadar, Helen Yayı ve doğu kısmında olmuş olan çoğu tarihsel ve aletsel deprem kaynaklı tsunami olayları Ege kıyılarını etkilemiştir, bölgedeki tüm tektonik yapı birbiri ile bağlantılı olduğundan mikro olarak çalışılan bu bölgeler bu yapının bir unsuru hale gelmiştir. Doğu Ege Denizi ve Marmara Denizi’ndeki bölge ve Orta Yunanistan’ın Korint Körfezi ve Tiren Calabria ve Messina Boğazları genişlemeli fay sistemleri boyunca aktif tektonik yapıların tsunami oluşturma potansiyeli açıkça farklı ve değişkendir, ancak tarihsel ve aletsel verilere dayalı olarak, tüm Akdeniz bölgesi incelendiğinde batıdan doğuya hareket eden bir tsunami tehlikesi artışı vardır(Papadopoulos, 2016). Bu çalışmada yukarıda yapılan tüm hesaplamaların literatür taramasındaki sayısal verilerden elde edilerek kabaca yapıldığına ve kesin bir olasılık sunma ihtimalinin düşük olduğuna, ve sadece bölgedeki tsunami depremi tehlikesine bir tür farkındalık kazanma uyarısı niteliğinde yapıldığına dikkat çekilmektedir. Bu bağlamda aynı tektonik çatı altında olduğumuz, benzer büyüklükte ve şiddette deprem ve tsunami üretme potansiyeli olan, ülke sınırı boyunca kıyılarımıza çok yakın olan Yunanistan Kara ve Deniz’inde, kıyılarımızı büyük ölçüde ilgilendiren Yunanistan adalarının kara aktif fayları ve Ege Denizi’nin bir parçası olan Yunanistan Deniz sınırı içerisindeki aktif fayların oluşturduğu tarihsel tsunami olayları Yunanistan ve Türkiye kıyıları için birlikte ele alınmalıdır.

Ambraseys ve Synolakis, (2010)’e göre, tsunami olaylarının sayılarını yalnızca tahmin edilen şiddet değerlerine sahip kataloglardan ilişkilendiren istatistiksel analizler, tarihsel olarak yalnızca

bir avuç olayın rapor edildiği belirli yerlere odaklanmak anlamsızdır, tarihi tsunami senaryolarına dayanan ve ana depremin yalnızca büyüklüğünün ve yaklaşık konumunun bilindiğine inanılan nicel tehlike değerlendirmeleri, son derece dikkatli bir şekilde ve yalnızca yerel tektoniğin ana depremin anlaşılmasını geliştirmek için jeolojik çalışmaların yararı ile yapılmalıdır. Aynı zamanda Ege Denizi için yayınlanan tsunami kataloglarını orijinal kaynaklara göre olasılık tehlike analizi için yapılan sınıflandırmalar ve diğer hataların düzeltilmesi halinde bile bilgi eksikliği bulunması nedeniyle bazı olaylar için herhangi bir şiddet değeri ataması durumundaki herhangi bir tsunami katalogu güvenilir olmayacaktır, ancak sedimantolojik kanıtlarla birlikte kullanılan büyük tsunami olaylarının tekrarlama dönemlerini niceliksel olarak anlamak mümkündür(Ambraseys ve Synolakis, 2010).

Günümüzde, Akdeniz bölgesinde önemli bir tsunami tarihi kaydına bir kaç paleotsunami çalışmaları sayesinde sahip olunması(Papadopoulos, 2002; Avşar, 2016), akademik veri tabanlarında iyi organize edilebildiği için, bu tür verilerin artması, ileride farklı bölgelerdeki geçmiş tsunami şiddeti ve periyodu hakkında bilgi içeren uzun tsunami geçmişine ulaşılmasına olanak sağlayacaktır. Mevcut sürümlerinde düzenli olarak güncellenecek ve geçmiş tsunami olayları tarafından sular altında kaldığı bilinen alanların sınırını tanımlamak, kıyı tehlike değerlendirmelerini doğrulamak ve hem olasılık hem de deterministik testleri test etmek tsunami senaryoları için yararlı bir araç olacaktır.

En önemli ve öncelikli olarak belirtmekte fayda olan ve bu tez çalışmasının bir öneri olarak belirtilen deniz tabanı içerisindeki aktif fayların ve kara aktif faylarda yapıldığı gibi bu fayların oluşturacağı deprem ya da tsunami depremleri MTA tarafından yayınlanan Türkiye diri fay haritasına(Emre vd., 2017) eklenmelidir ve depremden dolayı oluşan tsunami risk analizleri çalışmaları yapılmalıdır(Sözbilir vd., 2017).

KAYNAKLAR

- AFAD, (2017). 21.07.2017, Gökova Körfezi, Bodrum-Muğla Depremi, Basına ve Kamuoyuna Ön Bilgi Formu. T.C. Başbakanlık Afet ve Acil Durum Yönetim Başkanlığı Deprem Dairesi Başkanlığı.
- Aktuğ, B., Kılıçoğlu, A. (2006). Recent crustal deformation of İzmir, Western Anatolia and surrounding regions as deduced from repeated GPS measurements and strain field. *Journal of Geodynamics*, 41(5), 471-484.
- Altınok, Y. (2005). Türkiye ve çevresinde tarihsel tsunamiler.
- Altınok, Y., Alpar, B., Özer, N. and Aykurt, H. (2011). Revision of the tsunami catalogue affecting Turkish coasts and surrounding regions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(2), 273–291. doi:10.5194/nhess-11-273-2011.
- Altınok, Y., Alpar, B., Yalırak, C., Pınar, A. ve Özer, N. (2011). The earthquakes and related tsunamis of October 6, 1944 and March 7, 1867; Ne Aegean Sea. *Natural Hazards*, 60(1), 3–25. doi:10.1007/s11069-011-9949-7.
- Altınok, Y., Ersoy, S. (1995). Tsunamis in the Aegean Sea and near surroundings. In *International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region* (215-222).
- Altınok, Y., Ersoy, S. (1996-1997). Türkiye Kıyıları Ve Yakın Çevresini Etkileyen Tsunamiler. *İstanbul Yerbilimleri Dergisi*, 10(1-2), 111-125.
- Altınok, Y., Ersoy, Ş. (2000). Tsunamis observed on and near the Turkish coast. *Natural Hazards: State-of-the-Art at the End of the Second Millennium*, 185-205.
- Ambraseys, N. N. (1960). The Seismic Sea Wave of July 9, 1956, in the Greek Archipelago. *Journal of Geophysical Research*, 65(4), 1257–1265. doi:10.1029/jz065i004p01257.
- Ambraseys, N. N. (1962). Data for the investigation of the seismic sea-waves in the Eastern Mediterranean. *Bulletin of the seismological Society of America*, 52(4), 895-913.
- Ambraseys, N. N. (1988). Engineering seismology: part II. Earthquake engineering and structural dynamics, 17(1), 51-105.

- Ambraseys, N. N., Finkel, C. (1995). The seismicity of Turkey and adjacent areas: a historical review, 1500-1800.
- Ambraseys, N. N., Synolakis, C. (2010). Tsunami catalogs for the Eastern Mediterranean, revisited. *Journal of Earthquake Engineering*, 14(3), 309–330. doi:10.1080/13632460903277593.
- Antonopoulos, A. (1978). Contribution to the knowledge of tsunamis in the Eastern Mediterranean from ancient times until the recent. *Ann. Geol. Des. Pays. Helleniques, Le serie TXXIX/2*, 740, 757.
- Antonopoulos, J. (1979). Catalogue of tsunamis in the Eastern Mediterranean from antiquity to present times. *Annals of Geophysics*, 32(1). doi:10.4401/ag-4732.
- Antonopoulos, J. (1980). Data from investigation on seismic sea-waves events in the Eastern Mediterranean from the birth of Christ to 500 AD. *Annals of Geophysics*, 33(1). doi:10.4401/ag-4701.
- Argus, D. F., Gordon, R. G., DeMets, C., Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B5), 5585-5602.
- Avşar, U. (2019). Ege Denizi’nde Son 1500 Yılda Meydana gelmiş Tsunamilerin Karine lagünü’ndeki Sedimanter izleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni / Geological Bulletin of Turkey*, 1–1. doi:10.25288/tjb.545990.
- Başarır Baştürk, N., Özel, N. M., Altınok, Y., Duman, T. Y. (2017). Türkiye ve yakın çevresi için geliştirilmiş tarihsel dönem (MÖ 2000-MS 1900-) deprem katalogu. *Türkiye Sismotektonik Haritası Açıklama Kitabı, MTA Özel Yayınlar Serisi-35*, 24.
- Birand, S. A. (1944). Depremler. Sebepleri, Korunma Yolları, Yüksek Ziraat Enstitüsü Basımevi, Ankara.
- Bozkurt, E. (2001). Neotectonics of Turkey—a synthesis. *Geodinamica acta*, 14(1-3), 3-30.

- Beisel, S., Chubarov, L., Didenkulova, I., Kit, E., Levin, A., Pelinovsky, E., ... Sladkevich, M. (2009). The 1956 Greek tsunami recorded at Yafo, Israel, and its numerical modeling. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C9).
- Bilek, S. L., Lay, T. (1999). Rigidity variations with depth along interplate megathrust faults in subduction zones. *Nature*, 400(6743), 443-446.
- Bulut, F., Doğru, A., Yaltrak, C., Yalvaç, S. Ve Elge, M. (2021). Anatomy of October 30, 2020, Samos (Sisam)–Kuşadası earthquake (MW 6.92) and its influence on Aegean earthquake hazard. *Turkish Journal Of Earth Sciences*, 30(4), 425–435. doi:10.3906/yer-2102-18.
- Bryant, E., (2008). *Tsunami, The Underrated Hazard*, second edition. Springer-Praxis Publishing, Chichester.
- Bryant, E. (2014). *Tsunami*. doi:10.1007/978-3-319-06133-7.
- Calvi, V. S. (1941). *Erdbebenkatalog der Turkei und Einiger Benaehbarter Gebiete*. MTA Enstitüsü, Rapor, (276).
- Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N. ve Pavlides, S. (2013). Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands. *Tectonophysics*, 597–598, 106–122. doi:10.1016/j.tecto.2012.11.026.
- Comninakis, P.E., Papazachos, B.C. (2010). A note on the crustal structure of the Eastern Mediterranean. *Annals of Geophysics*, 29(1-2). doi:10.4401/ag-4793.
- Costa, P. J., Dawson, S. (2022). *Tsunami sedimentology. Complexity in Tsunamis, Volcanoes, and their Hazards*, 135-151.
- Costa, P. J., Gelfenbaum, G., Dawson, S., La Selle, S., Milne, F., Cascalho, J., ... Jaffé, B. (2017). The application of microtextural and heavy mineral analysis to discriminate between storm and tsunami deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 456(1), 167–190. doi:10.1144/sp456.7.
- Costard, F., Séjourné, A., Kelfoun, K., Clifford, S., Lavigne, F., Di Pietro, I., Bouley, S. (2017). Modeling tsunami propagation and the emplacement of thumbprint terrain in an

- early Mars ocean: Tsunamis On Mars. *Journal of Geophysical Research: Planets*. 122. 10.1002/2016JE005230.
- Doğan, G., Yılmaz, N., Yalçiner, A. Yüçemen, M. (2020). Tsunami Hazard Assessment For Izmir Bay, Turkey.
- Doğru, A., Görgün, E., Özener, H., Aktuğ, B. (2014). Geodetic and seismological investigation of crustal deformation near Izmir (Western Anatolia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 21-31.
- Duman, T.Y., Emre, Ö., Özalp, S., Elmacı, H. (2011). 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Aydın (NJ35-11) Paftası. Seri No:7. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara, Türkiye.
- Ebeling, C. W., Okal, E. A., Kalligeris, N., Synolakis, C. E. (2012). Modern seismological reassessment and tsunami simulation of historical Hellenic Arc earthquakes. *Tectonophysics*, 530, 225-239.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Şaroğlu, F., Olgun, Ş., Elmacı, H., Çan, T. (2018). Active fault database of Turkey. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 16(8), 3229-3275.
- Emre, Ö., Doğan, A. (2010). Türkiye Diri Fay Haritası 1:250.000 Ölçekli Ayvalık (NJ 35-2) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi. No: 2, 32 s. Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Doğan A., Özalp, S. (2011b). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Balıkesir (NJ 35-3) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi. Seri No: 4, 35 s. Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Doğan A., Özalp S, Yıldırım, C. (2011a). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Bandırma (NK 35-11b) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi, Seri No: 3, 55 s., Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Doğan, A., Duman, T. Y. , Özalp, S. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Bursa (NK 35-12) Paftası. Seri No:9. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara- Türkiye.

- Emre, Ö., (2010). Türkiye Diri Fay Haritası 1:250.000 Ölçekli Çanakkale (NK 35-10b) Paftası. MTA 1:250.000 Ölçekli Diri Fay Haritaları Serisi. No: 1, 40 s. Ankara, Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Elmacı H., (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Denizli (NJ 35-12) Paftası. Seri No:12. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Ankara- Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T.Y. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi. Fethiye (NJ 35-16) Paftası. Seri No:13. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Özalp, S., Duman, T.Y. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, İzmir (NJ 35-7) Paftası. Seri No:6. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Kütahya (NJ 35-4) Paftası. Seri No:10. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S. (2011). 1:250000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Marmaris (NJ35-15) Paftası, Seri No:8. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara,Türkiye.
- Emre, Ö., Özalp, S. (2011). 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, Urla (NJ 35-6) Paftası, Seri No:5. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara- Türkiye.
- Emre, Ö.,Özalp, S.,Duman, T.Y. (2011). Türkiye Diri Fay Haritası Serisi, 1:250.000 Ölçekli Uşak (NJ 35-8) Paftası, Seri No:11. Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara-Türkiye.
- EMSC, (2023). Avrupa Ortadoğu Sismoloji Merkezi. web sayfası, <http://www.emsc-csem.org>.
- Ersoy, Ş. (2005). Kıyıları Yutan Dev Liman Dalgaları. Tsunamiler. Star Haber1-7.
- Eyidoğan, H., Jackson, J. (1985). A seismological study of normal faulting in the Demirci, Alaşehir and Gediz earthquakes of 1969–70 in western Turkey: Implications for the

- nature and geometry of deformation in the continental crust. *Geophysical Journal International*, 81(3), 569-607.
- Eyidoğan, H. (2020). Report on the seismological characteristics and effects of the 30 October 2020 Samos-Kuşadası Bay earthquake (Mw7. 0) in the western Aegean Sea. ResearchGate Preprint.
- Eyübagil, E. E., Solak, H. İ., Kavak, U. S., Tiryakioğlu, İ., Sözbilir, H., Aktuğ, B., Özkaymak, Ç. (2021). Present day strike-slip deformation within the southern part of the İzmir-Balıkesir Transfer Zone based on GNSS data and implications for seismic hazard assessment in western Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(2), 143-160.
- Fytikas, M., Lombardi, S., Papachristou, M., Pavlides, S., Zouros, N., Soulakellis, N. (1999). Investigation of the 1867 Lesbos (NE Aegean) earthquake fault pattern based on soil-gas geochemical data. *Tectonophysics*, 308(1-2), 249-261.
- Galanopoulos, A. (1957). The seismic sea-wave of 9 Iouliou 1956. *Praktika Academy Athens*, 32, 90-101.
- Galanopoulos, A. G. (1967). The seismotectonic regime in Greece. *Annals of Geophysics*, 20(1), 109-119.
- Galanopoulos, A. G. (1960). Tsunamis observed on the coasts of Greece from antiquity to present time. *Annals of Geophysics* 13, 3-4. doi:10.4401/ag-5477.
- Ganas, A., Elias, P., Kapetanidis, V., Valkaniotis, S., Briole, P., Kassaras, I., ... Moshou, A. (2019). The July 20, 2017 M6.6 Kos earthquake: Seismic and geodetic evidence for an active north-dipping normal fault at the western end of the Gulf of Gökova (Se Aegean Sea). *Pure and Applied Geophysics*, 176(10), 4177–4211. doi:10.1007/s00024-019-02154-y.
- Geist, E.L. (1997). Native American legends of tsunamis in the Pacific Northwest. *Adv. Geophys.* 39, 117–209.
- Geist, E. L., Dmowska, R. (1999). Local tsunamis and distributed slip at the source. *Seismogenic and tsunamigenic processes in shallow subduction zones*, 485-512.

- GFZ, 2017. Almanya Yerbilimleri Araştırma Merkezi, web sayfası, <http://www.gfzpotsdam.de>, German Research centre for Geoscience.
- Görür, N., Sengör, A. M. C., Sakıncı, M., Akkök, R., Yiğitbaş, E., Oktay, F. Y., ... Aykol, A. (1995). Rift formation in the Gökova region, southwest Anatolia: implications for the opening of the Aegean Sea. *Geological Magazine*, 132(6), 637-650.
- Görür, N., Şengör, A. M. C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Akkök, R., Yigitbas, E., ... Ecenvitoglu, B. (1994). Cross-cutting rift systems of the Goekova region, SW anatolia: implications for the formation of the aegean sea. *Bulteni-İstanbul Teknik Üniversitesi*, 47, 275-292.
- Guidoboni, E., Comastri, A. (2005). Catalogue of Earthquakes and Tsunamis in the Mediterranean Area from the 11th to the 15th Century. INGV-SGA, Rome-Bologna, Italy. 1037.
- Gusiakov, V. K. (2009). Tsunami history: recorded. *The sea*, 15, 23-53.
- Gürer, Ö. F., YILMAZ, Y. (2002). Geology of the Ören and surrounding areas, SW Anatolia. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11(1), 1-13.
- Hakyemez, H. Y., Erkal, T., Göktaş, F. (1999). Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük menderes grabens, western Anatolia, Turkey. *Quaternary Science Reviews*, 18(4-5), 549-554.
- Iida, K. (1983). Some remarks on the occurrence of tsunamigenic earthquakes around the Pacific. *Tsunamis: Their Science and Engineering*, 61-76.
- Iida, K. (1984). Catalog of tsunamis in Japan and its neighboring countries. *Bull. Aichi Inst. Tech., Special Rep.*
- IOC – Intergovernmental Oceanographic Commission, (2014). Tsunami, the great waves, revised edition. http://itic.ioc-unesco.org/images/stories/about_tsunamis/great_waves/Great_Waves_v.2014_sm.pdf.

- İşcan, Y., Tur, H., Gökaşan, E. (2013). Morphologic and seismic features of the Gulf of Gökova, SW Anatolia: evidence of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Geo-Marine Letters*, 33, 31-48.
- Jackson, J., McKenzie, D. (1984). Active tectonics of the Alpine—Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal International*, 77(1), 185-264.
- Kanamori, H. (1972). Mechanism of tsunami earthquakes. *Physics of the earth and planetary interiors*, 6(5), 346-359.
- Kanamori, H., Kikuchi, M. (1993). The 1992 Nicaragua earthquake: a slow tsunami earthquake associated with subducted sediments. *Nature*, 361(6414), 714-716.
- Karnik, V. (1971). *Seismicity of European Area*. Vol. 2, Reidel, Dordrecht, Holland.
- Keating, B. H. (2006). 2006: status of tsunami science research and future directions of research.
- KRDAE, (2017). 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi-Akdeniz Depremi Basın Bülteni. B.Ü. Kandilli Rasathanesi Ve Deprem Araştırma Enstitüsü. Bölgesel Deprem-Tsunami İzleme Ve Değerlendirme Merkezi.
- KRDAE (Kandilli Observatory): www.koeri.boun.edu.tr, last Access date 8 Ağustos 2023.
- Kuran, U., Yalciner, A. C. (1993). Crack propagations, earthquakes and tsunamis in the vicinity of Anatolia. In *Tsunamis in the World: Fifteenth International Tsunami Symposium*, 1991 (pp. 159-175). Springer Netherlands.
- Kurt, H., Demirbağ, E., Kuşçu, İ. (1999). Investigation of the submarine active tectonism in the Gulf of Gökova, southwest Anatolia–southeast Aegean Sea, by multi-channel seismic reflection data. *Tectonophysics*, 305(4), 477-496.
- Lauterjung, J., Münch, U., Rudloff, A. (2010). The challenge of installing a tsunami early warning system in the vicinity of the Sunda Arc, Indonesia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(4), 641-646.
- Latter, J. H. (1981). Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bulletin volcanologique*, 44, 467-490.

- Le Pichon, X., Angelier, J. (1979). The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, 60(1-2), 1-42.
- Levin, B. W., Nosov, M. (2009). *Physics of tsunamis* (Vol. 327). Dordrecht: Springer.
- Maramai, A., Brizuela, B., Graziani, L. (2014). The euro-mediterranean tsunami catalogue. *Annals of Geophysics*. 57(4). doi:10.4401/ag-6437.
- Melis, N. S., Okal, E. A., Synolakis, C. E., Kalogeras, I. S. ve Kânoğlu, U. (2020). The Chios, Greece earthquake of 23 July 1949: Seismological reassessment and tsunami investigations. *Pure and Applied Geophysics*, 177(3), 1295–1313. doi:10.1007/s00024-019-02410-1.
- Minoura, K., Imamura, F., Kuran, U., Nakamura, T., Papadopoulos, G. A., Takahashi, T., Yalciner, A. C. (2000). Discovery of Minoan tsunami deposits. *Geology*, 28(1), 59-62.
- Masclé, J. Masclé, G. (2012). Geological and morpho-tectonic map of the Mediterranean domain: a synthesis at the scale of 1:4000000. Spec. Public. CCGM/UNESCO, Paris.
- McKenzie, D. (1978). Active tectonics of the Alpine—Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal International*, 55(1), 217-254.
- Mountrakis, D., Kiliyas, A., Vavliakis, E., Psilovikos, A., Thomaidou, E. (2003). Neotectonic map of Samos Island (Aegean Sea, Greece): implication of geographical information systems in the geological mapping. In 4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems, Bologna, Italy (Vol. 1, pp. 11-13).
- Murata, S., Imamura, F., Katoh, K., Kawata, Y., Takahashi, S., Takayama T. (2010) *Tsunami: To survive from Tsunami*. Advance Series on Ocean Engineering, vol. 32 (Kindle edition). World Scientific, New Jersey.
- National Geophysical Data Center / World Data Service: NCEI/WDS Global Historical Tsunami Database. NOAA National Centers for Environmental Information. doi:10.7289/V5PN93H7.

- NOA, Atina Ulusal Gözlemevi Merkezi, web sayfası, <http://www.gein.noa.gr/en/seismicity/earthquake-catalogs>, National Observatory of Athens, Geodynamic Institute, Greece, Athens.
- Nomikou, P. (2004). Geodynamic of Dodecanise islands: Kos and Nisyros volcanic field. Department of Geology, University of Athens, Athens, Greece.
- Okal, E. A. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review. *Natural Hazards*, 1, 67-96.
- Okal, E. A., Synolakis, C. E., Uslu, B., Kalligeris, N., Voukouvalas, E. (2009). The 1956 earthquake and tsunami in Amorgos, Greece. *Geophysical Journal International*, 178(3), 1533-1554.
- Osmancık, K., Tahk, A. (2020). Ekim 2020 Ege Denizi Depremi (Mw= 6, 9) Saha Gözlemleri ve Değerlendirme Raporu.
- Ocakoğlu, N., Nomikou, P., İşcan, Y., Loreto, M. F. ve Lampridou, D. (2018). Evidence of extensional and strike-slip deformation in the offshore Gökova-Kos area affected by the July 2017 MW6.6 bodrum-kos earthquake, eastern Aegean Sea. *Geo-Marine Letters*, 38(3), 211–225. doi:10.1007/s00367-017-0532-4.
- Papadimitriou, P., Kassaras, I., Kaviris, G., Tselentis, G.A., Voulgaris, N., Lekkas, E., Chouliaras, G., Evangelidis, C., Pavlou, K., Kapetanidis, V., Karakonstantis, A., Kazantzidou-Firtinidou, D., Fountoulakis, I., Millas, C., Spingos, I., Aspiotis, T., Moumoulidou, A., Skourtsos, E., Antoniou, V., Andreadakis, E., Mavroulis, S., Kleanthi, M. (2018). The 12th June 2017 Mw = 6.3 Lesvos earthquake from detailed seismological observations. *Journal of Geodynamics*. 115(23-42). <https://doi.org/10.1016/j.jog.2018.01.009>.
- Papadopoulos, G. A., Chalkis, B. J. (1984). Tsunamis observed in Greece and the surrounding area from antiquity up to the present times. *Marine Geology*, 56(1-4), 309–317. doi:10.1016/0025-3227(84)90022-7.
- Papadopoulos, G. A. (1993, Ağustos). Seismic faulting and nonseismic tsunami generation in Greece. In *Proc. IUGG/IOC International Tsunami Symposium* (23-27).

- Papadopoulos, G. A., Fokaefs, A. (2005). Strong tsunamis in the Mediterranean Sea: a re-evaluation. *ISSET Journal of Earthquake Technology*, 42(4), 159-170.
- Papadopoulos, G. A., Imamura, F. (2001, August). A proposal for a new tsunami intensity scale. In *ITS 2001 proceedings* (Vol. 5, pp. 569-577).
- Papadopoulos, G. A., Pavlides, S. B. (1992). The large 1956 earthquake in the South Aegean: Macroseismic field configuration, faulting, and neotectonics of Amorgos Island. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(3), 383-396.
- Papadopoulos, G. A., Gràcia, E., Urgeles, R., Sallares, V., De Martini, P. M., Pantosti, D., ... Papageorgiou, A. (2014). Historical and pre-historical tsunamis in the Mediterranean and its connected seas: Geological signatures, generation mechanisms and coastal impacts. *Marine Geology*, 354, 81-109.
- Papadopoulos, G. A. (2016). *Tsunamis in the European-mediterranean region: From historical record to risk mitigation*. Amsterdam: Elsevier Science.
- Papazachos, B. C., Comninakis, P. E. (1971). Geophysical and tectonic features of the Aegean arc. *Journal of Geophysical Research*, 76(35), 8517-8533.
- Papazachos, B. C., Dimitriu, P. P. (1991). Tsunamis in and near Greece and their relation to the earthquake focal mechanisms. *Natural Hazards*, 4, 161-170.
- Papazachos, B. C., Koutitas, C., Hatzidimitriou, P. M., Karacostas, B. G., Papaioannou, C. A. (1986). Tsunami hazard in Greece and the surrounding area. *Ann. Geophys*, 4(1), 79-90.
- Papazachos, B., Papazachou, C. (1997). *The Earthquakes of Greece*. Editions Ziti, Thessaloniki.
- Poirier, J. P., Taher, M. A. (1980). Historical seismicity in the near and Middle East, North Africa, and Spain from Arabic documents (VIIth-XVIIIth century). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 70(6), 2185-2201.
- Reilinger, R. E., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksoz, M. N., Barka, A. A., ... Sanli, I. (1997). Global Positioning System measurements of present-day crustal

- movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B5), 9983-9999.
- Röbke, B. R., Vött, A. (2017). The tsunami phenomenon. *Progress in Oceanography*, 159, 296–322. doi:10.1016/j.pocean.2017.09.003.
- Satake, K., Imamura, F. (Eds.). (2012). *Tsunamis: 1992–1994: Their Generation, Dynamics, and Hazard*. Birkhäuser.
- Sboras, S., Lazos, I., Mouzakiotis, E., Karastathis, V., Pavlides, S. ve Chatzipetros, A. (2020). Fault modelling, seismic sequence evolution and stress transfer scenarios for the July 20, 2017 (MW 6.6) Kos–Gökova Gulf earthquake, Se Aegean. *Acta Geophysica*, 68(5), 1245–1261. doi:10.1007/s11600-020-00471-8.
- Scheffers, A. (2002). Paleotsunami in the Caribbean: field evidences and datings from Aruba, Curaçao and Bonaire. *Essener Geographische Arbeiten*, 33, 181.
- Shiki, T. (2008). *Tsunamiites: Features and implications*. Amsterdam: Elsevier.
- Shiki, T., Tsuji, Y., Yamazaki, T. ve Minoura, K. (2008). *Tsunamiites features and implications*. Amsterdam: Elsevier.
- Sieberg, A. H., Gutenberg, B. (1923). *Geologische, physikalische und angewandte Erdbebenkunde*. G. Fischer.
- Soloviev, S. L. (1990). Tsunamigenic zones in the Mediterranean Sea. *Natural Hazards*, 3, 183-202.
- Soloviev, S. L., Solovieva, O. N., Go, C. N., Kim, K. S. and Shchetnikov, N. A. (2000). *Tsunamis in the Mediterranean Sea 2000 B.C.–2000 A.D. Advances in Natural and Technological Hazards Research*. doi:10.1007/978-94-015-9510-0.
- Sorensen, M. B., Spada, M., Babeyko, A., Wiemer, S., Grünthal, G. (2012). Probabilistic tsunami hazard in the Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B1).

- Soulakellis, N. A., Novak, I. D., Zouros, N., Lowman, P., Yates, J. (2006). Fusing Landsat-5/TM Imagery and Shaded Relief Maps in Tectonic and Geomorphic Mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 72(6), 693-700.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., and Altınok, Y. (1981). Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem kataloğu (MÖ 2100-MS 1900). Tubitak, TBAG Proje No. 341, İstanbul.
- Soysal, H. (1985). Tsunami (deniz taşması) ve Türkiye kıyılarını etkileyen tsunamiler. *İÜ Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü Bülteni*, 2, 59-67.
- Sözbilir, H. (2001). Geometry of macroscopic structures with their relations to the extensional tectonics: field evidence from the Gediz detachment, western Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10(2), 51-67.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Uzel, B., Eski, S., Softa, M. (2017). 12 Haziran 2017 Midilli Depremi (Karaburun Açıkları) Ve Bölgenin Depremselliği. 10.13140/RG.2.2.19984.20481.
- Sözbilir, H., Softa, M., Eski, S., Tepe, Ç., Akgün, M., Ankaya Pamukçu, O. (2020). 30 Ekim 2020 Sisam (Samos) Depremi (Mw: 6,9) Değerlendirme Raporu. DEÜ Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi, 111 s.
- Sözbilir, H., Sümer, Ö., Özkaymak, Ç., Uzel, B., Güler, T. ve Eski, S. (2016). Kinematic analysis and Palaeoseismology of the Edremit Fault Zone: Evidence for past earthquakes in the southern branch of the North Anatolian Fault Zone, Biga Peninsula, NW Turkey. *Geodinamica Acta*, 28(4), 273–294. doi:10.1080/09853111.2016.1175294.
- Sözbilir, H., Uzel, B., Sümer, Ö., Eski, S., Softa, M., Tepe, Ç. (2017). 21 Temmuz 2017 Gökova Körfezi Depremleri Ve Bölgenin Depremselliği Raporu. 10.13140/RG.2.2.12723.12323.
- Sümer, Ö., Sözbilir, H. Ve Uzel, B. (2020). Büyük Menderes granbeni'nin Rolling Hinge (Yuvarlanan Reze) modelinde supra-detachment (Sıyırılma üstü) Havzadan Rift Havzasına evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni / Geological Bulletin of Turkey*, 1–36. doi:10.25288/tjb.562552.

- Şengör, A. M. C., Görür, N., Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study.
- Şengör, A. M. C. (1987). Cross-faults and differential stretching of hanging walls in regions of low-angle normal faulting: examples from western Turkey. Geological Society, London, Special Publications, 28(1), 575-589.
- Şengör, A. M. C., Kidd, W. S. F. (1979). Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55(3-4), 361-376.
- Şengör, A. M. C., Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. Tectonophysics, 75(3-4), 181-241.
- Tan, O., Papadimitriou, E. E., Pabuccu, Z., Karakostas, V., Yörük, A., Leptokaropoulos, K. (2014). A detailed analysis of microseismicity in Samos and Kusadasi (Eastern Aegean Sea) areas. Acta Geophysica, 62, 1283-1309.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F., Papanikolaou, D., Nomikou, P. (2008). Tectonics of the Nisyros resurgent caldera, Greece, by field and marine data, and analogue modelling. Journal of Structural Geology, 30(12), 1489-1506.
- Tur, H., Yaltrak, C., Elitez, İ., Sarıkavak, K. T. (2015). Pliocene–Quaternary tectonic evolution of the Gulf of Gökova, southwest Turkey. Tectonophysics, 638, 158-176.
- Uluğ, A., Duman, M., Ersoy, Ş., Özel, E., Avcı, M. (2005). Late Quaternary sea-level change, sedimentation and neotectonics of the Gulf of Gökova: Southeastern Aegean Sea. Marine Geology, 221(1-4), 381-395.
- USGS, United States Geological Survey National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov/contactus/golden/neic.php>.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. (2012). Neotectonic evolution of an actively growing superimposed basin in western Anatolia: The inner bay of Izmir, Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 21(4), 439-471.
- Uzel, B., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç., Kaymakcı, N., Langereis, C. G. (2013). Structural evidence for strike-slip deformation in the İzmir–Balıkesir transfer zone and

- consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey). *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116.
- Yolsal, S., Taymaz, T. ve Yalçiner, A. C. (2007). Understanding tsunamis, potential source regions and tsunami-prone mechanisms in the Eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, 291(1), 201–230. doi:10.1144/sp291.10.
- Tinti, S., Maramai, A., Graziani, L. (2001). A new version of the European tsunami catalogue: updating and revision. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 1(4), 255-262.
- Taymaz, T., Jackson, J. ve McKenzie, D. (1991). Active tectonics of the North and Central Aegean Sea. *Geophysical Journal International*, 106(2), 433–490. doi:10.1111/j.1365-246x.1991.tb03906.x.
- Westaway, R. (1993). Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. *Journal of Structural Geology*, 15(1), 37-53.
- Wiegel, R. L. (1964). *Oceanographical engineering* Prentice-Hall. Inc, Englewood Cliffs, NJ.
- Wiegel, R.L. (1970) Tsunamis, in *Earthquake Engineering*. Editörü R.L. Wiegel, Prentice-Hall, Englewood Cliffs,. 253–306.