

T.C.
EGE ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**30 EKİM 2020 TARİHLİ SAMOS DEPREMİ
ÖZELİNDE İZMİR'DEKİ YEREL ZEMİN
KOŞULLARININ ve DİNAMİK ÖZELLİKLERİNİN
İNCELENMESİ**

Cemregül DİREKTÖR

Danışman: Prof. Dr. Selim ALTUN

İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

İnşaat Mühendisliği Yüksek Lisans Programı

İzmir

2023

EÜ Fen Bilimleri Enstitüsü'nün 91200000294 numaralı yüksek lisans öğrencisi Cemregül DİREKTÖR tarafından Yüksek Lisans Tezi olarak sunulan “30 Ekim 2020 Tarihli Samos Depremi Özelinde İzmir'deki Yerel Zemin Koşullarının ve Dinamik Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu çalışma EÜ Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliği ile EÜ Fen Bilimleri Enstitüsü Eğitim ve Öğretim Yönergesi'nin ilgili hükümleri uyarınca tarafımızdan değerlendirilerek savunmaya değer bulunmuş ve 25/07/2023 tarihinde yapılan tez savunma sınavında aday oybirliği ile başarılı bulunmuştur.

Jüri Üyeleri:

İmza

Jüri Başkanı : Prof. Dr. Selim ALTUN

Üye : Doç. Dr. Tuğba ESKİŞAR TEFCİ

Üye : Dr. Öğr. Üyesi Ş. Çağlar TUNA



EGE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**ETİK KURALLARA UYGUNLUK BEYANI**

EÜ Lisansüstü Eğitim ve Öğretim Yönetmeliğinin ilgili hükümleri uyarınca Yüksek Lisans Tezi olarak sunduğum “30 Ekim 2020 Tarihli Samos Depremi Özelinde İzmir’deki Yerel Zemin Koşullarının ve Dinamik Özelliklerinin İncelenmesi” başlıklı bu tezin kendi çalışmam olduğunu, sunduğum tüm sonuç, doküman, bilgi ve belgeleri bizzat ve bu tez çalışması kapsamında elde ettiğimi, bu tez çalışmasıyla elde edilmeyen bütün bilgi ve yorumlara atıf yaptığımı ve bunları kaynaklar listesinde usulüne uygun olarak verdiğimi, tez çalışması ve yazımı sırasında patent ve telif haklarını ihlal edici bir davranışımın olmadığını, bu tezin herhangi bir bölümünü bu üniversite veya diğer bir üniversitede başka bir tez çalışması içinde sunmadığımı, bu tezin planlanmasından yazımına kadar bütün safhalarda bilimsel etik kurallarına uygun olarak davrandığımı ve aksinin ortaya çıkması durumunda her türlü yasal sonucu kabul edeceğimi beyan ederim.

25/07/2023

Cemregül DİREKTÖR



ÖZET

30 EKİM 2020 TARİHLİ SAMOS DEPREMİ ÖZELİNDE İZMİR'DEKİ YEREL ZEMİN KOŞULLARININ ve DİNAMİK ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

DİREKTÖR, Cemregül

Yüksek Lisans Tezi, İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı

Tez Danışmanı: Prof. Dr. Selim ALTUN

Temmuz 2023, 141 sayfa

Bu tezde İzmir Körfezi'nde yer alan ve 2020 Samos Depremi'nden etkilenen bölgenin dinamik zemin özellikleri ve yerel zemin koşulları incelenmiştir.

Deprem kuvvetleriyle zeminde meydana gelen ve birçok hasara sebep olan sıvılaşma problemi ele alınmış, mekanizması ve etken faktörleri ile birlikte değerlendirilmiştir. İzmir ve çevresindeki zeminin jeolojik özellikleri ve tektoniği incelenmiş; bu bölgede geçmişte meydana gelmiş depremler ve bu depremlerin sonuçları hakkında bilgi edinilmiştir.

İzmir Körfezi'nde yer alan ve Samos Depremi'nden sonra sıvılaşma belirtileri gösteren İçmeler ve Gülbahçe zeminlerinden alınan örneklerin karakteristiği belirlenmiş ve zemin profilleri oluşturulmuştur. Örselenmiş ve örselenmemiş örneklere dinamik üç eksenli deneyler uygulanarak bu bölgenin sıvılaşma direnci ve dinamik davranışı ile ilgili bilgi edinilmiştir.

Anahtar sözcükler: Samos Depremi, tektonik, sıvılaşma, zemin dinamiği.



ABSTRACT

INVESTIGATION of LOCAL SITE CONDITIONS and DYNAMIC PROPERTIES of IZMIR CONSIDERING SAMOS EARTHQUAKE of 30 OCTOBER 2020

DİREKTÖR, Cemregül

MSc in Civil Eng.

Supervisor: Prof. Dr. Selim ALTUN

July 2023, 141 pages

In this thesis, dynamic soil properties and local site conditions of the region in the Izmir Bay and affected by the 2020 Samos Earthquake were examined.

The liquefaction problem, which occurs on the ground due to earthquake forces and causes many damages, has been discussed and evaluated together with its mechanism and factors which effect liquefaction. The geological features and tectonics of the ground in and around Izmir, the earthquakes that occurred in the past in this region and the results of these earthquakes were examined.

The characteristics of the soil samples taken from İçmeler and Gülbahçe in İzmir Bay, which showed signs of liquefaction after the Samos Earthquake, were determined and soil profiles were created. By applying dynamic triaxial tests to disturbed and undisturbed samples, information about liquefaction resistance and dynamic behaviour of this region was obtained.

Keywords: Samos Earthquake, tectonics, liquefaction, soil dynamics.

ÖNSÖZ

Deprem, yer kabuğunda oluşan gerilme birikimlerinin ve deformasyonların kırılmalara yol açması veya kabuğun kırık boyunca hareket etmesi olarak adlandırılmaktadır. Bu hareket esnasında oluşan sarsıntılar ise deprem dalgalarını oluşturmakta ve birçok yönden insan yaşamını etkilemektedir. Alp - Himalaya deprem kuşağı üzerinde kalan ülkemizde deprem davranışının anlaşılması, zeminin, altyapının ve üst yapının dinamik deprem kuvveti karşısında vereceği tepkinin doğru analiz edilerek bu doğrultuda yapılaşmanın gerçekleşmesi son derece önemlidir. Sıvılaşma problemi ise, dinamik deprem sarsıntıları sırasında zeminin boşluk suyu basıncının artarak efektif kayma dayanımını yitirmesi ve böylece taşıma gücünü kaybederek sıvı gibi davranması olarak tanımlanmaktadır. Üst yapılarda kontrolsüz oturmalara, toptan göçmelere, yer altı yapılarının zemin yüzeyine çıkmasına, şevlerde kaymalara ve heyelanların meydana gelmesine sebep olmaktadır. Sıvılaşma kaynaklı hasarların önüne geçmek için oluşum mekanizmasının anlaşılması ve gerekli deneylerin yapılarak dinamik zemin davranışının incelenmesi ve sıvılaşma direncinin belirlenmesi açısından önem arz etmektedir.

30 Ekim 2020 Samos Depremi sonrasında İzmir Körfez zemininden alınan örselenmiş ve örselenmemiş örnekler üzerine JGS 0541-2000 standardının gerektirdiği şekilde gerçekleştirilen sıvılaşma ve modül azalım deneyleri ile oluşan deformasyonların ve dinamik zemin davranışının incelendiği bu yüksek lisans tezi çalışmasında farklı ince yüzdelerine sahip zeminlerde artan dinamik genliklerde yüklemeler yapılarak sıvılaşma dirençleri araştırılmıştır.

İzmir

25/07/2023

Cemregül DİREKTÖR



İÇİNDEKİLER

| | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| İÇ KAPAK | ii |
| KABUL ONAY SAYFASI | iii |
| ETİK KURALLARA UYGUNLUK BEYANI..... | v |
| ÖZET | vii |
| ABSTRACT | ix |
| ÖNSÖZ..... | xi |
| İÇİNDEKİLER..... | xiii |
| ŞEKİLLER DİZİNİ | xviii |
| ÇİZELGELER DİZİNİ..... | xxvi |
| SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ..... | xxviii |
| 1. GİRİŞ..... | 1 |
| 1.1 Çalışmanın Önemi | 1 |
| 1.2 Çalışmanın Amacı | 3 |
| 1.3 Çalışmanın Kapsamı..... | 3 |
| 2. ZEMİNLERİN DİNAMİK ÖZELLİKLERİ | 4 |
| 2.1 Zeminlerde Sıvılaşma | 4 |
| 2.1.1 Sıvılaşma tanımı | 4 |

İÇİNDEKİLER (Devam)

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 2.1.2 Sıvılaşma mekanizması..... | 6 |
| 2.1.3 Sıvılaşma türleri | 9 |
| 2.1.4 Sıvılaşmaya etkileyen faktörler..... | 10 |
| 2.1.5 Potansiyel olarak sıvılaşabilir zeminler | 17 |
| 2.2 Zeminde Dinamik Kayma Modülü | 18 |
| 3. İZMİR DEPREMSELLİĞİ..... | 20 |
| 3.1 Genel Jeoloji ve Tektonik | 20 |
| 3.2 İzmir İli ve Çevresindeki Aktif Faylar | 23 |
| 3.2.1 Güzelhisar Fayı | 25 |
| 3.2.2 Menemen Fay Kuşağı: | 26 |
| 3.2.3 Yenifoça Fayı:..... | 26 |
| 3.2.4 İzmir Fayı:..... | 27 |
| 3.2.5 Bornova Fayı:..... | 28 |
| 3.2.6 Tuzla Fayı: | 29 |
| 3.2.7 Seferihisar Fayı: | 29 |
| 3.2.8 Gülbahçe Fayı: | 30 |
| 3.2.9 Gümüldür Fayı: | 31 |

İÇİNDEKİLER (Devam)

| | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 3.2.10 Gediz Graben Sistemi 'nde Oluşan Faylar: | 31 |
| 3.3 Deprem Oluşumları | 33 |
| 3.3.1 Tarihsel depremler (1900 Öncesi) | 34 |
| 3.3.2 Aletsel dönemde (1900-2020) meydana gelen depremler | 39 |
| 3.4 30 Ekim 2020 Samos Depremi | 44 |
| 3.4.1 Kuvvetli yer hareketi istasyonlarının ivme kayıtları ve tepki spektrumları . | 47 |
| 3.4.2 Deprem sonrası tsunami etkisi | 52 |
| 3.4.3 Jeotermal sahalardaki gözlemler..... | 54 |
| 4. KULLANILAN MALZEMELERİN ÖZELLİKLERİ ve DENEY METODU. | 59 |
| 4.1 Araziden Elde Edilen Örneklerin Özellikleri | 59 |
| 4.2 Deneysel Çalışmada Kullanılan Dinamik Üç Eksenli Cihazının Özellikleri .. | 65 |
| 4.3 Deney Metodu | 67 |
| 5. DENEY SONUÇLARI ve TARTIŞMA..... | 72 |
| 5.1 İçmeler Zeminlerinin Tekrarlı Yükler Altında Sıvılaşma Davranışlarının İncelenmesi | 72 |
| 5.2 Gülbahçe Zeminlerinin Düşük Şekil Değiştirme Seviyesindeki Davranışlarının İncelenmesi | 84 |
| 6. SONUÇLAR..... | 90 |

İÇİNDEKİLER (Devam)

| | <u>Sayfa</u> |
|---------------------|--------------|
| KAYNAK DİZİNİ | 92 |
| TEŞEKKÜR..... | 109 |
| ÖZGEÇMİŞ | 110 |





ŞEKİLLER DİZİNİ

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| Şekil 2.1 Artan boşluk suyu basıncı ile zeminin temas kuvvetini kaybedip sıvı hale geçişi (Araujo and Ledezma, 2020). | 5 |
| Şekil 2.2 Sıvılaşmanın gelişim süreci (Tosun, 2002). | 7 |
| Şekil 2.3 Ardışık kayma çevrimleri ile kum zeminin yoğunlaştırılması için çevrimsel kayma deformasyonuna karşı boşluk oranı grafiği (Das and Ramana, 2011). | 8 |
| Şekil 2.4 Akma sıvılaşması davranışı (Robertson, 2010). | 9 |
| Şekil 2.5 Sıvılaşmaya duyarlı dane boyutu aralığı (Iwasaki, 1986). | 11 |
| Şekil 2.6 İnce daneli zemin karışımlarında önerilen sıvılaşabilirlik koşulu (Seed et al., 2003). | 11 |
| Şekil 2.7 Rölatif sıkılık (D_r) - Maksimum yer ivmesi (Tezcan ve Özdemir, 2004). | 12 |
| Şekil 2.8 Sismik gerilme geçmişinin sıvılaşmaya etkisi (Seed, 1976). | 16 |
| Şekil 2.9 Histeritik gerilme-deformasyon ilişkisi (Altun ve Ansal, 2003). | 18 |
| Şekil 2.10 Kayma modülü oranı - Birim kayma deformasyonu ilişkisi (Oh et al., 2018). | 19 |
| Şekil 3.1 İzmir bölgesinin kolon kesiti (Uzel et al., 2012; Kınçal, 2005; Erdoğan, 1990). | 21 |
| Şekil 3.2 Bornova Ovası'nın doğu kesiminde yüzeyleyen alüvyon (Kınçal, 2005). | 22 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| Şekil 3.3 Ege Denizi ile Batı Anadolu'daki ana genç tektonik yapılar (DAUM, 2020)..... | 24 |
| Şekil 3.4 İzmir ve civarındaki aktif faylar (Emre vd., 2005)..... | 25 |
| Şekil 3.5 Tarihsel depremlerin (1900 öncesi) merkezüssü dağılımları (Erdik, 1999). | 33 |
| Şekil 3.6 Samos ve çevresinde gerçekleşen tarihi depremlerin dağılımı (Emre vd., 2016; Chazitrepetros et al., 2013; Pavlides et al., 2009). | 34 |
| Şekil 3.7 Batı Anadolu ve Samos çevresine ait aletsel dönem (1900-2020) depremleri (ISC, 2020). | 40 |
| Şekil 3.8 30 Ekim 2020 M_w 7.0 Samos depreminin kırılma süreci ve bölgesel tektonik ortamı. Ana haritada Samos depreminin ko-sismik kayma dağılımı iki dikdörtgen fay düzlemi boyunca beyaz-kırmızı renk skalasında çizilmiştir. Ana şok GCMT çözümü kırmızı dolgulu plaj topu ile gösterilmiştir (KAF: Kaystrios Fayı; IKF: Ikaria Fayı; FOF: Fourni Fayı; PYF: Pythagorio Fayı; TUF: Tuzla Fayı; SIF: Sığacık Fayı; KRF: Karaburun Fayı; CCF: Sakız-Çeşme Fayı) (Karakostas, 2021). | 44 |
| Şekil 3.9 (a) Kuşadası - Samos arasındaki aktif fay haritası (Emre vd., 2013; Chazitrepetros et al., 2013; Pavlides et al., 2009). (b) Samos diri fay haritası (Pavlides et al., 2009). Haritadaki numaralar fayların olası hareketlilik kazanması halinde, öngörülen deprem büyüklüklerini göstermektedir..... | 45 |
| Şekil 3.10 Samos ve çevresinde 28 Ekim - 4 Kasım 2020 tarihleri arasında meydana gelen depremlerin dağılımı gösterilmiştir (Emre vd., 2013). Sarı noktalar, magnitüdü 1'den büyük olan depremleri belirtmektedir. Magnitüdü 4.9 olan sarsıntının (30.10.2020) çözümü doğrultu atımlı, diğer sarsıntıların çözümleri ise normal faylanmayı göstermektedir (DAUM, 2020). | 46 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| Şekil 3.11 Sentinel uydularından temin edilen radar uydusu verileri ile (24/10/2020 - 30/10/2020) edinilen (a) interferogram ve (b) yer değiştirme görüntüleri (DAUM, 2020). | 47 |
| Şekil 3.12 AFAD tarafından işletilen, İzmir Körfezi ve çevresindeki 10 kuvvetli yer hareketi istasyonu kayıtları (AFAD, 2021). | 48 |
| Şekil 3.13 Samos (İzmir) Depremi yer ivme değerlerinin okunduğu istasyonların numaraları. A) Bayraklı, B) Bornova, C) Karşıyaka, D) Konak, E) Buca, F) Seferihisar, G) Karabağlar, H) Menderes (Demirel et al., 2022). | 48 |
| Şekil 3.14 Seçili istasyonların yatay tepki spektrumları (Demirel et al., 2022). ... | 51 |
| Şekil 3.15 Bayraklı 3513 İstasyonu ($V_s = 196$ m/s) ivme verileri ve ilgili koordinatlar göz önünde bulundurularak hesaplanmış TBDY 2018 elastik tasarım ivme tepki spektrumları verilmiştir (DAUM). | 52 |
| Şekil 3.16 Sığacık Kaleiçi bölgesinde tesir eden tsunami dalgalarının vardığı bölgeyi yaklaşık olarak göstermektedir (Sarı renkli bölge tsunami dalgalarının tesir alanını belirtmektedir) (DAUM, 2020). | 53 |
| Şekil 3.17 Tsunami dalgalarının hasara yolaçtığı Sığacık kıyısına ait görüntüler verilmiştir (DAUM, 2020). | 54 |
| Şekil 3.18 Gülbahçe ve Seferihisar'daki jeotermal sahalar (Emre vd., 2013). | 55 |
| Şekil 3.19 (a) Gülbahçe bölgesindeki faylanma (Uzelli vd., 2017). (b) Deprem sonrası oluşan yeni sıcak su çıkış noktaları. (c) ve (d) Sıvılaşmanın gerçekleştiği alanların görüntüsü (DAUM, 2020). | 56 |
| Şekil 3.20 (a) Deprem sonrası Tuzla Fayı civarında gözlemlenen yeni sıcak su çıkış noktaları. (b) Fay boyunca yüzeye varan sıcak su çıkışı. (c) Yoğun çamur ve gaz çıkışı. (d) Çeşitli noktalardaki su çıkışları (DAUM, 2020). | 57 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| Şekil 3.21 Samos Depremi sonrasında yayınlanan, merkezüssünü çevreleyen bölgede sıvılaşma olasılığını gösteren USGS sıvılaşma duyarlılık haritası. Kırmızı elipsler, sıvılaşma belirtilerinin gözlemlendiği yerleri belirtmektedir (Ziotopoulou et al., 2022). | 58 |
| Şekil 3.22 İçmeler ve Gülbahçe ilçesi kıyılarında deprem kaynaklı zemin sıvılaşmasının kum kaynaması şeklinde oluşan yüzey belirtileri (a) 38°20'18.4"K, 26°38'51.0"D, (b) 38°18'37.3"K, 26°40'47.1"D ve (c-d) 38.338088°K, 26.647763°D (Ziotopoulou et al., 2022)..... | 58 |
| Şekil 4.1 Gülbahçe ve İçmeler'den alınan sondajların koordinatları. | 59 |
| Şekil 4.2 İçmeler ve Gülbahçe'den alınan ve dinamik üç eksenli deneye tabi tutulan örneklerin dane boyu dağılım eğrileri..... | 60 |
| Şekil 4.3 Deprem sonrası kum kaynaması görülen Gülbahçe'den alınan örneklerinin (kırmızı noktalar) Casagrande plastisite kartındaki sınıflandırması. 60 | |
| Şekil 4.4 (a) İçmeler'den alınmış sondaj logu kaydı, zemin profili ve sıvılaşma deneyleri için kullanılan örneklerin (ICM-1 ve ICM-2) hangi derinlikten alındığı gösterilmiştir. (b) Gülbahçe'den alınmış sondaj logu kaydı, zemin profili ve modül azalım deneyleri için kullanılan örneklerin (GLB-1 – GLB-9) hangi derinlikten alındığı gösterilmektedir. | 61 |
| Şekil 4.5 İçmeler (4.50-6.45m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan PI=3.78 SP-SC örneğin 70 N genlikli dinamik yüklemeli sıvılaşma deneylerinden elde edilen (a) tekrarlı deviatör gerilme oranı ve çevrim sayısı grafiği, (b) eksenel şekil değiştirme ve çevrim sayısı grafiği, (c) boşluk suyu basıncı ve çevrim sayısı grafiği, (d) ortalama efektif gerilme, aşırı boşluk suyu basıncı ve çevrim sayısı grafiği, (e) deviatör gerilme ve ortalama efektif gerilme grafiği, (f) tekrarlı deviatör gerilme ve eksenel şekil değiştirme grafiği. | 63 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| Şekil 4.6 GLB-6 (10.5-12.0 m) derinliğinden alınan örselenmemiş örneğin modül azalım deneyi sonucu (a) tekrarlı deviatör gerilme oranı ve eksenel şekil değiştirme grafiği, (b) çevrim sayısı ve eksenel şekil değiştirme grafiği, (c) çevrim sayısı ve boşluk suyu basıncı oranı grafiği. | 64 |
| Şekil 4.7 (a) İngiltere tipi üç eksenli cihaz hücresi, (b) Japonya tipi ü. eksenli cihaz hücresi (Ishihara, 1996)..... | 65 |
| Şekil 4.8 Dinamik üç eksenli test cihazı. | 66 |
| Şekil 4.9 Temiz kumlar için örnek hazırlama yöntemleri (Jefferies and Been, 2006). | 67 |
| Şekil 4.10 Eski membranlar ve O-halkalar kullanarak sızdırmazlığın artırılması. | 67 |
| Şekil 4.11 Örneğin yerleştirilmesi. | 68 |
| Şekil 4.12 (a) Üst başlık yerleştirilip membranlar başlığa takıldıktan sonra kalıp çıkartılır, (b) Kalıp çıkartıldıktan sonra akrilik hücre yerleştirilir. | 69 |
| Şekil 4.13 Örneğe çevre basıncı verilmesi..... | 70 |
| Şekil 5.1 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 80 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği. 73 | |
| Şekil 5.2 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 90 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği. | 74 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| Şekil 5.3 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 100 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 74 |
| Şekil 5.4 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 120 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 75 |
| Şekil 5.5 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 40 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 75 |
| Şekil 5.6 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 50 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 76 |
| Şekil 5.7 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 70 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 76 |
| Şekil 5.8 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 80 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 77 |
| Şekil 5.9 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 90 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 77 |
| Şekil 5.10 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 120 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği..... | 78 |

ŞEKİLLER DİZİNİ (Devam)

| <u>Şekil</u> | <u>Sayfa</u> |
|---|--------------|
| Şekil 5.11 Farklı derinliklerden alınarak %60 sıklıkla hazırlanan ICM-1 ve ICM-2 örselenmiş örneklerine uygulanan artan dinamik genlikli sıvılaşma deneyleri sonucunda elde edilen azalan CSR-N eğrileri..... | 79 |
| Şekil 5.12 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin boşluk suyu basıncı gelişimi grafiği. | 80 |
| Şekil 5.13 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin eksenel şekil değiştirme ve çevrim sayısı grafiği. | 81 |
| Şekil 5.14 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin ortalama efektif gerilme ve deviatör gerilme grafiği..... | 82 |
| Şekil 5.15 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin deviatör gerilme ve çevrim sayısı grafiği. | 84 |
| Şekil 5.16 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 5. çevrim için verilmiş kayma modülü azalım eğrileri. | 86 |
| Şekil 5.17 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 10. çevrim için verilmiş kayma modülü azalım eğrileri. | 87 |
| Şekil 5.18 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 5. çevrim için verilmiş kayma modülü oranı azalım eğrileri. | 89 |
| Şekil 5.19 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 10. çevrim için verilmiş kayma modülü oranı azalım eğrileri. | 89 |



ÇİZELGELER DİZİNİ

| <u>Çizelge</u> | <u>Sayfa</u> |
|--|--------------|
| 3.1 İzmir Körfezi'nden alınan ivme kayıtlarının özellikleri (Cetin et al., 2022).... | 50 |
| 4.1 Sıvılaşma deneyi koşulları. | 62 |
| 4.2 Modül azalım deneyi koşulları..... | 62 |





ŞİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ

| <u>Simgeler</u> | <u>Açıklama</u> |
|-----------------|--------------------------------------|
| B | Doygunluk derecesi |
| D_r | Rölatif sıklık |
| ϵ_{SA} | Çevrimsel aksenal deformasyon |
| ϵ_{DA} | Çift genlikli aksenal deformasyon |
| f_{pred} | Frekans |
| G | Zemin kayma modülü |
| I_0 | Deprem şiddeti |
| K_0 | Sükunetteki toprak basıncı katsayısı |
| M_w | Moment büyüklük ölçeği |
| N | Çevrim sayısı |
| p' | Ortalama efektif gerilme |
| q' | Deviatör gerilme |
| R_{rup} | Kırılma mesafesi |
| R_u | Boşluk suyu basıncı oranı |
| $S_{a,max}$ | Maksimum spektral ivme |
| S_u | Drenajsız kayma dayanımı |
| T_{nat} | Doğal periyot |

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ (Devam)

| <u>Simgeler</u> | <u>Açıklama</u> |
|-----------------|---|
| u | Boşluk suyu basıncı |
| V_s | Kayma dalgası hızı |
| $V_{s,30}$ | İlk 30 metre derinlikteki ortalama kayma dalgası hızı |
| γ | Çevrimsel birim kayma deformasyonu |
| σ | Toplam normal gerilme |
| σ' | Efektif gerilme |
| σ'_c | Konsolidasyon basıncı |
| ϕ' | Efektif içsel sürtünme açısı |
| τ_f | Kayma mukavemeti |

Kısaltmalar

| | |
|------|--|
| AFAD | Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı |
| CSR | Tekrarlı kayma gerilmesi oranı |
| DAF | Dynamic Amplification Factor |
| DD | Deprem yer hareketi düzeyi |
| GCMT | Global Centroid Moment Tensor |
| GLB | Gülbahçe'den alınan zemin örneği |
| ICM | İçmeler'den alınan zemin örneği |

SİMGELER ve KISALTMALAR DİZİNİ (Devam)

| <u>Kısaltmalar</u> | <u>Açıklama</u> |
|--------------------|--|
| InSAR | Interferometric Synthetic Aperture Radar |
| LOS | Line of Sight |
| MPS | Multi-point source |
| PGA | Pik yer ivmesi |
| PI | Plastisite indeksi |
| PSA | Psödo-spektral ivme |
| SPT-N | Standart Penetrasyon Testi |
| TBDY 2018 | Türkiye Bina Deprem Yönetmeliği |
| USCS | Birleşik Zemin Sınıflandırma Sistemi |



1. GİRİŞ

Dünyanın birçok bölgesi sismik olarak aktif olup, yıkıcı depremlere maruz kalmaktadır. Depremler üzerine yapılan araştırmalar, binlerce yıl öncesine kadar uzanan bir geçmişe sahiptir. Ancak modern anlamda bilimsel çalışmalar 1906'da meydana gelen San Francisco Depremi sonrasında başlamıştır. Bu deprem ile birlikte, sismik etkiler esnasında oluşan tehlikelerin en önemli sonuçlarından biri olan 'sıvılaşma' problemi, zemin dinamiği ile birlikte geoteknik mühendisliğinin araştırma alanlarından biri haline gelip yazılı kaynaklarda belirgin bir yer edinmiştir. Deprem sarsıntısı veya ani yükleme altında suya doygun kum veya siltlerdeki boşluk suyu basıncının artarak zemin çevre basıncına eşit hale gelmesi ile mukavemet ve rijitliğin azalması şeklinde tanımlanmış olan sıvılaşma olayı, 1964'te yaşanan Niigata ve Alaska depremleriyle birlikte 1971'de gerçekleşen San Fernando Depremi'nde de gözlenmiştir. Zeminin karakteristiğinden, doygunluk oranından, yer sarsıntısı özelliklerinden (şiddeti ve süresi), kaynak-saha mesafesinden ve bölgenin sönümlenme özelliklerinden etkilenen sıvılaşma, mühendislik yapılarının stabilitesini ve güvenliğini ciddi şekilde tehdit ederek taşıma gücünün kaybı sebebiyle oluşan temel göçmelerine, kalıcı ve yanal yer hareketlerine ve yer altı yapılarında göçmelere sebep olmaktadır. Son 50 yıldır üzerinde yoğun olarak çalışmaların yürütüldüğü sıvılaşma araştırmalarının en önemli amacı, oluşum mekanizmasının aydınlatılması, analiz edilmesi ve bu problemin neden olduğu zararların en aza indirgenmesidir.

1.1 Çalışmanın Önemi

Dünyanın önemli deprem kuşaklarından biri olan Alp - Himalaya kuşağı üzerinde yer alan ülkemizde, 30 Ekim 2020 tarihinde Kuşadası Körfezi açıklarında ve Yunanistan'a ait Samos Adası civarında meydana gelen $M_w=7.0$ büyüklüğündeki depremin en önemli etkisi İzmir merkez ilçelerinden Bayraklı, Bornova ve Karşıyaka sınırlarında oluşmuştur. Güçlü yer hareketlerinin incelenmesi sonucunda elde edilen bulgulara göre, Bornova ile Bayraklı'daki derin, yumuşak ve gevşek alüvyal zeminler, sıg, sert ve sıkı zemin ya da kaya zeminlerle karşılaştırıldığında 2-5 kat seviyelerinde daha büyük bir deprem kuvvetiyle sarsıldığı belirlenmiştir. Saha şartları ile şiddeti artan uzun periyotlu sarsıntı ögesi,

7-12 katlı konutların doğal periyotlarıyla rezonansa girmiş ve bu durum yapısal tasarım ve inşaat hatalarıyla birleşerek Bornova ve Bayraklı'da yapı hasarlarının artmasına sebep olmuştur. Bayraklı'da zemin profili derin alüvyal katmanlardan meydana gelmekte ve bilhassa 7-12 katlı binaların doğal salınım periyotlarına (0.7-1.5 sn) yakın periyotlarda sarsıntı şiddetinin tasarım esaslı tepki spektrumuna yaklaştığı gözlenmiştir. Bu alanda, ilk 200 metre derinlikte SPT-N değerleri 30 darbe/30 cm'den düşük olan ince çakıl, siltli kil ve kum veya kil katmanları yer almaktadır. Ayrıca Bayraklı'da yeraltı su seviyesi 1 ila 3 metre arasında bir derinlikte bulunurken, anakaya derinliği 1100-1200 metre arasında bulunmaktadır (Pamuk vd., 2017).

İzmir Körfezi, bir çanak yaratmakta ve ortalama 600 metre derinliğinde gevşek, yumuşak ve suya doygun kıyı-delta çökellerinden meydana gelmektedir. Bu zemin yapısı, 70 kilometre uzaktaki bir depremin ($M_w=7.0$) sarsıntı hareketini büyütürken süresini uzatmıştır. Bayraklı'da öngörülen PGA (475) ivme değerinin 0.436 g olduğu Türkiye Deprem Tehlikesi Haritasından bilinmektedir. Bu durum, yıkımın yoğun olduğu Bayraklı'daki ivmenin, beklenen ivme değerinden 4-5 kat kadar daha küçük olduğunu göstermiştir. Ancak, Bayraklı'daki çok katlı yapılarda hasarın fazla olmasının nedeni, zemin büyütme etkisidir ve bu sebeple bölgedeki binalara daha fazla deprem kuvvetinin tesir ettiği anlaşılmıştır.

Depremler sırasında yerel zemin koşullarının hasar üzerindeki etkisi açıktır. Bununla birlikte dinamik zemin özelliklerine etkileyen çok sayıda faktörün bu etkiyi önemli ölçüde değişime uğrattığı bilinmektedir. Yaşanan depremler sonrasında dinamik zemin özellikleri, dinamik tepki analizleri yeniden gözden geçirilerek yerel zemin koşulları-deprem ilişkisi araştırılmalıdır.

Zemin ve yapı hasarlarına sebep olabilen deprem hareketinin anlaşılması, zeminin yapısının ve dinamik davranışının bilinmesi deprem öncesinde alınabilecek önlemleri aydınlatmaktadır.

Bu çalışmada da yaşanan depremin özellikle İzmir Körfezi özelindeki yerel zemin koşulları bakımından irdelenerek, ölçülen-hesaplanan değerler ile dinamik zemin davranışı yeniden değerlendirilip güncellenmiştir.

1.2 Çalışmanın Amacı

Yapılan tez çalışmasında, İzmir Körfez sahilinde yer alan ve depremden etkilenen bölgenin yerel zemin koşullarının deprem etkileri üzerinde oluşturduğu sonuçlar incelenmeye çalışılmıştır. Özellikle derin alüvyon zeminler üzerinde yer alan bu bölgelerde gözlenen sıvılaşma belirtileri, bölgeden alınan örneklerle yeniden incelenerek zemin sınıflarına bağlı olarak dinamik zemin özelliklerinin derinlik boyunca değişimi ortaya konmaya çalışılmıştır.

Bu kapsamda yapılan sıvılaşma ve modül azalım analizleri ile körfezde yer alan alüvyon zeminlerin sıvılaşma dirençleri ve dinamik davranışı meydana gelen deprem özelinde yeniden değerlendirilmiştir.

1.3 Çalışmanın Kapsamı

İçmeler ve Gülbahçe'den çıkarılan örneklerin yerel zemin koşullarının belirlenmesi için saha karakterizasyonu ve sınıflandırması yapılmıştır. Sınıflandırması yapılan İçmeler ve Gülbahçe körfez zemin örneklerine dinamik üç eksenli test cihazında sıvılaşma ve modül azalım deneyleri yapılmış ve zemin dinamik parametreleri ve sıvılaşma dirençleri belirlenmiştir. Buradan yola çıkarak İzmir Körfez zeminin yerel zemin koşulları ve dinamik özellikleri hakkında bilgi edinilmiştir.

2. ZEMİNLERİN DİNAMİK ÖZELLİKLERİ

2.1 Zeminlerde Sıvılaşma

2.1.1 Sıvılaşma tanımı

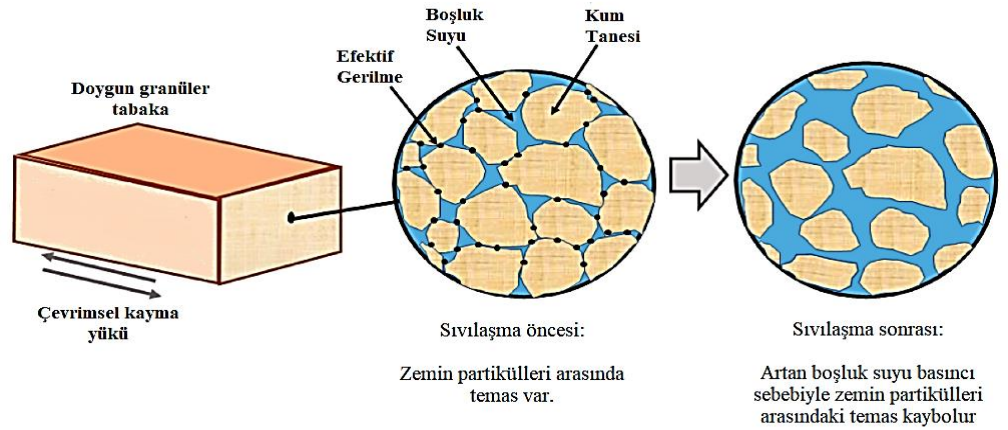
Sıvılaşma, depremler sırasında üst yapılarda kontrolsüz oturmaların, toptan göçmelerin, yer altı yapılarının zemin yüzeyine çıkmasının, doğal veya yapay şevlerde kaymaların ve heyelanların meydana gelmesinin en önemli sebeplerinden biridir. Tekrarlı yükler altında gelişen kayma gerilmeleri, zeminlerde elastik ve plastik deformasyonlara sebep olmaktadır. Granüler zeminlerde şekil değiştirme, genellikle hacimsel daralma ile sonuçlanmaktadır. Granüler zemin tabakasının suya doygun olması durumunda hacimsel daralma taneler arasındaki boşluk suyunu drenaja zorlar ancak boşluk suyu, tekrarlı yük uygulanırken, drene olamaz ve bu durum taneler arasındaki boşluk suyu basıncının artmasına sebep olmaktadır. Boşluk suyu basıncıdaki artış, daneler arası efektif gerilmenin azalarak sıfıra düşmesine sebep olabilmektedir. Sonuçta, zemin efektif kayma mukavemetini kaybederek bir süre sıvı gibi davranmakta ve bu durum “sıvılaşma” olarak tanımlanmaktadır (Yılmaz, 2006).

Kumlu zeminlerde sıvılaşma olgusunu açıklamaya yönelik ilk girişimlerden biri Casagrande'ye (1936) aittir ve kritik boşluk oranı kavramına dayanmaktadır. Sıkı kumun, kaymaya maruz kaldığında genleşme eğilimi gösterdiği; gevşek kumun ise, benzer koşullar altında hacim olarak azalma eğiliminde olduğu belirtilmiştir. Kritik boşluk oranı, kumun kesmeye maruz kaldığında hacminin değişmediği boşluk oranı şeklinde tanımlanmıştır. Casagrande, bu kritik orandan daha yüksek bir boşluk oranı olan kumların, sarsıntı etkisiyle titreşime maruz kaldıklarında hacimlerinin azalma eğiliminde olduğunu açıklamıştır. Drenaj gerçekleşmiyorsa boşluk suyu basıncı artmaktadır. Eğer σ 'nin büyüklüğü pratik olarak sabit kalırsa ve boşluk suyu basıncı kademeli olarak artarsa, σ 'nin u'ya eşit olacağı bir zaman gelebilmekte ve σ ' sıfıra eşit olmaktadır. Bu durumda kum kesme mukavemetini kaybetmekte ve sıvılaştırılmış bir duruma dönüşmektedir (Das and Ramana, 2011).

Aynı zamanda sıvılaşma terimi 1948'de çok gevşek kum zeminlerin hafif bozunma sebebiyle, akma yenilmelerine neden olan ciddi bir dayanım kaybı yaşaması şeklinde tanımlanmıştır (Terzaghi and Peck, 1948).

Benzer biçimde Mogami ile Kubo, sıvılaşmayı sarsıntı şeklinde uygulanan tekrarlı yükleme sebebiyle zeminde meydana gelen kayma mukavemeti kaybı olarak ifade etmiştir. 1964'te yaşanan Niigata Depremi'ne dek önemi bütünüyle kavranamamıştır. Depremde oluşan yapı hasarlarının kritik sebepleri arasında, sıvılaşma ihtimali olan doymuş kumların üstüne inşa edilmiş yapıların eğilmesinin ve çökmesinin bulunduğu belirtilmiştir (Mogami and Kubo, 1953).

Ayrıca, 1948, 1969, 1976 yıllarında sırasıyla Terzaghi, Castro ve Casagrande, granüler zeminlerde, fazla boşluk suyu basıncının zemin daneleri arasındaki temas kuvvetini yenecek kadar yüksek olduğunda sıvılaşmanın oluştuğunu belirtmiştir. Zeminin daneleri arasındaki temasın kaybı nedeniyle efektif kayma direnci azalmaktadır. Şekil 2.1'de örneği görüldüğü üzere zemin, daneleri arasındaki temasın çoğunu kaybettiğinde, davranışı katıdan sıvıya hale geçecek şekilde zorlanmaktadır. Bu, zeminin yumuşamasına ve zayıflamasına sebep olarak sıvılaşmaya yol açmaktadır (Terzaghi, 1948; Castro, 1969; Casagrande, 1976).



Şekil 2.1 Artan boşluk suyu basıncı ile zeminin temas kuvvetini kaybedip sıvı hale geçişi (Araujo and Ledezma, 2020).

1964 Alaska ve Niigata depremlerinde, zemin sıvılaşması nedeniyle büyük problemler yaşanmıştır. Sarsıntı etkisiyle gerçekleşen yüklemelerle ilgili sorunların çözümü için yeterli olmayan Casagrande'nin kritik boşluk oranı kavramı,

araştırmacıları sıvılaşma olayının gelişimini etkileyen koşulları ivme kavramı ile incelemeye teşvik etmiştir. Sıvılaşma mekaniği ve deprem sırasında sıvılaşmanın gerçekleşme olasılığı ile ilgili olarak daha iyi anlayış sağlamak için birçok çalışmaya ihtiyaç duyulmuştur. Bu sebeple, suya doymun kum zeminlerin devirsel yükleme sırasındaki davranışının gerilme ya da deformasyon kontrolünde incelenmesi gerekmiştir. Seed ile Lee, bu amaçla gerçekleştirilen ilk araştırmada, suya doymun kumların çevrimsel yükler altındaki davranışlarını dinamik üç eksenli test cihazını kullanarak incelemiştir (Lee and Seed, 1966).

Youd and Idriss (2001) ise benzer şekilde sıvılaşmayı “efektif gerilmenin, boşluk suyu basıncının artışıyla birlikte azalması ve sonuçta granüler zeminin katıdan sıvıya dönüşmesi” şeklinde ifade etmiştir (Youd and Idriss, 2001).

2.1.2 Sıvılaşma mekanizması

Doygun bir zeminin belirli bir düzlem boyunca kaymaya karşı koyabilmesi için gereken mukavemet, düzlem üzerindeki efektif gerilmeye ve taneler arası etkin sürtünme katsayısına bağlıdır. Kesme direnci veya mukavemeti τ_f şu şekilde yazılabilir:

$$\tau_f = \sigma' \cdot \tan \phi' \quad (2.1)$$

Burada σ' efektif gerilme ve ϕ' efektif içsel sürtünme açısıdır. Doymuş kumda taneler arası normal gerilme σ' şu şekilde tanımlanır:

$$\sigma' = \sigma - u \quad (2.2)$$

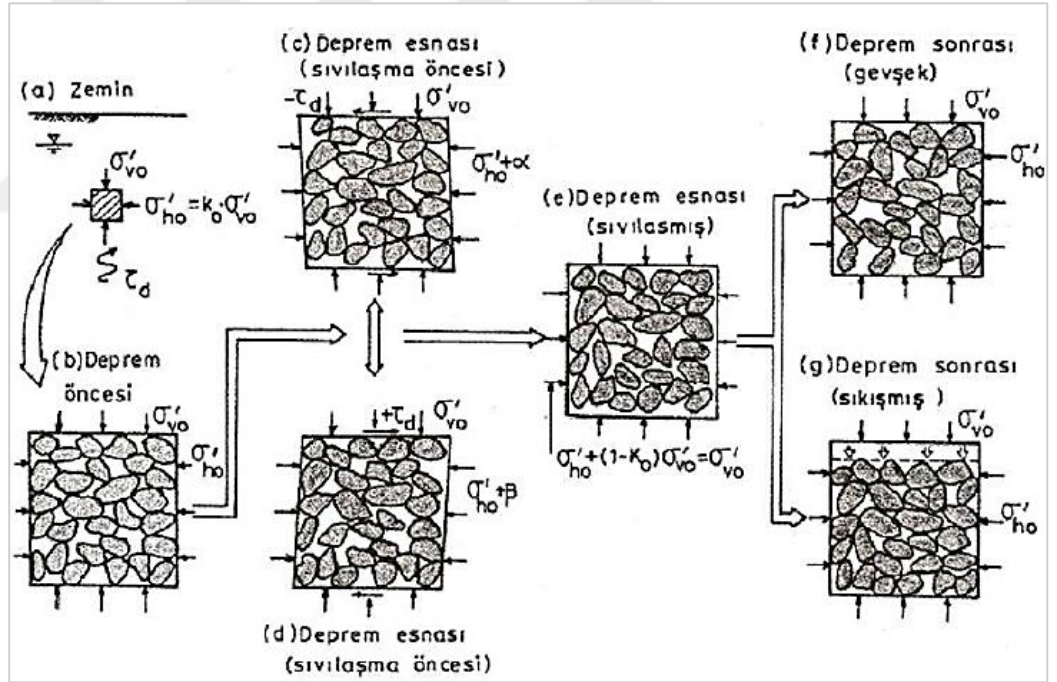
Denklemden σ , toplam gerilme olup u ise boşluk suyu basıncıdır.

Buradan ise kayma dayanımı,

$$\tau_f = (\sigma - u) \cdot \tan \phi' \quad (2.3)$$

şeklinde hesaplanmaktadır.

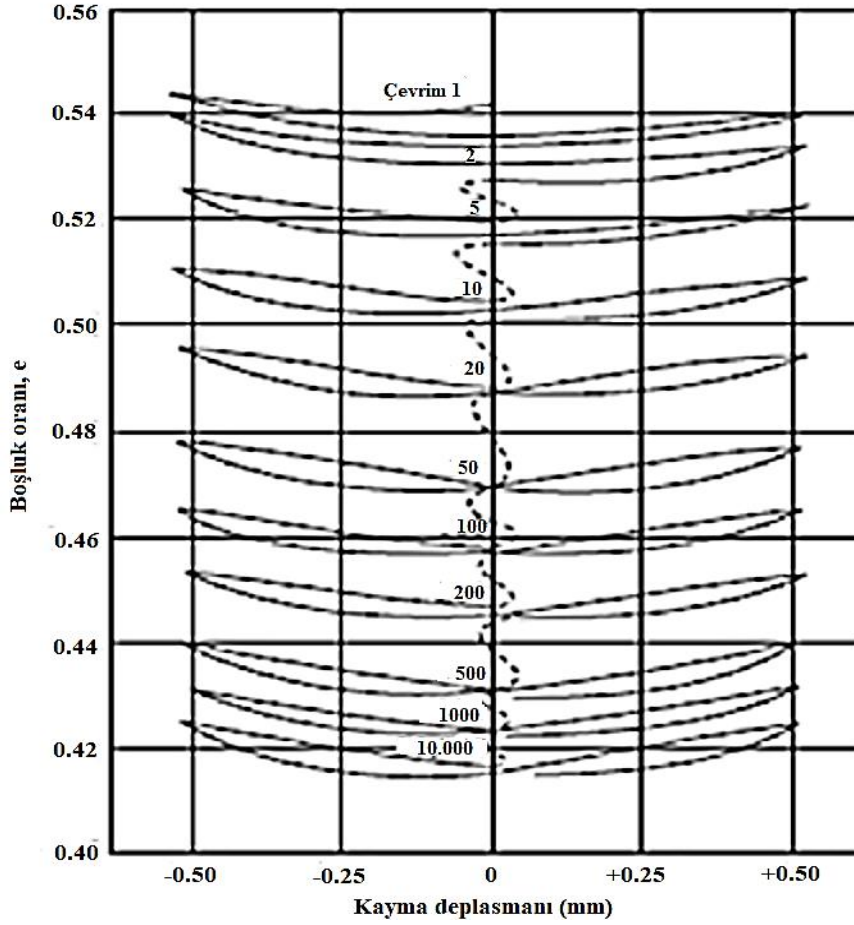
Toplam gerilme σ sabit kalırken boşluk suyu basıncı (u) artarsa, herhangi bir göçme düzlemi boyunca kayma dayanımı τ_f , efektif içsel sürtünme açısından bağımsız olarak azalmaktadır. Boşluk suyu basıncı toplam gerilmeye eşit olduğunda, $\tau_f = 0$ olur ve kum kayma direncini kaybederek zeminin sıvılaşmasına sebep olmaktadır. Uygulanan tekrarlı yükler altında büyük deformasyonlar meydana geldiğinde, maksimum aşırı boşluk suyu basıncı efektif çevresel gerilmenin %95'ine ulaştığında veya çift genlikteki eksenel deformasyonun %5'e ulaştığı durumlarda (JGS 0541-2000) kumun sıvılaştığı kabul edilmektedir. Şekil 2.2'de oluşum mekanizması verilen "zemin sıvılaşması" terimi iki kriterle tanımlanabilmektedir. Biri sıvılaşmayı, mukavemet kaybı ve granüler bir malzemenin sıvı hale dönüşümü açısından tanımlamaktadır. Diğer bir kriter ise sıvılaşmayı yapısal bir bakış açısından kabul edilemez olan gerilim veya deformasyon miktarı cinsinden ifade etmektedir (Serdar, 2006).



Şekil 2.2 Sıvılaşmanın gelişim süreci (Tosun, 2002).

Şekil 2.3, basit bir kesme testinde tekrarlanan ileri ve geri deformasyon yoluyla kumun kademeli olarak sıkılaştırılmasını göstermektedir. Bu durumda zeminden drenaj serbestçe gerçekleşmekte ve her bir döngü ile zeminin boşluk oranı belirli bir miktarda düşmektedir. Döngü sayısından bağımsız olarak, altında zemin sıkılaştırılmasının gerçekleşemeyeceği bir eşik kayma şekil değiştirmesinin

mevcut olduğuna dikkat etmek önemlidir. Şekil 2.3'te gösterildiği gibi kum hacmindeki azalma, ancak drenajın serbestçe olması durumunda gerçekleşebilmektedir. Ancak deprem şartlarında hızlı çevrimsel gerilmeden dolayı bu şart oluşmamaktadır. Böylece gerilme sırasında, yerçekimi yükleri zeminin dane bileşenlerinden boşluk suyuna aktarılmaktadır. Sonuç olarak, zeminin yüklemeye karşı direnme kapasitesinde bir azalma meydana gelmekte ve boşluk suyu basıncı artmaktadır (Das and Ramana, 2011).



Şekil 2.3 Ardışık kayma çevrimleri ile kum zeminin yoğunlaştırılması için çevrimsel kayma deformasyonuna karşı boşluk oranı grafiği (Das and Ramana, 2011).

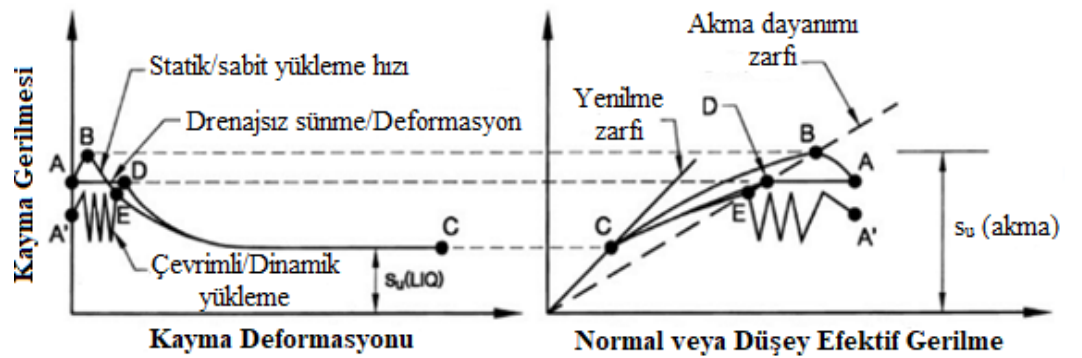
2.1.3 Sıvılaşma türleri

2.1.3.1 Akma türü sıvılaşma

Zeminin sıvılaşmış durumdayken sahip olduğu kayma mukavemetinin, zeminin statik olarak dengede olması için gerekli olan kayma mukavemetine kıyasla daha düşük olduğu şartlarda meydana gelmektedir (Kramer, 1996). Statik kayma gerilmesi, zemin üzerindeki yapının statik olarak dengede kalabilmesi için gereken gerilmedir. Akma sıvılaşması, yeni bir yapının inşası gibi monotonik yükler veya kazık çakma işlemi, deprem, patlatma gibi dinamik yüklemeler ile artan boşluk suyu basıncının katı parçacıklar arasındaki statik dengeyi bozmasıyla oluşmaktadır. Çevrimsel gerilmeler zemin mukavemetini, statik kayma gerilmesinden daha düşük bir değere düşürmekten sorumlu olsa da, akma sıvılaşmasının ürettiği büyük deformasyonlar yerçekimi ve statik kayma etkisi altında oluşmaktadır. Zemin kütlelerinin içinde hareket eden kayma gerilmeleri, azaltılmış kayma mukavemeti ile uyumlu olacak kadar küçük hale gelene kadar zemin yayılmaktadır (Bethapudi, 2008).

Daha basit ifadesi ile statik dengenin kaybolduğu, zemin numunesinin büyük deformasyonlara uğradıktan sonra çok düşük rezidüel kayma mukavemetine sahip olduğu durum olarak da adlandırılan akma sıvılaşması Şekil 2.4'te gösterilmiştir.

Akma sıvılaşması yenilmeleri, kökenlerinin ani doğası, hızlı ilerlemeleri ve sıvılaşan malzemenin çoğunlukla büyük mesafede hareket etmesiyle karakterize edilmektedir. (Kramer, 1996).



Şekil 2.4 Akma sıvılaşması davranışı (Robertson, 2010).

2.1.3.2 Devirsel hareketlilik

Zemindeki statik kayma gerilmesinin, zeminin sıvılaşmış durumdayken sahip olduğu kayma mukavemetinden daha küçük olduğu durumda meydana gelmektedir. Çevrimsel hareketliliğe bağlı deformasyonlar, bir deprem sırasında var olan statik ve dinamik gerilmeler nedeniyle artımlı olarak gelişmektedir. Bu hareketliliğin yaygın bir sonucu olan “yanal yayılma”, nehir ve göllere yakın hafif eğimli ve düz zeminlerde meydana gelmektedir (Kramer, 1996).

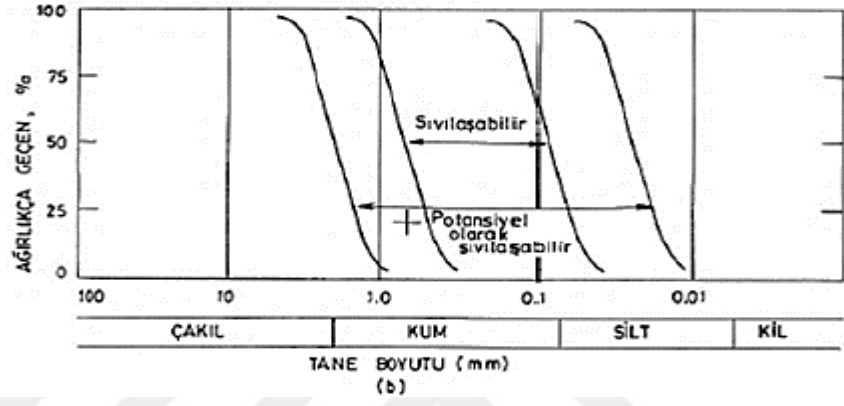
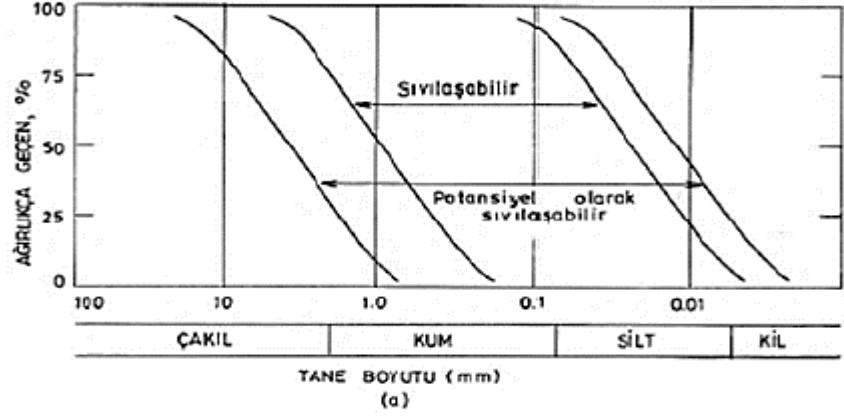
Akma sıvılaşması ve devirsel hareketlilik sıvılaşma olasılıklarının birbirinden ayrı olarak araştırılması, sıvılaşma riskinin daha doğru biçimde değerlendirilmesini sağlamaktadır. Deprem hareketi kaynaklı en sık görülen sıvılaşma türünün devirsel hareketlilik olduğu belirlenmiştir. Bu sebeple sıvılaşma çalışmalarında devirsel hareketlilik ile ilişkili faktörlerin sıvılaşmayı tetikleyip tetiklemediğini belirlemek için araştırmalar yapılmaktadır (NCEER, 1997).

2.1.4 Sıvılaşmaya etkileyen faktörler

2.1.4.1 Dane boyu karakteristiği

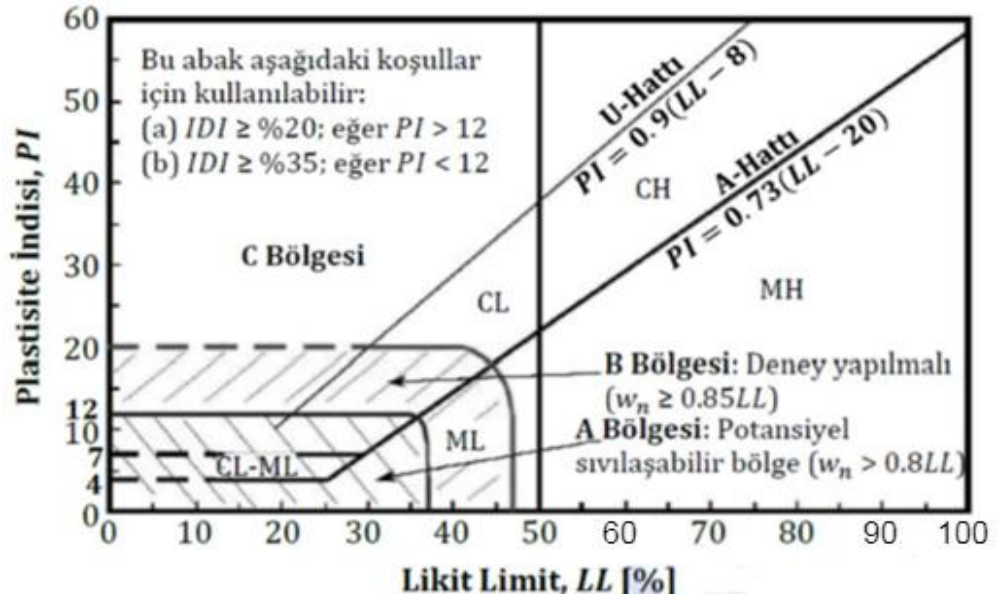
Dane çapı dağılımı ile sıvılaşma potansiyeli arasındaki ilişkiyi incelemek için geçmiş depremlerde sıvılaşmanın gözlemlendiği zeminlere ait dane çapı eğrileri değerlendirilmiştir (Ishihara, 1985). Şekil 2.5’te (a) iyi ve kötü derecelenmiş zeminler ve (b) sıvılaşmaya duyarlı dane boyu aralıkları gösterilmiştir. Şekilden gözlemlendiği üzere içinde ince dane bulduran kum zeminlerin sıvılaşma olasılıkları, ince dane buldurmeyen kum zeminlere kıyasla daha fazladır. Bu sebeple ince dane içeriği, sıvılaşmanın meydana gelmesinde bir faktör olarak gösterilmiş ve saha tahmini ilişkilerinde tanımlanmıştır. Kaba dane içeriğinin fazla olması ise drenajı ve artan boşluk basıncının dağılmasını sağlamaktadır. Hem dane boyutu hem de dağılımı, boşluk basıncı oluşumunu ve dağılımını kontrol etmektedir.

Ayrıca yuvarlak zemin daneleri içeren zeminler, köşeli daneler içeren zeminlere kıyasla daha kolay sıkışma özelliğine sahip olduğundan sıvılaşmaya daha yatkın olduğu belirtilmiştir (Mollamahmutoğlu ve Babuçcu, 2006).



Şekil 2.5 Sıvılaşmaya duyarlı dane boyutu aralığı (Iwasaki, 1986).

Şekil 2.6'da ise Seed et al. (2003) tarafından önerilen sıvılaştırılabilirlik koşulu Casagrande plastisite kartında gösterilmiştir.

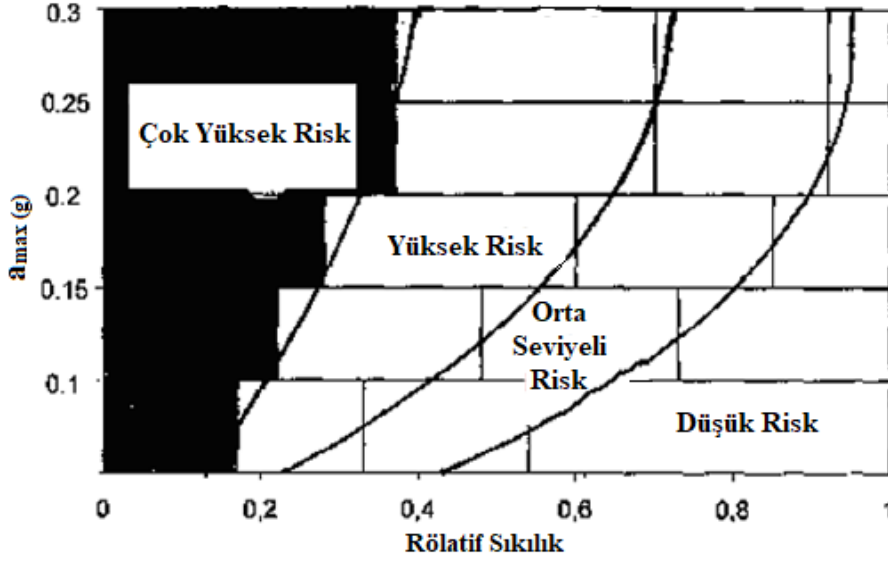


Şekil 2.6 İnce daneli zemin karışımlarında önerilen sıvılaştırılabilirlik koşulu (Seed et al., 2003).

2.1.4.2 Rölatif sıklık (D_r)

Rölatif sıklık, kohezyonsuz kumların sıvılaşma potansiyeli ile ilgili ana faktörlerden biridir. Zemin ne kadar sıkı ise, kesme sırasında hacim daralması eğilimi o kadar düşük olur ve dinamik yükleme esnasında oluşan aşırı boşluk suyu basıncı o kadar düşük olur; böylece, sıvılaşma olasılığı azalır.

Bununla birlikte, Tezcan ile Özdemir (2004), rölatif sıklık ve pik yer ivmesine bağlı sıvılaşma potansiyelini Şekil 2.7’de sunulduğu gibi değerlendirmiştir.



Şekil 2.7 Rölatif sıklık (D_r) - Maksimum yer ivmesi (Tezcan ve Özdemir, 2004).

Sıvılaşma potansiyeli söz konusu olduğunda, rölatif sıklığın bir üst sınırı olduğu ve bu sınırın üzerinde, zeminin artık sıkışma eğiliminde olmayacağı ve aşırı boşluk suyu basıncı oluşmayacağı düşünülmektedir. Bu konu ile ilgili yapılmış çalışmalardan elde edilen deneyimler, yüzde 75’in üzerinde rölatif sıklığa sahip zeminlerde sıvılaşmanın gerçekleşmesinin olası olmadığını göstermiştir. Yüzde 100’e kadar olan rölatif sıklıklarda devirsel hareketlilik (geçici güç kaybı) meydana gelebilmesine rağmen, bu aralıkta en azından herhangi bir drenaj veya boşluk suyu yeniden dağılımından önce ihmal edilebilir bozulmaların meydana geldiği düşünülmektedir (Castro and Poulos, 1977). Öte yandan sıvılaşmanın meydana gelmeyeceği bir D_r üst sınırını tanımlamak mümkün olmasa da yaklaşık yüzde 80’in

üzerinde bir D_r değeri için sıvılaşma gerçekleşme ihtimali daha az olası görünmektedir.

Ek olarak, Hoque et al. (2017) yaptıkları çevrimsel üç eksenli testlerin sonucunda, sıvılaşma direnci için bir indeks işlevi gören çevrimsel gerilme oranının (CSR), %30, %50 ve %70 rölatif sıklıklarda sırasıyla 0.15, 0.21 ve 0.24 olduğunu gözlemlemiştir. Rölatif sıklıktaki artışın, CSR'de bir artışa sebep olarak zemini sıvılaşmaya karşı daha dirençli hale getirdiğini belirtmiştir.

2.1.4.3 Drenaj koşulları

Tekrarlı yüklemeler sırasında drenajın zayıf olması, boşluk suyu basıncında artışa ve efektif gerilmeye azalmaya neden olarak zemin sıvılaşmasına yol açmaktadır. Zemindeki sıvılaşma riski, aşırı boşluk suyu basıncının sönmülmesi ile azaltılmaktadır. Fakat, zemin katmanının üstünde daha az geçirimsizliğe sahip farklı bir tabaka varsa, sarsıntı anında artan boşluk suyu basıncının drene olması için gereken süre artmaktadır. Bu durumda, zemindeki sıvılaşma riski artmaktadır (Çavuş, 2015).

Ayrıca bir zemin kütlesi içerisinde boşluk suyu basıncının dağılmasına izin verilen hızın, özellikle çevrimsel yükleme altında sıvılaşmanın oluşup oluşmaması üzerinde büyük bir etkiye sahip olduğu belirtilmiştir (Wong, Seed and Chan, 1974). Boşluk suyu basıncının sönmülme hızının, en uzun drenaj yolunun karesiyle ilişkili olduğu kabul edildiğinden, zemin yapısının ayrıntılı geometrisi önemlidir.

2.1.4.4 Başlangıç efektif çevre gerilimi

Bir zeminin çevrimsel yükleme altında sıvılaşmaya karşı direncinin, kaymadan önceki efektif çevre basıncının bir fonksiyonu olduğu belirlenmiştir. Düz arazinin sıvılaşmasına ilişkin saha gözlemleri genellikle nispeten sığ derinliklerle, ancak birkaç durumda 15-18 metre altında olacak şekilde sınırlıdır. Bu, 1964 Niigata depreminde, efektif düşey gerilmenin 190 kN/m^2 'yi aştığı durumlarda sıvılaşmanın meydana gelmediğini gözlemleyen Kishada (1969) tarafından vurgulanmıştır. Daha yüksek gerilmelerde sıvılaşma potansiyelinin azalmasına yönelik bir eğilim olmasına rağmen, gözlemlenen saha durumları sınırlıdır. Sahada

yanal gerilme seviyelerini tahmin etmek zor olduğu için, sınırlandırma seviyesini tanımlamak amacıyla düşey efektif gerilme kullanılmaktadır fakat yanal gerilmenin düşey gerilmeye oranı, K_0 , ve dolayısıyla sahada fiilen var olan gerçek sınırlandırma derecesinin büyük önem taşıdığını göstermek için pek çok çalışma mevcuttur (Seed and Idriss, 1971).

Yüzde 80'den az rölatif sıklığa sahip örselenmiş kum örneklerinde sıvılaşmanın gerçekleşmesi için gereken kayma gerilimi seviyesinin, çevresel gerilme seviyeleri ile doğrusal olarak değiştiği belirlenmiştir (Peacock and Seed, 1968; Seed and Lee, 1966). Bu nedenle, dinamik çevrimsel kayma gerilmesi seviyesinin etkilerini, başlangıç efektif çevre gerilmesi değeri ile normalleştirmek uygun bulunmuştur. Ancak, sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesindeki bu basitleştirme her koşulda geçerli olmayabilir. Çok küçük sınırlandırma dereceleri altındaki yüzeye yakın zeminler, sıvılaşmaya karşı daha yüksek çevresel gerilme seviyelerinde elde edilen test sonuçlarından, önerilenden daha fazla dirence sahip olabilmektedir.

Hoque et al. (2017) ise doymuş kumların sıvılaşma direnci üzerindeki başlangıç çevre basıncının etkisini inceleme amacıyla gerçekleştirdikleri çevrimsel üç eksenli testlerin sonucunda, %55'lik sabit bir rölatif sıklık için, başlangıç efektif çevre basıncının 50 kPa'dan 100 kPa'a yükseltilmesi sonucunda, CSR'nin 0.30'dan 0.12'ye düştüğünü gözlemlemiştir. Böylece zeminlerin sıvılaşmaya karşı düşük efektif çevre gerilmelerinde, nispeten daha yüksek efektif çevre gerilmelerine göre daha dirençli olduğu belirtilmiştir.

2.1.4.5 Deprem büyüklüğü ve süresi

Sıvılaşma riskini arttıran bir etken olarak kabul edilen pik yer ivmesi, meydana gelen depremin büyüklüğü ile doğru orantılıdır. Dolayısıyla deprem büyüklüğü sıvılaşma potansiyelini etkilemektedir. Wang and Law (1994) çalışmalarında, büyüklüğü 5'ten küçük ve şiddeti VI'dan küçük olan, sığ ve orta derinlikte meydana gelen bir deprem sonucunda sıvılaşmanın gözlemlenmediğini belirtmiştir.

Sıvılaşma tehlikesi üzerinde kritik bir faktör olan deprem süresine verilebilecek en önemli örneğin 1964 Alaska Depremi olduğu kabul edilmektedir. Büyüklüğü 9.2 olan ve 240 saniye süren bu depremin son 150 saniyesinde sıvılaşma gerçekleşmiştir. Fakat, deprem 90 saniye veya daha kısa sürseydi, sismik sarsıntıların oluşturduğu çevrimsel hareketlilik sıvılaşmanın tetikleneceği bir düzeye gelmeyeceği ve sıvılaşmanın önlenebileceği belirtilmiştir (Tezcan ve Özdemir, 2004).

2.1.4.6 Deprem kayma gerilmesinin dinamiği

Deprem yer hareketleri genellikle, çeşitli şekil ve büyüklüklerde rastgele dağılmış bir dizi tepe gerilme çevriminden oluşmaktadır. Çeşitli rastgele deprem yer hareketlerini analiz etmedeki zorluklar, deprem kayıtlarını eşdeğer sayıda düzgün gerilme çevrimi cinsinden ifade etme girişimine yol açmıştır (Lee and Chan, 1972). Belirli bir deprem kaydındaki önemli döngülerin sayısı, doğrudan frekans içeriğine ve yükleme süresine bağlıdır. Bunlar sırasıyla depremin büyüklüğü, merkez üssüne olan uzaklık ve gerilme dalgalarının içinden geçmesi gereken malzemelerin doğası ile ilgilidir.

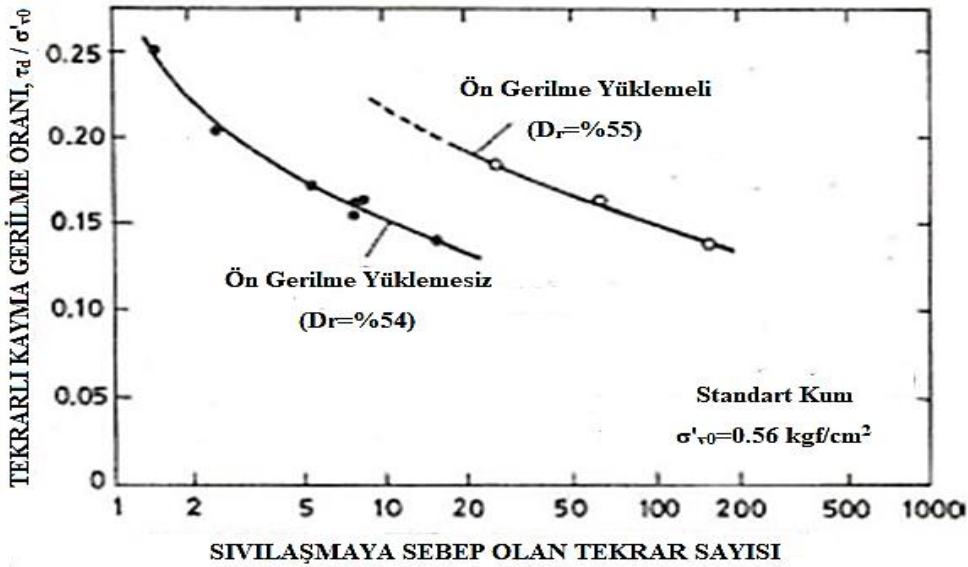
Martin, Finn and Seed (1975), kuru kumların hacim değişikliklerine uğrama eğiliminin, dinamik kayma birim deformasyon seviyesinin doğrudan bir fonksiyonu olduğunu belirtmiştir. Ancak dinamik kayma birim deformasyonu seviyesi, zemin rijitlik modülünün (G) bir fonksiyonudur ve bu da efektif çevresel gerilme seviyesine ve oluşan boşluk suyu basıncına bağlıdır. Belirli bir pik noktasının uygulanması sırasında mevcut boşluk basıncı seviyesi çok önemli olduğundan, bir dizi yükleme çevrimindeki herhangi bir tepe noktasının göreceli konumu önemlidir. Ishihara, Tatsuoka ve Yasuda (1975), maksimum pik noktasının erken oluştuğu yer hareketi girdilerinin, pik noktalarının daha düzgün dağıldığı girdi kayıtlarından daha az kritik olduğunu belirtmiştir.

2.1.4.7 Zeminin sismik gerilme geçmişi

Daha önce yapılmış laboratuvar çalışmalarından, sismik gerilme geçmişinin zeminlerin sıvılaşmaya karşı direncini önemli ölçüde etkileyebileceği belirlenmiştir. Finn, Bransby and Pickering (1970), daha önce sıvılaştırılmış bir

numunenin sıvılaşmaya daha duyarlı olduğunu belirtmiştir. Yüzde 50'lik bir başlangıç rölatif sıkılığına ve 200 kN/m²'lik bir başlangıç izotropik çevre basıncına sahip bir kum numunesi, çevrimsel yüklemeye tabi tutulmuştur. Numune ilk olarak 25. yükleme çevriminin uzama kısmı altında, sınırlı devirsel hareketlilik göstermiştir. Bu numune daha sonra yeniden sıvılaştığı, aktığı ve ardından yeniden dengelendiği birkaç ek döngüden geçmiştir. Toplam 29 yük döngüsünden sonra numunede drenaja izin verilmiştir ve yüzde 60'lık bir rölatif sıkılık veren 200 kN/m²'lik etkili bir çevresel basınç altında yeniden konsolide edilmiştir. Çevrimsel yüklemenin yeniden başlaması üzerine, numunenin, ilk test dizisine göre artan rölatif sıkılık değerine rağmen, ilk yükleme döngüsünün genişleme bölümü sırasında yeniden sıvılaştığı kaydedilmiştir. Bu bilgilere dayanarak, sıvılaşmanın gerçekleşmesi için gereken çevrim sayısının, önceki sıvılaşma olayları tarafından önemli ölçüde azaltıldığı belirtilmiştir.

Öte yandan, Tosun (2002) özellikleri aynı olan zeminlerden, geçmişte dinamik yüklemeye maruz kalmış olanların yeni sarsıntı hareketleriyle birlikte, geçmişte titreşime maruz kalmayanlara kıyasla daha fazla sıvılaşma direnci gösterdiğini belirtmiştir. Şekil 2.8'de çevrimsel yüklemeye altındaki kum katmanlarının sıvılaşmaya karşı gösterdiği direncin, ön gerilme yüklemesinin olmadığı durumla karşılaştırıldığında, ön gerilmelide daha büyük olduğu görülmektedir.



Şekil 2.8 Sismik gerilme geçişinin sıvılaşmaya etkisi (Seed, 1976).

2.1.5 Potansiyel olarak sıvılaştırılabilir zeminler

Pratikte sıvılaştırma değerlendirme prosedürleri, ağırlıklı olarak kumlu zeminlerin davranışına dayanmaktadır. Bu yöntemler, son otuz yılda saha çalışmalarıyla doğrulanmış ve uygulamaları konusunda bir fikir birliği ortaya konmuştur. Bununla birlikte, siltli ve çakıllı zeminlerin sıvılaştırma davranışını anlamak büyük ölçüde gecikmiştir. Bu zeminler için öneriler, depremlerden sonra yapılan saha gözlemleri ile büyük ölçüde temel kurallar olmuştur. Örneğin, ince içeriği %30'dan fazla olan ve inceleri Birleşik Zemin Sınıflandırma Sistemine (USCS) göre "kil" olarak sınıflandırılan veya %30'dan büyük bir plastisite indeksine (PI) sahip olan kohezyonlu zeminler, genellikle zemin sıvılaştırmasına potansiyel olarak duyarlı kabul edilmemektedir (Seed and Idriss, 1982; Youd and Idriss, 1997).

Ishihara 1993'te ince daneli zeminin, ağırlıklı olarak kumlu zeminlerin sıvılaştırma direnci üzerindeki etkisinin son yıllarda büyük önem kazanan ve araştırılan bir konu olduğunu belirtmiştir. Siltlerin çok sınırlı bir ölçekte ve değişen sonuçlarla laboratuvar testleri yapılmıştır. Depremler sırasında ince daneli zemin davranışının yakın zamanda incelenmesi ve laboratuvar testlerinin sonuçları, %25 ile %30 arasında plastik olmayan ile düşük plastisiteli ince daneler içeren düzgün dereceli gevşek kumlu zeminlerin oldukça sıvılaştırılabileceğini ortaya koymuştur.

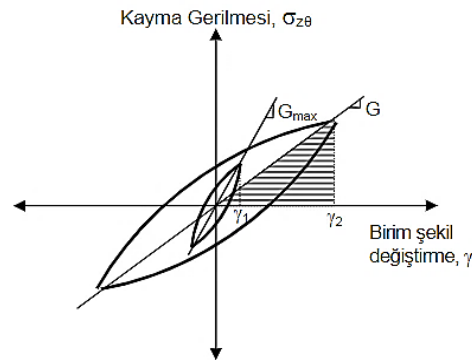
Finn et al. (1994), potansiyel olarak sıvılaştırılabilir siltli zeminlerdeki yapıların tasarım ve analizinin bir incelemesini sunmuştur. Kumlu ve siltli zeminlere ek olarak, bazı çakıllı zeminlerin ve hatta kaya dolguların potansiyel olarak sıvılaştırmaya karşı hassas olduğu belirtilmiştir. İyi belgelenmiş bir dizi saha vaka geçmişi, çakıllı zeminlerin sıvılaştırılabileceğini doğrulamaktadır. Son yıllarda laboratuvarında çakıllı zeminlerin sıvılaştırma davranışı araştırılmaktadır. Çoğu kaba, çakıllı zeminler nispeten serbest drenajlıdır; boşluklar daha ince parçacıklarla doldurulursa veya çevredeki zeminler daha az geçirimliyse, drenaj engellenebilir ve çevrimsel boşluk basıncı oluşumu veya sıvılaştırma daha olası hale gelebilmektedir. Benzer şekilde, önemli kalınlıkta ve yanal genişlikte olduklarında, kaba çakıllı zemin tabakaları boşluk basınçlarını dağıtma yeteneğine sahip olmayabilir ve sıvılaştırma potansiyeli artabilir. Saha kanıtları, sıvılaştırılmış çakıllı zeminlerin çoğunun

kum çakıl kompozitleri olduğunu göstermiştir. Finn et al. (1994) artan çakıl içeriği yüzdelere sahip zeminler üzerinde yapılan çevrimsel üç eksenli testlerin sonuçlarını sunmuştur. Kum-çakıl kompozitlerinin, kompozitin rölatif sıklığı sabit olmasına rağmen, artan çakıl içeriği ile çevrimsel mukavemette bir artış gösterdiği sonucuna varmışlardır. Bu sonuç, laboratuvar test sonuçları ile gerçek saha davranışı arasındaki ilişki hakkında sorular ortaya çıkarmıştır.

2.2 Zeminde Dinamik Kayma Modülü

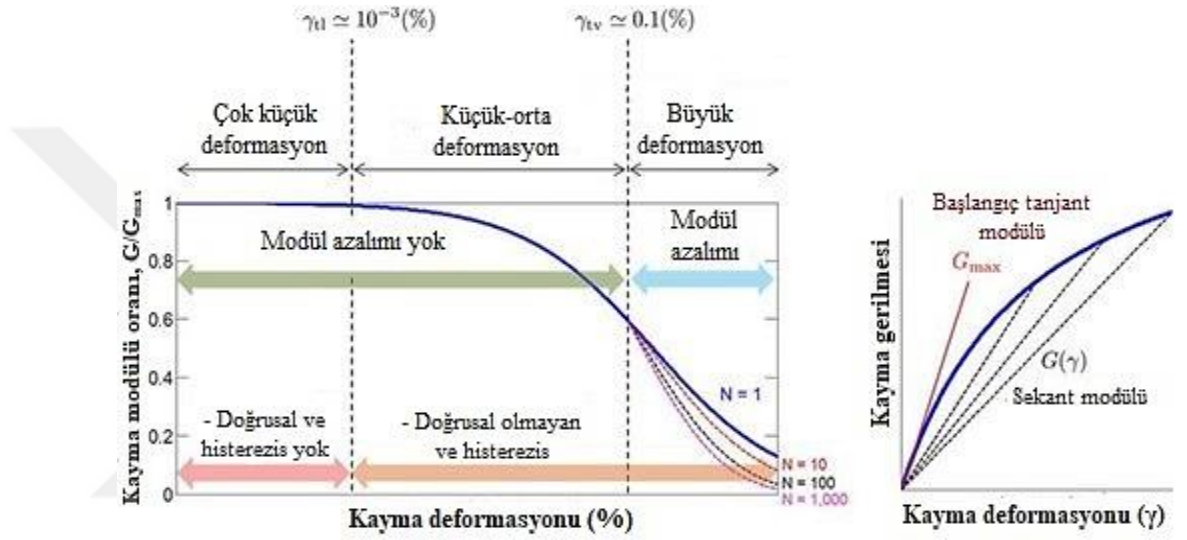
Zeminin dinamik yükler altındaki davranışı, mukavemet ve gerilme-deformasyon karakteristiği ile araştırılmaktadır. Mukavemet özellikleri, büyük deformasyonlara yol açan kayma gerilmesinin büyüklüğü ve devir sayısını içerirken; gerilme-deformasyon özellikleri dinamik kayma modülü ile sönüm oranı değerleriyle birlikte bunların birim deformasyona göre değişimlerinin belirlenmesini içermektedir.

Literatürde, kayma gerilmesinin kayma deformasyonuna oranı olarak tanımlanan kayma modülü (G), arazi testleri ve laboratuvar deneyleri kullanılarak veya geliştirilen zemin modellerine uygun olarak ortaya konan ampirik formüllerle belirlenebilmektedir. Laboratuvar testlerinde örnek, gerilme veya deformasyon kontrolü altında iken devir sayısının artması ile birlikte boşluk suyu basıncındaki artış, örnekte yumuşama etkisini artırıcı şekilde tesir etmektedir. Bu nedenle, dinamik kayma modülü ile sönüm oranları, zamana ya da birim deformasyondaki artışa göre değişmektedir. Bu değişimler, her devirde oluşan ve Şekil 2.9'da örneği görülen histerezis ilmeklerinden faydalanılarak elde edilmektedir.



Şekil 2.9 Histeretik gerilme-deformasyon ilişkisi (Altun ve Ansal, 2003).

Histerezis ilmeklerinin uçlarından geçen doğruya ait eğim şeklinde de ifade edilen kayma modülü, Şekil 2.10'a da gösterildiği gibi deformasyon seviyesine bağlı olarak değişmektedir. Kayma birim deformasyonu artarken, kayma modülü oranı azalmaktadır ve nonlinear bir davranış göstermektedir. Öte yandan geçmiş çalışmalar incelendiğinde özellikle boşluk oranı ve çevre gerilmesinin kayma modülü değeri üstünde oldukça etkili olduğu ve doygunluk derecesinin hem sönüm oranını hem de dinamik kayma modülünü etkileyebileceği belirtilmiştir (Altun ve Ansal, 2003).



Şekil 2.10 Kayma modülü oranı - Birim kayma deformasyonu ilişkisi (Oh et al., 2018).

Lineer elastik teoriye göre, deformasyonun 10^{-5} 'ten küçük olduğu ve elastik sınırlar içinde kaldığı durumda zeminin elastik davrandığı kabul edilmektedir. Bu deformasyon seviyesinde elastik sınırlar içinde kayma modülü maksimum değerinde (G_{max}) olup sabit değerini sürdürmektedir.

Orta seviye deformasyondan (10^{-3} 'ten küçük deformasyon) sonra kayma modülü azalmaya ve deformasyonlar artmaya başlamaktadır. Bu deformasyon düzeyinden itibaren çevrimli yükleme ile birlikte enerjide kayıplar oluşmakta ve zeminin bu özelliğini ifade etmek amacıyla sönüm oranı kavramı kullanılmaktadır. Hem sönüm oranının hem de kayma modülünün değişmediği bu zemin davranışı, azalmayan histerezis olarak adlandırılmaktadır. Bu zemin davranışlarının yapısal modellenmesi için, lineer viskoelastik teorinin en doğru seçenek olduğu belirtilmiştir (Altun ve Ansal, 2003).

3. İZMİR DEPREMSELLİĞİ

3.1 Genel Jeoloji ve Tektonik

Bölgede üç paleo-tektonik kuşak bulunmaktadır: kuzeybatıda Sakarya Kıtası, güneyde İzmir-Ankara Zonu ve Bornova Melanjı'nın güneyinde Menderes Masifi'nin metamorfik kayaçları (Erdoğan ve Güngör, 1992). Bornova Melanjı (Karmaşığı), İzmir'in kuzeydoğusunda Akhisar Yöresi'nde ofiyolitik bir melanj ile temsil edilirken, güneyinde, İzmir yakınlarında fliş tipi kayaçlar hakimdir. Kuşaklar arasındaki bağlantı tektoniktir. İzmir yöresindeki altta yatan kayaçları uyumsuz olarak örten Miyosen çökel oluşumları Bornova Melanjı'na aittir (Koca, 1995; Tarcan et al., 2001).

Yerel jeolojik açıdan bakıldığında, bölgedeki jeolojik birimler Üst Kretase-Paleosen yaşlı olarak tanımlanabilmektedir. Bornova Melanjı kayaçları fliş fasiyesinde gelişmiş kumtaşı-şeyl ara katmanlarından oluşmaktadır. Neojen yaşlı tortul kayaçlar ve volkanik kayaçlar andezit karakterlidir. Ayrıca, üzerindeki yamaç molozu 2-7.5 m'lik bir kalınlığa sahiptir. Şekil 3.1'de İzmir Körfez bölgesinin stratigrafik kolon kesiti verilmiştir.

Kumtaşı-şeyl, kireçtaşı mercekleri, kireçtaşı, serpantinit ve mafik volkanik bloklardan oluşan Bornova Melanjı kayaçları, İzmir'in temel kayaçlarıdır (Koca, 1995; Erdoğan, 1990; Kıncal, 2005).

Çakıltaşı, kumtaşı, kıltaşı, silttaşı ve kireçtaşı birimleri, Bornova Melanjı üzerinde diskordan olarak Neojen çökel birimlerini oluşturmaktadır. Miyosen yaşlı volkanik ve tortul kayaçlara, İzmir ve çevresinde yaygın olarak rastlanmaktadır. Dasitik tüfler, dasitik lavlar, andezitik tüfler, aglomeralar ve andezitik lavlardan oluşan volkanik kayaçlar (Yamanlar Volkanikleri) da sedimanter kaya birimleri tarafından diskordan olarak üzerlenmektedir (Uzel et al., 2012; Kıncal and Koca, 2009; Kaya, 1981). Volkanik kayaçların tabanında aglomera ve andezitlerle birlikte tuf birimine rastlanmaktadır (Koca and Kıncal, 2016; Koca and Kıncal, 2004).

Tepesi'nin batısından kaynaklanan ve Işıkkent birikimini oluşturan Gökdere'dir (Kıncal, 2005; Kayan, 2000).



Şekil 3.2 Bornova Ovası'nın doğu kesiminde yüzeyleyen alüvyon (Kıncal, 2005).

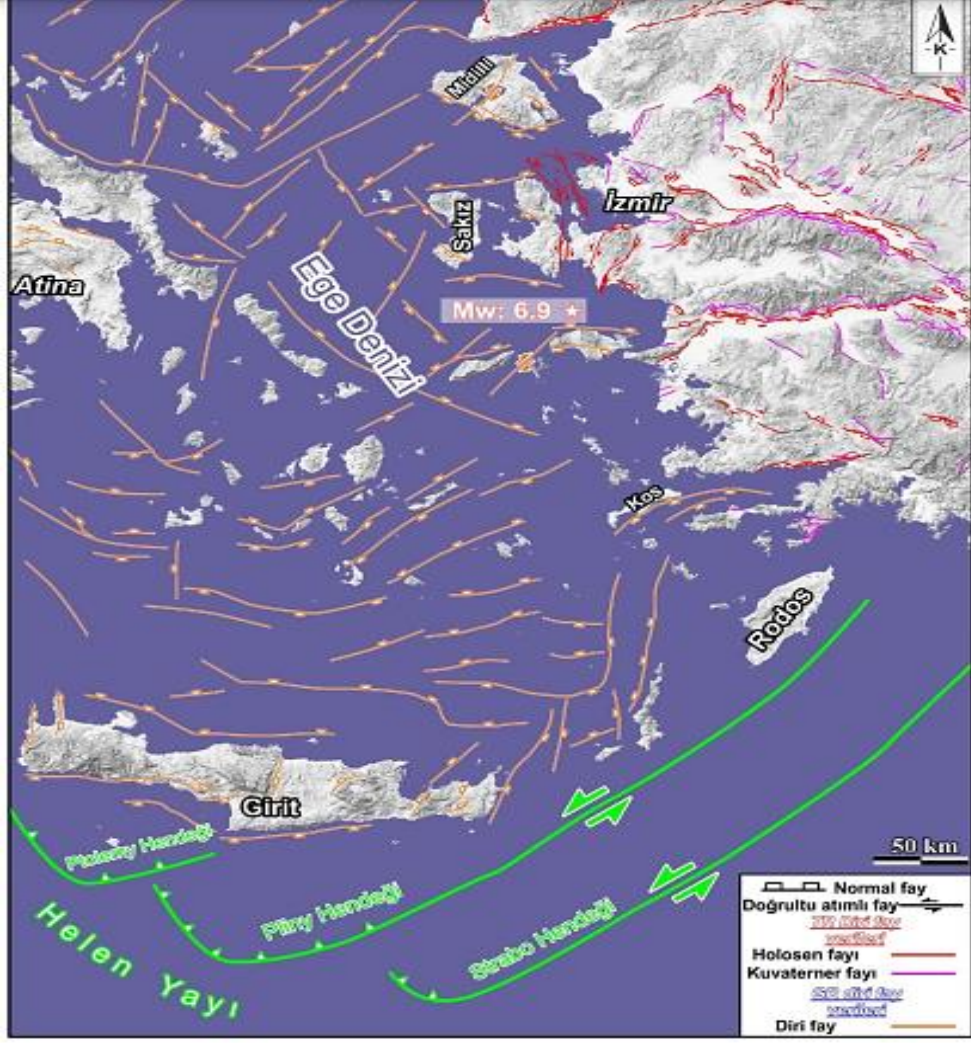
Genellikle killi, siltli, kumlu ve yer yer yerel çakıllı merceklerden oluşan alüvyal çökellerin kalınlıkları doğudan batıya doğru artmaktadır. Bu yetersiz konsolide (hala konsolidasyon halinde olan) ila normal konsolide genç alüvyal çökellerin altında volkanik ve tortul kayalar bulunmaktadır. Saha araştırması ve laboratuvar test sonuçlarına dayanarak, alüvyal zeminlerin, özellikle körfeze yakın, daha genç sedimanların bulunduğu kısımlarda yumuşak veya gevşek olduğu sonucuna varılmış ve sıkıştırılabilir olarak da sınıflandırılmışlardır. Ayrıca, çökelti gevşek, doymuş kumlu tabakalar içerdiğinden, sıvılaşmayı tetikleme tehlikesinin yüksek olduğu belirtilmiştir (Kıncal, 2005; Erdik vd., 2005; Akbuğa, 2019). Yeraltı su seviyesi, İzmir Körfezi civarında 1-2 m kotlarında sığ derinliklerde yer almaktadır.

İzmir Körfezi, D-B gidişli genişlemeli normal faylar ile KD gidişli doğrultu atımlı transfer fayların birleştiği yerden oluşmaktadır ve İzmir ili, aktif normal faylarla sınırlanan yukarıda da açıklanan morfolojik bir çöküntü olan körfezin iç kısmında yer almaktadır (Uzel et al., 2013). Bornova Fliş Zonu ve Miyosen yaşlı volkano-sedimanter birimlerin temel kayaları, Karşıyaka ve İzmir faylarının kuzey

ve güney kenarları boyunca; Kuvaterner yaşlı alüvyon, akarsu çökelleri ve yelpaze-delta ile sığ denizel çökeller İzmir Körfezi çöküntüsü içinde birikmektedir. Günümüz drenaj sistemi ile kontrol edilen yanal yelpazeler ve eksenel akarsu çökelleri, körfez boyunca ince taneli yelpaze-delta ve sığ denizel çökellerle yanal ve düşey olarak iç içe geçmiştir. Sondaj ve jeofizik verilere göre, Bornova Ovası boyunca havza dolgusu oldukça kalındır, merkezde 300 m'yi aşmakta ve burada hesaplanan baskın periyotlar 1 saniyeyi geçmektedir (Pamuk et al., 2017).

3.2 İzmir İli ve Çevresindeki Aktif Faylar

Genellikle odak derinliği sığ olan (0-30 km) depremlerin meydana geldiği Türkiye’de, 30 Ekim 2020 Samos Depremi’ne sebep olan Kuzey Samos Fayı’nın yer aldığı alan, Ege mikro levhasının orta-doğu kısmında bulunan ve fazlasıyla deformasyona uğramış açılma bileşenli bir yay ardı bölgesine denk gelmektedir. Ege mikro levhasının altına Doğu Akdeniz okyanusal levhasının dalması ile Anadolu mikro levhasının Kuzey Anadolu Fay Kuşağı doğrultusunda batıya doğru olan hareketi bölgesel deformasyonun gerçekleşmesine sebep olmuştur. Anadolu mikro levhasının tektoniğinin Ege Bölgesi’ne geçişi, Ege kıyılarının orta-batı kısmı ile yakın Yunanistan adalarına basit bir geçişle gerçekleşmektedir. Ege mikro levhası neredeyse tekdüze bir biçimde GGB’ye doğru ortalama 33 mm/yıl hızla ilerlemektedir. Şekil 3.3’te Batı Anadolu’nun ve Ege Körfezi’nin genç tektonik yapıları gösterilmiştir.



Şekil 3.3 Ege Denizi ile Batı Anadolu'daki ana genç tektonik yapılar (DAUM, 2020).

Batı Anadolu'da yer alan İzmir ili ve çevresi Gediz Grabeni'nin batı ucu boyunca uzanan D-B yönlü bir tektonik olukta bulunmakta ve İzmir Körfezi'ni çevrelemektedir (Emre vd., 2005). Tarihsel dönemlerden bu yana yoğun deprem aktivitelerinin gerçekleştiği İzmir ili ve çevresinde meydana gelen çoğu depremin merkezi Ege Denizi'ndeki İzmir Körfezi - Midilli Adası ile Doğanbey - Samos Adası arasında bulunmaktadır. Bazı depremlerin ise, Gediz Grabeni ve Ege Denizi arasında meydana geldiği bilinmektedir (Baykal, 2006).

KB-GD ile KD-GB yönünde uzanan faylar İzmir çevresinde önemli bir etkiye sahiptir. İzmir'in güneyinde ve kuzeyinde fayların kinematiki farklılık göstermektedir. Normal faylar ile çevrili grabenler körfezin doğusunda bulunmaktadır. Öte yandan, genç tektonik yapılar, Gediz Grabeni'nin dışında

doğrultu atımlı faylardan meydana gelmektedir. Bu durum, graben dışındaki bölgelerde güncel tektonik aktivitenin doğrultu atımlı faylardan kaynaklandığına işaret etmektedir. KD-GB yönünde uzanan faylar, çift yönlü (sağ ve sol) yanal hareketlidir. Söz konusu durum, İzmir ile çevresinin levha tektoniği olarak karmaşık bir bölgede bulunduğunu ve Orta-Batı Anadolu’da segment hareketlerinin birbirine kıyasla fazlasıyla kompleks olduğunu ortaya koymaktadır (Eskişar, 2008).

Şekil 3.4’te de gösterildiği gibi, merkezi İzmir alınan 100 km çapındaki bir daireden meydana gelen bölgede 13 tane aktif fayın bulunduğu tespit edilmiştir (Emre vd., 2005).



Şekil 3.4 İzmir ve civarındaki aktif faylar (Emre vd., 2005).

3.2.1 Güzelhisar Fayı

Menemen’in kuzey bölümünde yer alan KD-GB doğrultulu fay kuşağı içinde kabul edilen bu fayın uzunluğu ortalama 25 kilometredir ve $K70^{\circ}B$ genel doğrultusuna sahiptir (Şaroğlu vd., 1987; 1992). Doğrultu atımlı fay, ana gövde ve kuyruk kısımlarından oluşmaktadır.

Fay kuşağının yüzelediği bir yarmadan, fayın sağ ve doğrultu atımlı yapıya sahip olduğu anlaşılmıştır (Şaroğlu vd., 1992). Bu fayın kestiği ve bölgede en son oluşan jeolojik birimin Miyosen dönemine ait volkanitler ve sedimanter kayalar olduğu belirtilmiştir (Eşder vd., 1991; Soysal ve Akyürek, 1983; Kaya, 1981; Genç ve Yılmaz, 2000). Jeomorfolojik bulgular, bu fayın Kuvaterner döneminde aktif olduğunu göstermektedir (Emre vd., 2005). Bu sebeple bu fay olası diri fay şeklinde kabul edilmiştir.

3.2.2 Menemen Fay Kuşağı:

KB-GD yönünde uzanan ve Şaroğlu vd. (1987; 1992) tarafından ilk kez haritalanan bu fay kuşağı “Dumanlıdağ Fay Kuşağı” şeklinde adlandırılmıştır. Birbirine paralel şekilde uzanan ve K60°B genel doğrultusuna sahip dört fay segmentinden oluşan fay kuşağının ortalama uzunluğu 15 kilometredir. Fay kuşağının kuzeybatısını meydana getiren fay kırığı 8 kilometredir. Bu kısım, kuşağın genel doğrultusundan farklı olarak K50°B yönünde uzanmaktadır. Kuşağın ortasında bulunan en uzun fayın uzunluğu ise 12 kilometredir.

Emre vd. (2011a) fay kuşağının güney kesiminin Holosen döneminde oluşan fay, diğer üç kesiminin ise Kuvaterner döneminde oluşan fay olduğunu belirtmiştir. Menemen Fay Kuşağı normal fay karakterindeki Holosen Fayı şeklinde sınıflandırılmıştır (Emre vd., 2016). Fayın en büyük potansiyel deprem büyüklüğü 6.2 olduğu belirtilmiştir.

3.2.3 Yenifoça Fayı:

Nemrut limanı ve Gerenköy arasında, KKD-GGB yönünde uzanan, genel doğrultulu normal bir faydır. Fay yaklaşık 20 kilometre uzunluğundadır (Emre vd., 2013). Fay kuşağı boyunca ilerleyen vadiler düz bir hat üzerinde seyretmektedir. Fayın kuzeyine denk gelen Horozgediği çevresinde ise boydan boya uzanan termal su çıkışları oluşmuş ve Neojen dönemi kayaları hidrotermal değişimler geçirmiştir (Eşder vd., 1991). Fay kuşağı, İzmir’in kuzeyinde meydana gelmiş büyük depremlerin sebebi olarak saptanmıştır. 1939’da kaydedilen Dikili Depremi’nin merkez üssünün bu fay kuşağı üstünde yer aldığı anlaşılmıştır (RADIUS, 1999).

Fayın, sol yönlü uzanan doğrultu atımlı bir fay olduğu ifade edilmiştir (Altunkaynak ve Yılmaz, 2000). Sonrasında gerçekleştirilen fay araştırmalarında Emre vd. (2013; 2016) bu fayı, Kuvaterner Fay şeklinde sınıflamıştır. Emre vd. (2016) ise, 14 ve 15 kilometrelik iki kısımdan meydana gelen normal fay şeklinde ifade etmiştir. Bu fay için beklenen en büyük deprem büyüklüğünün 6.4 olduğu belirtilmiştir.

3.2.4 İzmir Fayı:

İzmir Fayı, İzmir Körfezi'ni güneyden yapısal olarak çevreleyen, D-B yönünde uzanan faydır (Barka ve Emre, 2000). Körfezin doğu kısmının yarısı, fayın kuzeyinde oluşmuş tektonik bir çukurluk özelliğindedir (Emre vd., 2005). Bu çukurluk, Batı Anadolu'daki sismik aktivite rejimi içinde oluşmuş en büyük çökme havzalarından birini meydana getiren Gediz Graben Sistemi'nin batı yönünde devam eden bölümünde bulunmaktadır. İzmir çöküntü havzasının tabanı, Ege Denizi altında bulunmakta, körfezi oluşturmaktadır. Körfezin kuzey kısmı Gediz deltası ile doldurularak düz hale getirilmiştir (Hakyemez vd., 1999). Körfezin doğu bölümünde yer alan çöküntü kısmı, Bornova'daki alüvyon ovasını oluşturmaktadır.

Karadaki uzunluğu toplamda yaklaşık 40 kilometreyi bulan fay, eğim atımlı normal fay olarak tanımlanmaktadır. Fayın batı ucunda iki yöne çatallanma vardır. Güney tarafı KD-GB doğrultuludur, KB'ya doğru yönelen kuzey tarafı ise, ihtimalle körfez tabanında Uzunada'nın doğusunda bulunan KKB/GGD yönünde uzanan fay kuşağıyla ilintilidir. İzmir Fayı, şehrin yerleşim bölgesinde D-B yönünde ilerler. Fayın alt kısımları arasındaki doğrultu değişimleri dikkate alındığında bu fay, Narlıdere ve Balçova şeklinde iki adet geometrik bölüme ayrılmıştır.

Fay, Holosen döneminde yüzey kırılmasıyla neticelenen büyük depremlerin kaynağı olmuştur (Emre vd., 2005). Kayıtlar incelendiğinde, İzmir'de son iki bin yılda fazla sayıda yıkıcı deprem meydana gelmiştir ve şehrin çevresinde büyük deprem yaratabilecek çok sayıda diri fayın bulunması sebebiyle kayıtlardaki hangi depremlerin İzmir Fayı'ndan kaynaklandığı kesin olarak belirlenememiştir.

Kayıtlar göz önüne alındığında, bölgeye tesir eden tarihi depremler arasında 10 Temmuz 1668'de meydana gelen depremin kaynağının, büyük ihtimalle İzmir Fayı olduğu belirtilmiştir (Ergin vd., 1967; Pınar ve Lahn, 1952; Guidoboni vd., 1994). $I_0=X$ şiddetli bu depremde, hasar dağılımının körfez doğrultusunda yoğunlaştığı göze çarpmıştır (Ergin vd., 1967). Deprem sonrası, şehrin içinde kıyı şeridinde bazı çökmelerin meydana geldiği ve denizin karaya doğru ilerlediğine dair gözlemler bulunmaktadır. Belirtilen bu yüzey deformasyonları, deprem anında Narlıdere yelpaze deltası ve şehir içindeki kıyı şeridi boyunca yanal yayılmaların gerçekleştiğini göstermiştir.

Aletsel döneme ait kayıtlar, İzmir'in yakın çevresinde yoğun bir deprem aktivitesi olduğunu göstermektedir. Fay boyunca belirli periyotlarda gözlenen mikro depremlerin ise genelde fayın doğusunda yoğunlaştığı belirtilmiştir (Akıncı vd., 2000). Ek olarak, fayı meydana getiren her iki segmentin de uzunluğu 15 kilometredir. İki segmentin de aynı deprem ile kırılacağı varsayımında ise fay toplamda 35 kilometre uzunluğa ulaşmaktadır (Emre vd., 2005).

3.2.5 Bornova Fayı:

Bu fay, İzmir'de Karşıyaka - Ulucak beldesi arasında yer alan ve KB-GD yönünde birbirine paralel olarak uzanan çizgisel bir fay kuşağıdır. Bornova'nın batısındaki bölümü Yamanlar Volkanitleri üstünde uzanan doğrusal iki çizgisellikten meydana gelmektedir. Neotektonik dönem yapısı olmalarına rağmen bu fayların Kuvaterner dönemindeki hareketliliğini gösteren bir veri elde edilememiştir. Fayın doğu kesimi ise birbirine paralel iki faydan meydana gelmekte ve Miyosen yaşlı sedimanter ve Mezozoyik dönem temel kayalarını kesmektedir. Bu faylar, Gediz grabeninin batısında yer alan Kemalpaşa Fayı'nın kuzeybatısında devam etmektedir. Bu faylar arasından, güney fayı boyunca ilerleyen nehir vadileri ve sırtlarda sağ yönlü dirseklenmeler oluşmuştur. Vadilerde oluşan yanal ötelenme 300 metreden fazladır. Kuzeyde yer alan çizgisellik ise normal faylanmayı göstermektedir. İki faydan biri olan güney fayının, Kuvaterner drenajına etki etmesi sebebiyle, sağ yönlü ve doğrultu atımlı muhtemel aktif fay, kuzey fayının ise, neotektonik döneme ait çizgisellik olduğu ifade edilmiştir (Emre vd., 2005).

3.2.6 Tuzla Fayı:

Fay, Doğanbey - Gaziemir arasında yer almakta ve KD-GB genel doğrultusunda uzanmaktadır (Emre ve Barka, 2000). Fayın karadaki uzunluğunun 45 kilometre olduğu belirtilmiştir. Doğanbey Körfezi'nde gerçekleştirilen deprem araştırmaları, bu fayın güneybatıda Ege Denizi'nin tabanında ilerlediğini ve devam eden bu kısım ile toplamda uzunluğun 50 kilometreden fazla olduğu belirtilmiştir (Ocakoglu vd., 2004; 2005).

Emre vd. (2005), bu fayın birbirinden farklı sıçrama ya da bükümlere sahip olduğunu ve birbirinden farklı yönlerde ilerleyen üç alt segmentten oluştuğunu belirtmiştir. Kuzeyden güneye doğru bu segmentler sırasıyla; Çatalca, Orhanlı ve Cumalı'dır. Kuzeydoğudaki Çatalca bölümünün uzunluğu 15 kilometredir ve K35°D yönünde uzanmaktadır. Fayın kuzeybatı bölümü ise yükselmektedir. Fay çizgisi boyunca Kuvaterner dönemi jeomorfolojisine dair kısıtlı veriler, bu fayın sağ yönlü ve doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir.

Fayın Orhanlı segmenti K50°D genel doğrultusunda uzanmakta ve uzunluğu 16 kilometredir. Güneybatıda bulunan Cumalı segmenti ise KKD-GGB yönünde birbirine paralel uzanan fayların yer aldığı bir fay kuşağını göstermektedir. Doğanbey Burnu ile Cumalı arasında bulunan ve karadaki uzunluğu 15 kilometre olan fay kuşağının, aynı doğrultuda Ege Denizi tabanında da ortalama 10 kilometre devam ettiği belirtilmiştir (Ocakoglu vd., 2004; 2005). Deniz tabanında devam eden bölümüyle değerlendirildiğinde Tuzla Fayı'nın Cumalı segmentinin uzunluğu toplamda 25 kilometreden fazladır. Fay kuşağındaki faylar boyunca fazla sayıda termal su çıkışı ve traverten oluşumu meydana gelmiştir.

3.2.7 Seferihisar Fayı:

İzmir'de Sığacık Körfezi ve Güzelbahçe arasında uzanan fay, Ege Denizi tabanında güneye doğru devam etmektedir (Ocakoglu vd., 2004; 2005). Bu fayın, karadaki uzunluğu 23 kilometredir ve deniz tabanındaki devamı ile birlikte fayın toplam uzunluğunun 30 kilometreye ulaştığı düşünülmektedir.

İnci vd. (2003), deprem düzlemlerinde sağ yönlü uzanım ve doğrultu atımı gösteren incelemeler yapmıştır. Ulaşmış Köyü çevresinin, fayın Kuvaterner dönemi çökelleri ile bağlantısının ve doğrultu atım yapısının en iyi gözlemlendiği bölgeler olduğu belirtilmiştir.

Arazi yapısına ilişkin bulgular, fayın Holosen dönemde diri bir fay olduğuna işaret etmiştir. Güney kısmındaki veriler de deniz tabanında fayın en genç çökellere etki ettiğine işaret etmektedir (Ocakoğlu vd., 2004; 2005). Bölgede 10 Nisan 2003'te yaşanan $M_w=5.7$ büyüklüğündeki (USGS) depremin dış merkezi ile artçı sarsıntıların yayılımı, fayın Seferihisar çevresindeki kısmına karşılık gelmektedir. KD-GB yönünde uzanan Seferihisar Fayı'nın haritalanan uzanımına uygun olarak, depremle ilgili düzlem çözümlerinden elde edilen kayma düzlemleri göz önüne alındığında, sarsıntının sağ yönlü kırılma sonucu meydana geldiği tespit edilmiştir (Tan ve Taymaz, 2003; USGS). Edinilen veriler, bölgesel hareketlilik içerisinde bu fayın D-B yönünde uzanan İzmir Fayı'yla ilişkili bir yapıya sahip olduğunu göstermektedir. Bu sebeple bu fay, Gediz Grabeni'nin batısında yer alan transfer fay ağı içerisinde incelenmektedir. Holosen dönemi fayı olarak kabul edilen Seferihisar Fayı için öngörülen en büyük deprem büyüklüğünün 6.7 olduğu belirtilmiştir (Emre vd., 2016).

3.2.8 Gülbahçe Fayı:

Emre vd. (2005) tarafından yapısal süreksizlik olarak tanımlanan ve Körfez ile Karaburun yarımadasını ayıran bu fayın, Ocakoğlu vd. (2004; 2005) tarafından sunulan sismolojik veriler doğrultusunda deniz tabanında da ilerlediği belirtilmiştir. Karadaki 15 kilometre uzunluğuna ek olarak deniz tabanındaki devamı ile birlikte fay uzunluğunun 70 kilometreye varabileceği ifade edilmiştir.

İzmir Körfezi çıkışında edinilen sismik bulgulara göre, fayın deniz tabanını ve en genç tortulları kestiği anlaşılmıştır (Ocakoğlu vd., 2005). Bu durum fayın Holosen dönem tektonik aktivitesine açıklık getirmektedir. Fay, kuzey ve güney şeklinde iki adet geometrik bölüme ayrılmaktadır. Gülbahçe ile Sığacık arasındaki güney bölümü 30 kilometre uzunluğundadır. KKB-GGD yönünde uzanan kuzey

bölümü ise ortalama 40 kilometre uzunluğundadır. Veriler, doğrultu atımın Gülbahçe Fayı'nda hakim olduğuna işaret etmektedir.

3.2.9 Gümüldür Fayı:

Güneybatı İzmir'de yer alan Gümüldür ile Özdere arasında, K55°B yönünde uzanan genel doğrultulu normal fay, güneybatıya doğru eğimli bir yay geometrisine sahiptir. 15 kilometre uzunluğundaki fayın tavan ve taban kısımları arasındaki yükselti farkları 300 metrenin üzerindedir. Fayın Özdere - Ortaköy arasında bulunan güneyinde, fay çizgisel haldedir ve Menderes masifindeki başkalaşım kayalarının kesmektedir. Kuşadası Körfezi'nin tektonik yapısını sınırlandırması ve Kuvaterner dönemi topografisine etki etmesi sebebiyle muhtemel aktif fay olarak belirlenmiştir (Emre vd., 2005).

3.2.10 Gediz Graben Sistemi 'nde Oluşan Faylar:

Türkiye'nin batısında KD-GB doğrultusunda uzanan bir çöküntü oluşturmakta ve Küçük Menderes Grabeni ile Kuzey Anadolu Fay Kuşağı arasında bulunmaktadır. Emre vd. (2005) tarafından gerçekleştirilen çalışmalarda Gediz Graben Sistemi'nde Ana sıyrılma fayı, Kemalpaşa, Dağkızılca ve Manisa faylarının olduğu belirtilmiştir. Ancak, yapılan son araştırmalar ile birlikte Gediz Graben Sistemi'nde yer alan fayların isimleri değişmekte ve bölgesel olarak farklılık gösterebilmektedir.

3.2.10.1 Ana Sıyrılma Fayı:

Gediz Grabeni'nin en önemli faylarından olan ana sıyrılma fayı, Gediz Nehri'nin batısında yer almakta ve çöküntü hareketlerinin büyük kısmını yönetmektedir. Sıyrılma fayı, graben sistemindeki normal fayların birleştiği yerde gelişmiş, düşük açılı normal bir fay olup kuzeye eğimlidir. Bu ise, fayın büyük bir depreme sebep olma olasılığını arttırmaktadır. Fay, bölgedeki diğer faylarla ilişkilidir ve bu fayların hareketleri ile tetiklenebilmektedir. Ege Denizi'nin batısından başlayarak Antalya Körfezi'ne kadar ilerleyen fay, ortalama 450 kilometre uzunluğundadır ve enerji birikimi sürekli olarak artmaktadır. Bu sebeple, bölgedeki deprem riski yüksektir (Elmas et al., 2011).

3.2.10.2 Kula Fayı:

Ortalama 130 km uzunluğunda ve 8-10 km genişliğinde olan bu fay kuşağı, Batı Anadolu'daki en büyük diri faylardan biridir. Fay kuşağı, Gediz nehri boyunca KD-GB yönünde uzanmaktadır. Son iki milyon senede ortalama 70-80 kilometrelik sağ yönlü yatay kayma meydana gelmiştir. Ek olarak, fay üstünde gerçekleşen depremler genellikle $M_w=6.0$ büyüklüğündedir (Akyüz et al., 2005). Fay çevresinde fazla sayıda volkanik tüf tabakası ve faylanma sebebiyle oluşan çatlaklar ile grabenler yer almaktadır. Söz konusu durum, bu bölgenin geçmişteki tektonik aktivitesine ve volkanik patlamalara işaret etmektedir (Yalıtırak ve Ateş, 2010). Yapılan incelemeler, bu fay kuşağının diri olduğunu ve gelecekte büyük bir deprem riski taşıdığını belirlemiştir.

3.2.10.3 Kemalpaşa Fayı:

Kuzey Anadolu Fayı'nın batı uzantısı olan bu fay, kuzeydeki Simav ve batıdaki Alaşehir fayları ile birlikte Gediz Graben Sistemi'ni çevrelemektedir. Grabenin ana faylarından biri olan Kemalpaşa Fayı'nın uzunluğu 200 kilometredir ve D-B yönünde ilerleyen diri bir fay olduğu tahmin edilmektedir (Ovacık, 2020).

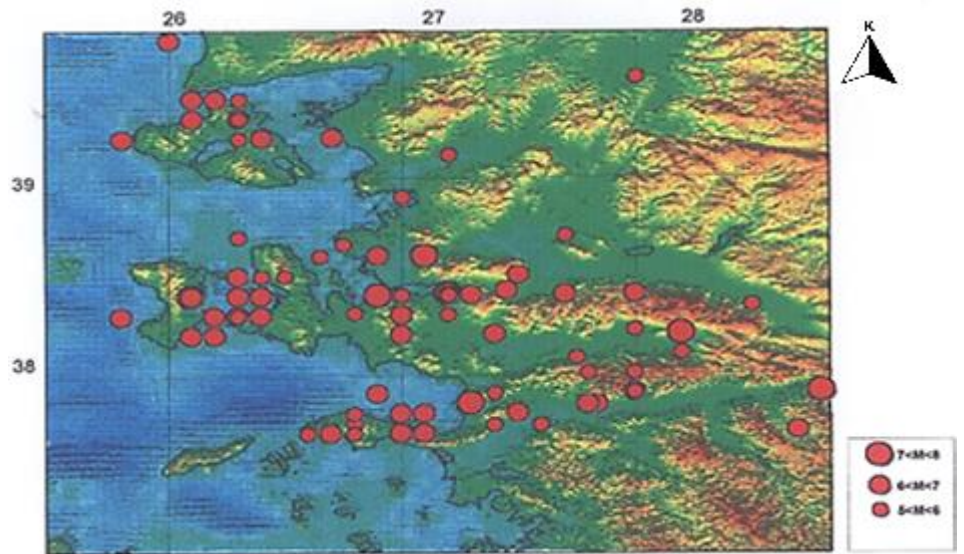
3.2.10.4 Manisa Fayı:

Gediz Graben Sistemi'nin gelişiminde önemli bir rolü olan bu fay, batıdaki Kozak Dağları'ndan doğudaki Alaşehir düzlüğüne kadar uzanan bir çizgisellik doğrultusunda bulunmaktadır. Gediz Grabeni'nin kuzeybatı tarafında bulunan ve sağ yönlü atımlı normal bir fay olan Manisa Fayı ortalama 50 kilometre uzunluğundadır ve D-B yönünde uzanmaktadır (Özalp et al., 2017). Diri bir fay olan Manisa Fayı Holosen dönemde düşey yönde büyük ölçüde deplasmanlar meydana gelmiştir. Tarihi ve aletsel dönem kayıtları incelendiğinde, Manisa ve çevresinin büyük hasarlara sebep olan çok sayıda büyük depremin etkisinde kaldığı anlaşılmaktadır. Bu faydan kaynaklanan önemli depremlerden biri 2017'de Manisa'da meydana gelen 6.6 büyüklüğündeki depremdir ve son yıllarda gerçekleşen depremler ile birlikte fayın sismik hareketliliği arttırmıştır (Uslu et al., 2020).

3.3 Deprem Oluşumları

Tarihsel kaynaklara bakıldığında, Sakız (Chios) Adası'nda MÖ 496'da gerçekleşen depremin, İzmir yöresine etki eden ilk deprem olduğu belirlenmiştir. Yörede tarihi çağlarda meydana gelen şiddeti VII ve üstündeki depremler sıralanmıştır (Tan vd., 2014; Ambraseys, 2009). Bunlar, MÖ 200'den başlayarak MS 1893'e kadar devam etmiştir. Deprem kayıtlarında, Samos Adası'ndaki insanların MÖ 200'de gerçekleşen depremden hasar aldığı ve yaralanmaların meydana geldiği vurgulanmıştır. Benzer biçimde, MS 47 depreminde Milet, Samos, Efes yöresi depremden etkilenmiş ve daha önce gerçekleşmiş depremlere kıyasla MS 47 depreminin büyük ölçekte bir deprem olduğu belirtilmiştir. Kuşadası ve Samos Adası'nın doğusunda harap edici bir etkiye sebep olan MS 1751 depremi ile ilgili olarak, Agia Zoni Manastırı'ndaki bir yazmada, dağları yaracak kadar büyük bir deprem olduğu vurgulanmıştır. 1865 ile 1890'da gerçekleşen depremlerde ise Sakız adası ve Efes'te evlerin yıkıldığı ve Roma eserlerinin hasar aldığı belirtilmiştir.

Şekil 3.5 ve 3.6'da da gösterildiği üzere, tarihi dönemde (MÖ 496-MS 1899) merkezi Batı Anadolu, İzmir ve Ege Denizi olan birçok deprem meydana gelmiştir. Bu durum Ege bölgesinin aktif horst-graben yapısından dolayı yüksek deprem potansiyeline sahip olmasından kaynaklanmaktadır (Duman et al., 2016).



Şekil 3.5 Tarihsel depremlerin (1900 öncesi) merkezüssü dağılımları (Erdik, 1999).



Şekil 3.6 Samos ve çevresinde gerçekleşen tarihi depremlerin dağılımı (Emre vd., 2016; Chazitrepitos et al., 2013; Pavlides et al., 2009).

3.3.1 Tarihsel depremler (1900 Öncesi)

MÖ 496 Sakız (Chios) Adası Depremi

38.40°K, 26.20°D koordinatlarında gerçekleşen, büyüklüğü 6.2 ve şiddeti $I_0=VIII$ olan deprem, Herodot'a göre MÖ 496 yazında gerçekleşmiş ve can kayıplarına sebep olmuştur (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921).

17 Ön Asya - Sardis (Lidya) Depremi

38.63°K, 27.59°D koordinatlarında gerçekleşen, büyüklüğü 7.0 ve şiddeti $I_0=X$ olan deprem, tarihçi Tacitus'a göre gece meydana gelmiş ve Ön Asya'daki 12 önemli şehir yıkılmıştır. Büyük dağların battığı, ovaların yükseldiği ve yangınların çıktığı söylenmiştir. Tarihçi Plinius, 12 şehrin yıkılması sebebiyle depremin insanlık tarihindeki en büyük deprem olduğu belirtmiştir. Lidya İmparatorluğu'nun eski başkenti olan Sardis'in depremden en çok etkilenen ve yıkımdan sonra tam olarak kurtulamayan şehir olduğunu belirtmiştir.

Ergin vd. (1967)'ne göre gece saatlerinde gerçekleşen deprem Aydın, Efes, İzmir, Alaşehir, Manisa ve Sardis kentlerinde ağır hasarlara sebep olmuştur. Ege'de meydana gelen en büyük felaketlerden biridir.

105 Ön Asya - Aliğa Depremi

Eusebios'a göre, 38.90°K, 27.00°D koordinatlarında meydana gelen, büyüklüğü 6.4 ve şiddeti $I_0=VIII$ olan depremde, Aliğa, Limni Adası, Çandarlı ve Nemrut Limanı ağır hasar almıştır (Papazachos, 1997; Guidoboni et al., 1994).

178 İzmir Depremi

38.30°K, 27.10°D kordinatlarında meydana gelen, büyüklüğü 6.5 ve şiddeti $I_0=VIII$ olan deprem İzmir, Efes, Aydın, Manisa, Alaşehir ve Sardis'te ağır hasarlara sebep olmuştur. İzmir'in büyük bir bölümü harap olmuş ve yangınlar çıkmıştır. Büyük bir mabet ve tiyatronun da yıkılan yapılar arasında olduğu, bazı binaların ise zeminde açılan yarıkların içine battığı belirtilmiştir. Öte yandan, iç liman bu depremle birlikte kapanmıştır (Gültekin, 1952).

688 İzmir Depremi

38.41°K, 27.20°D koordinatlarında meydana gelen, büyüklüğü 6.5 ve şiddeti $I_0=IX$ olan depremin binlerce can kaybına sebep olan şiddetli bir deprem olduğundan bahsedilmiştir (Ergin vd., 1967).

1039 İzmir Depremi

Yunan tarihçi George Kedrenos 38.40°K, 27.30°D koordinatlarında gerçekleşen, büyüklüğü 6.8 ve şiddeti $I_0=VIII$ olan depremin çok büyük bir felaket olduğunu, birçok bölge ve şehrin deprem sebebiyle hasar gördüğünü bildirmiştir. İzmir'de can kayıpları yaşanmış ve birçok bina çökmüştür (Papazachos, 1997; Sathas, 1867; Georgiadis, 1904).

20 Mart 1389 Sakız Adası Depremi

Palermo ve Vatikan'da yer alan yazmalarda, Castro'nun büyük bir kısmının, 38.40°K, 26.30°D koordinatlarında meydana gelen 6.7 büyüklüğündeki ve $I_0=VIII$ şiddetindeki bu depremde harap olduğu ve depremin birçok binaya hasar verdiği belirtilmiştir. Deprem sebebiyle denizde oluşan dalga, ticaret merkezinin ortasına kadar ilerlemiş ve halkı bölgeyi terketmeye mecbur etmiştir. İzmir, Foça Kulesi ve

Ikaria Adası da ağır hasar almıştır (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921; Sgouros, 1937).

1546 Sakız Adası Depremi

38.2°K, 25.90°D koordinatlarında meydana gelen 6.3 büyüklüğünde ve $I_0=VII$ şiddetindeki deprem, Gezgin Torelli'ye göre daha çok Káto Meriá'da hissedilmiştir. Káto Meriá'nın geniş bir bölümünün, batısının, onarılamaz şekilde ağır hasar gördüğü büyük bir depremdir (Papazachos, 1997; Zolotas, 1921).

20 Mayıs 1654 İzmir Depremi

38.5°K, 27.1°D koordinatlarında meydana gelen deprem, 6.4 büyüklüğündeki ve $I_0=VIII$ şiddetindedir. İzmir'deki kulelerin ve camilerin yıkılmasına, evlerin ağır hasardan göçmesine ve birçok can kaybına sebebiyet vermiştir. Artçı sarsıntılar Haziran ayının sonuna kadar her gün hissedilmiştir (Finkel and Ambraseys, 1995; Frangakis-Syrett, 1992; Papazachos, 1997).

14 Şubat 1680 İzmir Depremi

38.40°K, 27.20°D koordinatlarında meydana gelen 6.2 büyüklüğündeki ve $I_0=VII$ şiddetindeki depremde İzmir'e yaklaşık 16 kilometre uzaktaki birkaç kasaba yıkılmıştır. İzmir'e yakın bir çevredeki bir dağ, köyün üstüne çökmüştür (Papazachos, 1997; Ambraseys and Finkel, 1995).

10 Temmuz 1688 İzmir Depremi

38.30°K, 26.20°D koordinatlarında meydana gelen 6.8 büyüklüğündeki ve $I_0=X$ şiddetindeki deprem 20-30 saniye sürmüştür ve hasarın büyük kısmı deniz kıyısında oluşmuştur. Evlerin ve kamu binalarının dörtte üçü yıkılmıştır. Kiliselerin neredeyse tamamı, 17 camiden ise 14'ü yıkılmıştır. Deprem, bir mahallede yangın başlatmış ve şehrin diğer bölgelerini de içine alarak genişlemiştir. İzmir'de binlerce can kaybına sebep olmuştur. Sahil, zeminin 60 cm batması ile karaya doğru ilerlemiştir. Artçı şoklar aylarca devam etmiştir (Finkel and Ambraseys, 1995; Frangakis-Syrett, 1992; Papazachos, 1997).

Ergin vd. (1967) bu depremin Sancak Kalesi mevkinde olduğunu saptamıştır. Depremin magnitudü küçük olmasına rağmen, büyüklüğüyle ters bir şekilde ağır hasar yaratmıştır. Sarsıntı, Foça, Sakız Adası ve Kuşadası'nda da hissedilmiş ancak bir hasar yaratmamıştır. Deprem, Alaşehir, Manisa ve Turgutlu'da ise küçük hasarlar oluşturmuştur.

Ekim 1723 İzmir Depremi

Baykara (1974), 38.40°K, 27.00°D koordinatlarında meydana gelen ve büyüklüğü 6.4, şiddeti $I_0=VIII$ olan depremin 60 kadar evin yıkımına ve birçok can kaybına sebep olduğunu bildirmiştir.

4 Nisan 1739 İzmir Körfezi Depremi

Patmos'ta bulunan bir notta, 38.50°K, 26.90°D koordinatlarında meydana gelen, büyüklüğü 6.8 ve şiddeti $I_0=IX$ olan bu depremin yaklaşık 10 dakika kadar sürdüğü ve İzmir'de neredeyse bütün evlerin hasar aldığı belirtilmiştir. Foça'da hasarın ağır olduğu bildirilmiştir. Diğer kayıtlara göre, İzmir'deki hasar büyük ölçekte kıyıdaki Avrupa Kesimi'nde meydana gelmiştir. Depremin Eski Foça'nın büyük bir kısmını bütünüyle yıktığı ve zeminin yarılıp içinden bitüm çıktığı belirtilmiştir. Sakız Adası'nda birçok ev yıkılmış; can kayıpları yaşanmıştır. Artçı şoklar aylarca hissedilmiştir (Lambros, 1910; Mallet, 1854; Maravelakis, 1938; Finkel and Ambraseys, 1995; Simopoulos, 1970; Papazachos, 1997).

24 Kasım 1772 Foça Depremi

38.80°K, 26.70°D koordinatlarında, 6.4 büyüklüğünde ve $I_0=VIII$ şiddetinde gerçekleşen depremin etkisiyle meydana gelen dalgalar Foça Kale'sinin kapılarını ve camisini tamamen yıkmıştır. Midilli'deki evlerin birkaçı yıkılmıştır. Deprem Sakız Adası'nda hissedilmiş ancak bir hasar vermemiştir (Papazachos, 1997; Ambraseys and Finkel, 1987).

3-5 Temmuz 1778 İzmir Depremi

3 Temmuz 1778'de, 38.40°K, 26.80°D koordinatlarında, büyüklüğü 6.4, şiddeti $I_0=IX$ olan deprem saat 02:30'da gerçekleşmiş, 15 saniye boyunca sürmüştür.

ve neredeyse bütün İzmir'i yerle bir etmiştir. İlk depremden iki gün sonra ise, ilkinde eşit şiddette bir deprem daha gerçekleşmiş ve birçok evin ve duvarın çökmesine, şehrin yarısını yakan bir yangının çıkmasına sebebiyet vermiştir. Yer yer zeminde açılmalar olmuştur. Artçı şoklar ek hasarlara neden olarak aylarca devam etmiştir. Bunların çoğu İzmir'in güneybatısında daha güçlü şekilde hissedilmiştir. (Mallet, 1854; Perrey, 1848; Labros, 1910; Papazachos, 1997; Finkel and Ambraseys, 1995; Frangakis-Syrett, 1992).

3 Kasım 1862 Turgutlu Depremi

38.50°K, 27.90°D koordinatlarında saat 03:00'te gerçekleşmiş olan deprem, 6.9 büyüklüğünde ve $I_0=X$ şiddetindedir. Turgutlu kasabesindeki bütün evler yıkılmış ancak çevre kasabalar daha az hasar almıştır. 13 Kasım'daki artçı sarsıntı ile Afyon'daki evlerde çatlaklar meydana gelmiş ve deprem Denizli, Aydın, İzmir ile bazı Yunan adalarında hissedilmiştir (Karnik, 1971; Papazachos, 1997).

Mart 1880 Sakız Adası Depremi

38.40°K, 26.10°D koordinatlarında meydana gelen ve şiddeti $I_0=IX$ olan deprem Sakız Adası'nda hasara yol açmış, binlerce can kaybına sebep olmuştur. Çeşme'de güçlü şekilde hissedilmiş ve tüm Batı Anadolu'yu etkilemiştir (Ergin vd., 1967).

29 Temmuz 1880 Menemen Depremi

38.50°K, 27.20°D koordinatlarında meydana gelen, büyüklüğü 6.7, şiddeti $I_0=IX$ olan bu depremde, İzmir ile Gediz arasında yaklaşık 100 ev yıkılmış ve kalanlar hasar görmüştür. Zeminde, açılmalar görülmüş ve demiryolu hattı, aldığı hasar sebebiyle kapatılmıştır (Karnik, 1971; Samos Gazetesi, 1880; Papazachos, 1997; Sieberg, 1932).

3 Nisan 1881 Sakız Adası (Nenita) Depremi

38.30°K, 26.20°D koordinatlarında meydana gelen deprem 6.5 büyüklüğünde ve $I_0=IX$ şiddetindedir. Ana şok, güneydeki onlarca köyde hasara neden olan kuvvetli bir ön şoku takiben gerçekleşmiştir. Adanın dörtte üçü yerle bir olmuş,

binlerce can kaybı ve yaralanmalar yaşanmıştır. Aghia Eleni’de zeminde doğu-batı yönünde bir açılma meydana gelmiştir. 1 metre yüksekliğinde su ve kum fişkirmaları gözlenmiştir, kıyıda açılmalar gözlenmiştir. Denizin tabanı 80 cm batmıştır (Henriet, 1883; Palanges, 1882; Christomanos, 1899; Sieberg, 1932; Papazachos, 1997; Zolotas, 1921).

15 Ekim 1883 Çeşme Depremi

38.30°K, 26.60°D koordinatlarına meydana gelen, büyüklüğü 6.8, şiddeti $I_0=IX$ olan yıkıcı bir deprem Urla ile Çeşme arasında 3600 evin çökmesine sebep olmuştur. Çeşme yarımadasında yarıklar gözlenmiş ve binlerce can kaybı meydana gelmiştir. Sarsıntı Atina’dan Çanakkale Boğazı’na kadar hissedilmiştir (Papazachos, 1997; Milne, 1912; Karnik, 1971).

1 Kasım 1883 İzmir Körfezi Depremi

Körfezde, 38.30°K, 26.30°D koordinatlarında, şiddeti $I_0=VIII$ olan bir deprem gerçekleşmiş ve zeminde yarıklar gözlenmiştir (Ergin vd., 1967).

3.3.2 Aletsel dönemde (1900-2020) meydana gelen depremler

20. yüzyıldan 2020 yılına kadar aletsel dönem deprem aktivitesine bakıldığında bölgede, büyüklüğü 2’den büyük olan 26 binden fazla, 3’ten büyük olan 7 binden fazla ve 4’ten büyük olan ise 600’den fazla depremin gerçekleştiği belirtilmiştir (ISC, 2020). 30 Ekim 2020 Samos Depremi öncesinde, Samos Fayı üzerinde meydana gelmiş olan en son deprem 6.8 büyüklüğündeki 1904 depremi, Samos Adası’nın kuzey kıyılarında ağır bir hasara ve kayıplara sebebiyet vermiştir. 2009 yılında ise Samos Adası’nda yaşanan deprem fırtınasında adanın güneydoğusunda meydana gelen ve büyüklüğü 5.1 olan ana şokun ardından gelen 10 gün içinde 80’in üzerinde artçı şok kayıt altına alınmıştır. Kokkari - Vathi fayı üstünde oluşan bu ardışık artçı depremler esnasında diğer bir kümelenme ise, deniz tabanındaki kuzeye eğimli olan fay üstünde meydana gelmiştir (Tan et al., 2014).

Tan et al. (2014) Kuşadası Körfezi ve Samos çevresindeki sismik bölge ve aktivitesini incelemiştir. Araştırmada 2008-2012 tarihleri arasında gerçekleşen ve

11 Ağustos 1904 Samos Adası Depremi

37.66°K, 26.93°D koordinatlarında, 6.8 büyüklüğünde ve $I_0=VIII$ şiddetinde meydana gelen deprem, alüvyon zemine inşa edilen Pyrgos, Ano Vathy, Koumaeika, Chora, Aghia Triada ve Skouraeika köylerinde ağır hasarlara sebep olmuştur. Aghia Triada'nın büyük manastırı ve yüzlerce ev hasar almıştır. Deprem Ikaria, Sakız, Foça, Yeni Efes, İzmir ve Aydın ile birlikte Patmos'ta da güçlü biçimde hissedilmiştir.

31 Mart 1928 00:47 (GMT), Tepeköy - Torbalı Depremi

38.20°K, 27.50°D koordinatlarında, 6.5 büyüklüğünde ve $I_0=IX$ şiddetinde meydana gelen deprem güneydoğu İzmir'de, Küçük Menderes düzlüğünde, Gazimir'de birçok evi yerle bir etmiştir. İzmir ve çevresinde evler zarar görmüş ve yıkılmıştır. Manisa, Alaşehir ve Uşak ağır hasar almıştır. Sıvılaşmalar ve zeminde açılmalar görülmüştür. Sakız'da güçlü, Ikaria ve Samos'ta orta, Naxos'ta hafif biçimde hissedilmiştir (Papazachos, 1997; Sieberg, 1932; Ambraseys, 1988).

Depremi etkilediği alan üç kısma ayrılmaktadır: 1) En büyük tesiri oluşturduğu Küçük Menderes'in batısı, 2) Şiddetin azaldığı Kızılçullu vadisi ve İzmir yöresi, 3) Depremde hasar almayan ve anketle değerlendirilen en dıştaki bölümdür (Akyol ve Pamir, 1929).

Ana sarsıntının tesir ettiği yerler; Hortuna, Çapak, Torbalı ve Tepeköy'dür. Tepeköy'den, yaklaşık 1-2 kilometre uzaktaki tren yolu üstünde büyük bir çökme görülmüştür. Yöredeki su kaynaklarının debisi değişmiş ve birçok kuyudaki su seviyesi yükselmiştir. Merkezdeki caminin kible duvarı saçak kısmından ayrılmış, minare çatlamıştır. Pamuk fabrikasının bacaları çatlamış ve kaymıştır. Torbalı'da bir okul ağır hasar almış ve Kordon'daki gevşek zemini üstüne inşa edilen yapılar çok şiddetli şekilde sarsılmıştır.

23 Temmuz 1949 15:03:30 (GMT), Karaburun - Çeşme Depremi

38.55°K, 26.35°D koordinatlarında, $I_0=X$ şiddetinde gerçekleşen deprem, Karaburun'un doğusunda, Mordoğan ve çevresindeki köylerde, Denizgiren ve

Reisdere çevresinde çok büyük hasarlara; Alaçatı, Foça, ve Menemen'de hafif hasarlara yol açmıştır. Bazı duvarlarda çatlaklar oluşmuş ve, Çeşme ılıcasının suları yükselmiştir. Kuraklık yüzünden kesilen bazı çeşmeler sarsıntı etkisi ile yeniden su vermeye başlamıştır. Çeşme ile Sakız Adası arasında denizde oldukça şiddetli bir hareketlilik gözlemlenmiştir. Uzun süren artçı şoklar sebebiyle hasarlar artmıştır. Ambraseys (1988), depremin merkezünün Oenousae Adası civarında bulunduğunu belirtmiştir.

İzmir'de, Kızılbahçe ve iskelesi, Urla, Gülbahçe, Balıklı Ova ve İçmeler'de sarsıntı kaynaklı tahribatın az olduğu belirtilmiştir. Mordoğan rıhtımı mevkinde yapılan araştırmalarda yer kaymaları gözlenmiştir. Yartepe'de geniş bir blok koparak denize doğru kaymıştır (Ergin vd., 1967).

23 Kasım 1949 16:50:56 (GMT), Sakız Adası Depremi

38.60°K, 26.30°D koordinatlarında, 7.2 büyüklüğünde ve $I_0=VI$ şiddetinde meydana gelen deprem, Samos'un kuzeyini, Karaburun'u ve Foça'ya kadar olan bölgeyi yerle bir etmiştir. Sakız Adası'nın batı kıyı şeridini vuran 2 metre yüksekliğindeki bir tsunami dalgası binlerce evi yıkmış ve binlerce can kaybına sebep olmuştur. Adanın kuzey bölümünde zeminde açılmalar ve birçok yerde heyelanlar gözlenmiştir. Deprem sonrasında Giosonas kaynağındaki su akışı üç katı artmıştır. Batı bölgesindeki evlerde çatlaklar meydana gelmiş ve doğuda antik Foça'ya dek hasar gözlenmiştir. Karaburun'da onlarca ev yıkılmış, yüzlercesi ağır ve hafif hasar almıştır (Akropolis Gazetesi, 1949; Galanopoulos, 1960; Ambraseys, 1988). Ana sarsıntıdan önce, 21 Mayıs'ta en büyüğü 4.9 olan ön-sarsıntılar gerçekleşmiştir (Ergin vd., 1967).

2 Mayıs 1953 18:37:39 (GMT), Karaburun Depremi

38.60°K, 26.50°D koordinatlarında $I_0=VII$ şiddetinde meydana gelen deprem Karaburun'da VII+, Foça'da ise VII şiddetinde etki etmiştir. Büyüklüğü 7.1 ila 7.4 arasında ölçülmüştür. Karaburun, Çeşme, Urla, Menderes ve Seferihisar hasarın yoğunlaştığı yerlerdir (Ergin vd., 1967).

16 Temmuz 1955 07:07:12 (GMT), Söke Depremi

37.50°K, 27.00°D koordinatlarında (USGS), 6.8 büyüklüğünde, $I_0=VIII$ şiddetinde gerçekleşen deprem Söke, Bala ve Samos adalarında ciddi hasarlara yol açmıştır. Samos'un farklı bölgelerinde V ila IX aralığında değişen şiddette etki etmiştir. Ek olarak Koçarlı ve Kuşadası'nda VI, Çine, Bozdoğan ve Ödemiş'te V şiddetinde tesir etmiştir. Sarsıntı Muğla ve Gördes'e kadar hissedilmiştir (Ergin vd., 1967).

Papazachos (1997) ise depremin merkezünün Büyük Menderes nehrinin deltasında olduğunu belirtmiştir. Pythagoreion ve Heraion'da yüksekliği 2 metreye varan ve karaya yaklaşık 20 metre giren tsunami dalgaları oluşmuştur.

1 Şubat 1974 İzmir Depremi

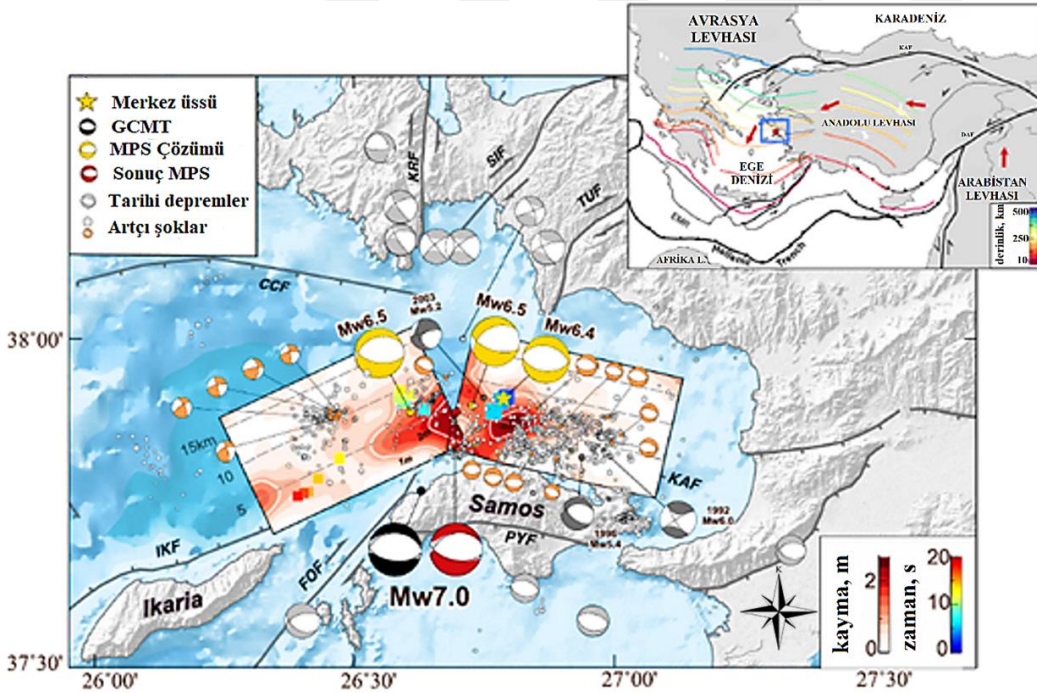
Saat 14:17'de, 7.2 büyüklüğünde meydana gelen ve yaklaşık olarak 50 saniye süren bu depremin merkezünün İzmir'den yaklaşık 15 kilometre uzakta olup çok sayıda yapıda hasara yol açtığını belirtmiştir. Alüvyon zemine inşa edilen çok katlı betonarme yapıların neredeyse tümünde önemli oranda oturmalar meydana gelmiştir. En yoğun hasar Alsancak'ta görülmüş ve bölgedeki yığma yapıların duvarlarında çatlaklar oluşmuştur. Konak Meydanı'ndaki saat kulesinin taç kısmı göçmüş ve saat durmuştur. Yanarak harabeye dönmüş olan eski hükümet yapısının birkaç duvarı depremde yola devrilmiştir. Bunun dışında, İzmir'e birkaç kilometre uzaklıkta alüvyon zemin üzerine yerleştirilmiş sismoskop 16 mm'lik bir yer değiştirme kaydederken, bu değer kaya bir zemin için 7 mm olarak kaydedilmiştir.

6 Kasım 1992 19:08:10 (GMT), İzmir, Doğanbey Depremi

38.19°K, 27.05°D koordinatlarında, saat 19:08 civarında, 6.2 büyüklüğünde ve $I_0=VII$ şiddetinde meydana gelen deprem Doğanbey mevkiinde ağır hasarlara yol açmış ve İzmir'de güçlü bir şekilde olarak hissedilmiştir. Deprem, Girit ve Attika'ya dek hissedilmiştir (NEIC, 1992; Papazachos, 1997).

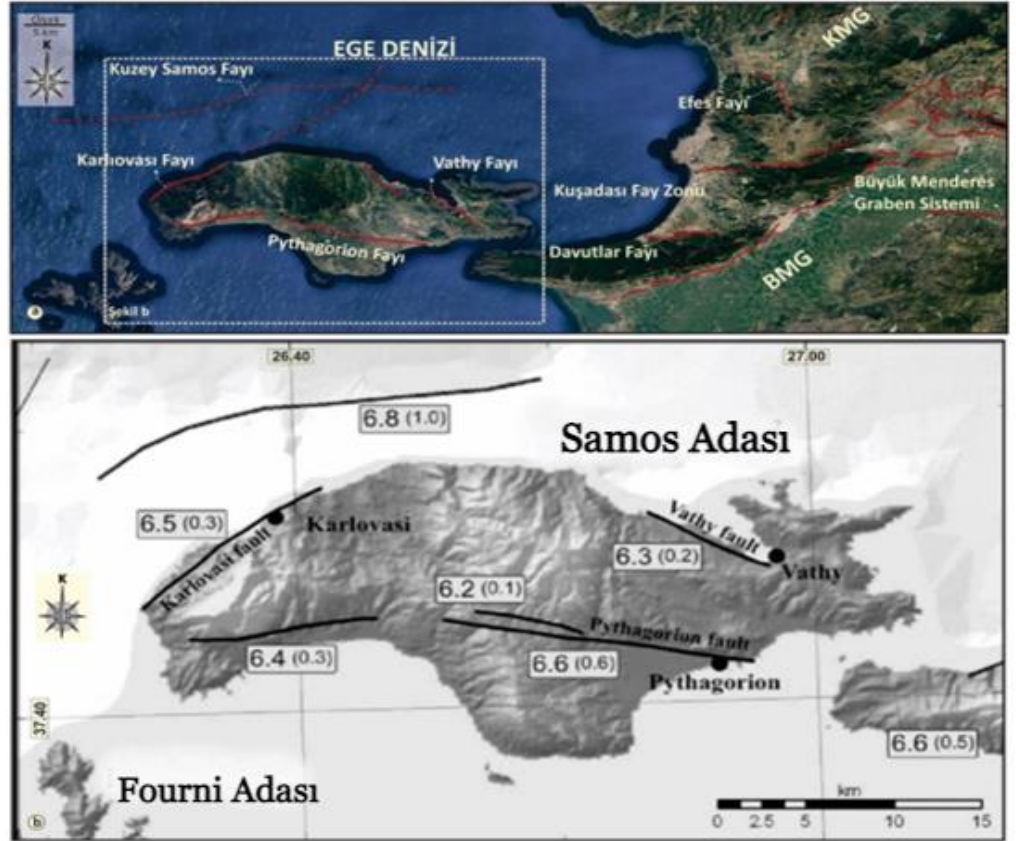
3.4 30 Ekim 2020 Samos Depremi

30 Ekim 2020 tarihinde saat 14:51'de (UTC), Ege Denizi'ndeki Samos Adası'nın kuzeyinde yaklaşık olarak 7.0 büyüklüğünde (USGS) deprem meydana gelmiştir. Şekil 3.8'de gösterilen depremin merkez üssü ($37.8881^{\circ}K$, $26.7770^{\circ}D$), Samos Adası'ndaki Avlakia'nın yaklaşık olarak 10 kilometre kuzeyinde ve İzmir'deki Doğanbey köyünün 23 kilometre güneyindeki 17 kilometrelik bir odak derinliğinde yer almaktadır (Ziotopoulou et al., 2022). Kiratzi et al. (2021) tarafından vurgulandığı üzere, Samos Adası (Ege Denizi) depremi, hem aktif genişleme hem de doğrultu atımlı deformasyonların bir arada var olduğu sıkışmalı- genişlemeli tektonik bir ortamda meydana gelmiştir. 30 Ekim'de gerçekleşen depremin ($M_w=7.0$) büyüklüğü, deprem modellerinde belirlenen ve beklenen maksimum deprem büyüklüğünden daha fazla olmakla beraber tarihsel arşivlerde de, 19. yüzyılda da (MS 47'den itibaren) depremin gerçekleştiği fay hattında bu büyüklükte bir depremin gerçekleşmediği belirlenmiştir.



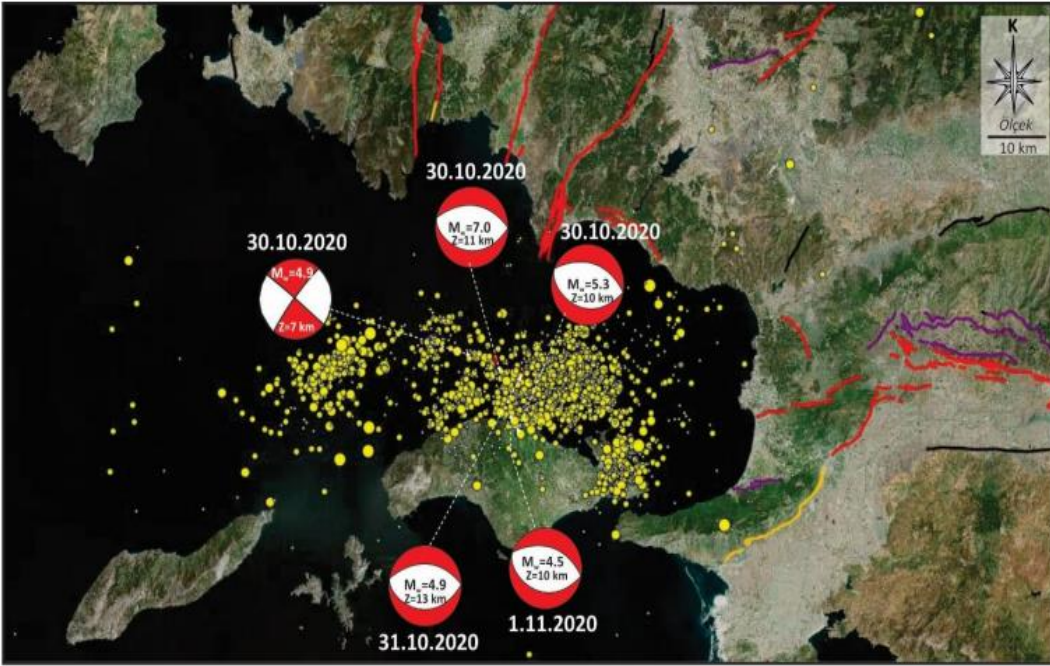
Şekil 3.8 30 Ekim 2020 M_w 7.0 Samos depreminin kırılma süreci ve bölgesel tektonik ortamı. Ana haritada Samos depreminin ko-sismik kayma dağılımı iki dikdörtgen fay düzlemi boyunca beyaz-kırmızı renk skalasında çizilmiştir. Ana şok GCMT çözümü kırmızı dolgu plaj topu ile gösterilmiştir (KAF: Kaystrios Fayı; IKF: Icaria Fayı; FOF: Fourni Fayı; PYF: Pythagorio Fayı; TUF: Tuzla Fayı; SIF: Sığacık Fayı; KRF: Karaburun Fayı; CCF: Sakız-Çeşme Fayı) (Karakostas, 2021).

Depremin kaynağı olarak tespit edilen Kuzey Samos Fayı, bir denizaltı fay hattıdır ve 1000 metreden daha fazla bir derinlikteki deniz tabanındaki çöküntü bölgesini çevrelemektedir (Chatzipetros et al., 2013). İyon Denizi'nin batısındaki Helen Yayı'nın bir parçasıdır. Bu fay aynı zamanda Kuzey Anadolu Fayı ile bağlantılıdır ve Doğu Akdeniz'deki sismik hareketlerle ilgilidir. Fayın yıllık ortalama kayma hızı yaklaşık 1-2 milimetredir. Fay, BKB-DKD doğrultuludur ve KKB yönünde eğimli bir normal faydır. Karlovasi Fayı adanın kuzeybatısını, Vathy Fayı adanın kuzeydoğusunu, Pythagorion Fayları ise adanın güneyini kontrol etmektedir. Ek olarak D-B ve KB-GD yönünde uzanan, morfolojiyi denetleyen ve Şekil 3.9'da da gösterildiği üzere Samos Adası'nı kuzeyden çevreleyen fayların varlığı da dikkat çekmektedir. Pavlides et al. tarafından 2009'da yapılan çalışmada Ege'nin kuzeyindeki diri fayların sismik tehlike incelemesi yapılmış ve deniz tabanında bulunan Kuzey Samos Fayı, 6.8 magnitudüne kadar deprem üretebilecek diri bir ana fay olarak dikkate alınmıştır.



Şekil 3.9 (a) Kuşadası - Samos arasındaki aktif fay haritası (Emre vd., 2013; Chazitrepetros et al., 2013; Pavlides et al., 2009). (b) Samos diri fay haritası (Pavlides et al., 2009). Haritadaki numaralar fayların olası hareketlilik kazanması halinde, öngörülen deprem büyüklüklerini göstermektedir.

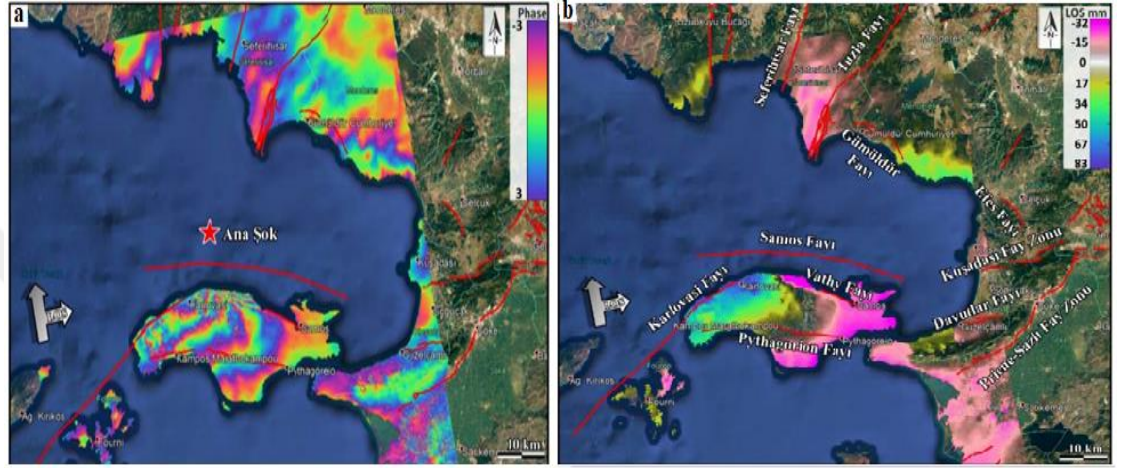
Şekil 3.10'dan görüldüğü üzere, ana şok ($M_w=7.0$) ve ana şokun ardından 30-31 Ekim ve 1 Kasım 2020'de meydana gelen, büyüklükleri sırasıyla 5.3, 4.9 ve 4.5 olan depremlere dair fay çözümleri, D-B yönünde uzanan kuzeye doğru eğimli normal fay karakterindedir ve Kuzey Samos Fayı ile çevresinde bulunmaktadır. Fakat Karlovasi ve Tuzla Fayı'nın deniz tabanındaki kısmında 30 Ekim 2020'de gerçekleşen 4.9 magnitüdü depreme ilişkin düzlem çözümleri ise KD-GB yönünde uzanan doğrultu atımlı bir fay özelliğinde olduğunu göstermektedir. Ana sarsıntıdan sonra yaşanan artçı sarsıntılarının ters çözümleri, bu alanda normal fayın yanısıra doğrultu atımlı faylanmanın da aktif olduğuna işaret etmektedir.



Şekil 3.10 Samos ve çevresinde 28 Ekim - 4 Kasım 2020 tarihleri arasında meydana gelen depremlerin dağılımı ve faylanma gösterilmiştir (Emre vd., 2013). Sarı noktalar, magnitüdü 1'den büyük olan depremleri belirtmektedir. Magnitüdü 4.9 olan sarsıntının (30.10.2020) çözümü doğrultu atımlı, diğer sarsıntılarının çözümleri ise normal faylanmayı göstermektedir (DAUM, 2020).

DAUM (2020) tarafından hazırlanan rapora göre ana şokun ardından 3000'i aşkın artçı şok yaşanmıştır. Bu bilgilere dayanarak, Samos Fayı üzerinde meydana gelen artçı sarsıntı dağılımının uzunluğu 80 kilometre ve genişliği 20 kilometre olan bir bölgeyi kapladığı belirlenmiş ve Samos Fayı'na komşu fayların da hareketlendiği bildirilmiştir. Hareketlenme sebebiyle bölgedeki deprem aktivitesi artçı şoklar halinde aylarca sürmüştür. Avrupa Uzay Kurumu'nun Sentinel radar

uydusu verileri, Samos Depremi'nin sismik kaynağını ve sebep olduğu yüzey deformasyonlarını tetkik etmek için InSAR metoduyla analiz edilmiştir. Sarsıntı kaynaklı düşey yer değiştirme ve deformasyonlar (LOS) belirlenip Şekil 3.11'de gösterilmiştir. Depremin, Samos Adası'nın kuzeyinde yaklaşık 10 cm'lik yükselmeye sebep olduğu gözlenmiştir. Denizde 60 cm'ye ulaştığı tahmin edilen çökme gerçekleşmiştir. Samos Adası'nın doğusuna bakan Ege kıyılarında ise birkaç cm'lik çökmeler gözlenmiştir.

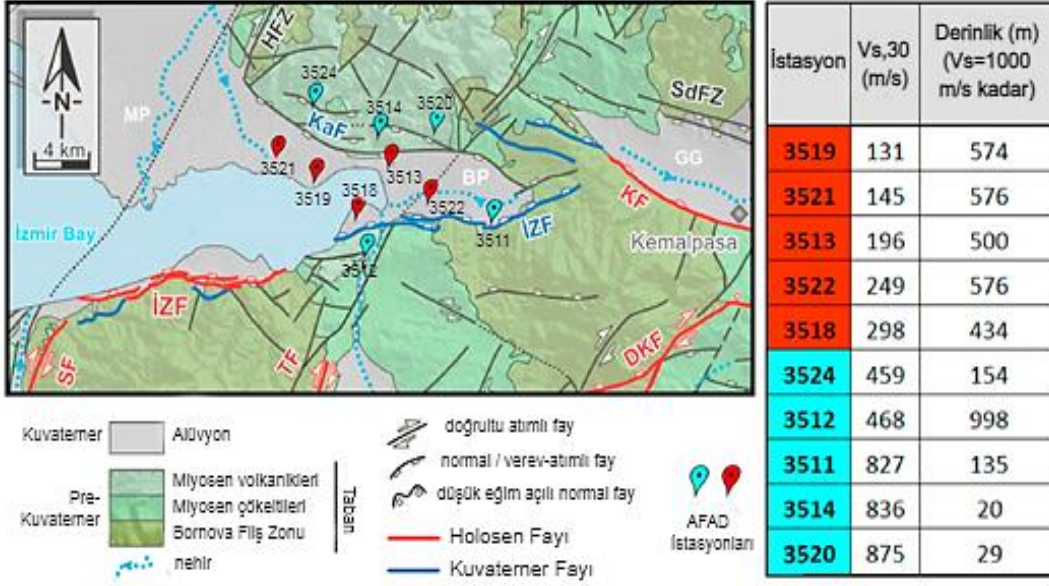


Şekil 3.11 Sentinel uydularından temin edilen radar uydusu verileri ile (24/10/2020 - 30/10/2020) edinilen (a) interferogram ve (b) yer değiştirme görüntüleri (DAUM, 2020).

3.4.1 Kuvvetli yer hareketi istasyonlarının ivme kayıtları ve tepki spektrumları

Ana şok, AFAD tarafından işletilen 167 kuvvetli hareket istasyonu tarafından kaydedilmiştir. İzmir Körfezi yakın çevresinde AFAD tarafından işletilen 10 kuvvetli hareket istasyonu bulunmaktadır. Şekil 3.12'de kırmızı işaretlerle gösterilen 5 istasyon, düşük kayma dalgası hızı $V_{S,30}$ (131-298 m/s) değerleri ve kalın havza dolgusunun varlığıyla uyumlu olarak, kayma dalgası hızı $V_S = 1000$ m/s değerine ve 434-574 m derinliğe kadar inmektedir. Bu istasyonlarda kaydedilen uzun süreli güçlü hareketler, saha ve havza büyütmeleri arasındaki karmaşık etkileşimi yansıtmaktadır. Havza kenarında veya nispeten uzakta yer alan, mavi

işaretlerle gösterilen diğer 5 istasyon yüksek $V_{s,30}$ (459-875 m/s) değerleri göstermektedir (Gülerce et al., 2022).



Şekil 3.12 AFAD tarafından işletilen, İzmir Körfezi ve çevresindeki 10 kuvvetli yer hareketi istasyonu kayıtları (AFAD, 2021).

Şekil 3.13, İzmir Büyükşehir Belediyesi sınırları içinde, İzmir Körfezi çevresinde yoğunlaşan kuvvetli yer hareketi istasyonu konumlarını ve depremin merkez üssünü göstermektedir.



Şekil 3.13 Samos (İzmir) Depremi yer ivme değerlerinin okunduğu istasyonların numaraları. A) Bayraklı, B) Bornova, C) Karşıyaka, D) Konak, E) Buca, F) Seferihisar, G) Karabağlar, H) Menderes (Demirel et al., 2022).

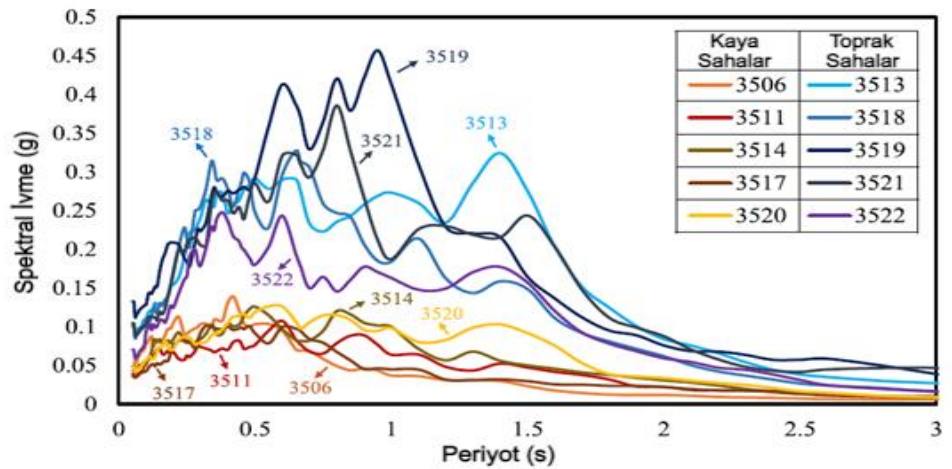
Çizelge 3.1’de verilen ivme kayıtlarının özelliklerinden de görüldüğü üzere 3506, 3511, 3514, 3517 ve 3520 numaralı istasyonlar, $V_{s,30}$ değerleri 695-875 m/s arasında olan sert zemin sahalarda yer alırken; 3513, 3518, 3519, 3521 ve 3522 numaralı istasyonlar ise $V_{s,30}$ değerleri 131-298 m/s arasında olan zayıf zemin sahalarda yer almaktadır. Yerel zemin özelliklerinin, kaydedilen yer hareketlerinin şiddeti üzerinde güçlü bir etkisi olduğu açıktır. İzmir Körfezi’nden elde edilen yer hareketi kayıtları incelendiğinde, toprak sahalardaki pik yer ivmelerinin ($0.05 \text{ g} < \text{PGA}_{\text{toprak}} < 0.15 \text{ g}$), kaya sahalardaki pik yer ivmelerinden ($0.03 \text{ g} < \text{PGA}_{\text{kaya}} < 0.06 \text{ g}$) önemli ölçüde büyük olduğu gözlemlenmiştir. Ayrıca %5-%95 toplam Arias yoğunluğuna (AI) karşılık gelen zaman aralığı olarak tanımlanan yatay bileşenlerin anlamlı süreleri (significant duration), sırasıyla toprak ve kaya sahalarda 16.9-24.5 s ve 19.7-25.7 s aralığında değişmektedir. Sahaların doğal periyotları ve ivmeölçerlerin baskın frekansları, Çizelge 3.1’de özetlendiği gibi sırasıyla 0.2-3 s ve 0.6-4.4 Hz olarak tahmin edilmiştir (Cetin et al., 2022).

Çizelge 3.1 İzmir Körfezi'nden alınan ivme kayıtlarının özellikleri (Cetin et al., 2022).

| İstasyon | Yer | Enlem, Boylam | R _{rup} (km) | V _{s,30} (m/s ²) | T _{nat} (s) | Deprem Kaydı Bileşeni | PGA (g) | S _{a,max} (g) | f _{pred} (Hz) | D _s (s) |
|----------|------------|---------------------|--------------------------|--|-------------------------|-----------------------------|--------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------|
| 3506 | Konak | 38.3944, 27.0821 | 58.64 | 771 | 0.27 | D-B | 0.042 | 0.119 | 2.34 | 20.33 |
| | | | | | | K-G | 0.045 | 0.172 | 3.14 | 20.44 |
| | | | | | | Düşey | 0.024 | 0.076 | 3.38 | 26.69 |
| 3511 | Bornova | 38.4213, 27.2563 | 68.38 | 827 | 0.18 | D-B | 0.042 | 0.087 | 0.60 | 22.11 |
| | | | | | | K-G | 0.030 | 0.139 | 1.73 | 21.36 |
| | | | | | | Düşey | 0.019 | 0.076 | 0.74 | 30.42 |
| 3512 | Buca | 38.4009, 27.1516 | 61.89 | 468 | 0.56 | D-B | 0.058 | 0.263 | 1.63 | 25.59 |
| | | | | | | K-G | 0.059 | 0.195 | 2.30 | 24.99 |
| | | | | | | Düşey | 0.029 | 0.105 | 1.24 | 26.29 |
| 3513 | Bayraklı | 38.4584, 27.1671 | 67.8 | 196 | 1.43 | D-B | 0.097 | 0.347 | 0.74 | 20.16 |
| | | | | | | K-G | 0.108 | 0.344 | 0.70 | 20.59 |
| | | | | | | Düşey | 0.045 | 0.117 | 1.06 | 30.84 |
| 3514 | Bayraklı | 38.4762, 27.1581 | 69.13 | 836 | 1.02 | D-B | 0.057 | 0.137 | 1.07 | 23.75 |
| | | | | | | K-G | 0.040 | 0.117 | 0.70 | 25.90 |
| | | | | | | Düşey | 0.026 | 0.103 | 3.68 | 27.17 |
| 3516 | Güzelbahçe | 38.3706, 26.8907 | 51.46 | 460 | 1.43 | D-B | 0.049 | 0.162 | 1.92 | 20.67 |
| | | | | | | K-G | 0.048 | 0.162 | 1.47 | 21.65 |
| | | | | | | Düşey | 0.033 | 0.082 | 1.23 | 24.16 |
| 3517 | Buca | 38.3756, 27.1936 | 61.47 | 695 | 0.21 | D-B | 0.037 | 0.108 | 1.54 | 25.69 |
| | | | | | | K-G | 0.041 | 0.115 | 1.46 | 24.67 |
| | | | | | | Düşey | 0.020 | 0.065 | 2.04 | 34.72 |
| 3518 | Konak | 38.4312, 27.1435 | 64.35 | 298 | 1.43 | D-B | 0.093 | 0.404 | 1.69 | 18.81 |
| | | | | | | K-G | 0.108 | 0.331 | 2.18 | 25.03 |
| | | | | | | Düşey | 0.032 | 0.127 | 1.39 | 19.07 |
| 3519 | Karşıyaka | 38.4525, 27.1112 | 65.16 | 131 | 2.5 | D-B | 0.112 | 0.423 | 1.00 | 23.17 |
| | | | | | | K-G | 0.153 | 0.526 | 1.05 | 20.58 |
| | | | | | | Düşey | 0.035 | 0.162 | 1.05 | 31.07 |
| 3520 | Bornova | 38.4780, 27.2111 | 71.41 | 875 | 1.67 | D-B | 0.060 | 0.140 | 0.93 | 19.73 |
| | | | | | | K-G | 0.037 | 0.136 | 0.72 | 20.11 |
| | | | | | | Düşey | 0.020 | 0.089 | 1.19 | 26.74 |
| 3521 | Karşıyaka | 38.4679, 27.0764 | 65.50 | 145 | 3.33 | D-B | 0.096 | 0.400 | 1.25 | 26.06 |
| | | | | | | K-G | 0.113 | 0.418 | 0.67 | 22.61 |
| | | | | | | Düşey | 0.041 | 0.158 | 0.65 | 30.03 |
| 3522 | Bornova | 38.4357, 27.1987 | 63.79 | 249 | 1.11 | D-B | 0.065 | 0.230 | 0.70 | 24.49 |
| | | | | | | K-G | 0.075 | 0.324 | 0.91 | 20.55 |
| | | | | | | Düşey | 0.025 | 0.082 | 1.75 | 30.13 |
| 3523 | Urla | 38.3282, 26.7706 | 41.55 | 414 | 0.71 | D-B | 0.065 | 0.239 | 2.34 | 22.08 |
| | | | | | | K-G | 0.082 | 0.239 | 2.91 | 20.46 |
| | | | | | | Düşey | 0.038 | 0.109 | 0.89 | 26.86 |
| 3524 | Karşıyaka | 38.4969, 27.1073 | 66.20 | 459 | 0.14 | D-B | 0.070 | 0.237 | 2.02 | 16.98 |
| | | | | | | K-G | 0.066 | 0.224 | 1.30 | 18.91 |
| | | | | | | Düşey | 0.030 | 0.122 | 4.45 | 24.56 |

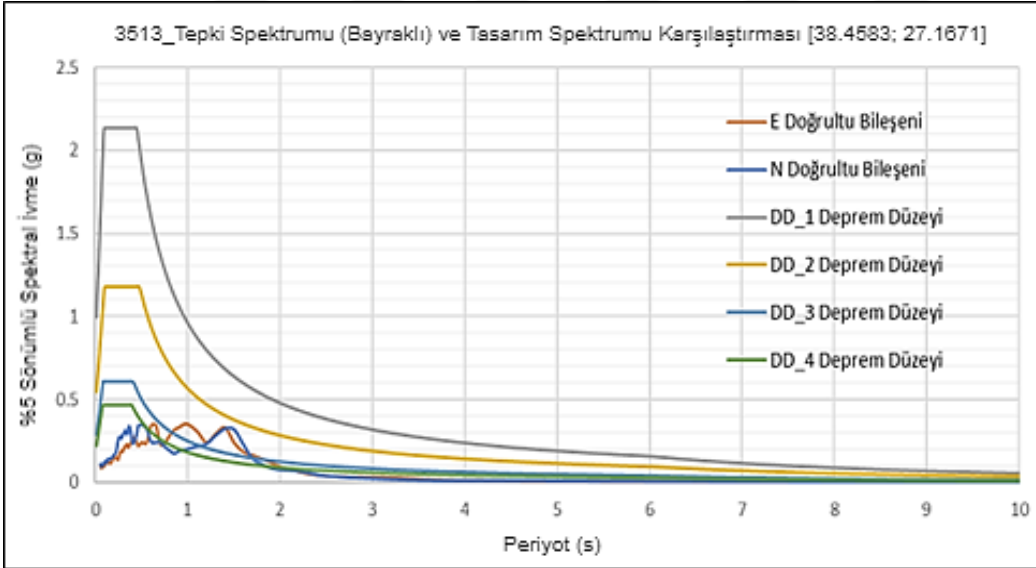
Cetin et al. (2022) tarafından yapılan çalışmada, İzmir’de kaydedilen orta-uzun dönemli yer hareketlerinin Bayraklı’da gözlemlenen yapısal hasar ile ilişkisi olduğu belirtilmiş ve ön analiz sonuçlarının, İzmir’deki bazı kuvvetli yer hareketi istasyonları tarafından kaydedilen yer hareketlerinin psödo-spektral ivmelerinin (PSA), 0.5-1.5s spektral periyotlar için beklenenden daha yüksek olduğu gösterilmiştir. Bu yüksek yoğunluklu yer hareketleri, saha büyütmelerine atfedilmiştir. İzmir Körfezi’ndeki ve özellikle Bayraklı Bornova Havzası’ndaki zemin amplifikasyonlarının genellikle düşük plastisiteli çok derin alüvyal çökellerle yönetildiği belirtilmiştir (Gülerce et al., 2022).

Deprem etkilerine karşı binaların davranışı hakkında bilgi veren ve deprem enerjisinin yoğunlaştığı frekans aralıklarını belirleyen ivme tepki spektrumları Demir et al. (2022) tarafından hesaplanmıştır. Seçilen istasyonların KG ve DB bileşenleri için hesaplanan tepki spektrumlarının geometrik ortalaması Şekil 3.14’te karşılaştırmalı olarak verilmiştir. Bu spektrumlar, yapıların deprem sırasındaki davranışını analiz etmek ve tahrip olma risklerini öngörmek için kullanılır. Toprak sahalardaki uzun periyotlu amplifikasyonlar açıkça gözlenmektedir. 0.5–1.2 s periyot aralığı için spektral ivme değerlerinin, yumuşak zemin sahalarda 0.45 g değerine kadar ulaştığı; kaya sahalarda ise 0.15 g değerine ulaştığı belirtilmiştir. Özellikle Bayraklı’da alüvyon zemindeki (ZD) 3513 istasyonu ile ZB sınıfı zeminde yer alan 3514 istasyonunun tepki spektrumları karşılaştırıldığında, alüvyon zemindeki sarsıntı hareketinin belli periyotlarda büyüdüğü açık biçimde gözlenmiştir.



Şekil 3.14 Seçili istasyonların yatay tepki spektrumları (Demirel et al., 2022).

Bayraklı istasyonunun deprem sonrasındaki durumu, DAUM (2020) tarafından hazırlanan keşif raporunda incelenmiştir. İstasyonun yatay doğrultudaki tepki spektrumları Şekil 3.15'te görüldüğü üzere ZE zemin sınıfındaki tepki spektrumlarıyla karşılaştırılmıştır. Düşük periyotlarda her deprem düzeyi için tasarım spektrumunun altında kalan Bayraklı İstasyonu spektrumları 0.7-1.6 s aralığında DD-3 ve DD-4 tasarım spektrumlarının üzerinde kalmaktadır. DD-1 ve DD-2 tasarım deprem seviyelerinin meydana gelen deprem hareketini rahatlıkla karşılayacak tasarım ivme değerlerine sahip olduğu belirtilmiştir. Alüvyon zeminlerde, zeminin nonlineer davranışı sebebiyle kayma modülü değerlerinin azalması, birim deformasyon değerlerinin artması ve sonuçta bu etkilerle zeminin hakim periyodunun da amplifikasyonu ile birlikte 1-1.5 s periyotlarında kaymış zemin büyütme etkileri gözlenmiştir.



Şekil 3.15 Bayraklı 3513 İstasyonu ($V_s = 196$ m/s) ivme verileri ve ilgili koordinatlar göz önünde bulundurularak hesaplanmış TBDY 2018 elastik tasarım ivme tepki spektrumları verilmiştir (DAUM).

3.4.2 Deprem sonrası tsunami etkisi

Samos Depremi'nin önemli etkilerinden biri, depremden kısa süre sonra yaşanan tsunami olmuştur. Tsunamiler, çoğunlukla su altında meydana gelen depremler tarafından tetiklenmektedir. Deprem, deniz tabanında ani bir hareketlilik yaratarak büyük miktardaki suyu yerinden oynatmış ve merkezden yayılan güçlü dalgaları oluşturmuştur. Deprem esnasında, öncesinde ve sonrasında deniz

seviyesinde değişimler gerçekleşmiştir. Bilhassa Gümüldür ve Doğanbey kıyılarından başlayarak Sığacık Körfezi ve Karaburun'un güney kıyılarında 100-200 metre civarında deniz çekilmesi görülmüştür. Çekilmeden sonra meydana gelen tsunami dalgaları, körfezde daha sığ derinliği olan ve depremin merkezüssüne uzaklığı 40 kilometre olan Sığacık, Akarca ve Akkum sahil şeridini vurmuştur. Şekil 3.16'da tsunaminin etkilediği alan görüntülenerek haritalanmıştır. Şekil 3.17'de ise dalgaların sahil şeridi boyunca yerleşim bölgelerinde, parklarda ve sosyal tesislerde yol açtığı hasarlar görülmektedir (DAUM, 2020).

Tsunaminin maksimum akıntı ve taşkın uzunlukları Akarca'da ve Alaçatı Azmak Nehri boyunca yaklaşık olarak 3.8 m ve 2500 m olarak ölçülmüştür (Cetin et al., 2022). Kalligeris et al. (2021) tsunamiyi keşif raporlarına göre deniz seviyesinin alçalması ve taşması olarak tanımlamıştır. Depremin odak noktası ve tsunamiden etkilenen şehirler arasındaki mesafenin kısa olması dalga varış süresinin kısa olmasına (10-30 dakika) ve tsunami uyarı sistemlerinin efektif olarak çalışmamasına sebep olmuştur.



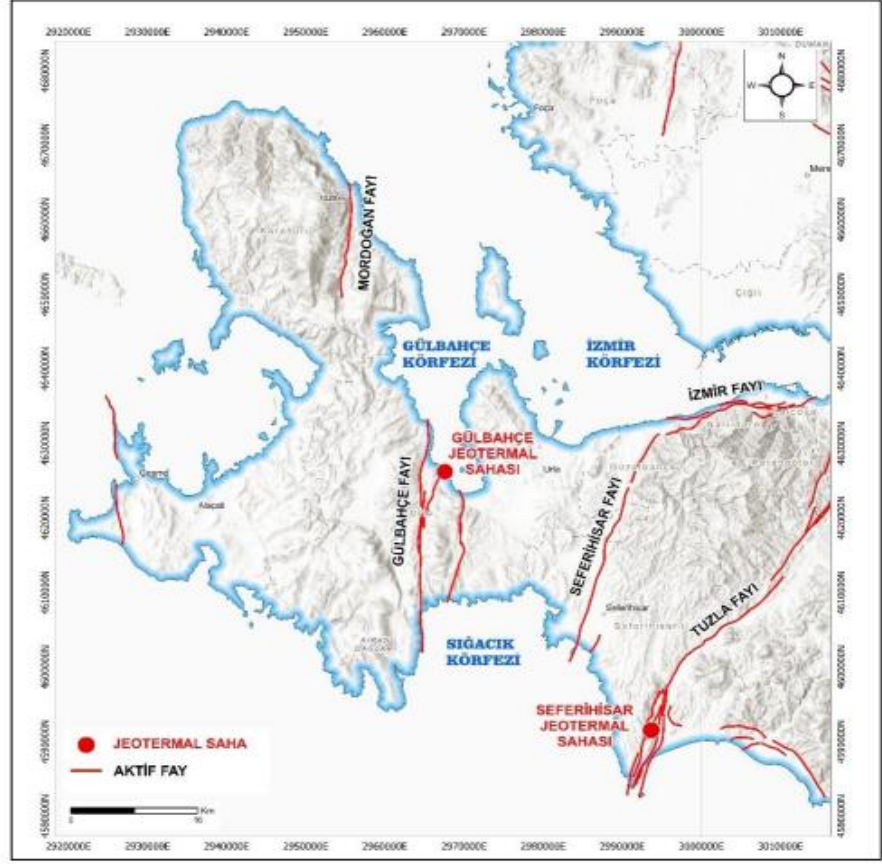
Şekil 3.16 Sığacık Kaleiçi bölgesinde tesir eden tsunami dalgalarının vardığı bölgeyi yaklaşık olarak göstermektedir (Sarı renkli bölge tsunami dalgalarının tesir alanını belirtmektedir) (DAUM, 2020).



Şekil 3.17 Tsunami dalgalarının hasara yolaçtığı Sığacık kıyısına ait görüntüler verilmiştir (DAUM, 2020).

3.4.3 Jeotermal sahalardaki gözlemler

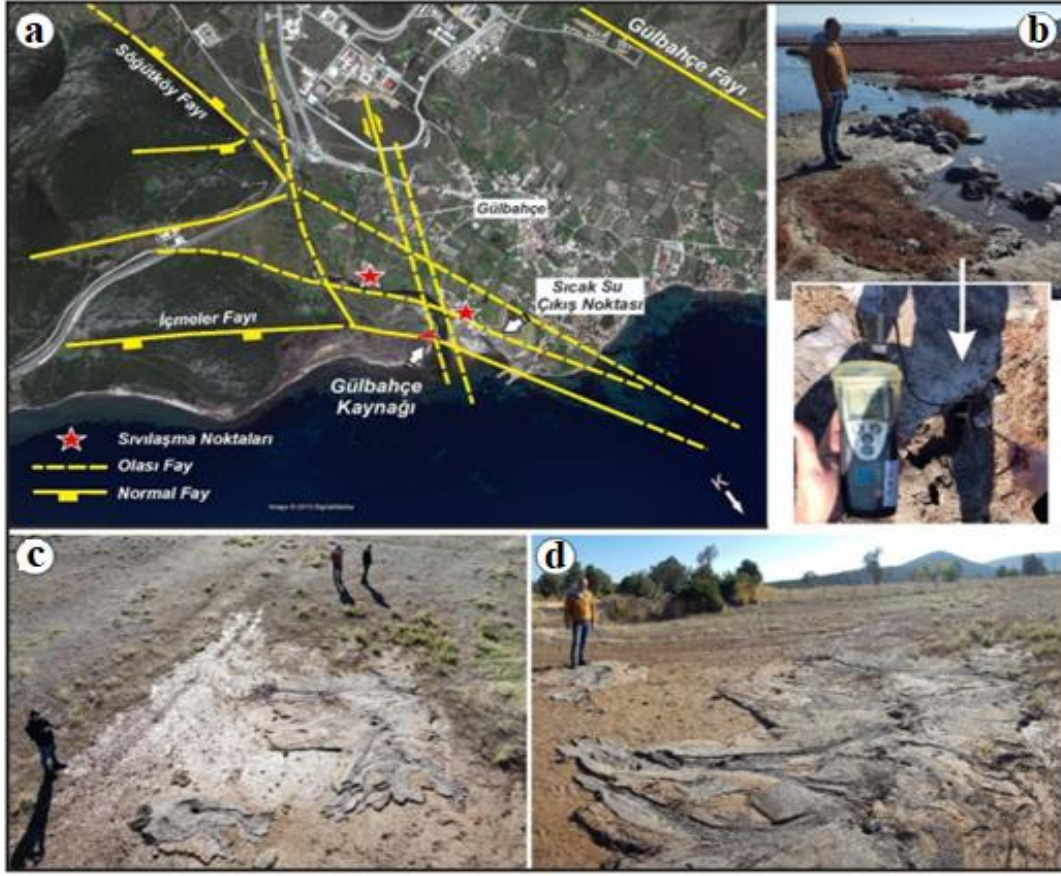
Özellikle Samos'un batısındaki Vathy Körfezi çevresindeki Psili Ammos sahasında deprem sonrasında, gaz çıkışı ve su düzeyinde dalgalanmalar gözlenmiştir. Bu durum jeotermal aktivitenin arttığını göstermektedir. Şekil 3.18'de verilen Gülbahçe ve Seferihisar jeotermal sahalarda da bazı incelemeler yapılmıştır (DAUM, 2020).



Şekil 3.18 Gülbahçe ve Seferihisar'daki jeotermal sahalar (Emre vd., 2013).

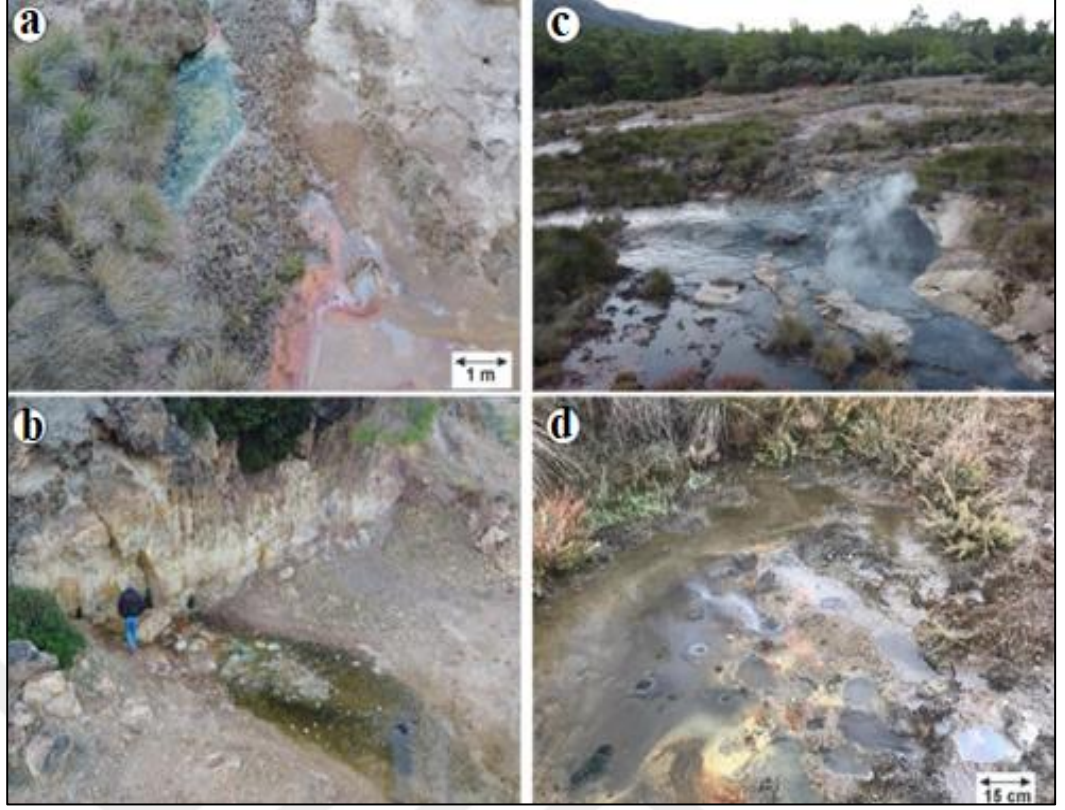
Gülbahçe Fay Kuşağı'nda bulunan fay hatlarının (Şekil 3.19a) kesişmesi ile termal kaynakların yüzeye çıktığı, daha önceki araştırmalar tarafından belirtilmiştir (Uzelli, 2013; Baba, 2011 ve 2013; Uzelli vd., 2017). Depremden sonra yapılan incelemelerde, jeotermal bölgenin güneybatısındaki kıyı şeridindeki tarım arazilerinde ve bahçelerde yüzey deformasyonları görülmüştür. Dahası, sahanın batısında yeni sıcak su çıkış bölgeleri gözlenmiştir (Şekil 3.19b). Bu bölgelerde su sıcaklığının 34-35°C şeklinde ölçüldüğü belirtilmiştir. İlaveeten, saha civarında çeşitli konumlarda sıvılaşma belirtileri gözlenmiştir (Şekil 3.19c ve Şekil 3.19d). Bölgede kıyı şeridi boyunca kum kaynamaları ve volkanları görülmüştür. Seferihisar'daki jeotermal sahada ise, depremden sonra herhangi bir değişim

gözlenmemiştir. Sahadaki termal kaynakların debisi ve sıcaklıkları normal seviyelerde kalmıştır.



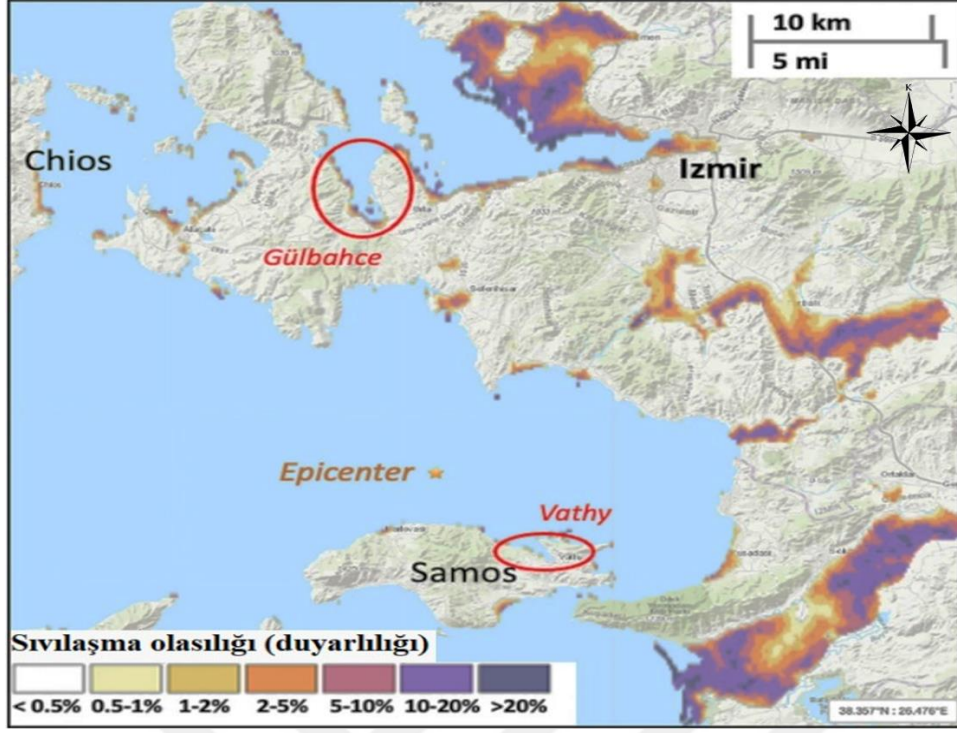
Şekil 3.19 (a) Gülbahçe bölgesindeki faylanma (Uzelli vd., 2017). (b) Deprem sonrası oluşan yeni sıcak su çıkış noktaları. (c) ve (d) Sıvılaşmanın gerçekleştiği alanların görüntüsü (DAUM, 2020).

Bahsedilen yüzey belirtileri Cumalı ve Karakoç termal sahalarında da fark edilmiştir. Tuzla Fayı üstünde bulunan bu alanlarda, depremden sonra yeni sıcak su çıkış noktaları görülmüştür (Şekil 3.20(a), 3.20(b), 3.20(c)). Su çıkışının gerçekleştiği noktalarda sıcaklık 97°C olarak ölçülmüştür. Depremden önce bölgede görülmeyen bu su çıkışlarının depremden sonra geniş bir bölgeye yayıldığı belirtilmiş ve bunun yanı sıra bölgede yoğun şekilde gaz ve çamur çıkışlarının olduğu da tespit edilmiştir.



Şekil 3.20 (a) Deprem sonrası Tuzla Fayı civarında gözlemlenen yeni sıcak su çıkış noktaları. (b) Fay boyunca yüzeye varan sıcak su çıkışı. (c) Yoğun çamur ve gaz çıkışı. (d) Çeşitli noktalardaki su çıkışları (DAUM, 2020).

Deprem sonrasında; kum kaynamaları ve fişkırmaları, aşırı oturma ve yanal yayılma formundaki deprem kaynaklı zemin sıvılaşması belirtilerinin varlığı veya yokluğuna ilişkin gözlemler yapılmıştır. Deprem sonrasında yayınlanan Şekil 3.21'deki USGS duyarlılık haritasında da görüldüğü üzere, sıvılaşma duyarlılığı görece olarak yüksek şeklinde belirtilen birçok bölgede zemin sıvılaşmasına ait belirtiler gözlemlenmemiştir (Ziotopoulou et al., 2022). Ancak USGS'nin sıvılaşmaya duyarlı olarak tanımladığı İçmeler ve Gülbahçe ilçelerinin kıyı hattında, merkez üssünden 45-50 km uzakta kum kaynamaları gözlemlenmiştir (Şekil 3.21). Sıvılaşmanın gözlemlendiği sahalar Gülbahçe Fayı hattına yakın olmakla beraber bölgede bulunan sıcak su kaynaklarının ve artezyen basınçlarının gözlenen kum kaynaması oluşumuna katkıda bulunduğu düşünülmektedir. Sıvılaşmanın gözlemlendiği alanlardan elde edilen zemin analizlerinde ise zeminin sıvılaşmaya yatkın üniform zemin olduğu belirlenmiştir (Ziotopoulou et al., 2022).



Şekil 3.21 Samos Depremi sonrasında yayınlanan, merkezüssünü çevreleyen bölgede sivilaşma olasılığını gösteren USGS sivilaşma duyarlılık haritası. Kırmızı elipsler, sivilaşma belirtilerinin gözlemlendiği yerleri belirtmektedir (Ziotopoulou et al., 2022).



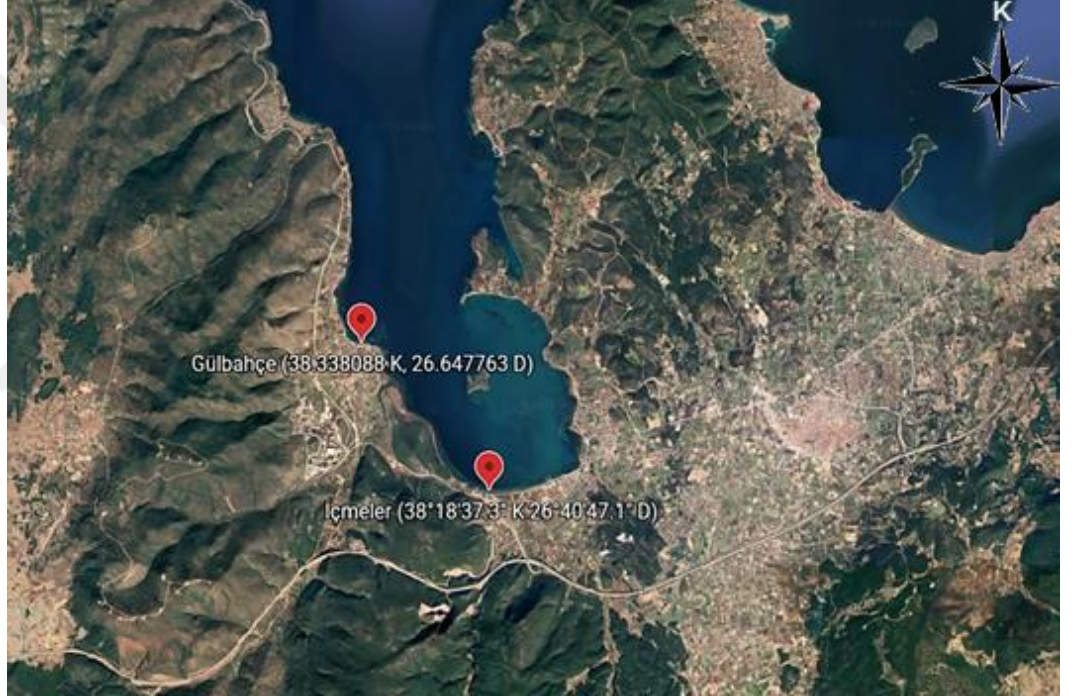
Şekil 3.22 İçmeler ve Gülbahçe ilçesi kıyılarında deprem kaynaklı zemin sivilaşmasının kum kaynaması şeklinde oluşan yüzey belirtileri (a) $38^{\circ}20'18.4''K$, $26^{\circ}38'51.0''D$, (b) $38^{\circ}18'37.3''K$, $26^{\circ}40'47.1''D$ ve (c-d) $38.338088^{\circ}K$, $26.647763^{\circ}D$ (Ziotopoulou et al., 2022).

Tez çalışması kapsamında kum kaynaması şeklinde sivilaşma belirtileri (Bkz. Şekil 3.22) gösteren İçmeler ve Gülbahçe sahalarından alınan sondaj örneklerine sivilaşma ve modül azalım deneyleri uygulanarak, sivilaşma dirençleri ile ilgili bilgi edinilmiştir.

4. KULLANILAN MALZEMELERİN ÖZELLİKLERİ ve DENEY METODU

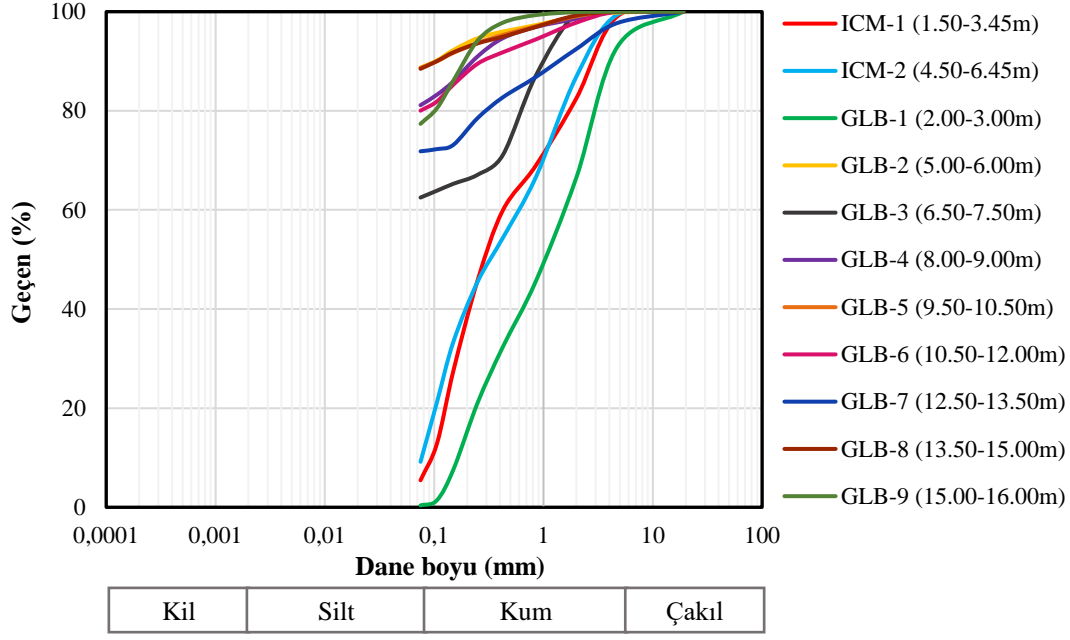
4.1 Araziden Elde Edilen Örneklerin Özellikleri

30 Ekim 2020 tarihinde gerçekleşen Samos Depremi (M_w 7.0, USGS) neticesinde İçmeler ve Gülbahçe kıyılarında kum kaynamaları gözlemlendiğinden, Samos Depremi'nin etkisini incelemek amacıyla ilgili sahadan örselenmiş ve örselenmemiş örnekler elde edilmiştir. Örneklerin elde edildiği sondaj kuyularının koordinatları ve çalışma sahası Şekil 4.1'de verilmiştir.

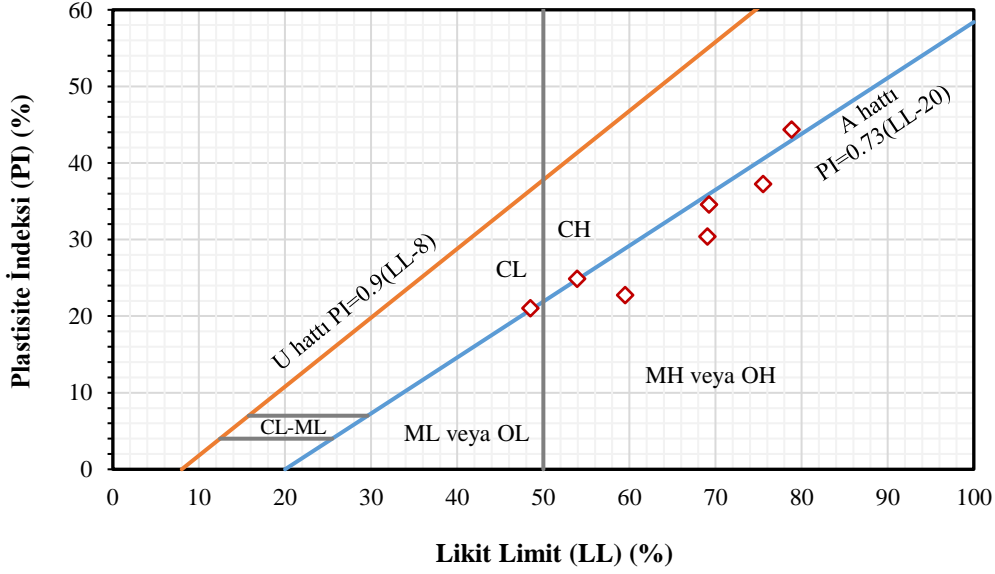


Şekil 4.1 Gülbahçe ve İçmeler'den alınan sondajların koordinatları.

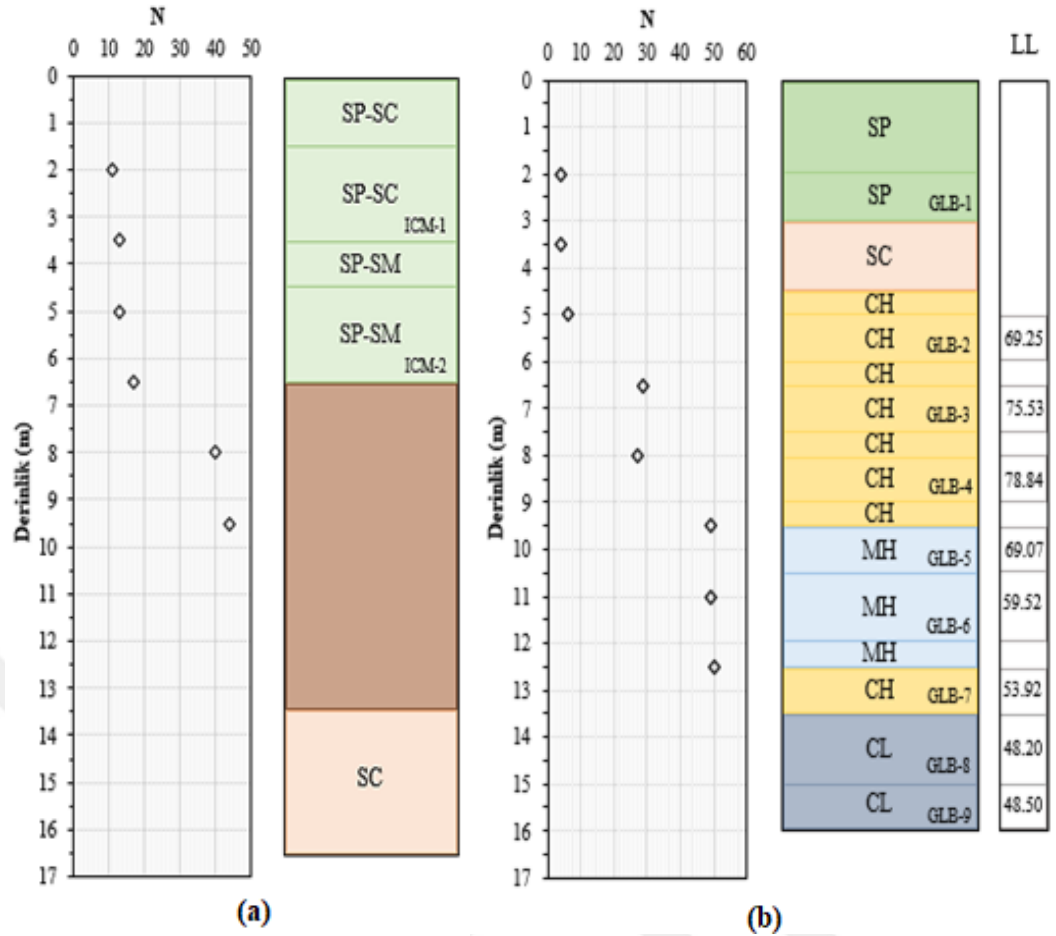
Genel olarak, İçmelerde yer alan sondajlardan elde edilen örneklerin kum ağırlıklı olduğu, Gülbahçeden elde edilen örneklerin ise yoğunluklu olarak ince daneli olduğu gözlemlenmiştir. Çalışmada kullanılan örneklerin gradasyon eğrileri ve plastisite kartı sınıflandırmaları Şekil 4.2 ve 4.3'te verilmiştir. Sondaj logu kayıtları ve laboratuvar deneyleriyle fiziksel özellikleri elde edilen İçmeler'e ve Gülbahçe'ye ait zemin profilleri Şekil 4.4 (a) ve (b)'de gösterilmiştir.



Şekil 4.2 İcmeler ve Gülbahçe'den alınan ve dinamik üç eksenli deneye tabi tutulan örneklerin dane boyu dağılım eğrileri.



Şekil 4.3 Deprem sonrası kum kaynaması görülen Gülbahçe'den alınan örneklerinin (kırmızı noktalar) Casagrande plastisite kartındaki sınıflandırması.



Şekil 4.4 (a) İcmeler'den alınmış sondaj logu kaydı, zemin profili ve sıvılaştırma deneyleri için kullanılan örneklerin (ICM-1 ve ICM-2) hangi derinlikten alındığı gösterilmiştir. (b) Gülbahçe'den alınmış sondaj logu kaydı, zemin profili ve modül azalım deneyleri için kullanılan örneklerin (GLB-1 – GLB-9) hangi derinlikten alındığı gösterilmektedir.

Çizelge 4.1 ve 4.2'de İcmeler ve Gülbahçe'den alınan örselenmiş ve örselenmemiş örneklere uygulanan büyük (sıvılaştırma) ve küçük deformasyon (modül azalım) deneylerinin koşulları özet halinde verilmiştir.

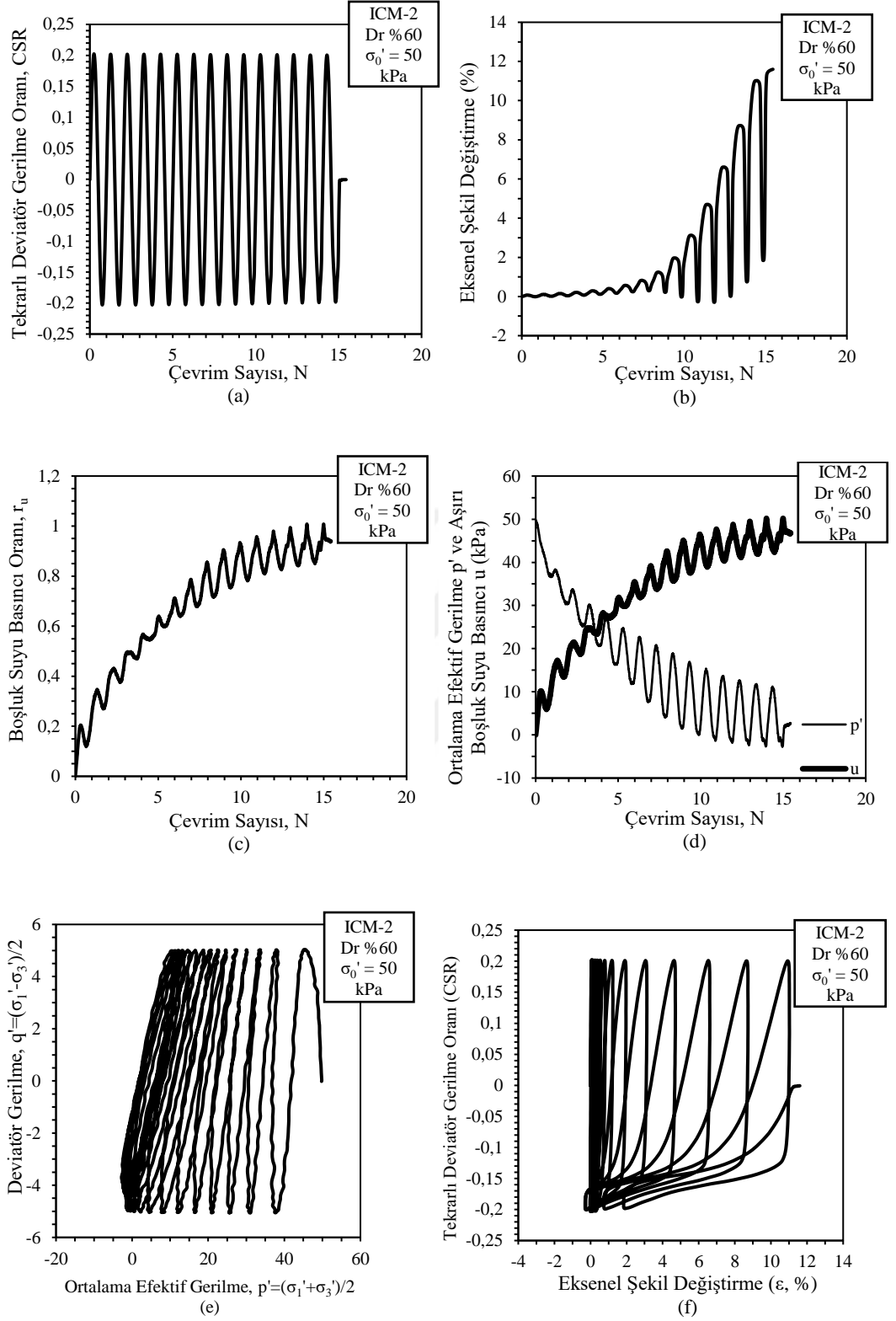
Çizelge 4.1 Sıvılaştırma deneyi koşulları.

| Test No | Örnek Adı | İnce Yüzdesi (%) | PI (%) | Rölatif Sıklık (%) | Doygunluk Derecesi, (B) | Konsolidasyon Basıncı, σ'_c (kPa) | Tekrarlı Kayma Gerilmesi Oranı, CSR | Çevrim Sayısı, $N_{\epsilon(5)}$ |
|---------|-----------|------------------|--------|--------------------|-------------------------|--|-------------------------------------|----------------------------------|
| 1 | ICM-1 | 5.45 | 10.84 | 60 | 0.96 | 50 | 0.2467 | 174.05 |
| 2 | | 5.45 | | 60 | 1 | 50 | 0.2634 | 33.09 |
| 3 | | 5.45 | | 60 | 1 | 50 | 0.2759 | 10.12 |
| 4 | | 5.45 | | 60 | 1 | 50 | 0.3164 | 6.07 |
| 5 | ICM-2 | 9.17 | 3.78 | 60 | 1 | 50 | 0.1010 | 163.05 |
| 6 | | 9.17 | | 60 | 1 | 50 | 0.1088 | 39.62 |
| 7 | | 9.17 | | 60 | 1 | 50 | 0.2024 | 15.19 |
| 8 | | 9.17 | | 60 | 1 | 50 | 0.2639 | 8.21 |
| 9 | | 9.17 | | 60 | 1 | 50 | 0.2656 | 8.13 |
| 10 | | 9.17 | | 60 | 1 | 50 | 0.3452 | 5.07 |

Çizelge 4.2 Modül azalım deneyi koşulları.

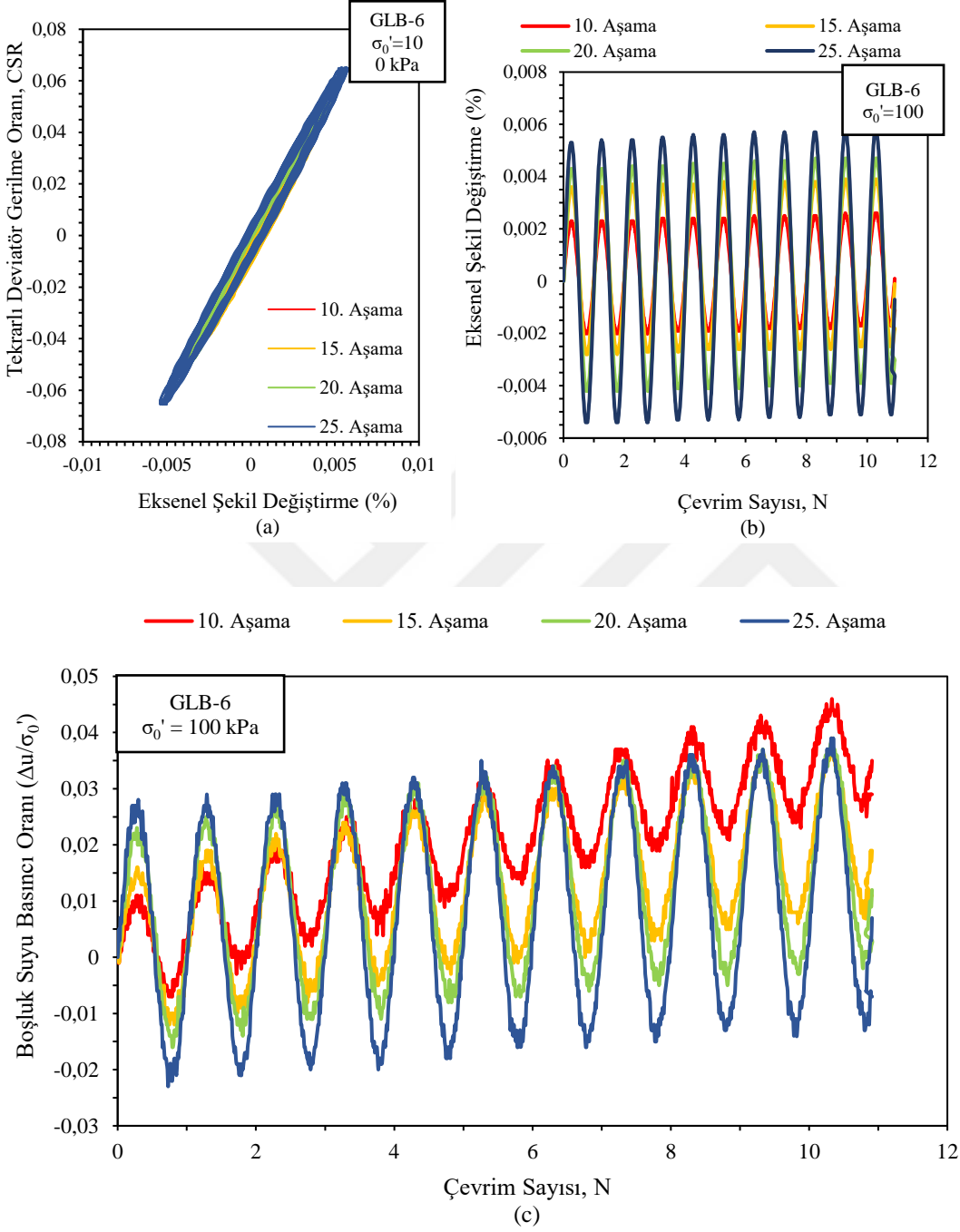
| Test No | Örnek Adı | İnce Yüzdesi (%) | Likit Limit (%) | Doygunluk Derecesi (B) | Konsolidasyon Basıncı σ'_c (kPa) | G_{max} (5. çevrim) |
|---------|-----------|------------------|-----------------|------------------------|---|-----------------------|
| 1 | GLB-1 | 0.37 | - | 0.9 | 50 | 40.68 |
| 2 | GLB-2 | 88.72 | 69.25 | 0.88 | 50 | 71.31 |
| 3 | GLB-3 | 62.50 | 75.53 | 0.71 | 50 | 58.38 |
| 4 | GLB-4 | 81.13 | 78.84 | 0.52 | 50 | 59.79 |
| 5 | GLB-5 | 88.64 | 69.07 | 0.78 | 50 | 48.61 |
| 6 | GLB-6 | 80.03 | 59.52 | 0.83 | 100 | 81.65 |
| 7 | GLB-7 | 71.83 | 53.92 | 0.88 | 100 | 78.02 |
| 8 | GLB-8 | 88.47 | 48.20 | 0.75 | 100 | 82.94 |
| 9 | GLB-9 | 77.37 | 48.50 | 0.32 | 100 | 104.82 |

Sıvılaştırma deneyleri sırasında elde edilen tipik sonuçlar Şekil 4.5'te verilmiştir.



Şekil 4.5 İçmeler (4.50-6.45m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan PI=3.78 SP-SC örneğin 70 N genlikli dinamik yüklemeli sıvılaşma deneylerinden elde edilen (a) tekrarlı deviyatör gerilme oranı ve çevrim sayısı grafiği, (b) eksenel şekil değişirme ve çevrim sayısı grafiği, (c) boşluk suyu basıncı ve çevrim sayısı grafiği, (d) ortalama efektif gerilme, aşırı boşluk suyu basıncı ve çevrim sayısı grafiği, (e) deviyatör gerilme ve ortalama efektif gerilme grafiği, (f) tekrarlı deviyatör gerilme ve eksenel şekil değişirme grafiği.

Artan gerilme genlikleri altında gerçekleştirilen modül azalım deneylerinden edinilen tipik sonuçlar ise Şekil 4.6'da gösterilmiştir.

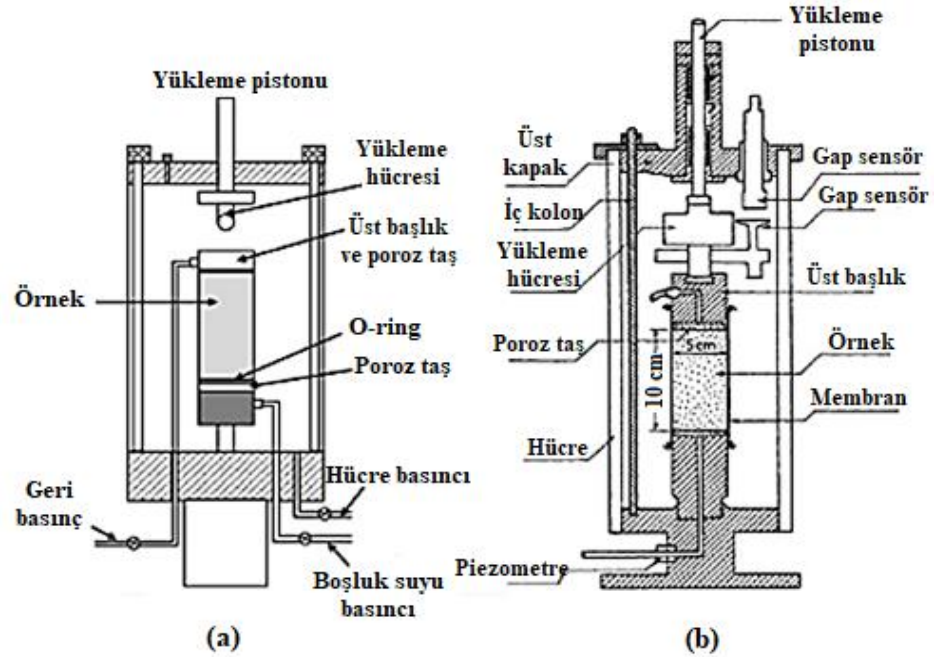


Şekil 4.6 GLB-6 (10.5-12.0 m) derinliğinden alınan örselenmemiş örneğin modül azalım deneyi sonucu (a) tekrarlı deviyatör gerilme oranı ve eksenel şekil değişirme grafiği, (b) çevrim sayısı ve eksenel şekil değişirme grafiği, (c) çevrim sayısı ve boşluk suyu basıncı oranı grafiği.

4.2 Deneysel Çalışmada Kullanılan Dinamik Üç Eksenli Cihazının Özellikleri

Deneylerde kullanılan dinamik üç eksenli test cihazı; zeminlerin dinamik özelliklerini belirlemek amacıyla yaygın olarak kullanılmaktadır. Dinamik bir çevrimsel üç eksenli deney, temel olarak, yalnızca kesme aşamasında ve zemin davranışının analizi sırasında ortaya çıkan önemli farklılıklarla birlikte, geleneksel statik üç eksenli deneyler yapılırken kullanılan işlemlerin aynısını gerektirmektedir.

İngiltere’de geliştirilen üç eksenli cihaz tipinde, pistonu ve üst başlığı destekleyen çubuklar veya sütunlar, hücrenin dışına yerleştirilmektedir. Bu geleneksel tipte başlık örneğin üzerine yerleştirildikten sonra hücre, üst başlık ve sütunlar bir araya getirilerek sabitlenmektedir. Bu aşamada, örnek başlığı herhangi bir destek olmaksızın hücre içinde stabil olarak durmaktadır. Sonrasında yükleme pistonu, örnek başlığının üstüne temas edecek şekilde indirilmektedir. Japonya tipi dinamik üç eksenli deney cihazında ise, hücre başlığı sütunlar tarafından desteklenerek örnek üzerine yerleştirilmektedir. Şekil 4.7’de (a) İngiltere ve (b) Japonya tipi üç eksenli cihazların hücre kesitleri verilmiştir.



Şekil 4.7 (a) İngiltere tipi üç eksenli cihaz hücresi, (b) Japonya tipi üç eksenli cihaz hücresi (Ishihara, 1996).

İlk olarak 1950'li yıllarda kullanılmaya başlanan dinamik üç eksenli deney cihazında yükleme genellikle dikdörtgen şeklinde gerçekleştirilmiş ancak daha sonra sinüs dalgası şeklinde yükleme yapabilen cihaz geliştirilmiştir (Chan and Mulilis, 1976).

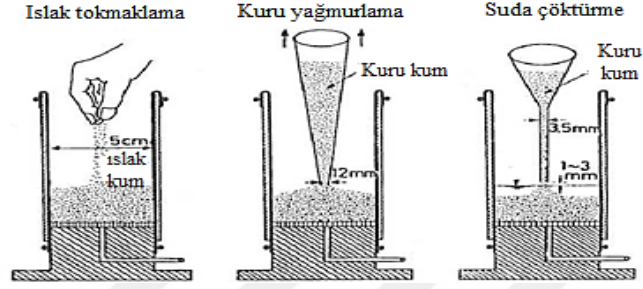
Tez çalışması kapsamında deneyler servo kontrollü pnömatik üç eksenli deney sisteminde (Seiken DTC-S367) gerçekleştirilmiş ve dinamik yüklemeler gerilme kontrollü, statik yüklemeler ise deformasyon kontrollü olarak yapılmıştır. Dinamik üç eksenli sistem, 0.001 ile 10 Hz arasında sinüzoidal bir yükleme frekansı sağlamaktadır. Deformasyon değerlerini ölçmek için iki farklı tip deplasman ölçer kullanılmaktadır. Düşük birim deformasyonları ölçmek için ($\epsilon=10^{-6}$) hücrenin içerisindeki yükleme başlığına bağlı boşluk sensörü kullanılmaktadır. Büyük eksenel deformasyonları ölçmek için ise, hücrenin dışına yerleştirilmiş deplasman ölçer kullanılmaktadır. Deneysel çalışmada kullanılan test sistemi Şekil 4.8'de sunulmuştur.



Şekil 4.8 Dinamik üç eksenli test cihazı.

4.3 Deney Metodu

Şekil 4.9’da temiz kumlar için önerilen bazı örnek hazırlama metotları şematik olarak gösterilmiştir. Bu tez kapsamında İçmeler’den alınan örnekler, daha kolay doygunluğa ulaşabilmesi amacıyla kuru yağmurlama yöntemi ile yerleştirilmiştir.



Şekil 4.9 Temiz kumlar için örnek hazırlama yöntemleri (Jefferies and Been, 2006).

Deneye başlamadan önce dinamik üç eksenli deney cihazının havası alınmış su (de-aired water) tankının içerisinde yeterli miktarda su bulunup bulunmadığı kontrol edilir. Büretteki su seviyesinin yeterli miktarda yani hazırlanacak örneğin ortasına hizalanacak miktarda olmasına dikkat edilir. Su fazla ise boşaltılır az ise de-aired su tankından su eklenir ve örnek yerleştirme aşamasına geçilir. Alt başlığa poroz taş ve filtre kâğıdı yerleştirildikten sonra, 210x50x0.25 mm ebatlarındaki lastik membran, alt başlığa geçirilir. Bu aşamada, hücre içerisindeki suyun örneğin içerisine girmesini engellemek için eski membranlar kullanılarak Şekil 4.10’da görüldüğü üzere alt başlığın sızdırmazlığını artırılmıştır.



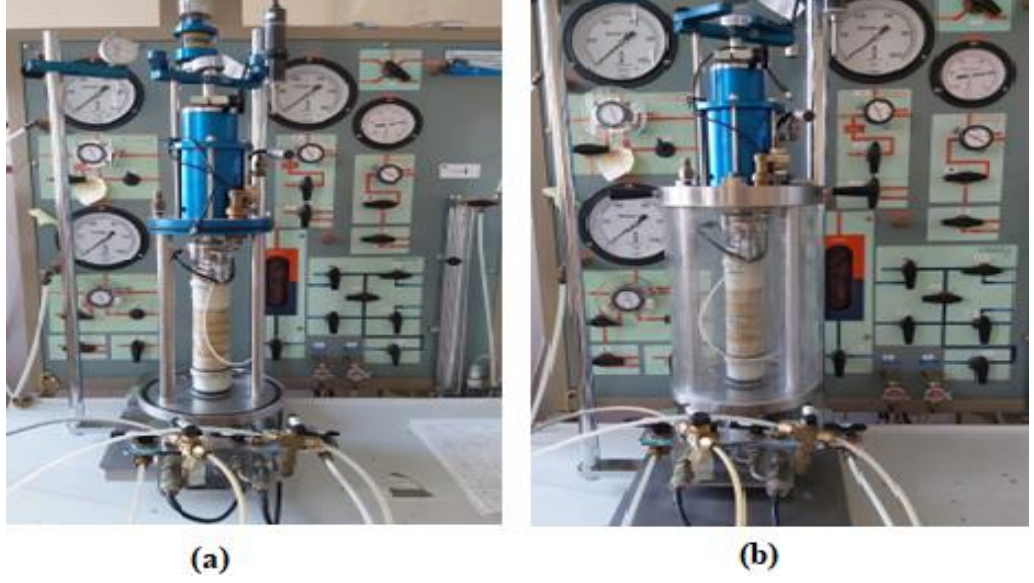
Şekil 4.10 Eski membranlar ve O-halkalar kullanarak sızdırmazlığın artırılması.

Lastik membran alt başlığa yerleştirildikten sonra, ayrılabilir kalıp alt başlığa yerleştirilerek kelepçeler ile sabitlenir. Ayrılabilir kalıp içerisindeki membran gerildikten sonra kalıp içerisine vakum uygulanır. İstenilen boşluk oranına sahip örneği hazırlamak için gerekli miktardaki malzeme 4 eşit tabakada kuru yağmurlama ile yerleştirilip sıkıştırılmıştır. Bunun için membrana 2.5 cm aralığında 4 çizgi çizilerek 4 eşit bölüm oluşturulmuş ve her tabakaya eşit miktarda malzeme yerleştirilerek örneklerin mümkün olduğunca homojen olması sağlanmıştır. Şekil 4.11’de görüldüğü üzere bu belirlenen miktardaki malzeme, membran içerisine yerleştirildikten sonra üzerine önce filtre kâğıdı sonra da üst başlık ile birlikte poroz taşı yerleştirilir.



Şekil 4.11 Örneğin yerleştirilmesi.

Drenaj borusu üst başlığa takılır. Kum örneklerde, ayrılabilir kalıp çıkarılmadan önce örneklerin kendisini tutabilmesi için yaklaşık 20 kPa vakum uygulanır. Ancak kil içeriği yüksek örselenmemiş Gülbahçe örnekleri kendilerini tutabildiği için vakum uygulanmamıştır. İçmeler’den alınan iri daneli örneklerin içerisine vakum uygulandıktan sonra Şekil 4.12’de görüldüğü üzere kalıp çıkartılır ve akrilik silindirik hücre yerleştirilir. Düşey yer değiştirme transdüseri, gap sensör ve yükleme başlığı kabloları bağlanarak gerekli kalibrasyonlar yapılır ve veri kaybını önlemek için veri kaydı alınmaya başlanır.



Şekil 4.12 (a) Üst başlık yerleştirilip membranlar başlığa takıldıktan sonra kalıp çıkartılır, (b) Kalıp çıkartıldıktan sonra akrilik hücre yerleştirilir.

Hücrenin orta seviyesine kadar çevresel basınç tankından su alındıktan sonra, çevre basıncı değeri sıfırlanır ve hücre üst başlığa kadar su ile doldurulur. Örnek içerisindeki vakum yavaşça azaltılırken, çevre basıncı artırılarak örneğe Şekil 4.13'teki gibi 20 kPa değerinde çevre basıncı uygulanır. Zemin örneğini doyurmadan önce yaklaşık 1 ila 2 saat boyunca örneğin içinden CO₂ geçirilir. Bu aşama örneğin doymasını kolaylaştıran bir aşamadır. Ancak İçmeler'den alınan kum zemin örneklerinin aksine ince daneli Gülbahçe zeminlerinde CO₂ örneğin içerisinden geçemediğinden; direkt su geçirme aşamasına geçilir. Havası alınmış su, kum örneğin tüm hava boşlukları doyup, örnekten 100-150 ml'lik çıkış oluncaya kadar geçirilmeye devam eder. Kullanılan örnek Gülbahçe'den alınan kil örnek ise su, örnekten 12 saat süresince geçirilerek örneğin hava boşluklarının mümkün olduğunca su ile dolması sağlanır. Su geçirilen örneğe izotropik koşullarda 20 kPa'lık artışlar ile geri basınç uygulanır. Her geri basınç artışında bütreden bir miktar su basınç ile örnek içerisine ilerler; örnek içerisine giren su miktarı oldukça azaldığında örnek üzerinde B kontrolü yapılır. Örnekler, B değeri 0.95 değerine eşit olduğunda ya da daha büyük bir değere sahip olduğunda suya doymun olarak kabul edilmektedir. Doymun haldeki İçmeler kum örnekleri ve Gülbahçe kil örnekleri izotropik koşullarda konsolidasyona bırakılır. Büretteki su miktarı ve boşluk suyu basıncı kontrol edilerek konsolidasyon sürecinin bitimi belirlenir. Konsolidasyon sürecinin tamamlanmasıyla örnek yükleme aşamasında hazır hale gelmiş olur.

İçmeler'den elde edilen örneklerin büyük deformasyon seviyelerindeki, Gülbahçe'den elde edilen örselenmemiş örneklerin ise düşük deformasyon seviyelerindeki dinamik davranışlarını elde etmek amacıyla yükleme aşaması iki farklı şekilde gerçekleştirilmiştir.



Şekil 4.13 Örneğe çevre basıncı verilmesi.

İçmelerden elde edilen örnekler 50 kPa efektif konsolidasyon basıncı altında konsolide edilmiştir. Gülbahçe'den elde edilen örneklerde, ilk 10 metreden çıkarılan örselenmemiş numuneler 50 kPa efektif konsolidasyon basıncı ile konsolide edilirken, 10 metrenin altındaki derinliklerden çıkarılan numuneler 100 kPa efektif basınç ile konsolide edilmiştir. Konsolidasyon aşaması tamamlandıktan sonra, JGS 0541-2000 standartlarına uygun olarak sıvılaştırma ve modül azalım deneyleri tamamlanmıştır.

Konsolidasyon aşamasından sonra İçmeler'den alınan örneklere gerilme kontrollü drenajsız çevrimsel yükleme uygulanır. Yükleme dizisi, örnek %5'lik bir çift genlikli eksenel deformasyon (ϵ_{DA}) geliştirene kadar 0.1 Hz'lik bir frekansta belirli bir çevrimsel gerilim seviyesine ulaşmak için gereken sayıda döngü uygular. Çevrimsel yükleme sırasında, numuneye uygulanan aşırı boşluk suyu basıncı (u), çevrimsel eksenel deformasyon (ϵ_{SA}) ve çevrimsel deviator gerilme oranı için

sürekli kayıtlar elde edilir. JGS 0541-2000 standartlarını takiben sınıvlaşmayı ifade etmek için iki kriter göz önünde bulundurulmaktadır. Çevrimsel aksenal yükün genliği nispeten büyükse, sınıvlaşmanın gerçekleşmesi için gereken döngü sayısı, efektif çevresel gerilmenin %95'ine eşit maksimum aşırı boşluk suyu basıncı değerine ulaşmak için gereken çevrim sayısı olarak kabul edilir. Aksi halde, örnekteki çift genlikteki aksenal deformasyon %5'e ulaştığı aşamadaki döngü sayısı olarak kabul edilmektedir. Bu çalışmadaki sınıvlaşma deneyleri (büyük deformasyon deneyleri) kapsamında yüklemeler, boşluk suyu basıncı, toplam gerilme değerine ulaşana kadar devam ettirilmiştir.

Gülbahçe'den alınan örselenmemiş örneklerin yükleme aşaması ise aşamalı olarak gerçekleştirilmiştir. Dinamik yükün genliği $\pm 1N$ 'dan başlayarak aşamalı olarak arttırılmıştır. Her bir aşamanın çevrim sayısı 11 olacak şekilde ayarlanmış ve çevrim sonunda vanalar açılarak örnek konsolide edilmiş ve bir sonraki arttırılmış dinamik genlikli yüklemeye önce vanalar tekrar kapatılarak her aşamada drenajsız çevrimsel yükleme sağlanmıştır. Dinamik yükün genliğindeki artış, boşluk suyu basıncı toplam çevre gerilmesi değerine ulaşana kadar, 11 çevrimlik aşamalı yüklemeler ile devam ettirilmiştir.

Modül azalım deneyleri sonucunda, eşdeğer Young Modülü (E_{eq}) ve sönüm oranı değerleri elde edilmektedir. Suya doymun zeminler için poisson oranının (μ) 0.5 olduğu kabulü ile kayma modülü (G), Denklem 4.1'den hesaplanmıştır. Bu değer, deneylerin her aşamasının 5. ve 10. çevrimi için hesaplanmıştır. Aksenal birim deformasyon (ε) ve birim kayma deformasyonu (γ) arasındaki ilişki ise Denklem 4.2 ile belirlenmiştir (Ansal and Erken, 1989).

$$G = \frac{E_{eq}}{2(1 + \mu)} \quad (4.1)$$

$$\gamma = \varepsilon(1 + \mu) \quad (4.2)$$

5. DENEY SONUÇLARI ve TARTIŞMA

5.1 İçmeler Zeminlerinin Tekrarlı Yükler Altında Sıvılaşma Davranışlarının İncelenmesi

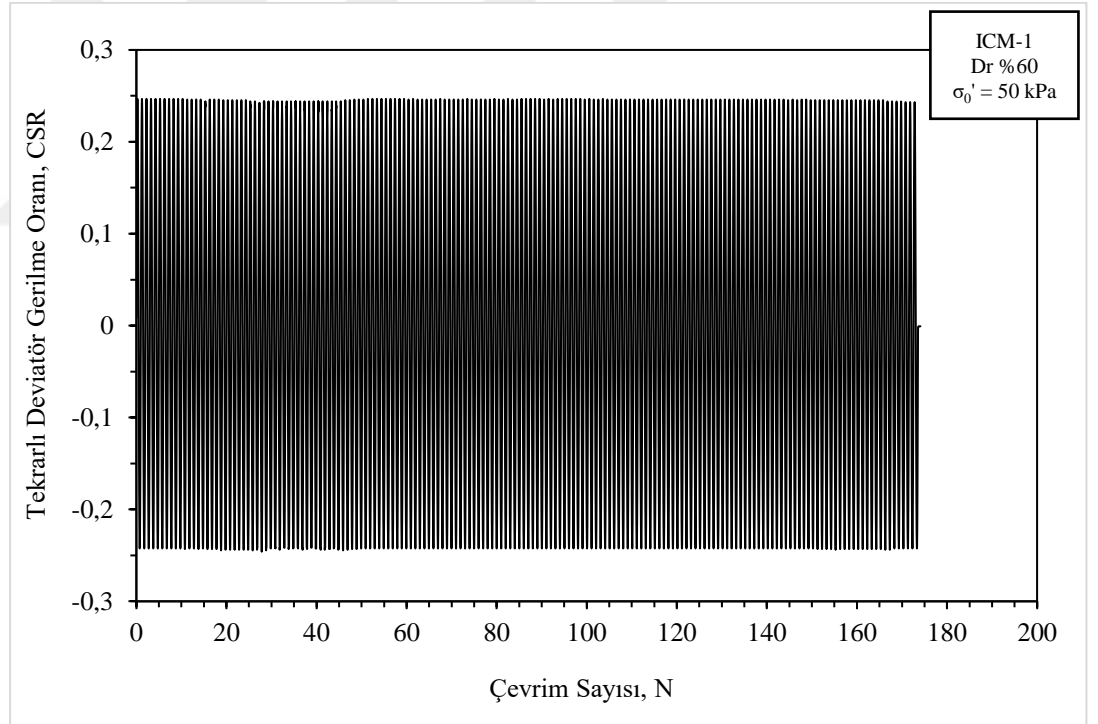
Tez çalışmasının bu bölümünde öncelikli olarak, zemin sınıfı sırasıyla SP-SC ve SP-SM olarak belirlenen ICM-1 ve ICM-2 rneklerinin tekrarlı yükler altındaki sıvılaşma davranışları incelenmiştir. Deprem veya sismik kuvvetler esnasında, zeminin iskeletinde meydana gelen plastik deformasyonlar sebebiyle oluşan boşluk suyu basıncı arttıa efektif gerilme azalmaktadır. Sismik etkiler sonrasında ise zeminin dinamik özelliklerinde değişimler meydana gelmektedir.

30 Ekim 2020 günü meydana gelen ve yaklaşık olarak $M_w=7.0$ (USGS, 2020) büyüklüğündeki Samos Depremi'nin İçmeler zeminlerinin dinamik özellikleri üzerindeki etkisini incelemek amacı ile bir dizi sıvılaşma deneyleri gerçekleştirilmiştir. Samos Depremi'nin etkilerinin incelenmesi adına düzenlenen deneysel çalışmanın bu kısmında öncelikle moment büyüklüğü $M_w=7.5$ olan bir depremi temsil eden eşdeğer çevrim sayısı, 20 çevrim olarak belirlenmiştir (Seed and Idriss, 1971). Bu referanstan yola çıkararak çevrim sayısı 20 değerinin altında ve üstünde çevrimler elde edilecek şekilde farklı dinamik yük genlikleri ile zemin tekrarlı olarak yüklenmiş ve böylece büyüklüğü $M_w=7.0$ olan Samos Depremi'nin Körfez zemininin dinamik davranışını nasıl etkilediği hakkında bilgi edinilmiştir.

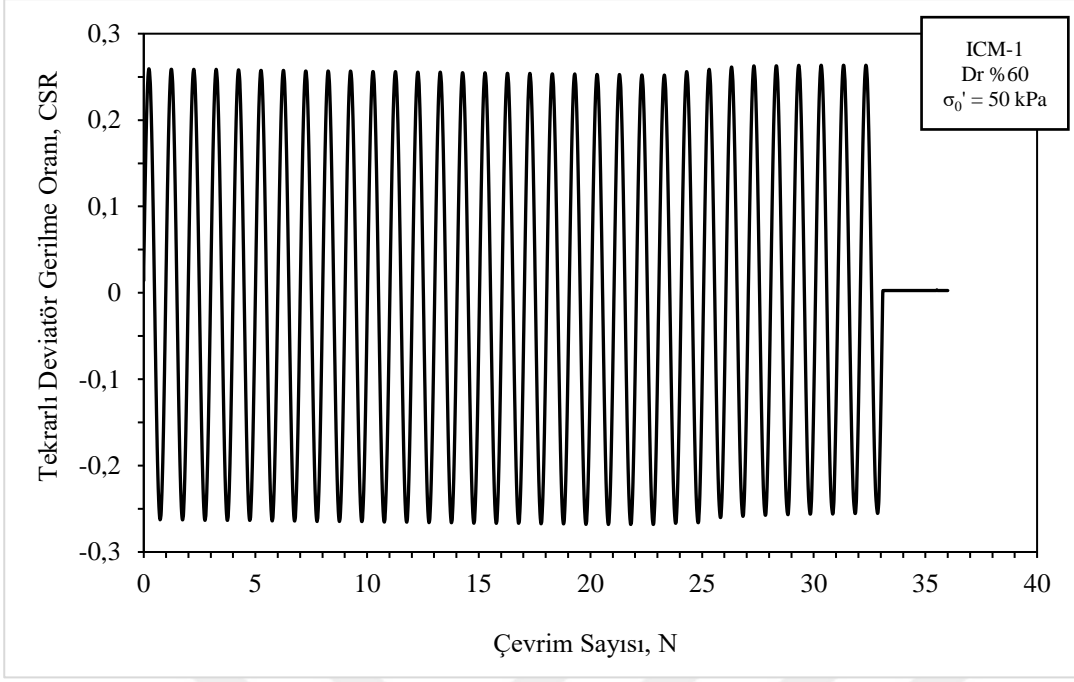
Gerçekleştirilen sıvılaşma deneylerinde, örneklerin tamamı zemin profilinden elde edilen bilgiler doğrultusunda %60 rölatif sıklık ile hazırlanmış olup, efektif evre basıncı zemin örneklerinin alındığı derinlik göz önüne alınarak 50 kPa olarak seçilmiştir. Yukarıda açıklanan ve Samos Depremi'nin İçmeler zeminine etkisini açıklamak üzere öncelikle 7.5 büyüklüğündeki bir depremi yansıtan 20 çevrimin referans alındığı deneylerde bu çevrim sayısına ulaşmak amacı ile ICM-1 rnekleri için uygulanan dinamik yükün genliği sırasıyla 80, 90, 100 ve 120 N şeklinde alınmıştır. ICM-2 rnekleri için ise uygulanan yükün genliği her bir sıvılaşma deneyi için sırasıyla 40, 50, 70, 80, 90 ve 120 N olarak belirlenmiştir. şekil 5.1 ile şekil 5.4 arasında ICM-1 killi kum örneklerinin artan genlikli yüklemeleri sonrasında edinilen tekrarlı deviatör gerilme oranı (CSR) ile çevrim sayısı (N)

arasındaki bağlantı verilmiştir. Şekil 5.5 ve 5.10 arasında ise ICM-2 siltli kum örneklerin artan genliklerdeki sıvılaşma testleri sonucunda edinilen tekrarlı deviator gerilme ve çevrim sayısı grafikleri verilmiştir.

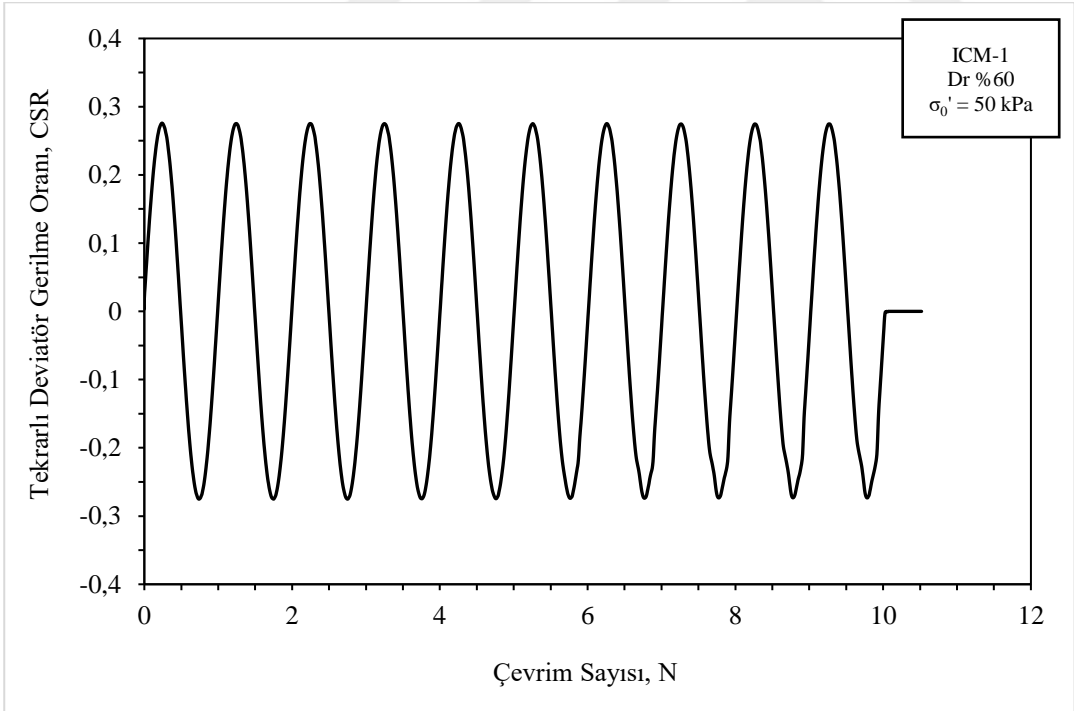
Dinamik üç eksenli testler sırasında zemin hem elastik hem de plastik deformasyona uğramaktadır. Plastik deformasyonun büyüklüğü ise zemin kütlesi içindeki gerilmelerin yeniden dağılımına yol açmaktadır. Bu ise tekrarlı deviator gerilmenin genliğinin azalmasına sebep olmakta ve bu etki döngü sayısı arttıkça daha belirgin hale geldiğinden zamanla tekrarlı deviator gerilme oranı azalmaktadır. Sonuçlar hem ICM-1 hem de ICM-2 örnekleri için değerlendirildiğinde artan dinamik yükleme genliği ile birlikte tekrarlı deviator gerilme oranı değerinin (CSR) arttığı ve sıvılaşmanın gerçekleştiği çevrim sayısının (N) azaldığı görülmektedir.



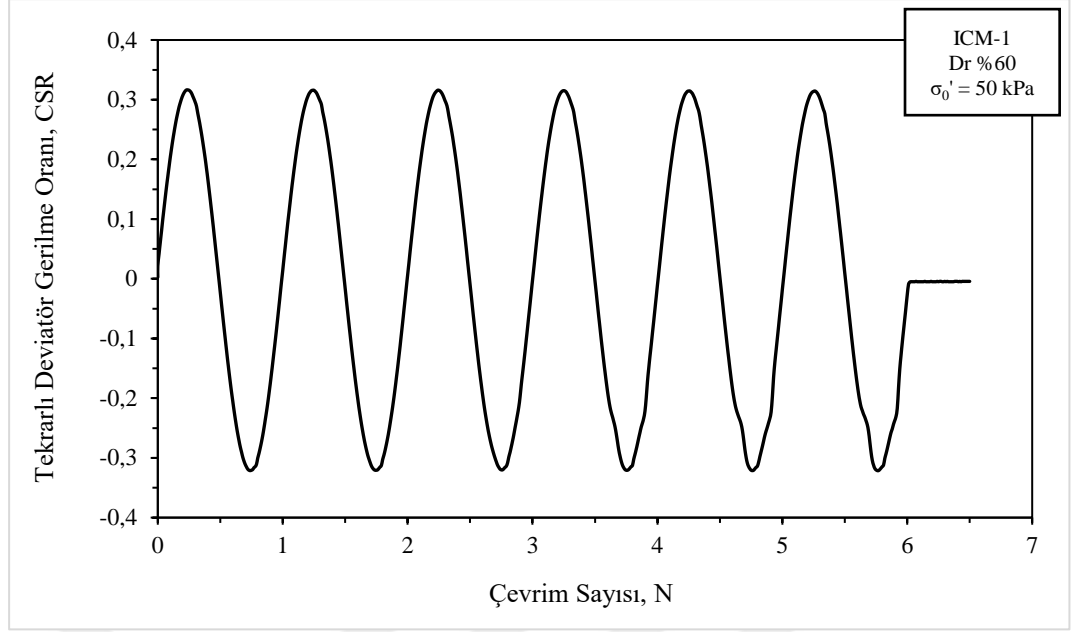
Şekil 5.1 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 80 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



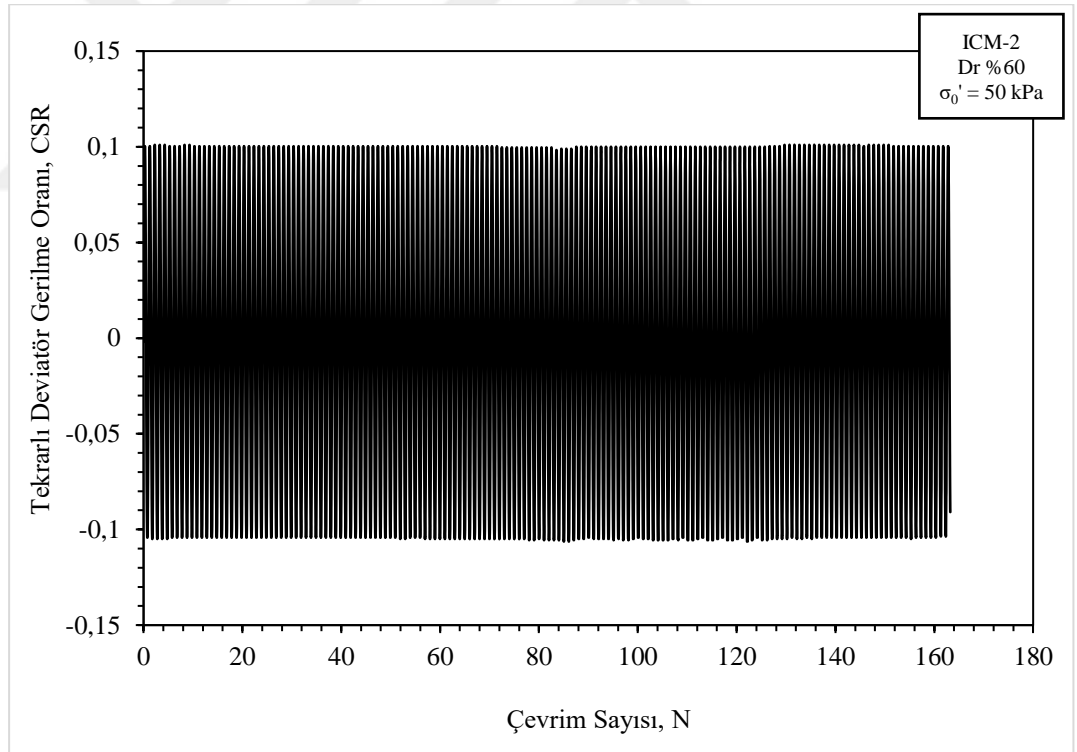
Şekil 5.2 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 90 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



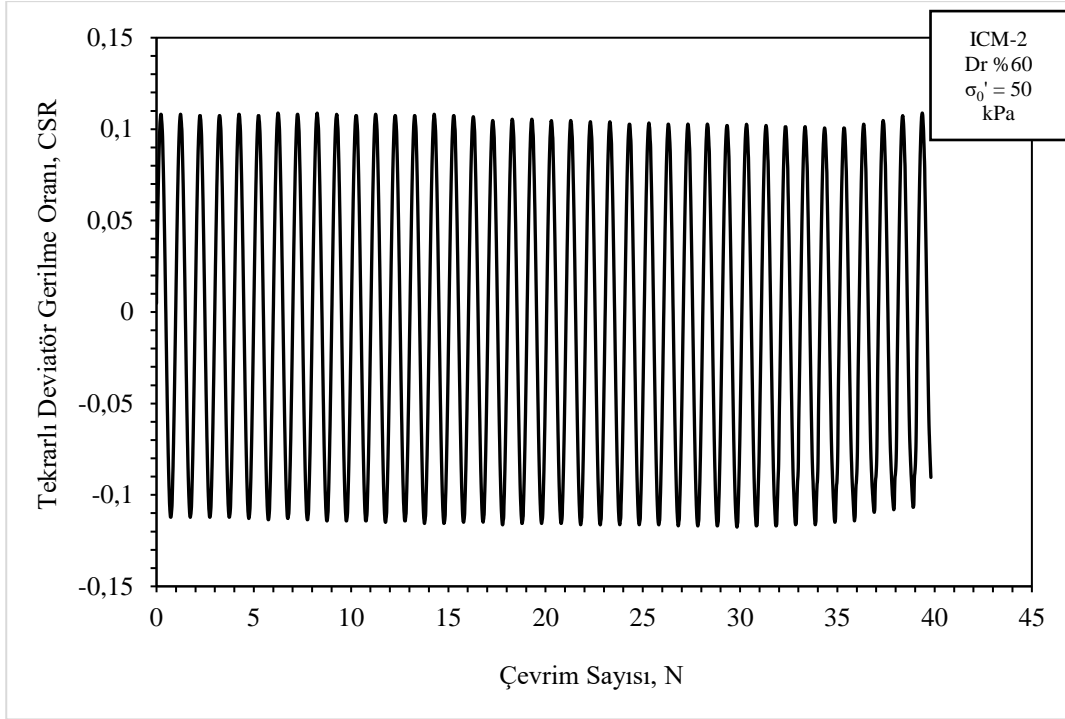
Şekil 5.3 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 100 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



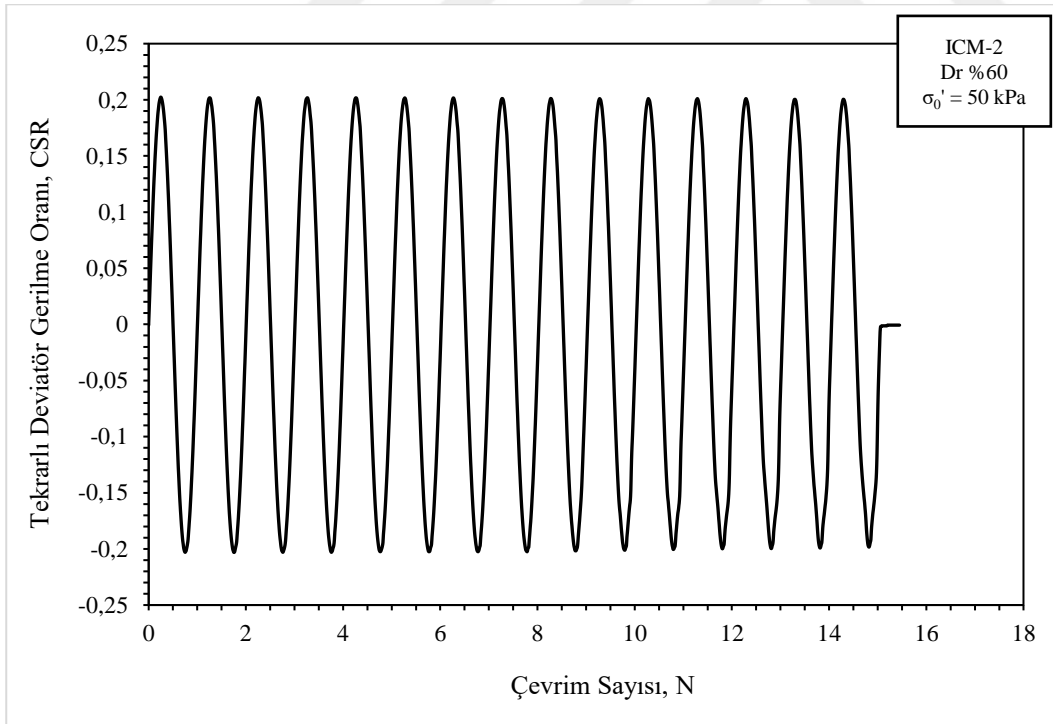
Şekil 5.4 (1.50-3.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SC örneğine uygulanan 120 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



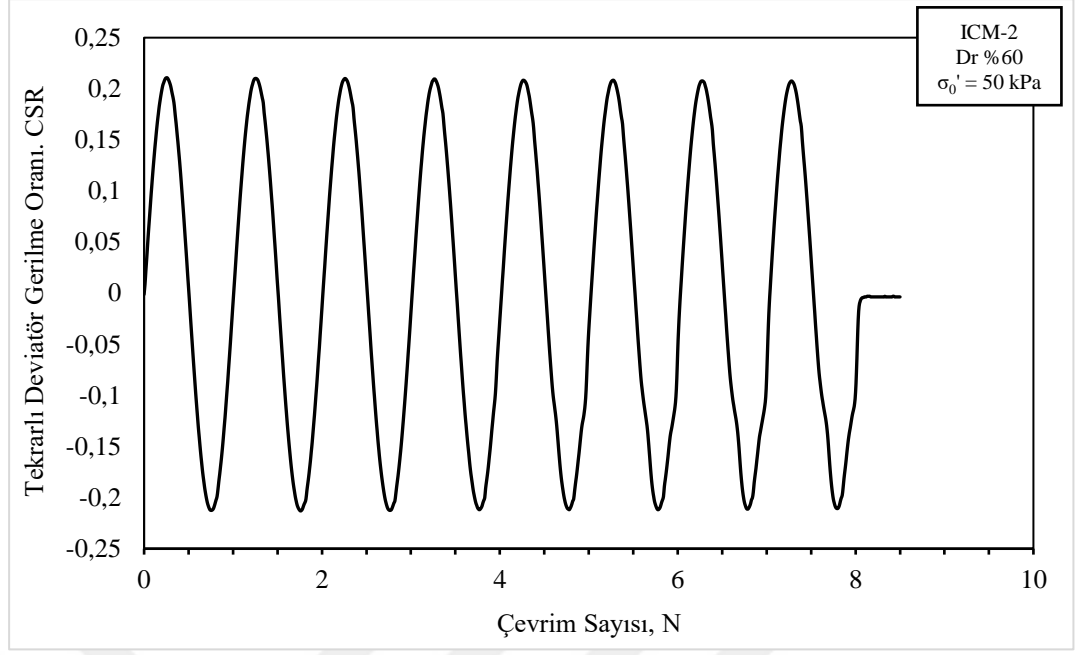
Şekil 5.5 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 40 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



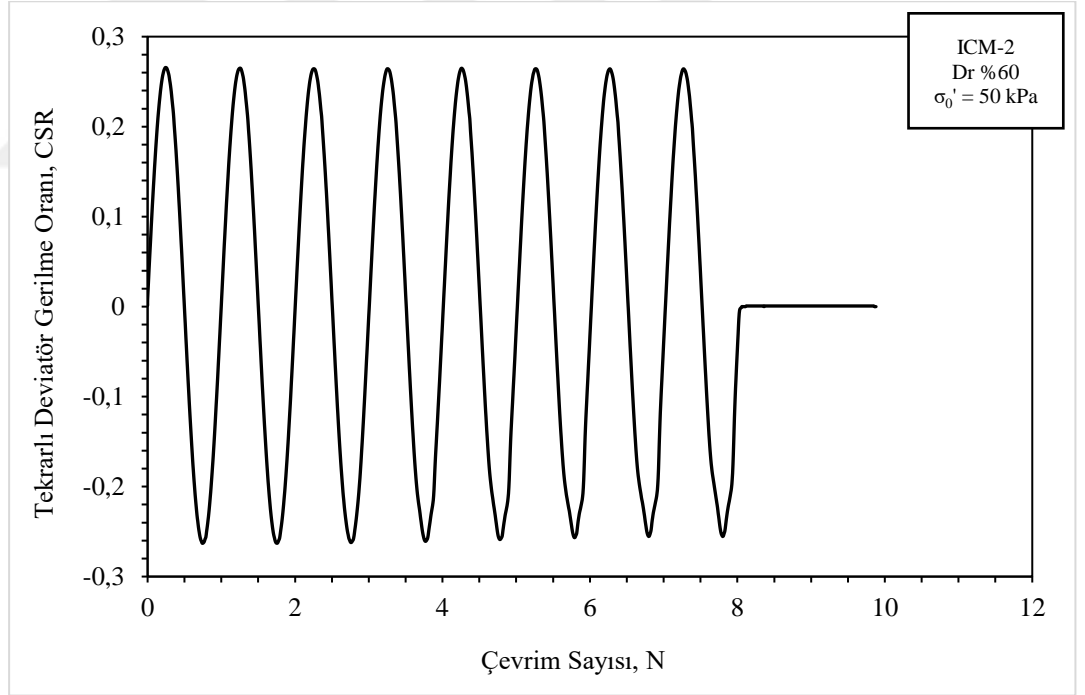
Şekil 5.6 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 50 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



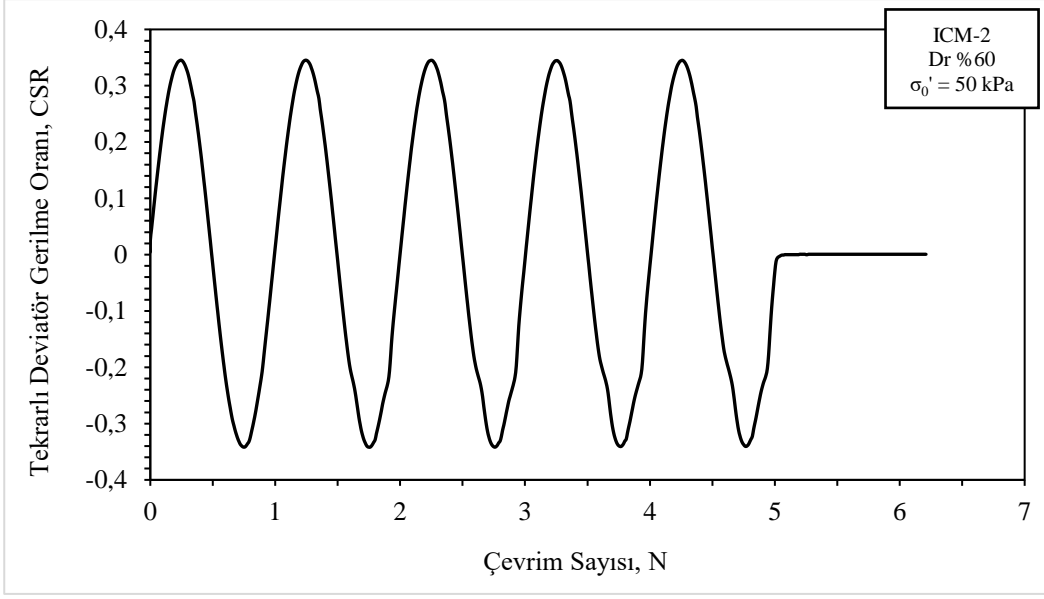
Şekil 5.7 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 70 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



Şekil 5.8 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 80 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



Şekil 5.9 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 90 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.



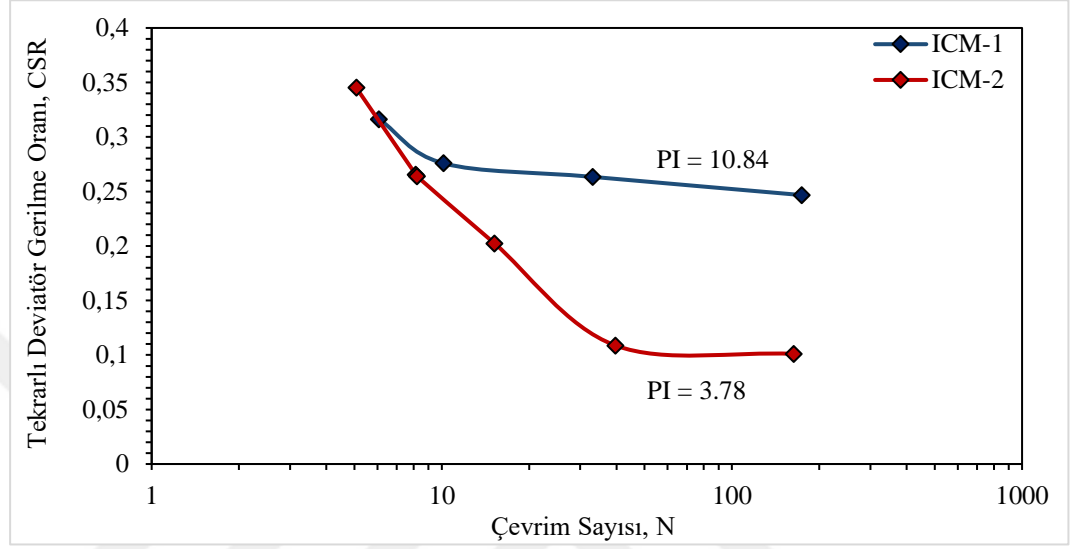
Şekil 5.10 (4.50-6.45 m) derinliğinden alınan ve %60 sıklıkla hazırlanan SP-SM örneğine uygulanan 120 N genlikli dinamik yükleme sonucu elde edilen CSR – N grafiği.

Şekil 5.11’de ICM-1 killi kum zemin ile ICM-2 siltli kum zemin örneklerinin karşılaştırmalı tekrarlı deviyatör gerilme oranı (CSR) ve çevrim sayısı (N) grafiği verilmiştir. Aynı rölatif sıklık ile hazırlanan killi kum zeminin plastisite indeksi %10.84 iken, siltli kum zeminin plastisite indeksi %3.78’dir. Her iki zeminde de artan çevrim sayısı ile birlikte CSR değerlerinin azalmasının yanı sıra bu iki zemin arasındaki CSR değerleri arasındaki farkın zeminin plastisitesinden kaynaklandığı düşünülmektedir.

Daha yüksek plastisiteye sahip zeminler, daha düşük plastisiteye sahip zeminlere göre kıyasla esnek ve deforme olabilen yapılara sahiptir. Bu artan esneklik, çevrimsel yükleme sırasında daha fazla enerjiyi emmelerine ve dağıtmalarına izin verir. Sonuç olarak, daha yüksek plastisiteli zemin, kırılma noktasına ulaşmadan önce daha yüksek gerilme seviyelerine dayanabilir ve böylece daha yüksek CSR değerleri sergiler.

Ishibashi and Zhang (1993) tarafından yapılan bir çalışmada ise, araştırmacılar birbirinden farklı plastisite indekslerine sahip Toyoura kumu örnekleri toplamış ve tekrarlı yükleme testlerine tabi tutmuştur. Sonuçta tekrarlı deviyatör gerilme oranının artan plastisite indeksi ile birlikte arttığını belirtmiştir. Benzer şekilde Shibuya et al. (2007) Inada kumunun CSR değerinin artan plastisite

indeksi ile birlikte arttığını bulmuş ve aralarındaki ilişkinin doğrusal bir denklem ile ifade edilebileceğini belirtmiştir. Kumların dinamik davranışlarının değerlendirilmesinde rölatif sıklığın, çevre basıncının, yükleme frekansının yanı sıra ince dane içeriğinin plastisitesi, dikkate alınması gereken önemli etkenlerden biri olmaktadır.



Şekil 5.11 Farklı derinliklerden alınarak %60 sıklıkla hazırlanan ICM-1 ve ICM-2 örselenmiş örneklerine uygulanan artan dinamik genlikli sıvılaşma deneyleri sonucunda elde edilen azalan CSR-N eğrileri.

Şekil 5.12’de sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine sahip olduğu belirlenen ve aynı yükleme genliği ile yüklenen ICM-1 ve ICM-2 zeminlerinin karşılaştırmalı boşluk suyu basıncı oranı ve çevrim sayısı grafiği verilmiştir.

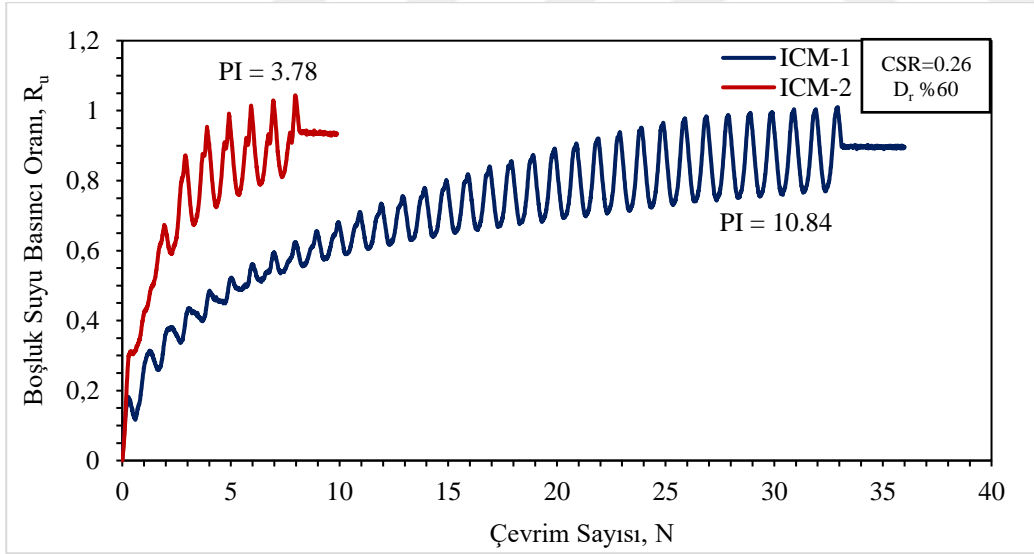
Kumların tekrarlı yüklemesi sırasında, aşırı boşluk suyu basıncının oluşması ve sönümlenmesi zeminin dinamik davranışı ve stabilitesi üzerinde önemli etkilere sahiptir. Yükleme esnasında oluşan aşırı boşluk suyu basıncının, uygulanan deviyör gerilmeye oranı olarak tanımlanan boşluk suyu basıncı oranı (R_u), yüklemeler sırasında gerçekleşen drenaj etkinliğinin bir ölçüsüdür. Bu oranın yüksek olması örneğin yükleme sırasında zayıf drenaj koşullarına sahip olduğunu, düşük olması ise iyi drenaj koşullarına sahip olduğunu göstermektedir.

Şekil 5.12 incelendiğinde aynı çevrim sayısında, plastisite indeksi (PI) daha yüksek olan ICM-1 killi kum zeminin ICM-2 siltli kum zemine kıyasla daha düşük boşluk suyu basıncı oranı (R_u) değerlerine sahip olduğu gözlenmektedir. Aynı CSR

değerindeki kum zeminlerdeki bu farkın sebebi, yüksek plastisite indeksine sahip zeminlerin daha yüksek kil içeriği ve dolayısıyla daha kohezyozlu bir davranış sergilemesi ile açıklanabilir. Kohezyon, deformasyona karşı direnmeye yardımcı olmakta ve dinamik yükleme sırasında aşırı boşluk suyu basıncı oluşumunu azaltarak R_u değerlerinin düşmesine yol açabilmektedir.

Sonuçları destekler nitelikte, Tamari et. al (2001) farklı plastisite indekslerine sahip ancak aynı CSR değerine sahip iki tür kum üzerinde dinamik üç eksenli deneyler gerçekleştirmiştir. Daha yüksek plastisiteye sahip kumun daha yüksek bir sıvılaşma direncine sahip olduğunu ve daha düşük plastisiteye sahip kuma kıyasla daha az aşırı boşluk suyu basıncı ürettiğini belirtmiştir.

Benzer şekilde Han et al. (2016) yaptıkları çalışmada plastisite indeksinin kumlu zeminlerin kayma davranışı üzerindeki etkisini araştırmış ve plastisite arttıkça maksimum R_u değerlerinin düştüğünü bulmuştur. Bunun sebebinin zeminde sürtünme direncini azaltan kil dane miktarı ile ilgili olduğunu belirtmiştir.



Şekil 5.12 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin boşluk suyu basıncı gelişimi grafiği.

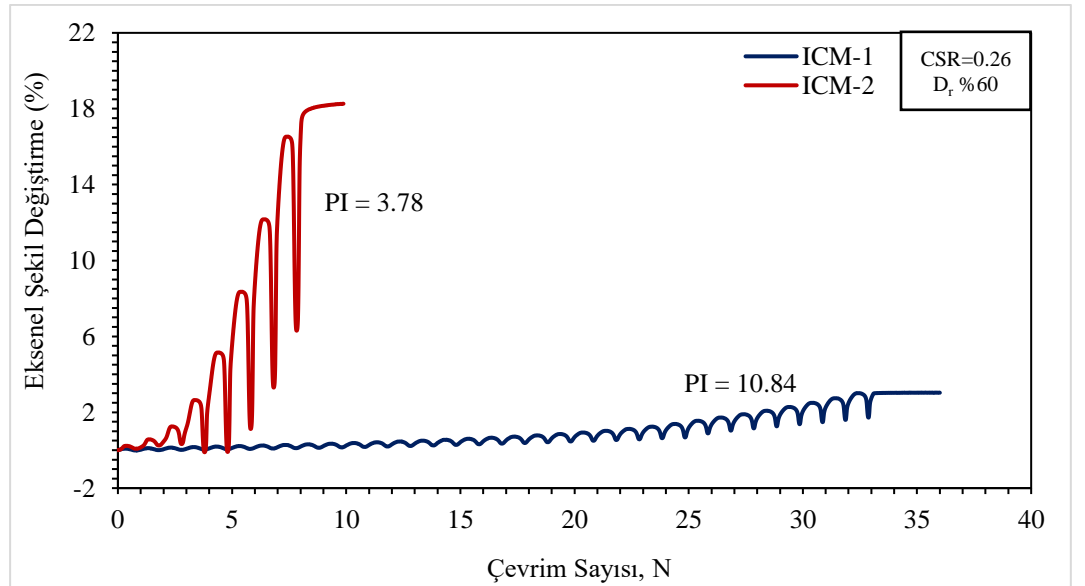
Önceden yapılan bazı çalışmalar daha düşük plastisite indeksine sahip zeminlerde aksel şekil değiştirmenin artabileceğini öne sürmüştür. Daha düşük plastisiteye sahip zeminler daha düşük kil içeriğine sahiptir, daha granülerdir ve daha az kohezyonlu olarak kabul edilmektedir. Sonuçta tekrarlı yükleme sırasında

zeminin daha fazla genişlemesine ve zemin daneciklerinin yeniden düzenlenmesine dolayısıyla eksenel şekil değiştirmede artışa sebep olabilmektedir.

Zhou et al. (2018) tarafından gerçekleştirilen bir çalışmada dinamik üç eksenli test altında plastisite indeksinin siltli kumun sıvılaşma direnci üzerindeki etkisi araştırılmıştır. Çalışma sonucunda eksenel şekil değiştirmenin, azalan plastisite indeksi ile birlikte arttığını belirtmişler ve bunu zeminin genişlemesine azalan kayma direncine atfetmişlerdir.

Ancak daha önce Wu et al. (2003) tarafından yapılmış bir başka çalışmaya göre plastisite indeksinin yeniden yapılandırılmış killerin davranışı üzerindeki etkisi araştırılmış ve drenajsız koşullar için artan plastisite ile eksenel şekil değiştirmenin arttığı fakat drenajlı koşullar için net bir eğilim olmadığı belirtilmiştir.

Bu çalışmada ise Şekil 5.13'ten görüldüğü üzere aynı dinamik genlik ile yüklenen, aynı rölatif sıklığa ve CSR değerine (0.26) sahip ICM-1 killi kum zemin ile ICM-2 siltli kum zemin karşılaştırılmıştır. Aynı çevrim sayısında siltli kum zeminin daha yüksek eksenel şekil değiştirme sergilemesinin sebebi plastisitesinin düşük olması ile açıklanabilmektedir.

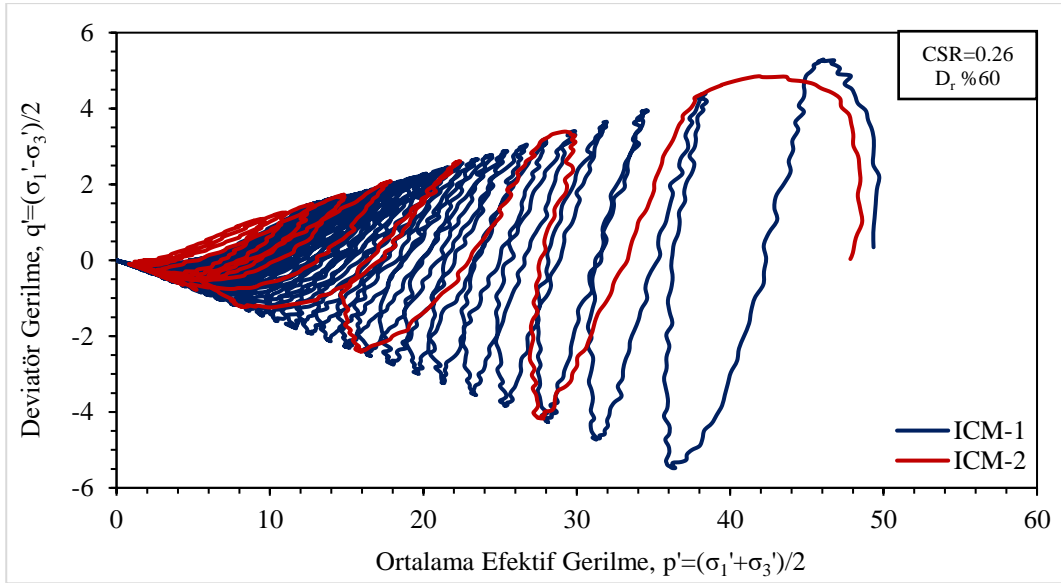


Şekil 5.13 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin eksenel şekil değiştirme ve çevrim sayısı grafiği.

Yukarıda da bahsedildiği gibi, daha yüksek plastisite indeksine sahip kumlar, daha fazla ince dane içeriğine sahip olma eğilimindedirler. Bu durum, daneler arası çekimin artmasını böylece deformasyona karşı daha fazla direnç oluşmasını sağlayabilmektedir. Sonuçta düşük plastisiteye sahip kumlara kıyasla, plastisitesi yüksek olan kumların sıvılaşma potansiyeli daha düşük olabilmektedir. Aynı CSR değerine sahip kumlarda, daha yüksek plastisiteye sahip olan örnek daha az kesme gerilimi yaşamakta dolayısıyla zaman içinde ortalama efektif gerilmede daha az azalma meydana gelebilmektedir.

Das and Singh (1998) daha yüksek bir plastisite indeksinin, ortalama efektif gerilmede önemli bir azalma gerçekleşmeden, kumun tekrarlı yüklere karşı daha fazla dayanım kazandığını belirtmiştir.

Şekil 5.14'te ICM-1 ve ICM-2 zeminlerinin hem ortalama efektif gerilme hem de deviatör gerilme değerinin zaman içinde, artan çevrim sayısı ile birlikte azaldığı gözlenmektedir. Zemin, tekrarlı yükleme ve boşaltma döngülerine maruz kaldığında kum danelerinin bir kısmı yeniden yönlendirilip düzenlenebilmekte, bu ise boşluk basıncının artmasına ve ortalama efektif gerilmenin azalmasına sebep olabilmektedir. Ortalama efektif gerilmedeki bu azalma aynı zamanda zemin mukavemetinin azalmasına ve deformasyonun artmasına yol açmaktadır.



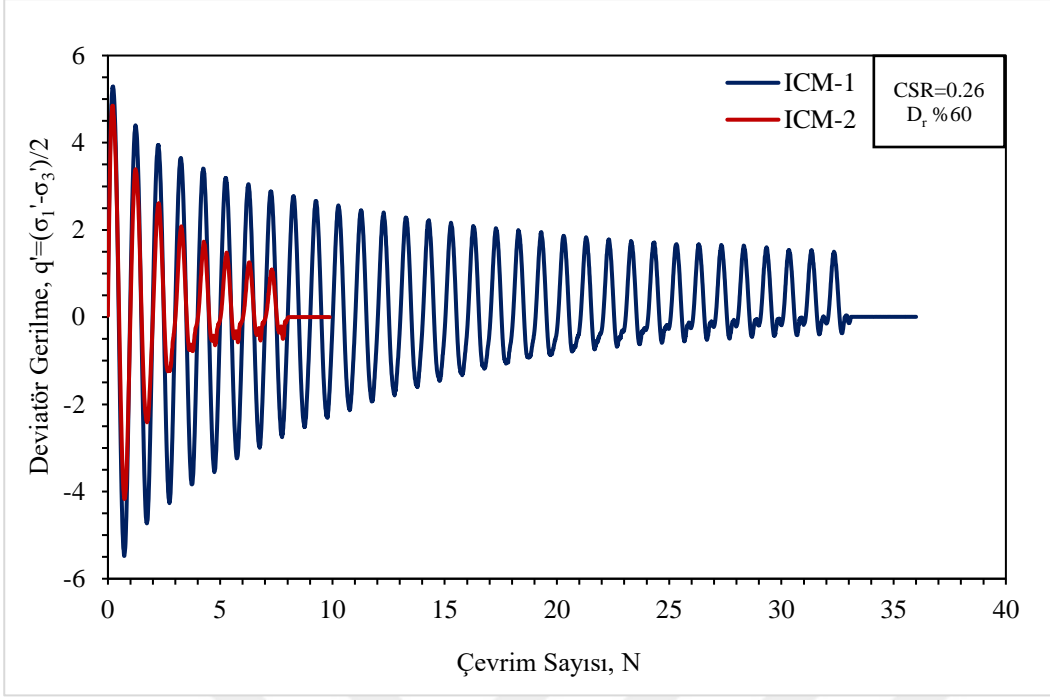
Şekil 5.14 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin ortalama efektif gerilme ve deviatör gerilme grafiği.

Şekil 5.15'te 90 N genlik ile tekrarlı olarak yüklenen iki kum zemin örneğinin deviatör gerilme ve çevrim sayısı grafiği verilmiştir. Plastisitesi yüksek olan killi kum zemin ICM-1 örneğinin yenilmesi için gereken çevrim sayısının siltli kum zemine kıyasla daha yüksek olduğu daha önce de belirtilmiştir. Bunun yanı sıra killi kum örneğin deviatör geriliminin siltli kum örneğe kıyasla daha yüksek olduğu ve çevrim sayısı arttıkça daha küçük oranlarda azalırma uğradığı görülmüştür. Siltli kum ICM-2 örneğinin deviatör geriliminde ise düşük çevrim sayılarında daha büyük azalım gerçekleşmiştir. Bu durumun sebebi oluşan boşluk suyu basıncıdır ve ne kadar fazla boşluk suyu basıncı oluşuyorsa, o kadar azalım gerçekleşmektedir.

Elde edilen sonuçlardan, yüksek plastisite indeksine sahip kum zeminlerin yük altında deformasyona karşı daha fazla direnebildiği ve daha yüksek kayma mukavemetine sahip olduğu belirtilmiştir. Deviatör gerilme tekrarlı yükleme sebebiyle zemin örneğinde gelişen kayma geriliminin bir ölçüsü olarak tanımlanmaktadır. Bu sebeple Şekil 5.15'te elde edilen sonuçlar daha yüksek plastisiteye sahip kumların, kayma deformasyonuna karşı daha büyük bir dirence sahip oldukları için daha yüksek deviatör gerilme sergileme eğiliminde olması ile açıklanabilmektedir.

Dobry et al. (1982) tarafından yapılan bir araştırmada, dinamik üç eksenli testler kullanılarak ince dane içeriği ve plastisite indeksinin, kumun çevrimsel davranışı üzerindeki etkisi incelenmiştir. Sonuçlar ince dane içeriği ve plastisite indeksi içeriği arttıkça, hem drenajsız monotonik hem de tekrarlı yükleme koşulları için deviatör gerilmenin arttığını göstermiştir.

Benzer şekilde Rana and Sitharam (2016) gerçekleştirdikleri çalışmada, dinamik yükleme koşullarında plastisite indeksinin, kumlu zeminlerin mukavemet özellikleri üzerindeki etkisi incelenmiştir. Sonuçlar plastisite indeksi artışının deviatör gerilmeyi arttırdığını göstermiştir. Araştırmacılar bu durumu daha yüksek plastisiteye sahip kumların daneleri arasında daha fazla kenetlenmeye sahip olma eğiliminde olması ve böylece daha yüksek sürtünme direnci ve kayma mukavemetine yol açması ile açıklamıştır.



Şekil 5.15 90 N dinamik genlik ile yüklenerek gerçekleştirilen sıvılaşma deneyleri sonucunda aynı CSR değerine (0.26) sahip olduğu belirlenen ICM-1 ve ICM-2 örneklerinin deviator gerilme ve çevrim sayısı grafiği.

5.2 Gülbahçe Zeminlerinin Düşük Şekil Değiştirme Seviyesindeki Davranışlarının İncelenmesi

Gülbahçe zeminlerinin kayma modülü (G) ve çevrimsel kayma deformasyonu (γ) eğrileri Şekil 5.16 ve 5.17’de gösterilmiştir. Bu eğriler, JGS 0542-2000 standartlarında belirtildiği gibi, her bir 11 çevrimlik yükleme aşamasının 5. ve 10. çevrimlerindeki parametreler dikkate alınarak elde edilmiştir.

GLB-1’den GLB-5’e kadar olan örselenmemiş örnekler için deneyler 50 kPa’lık efektif çevre basıncı altında gerçekleştirilmiş olup, 10 metreden daha derinde bulunan GLB-6 ve GLB-9 arası örnekler için efektif çevre basıncı 100 kPa olarak alınmıştır. Sonuçlar incelendiğinde, her iki çevrim için verilen azalım eğrilerinde G_0 değerlerinin minimum 40 MPa ile maksimum 105 MPa arasında değiştiği görülmektedir. Çevrimsel birim kayma deformasyonu (γ) değerlerinin ise her iki çevrim için de %0.0002 ila %4 arasında değiştiği gözlenmektedir.

Kum zemin GLB-1 örneğinin azalım eğrileri arasında en düşük kayma modülü değerlerine sahip olduğu, profilin en derininden alınan ve plastisite indeksi

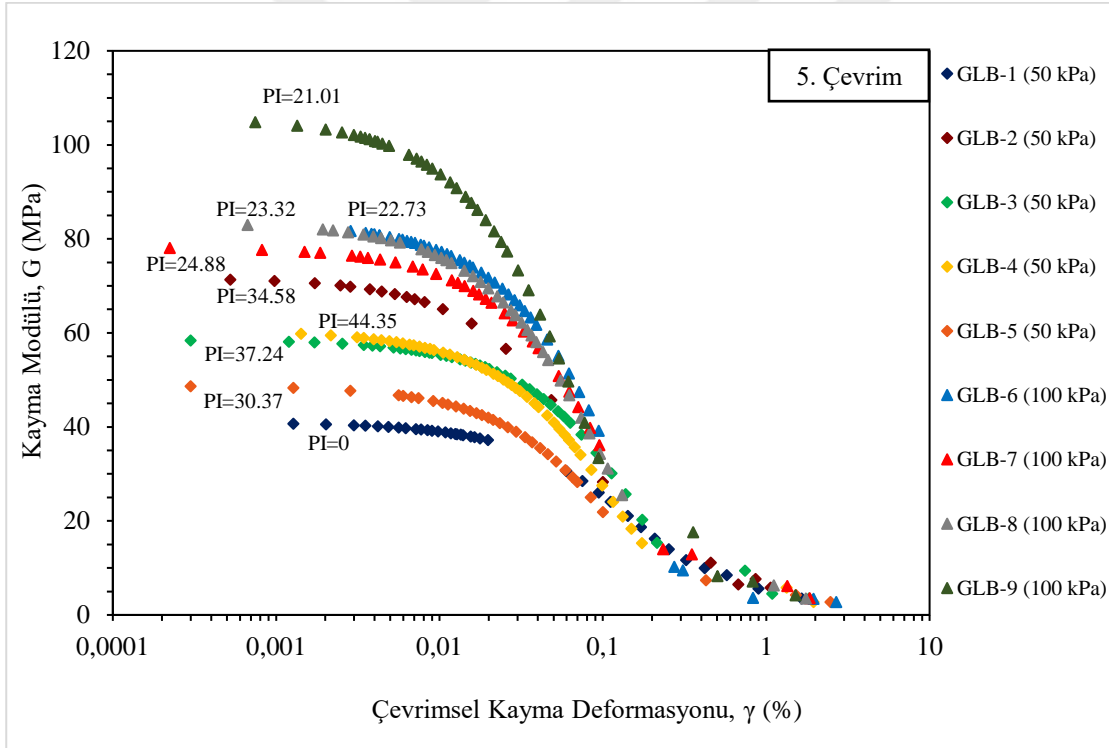
21.01 olan kil zemin GLB-9 örneğinin ise en yüksek kayma modülü değerlerine sahip olduğu görülmektedir. Plastisite indeksi sırasıyla 30.37 ve 22.73 olan GLB-5 ve GLB-6 silt zemin örneklerinin ise kil gibi davrandığı söylenebilmektedir. Daha önce Boulanger and Idriss (2006) tarafından yapılan bir çalışmada plastisite indeksi 7'den büyük olan siltli zeminlerin kil benzeri davranış sergilediği belirtilmiştir. Geriye kalan GLB-2, GLB-3 GLB-4, GLB-7 ve GLB-8 örneklerinin ise plastisite indeksleri sırasıyla 34.58, 37.24, 44.35, 24.88 ve 23.32 şeklindedir.

Dinamik üç eksenli test altındaki bir zeminin kayma modülü, zemin tipi, dane boyu dağılımı, yoğunluk, çevresel basınç ve yükleme frekansı dahil olmak üzere çeşitli faktörlerden etkilenmektedir. Elde edilen azalım eğrileri doğrultusunda efektif çevre basıncı 50 kPa alınan zeminler kendi aralarında incelendiğinde, daha yüksek plastisite indeksine sahip zeminlerin, daha düşük plastisite indeksine sahip zeminlere kıyasla daha yüksek kayma modülü değerlerine sahip olduğu görülmektedir. Bu durum yüksek plastisiteli örneklerin daha fazla birbirine kenetlenen taneciklere ve tanecikler arası yüksek temas kuvvetine sahip olma eğilimi ile açıklanabilmektedir. Sonuç olarak bu zeminler deformasyona karşı daha fazla direnme eğilimine sahip olmakta ve daha yüksek kayma modülü değerleri sergilemektedir.

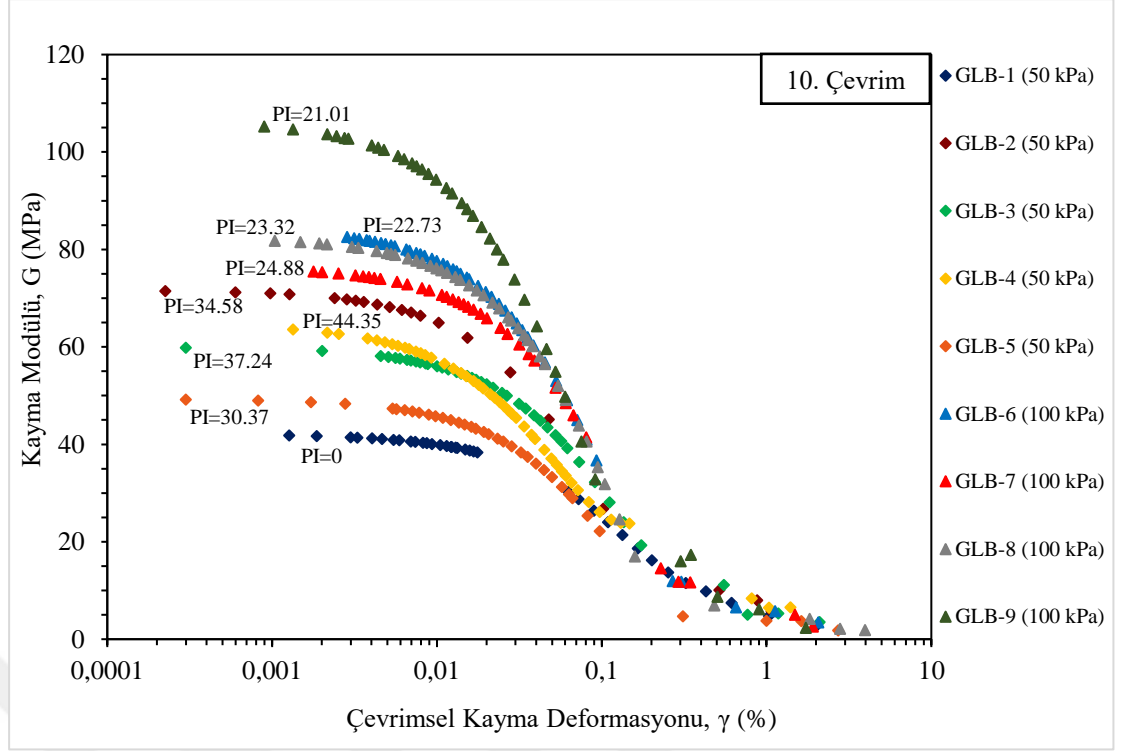
Ek olarak, efektif çevre basıncı 100 kPa alınan zeminler, efektif çevre basıncı 50 kPa alınan zeminlerden genel olarak daha düşük plastisite indeksi değerlerine sahip olmasına rağmen daha yüksek kayma modülü değerleri sergilemiştir. Daha düşük plastisiteye sahip zeminler, sertliklerinden dolayı deformasyona direnç gösterme eğilimindedir ve daha yüksek efektif çevre basınçlarına maruz kaldıklarında zemin daha sıkı hale gelmekte ve bu direnç daha da artmaktadır. Sonuçta, bu zeminler, yüksek efektif çevre basınçları altında daha yüksek kayma modülü ve daha düşük eksenel deformasyon değerlerine sahip olabilmektedir. Öte yandan, daha yüksek plastisiteye sahip zeminler, daha düşük efektif çevre basınçları altında deformasyona daha yatkın olabilmektedir. Bu durum, bu zeminlerin daha kolay sıkıştırılması ve taneciklerin yeniden düzenlenmesi, böylece oturmaya ve diğer instabilite türlerine daha yatkın olması ile açıklanabilir. Deney sonrası ulaşılan veriler ile birlikte değerlendirildiğinde genel olarak efektif çevre basıncı arttıkça zeminin kayma modülü değerinin arttığı söylenebilir.

Zhou et al. (2018) tarafından gerçekleştirilen bir çalışmada, değişen plastisite indekslerine sahip siltli-killi zeminler üzerinde laboratuvar testleri yapılmış ve farklı efektif çevre basınçlarında kayma dalgası hızı ile kayma modülü değerleri elde edilmiştir. Sonuçta, daha düşük efektif çevre basıncı altında daha yüksek plastisite indekslerine sahip zeminlerle karşılaştırıldığında, daha düşük plastisite indekslerine sahip zeminlerin daha yüksek efektif çevre basıncı altında daha yüksek kayma dalgası hızlarına ve kayma modülü değerlerine sahip olduğu bulunmuştur.

Li et al. (2014) tarafından yapılan bir araştırmada ise, çevre basıncının killi bir zeminin dinamik özellikleri üzerindeki etkisi incelenmiştir. Sonuç olarak çevre basıncının artırılmasının, zeminin hem kayma modülünde hem de sönüm oranında artışa sebep olduğu belirlenmiştir.



Şekil 5.16 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 5. çevrim için verilmiş kayma modülü azalım eğrileri.



Şekil 5.17 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 10. çevrim için verilmiş kayma modülü azalım eğrileri.

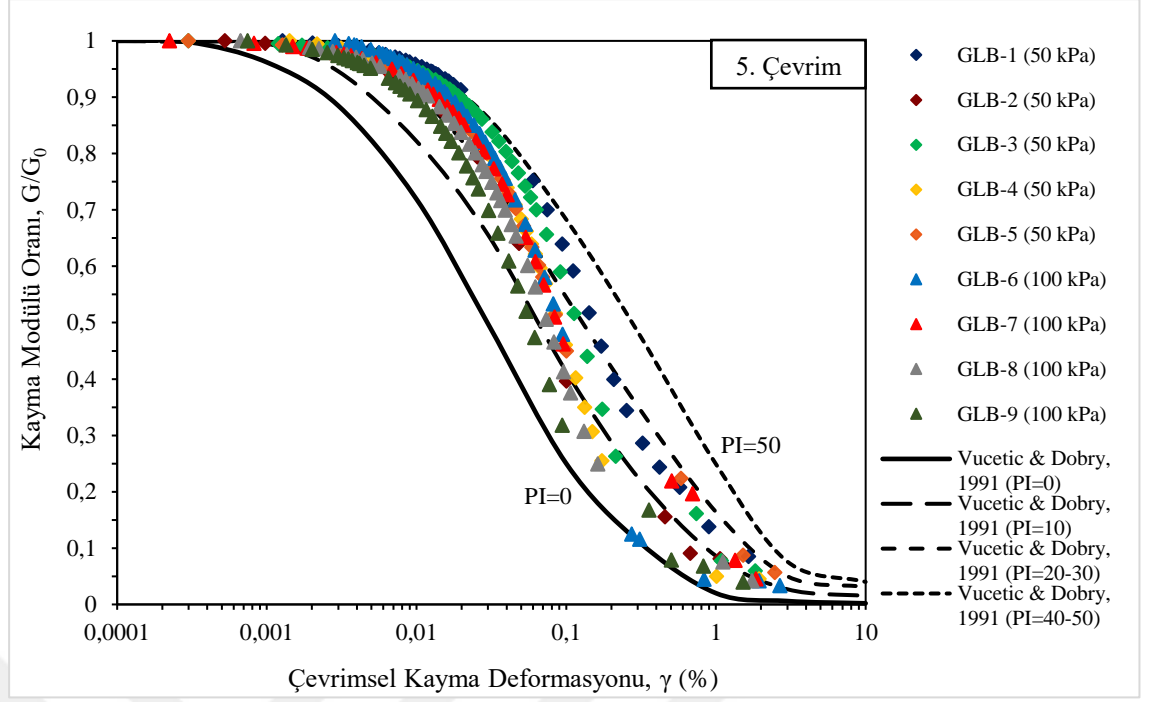
Şekil 5.16 ve 5.17'deki grafiklerden elde edilen diğer bir çıkarım ise, Gülbahçe örneklerinin yaklaşık %2 birim deformasyon seviyesinde yükleme esnasında artan aksenal birim deformasyon ve aşırı boşluk suyu basıncı sebebiyle sıvılaşmasıdır. En düşük kayma modülü değerine sahip olduğu belirlenen GLB-1 kumlu zemin örneğinde, 5. çevrim için sıvılaşmanın gerçekleştiği kayma birim deformasyonu %0.89 ve kayma modülü 5.60 MPa değerinde gözükürken 10. çevrim için bu değerlerin %1.03 ve 4.74 MPa şeklinde olduğu görülmektedir. En yüksek kayma modülü değerine sahip olduğu belirlenen GLB-9 killi zemin örneğinde ise, 5. çevrim için sıvılaşmanın gerçekleştiği kayma birim deformasyonu %1.51 ve kayma modülü 4.15 MPa değerinde iken 10. çevrim için bu değerlerin %1.72 ve 2.33 MPa şeklinde olduğu görülmektedir. Maksimum ve minimum değerlere sahip bu her iki örnek için de 5. çevrimden 10. çevrime artan çevrim sayısı ile birlikte kayma birim deformasyonunun arttığı ve kayma modülü değerinin azaldığı gözlenmiştir. Bu durum çevrim sayısındaki artışın daha fazla deformasyona sebep olup rijitlik ve mukavemette kademeli bir azalmaya ve böylece kayma modülü değerinde bir düşüşe yol açması ile açıklanabilir.

Benzer şekilde Zhang et al. (2018) tarafından gerçekleştirilen bir çalışmada killi bir zeminin kayma modülünün, artan döngü sayısı ile birlikte azaldığı ve buna karşılık olarak kayma modülü azalım eğrisindeki nonlineerliğin de azaldığı belirtilmiştir.

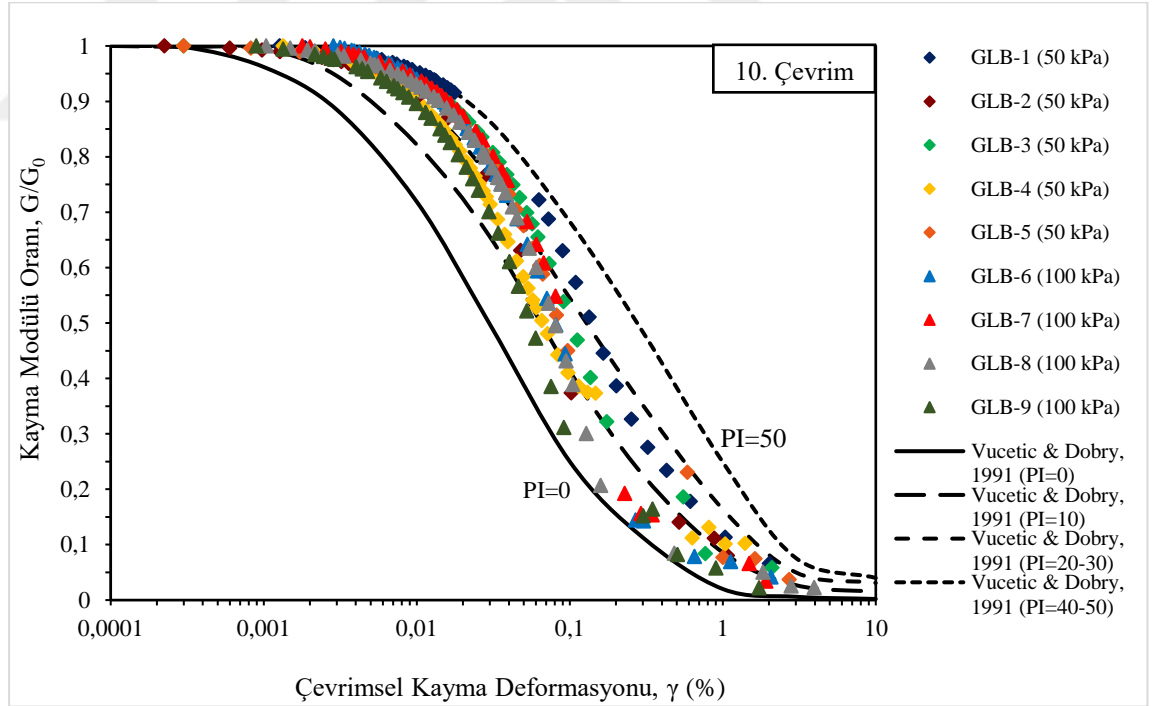
Şekil 5.18 ve 5.19’da Gülbahçe örneklerinin normalize kayma modülü eğrileri, literatürde bulunan mevcut $G/G_0 - \log \gamma$ eğrileri ile birlikte sırasıyla 5. ve 10. çevrim için verilmiştir. Şekillerden görüldüğü üzere Gülbahçe zeminleri için elde edilen normalize kayma modülü eğrileri, düşük birim deformasyon seviyelerinde kum (GLB-1), silt (GLB-5 ve GLB-6) ve profilde geriye kalan kil zeminler için literatürde tanımlanan eğriler arasında yer almıştır ve nonlineer bir davranış göstermiştir (Vucetic and Dobry, 1991).

Referans eğrileri ile karşılaştırıldığında, Gülbahçe zeminlerinden elde edilen modül azalım eğrilerinin, yükleme esnasında oluşan yüksek birim deformasyonlar sebebiyle daha nonlineer bir davranış sergilediği görülmüştür. Daha yüksek kayma deformasyonu seviyelerinde, referans eğrilerine kıyasla meydana gelen bu sapmanın yani nonlineer davranıştaki artışın, efektif çevre basıncı yüksek olan (100 kPa) zeminlerin eğrilerinde daha fazla olması dikkat çekmektedir. Bu durum yüksek efektif çevre basıncının daha yoğun ve kompakt bir zemin yapısına yol açması ile açıklanabilir. Çevre basıncı arttıkça zemin daneleri daha sıkı hale gelip boşlukları azalacağından zeminin rijitliği artmaktadır. Zemin rijitliğindeki bu artış ise normalize kayma modülü eğrilerinin özellikle yüksek deformasyonlarda daha nonlineer hale gelmesine sebep olmaktadır. Artan çevre basıncı aynı zamanda zeminin daha fazla plastik deformasyona uğramasına sebep olmakta ve bu da benzer şekilde nonlineer davranışı etkilemektedir.

Elde edilen sonuçlarla uyumlu olarak, Seed and Idriss (1971) yaptıkları çalışmada çeşitli killer üzerinde bir dizi dinamik üç eksenli testler gerçekleştirmiş ve efektif çevre basıncı arttıkça zeminin rijitliğinin ve azalım eğrilerindeki nonlineerliğin arttığını belirtmiştir.



Şekil 5.18 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 5. çevrim için verilmiş kayma modülü oranı azalım eğrileri.



Şekil 5.19 GLB örneklerinin küçük deformasyon deneylerinden edinilen ve 10. çevrim için verilmiş kayma modülü oranı azalım eğrileri.

6. SONUÇLAR

Bu tez çalışması kapsamında 30 Ekim 2020'de gerçekleşen Samos Depremi'nin İzmir Körfezindeki zeminlerin dinamik davranışını nasıl etkilediği araştırılmıştır. Bu doğrultuda öncelikle körfezdeki İçmeler'den alınan zemin örneklerinin tekrarlı yükler altındaki sıvılaşma davranışı incelenmiştir. Sıvılaşma deneylerinde kullanılan ve zemin sınıfı sırasıyla SP-SC ve SP-SM olan ICM-1 (1.50-3.45 m) ve ICM-2 (4.50-6.45 m) örneklerinin tamamı %60 rölatif sıkılık ile hazırlanmış olup, deneylerde efektif çevre basıncı 50 kPa olarak alınmıştır.

Deney sonuçları incelendiğinde artan dinamik yük genliği ile birlikte zeminlerin tekrarlı deviator gerilme oranı (CSR) değerinin arttığı ve sıvılaşmanın gerçekleştiği çevrim sayısının (N) azaldığı görülmüştür.

Tekrarlı yükleme sonrasında aynı CSR değerindeki kumlardan, plastisite indeksi yüksek olan ICM-1 killi kum zeminin aynı çevrim sayısında daha düşük boşluk suyu basıncı oranına (R_u) sahip olduğu ve siltli kum ICM-2 örneğine kıyasla daha düşük aksel deformasyon sergilediği belirlenmiştir.

Daha yüksek plastisiteye sahip killi kum zeminin, daha düşük plastisiteye sahip siltli kum zemine kıyasla, kayma deformasyonuna karşı daha büyük bir dirence sahip olduğu ve bu sebeple yüksek deviator gerilme sergileme eğiliminde olduğu belirlenmiştir.

Çalışmanın sonraki aşamasında ise İzmir Körfezi'nde bulunan Gülbahçe'den alınan zemin örneklerinin deprem sonrası düşük şekil değiştirme seviyesindeki dinamik davranışları incelenmiştir. Yapılan dinamik üç eksenli testler sonucunda zemin örneklerinin efektif çevre basıncı arttıkça kayma modülü değerlerinin arttığı gözlemlenmiştir. Ayrıca düşük efektif çevre basıncı uygulanmış ve farklı plastisite indekslerine sahip örneklerin azalım eğrileri incelendiğinde, yüksek plastisite indeksine sahip zeminlerin, daha yüksek kayma modülü değerlerine sahip olduğu belirtilmiştir. Ek olarak artan çevrim sayılarında çevrimsel kayma birim deformasyonunun arttığı ve kayma modülü değerlerinin azaldığı belirlenmiştir.

Referans azalım eğrilerine kıyasla deney sonucu elde edilen normalize kayma modülü azalım eğrilerinde ise yüksek deformasyon seviyelerinde meydana gelen nonlineerlik artışının (sapmanın) zeminlerin yüksek efektif çevre basıncından kaynaklandığı belirlenmiştir.

Deprem sonrasında İzmir Körfezindeki İçmeler ve Gülbahçe kıyılarında sismik hareket kaynaklı zemin sıvılaşmasının gerçekleştiği kum kaynaması şeklinde oluşan yüzey belirtileri ile anlaşılmıştır. Sıvılaşmanın gerçekleştiği bu bölgeden alınan zemine uygulanan bir dizi dinamik üç eksenli test sonrasında, zeminin sıvılaşmaya karşı hassasiyetinin devam ettiği söylenebilmektedir.

Tez kapsamında elde edilen veriler İçmeler ve Gülbahçe gibi bölgelerdeki zeminlerin dinamik davranışının karakterize edilmesi, yapıların tasarımında ve yer seçiminde doğru kararlar alınmasına yardımcı olacaktır.

KAYNAK DİZİNİ

- AFAD**, 2020, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Ankara.
- Akbuğa, E.**, 2019, Seferihisar (İzmir) Bölgesinde Sıvılaşma Analizi ve Haritalandırılması, Yüksek Lisans Tezi, Manisa Celal Bayar Üniversitesi, 121s.
- Akıncı, A., Eyidoğan, H., Göktürkler, G., Akyol, N. ve Ankaya, O.**, 2000, İzmir ili çevresinin depremselliği ve deprem tehlikesinin incelenmesi, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM 2000), Bildiriler Kitabı, İzmir, 231-238s.
- Akyürek, B. ve Soysal, Y.**, 1983, Biga yarımadası güneyinin Savaştepe Kırkağaç - Bergama - Ayvalık temel jeoloji özellikleri, MTA Dergisi, 95/96, 1-2s.
- Akyüz, H.S., Altunel, E., Karabacak, V., Yalçın, M.N.**, 2005, The Kula earthquake of August 17, 1999 (Mw=7.4): surface faulting and slip distribution pattern of a shallow-dipping normal fault in the eastern end of the Gulf of İzmir (Aegean Sea, western Turkey), Bulletin of the Seismological Society of America, 95(6), 2135-2153pp.
- Altun, S., Ansal, A.**, 2003, Tekrarlı yükler altında kumların gerilme-şekil değiştirme özellikleri, İTÜ Dergisi Seri D: Mühendislik, 2(4), 25-34s.
- Altunkaynak, Ş. ve Yılmaz, Y.**, 2000, Foça yöresinin jeolojisi ve aktif tektoniği, Batı Anadolu, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu BADSEM 2000, Bildiriler Kitabı, İzmir, 160-165s.
- Ambraseys, N.N.**, 1988, Engineering seismology, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 17, 1-105s.
- Ambraseys, N.N., Finkel, C.F.**, 1995, The seismicity of Turkey and adjacent areas. A historical review 1500-1800, Eren Yayıncılık, İstanbul, 240p.
- Ambraseys, N.N.**, 2009, Earthquakes in the Mediterranean and Middle East: A multidisciplinary study of seismicity up to 1900, Cambridge University Press, New York.

- Ansal, A. and Erken, A.**, 1989, Undrained behavior of clay under cyclic shear stresses, *Journal of Geotechnical Engineering*, 115(7):968-983pp.
- Araujo, W., Ledezma, C.**, 2020, Factors That Affect Liquefaction-Induced Lateral Spreading in Large Subduction Earthquakes, *Applied Sciences*, 10(18), 6503, 21p.
- Baba, A.**, 2011, Gülbahçe ve çevresindeki jeotermal kaynaklarının hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal modellenmesi, İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Bilimsel Araştırma Projeleri, İzmir.
- Baba, A.**, 2013, Gülbahçe Jeotermal Kaynağı Geliştirme Projesi, İzmir Kalkınma Ajansı Projesi.
- Baykal, M.**, 2006, Seferihisar - Urla Bölgesi'nin Güncel Depremselliği ve Gerilme Tensör Analizi, Yüksek Lisans Tezi, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Baykara, T.**, 1974, İzmir şehri ve tarihi, Ege Üniversitesi Matbaası, İzmir, 140s.
- Bethapudi, R.**, 2008, Liquefaction Induced Lateral Spreading In Large-Scale Shake Testing, MSc Thesis, Department of Civil, Structural & Environmental Engineering, Faculty of the Graduate School of State University of New York at Buffalo, 214p.
- Boulanger, R.W. and Idriss, I.**, 2006, Liquefaction susceptibility criteria for silt sand clays, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 132(11):1413-1426pp.
- Casagrande, A.**, 1936, Characteristic of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills, *Journal of Boston Society of Civil Engineers*, 23(1):13-32pp.
- Casagrande, A.**, 1976, Liquefaction and cyclic deformation of sands-a critical review, *Harvard Soil Mechanics Series*, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.
- Castro, G.**, 1969, Liquefaction of sands, PhD Thesis, Harvard University, 112p.

- Castro, G., Poulos, S.J.**, 1977, Factors affecting liquefaction and cyclic mobility, Journal of Geotechnical Engineering Division, 103 (GT6), 501-516pp.
- Cetin, K.O., Altun, S., Askan, A., Akgün, M., Sezer, A., Kıncal, C., Özdağ, Ö.C., İpek, Y., Unutmaz, B., Gülerce, Z., Özacar, A.A., İlgaç, M., Can, G., Cakir, E., Söylemez, B., El-Sayeed, A., Zarzour, M., Bozyiğit, İ., Tuna, Ç., Köksal, D., Karimzadeh, S., Uzel B., Karaali, E.**, 2022, The site effects in Izmir Bay of October 30 2020, M 7.0 Samos Earthquake, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 152, 107051, 12p.
- Cetin, K.O., Mylonakis, G., Sextos A., Stewart, J.P.**, 2022, Reconnaissance of 2020 M 7.0 Samos Island (Aegean Sea) earthquake, Bulletin of Earthquake Engineering, 20(14):7707-7712pp.
- Chan, C.K., Mulilis, J.P.**, 1976, Pneumatic sinusoidal loading system, Journal of the Geotechnical Engineering Division, 102(3):277-282pp.
- Chatzipetros, A., Kiratzi, A., Sboras, S., Zouros, N. and Pavlides, S.**, 2013, Active faulting in the north-eastern Aegean Sea Islands, Tectonophysics, 597-598, 106-122pp.
- Christomanos, A.**, 1899, The Island of Samothrace and the Earthquake of January 28 (February 9) 1803 (in French), Praktika tes Akademias Athenon, Athens, 24p.
- Çavuş, U.Ş.**, 2015, Zeminlerin Sıvılaşması ve Barajların Alüvyon Temellerinin Sıvılaşma Riskinin Pratik Değerlendirilmesi, DSİ Teknik Bülteni, 119, 32-33s.
- Das, B.M., Ramana, G.V.**, 2011, Principles of Soil Dynamics, Second Edition, Cengage Learning Publishers, Stamford.
- Das, B.M., Singh, D.N.**, 1998, Soil liquefaction: A critical state approach, CRC Press.
- DAUM**, 2020, 30 Ekim 2020 Samos Depremi (M_w : 6.9) Değerlendirme Raporu, Dokuz Eylül Üniversitesi Deprem Araştırma ve Uygulama Merkezi, İzmir, 111s.

- Demir, A., Çiftçiöglü, A.Ö., Sınır, B.G., Başarı, E., Doğan, E., Nohutcu, H., Bozkurt, M.B., Erdem, R.T., Altıok, T.Y., 2020,** İzmir (Seferihisar - Sisam) Depreminin Sismik Karakteristiği ve Meydana Gelen Yapısal Hasarların İncelenmesi, Manisa Celal Bayar Üniversitesi İnşaat Mühendisliği, Manisa, 118s.
- Demirel, İ.O., Yakut, A., Binici, B., 2022,** Seismic performance of mid-rise reinforced concrete buildings in İzmir Bayraklı after the 2020 Samos earthquake, Engineering Failure Analysis, 137(106277).
- Dobry, R., Ladd, C.C., Idriss, I.M., Ishihara, K., 1982,** Effect of fines content and plasticity on cyclic behavior of sandy soils, Journal of Geotechnical Engineering, 108, 851-872pp.
- Duman, T.Y., Can, T., Emre, O., Kadirioglu, F.T., Basturk, N.B., Kilic, T., Arslan, S., Ozalp, S., Kartal, R.F., Kalafat, D., Karakaya, F., Eroglu Azak, T., Ozel, N.M., Ergintav, S., Akkar, S., Altinok, Y., Tekin, S., Cingoz, A., Kurt, A.I., 2016,** Seismotectonic Map of Turkey with Explanations, Special Publications, 34p.
- Elmas, A., Yaltırak, C., Bağcı, U., 2011,** The Gediz and Great Menderes graben systems: A review, Turkish Journal of Earth Sciences, 20(6), 773-801pp.
- Emre, T., 1992,** Gediz Grabeni'nin (Salihli - Alaşehir arası) jeolojisi, Türkiye Jeoloji Kurultayı, 60s.
- Emre, Ö. ve Barka, A., 2000,** Gediz grabeni – Ege Denizi arasının İzmir yöresi aktif fayları, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu BADSEM 2000, Bildiriler Kitabı, İzmir, 131–132s.
- Emre, Ö., Özalp, S., Doğan, A., Özaksoy, V., Yıldırım, C. ve Göktaş, F., 2005,** İzmir Yakın Çevresinin Diri Fayları ve Deprem Potansiyelleri, Jeoloji Etütleri Dairesi, MTA Rapor No:10754, 86s.
- Emre, Ö., Duman, T.Y. and Özalp, S., 2011a,** 1:250.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritaları Serisi, İzmir (NJ 37-5) Paftası, Seri No:8, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü, Ankara.

- Emre, Ö., Duman, T.Y., Özalp, S., Elmacı, H., Olgun, Ş. ve Şaroğlu, F.,** 2013, 1/1.125.000 Ölçekli Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü Özel Yayınlar Serisi-30, Ankara.
- 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, 16:3229-3275pp.
- Erdik, M., Ansal, A., Aydınöğlu, N., Barka, A., Işıkara, A.M., Yüzügüllü Ö. et al.,** 1999, İzmir Büyükşehir Belediyesi deprem master planı, Boğaziçi Üniversitesi, İstanbul.
- Erdik, M., Fahjan, Y., Durukal, E.,** 2005, Strong-Motion Data Acquisition, Processing and Utilization with Applications to Istanbul Strong Motion Network, Directions in Strong Motion Instrumentation, 279-294pp.
- Erdoğan, B.,** 1990, İzmir-Ankara Zonu'nun, İzmir ili Seferihisar Arasındaki Bölgede Stratigrafik Özellikleri ve Tektonik Evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 2:1-20s.
- Erdoğan, B.,** 1990, Tectonic relations between Izmir-Ankara zone and Karaburun belt, Bulletin of the Mineral Research and Exploration, 110:1-5pp.
- Erdoğan, B., Güngör, T.,** 1992, Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi, Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, 4/I, 9-34s.
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z.,** 1967, Türkiye ve Civarının Deprem Kataloğu (MS. 11-1964), İTÜ Maden Fakültesi, Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları, 24, İstanbul.
- Eskişar, T.,** 2008, İzmir Körfezi kuzey kıyılarının zemin özelliklerinin ve geoteknik sorunlarının incelenmesi, Doktora Tezi, Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalı, İzmir.

- Eşder, T., Yakabağı, A., Sarıkaya, H. ve Çiçekli, K.**, 1991, Aliğa İzmir Yöresinin Jeolojisi ve Jeotermal Enerji Olanakları, MTA Genel Müdürlüğü Derleme Rapor No:9467, Ankara.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z. ve Değirmenci, E.**, 1991, Türkiye Büyük Depremleri Makro-Sismik Rehberi (1900-1988), İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, İstanbul.
- Finn, W.D.L., Bransby, P.L., Pickering, D.J.**, 1970, Effect of Strain History on Liquefaction of Sand, Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers (ASCE), 96(6).
- Finn, W.D.L., Ledbetter, R.H., Wu, G.**, 1994, Liquefaction in silty soils: Design and Analysis, Ground Failures under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publications, 44, American Society of Civil Engineers (ASCE), New York, 51-76pp.
- Frangakis-Syrett, E.**, 1992, The Commerce of Smyrna in the Eighteenth Century (1700-1820), Center for Asia Minor Studies, Athens, 375p.
- Galanopoulos, A.G.**, 1960, A Catalogue of Shocks with $I_0 \geq VI$ or $M \geq 5$ for the Years 1801-1958, Athens, 119pp.
- Genç, Ş.C. ve Yılmaz, Y.**, 2000, Aliğa Dolaylarının Jeolojisi ve Genç Tektoniği, Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu BADSEM 2000, Bildiriler Kitabı, İzmir, 152-159s.
- Georgiadis, S.A.**, 1904, About Earthquakes and Antiseismic Constructions (in Greek), S. Kousoulinou Publication, Athens, 306p.
- Guidoboni, E., Comastri, A. ve Traina, G.**, 1994, Catalogue of ancient earthquakes in the Mediterranean area up to the 10th century, Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, 502p.
- Gülerce, Z., Akbaş, B., Özacar, A.A., Sopacı, E., Önder, F.M., Uzel, B., Can, G.**, 2022, Predictive performance of current ground motion models for

recorded strong motions in 2020 Samos Earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 152p.

Gültekin, H., 1952, İzmir tarihi, Ege Turizm Cemiyeti Yayınları, İzmir.

Hakyemez, Y.H., Erkal, T. ve Göktaş, F., 1999, Late Quaternary evolution of the Gediz and Büyük Menderes grabens, Western Anatolia, Turkey, *Quaternary Science Reviews*, 18, 549-554pp.

Han, J., Alzamora, D., & Tutumluer, E., 2016, Influence of plasticity index on shear behavior of sandy soils, *Journal of Testing and Evaluation*, 44(5), 1578-1589pp.

Henriet, J., 1883, Memoire sur les tremblements de terre de l'île de Chio (in French), Impr. E.C. Aine, Marseille, 24p.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. ve Troesch, M., 1995, Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes massif, southwestern Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 152, 639-654pp.

Hoque, M.M., Ansary, M.A., Yasin, S.J.M., 2017, Effects of relative density and effective confining pressure on liquefaction resistance of sands, 19 th International Conference on Soil Mechanic and Geotechnical Engineering, Seoul, 1027-1030pp.

ISC, 2020, Recent Earthquakes in Turkey (online), International Seismological Center.

Ishibashi, I., Zhang, X., 1993, Unified dynamic shear moduli and damping ratios of sand and clay, *Soils and Foundations*, 33(4), 1-20pp.

Ishihara, K., 1985, Stability of natural deposits during earthquakes, *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, San Francisco, 1, 321-376pp.

Ishihara, K., 1993, Liquefaction and flow failure during earthquakes, Thirty-third Rankine Lecture, *Géotechnique*, 43(3), 351-415pp.

- Ishihara, K., Tatsuoka, F., Yasuda, S.**, 1975, Undrained Deformation and Liquefaction of Sand Under Cyclic Stresses, *Soils and Foundations (Japan)*, 15(1).
- Iwasaki, T.**, 1986, Soil Liquefaction Studies in Japan, State-of-Art, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 5(1), 2-68pp.
- İnci, U., Sözbilir, H., Sümer, Ö. ve Erkül, F.**, 2003, Urla - Balıkesir arası depremlerin nedeni fosil bir fay, *Cumhuriyet Bilim ve Teknik Dergisi*, 21, 7-8s.
- Jefferies, M., Been K.**, 2006, *Soil Liquefaction A Critical State Approach*, CRC Press, London.
- JGS 0520-2000**, Preparation of Soil Specimens for Triaxial Tests, Standards of Japanese Geotechnical Society for Laboratory Shear Test, The Japanese Geotechnical Society, Tokyo.
- JGS 0541-2000**, Method for Cyclic Undrained Triaxial Test on Soils.
- JGS 0542-2000**, Method for Cyclic Triaxial Test to Determine Deformation, Standards of Japanese Geotechnical Society for Laboratory Shear Test, The Japanese Geotechnical Society, Tokyo.
- Kalligeris, N., Skanavis, V., Charalampakis, M., Melis, N.S., Voukouvalas, E., Annunziato, A., Synolakis, C.E.**, 2021, Field survey of the 30 October 2020 Samos (Aegean Sea) tsunami in the Greek islands, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 20, 7873–7905pp.
- Karakostas, V., Tan, O., Kostoglou, A., Papadimitriou, E., Bonatis, P.**, 2021, Seismotectonic implications of the 2020 Samos, Greece, M_w 7.0 mainshock based on high-resolution aftershock relocation and source slip model, *Acta Geophysica*, 69(3), 979-996pp.
- Kaya, O.**, 1981, Miocene reference section for the coastal parts of West Anatolia, *Newsletters on Stratigraphy*, 10:164-191pp.

- Kayan, İ.**, 2000, İzmir Çevresinin Morfotektonik Birimleri ve Alüvyal Jeomorfolojisi. Batı Anadolu'nun Depremselliği Sempozyumu (BADSEM) 2000 Bildiriler Kitabı, İzmir, 103-111s.
- Kárník, V.**, 1971, Seismicity of the European area, Part II, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 218 pp.
- Kıncal, C.**, 2005, İzmir İç Körfezi Çevresinde Yer Alan Birimlerin Coğrafi Bilgi Sistemleri ve Uzaktan Algılama Teknikleri Kullanılarak Mühendislik Jeolojisi Açısından Değerlendirilmesi, Doktora Tezi, Dokuz Eylül Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 342s.
- Kıncal, C., Koca, M.Y.**, 2009, A proposed method for drawing the great circle representing dip angle and strike changes, Environmental and Engineering Geoscience, 15:145-165pp.
- Kiratzi, A., Papazachos, C., Özacar, A., et al.**, 2021, Characteristics of the 2020 Samos earthquake (Aegean Sea) using seismic data, Bulletin of Earthquake Engineering, 20(6).
- Kishada, H.**, 1969, A Note on Liquefaction of Hydraulic Fill During the Tokachi-Oki Earthquake, Second Seminar on Soil Behavior and Ground Response During Earthquakes, University of California, Berkeley.
- Koca, M.Y.**, 1995, Slope stability assessment of the abandoned andesite quarries in and around the Izmir city centre, PhD Thesis, The Graduate School of Natural and Applied Sciences, Dokuz Eylül University, Izmir.
- Koca, M., Kıncal, C.**, 2004, Abandoned stone quarries in and around the Izmir city centre and their geo-environmental impacts-Turkey, Engineering Geology, 75(1):49-67pp.
- Koca, M.Y., Kıncal, C.**, 2016, The relationships between the rock material properties and weathering grades of andesitic rocks around İzmir, Turkey, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 75, 709-734pp.

- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. ve Bozkurt, E.**, 1999, Evidence from the Gediz graben for episodic two-stage extension in western Turkey, *Journal of the Geological Society, London*, 156, 605-616pp.
- Kramer, S.L.**, 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics, Prentice Hall, Upper Saddle River, 653p.
- Lambros, S.P.**, 1910, Memory notes, first collection (in Greek), Neos Ellinomnimon, Athens, 7, 133-257pp.
- Lee, K. L., Chan, K.**, 1972, Number of equivalent significant cycles in strong motion earthquakes, In *Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction, Research and Application*, 2, University of Washington, Seattle, 609–627pp.
- Li, X., Wang, J., Cui, Y.**, 2014, Effect of confining pressure on dynamic properties of clayey soil, *Soils and Foundations*, 54(5), 909-916pp.
- Mallet, R.**, 1852, 1853, 1854, Catalogue of recorded earthquakes from 1606 BC to AD 1850, Report of the Twenty Third Meeting of the British Association for the Advancement of Science, 22:1-176pp; 23:118-212pp; 24:1-326pp.
- Maravelakis, M.J.**, 1938, A contribution to the knowledge of the history of the earthquakes in Greece and its neighbouring countries from the notes (in Greek), Publications M. Triantaphyllou, Thessaloniki, 13, 80pp.
- Martin, G., Finn, L. and Seed, H.**, 1975, Fundamentals of Liquefaction Under Cyclic Loading, *Journal of the Geotechnical Division, American Society of Civil Engineers (ASCE)*, No. GT5.
- Milne, J.**, 1912, Catalogue of destructive earthquakes. Report of the 18th Meeting of the British Association for the Advancement of Science, Portsmouth.
- Mogami T., Kubo K.**, 1953, The Behaviour of Soil during Vibration, 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering (Switzerland), 152-155pp.

- Mollamahmutoğlu, M. ve Babuğu, F.**, 2006, Zeminlerde Sıvılaşma Analiz ve İyileştirme Yöntemleri, Gazi Kitapevi, Ankara.
- NCEER**, 1997, Proceedings of the NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, National Center for Earthquake Engineering Research, Edited by Youd, T.L., Idriss, I.M., Technical Report No. NCEER-97-0022, Buffalo, New York.
- NEIC**, 1992, National Earthquake Information Centre, United States Geological Survey.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşcu, İ.**, 2004, Neotectonic structures in the area offshore of Alağuatı, Doğanbey and Kuşadası (western Turkey): evidence of strike-slip faulting in the Aegean extensional province, *Tectonophysics*, 391, 67-83pp.
- Ocakoğlu, N., Demirbağ, E. ve Kuşcu, İ.**, 2005, Neotectonic structures in İzmir Gulf and surrounding regions (Western Turkey): Evidences of strike-slip faulting with compression in the Aegean extensional regime. *Marine Geology*, 219, 155-171pp.
- Oh, K.Y., Nam, W., Ryu, M.S., Kim, J.Y., Epureanu, B.I.**, 2018, A review on the foundation of offshore wind energy convertors: current status and future perspectives, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 88, 16-36pp.
- Ovacık, M.**, 2020, Gediz Havzasında yer alan Kemalpaşa Fayı üzerine jeolojik bir inceleme, *Fen Bilimleri Enstitüsü Dergisi*, 3(2), 64-72s.
- Özalp, ř., Akyüz, H.S., Altunel, E., Ergintav, S., Inceöz, M., Aksoy, E.**, 2017, Active Tectonics and Seismic Potential of the Western Anatolia and Surrounding Region. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 15(3), 1025-1060
- Özdağ, O.C., Gonenc, T., Akgun, M.**, 2015, Dynamic amplification factor concept of soil layers: a case study in Izmir (Western Anatolia), *Arabian Journal of Geosciences*, 8(11), 10093-10104pp.
- Palanges, S.K.**, 1882, The earthquakes of Chios (in Greek), Publ. Enosis, Athens.

- Pamir, H.N. ve Akyol, İ.H.**, 1929, Tepeköy - Torbalı Zelzelesi. İstanbul: Darülfünun (İstanbul Üniversitesi), Jeoloji Enstitüsü Neşriyatı, No:1.
- Pamuk, E., Akgun, M., Ozdag, O.C., Gonenc, T.**, 2017, 2D soil and engineering-seismic bedrock modeling of eastern part of Izmir inner bay/Turkey, Journal of Applied Geophysics, 137:104-117pp.
- Papazachos, B., Papazachou, K.**, 1997, The Earthquakes of Greece, Thessaloniki, Ziti Publication, 304p.
- Pavlidis, S., Tsapanos, T., Zouros, N., Sboras, S., Koravos, G. and Chatzipetros, A.**, 2009, Using Active Fault Data for Assessing Seismic Hazard: A Case Study from NE Aegean Sea, Greece. Earthquake Geotechnical Engineering Satellite Conference XVIIth International Conference on Soil Mechanics & Geotechnical Engineering, Alexandria.
- Peacock, W.H., Seed, H.B.**, 1968, Sand liquefaction under cyclic loading simple shear conditions. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, American Society of Civil Engineers (ASCE), 94(SM3), 689–708pp.
- Perrey, A.**, 1848, Mémoire sur les tremblements de terre ressentis dans la péninsule Turco-Hellénique et en Syrie (in French), Public. Academie Royale de Belgique, 73p.
- Pınar, N. ve Lahn, E.**, 1952, Türkiye Depremleri İzahlı Kataloğu, Bayındırlık Bakanlığı Yapı ve İmar İşleri Reisliği Yayınları, 6(36).
- RADIUS Projesi**, 1999, İzmir Deprem Senaryosu ve Deprem Master Planı, <https://www.izmir.bel.tr/izmirdeprem/> (Erişim tarihi: 2 Ocak 2023).
- Rana, S., Sitharam, T.G.**, 2016, Effect of Plasticity Index on the Strength Characteristics of Sandy Soils under Dynamic Loading, International Journal of Geomechanics, 16(3), (04015062)1-11pp.
- Robertson, P.K.**, 2010, Evaluation of Flow Liquefaction and Liquefied strength Using the Cone Penetration Test, Journal of Geotechnical and Environmental Engineering, American Society of Civil Engineers (ASCE), 136(6), 842-853pp.

- Sathas, C.**, 1867, Hellenika Anekdotia (in Greek) (unpublished).
- Seed, H.B., Lee, K.L.**, 1966, Liquefaction of Saturated Sands During Cyclic Loading, Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 92(6).
- Seed, H.B., Idriss, I.M.**, 1971, A Simplified Procedure for Evaluating Soil Liquefaction Potential, Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, American Society of Civil Engineers (ASCE), SM6.
- Seed, H.B., Idriss, I.M.**, 1982, Ground Motions and Soil Liquefaction During Earthquakes, EERI Monograph, Berkeley, California.
- Seed, H.B.**, 1976, Evaluation of Soil Liquefaction Effects on Level Ground During Earthquakes, Liquefaction Problems in Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineers (ASCE), Annual Convention and Exposition, Philadelphia.
- Serdar, E.**, 2006, Comparative Liquefaction Analyses on Adapazarı Soil, Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Bilim ve Teknoloji Enstitüsü, İnşaat Mühendisliği, İstanbul.
- Sgouros, K.A.**, 1937, History of the Chios Island from ancient times to 1700 AD (in Greek), Athens.
- Shibuya, S., Tatsuoka, F., Yasuda, S.**, 2007, Effects of plasticity on cyclic undrained shear behavior of Toyoura and Inada sands, Soils and Foundations, 47(2), 271-284pp.
- Sieberg, A.**, 1932, Erdbebengeographie, Handbuch der Geophysik (in German), 4, 708-744pp.
- Simopoulos, K.**, 1970, Foreign travellers in Greece (in Greek), Athens, 333-1700.
- Şaroğlu, F., Emre, O., Aydoğan, B.**, 1987, Türkiye'nin Diri Fayları ve Depremsellikleri, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA) Derleme Raporu, 8174, 228-230s.

- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ.**, 1992, Türkiye Diri Fay Haritası, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA).
- Tamari, K., Yasuda, S., Koseki, J.**, 2001, Influence of plasticity on the liquefaction resistance of sands under cyclic loading, *Soils and Foundations*, 41(3), 61-73pp.
- Tan, O. ve Taymaz, T.**, 2003, Seismotectonics of Karaburun Peninsula and Kuşadası Gulf: source parameters of April 2, 1996 Kuşadası Gulf and April 10, 2003 Seferihisar (İzmir) earthquakes. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault Systems: Recent Progress in Tectonics and Paleoseismology and Field Training Course in Paleoseismology, Middle East Technical University (METU), Ankara, 147p.
- Tan, O., Papadimitriou, E.E., Pabuçcu, Z., Karakostas, V., Yörük, A. and Leptokaropoulos, K.**, 2014, A detailed analysis of microseismicity in Samos and Kuşadası (Eastern Aegean Sea) areas. *Acta Geophysica*, 62(6), 1283-1309pp.
- Tarcan, G., Koca, M.Y.**, 2001, Hydrogeological and geotechnical assessments of the Kadifekale landslide area, Izmir, Turkey, *Environmental Geology*, 40, 289-299pp.
- Terzaghi, K. and Peck, R.B.**, 1948, *Soil Mechanics in Engineering Practice*, John Wiley.
- Tezcan, S. ve Özdemir, Z.**, 2004, *Liquefaction Risk Analysis and Mapping Techniques*, Higher Education Research Foundation, İstanbul.
- Tosun, H.**, 2002, Dolgu Baraj Depremselliği ve Tasarım Esasları, DSİ Genel Müdürlüğü Yayınları, Ankara, 45-74s.
- USGS-NEIC**, 2020, Earthquake of M_w 7.0 - 14 km NNE of Néon Karlovásion, Greece,
<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us7000c7y0/moment-tensor> (Erişim tarihi: 10 Aralık 2020).

- K.Uslu, A., Özel, N.M., Türkeş, M.**, 2020, Seismic hazard assessment of the Manisa Fault Zone, Western Turkey. *Journal of African Earth Sciences*, 169, 103895p.
- Uzel, B., Sozibilir, H., Ozkaymak, C.**, 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), 439-471pp.
- Uzel, B., Sozibilir, H., Ozkaymak, C., Kaymakci, N., Langereis, C.G.**, 2013, Structural evidence for strike-slip deformation in the Izmir–Balıkesir Transfer Zone and consequences for late Cenozoic evolution of western Anatolia (Turkey), *Journal of Geodynamics*, 65, 94-116pp.
- Uzelli, T.**, 2013, İzmir Yüksek Teknoloji Enstitüsü Kampüsü (Gülbahçe - İzmir) ve Civarının Neotektonik Özellikleri-Batı Anadolu-Türkiye, Yüksek Lisans Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği, 131s.
- Uzelli, T., Baba, A., Mungan, G.G., Dirik, R.K. and Sözbilir, H.**, 2017, Conceptual model of the Gülbahçe geothermal system, Western Anatolia, Turkey: Based on structural and hydrogeochemical data, *Geothermics*, 68, 67-85pp.
- Vucetic, M., Dobry R.**, 1991, Effect of soil plasticity on cyclic response, *Journal of Geotechnical Engineering*, 117(1): 87-107pp.
- Vucetic, M.**, 1994, Cyclic threshold shear strains in soils, *Journal of Geotechnical Engineering*, 120(12):2208-2228pp.
- Wang, J.G.Z.Q., Law, K.T.**, 1994, *Siting in Earthquake Zones* 1st Edition, A.A. Balkema Publisher, Rotterdam.
- Wong, R.T., Seed, H.B., Chan, C.K.**, 1974, Liquefaction of Gravelly Soils Under Cyclic Loading Conditions, Earthquake Engineering Research Center, EERC Report No. 74-11, Berkeley, CA.

- Wu, W., Hicher, P.Y., Lyamin, A.,** 2003, Mechanical behavior of reconstituted clays depending on plasticity index under cyclic loading, *Soils and Foundations*, 43(5), 63-75pp.
- Yaltrak, C., Ateş, O.,** 2010, Gediz Graben sistemi ve volkanizma: Neojen-Kuvaterner süreci boyunca tetikleyici süreçler. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 34(2), 1-24s.
- Yılmaz, Y.,** 2006, Değişik gradasyonlu kumların dinamik üç eksenli deneyi ile tespit edilen sıvılaşma dirençleri ile geleneksel direkt kesme ve hidrolik iletkenlik deney bulgularının ilişkilendirilmesi, Doktora Tezi, Gazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, İnşaat Mühendisliği, Ankara.
- Youd, T.L., Idriss, I.M.,** 1997, Proceedings of the NCEER Workshop on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, National Center for Earthquake Engineering Research (NCEER), State University of New York at Buffalo, New York.
- Youd, T.L., Idriss, I.M.,** 2001, Liquefaction Resistance of Soils: Summary Report from the 1996 NCEER and 1998 NCEER/NSF Workshops on Evaluation of Liquefaction Resistance of Soils, *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 127(4).
- Zhang, Q., Liu, H., Li, X., Zhang, D.,** 2018, Effect of number of cycles on shear modulus reduction curve of a clayey soil, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 114, 453-459pp.
- Zhou, W., Li, X., Cui, Y., Chen, G.,** 2018, Effects of Plasticity Index on Shear Behavior of Silty Sand under Cyclic Loading, *Advances in Civil Engineering*, 2018, 1-11pp.
- Zhou, J., Kuo, K.H., Chen, Y.,** 2018, Effects of Plasticity Index on Shear Wave Velocity and Shear Modulus of Silt-Clay Soils. *Geotechnical Testing Journal*, 41(3), 493-501pp.
- Ziotopoulou, K., Cetin, O.K., Pelekis, P. et al.,** 2022, Geotechnical Reconnaissance Findings of the October 30 2020, M_w 7.0 Samos Island

(Aegean Sea) Earthquake, *Bulletin of Earthquake Engineering*, 20, 7819-7872pp.

Zolotas, G., 1921, *The History of Chios, Historical topography and genealogy (in Greek)*, I, Athens.



TEŞEKKÜR

Tez çalıőmamdaki araőtırmalarımnda bana her tŸrlŸ imkan ve olanağı sağlayan saygıdeğer danışman hocam Prof. Dr. Selim ALTUN'a aynı zamanda sŸre boyunca tecrŸbeleri ile beni aydınlatan, desteğini ve yardımlarını hiç eksik etmeyen Araő. GŸr. Dr. İrem BOZYĐİT'e en içten duygularımıla minnet ve teőekkŸrlerimi sunarım.

Aynı zamanda hayatımın her dŸneminde yanımda olan aileme Ÿzellikle de gŸsterdiđi anlayış ve bana verdiği destek ile motivasyonumu yŸkselten anneme ve babama sonsuz teőekkŸr ederim.

CemregŸl DirektŸr

İzmir, 2023

ÖZGEÇMİŞ

Cemregül Direktör, 2016 yılında başladığı Ege Üniversitesi Mühendislik Fakültesi İnşaat Mühendisliği Bölümü'nden 2020 yılında mezun oldu. Mezun olduğu sene 2020'de Ege Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü İnşaat Mühendisliği Ana Bilim Dalında yüksek lisans eğitimine başladı.

