ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Sevda KARANLIK

Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

ADANA-2006

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

HATAY ALTINKOY ÇEVRESİNİN ZEMİN SIVILAŞMA RİSKİNİN BELİRLENMESİ

Sevda KARANLIK
YÜKSEK LİSANS TEZİ
İNŞAAT MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Bu tez 04/10/2006 Tarihinde Aşağıdaki Jüri Üyeleri Tarafından Oyçokluğu ile Kabul Edilmiştir.

İmza :.....	İmza :.....	İmza :.....
Prof. Dr. Hasan ÇETİN	Prof.Dr. Aziz ERTUNÇ	Prof.Dr. Mustafa LAMAN
DANIŞMAN	ÜYE	ÜYE

Bu tez Enstitümüz İnşaat Mühendisliği Anabilim Dalında hazırlanmıştır.

Kod No:

Prof. Dr Aziz ERTUNÇ
Enstitü Müdürü
İmza ve Mühür

Not: Bu tezde kullanılan özgün ve başka kaynaktan yapılan bildirişlerin, çizelge, şekil ve fotoğrafların kaynak gösterilmeden kullanımı, 5846 sayılı Fikir ve Sanat Eserleri Kanunundaki hükümlere tabidir.

ÖZ

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi

SEVDA KARANLIK

ÇUKUROVA ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ ANABİLİM DALI

Danışman : Prof. Dr. Hasan ÇETİN
Yıl: 2006, Sayfa: 70
Jüri : Prof. Dr. Hasan ÇETİN
: Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ
: Prof. Dr. Mustafa LAMAN

ÖZ

Sıvılaşma, deprem sırasında zemin hasarlarına neden olan en önemli faktörlerden biridir. Sıvılaşma, suya doygun kumlu, siltli zeminlerin deprem tarafından üretilen tekrarlı dinamik gerilmelerin etkisiyle, suyla birlikte viskoz bir sıvı gibi yüzeye doğru yükselmesi olayıdır. Hem arazi hem de laboratuvar koşullarında yapılan çalışmalar, temiz kumlar, kumlu zeminler ve plastik özellik göstermeyen siltli zeminlerin sıvılaşabilir özellikte olduğunu göstermiştir.

Bu araştırmada, Hatay Samandağ Altınkoy ve çevresinin zemin sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesi amaçlanmıştır. Elde edilen SPT sonuçları, sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde kullanılan yer ivmesi, derinlik - SPT değerleri arasındaki ilişkileri veren abaklar yardımıyla değerlendirilmiştir. Ayrıca, inceleme alanı zeminlerine ilişkin granülometrik analiz sonuçları daha önce farklı depremler sonucu farklı bölgelerde sıvılaşan zeminlerdeki bilinen granülometri aralıklarıyla karşılaştırılmıştır. Elek analizi sonucunda, inceleme alanı topraklarının %13.60 ile %48.74 arasında değişen oranlarda silt içeren siltli kum olduğu belirlenmiştir. Zeminin doğal su içeriği %10.94 ile %19.70 arasında değişmekte olup, 4.50 metrede statik yeraltı suyuna rastlanmıştır. Sıvılaşma potansiyeline ilişkin elde edilen veriler, çalışma alanın önemli oranda sıvılaşma riski taşıdığını göstermiştir. Ancak, tüm çalışma alanı için genelleme yapabilmek için daha fazla araştırma yapılması gerekmektedir.

Anahtar Kelimeler: Sıvılaşma potansiyeli, SPT, Granülometrik analiz

ABSTRACT

MSc THESIS

Determination of Liquefaction Risk in Hatay Altınkoy Region

SEVDA KARANLIK

DEPARTMENT OF GEOLOGY ENGINEERING
INSTITUTE OF NATURAL AND APPLIED SCIENCE
UNIVERSITY OF ÇUKUROVA

Supervisor : Prof. Dr. Hasan ÇETİN
Year: 2006, Pages: 70
Jury : Prof. Dr. Hasan ÇETİN
: Prof. Dr. Aziz ERTUNÇ
: Prof. Dr. Mustafa LAMAN

ABSTRACT

One of the most significant factors leading ground failure during earthquakes is the liquefaction which is an upward movement of saturated soils to the surface like a viscose liquid due to cyclic stress generated by the earthquakes. Clean sands, sands containing fines and non-plastic silts have been shown to be liquefiable soils both in the field and in the laboratory.

The objective of this research was to determine the liquefaction risk of the Hatay Samandağ Altınkoy region. The liquefaction potential was evaluated by examining the relationship between SPT, depth and ground acceleration values. In addition, granulometric composition of the soils taken from study area was compared to the previous research results for its liquefaction potential. Grain size analysis showed that the soils of the study area were composed of sand having different amount of silt fraction (13.60% – 48.74%). Natural water content of the soils ranges from 10.94% to 19.70%. The ground water level is observed at about 4.50 m. Results showed that the study area has significant liquefaction risk. However, further studies are needed to make a generalization for whole study area.

Key Words: Liquefaction potential, SPT, Granulometric analysis

TEŞEKKÜR

Bu araştırmanın planlanması, gerçekleştirilmesi, yürütülmesi ve değerlendirilmesi sırasında her zaman yakın ilgi ve desteklerini gördüğüm değerli danışman hocam sayın Prof. Dr. Hasan ÇETİN'e teşekkür ediyorum.

Bu araştırmanın gerçekleştirilmesi ve değerlendirilmesinde katkı ve desteklerinin gördüğüm Hatay Jeoloji Mühendisleri Odası Başkanı Jeoloji Mühendisi sayın Necati ORUKOĞLU'na, araştırmanın çeşitli aşamalarında yardımlarını gördüğüm sayın Prof. Dr. Semir ÖVER'e teşekkür ederim.

Ayrıca son derece yoğun bir çalışma temposu içerisinde gerçekleştirilen yüksek lisans çalışmam sırasında büyük özverilerde bulunarak, çalışmalarımı destekleyen ve her zaman yanımda olan sevgili eşime ve aileme teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER **SAYFA NO**

ÖZ…..... I

ABSTRACT..... II

TEŞEKKÜR..... III

ÇİZELGELER DİZİNİ..... VI

ŞEKİLLER DİZİNİ..... VII

SİMGELER DİZİNİ..... VIII

1. GİRİŞ..... 1

1.1. Genel 1

1.2. Hatay Bölgesi Genel Jeolojisi 3

1.3. Bölgesel Tektonik 7

1.4. Bölgenin Depremselliği 9

1.5. Bölgenin Hidrojeolojisi 9

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR..... 10

2.1. Zemin Sıvılaşması: Tanımı ve Mekanizması……. 10

2.2. Sıvılaşma İle İlgili Genel Tanımlar…… 12

2.3. Sıvılaşmaya Etki Eden Faktörler…… 13

2.3.1. Zemin Özelliklerinin Sıvılaşmaya Etkisi…… 14

2.3.1.1. Relatif Sıkılık…….. 14

2.3.1.2. İnce Tane Oranı 15

2.3.1.2.1. Plastik Olmayan İnce Tane Oranı..... 15

2.3.1.2.2. İnce Tane Oranı ve Plastisite……..…… 20

2.3.1.3. Tane Boyutu Karakteristiği 22

2.3.1.4. Zeminin Drenaj Koşulları 24

2.3.1.5. Sıvılaşabilir Zeminin Derinliği ve Yeraltı Su Seviyesi Derinliği…….…. 25

2.3.2. Jeolojik Şartların Sıvılaşmaya Etkisi…….. 25

2.3.3. Yer Hareketlerinin Sıvılaşmaya Etkisi…… 27

SAYFA NO

2.4. Sıvılaşma Potansiyeli Değerlendirmeleri……... 28

2.4.1. Laboratuar Deneyleri…….. 28

2.4.2. Arazi Deneyleri 29

3. MATERYAL VE METOD..... 30

3.1. Materyal..... 30

3.2. Metod…… 30

3.2.1. Sondaj Araştırmaları ve Arazi Deneyleri…… 31

3.2.2. Deney Sonuçlarına İlişkin Düzeltmeler…….. 31

3.2.3. Taşıma Gücünün Hesaplanması……. 32

3.2.4. Sıvılaşma Potansiyelinin Belirlenmesi……... 32

3.2.5. Laboratuar Deneyleri……. 35

4. BULGULAR ve TARTIŞMA..... 36

4.1. İnceleme Alanına İlişkin Bulgular …… 36

4.2. Standart Penetrasyon Deneyine İlişkin Bulgular…… 42

4.3. Sıvılaşma Potansiyeli…….. 44

5. SONUÇ ve ÖNERİLER……..... 46

KAYNAKLAR…….. 48

ÖZGEÇMİŞ……... 58

EKLER…….. 59

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge No	Çizelge Adı	Sayfa No
2.1	Yer ivmesi ve relatif sıkılığa bağlı olarak sıvılaşma potansiyeli...	15
2.2	Siltli ve killi kumların sıvılaşabilirliği……	23
2.3	Depremler sırasında sıvılaşabilecek çökel depositlerin tahmini hassaslıkları……..	26
4.1	Hatay ili ve civarında tarihsel dönemde meydana gelen depremler …….	42
4.2	İnceleme alanında elde edilen SPT değerleri ile derinlik ve yeraltısuyuna bağlı olarak düzeltilmiş SPT-N' ve SPT-N" değerleri……	43
4.3	İnceleme alanı sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi……	45

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil No	Şekil Adı	Sayfa No
1.1.	İnceleme alanı yer bulduru haritası ……..	3
1.2.	Bölgenin jeoloji haritası…….	5
1.3.	Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri ...	7
2.1.	Suya doygun kumlu zeminin sıvılaşma olgusu……..	12
2.2.	Zemin tanecikleri; okların uzunluğu zemin parçaları arasındaki bağlantı kuvveti ile doğru orantılıdır. Su basıncı azaldıkça bağlantı kuvveti artmaktadır…….	12
2.3.	Büyüklüğü 7.5 olan depremler için SPT temiz kum eğrileri……..	16
2.4.	Artan silt içeriği ile çevrimsel mukavemetin artışı…….	17
2.5.	Artan silt içeriği ile çevrimsel mukavemetin azalması……..	18
2.6.	Silt içeriğine bağlı olarak çevrimsel mukavemette meydana gelen değişimler……..	19
2.7.	Plastisite indeksi çevrimsel mukavemet ilişkisi……	20
2.8.	1999 Kocaeli depremi sonucunda Adapazarı'nda elde edilmiş test sonuçları (Bray ve ark., 2004). (a) Çin kriterleri (Seed ve Idriss, 1982; Wang, 1979); (b) Andrews ve Martin (2000); (c) Seed ve ark., 2003……..	24
2.9.	Deprem manyitüdüne bağlı olarak sıvılaşmanın görüldüğü en uzak mesafe……	28
3.1.	Sınır periyodik gerilme oranları SPT-N değerleri ilişkisi……..	34
4.1.	Üniformluk sayısı 6'dan küçük olan numuneler için çizilen granülometri eğrileri……..	37
4.2.	Üniformluk sayısı 6'dan büyük olan numuneler için çizilen granülometri eğrileri……..	37
4.3.	Türkiye deprem bölgeleri haritası……..	40
4.4.	01. 01. 1900 – 22. 04. 2004 tarihleri ve (35.7796 – 38.0323) N – (35.8090 – 38.5752) E koordinatları ile sınırlanan bölgede meydana gelen $M \geq 4.0$ olan depremlerin dağılımı …….	41

SİMGELER DİZİNİ

Simge / Kısaltma	Açıklama	Birimi
σ'_{vo}	Efektif düşey gerilme (aynı zeminde belirli bir depremin meydana getireceği ortalama kayma gerilmesi)	t/m^2
σ_{vo}	Göz önüne alınan derinlikteki toplam düşey gerilme (zeminde oluşabilecek ortalama kayma gerilmesi)	t/m^2
γ	Zeminin hacimsel kütlesi	t/m^3
τ_{av}	Ortalama çevrimsel kayma gerilmesi (zeminde sıvılaşmanın başlayabilmesi için gerekli periyodik sınır kayma gerilmesi)	t/m^2
γ_s	Suyun yoğunluğu	t/m^3
a_{max}	Depremin zemin yüzeyinde oluşturduğu en büyük yatay yer ivmesi	g
C_N	Derinlik düzeltme katsayısı	-
CPT	Konik penetrasyon testi	
C_w	Su düzeltmesi	-
d	Tane çapı	mm
d_{50}	Ortalama tane boyutu	mm
d_{60}/d_{10}	Üniformluk katsayısı	-
DKDO	Dinamik kayma direnç oranı	-
DKGO	Dinamik kayma gerilme oranı	-
D_r	Relatif sıkılık	-
FC	İnce dane oranı	-
g	yerçekimi ivmesi	m/s^2
GF	Sıvılaşmaya karşı güvenlik faktörü	-
h	Derinlik	m
h_s	Yeraltı suyu seviyesi	m
I_p	Plastisite indeksi	-
LL	Likit limit	-
N	Standart penetrasyon sayısı	-
N’	Derinlik düzeltmesi yapılmış penetrasyon sayısı	-
N”	Yeraltı suyu düzeltmesi yapılmış penetrasyon sayısı	-
q_{net}	Zemin taşıma gücü	kg/cm^2
r_d	Efektif gerilme azaltma katsayısı	-
SPT	Standart penetrasyon testi	
U	Boşluk suyu basıncı	t/m^2
V_s	Kayma dalga hızı	m/s

1. GİRİŞ

1.1. Genel

Zemin sıvılaşması, depremlerde meydana gelen hasarların en önemli etkenlerden biridir. Bin yılın son depremlerinde de (Adapazarı, Düzce, Türkiye; Chi – Chi, Tayvan 1999) görüldüğü üzere sıvılaşma olayı önemli hasar sebepleri arasında kalmaya devam etmektedir (Çetin ve Unutmaz, 2004). Ancak tarihsel sürece bakıldığında, 1960'lı yıllara kadar deprem sırasında zemin davranışının yapılar üzerindeki etkisine çok fazla önem verilmemiştir. Sıvılaşma mekanizması ve doğurduğu sonuçların anlaşılmasına yönelik çalışmalar, 1964 yılında meydana gelen ve sismik sıvılaşma nedeniyle yıkıcı hasara neden olan Niigata – Japonya ve Büyük Alaska – ABD depremleri sonrası hızlanmıştır. Ülkemizde ise zemin sıvılaşmasının önemi 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminden sonra daha iyi kavranmıştır.

Deprem hasarlarının analizine yönelik çalışmalar, depremin neden olduğu hasarın tek bir yöntemle meydana gelmediğini göstermiştir (Turoğlu, 2004). Sismik kökenli yer sarsıntısının özellikle insan yapıları üzerindeki yıkıcı etkisi, daima en önemli deprem etkisi olarak kabul edilmiştir. Dolgu alanlarında sıvılaşma ile meydana gelen deprem hasarları da uzun yıllar doğrudan yer sarsıntılarının neden olduğu hasarlar arasında görülmüş ve yorumlanmıştır. Oysa sıvılaşma sonucu hasar oluşumu farklı bir yöntemle gelişmekte olup, sismik yer sarsıntıları bu olayı tetikleyen faktörlerden biri olarak etkili olmaktadır. *Sıvılaşma* (liquefaction) terimini ilk kez bilimsel literatüre kazandıran araştırıcı Terzaghi (1925) olmuştur. Terzaghi (1925) sıvılaşmayı şöyle tanımlamıştır: "*Sıvılaşma, suya doygun zeminin çökmesi sırasında, zemini oluşturan katı parçacıkların ağırlığının, zemini çevreleyen suya aktarılmasıyla oluşur. Bu olay sonucunda, zeminin herhangi bir derinliğinde hidrostatik su basıncı yükselerek, bu basıncın büyüklüğü suya batan zeminin birim ağırlığına yaklaşır*" (Castro, 1969).

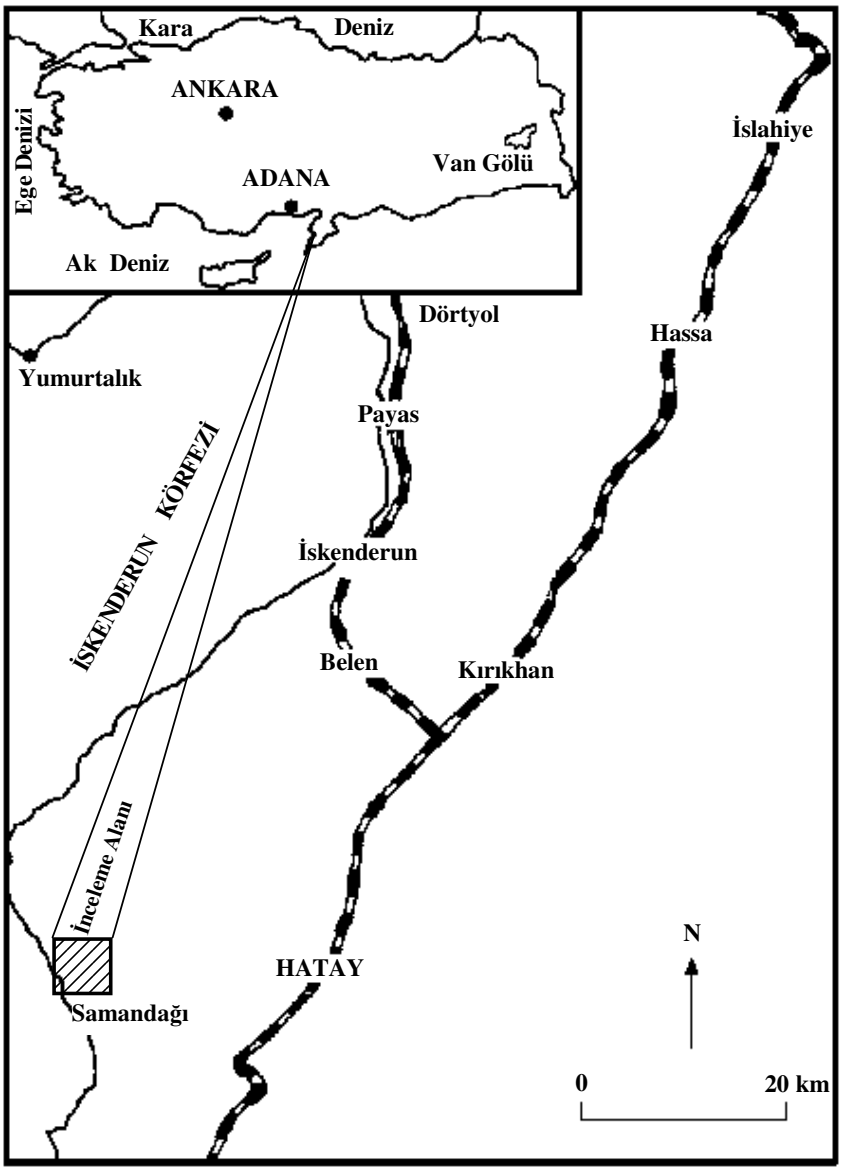
Sıvılaşma durumunda zeminin yapısı küçük bir kırıcı dirençle bozulabilir ve ortaya çıkan deformasyonlar, binaları veya diğer yapıları hasara uğratacak kadar büyük olabilir (Aksu ve Toz, 2002). Bu tür zeminler gevşek zemin olarak adlandırılır. Sıvılaşmaya neden olabilecek bir gevşeme, esas olarak zeminin gözenekliliğine, partiküller arasındaki kil veya diğer tutucu parçacık miktarına ve

drenaj konusundaki kısıtlamalara bağlıdır. Sıvılaşmayı takiben zeminde oluşabilecek deformasyonun miktarı, materyalin gevşekliğine, derinliğine, kalınlığına ve sıvılaşan tabakanın zeminde kapsadığı alana, zeminin eğimine, bina ve diğer yapılar nedeniyle zemine uygulanan yükün dağılımına bağlıdır (CDMG, 1992). Zeminde sıvılaşmaya neden olan hareketler, sismik dalgalar ve özellikle de makaslama dalgalarıdır (Youd, 1992). Bu dalgalar suya doygun taneli tabakalardan geçerken oluşturdukları ek su basıncı ile tanecikli yapıyı bozar ve zeminin dayanımını yitirmesine neden olurlar.

Zemin sıvılaşması, özellikle yeraltı su seviyesinin yüksek olduğu deniz ve dere kenarı gibi yerlerde yüzeylenen suya doygun kohezyonsuz zeminlerde, boşluk suyu drenajının mümkün olmadığı ani yükselme durumlarında bu tür zeminlerin sıvılaşmaya meyilli olmamaları sebebiyle, boşluk suyu basınçlarındaki ani yükselmeye bağlı olarak efektif gerilmelerin düşmesi sonucunda ortaya çıkmaktadır (Derinöz, 2004).

Sıvılaşma olayının insan hayatına ve ekonomiye olan olumsuz etkilerinden dolayı bu konuda yapılan araştırmalar günden güne artmakta ve gittikçe önem kazanmaktadır. Kum – siltli kum gibi zeminler içeren tabakaların, bir deprem esnasında sıvılaşma potansiyelini saptayabilmek amacıyla arazi ve laboratuar çalışmalarından elde edilebilen zemin ve sismik parametrelerin bir arada kullanıldığı çeşitli kriterler ve deneysel formüller mevcuttur. Birinci derecede deprem kuşağı içerisinde yer alan Hatay yöresinde, özellikle kıyı bölgelerde, sıvılaşma olayı büyük önem taşımakta olup, yörede gerçekleştirilecek yapılaşmalarda zemin etüt raporlarının hazırlanması sırasında sıvılaşma riskinin belirlenmesi büyük önem taşımaktadır.

Bu araştırmanın amacı, Hatay ili Samandağ ilçesi Meydan Köyü sınırları içinde yer alan, Antakya şehir merkezine yaklaşık 25 km uzaklıkta, Antakya – Samandağ karayolunun 5 km Güneydoğusunda bulunan Altınkoy ve çevresinde bulunan parsellerin zemin ve jeo-teknik özelliklerinin belirlenmesi, zemin sıvılaşma riskinin saptanması ve yapılaşma öncesi gerekli ıslah çalışmalarının belirlenmesidir (Şekil 1.1). Bu araştırma, inceleme alanında yer alan bütün parselleri kapsamamakta olup, inceleme alanında durum tespitine dönük bir ön çalışma olarak planlanmıştır.



Şekil 1.1. İnceleme alanı yer bulduru haritası

1.2. Hatay Bölgesi Genel Jeolojisi

Hatay ve kuzeybatı Suriye bölgesi, esas olarak magmatik ve sedimanter kayaçlardan oluşur. Metamorfik kayaçlar çok azdır. Magmatik kayaçların çoğunluğu, ofiyolitler ile volkanik kökenli artıklardır. Sedimanlar Alt Paleozoyikten Kuvaterner'e kadar uzanırlar (Atan, 1969; Aslaner, 1973; Selçuk, 1981; Pişkin, 1986; Özkoçak, 1993).

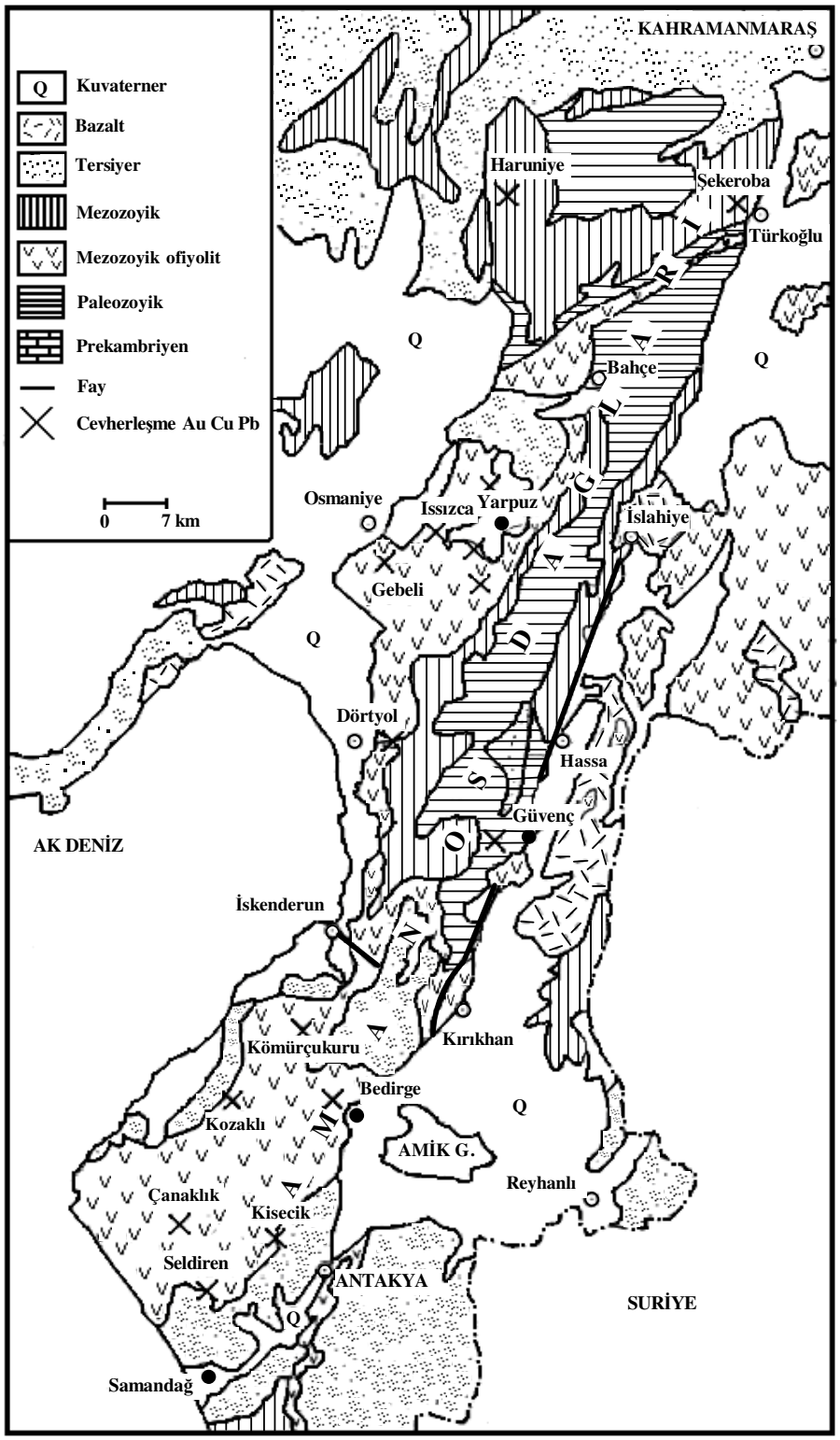
Otokton yukarıdan aşağıya doğru olup, geniş bir serinin Kretase, Jurasik ve Triyas formasyonlarından ve Paleozoyik yaşlı kayaçlardan oluşur. Geniş seri Paleozoyik formasyonlar üzerine diskordandır. Kretase; kireçtaşları, marnlı kireçtaşları, marnlar, kumlu kireçtaşları, silisli kireçtaşları ve kumtaşlarını kapsar. Jurasik; kireçtaşları, dolomitik oolitik ve kumlu kireçtaşlarından oluşur. Triyas ise kuvarsitler, kireçtaşları ve konglomeralardan oluşmaktadır (Şekil 1.2).

Allokton esas olarak aşağıdan yukarıya doğru ofiyolitler ve örtü olmak üzere iki birimden oluşur. Ofiyolitik masif, serpantinleşmiş dünit ve harzbürjitler, tabakalı gabrolar, sheeted dayk kompleksi ve yastık lavlardan oluşan tipik bir ofiyolit serisi şeklindedir. Masifin çekirdeği, KD-GB yönlü bir antiklinal merkezinde yer alan peridotitlerden oluşur. Antiklinalin kanatları üzerinde ofiyolitlerin daha üst üyeleri yüzeyler. Ofiyolitler zeolit fasiyesi metamorfizmasına maruz kalmışlardır. Bunun okyanussal bir olay olduğu düşünülür. Nitekim stratigrafik olarak, ofiyolitlerin üzerinde ve tektonik olarak ofiyolitlerin altında bulunan karasal sedimanlar metamorfizma geçirmemişlerdir. Ofiyolitler üzerine diskordan olan örtü, aşağıdan yukarıya doğru Üst Kretase kireçtaşları, konglomeralar ve kumtaşları; Paleojen yaşlı kireçtaşları, marnlı kireçtaşları, marnlar ve kumtaşları, Neojen yaşlı diskordan kumtaşları, killer, marnlı kireçtaşları, marnlar, jips, resifal kireçtaşları ve kumtaşları, Kuvaterner bazaltlar ve alüvyonlardan oluşur.

Bölgede iki önemli yapı mevcuttur: ofiyolitler, tektonik olarak, Albiyen-Apsiyen yaşlı Alt Kretase kireçtaşlarının üzerine oturmuş kalın bir bindirme örtüsü şeklindedir. İkinci yapı ise Tersiyer yaşlı graben faylanmasıdır.

Hatay İlinde ve kuzeybatı Suriye'de, doğrudan ofiyolitlerle ilişkili olmayan volkanizma, üç ana safhada oluşmuştur; Triyas, Jura ve Neojen-Kuvaterner. Triyas yaşlı Baer-Bassit volkano-sedimanter serisi genellikle yastık lavları şeklinde, hafif alkalin eğilimli toleit bileşiminde akıntılar içerir (Parrot, 1974; Parrot, 1977). Bu, volkanizma, Afrika-Arap platformunun kuzey sınırını etkileyen bir riftleşme safhasının kanıtı olarak yorumlanır.

Bir plaka volkanizmasının ürünleri olan Jura yaşlı alkalin volkanikler, Parrot (1977) tarafından Baer-Bassit de tanımlanmıştır ve bir bazanit-lamprofirik topluluk ve bir tingaitik fonolit topluluğu oluştururlar.



Şekil 1.2. Bölgenin jeoloji haritası (Özkoçak, 1993).

Neojen-Kuvaterner yaşlı yarılım, volkanizması Hatay'da iyi gelişmiştir. Bu ilde, Miyosen ve Kuvaterner bazaltlar özellikle Karasu vadisinde boldur. Ölü Deniz rifti, bu fay zonu içinde Miyosen sırasında Arap platformu ile Toros-Anadolu platformunun çarpışmasıyla oluşan Doğu Anadolu transform fayı ile karşılaşır.

Hatay ofiyoliti üç ana değişim gösterir: serpantinleşme, az çok iodenjit oluşumu ve zayıf bir metamorfizma gelişimi (okyanus tabanı tipinde). Yeşil şist-zeolit fasiyesinde olan okyanus tabanı metamorfizması, Troodos'unkinden daha zayıftır (Sinewing, 1975) ve gabroların bir kısmını bütün sheeted dayk kompleksini ve muhtemelen yastık lavlarını etkiler.

Hatay ve Baer-Bassit lavlarının iz element analizleri, volkanik yay bazaltlarına veya kenar havza bazaltlarına daha yakın olduklarını göstermiştir. Andezitlerin bulunmayışı, bu iki masifin de tipik bir ada yayına ait olmadığını gösterir. Bu nedenle kenar havza kökeni en muhtemeli olarak görünür (Delaloye ve Wagner, 1984).

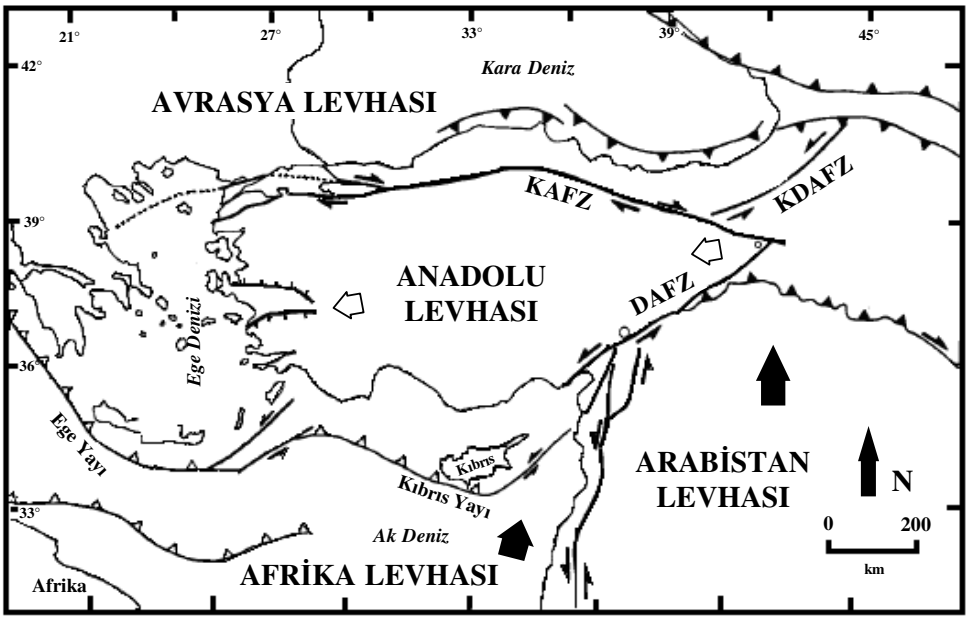
Yastık lavlarından potasyum-argon metodu ile tayin edilen jeokronolojik yaşlar, bu kayaçlar çok altere olduklarından biraz şüphe ile karşılanmalıdır. Bu kayaçların kristalleşme yaşı, yastık lavlar üzerine Mastrihtiyen transgresyonu ile belirlenmiş bir üst sınıra sahiptir (Delaloye ve ark., 1980).

Hatay sheeted dayk kompleksinin jeokronometrik olarak tayin edilmiş yaşları 73 ile 99 milyon yıl arasındadır. Bu da Orta Kretase veya biraz daha büyük bir yaşı gösterir. Gabrolardan alınan yeşil amfibollerden elde edilen yaşlar ise biraz daha büyüktür (Üst Jura).

Baer-Bassit ofiyolitinin metamorfik tabanından alınan amfiboller 85-95 milyon yıllık bir yaş verirler. Bu taban, okyanus kabuğunun kopması ve sürüklenmesiyle oluştuğundan bu amfibolitlerle birlikte olan ofiyolit bölümü litosferin en genç kısmını temsil eder. Bu nedenle böyle bir çevre için elde edilen izotopik yaş, ofiyolitin formasyon yaşının üst sınırı olabilir. Bu nedenle, Hatay ve Baer-Bassit ofiyolitleri Jura devrinde aktif olan bir sırtın en genç kısımlarını temsil eder (Delaloye ve Wagner, 1984).

1.3. Bölgesel Tektonik

Antakya ile Kahramanmaraş illeri arasındaki kesimi kapsayan Hatay bölgesi, Doğu Akdeniz bölgesinin en doğu kısmında yer almaktadır. Tektonik açıdan bu bölge, sol yanal Ölü Deniz fay zonunun en kuzey segmenti ile yine sol yanal Doğu Anadolu fay zonunun en güney segmenti arasında yer almaktadır (Şekil 1.3). Bu deformasyon zonları Arap-Afrika levhaları ile Anadolu bloğunun birbiri ile olan göreceli hareketlerine bağlı olarak gelişmiştir (Mc Kenzie, 1972, Mc Kenzie, 1978; Şengör, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1979; Dewey ve ark., 1986; Jackson ve Mc Kenzie, 1988; Över ve ark., 2001).



Şekil 1.3. Türkiye'nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör ve ark., 1985)

Doğu Anadolu fay zonu, daha çok sismik gözlemlerle tanımlanmış olup (Mc Kenzie, 1972, Mc Kenzie, 1978; Jackson ve Mc Kenzie, 1984; Şaroğlu ve ark., 1992) yaklaşık olarak 500 km uzunluğa sahiptir. Bu fay zonunun uzantısı, güneybatı kesiminde yer alan Kahramanmaraş ilinden itibaren değişik araştırmacılara göre farklılıklar arz etmektedir (Över ve ark., 2001). Jackson ve Mc Kenzie (1984) bu fay zonunu İskenderun körfezine doğru, Perinçek ve Çemen (1990) ile Şaroğlu ve ark. (1992) ise Antakya'ya doğru uzatırken, son olarak Westaway ve Arger (1996) ile

Koçyiğit ve Beyhan (1998), Adana havzasının doğusundan Kıbrıs'a doğru devam ettiğini bildirmektedirler. Kahramanmaraş ile Antakya arasında yer alan ve Karasu rifti olarak tanımlanan çöküntü bölgesinin batı kesimi Amanos yükselimi ile sınırlanmıştır (Lybéris ve ark., 1992). KKD-GGB yönlü olan Amanos fayı Kahramanmaraş ile Antakya arasında Doğu Anadolu fayının en güney segmentine karşılık gelmektedir (Perinçek ve Çemen, 1990).

Ölüdeniz fay zonu ise, yaklaşık 1000 km uzunluğunda olup, güneyde Ölü Denizden kuzeyde Antakya'ya kadar uzanan bir tektonik kuşağı oluştururken, Afrika ve Arap levhaları arasında kuzeye doğru gelişen göreceli hareketi sağlamaktadır (Mc Kenzie, 1972, McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie, 1988; Lybéris ve ark., 1992). Arabistan'a ayrı bir levha özelliği kazandıran bu fay zonu, genelde doğrultu atımlı bir fay olarak kabul edilmektedir (Nur ve Ben-Avraham, 1978; Lovelock, 1984; Hempton, 1987; Ambraseys ve Barazangi, 1989). Hatay bölgesinin güney kesiminde her iki tektonik kuşağın etkileri de görülmektedir.

Bu iki tektonik kuşak arasında yer alan Amik Havzası, yaklaşık 30 km genişliğe sahip olup, Pliyo-Kuvaterner yaşlı (Lybéris ve ark., 1992) veya daha genç çökellerle temsil edilmektedir. (Perinçek ve Eren, 1990). Bazı araştırıcılar ise bu havzanın atımlı fay segmenti arasında gelişen çekayır tipi bir havza olduğunu savunmaktadırlar (Gülen ve ark., 1987; Lybéris ve ark., 1992). Bu görüşe karşıt olarak, Muehlberger (1981) ile Perinçek ve Çemen (1990) ise, havzanın bir çöküntü sistemi içerisinde geliştiğini vurgulamaktadırlar. Amik havzası boyunca elde edilen sismik yansıma profillerinde izlenen ve havzayı sınırlayan normal fayların varlığı da, havzanın güney-güney batıya doğru bir açılmayla oluştuğunu göstermektedir (Perinçek ve Çemen, 1990). Havzanın güney kesiminden elde edilen fay topluluklarının kinematiği, havzanın güney kesiminde KD-GB doğrultusunda bir açılma rejiminin varlığını ortaya koymaktadır (Lybéris ve ark., 1992). Bu bölgede yazarlar tarafından gerçekleştirilen fay kinematiği analiz çalışmaları sonucunda, havzanın KD-GB yönelimli bir açılma rejimiyle oluştuğu görüşüne varılmıştır.

1.4. Bölgenin Depremselliği

Hatay ili ve civarında M.Ö. 148 ile M.S. 1873 yılları arasında şiddetleri VI ile X arasında değişen toplam 62 tarihsel deprem olmuştur (Saydam ve ark., 2005; Anonymous, 2006c, Anonymous, 2006d). Hatay ili civarında 13 Ağustos 1822 ve 3 Nisan 1872'de Antakya'yı yerle bir eden ve büyüklüğü 7.0'den fazla iki tarihsel deprem bilinmektedir (Ambraseys ve Barazangi, 1989). Bu bakımdan Antakya ve civarında 1872 yılından beri önemli sayılabilecek bir deprem meydana gelmemiştir. Kuzey Anadolu fayı son yüzyıl içerisinde oldukça aktif iken Doğu Anadolu fayı oldukça sakin görünmektedir.

1.5. Bölgenin Hidrojeolojisi

Tersiyer yaşlı Alan ve Almacık Kireçtaşları birimleri hidrojeolojik açıdan aynı yeraltı su sistemi içinde yer almaktadır (Saydam ve ark., 2005). Alan Kireçtaşı bol kırıklı ve çatlaklı olup Almacık Kireçtaşına göre daha az su içermektedir. Alan Kireçtaşlarındaki kırık ve çatlaklar yeraltı su hareketini kontrol etmektedir. Alan Kireçtaşının beslenmesi doğrudan yağıştan olduğu gibi üst seviyelerde bulunan çok geçirgen Almacık akiferi aracılığı ile de olmaktadır. Alan akiferini etkileyen irili ufaklı fay ve kırıklar birer toplayıcı görevi görmektedir. Alan Kireçtaşı akiferi üzerinde bulunan ve ileri derecede karstlaşmış olan Almacı Karst akiferi bölgeye verilen suyun büyük bir kısmını sağlamaktadır (Saydam ve ark., 2005).

2. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

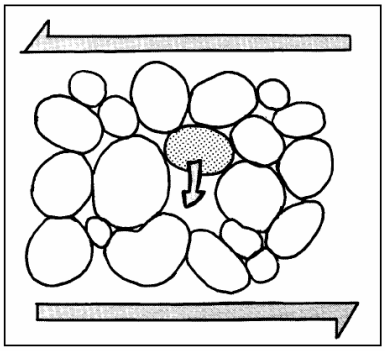
2.1. Zemin Sıvılaşması: Tanımı ve Mekanizması

Depremler sırasında hasara neden olan en önemli faktörlerden biri suya doygun gevşek ve orta sıkılıktaki ince taneli kumlu ve siltli zeminlerin sıvılaşması olayıdır. Genel olarak zemin sıvılaşması, yük uygulanması sırasında zeminde aşırı boşluk suyu basıncı üretilmesi nedeniyle zeminin kesme mukavemetinde meydana gelen ani düşme olarak tanımlanabilir (Castro ve ark., 1982). Yükün uygulanması depremde olduğu şekliyle çevrimsel ya da yamaç kaymalarındaki gibi monotonik şekilde olabilir (Bonita, 2000). Zeminde meydana gelen bu büyük mukavemet kaybını ilk kez Hazen (1920) sıvılaşabilir (liquefiable) davranış olarak tanımlarken, *sıvılaşma* (liquefaction) teriminin bilimsel literatürde ilk kez Terzaghi (1925) tarafından kullanıldığını görmekteyiz. Terzaghi (1925)'e göre "*sıvılaşma, suya doygun zeminin çökmesi sırasında zemini oluşturan katı parçacıkların ağırlığının zemini çevreleyen suya aktarılması durumunda meydana gelebilir. Bu olay sonucunda zeminin herhangi bir derinliğinde hidrostatik su basıncı yükselerek, büyüklüğü suya batan zeminin birim ağırlığına yaklaşır*" (Castro, 1969).

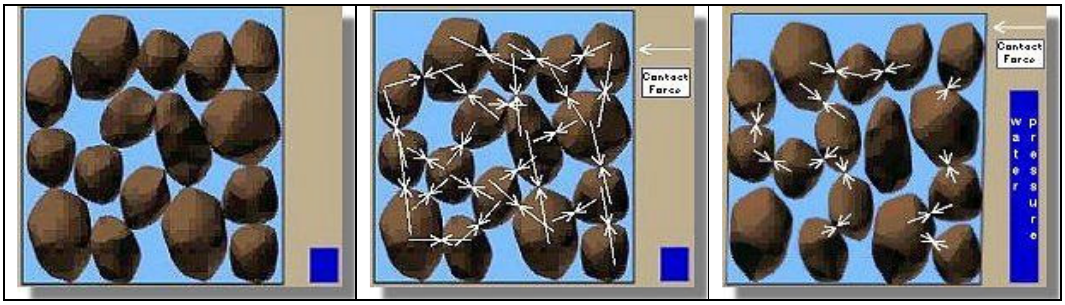
Sonraki yıllarda Casagrande (1936) sıvılaşma terimini Fort Peck Barajı'nda meydana gelen toprak kaymalarını açıklamakta kullanmıştır. 1964'te Alaska, Niigata ve Anchorage yakınlarında meydana gelen ve toprak kaymaları neticesinde yapısal hasarlara neden olan büyük depremlerin ardından dünya kamuoyu sıvılaşma kavramı üzerine odaklanmıştır (Bonita, 2000).

Youd (1992) sıvılaşma olayını suya doygun ince taneli kumlu ve siltli zeminlerin, deprem titreşimleri sırasında boşluk suyu basıncı değerinin artması ile efektif gerilmenin sıfır olması sonucu, zeminin bir sıvı haline dönüşmesi olarak tanımlamaktadır. Sıvılaşma durumunda, zeminin yapısı küçük bir dirençle bozulabilmekte hatta meydana gelen deformasyonlar, binaları veya diğer yapıları hasara uğratacak kadar büyük olabilmektedir (Aksu ve Toz, 2002). Bu tür zeminler gevşek zemin olarak adlandırılır. Sıvılaşma sonucunda zeminde oluşabilecek deformasyonun miktarı, materyalin gevşekliğine, derinliğine, kalınlığına ve sıvılaşan tabakanın zeminde kapsadığı alana, zeminin eğimine, bina ve diğer yapılar nedeniyle zemine uygulanan yükün dağılımına bağlı olmaktadır (CDMG, 1992).

Zeminde sıvılaşmaya neden olan hareketler, sismik dalgalar ve özellikle de makaslama dalgalarıdır (Youd, 1992). Bu dalgalar suya doygun taneli tabakalardan geçerken oluşturdukları aşırı su basıncı ile tanecikli yapıyı bozar ve zeminin dayanımını yitirmesine neden olurlar (Şekil 2.1). Zemindeki sıvılaşma davranışının daha iyi anlaşılabilmesi için depremden önceki zemin koşullarının iyi bilinmesi ve anlaşılması gereklidir. Zeminin yapısını oluşturan bütün taneler birbiri ile temas halindedir (Şekil 2.1 ve 2.2). Taneler arasındaki bu temas yüzeylerinde temas kuvvetleri mevcuttur. Taneler arasındaki boşluklarda ise hava ve su bulunmaktadır. Bu boşluklar suya doygun zeminlerde tamamen su ile dolu olmaktadır. İşte bu boşluklar arasındaki suyun taneler üzerine uyguladığı basınca *boşluk suyu basıncı* denmektedir. Deprem sırasında sismik dalgalar zemin içinde yayılırken birbirine göre ters yönde etkiyen kuvvet çiftleri yaratırlar (Şekil 2.2). Bu durum, suya doygun ve kohezyonsuz zeminlerde zemin tanelerinin yer değiştirmesine neden olur. Bu sırada taneler arasındaki temas yüzeyleri azalır. Böylece taneler arsındaki mevcut temas kuvvetleri, bir başka ifadeyle zemin iskeleti tarafından taşınan yükler (zeminin kendi ağırlığı ve üzerindeki yapı yükleri) taneleri çevreleyen suya aktarılır. Deprem sırasında taneler arasında yer alan bu suyun drene olması için yeterli süre olmadığından, zemin sismik dalgalar öncesindeki denge durumuna kavuşamadan (taneler arasındaki temas yüzeyleri yeniden oluşmadan) boşluk suyu basıncında ani bir artış meydana gelir (Şekil 2.2). Boşluk suyu basıncındaki bu ani artış zemin tanelerini bir arada tutan temas kuvvetlerini yok ederek taneleri birbirinden uzaklaştırır ve böylelikle zemin dayanımını yitirir. Bu koşullar altında gözenekli zemin, deprem öncesinde gösterdiği katı malzeme davranışı yerine, geçici olarak bir sıvı gibi davranarak yüzeye doğru hareket eder (Şekil 2.2). İşte bu durum sıvılaşma olgusu olarak tanımlanmaktadır.



Şekil 2.1. Suya doygun kumlu zeminin sıvılaşma olgusu (Atak ve ark., 2003).



Şekil 2.2. Zemin tanecikleri; okların uzunluğu zemin parçaları arasındaki bağlantı kuvveti ile doğru orantılıdır. Su basıncı azaldıkça bağlantı kuvveti artmaktadır (Anonymous, 2006a).

2.2. Sıvılaşma İle İlgili Genel Tanımlar

Konu ilgili çeşitli araştırıcılar tarafından yapılan tanımlar aşağıda özetlenmiştir.

Ön Sıvılaşma (Initial Liquefaction): Tekrarlı yükler altında boşluk suyu basıncının artarak bir yükleme çevrimi sonunda efektif çevre basıncına eşit olması durumu ön sıvılaşma olarak adlandırılmaktadır. Ön sıvılaşmanın olması zemin elemanında oluşabilecek şekil değiştirmelerin boyutları ile ilgili bilgi vermemekle birlikte, zemin elemanının tekrarlı yükler altındaki davranışının adlandırılmasında ve sıvılaşma sonrası davranışının değerlendirilmesinde kullanılmaktadır (Seed ve ark., 1975).

Gerçek sıvılaşma: Boşluk suyu basıncının tekrarlı veya statik yükler altında sürekli olarak artması ve bir noktadan sonra sabit bir değerde korunması ile

efektif çevre basıncının çok küçük bir değere düşmesi sonucu zemin kayma mukavemetinin kaybolması ve çok büyük şekil değiştirmeler ve akmaların oluştuğu bir durumdur (Seed ve ark., 1975).

Sınırlı Ön Sıvılaşma – Çevrimsel Hareketlilik (Cyclic Mobility): Tekrarlı yükler altında bir yükleme çevrimi sonunda bir ön sıvılaşmanın oluşması ve bunu izleyen yükleme çevrimlerinde zemin elemanında bir artık dayanım bulunmasından veya hacim kabarmasından dolayı boşluk suyu basıncının düşmesi ile şekil değiştirmelerin sınırlı kalması ve zemin elemanının tekrarlı yükler altında duraylı bir konuma gelmesi durumuna sınırlı sıvılaşma yada çevrimsel hareketlilik denmektedir (Seed ve ark., 1975). Bu durum genelde orta ve çok sıkılıktaki kumlarda meydana gelmektedir.

Kum kayması: Bir zemin kütlesindeki aşırı boşluk suyu basıncı nedeniyle kum ve suyun borulanarak dışarı çıkması olayıdır (Wang ve Law, 1994).

Mikroskobik ve Makroskobik Sıvılaşma: Sıvılaşmanın olduğu kısımdaki zeminin dinamik dayanımı ile aynı noktada tahmin edilen dinamik gerilme değerlerinin kıyaslanmasıyla sıvılaşma tanımına uyduğu anlaşılan durumdur (Wang ve Law, 1994). Zeminin dayanımı, sismik gerilme ve bölgesel jeoloji ve topografyanın etkilenmesi dikkate alınarak önemli bir zemin kısmı için sıvılaşma oluştuğu anlaşılan durum ise makroskobik sıvılaşma olarak isimlendirilmektedir. Bu tür sıvılaşmanın en belirgin göstergesi genellikle yüzeyde meydana gelen kum kaynamalarıdır. Bu bölgelerde boşluk suyu basıncı, kum parçacıklarını yüzeye doğru itecek derecede güçlüdür. Bu durumda, sıvılaşmanın değerlendirilmesinde kullanılacak ampirik formüller, makroskobik sıvılaşmanın oluştuğu bölgelerden alınan kayıtlardan yararlanılarak geliştirilmektedir (Wang ve Law, 1994).

2.3. Sıvılaşmaya Etki Eden Faktörler

Sıvılaşmanın oluşumunda birçok jeo-teknik faktör etkili olsa da genel olarak zeminin sıvılaşmaya karşı duyarlılığını belirleyen etkenler, bir başka deyişle zeminin sıvılaşma potansiyelini belirleyen ölçütler üç ana başlık altında incelenebilir. Bunlar; zeminin özellikleri, jeolojik şartlar ve yer hareketleridir. Sıvılaşma oluşumuna etki eden bu faktörler aşağıda başlıklar halinde ayrıntılarıyla incelenmiştir.

2.3.1. Zemin Özelliklerinin Sıvılaşmaya Etkisi

2.3.1.1. Relatif Sıkılık

Relatif sıkılık kohezyonsuz zeminlerin tekrarlı yükler altında davranışlarını belirleyen en önemli faktörlerden biridir (Altun, 2004). Relatif sıkılık, zeminin önem arz eden minimum ve maksimum boşluk hacimleri ile karşılaştırıldığında gerçekte zemine ilişkin boşluk hacmi olarak bilinen mutlak sıkılıktan daha çok stres oluşturmaktadır. Zemin yoğunluğunun artışıyla birlikte, kesme sırasındaki hacim küçülmesi eğilimi ve boşluk suyu basıncı azalmakta, dolayısıyla sıvılaşma olasılığı da azalmaktadır (Ferritto, 1997).

Zemin oransal sıkılığı laboratuar koşullarında istenilen sınırlar arasında ayarlanabilmesine karşılık gerçekte arazi koşullarında oransal sıkılık değerinden bahsetmek pek anlamlı olmayacaktır. Çünkü oransal sıkılık faktörü sadece tekdüze zeminler için söz konusu olup, doğal zemin katmanları çoğunlukla heterojen yapıdadırlar (Ferritto, 1997). Arazi koşullarında zeminin daha fazla sıkıştırılamayacağı ve boşluk suyu basıncı geliştiremeyeceği ve sıvılaşmanın olmayacağı bir üst relatif sıkılık, D_r, değerinin belirtilmesi gayet akılcı bir yaklaşımdır. Kishida (1969) 1964 Niigata depreminde relatif sıkılığı %75'in üzerinde olan zeminlerde sıvılaşma olmadığını bildirmiştir. Benzer şekilde Wang ve Law (1994) sıvılaşma oluşabilecek relatif sıkılık değerinin %75'ten daha küçük olduğunu bildirmektedir. Başlangıç relatif sıkılık değeri arttıkça titreşim sırasında oturma ve boşluk suyu basıncının azaldığı bilinmektedir. Buna göre yer ivmesi, relatif sıkılık ve sıvılaşma potansiyeli arasındaki ilişkiler Çizelge 2.1'de verilmiştir.

Diğer taraftan, Costro ve Poulos (1977), %100 relatif sıkılık değerine kadar çevrimsel hareketlilik (zeminin geçici olarak taşıma mukavemetini kaybetmesi) olabileceğini bildirmekle birlikte, en azından boşluk suyunun yeniden dağılması ve drene olmasından önce, bu bölgede meydana gelen şekil değiştirmelerin önemsiz olduğunu bildirmektedirler. Ferritto (1997) sıvılaşmanın oluşmayacağı bir üst relatif sıkılık limit değerinin belirlenmesinin olanaksız olduğunu, bununla beraber, relatif sıkılık değerinin %80'in üzerinde olması durumunda sıvılaşma olasılığının azaldığını vurgulamaktadır.

Çizelge 2.1. Yer ivmesi ve relatif sıkılığa bağlı olarak sıvılaşma potansiyeli (Şekercioğlu, 1998)

Maksimum Yer İvmesi, a_{max} (g)	Sıvılaşma Riski		
	Yüksek	Orta	Düşük
0.10	D_r<0.33	0.33<D_r<0.54	D_r>0.54
0.15	D_r<0.48	0.48<D_r<0.73	D_r>0.73
0.20	D_r<0.60	0.60<D_r<0.85	D_r>0.85
0.25	D_r<0.70	0.70<D_r<0.92	D_r>0.92

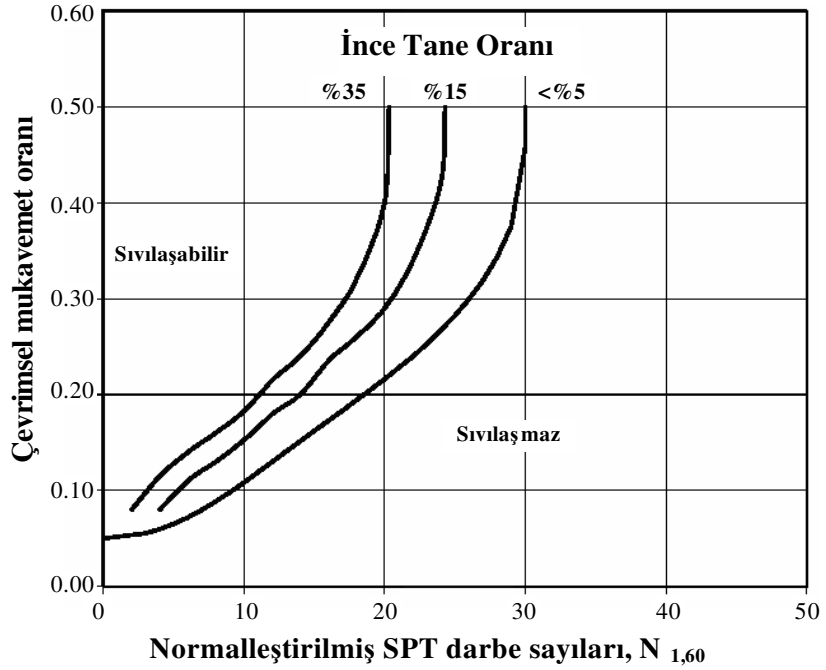
2.3.1.2. İnce Tane Oranı

Laboratuar (Lee ve Seed, 1967; Chang ve ark., 1982; Koester, 1994) ve arazi (Mogami ve Kubo, 1953; Robertson ve Campenella, 1985; Holzer ve ark., 1989) koşullarında yapılan çalışmalarda hem temiz kum hem de kum içeren zeminlerin sıvılaşabilir olduğu görülmüştür. Ayrıca, plastik olmayan siltlerin de sıvılaşabilir olduğu rapor edilmiştir (Dobry ve Alvarez, 1967; Okusa ve ark, 1980; Garga ve McKay, 1984).

2.3.1.2.1. Plastik Olmayan İnce Tane Oranı

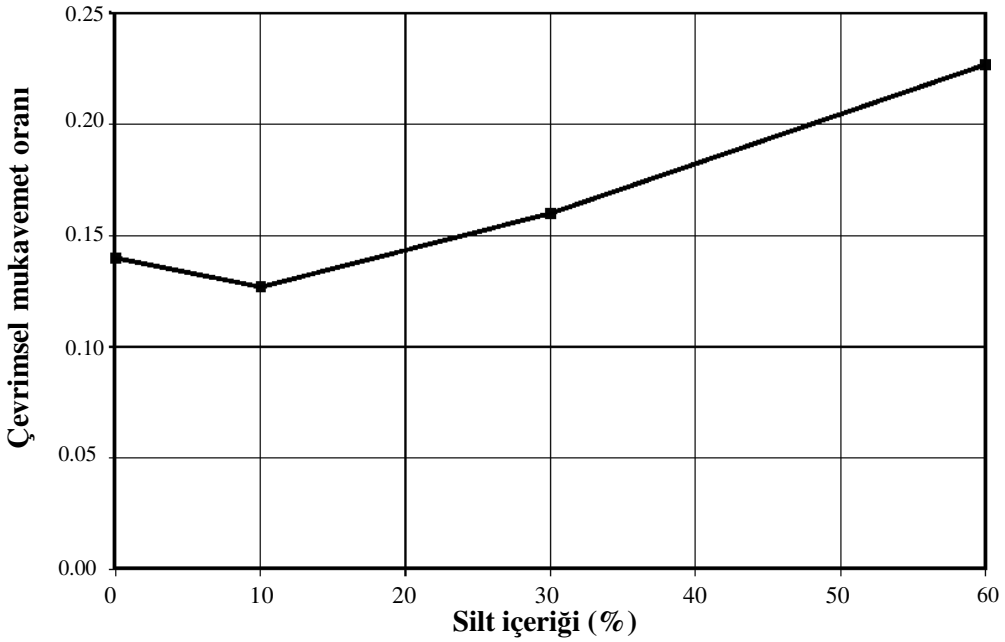
Plastik olmayan ince tane oranının sıvılaşma üzerine etkisi konusunda bilimsel literatürde tam bir uzlaşma sağlanamamıştır (Polito, 1999). Yapılan arazi ve laboratuar çalışmalarında kumlu zemin içerisindeki plastik olmayan ince tane oranı arttıkça zeminin sıvılaşma mukavemeti belirli bir ince tane içeriği limitine kadar azalmakta ve bu limit değerden sonra artmaktadır. Tarihsel kayıtlara dayalı depremler sırasındaki gerçek zemin davranışına ilişkin veriler ince tane oranı daha yüksek olan zeminlerin sıvılaşma olasılığının daha az olduğunu göstermektedir. Örneğin 1964 Niigata/Japonya depreminde ince tane oranı %10'dan daha az olan kumlu zeminlerin sıvılaşma eğiliminin daha yüksek olduğu rapor edilmiştir (Okashi, 1970). Ek olarak, Fei (1991), 1976 Tangshan/Çin depreminde siltli zeminlerin sıvılaşma mukavemetinin artan ince tane oranı ile arttığını bildirmiştir. Tokimatsu ve Yoshimi (1983) dünya çapında meydana gelen 17 depreme ilişkin çalışmalarında sıvılaşma olayı görülen zeminlerin %50'sinde ince tane oranının %5'ten daha az olduğunu bildirmişlerdir.

Arazide sıvılaşma olasılığının belirlenmesinde kullanılan çalışmalarda SPT darbe sayısı veya konik penetrasyon testi (CPT) ölçümlerine dayanan yöntemlerde zeminin ince tane oranı mutlaka dikkate alınmalıdır (Tatsuoka ve ark., 1980). Seed ve ark. (1985) ince tane oranına bağlı olarak sıvılaşma mukavemetindeki değişimi belirlemek için orijinali Seed ve Idriss (1971)'de verilen çevrimsel mukavemet oranı (CSR) ile normalleştirilmiş SPT darbe sayıları arasındaki ilişkiyi gösteren eğrileri modifiye etmişlerdir (Şekil 2.3). Buna göre, belirli bir SPT darbe sayısında yüksek oranda ince tane içeren bir zeminin sıvılaşması için daha büyük çevrimsel mukavemet oranı gereklidir.



Şekil 2.3. Büyüklüğü 7.5 olan depremler için SPT temiz kum eğrileri (Polito, 1999).

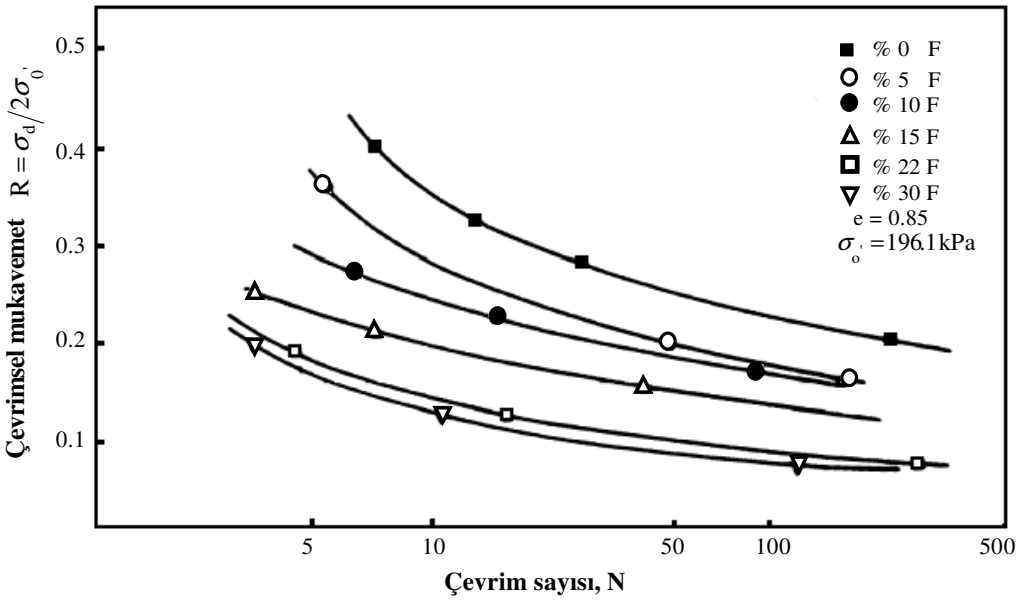
Laboratuarda yapılan çalışmalarda ise çeşitli araştırıcılar kumlu zeminlerin çevrimsel mukavemetinin artan silt içeriğiyle birlikte arttığını bildirmişlerdir. Chang ve ark. (1982) sabit boşluk oranına sahip örnekler üzerinde yaptıkları çalışmalarda artan silt içeriğiyle birlikte çevrimsel mukavemet oranının başlangıçta küçük bir azalma ile birlikte dramatik olarak arttığını bildirmişlerdir (Şekil 2.4).



Şekil 2.4. Artan silt içeriği ile çevrimsel mukavemetin artışı (Chang ve ark., 1982).

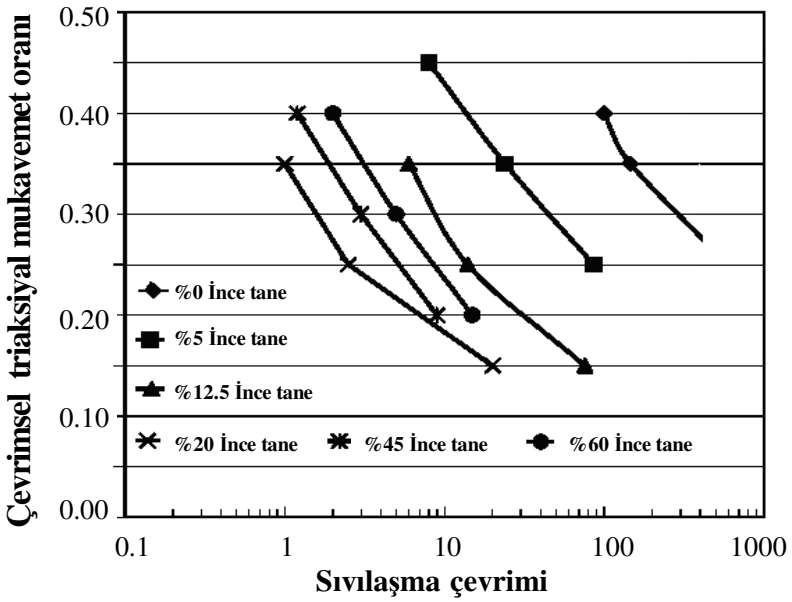
Aynı çalışmada, çevrimsel mukavemet oranının %60 silt içeriğine kadar silt içeriğine bağlı olarak neredeyse doğrusal olarak arttığı, bu koşullarda elde edilen çevrimsel mukavemet oranının temiz kum ile karşılaştırıldığında %50 ile %60 arasında daha büyük olduğu rapor edilmiştir. Benzer şekilde, Dezfulian (1982), artan silt içeriğine bağlı olarak çevrimsel mukavemetin artma eğilimi gösterdiğini bildirmektedir.

Diğer taraftan Shen ve ark. (1977), Tronsco ve Verdugo (1985) ve Vaid (1994) hem sabit bir boşluk oranına hem de sabit kuru yoğunluğa sahip örnekler üzerinde yaptıkları çalışmalarda artan silt içeriği ile birlikte çevrimsel mukavemetin azalma eğilimi sergilediğini savunmaktadırlar. Şekil 2.5'ten de görülebileceği gibi zemin silt içeriğindeki %30'luk bir artış çevrimsel mukavemette temiz kuma göre %60 gibi önemli oranda azalmaya neden olmaktadır (Tronsco ve Verdugo, 1985).



Şekil 2.5. Artan silt içeriği ile çevrimsel mukavemetin azalması (Tronsco ve Verdugo, 1985).

Law ve Ling (1992) ve Koester (1994) hazırladıkları sabit boşluk oranına sahip örneklerde artan silt içeriğine bağlı olarak zemin çevrimsel mukavemetinin belirli bir silt içeriğine kadar azaldığını, bu değerden sonra ise artışa geçtiğini belirlemişlerdir. Koester (1994), zeminin %60 oranında silt içermesi durumunda zemin çevrimsel mukavemetindeki azalmanın %20 silt içeren temiz kumun mukavemetinin dörtte birinden daha az olduğunu, çevrimsel mukavemetteki artışın ise temiz kumun mukavemetinden %32 daha fazla olduğunu rapor etmiştir. Yukarıda verilen araştırma sonuçlarıyla gerek Chang ve ark. (1982) gerekse Dezfulian (1982)'de elde edilen bulgular karşılaştırıldığında her iki çalışmada da temiz kum için çevrimsel mukavemet değerlerinde Law ve Ling (1992) ve Koester (1994)'de bildirilen düzeyde artış rapor edilmemiştir. Artan ince tane oranına bağlı olarak çevrimsel mukavemette meydana gelen bu dalgalanmalar Şekil 2.6'da açıkça görülmektedir.



Şekil 2.6. Silt içeriğine bağlı olarak çevrimsel mukavemette meydana gelen değişimler (Koester, 1994).

Çeşitli çalışmalarda çevrimsel mukavemetin boşluk oranı, relatif sıkılık ya da ince tane oranından daha ziyade zemin (kum) iskeleti boşluk oranı ile yakından ilişkili olduğu bildirilmektedir. Finn ve ark. (1994), aynı boşluk oranında kumlu bir zeminin çevrimsel mukavemetinin artan ince tane oranına bağlı olarak arttığını bildirmişlerdir. Araştırmada ayrıca, aynı zemin iskelet boşluk oranında, ince tanelerin zemin iskeleti içerisindeki mevcut boşluklara yerleşmesi durumunda, ince tane oranı artmasına rağmen çevrimsel mukavemetin değişmediğini gözlemlemişlerdir.

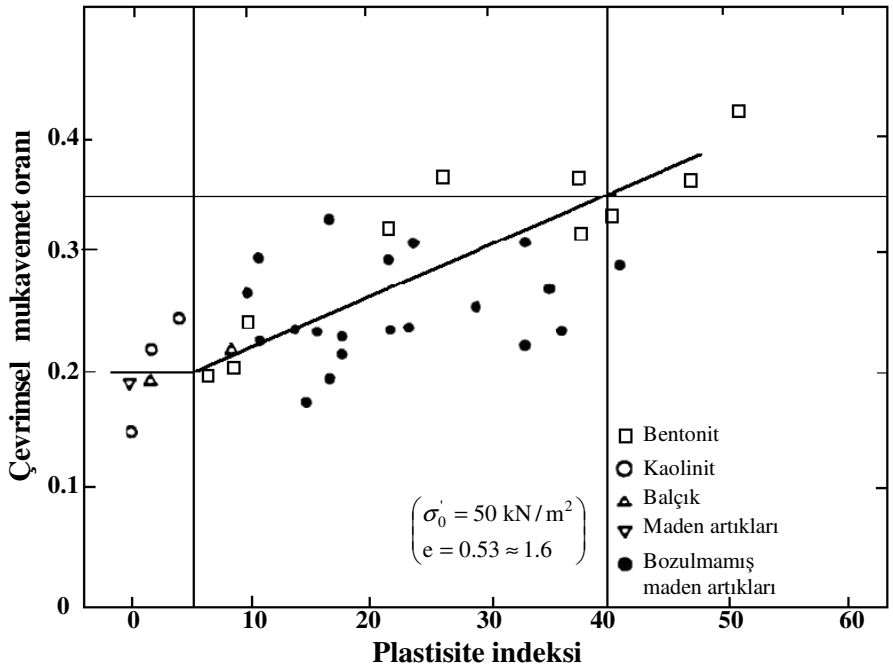
Diğer taraftan, bütün zeminler için geçerli olmamakla birlikte, zemin iskelet boşluk oranının sabit olması durumunda bazı zeminlerde çevrimsel mukavemet değeri sabit kalmaktadır (Polito, 1999). Shen ve ark. (1977), Kuerbis ve ark. (1988) ve Vaid (1994) sabit zemin (kum) iskelet boşluk oranına sahip örneklerde kumlu zeminin çevrimsel mukavemetinin sabit kalmayıp, artan silt içeriğiyle birlikte arttığını rapor etmişlerdir.

Yukarıda verilen bilgilerden açıkça görüldüğü üzere kumlu zeminlerde sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesinde tek başına ince tane oranına ilişkin verilerin kullanılması ile sağlıklı bir karar verebilmek olanaklı değildir.

2.3.1.2.2. İnce Tane Oranı ve Plastisite

Yapılan araştırmalarda ince taneli bileşenin plastisitesi ve miktarının kumlu zeminlerde sıvılaşma mukavemeti üzerine etkisi konusunda tam bir mutabakat sağlanmıştır. İnce taneli materyalin siltli ya da killi olması, daha da önemlisi plastik veya plastik olmayan özellik göstermesi durumunda zemin çevrimsel mukavemetinde tutarlı farklılıklar olduğu gerçeği birçok araştırmacı tarafından kabul görmüştür (Polito, 1999). Bu konuda yapılan çalışmaların büyük çoğunluğunda zeminde plastik ince tane olması durumda zeminin sıvılaşma mukavemetinin arttığı bildirilmektedir.

Seed ve ark. (1983) zemin kil içeriğinin %20'nin üzerinde olması durumunda sıvılaşma olmadığını rapor etmişlerdir. Dünya çapında meydana gelen depremleri inceledikleri çalışmalarında Tokimatsu ve Yoshimi (1983) da aynı sonuca ulaşmışlardır. Şekil 2.7'den de görüldüğü üzere plastisite indeksindeki artış çevrimsel mukavemet değerindeki artışı da beraberinde getirmektedir (Ishihara ve Koseki 1989).



Şekil 2.7. Plastisite indeksi çevrimsel mukavemet ilişkisi (Ishihara ve Koseki 1989).

Laboratuar ölçeğinde yapılan çalışmalar, zeminin ince taneli kısmına ilişkin plastisite değerindeki artış ile zemin sıvılaşma mukavemetindeki artış arasında güçlü bir ilişki olduğunu göstermektedir. Ishihara ve Koseki (1989) zemin kil içeriği yada ince tane oranı ile sıvılaşma mukavemeti arasında açık bir korelasyon bulunmadığını saptadıklarını ancak, artan plastisite indeksinin zemin sıvılaşma mukavemetini sürekli olarak arttırdığını bildirmişlerdir. Benzer şekilde, Yasuda ve ark. (1994), artan plastisite indeksinin sıvılaşma mukavemetini arttırdığını rapor etmişlerdir. Diğer taraftan yalnızca Koester (1994) tarafından bildirildiğine göre, zemin plastisite indeksi, plastik ince tane içeren zeminlerde, zemin sıvılaşma mukavemetini kontrol eden bir faktör değildir.

Jennings (1980) Çin Halk Cumhuriyetinde mühendisler tarafından sıvılaşabilir zeminleri sıvılaşmaz zeminlerden ayırmada kullanılan "sıvılaşma eşikleri" listesini rapor etmiştir. Bu listede verilen kriterlere uyan zeminler ile plastisite indeksi 10'dan büyük, kil içeriği %10'dan fazla, relatif sıkılığı %75'in üzerinde ve boşluk oranı 0.80'den daha az olan zeminler sıvılaşmaz zeminler olarak kabul edilmektedir. Araştırmada sıvılaşma ile ilgili verilen diğer kriterler ise; depremin episentırına uzaklık, deprem şiddeti, tanecik boyutu ve derecelenmesi, kum tabakasının derinliği ve yeraltı su seviyesinin derinliğidir.

Seed ve ark. (1973), Şubat 1971'deki San Fernando depremi sırasında Aşağı San Fernando Barajı'nda meydana gelen zemin oturmalarının, Jennings (1980) tarafından rapor edilen Çin kriterlerine uygunluk gösterdiğini bildirmişlerdir. Marsuson ve ark. (1990), içerdiği materyalin %15'inden fazlasının tanecik boyutunun 0.005 mm'den daha küçük olan zeminler ile likit limiti %35'ten büyük ve likit limitin %90'ından daha az su içeren zeminlerin sıvılaşma riski taşımadığını bildirmişlerdir.

Finn ve ark. (1994), ASTM standartları ile Çin standartları arasındaki likit limit belirlemelerindeki farklılıkların ve belirsizliklerin giderilmesi için Çin kriterlerinde bazı değişiklikler yapılmasını önermişlerdir. Araştırıcılar, ince tane oranında %5, likit limitte %1 ve su içeriğinde %2'lik bir azalma öngörmüşlerdir. Ayrıca Koester (1994), Finn ve ark. (1994) tarafından önerilen kriterlere ek olarak likit limitin %36'ya çıkarılması gerektiğini bildirmiştir.

2.3.1.3. Tane Boyutu Karakteristiği

Bir zeminin sıvılaşmaya karşı hassaslığı zemini oluşturan tanelerin boyutlarına, şekline, derecelenmesine ve zemin türüne bağlıdır. Tane boyutu ve dağılımı boşluk suyu basıncı gelişimini ve dağılımını kontrol etmektedir (Ferritto, 1997). Kaba kumların geçirgenliği ince kumlara göre daha yüksektir. Titreşim neticesinde meydana gelen boşluk suyu basıncı iri taneli zeminlerde kolaylıkla düşmekte olup, böylesi kum zeminlerin sıvılaşma eğilimi daha az olmaktadır (Ferritto, 1997; Turoğlu, 2004). Kramer (1996)'da bildirildiğine göre killi zeminler sıvılaşmış zeminlerde olduğu gibi gerilme-yumuşama (strain-softening) davranışı sergileyebildiklerinden dolayı sıvılaşmaya karşı hassas zeminler olup, kumlu zeminlerin sıvılaşmasında olduğu gibi bir sıvılaşma davranışı göstermezler. Diğer taraftan tamamen üniform tane boyundaki parçacıklardan oluşan zeminler, tane boyutu geniş sınırlar içinde değişen parçacıklardan oluşan zeminlere kıyasla daha yüksek sıvılaşma riski taşımaktadırlar (Kramer, 1996). Farklı boyutlardaki tanelerden oluşan zeminlerde küçük çaplı parçacıklar büyük parçacıkların arasında yer alan boşlukları doldurma eğiliminde olup, bu durum herhangi bir sarsıntı sırasında meydana gelecek zemin sıkılaşması eğilimini ve boşluk suyu basıncı gelişmesi eğilimini azaltmaktadır. Ayrıca, şekilli taneler köşeli tanelere göre daha çabuk bir araya gelme eğiliminde olduklarından sıvılaşmaya daha yatkındırlar. Taneleri köşeli olan zeminler belirli bir konsolidasyon basıncına kadar sıvılaşmaya karşı daha dirençli olmasına karşın, yüksek basınçlarda köşelerin kırılıp ince tane oluşturmaları nedeniyle sıvılaşmayı kolaylaştırmaktadırlar (Kramer, 1996). Sıvılaşabilir zeminlere ilişkin karakteristik değerler aşağıda verilmiştir (Wang ve Law, 1994);

- ortalama tane boyutu d_{50} = 0.02-1.00 mm
- ince tane (d<0.005 mm) içeriği <%10
- üniformluk katsayısı (d_{60}/d_{10}) < 10
- plastisite indeksi, I_p < 10

Silt, kil ve kum karışımlarının sıvılaşabilirliğinin belirlenmesine yönelik çalışmalarında Andrews ve Martin (2000), Seed ve ark. (1984 ve 1985) veri tabanını yeniden değerlendirmişlerdir (Çizelge 2.2). Buna göre iri taneli (siltli ve killi) zemin parçacıklarının iri taneleri birbirinden ayıracak yada genel zemin davranışını kontrol

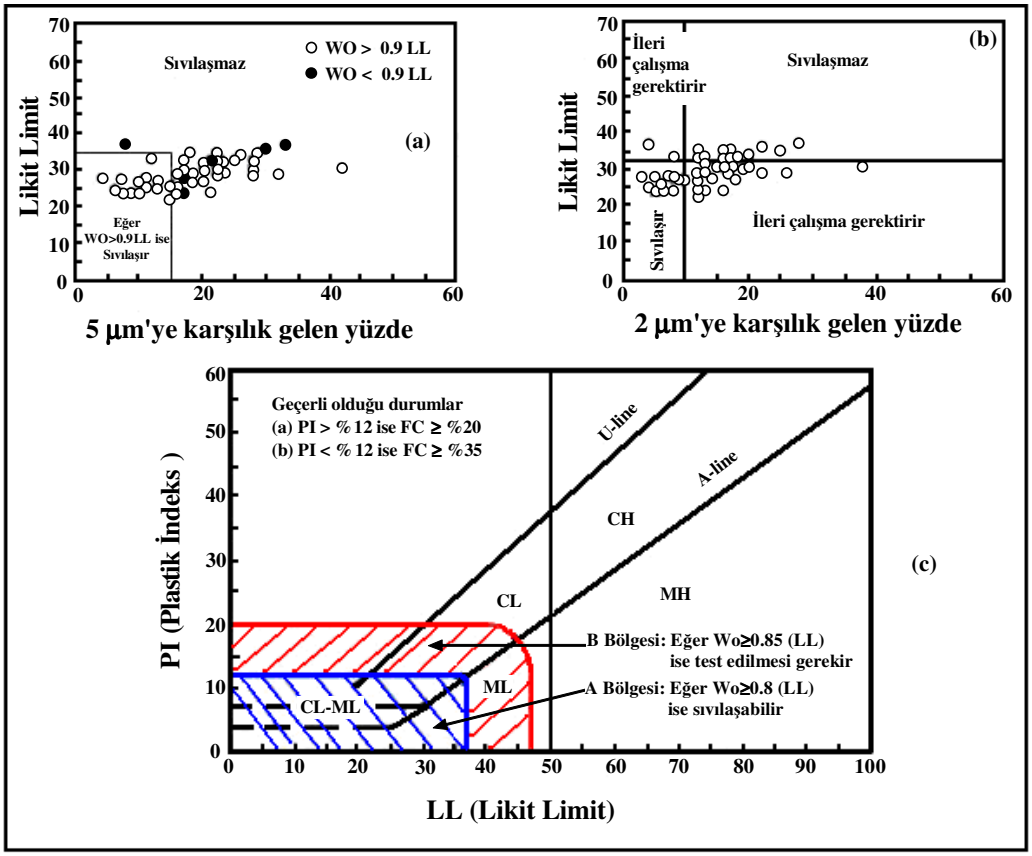
edebilecek miktarlarda olduğu durumlarda, sıvılaşmasının meydana gelebilmesi için siltli yada killi malzemenin plastik özellik göstermemesi yada plastisitesinin ≤%10 – 12 aralığında olması gereklidir (Çetin ve Unutmaz, 2004). Düşük plastisiteli silt ve siltli kumlar hem sıvılaşabilir olmaları hem de boşluk suyu basıncının hızlı drenajını engelleyebilecek kadar düşük geçirimlilikleri nedeniyle en tehlikeli zeminler olarak değerlendirilmektedir (Çetin ve Unutmaz, 2004).

Çizelge 2.2. Siltli ve killi kumların sıvılaşabilirliği (Andrews ve Martin, 2000).

	Likit limit[1] < 32	Likit limit[1] ≥ 32
Kil içeriği (<0.002 mm) < %10	Sıvılaşabilir	İleri çalışma gerekir (plastik kil harici boyutlu tane olduğu düşünülerek- Mika gibi)
Kil içeriği (<0.002 mm) ≥ %10	İleri çalışma gerekir (plastik olmayan kil boyutlu tane olduğu düşünülerek – maden veya ocak atığı gibi)	Sıvılaşmaz

[1] Casagrande tipi darbe aleti ile belirlenen likit limit değerleri

Buraya kadar verilen sıvılaşma kriterleri tüm zemin türlerinin sıvılaşma davranışlarının belirlenmesi için yeterli değildir. Örneğin, Bray ve ark. (2004) tarafından 1999 Kocaeli depremi sonrası Adapazarı'nda yapılan bir çalışmada Çin kriterlerince sıvılaşmayacağı düşünülen zeminlerin de sıvılaşabileceği ortaya konmuştur (Çin kriterlerine göre ince taneli zeminlerde (FC>35) sıvılaşmanın gerçekleşebilmesi için likit limit, LL<35 ve W_0/LL >0.9 olması gerekmektedir). Şekil 2.8 (a) ve (b) Kocaeli depremi sonucunda Adapazarı'ndan elde edilen deney sonuçlarını göstermekte olup, açıkça görüldüğü üzere sıvılaşmış zeminlerin bir kısmı hem Çin kriterlerine hem de Andrews ve Martin (2000)'e göre sıvılaşmayacağı düşünülen kısımda yer almaktadır (Çetin ve Unutmaz, 2004). Bu verilere dayalı olarak Seed ve ark. (2003) ince taneli zeminlerin sıvılaşma performansının belirlenmesine yönelik olarak Şekil 2.8 (c)'de verilen yeni ilişkileri tanımlamışlardır.



Şekil 2.8. 1999 Kocaeli depremi sonucunda Adapazarı'nda elde edilmiş test sonuçları (Bray ve ark., 2004). (a) Çin kriterleri (Seed ve Idriss, 1982; Wang, 1979); (b) Andrews ve Martin (2000); (c) Seed ve ark., 2003.

2.3.1.4. Zeminin Drenaj Koşulları

Özellikle çevrimsel yüklemelerde, zemin içerisinde dağılmasına izin verilen boşluk suyu basıncı hızı sıvılaşmanın olup olmayacağını belirleyen en önemli faktörlerden biridir (Wong ve ark., 1974). Boşluk suyu basıncı dağılma hızının, en uzun drenaj hattı mesafesinin bir fonksiyonu olduğu bilindiğinden zemin profilinin ayrıntılı geometrisinin belirlenmesi son derece önemlidir (Ferritto, 1997). Yoshimi ve Kuwabara (1973), sıvılaşma oluşumu sırasında farklı katmanların sıkıştırılabilirliği ve geçirimlilikleri arasındaki ilişkileri irdeleyen analitik çalışmalarında, sıvılaşmanın, başlangıçta oluşan sıvılaşma hattına kıyasla, alttaki sıvılaşmış olan katmandan bu tabakayı kaplayan geçirimliliğe daha kolay aktarılabileceğini rapor etmişlerdir.

2.3.1.5. Sıvılaşabilir Zeminin Derinliği ve Yeraltı Su Seviyesi Derinliği

Sıvılaşma oluşumu efektif düşey gerilme tarafından kontrol edilmektedir. Günümüze değin meydana gelen sıvılaşma olayları incelendiğinde 15 m'nin altındaki derinliklerde rapor edilmiş bir sıvılaşma olayı gerçekleşmemiştir (Derinöz, 2004). Bu durum, bu derinlikte meydana gelen sıvılaşma olayı etkilerinin yüzeye ulaşamadığını ya da belirli bir derinliğin altında sıvılaşma meydana gelmediğini göstermektedir.

Diğer taraftan, sıvılaşma olayının gözlendiği çoğu bölgelerde yer altı su seviyesi derinliği 3 m'den daha az olup, sadece birkaç olayda 3-4 m arasında değişmektedir. Yer altı su seviyesinin 5 m'nin üzerinde olduğu bölgelerde sıvılaşma olayı gözlenmemiştir (Wang ve Law, 1994).

2.3.2. Jeolojik Şartların Sıvılaşmaya Etkisi

Kramer (1996)'ya göre, zeminlerin oluşumuna ilişkin jeolojik süreçlerin tipi sıvılaşma hassaslığı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Nehir ve göl yataklarında sedimentasyon yoluyla oluşan dolgular (fluvial ya da alüviyal dolgular), yıkıntı, enkaz (debris) ya da aşınma (erosion) süreciyle oluşmuş dolgular (kolüvyal dolgular) ya da rüzgar etkisiyle taşınarak oluşmuş dolgular (aeolian deposits) gibi suya doygun zemin tabakaları yüksek oranda sıvılaşma riski taşımaktadırlar. Zemin oluşumu sırasında gerçekleşen jeolojik süreçler, zemini oluşturan partiküllerin tekdüze tane boyutunda düzenlenmesini sağlamakta ve herhangi bir deprem oluşumu sırasında bu parçacıkların sıkılaşma eğilimi sergileyecek şekilde gevşek bir formasyon oluşturmasına neden olurlar. Gevşek zemin materyalinin sıkılaşma eğilimi boşluk suyu basıncının artmasına, zemin mukavemetinin azalmasına yol açmaktadır. Ayrıca, insan kaynaklı zemin çökelleri ve özellikle hidrolik doldurma işlemleri sonucu oluşturulan dolgular da sıvılaşma potansiyeline sahiptirler.

Genel olarak, sıvılaşma her zeminde ve her koşulda meydana gelen bir davranış biçimi olmayıp, belirli jeolojik ortamlarda ve hidrojeolojik koşullar altında gerçekleşir. Çizelge 2.3'den de görüldüğü üzere genç ve gevşek çökeller sıvılaşma için en uygun ortamlardır. Holosen yaşlı (10 000 yıldan daha genç) delta, akarsu, taşkın ovası ve kıyı ortamlarındaki çökelme süreçleri sonucunda birikmiş çökeller sıvılaşmaya karşı son derece duyarlıdırlar (Strahler, 1974; Forbes, 1985; Bradshaw

ve ark, 1989; Coates, 1990; Erinç 2000). Yol ve baraj çalışmalarında inşa edilen ince taneli ve iyi sıkıştırılmamış dolgular sıvılaşma potansiyeli taşırlar. Sıvılaşma, yeraltı su seviyesinin yüzeyden itibaren en fazla 10 m derinlikte bulunduğu ortamlarda yaygın olarak gözlenmektedir.

Sıvılaşma hassaslığı zemin biriminin jeoteknik özellikleri ve topoğrafik durumu ile yakından ilişkilidir. Bölgedeki mevcut depremsellikten bağımsızdır. Sıvılaşma hassaslığına etki eden faktörler; çökelme koşulları, birimin yaşı, jeolojik geçmişi, yer altı suyu derinliği, tane çapı dağılımı, yoğunluğu, derinliği ve eğimidir (Siyahi ve ark., 2003). Çeşitli sedimentler için sıvılaşma hassaslığına etki eden bu faktörler arasındaki niteliksel değerlendirme Çizelge 2.3'de verilmiştir.

Çizelge 2.3. Deprem sırasında sıvılaşabilecek zeminlerin tahmini hassaslıkları (Youd ve Hoose (1977; Youd ve Perkins, 1978).

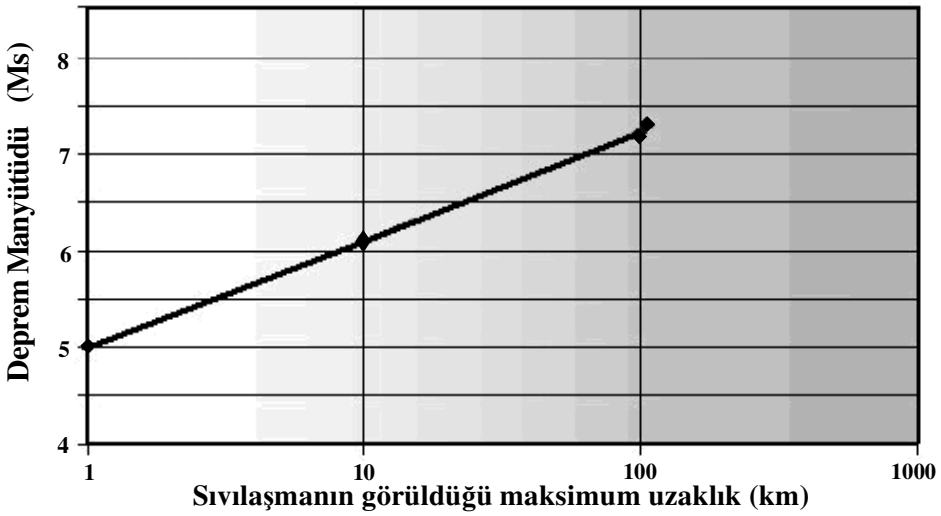
Zemin tipi	Zemindeki kohezyonsuz bileşenin genel dağılımı	Zeminlerin doygun olduklarında yaşlarına göre sıvılaşma hassaslıkları			
		<500 yıl	Holosen	Pleistosen	Pleistosen öncesi
a) Kıtasal Bölge					
Nehir yatağı	Bölgesel değişken	Çok yüksek	Yüksek	Düşük	Çok düşük
Sel ovaları	Bölgesel değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Alüvyon ova ve yelpazesi	Yaygın	Orta	Düşük	Düşük	Çok düşük
Deniz taraçası ve ovası	Yaygın	-	Düşük	-	Çok düşük
Delta ve delta yelpazesi	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Gölsel	Değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Kolüvyon	Değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Talus	Yaygın	-	Düşük	-	Çok düşük
Kum tepecikleri	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Lös	Değişken	Yüksek	Yüksek	Yüksek	Bilinmiyor
Buzul etkisi	Değişken	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Tüf	Seyrek	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Tempra	Yaygın	Yüksek	Yüksek	?	?
Yerinde oluşan zemin	Seyrek	Düşük	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Sebka	Bölgesel değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
b) Kıyısal Bölge					
Delta	Yaygın	Çok yüksek	Yüksek	Düşük	Çok düşük
Esturin	Bölgesel değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Kumsal yüksek dalga enerjisi	Yaygın	Orta	Düşük	Çok düşük	Çok düşük
Kumsal düşük dalga enerjisi	Yaygın	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Gölsel	Bölgesel değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
Sahil	Bölgesel değişken	Yüksek	Orta	Düşük	Çok düşük
c) Yapay					
Sıkıştırılmamış dolgu	Değişken	Çok yüksek	-	-	-
Sıkıştırılmış dolgu	Değişken	Düşük	-	-	-

2.3.3. Yer Hareketlerinin Sıvılaşmaya Etkisi

Sıvılaşma çalışmalarında söz konusu zeminin sismik geçmişine ilişkin veriler büyük önem arz etmektedir (Ferritto, 1997). Sıvılaşma ve oturma, uygulanan dinamik yükün doğasına, büyüklüğüne ve tipine bağlıdır. Kuru kumlarda yatay titreşimler dikey titreşimlere kıyasla daha büyük oturmalara neden olmaktadır (Prakash ve Gupta, 1967). Yapıların sıvılaşma sonucu hasar görmesi sıvılaşma durumuna maruz kaldığı süre ile yakından ilişkilidir. Yüksek permeabilite katsayılı iri kumlarda sıvılaşma süresi ince kumlara göre daha kısadır. Ayrıca çok yönlü sarsıntılar tek yönlü sarsıntılara göre daha yıkıcı karakterdedirler. Seed (1976), çok yönlü gerilme veya sarsıntı koşullarında boşluk suyu basıncının tek yönlü sarsıntıya kıyasla daha hızlı yükseldiğini, pik boşluk suyu basıncı için gerekli gerilme değerinin ise çok yönlü sarsıntıda tek yönlü sarsıntıya göre %10 daha az olduğunu saptamıştır.

Belirli bir çevre basıncında, sıvılaşma mukavemeti zemin relatif sıkılığına bağlı olarak artmakta olup, sabit bir zemin sıkılığında ise sıvılaşma mukavemeti artan çevre basıncına (confining pressure) bağlı olarak artmaktadır (Kramer, 1996). Nitekim Castro (1969) ve Kramer ve Seed (1988) gibi çeşitli araştırmacılar bir zeminde önceden mevcut olan statik kesme direncinin bu zeminin statik sıvılaşma potansiyelini önemli oranda etkilediğini ortaya koymuşlardır. Zemin çevre basıncı ne kadar yüksek olursa sıvılaşma potansiyeli de o denli artmakta olup, zeminin sıvılaşması için daha küçük miktarda bir sarsıntı yeterli olmaktadır.

Ayrıca, bir bölgede sıvılaşma imkanı ya da genel anlamda zemin yenilmeleri olasılığı o bölgenin depremselliğinin veya sıvılaşmaya hassas zeminlerde sıvılaşmaya neden olabilecek depremlerin tekrarlanma oranına bağlı olarak değişmektedir (Siyahi ve ark., 2003). Sıvılaşma olayının başlangıç enerjisi yer hareketleri tarafından sağlandığından, deprem odaklarının, sıvılaşma riski incelen bölgelere olan uzaklıları da önemlidir (Ündül ve Gürpınar, 2003). Youd ve Perkins (1978), geçmişte yaşanmış 57 depremi inceleyerek oluşturdukları deprem manyitüdü ve sıvılaşmaların görüldüğü en uzak mesafe arasındaki ilişkiyi grafiksel olarak ifade etmişlerdir (Şekil 2.9). Buna göre sıvılaşma olayı daha çok büyüklüğü 5 ve 5'in üzerinde olan depremlerde depremin episantrından 100 km'ye kadar olan alanlarda görülebilmektedir.



Şekil 2.9. Deprem manyitüdüne bağlı olarak sıvılaşmanın görüldüğü en uzak mesafe (Youd ve Perkins, 1978).

2.4. Sıvılaşma Potansiyeli Değerlendirmeleri

Önceki bölümlerde verilen ölçütlerden sadece sıvılaşmaya karşı hassas olabilecek ortamların ve zeminlerin ayırt edilmesi için ön değerlendirme yapmak amacıyla yararlanılabilir. Dolayısıyla, bu ölçütlerden yararlanılarak yapılacak ön değerlendirmelerin sonuçlarına göre zeminlerin sıvılaşıp sıvılaşamayacağına kesin olarak karar verilmesi olanaklı değildir. Sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi çok sayıda zemin ve deprem parametrelerinin dikkate alındığı ayrıntılı analiz yöntemleriyle yapılmakta olup bunlara ilişkin bilgiler aşağıda başlıklar halinde verilmektedir.

2.4.1. Laboratuar Deneyleri

Depremler sırasında meydana gelebilecek yapısal hasarlar üzerinde yerel zemin koşullarının etkisi büyüktür. Bu nedenle zeminlerin tekrarlı yükler altındaki davranışları ile deprem sonrası statik mukavemetlerinin belirlenmesi gereklidir. Zeminlerin deprem sırasındaki ve deprem sonrasındaki gerilme – şekil değiştirme davranışlarını laboratuarda çeşitli deneylerle belirlemek olanaklıdır. Özellikle suya doygun kumlu zeminlerin tekrarlı yükler altındaki sıvılaşma potansiyelleri ve sıvılaşma sonrası davranışları laboratuarda dinamik basit kesme deneyi (Finn ve ark.,

1970; Seed ve Peacock, 1971), dinamik üç eksenli kesme deneyi (Seed ve Lee, 1966) ve dinamik burulmalı kesme deneyi (Yoshimi ve Oh-oka, 1973, Ishibashi ve Sherif, 1974), sarsma tablası (Das, 1993) gibi dinamik deney sistemleriyle incelenebilmektedir.

2.4.2. Arazi Deneyleri

Arazi deneyleri zemini doğal haldeyken test etme olanağı sunmaktadır. Daha büyük hacimde deney yapılarak ölçek etkisi dikkate alınabilmektedir. Yüzeyden itibaren istenilen derinliğe ulaşılabilir ve sürekli tanımlama yapılabilir. Fakat arazide sismik aktiviteyi simüle etmek zor olduğu için sıvılaşma potansiyelini ölçmede kullanılan deneylerde, sıvılaşma dayanımı ile doğrudan ilgili zemin parametrelerine ulaşılamaz. Değerlendirme kriterlerine ulaşmak için sıvılaşma meydana gelmiş geçmiş depremler incelenerek deneysel bağıntılar geliştirilmiştir (Wang ve Law, 1994).

Yüzeysel jeoloji ile yerel zemin koşulları arasında tekil bir ilişki olmaması nedeniyle, inceleme konusu olan alanlarda beklenebilecek sismik davranışın gerçeğe daha yakın olarak analiz edilebilmesi için jeo-teknik araştırmalara gereksinim vardır. Arazi zemin koşulları hakkında ayrıntılı bilgiler elde etmek amacıyla yapılacak jeo-teknik araştırmalar, taban kayası derinliğine kadar gerçekleştirilmelidir. Genellikle kayma dalga hızı 700 m/s'den büyük olan formasyonlar "taban kayası" olarak kabul edilmektedir. Zemin profilinin sismik davranış açısından tanımlanabilmesi için kohezyonsuz zeminlerde ve katı zeminlerde Standart Penetrasyon Deneyi (SPT), yumuşak zeminlerde ise Konik Penetrasyon Deneyi (CPT) gibi arazi deneyleri çok faydalı bilgiler vermektedir. SPT deneyi, sınıflandırma için numune alınması ve zeminin sıkılık derecesinin belirlenmesi için bilgiler vermesi yanında, darbe sayısı N ile kayma dalga hızı V_s arasında kurulan korelasyonlar açısından da yararlı olmaktadır. CPT deneyinde de zeminin cinsi ve sıkılık derecesi zemin profili derinliği boyunca sürekli olarak belirlenebilmekte, CPT koni direnci ile SPT darbe sayısı arasındaki korelasyonlardan kayma dalga hızı belirlenebilmektedir (Özaydın, 2006).

3. MATERYAL ve METOD

3.1. Materyal

İnceleme alanı Hatay ili Samandağ ilçesi Meydan Köyü sınırları içinde yer alan mülkiyeti Altınkoy Tatil Köyü Konut Yapı Kooperatifine ait 107 500 m^2 büyüklüğünde 960 adet parsel olup, Antakya şehir merkezine yaklaşık 25 km uzaklıkta, Antakya – Samandağ karayolunun 5 km Güneydoğusunda yer almaktadır.

Arazi çalışmalarında topografik harita, çekiç ve pusula, temel sondaj çalışmalarında ise D-500 tipinde BW tij'e sahip, sondaj makinası kullanılmıştır.

İnceleme alanında yapılan eğim hesaplarında eğimin %10'dan daha düşük olduğu tespit edilmiştir. Eğim yönü genelde Kuzey-Batı ve Batı yöndedir.

Arazi gözlemlerinde inceleme alanının Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan oluştuğu ve bu birimlerin inceleme alanının tamamını kapladığı görülmüştür. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar silt ve kumların değişik yüzdelerinden oluşmaktadır.

Bölgede tipik Akdeniz iklimi hüküm sürmektedir. Yazları sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı geçmektedir.

3.2. Metod

Sismik sebepli zemin sıvılaşma hesaplarının ilk aşaması sıvılaşma olabilirliğinin sayısal yöntemler kullanılarak belirlenmesidir. Sıvılaşma olasılığının belirlenmesinde kullanılan iki yöntem vardır (Çetin ve Unutmaz, 2004). Bunlar;

1) "Örselenmemiş" numunelerin laboratuar ortamında test edilmesi ve
2) Arazi davranışları ile "indeks" test parametrelerine dayalı ampirik bağlantıların kullanıldığı yöntemlerdir.

Numune alımı ve numunenin arazideki gerilmelere bağlı olarak konsolidasyonu neticesinde oluşan örselenmeler sebebiyle laboratuar testlerinin kullanılması oldukça zordur. Tekrarlı basit kayma ve üç eksenli dinamik testlerin her projede uygulanabilirliği ve ayrıca testlerin zor ve pahalı olması bakımından kısıtlıdır (Çetin ve Unutmaz, 2004).

Mühendislik uygulamalarında arazi deneylerinin kullanımı oldukça yaygındır. NCEER (1997), sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde dört değişik arazi deney yönteminin başarıyla kullanılabileceğini bildirmektedir. Bu testler;

1) Standart Penetrasyon Deneyi (SPT),
2) Konik Penetrasyon Deneyi (CPT),
3) Arazi Kayma Dalga Hızının Ölçülmesi (V_s) ve
4) Becker Penetrasyon Deneyi'dir.

Bu araştırma kapsamında zemin sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde yukarıda verilen yöntemler arasında en eski ve sıkça kullanılan yöntem olan Standart Penetrasyon Deneyi (SPT) kullanılmıştır.

3.2.1. Sondaj Araştırmaları ve Arazi Deneyleri

Araştırma kapsamında, inceleme alanının zemin ve jeoteknik özelliklerini belirlemek amacıyla 3 adet, 11 m derinlikte sondaj kuyusu açılmıştır. Temel sondaj çalışmalarında D-500 tipinde BW tij'e sahip, sondaj makinası kullanılmıştır. Bu sistemde yapılan işlerde SPT değerinin etkilenmesini önlemek için şahmerdanın hareket alanı içerisinde AW tij kullanılmıştır. Zeminlerin delinmesinde rotary yöntemi kullanılmıştır.

Arazide mevcut zeminlerin yerindeki dayanım parametreleri, 3 ayrı yerde açılan kuyularda yapılan Standart Penetrasyon Deneyi ile saptanmış olup, bu amaçla her sondaj kuyusunda 7 adet olmak üzere toplam 21 adet SPT deneyi yapılmıştır. Bu deneyde çelikten yapılmış dış çapı 2 inç, iç çapı 1 3/8 inç olan penetrasyon tüpü (sampler) kullanılmıştır. Sampler tije bağlanarak test derinliğine indirilmiş ve 63,5 kg'lık yük 76 cm yüksekten darbe flanşına düşürülmüştür. Vurulan darbeler sayılmıştır. Tij üzerinde 15 cm'lik üç bölüm işaretlenmiştir. İlk bölüm giriş kademesi olarak dikkate alınmamıştır. İkinci ve üçüncü 15 cm penetrasyonu toplamı SPT-N sayısı olarak alınmıştır.

3.2.2. Deney Sonuçlarına İlişkin Düzeltmeler

a) Jeolojik gerilme düzeltmesi; N darbe sayıları, zeminin rölatif yoğunluğunun yanı sıra deney derinliğindeki efektif gerilmeye de bağlıdır. Efektif gerilme, efektif

jeolojik gerilme ile temsil edilir. Aynı göreceli yoğunluğa sahip bir kum, farklı derinliklerde farklı N değerleri verir bu nedenle bir düzeltme yapılır. Düzeltme katsayısı C_N aşağıdaki ifadede yerine konularak düzeltilmiş penetrasyon sayısı N' elde edilir.

$$N' = C_N * N \quad [1]$$

Yukarıdaki eşitlikte verilen derinlik düzeltme katsayısı (C_N) Seed ve Idriss (1971)'e göre aşağıdaki gibi hesaplanmıştır.

$$C_N = 0.85 \log (145/\sigma'_{vo}) \quad [2]$$

Burada σ'_{vo} efektif düşey gerilme olup birimi ton/m^2'dir.

b) Yeraltısuyu düzeltmesi çakma işlemi sırasında kısa sürede uzaklaşması mümkün olmayan suyun, negatif bir boşluk suyu basıncı yaratmasından dolayı zeminin direncinde, yerindeki standart penetrasyon direncine oranla meydana gelen artışın giderilmesi amacıyla aşağıdaki eşitlikten hesaplanmıştır (Ulusay, 2001).

$$N'' = 15 + 0.5*(N-15) \quad [3]$$

3.2.3. Taşıma Gücünün Hesaplanması

Eşitlik [3] ile belirlenen en düşük düzeltilmiş SPT-N'' değeri kullanılarak zemin taşıma gücü Peck ve ark., (1974)'de kumlu zeminler için önerilen formüle göre aşağıdaki eşitlikten hesaplanmıştır.

$$q_{net} = 0.11*N''*C_w \quad [4]$$

Burada q_{net} kg/cm^2 olarak taşıma gücü olup, su düzeltmesi C_w 0.50 olarak alınmıştır (Ulusay, 2001).

3.2.4. Sıvılaşma Potansiyelinin Belirlenmesi

Sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde çeşitli araştırmacılar tarafından geliştirilmiş birçok yöntem olmasına karşılık genel olarak Seed ve Idriss (1971), Seed ve ark. (1985) ve Youd ve ark. (2001) tarafından modifiye edilmiş yöntem kullanılmaktadır. Bu yönteme göre deprem sırasında zemin tabakasında oluşacak dinamik kayma gerilme oranları (DKGO) aşağıda verilen formül ile bulunabilmektedir.

$$DKGO = \left(\frac{\tau_{av}}{\sigma'_{vo}}\right)_d = 0.65.\left(\frac{a_{max}}{g}\right).\left(\frac{\sigma_{vo}}{\sigma'_{vo}}\right).r_d \quad [5]$$

Bu formülde, depremin zemin yüzeyinde oluşturduğu en büyük yatay yer ivmesi a_{max}, yerçekimi ivmesi g (m/s^2), τ_{av} ortalama çevrimsel kayma gerilmesi (zeminde sıvılaşmanın başlayabilmesi için gerekli periyodik sınır kayma gerilmesi) (t/m^2), göz önüne alınan derinlikteki toplam düşey gerilme (zeminde oluşabilecek ortalama kayma gerilmesi) σ_{vo} (t/m^2), efektif düşey gerilme (aynı zeminde belirli bir depremin meydana getireceği ortalama kayma gerilmesi) σ'_{vo} (t/m^2) ve efektif gerilme azaltma katsayısı r_d'dır. Liao ve Whitman (1986) efektif gerilme azaltma katsıyısını derinliğe bağlı olarak aşağıdaki şekilde açıklamışlardır.

$$r_d = 1.0 - 0.00765 \cdot h \quad (h \le 9.15\ m) \quad [6]$$

$$r_d = 1.174 - 0.0267 \cdot h \quad (9.15\ m < h \le 23.00\ m) \quad [7]$$

Burada h metre cinsinden derinliktir.

İncelenen noktadaki toplam düşey gerilme σ_{vo} eşitlik [8], efektif düşey gerilme σ'_{vo} ise eşitlik [9] kullanılarak hesaplanmıştır.

$$\sigma_{vo} = \gamma.h \quad [8]$$

$$\sigma'_{vo} = \sigma_{vo} - U = \gamma.h - (h - h_s).\gamma_s \quad [9]$$

Burada;

γ- zeminin hacimsel kütlesi (t/m^3)

γ_s- suyun yoğunluğu (t/m^3)

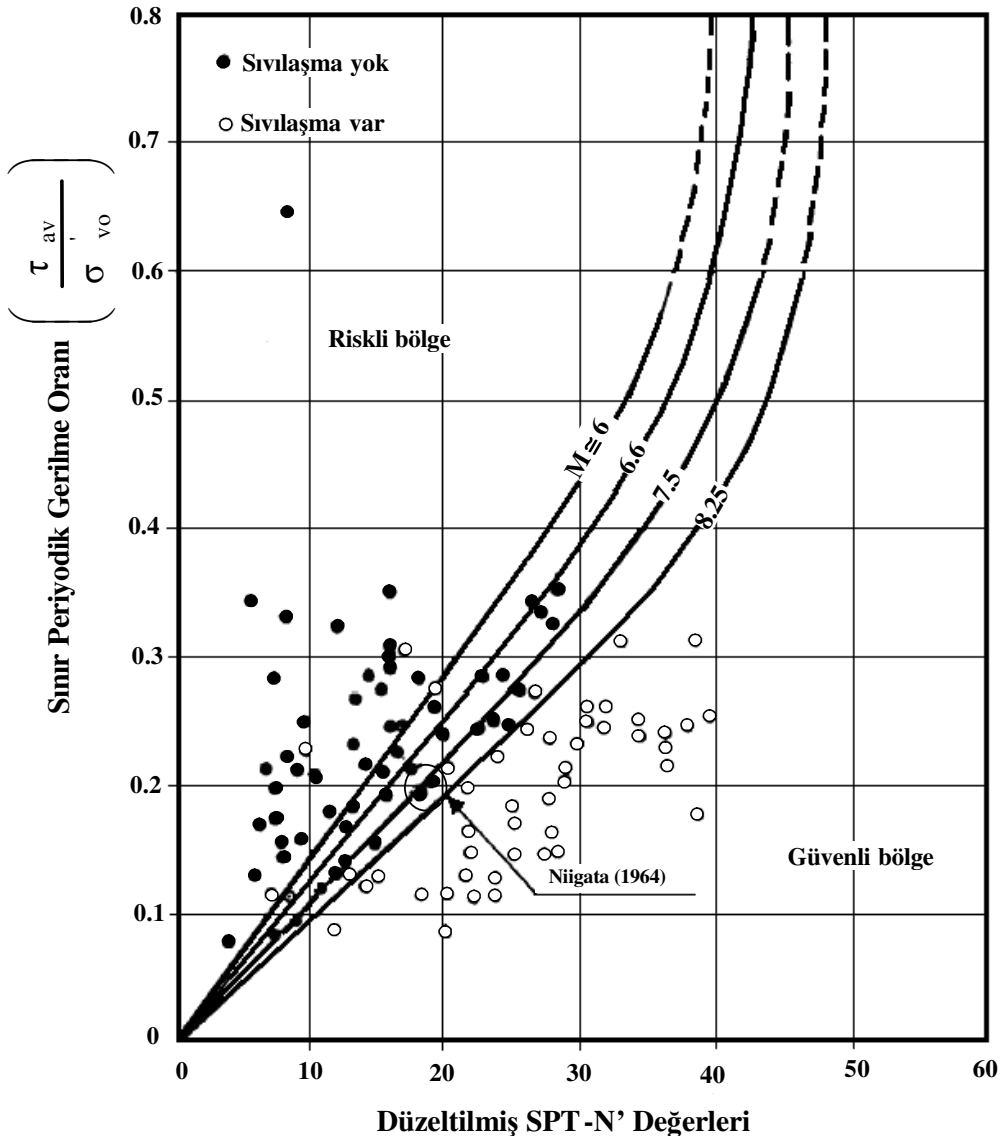
U – boşluk suyu basıncı (t/m^2)

h – derinlik, m

h_s – yeraltısuyu seviyesi, m'dir.

Sıvılaşma direncini değerlendirmek için Seed ve Idriss (1981) tarafından verilen grafik kullanılarak 7.5 büyüklüğünde deprem ve düzeltilmiş standart penetrasyon sayısı N' değerlerine göre dinamik kayma direnç oranı ($DKDO = (\tau_{av} / \sigma'_{vo})$) elde edilir (Şekil 3.1). Bu değer ile depremde oluşan dinamik

kayma gerilme oranı (DKGO) karşılaştırılması ile sıvılaşmaya karşı güvenlik faktörü (GF) elde edilir. Güvenlik faktörünün GF > 1 ise sıvılaşma olmaz, GF ≤ 1 olması durumunda ise silt ve kum tabakaları için sıvılaşmadan söz edilebilir.



Şekil 3.1. Sınır periyodik gerilme oranları SPT-N değerleri ilişkisi (Seed ve Idrıss 1981)

3.2.5. Laboratuar Deneyleri

Alınan numuneler "Jeotasarım 2000 Zemin Mekaniği ve Yapı Malzemeleri Laboratuarı" adı altında faaliyet gösteren ve TS EN ISO / IEC 17025 kalite sistemi uyarınca TS 1900'un öngörmüş olduğu hizmetleri sunan, Bayındırlık ve İskan Bakanlığı'ndan ANK/158 nolu belge sahibi laboratuara sevk edilmiştir.

Araziden elde edilen örselenmiş örnekler üzerinde birleştirilmiş zemin sınıflandırması sistemine göre sınıflandırma yapmak amacıyla; elek analizi, kıvam limitleri ve doğal su içeriği deneyleri yapılmıştır. Numunelerin dağılgan ve kumlu olması nedeniyle birim hacim ağırlık deneyi ve üç eksenli basınç deneyi yapılamamıştır.

4. BULGULAR ve TARTIŞMA

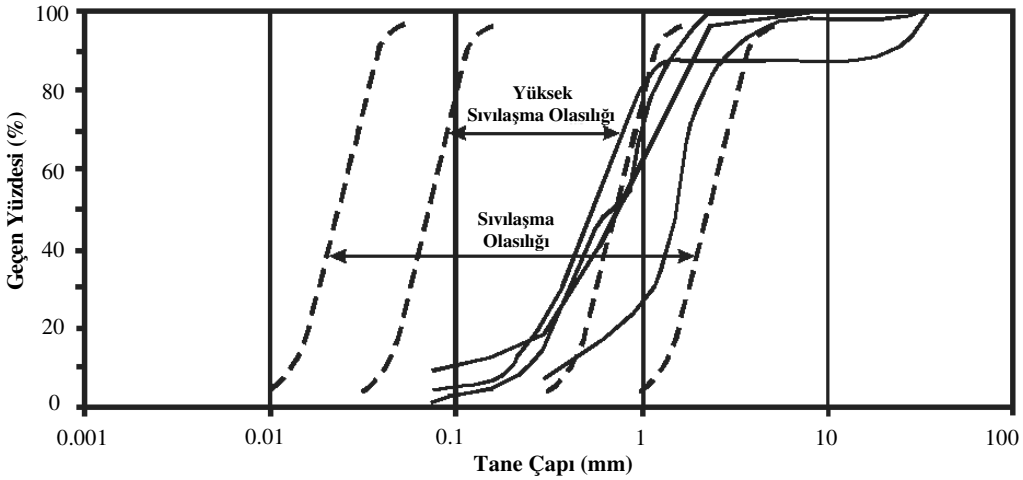
4.1. İnceleme Alanına İlişkin Bulgular

İnceleme alanında yapılan eğim hesaplarında eğimin %10'dan daha düşük olduğu tespit edilmiştir. Eğim yönü genelde Kuzey-Batı ve Batı yöndedir. Yapılan arazi gözlemlerinde inceleme alanının; Kuvaterner yaşlı alüvyonlardan oluştuğu ve bu birimlerin inceleme alanının tamamını kapladığı görülmüştür. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar silt ve kumların değişik yüzdelerinden oluşmaktadır. İnceleme alanında açılan 3 adet sondaj kuyularından alınan örnekler üzerinde zemin sıkılığı göz önüne alınarak yapılan çalışmalarda zeminin üst kısımlarının nebati toprak ve dolgu malzemesinden, alt kısımlarının ise silt ve kumun değişik yüzdelerinden oluştuğu saptanmıştır.

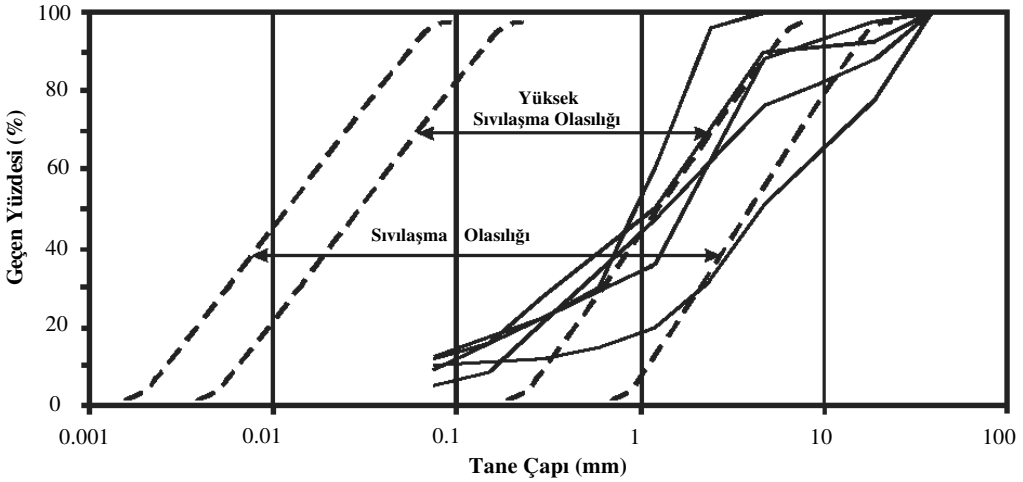
Bilindiği gibi zemin sıvılaşması; belirli granülometrik sınır arasında kalan suya doygun kumlu siltli nadiren çakıllı zeminlerde, dinamik kuvvetlerin etkisiyle gelişmektedir. Sıvılaşmanın oluşabilmesi için zemindeki yeraltı suyunun da yüzeye yakın olması, buna ilaveten, gevşek tutturulmuş bir zemin olması ve SPT değerlerinin düşük olması gibi faktörler gevşek zeminin sıvılaşmasında etkili olan koşullardır (Ündül ve Gürpınar, 2003).

İnceleme alanında açılan 3 adet sondaj kuyusundan 1.5 m, 3.00 m ve 4.00 m derinliklerden alınan numunelere ilişkin elek analizi sonuçları EK 1, 2 ve 3'de verilmiştir. Deney sonucunda elde edilen değerler ile arazi gözlemleri arasında tam bir uyum olduğu görülmektedir. Elek analizi sonuçlarına göre %13.60–%48.74 arasında değişen oranlarda silt içeren siltli kumdan oluşan inceleme alanına ilişkin jeo-teknik parametreler şöyledir; Zemin sınıfı SM (siltli kum), doğal su içeriği %10.94–19.70, kıvam limitleri non plastik, doğal birim hacim ağırlığı ortalama 1.80 g/cm^3.

İnceleme alanında açılan sondaj kuyularından alınan numuneler üzerinde yapılan deneylerin sonuçlarına göre çizilen granülometri eğrileri ile daha önce farklı depremler sonucu farklı bölgelerde sıvılaşan zeminlerdeki bilinen granülometri aralığının karşılaştırılması yapılmıştır. Anonymous (1971)'e göre üniformluk sayısı 6'dan küçük olan numuneler için, Şekil 4.1'de, üniformluk sayısı 6'dan büyük numuneler için granülometrik değerlendirme Şekil 4.2'de verilmiştir.



Şekil 4.1. Üniformluk sayısı 6'dan küçük olan numuneler için çizilen granülometri eğrileri (Anonymous, 1971)



Şekil 4.2 Üniformluk sayısı 6'dan büyük olan numuneler için çizilen granülometri eğrileri (Anonymous, 1971)

Şekil 4.1 incelendiğinde, üniformluk sayısı 6'dan küçük olan zeminlerde tane çapı 0.03 mm ile 0.3 mm aralığından 0.15 mm ile 1.15 mm aralığına doğru logaritmik olarak artarken, geçen tane yüzdesi de %100 düzeyine ulaşmakta olup, belirtilen aralık yüksek oranda sıvılaşma olasılığı içeren zeminleri göstermektedir. Ayrıca Şekil 4.1'de tane çapının 0.01 mm ile 1 mm aralığından 0.1 mm ile 10 mm aralığına doğru logaritmik olarak artışı durumunda, benzer şekilde, geçen tane miktarı %100 düzeyine ulaşmakta ve bu aralıkta yeralan zeminler sıvılaşma olasılığı

bulunan zeminler olarak nitelendirilmektedir. Benzer değerlendirmeleri Şekil 4.2'de verilen üniformluk sayısı 6'dan büyük zeminler için yapmak mümkündür. Ancak Şekil 4.1 ve 4.2 birlikte değerlendirildiğinde, üniformluk sayısı 6'dan büyük olan zeminlerin üniformluk sayısı 6'dan küçük olan zeminlere kıyasla daha yüksek oranda sıvılaşma riski taşıdığı görülmektedir. Bir başka deyişle üniformluk sayısı 6'dan büyük olan zeminlerde sıvılaşma olasılığı taşıyan tane çapı dağılımı daha geniş sınırlar arasında değişmektedir.

Yukarıda verilerin ışığında inceleme alanından alınan numuneler üzerinde yapılan granülometri deneylerinden elde edilen verileri değerlendirdiğimizde; No 200 elekten geçen tane yüzdesinin %13.60–%48.74 arasında değiştiğini görmekteyiz. Bir başka deyişle inceleme alanı zemini önemli oranda siltli kumdan oluşmaktadır. Buna göre inceleme alanı zeminini, Şekil 4.1 ve Şekil 4.2'de verilen daha önce farklı depremler sonucu farklı bölgelerde sıvılaşan zeminlerdeki bilinen granülometri aralıklarından "sıvılaşma olasılığı"nın bulunduğu aralıkta kalan tane çapı dağılımına sahiptir (EK 1, 2, 3 ve 8). Aynı zamanda, çeşitli araştırmacılar tarafından laboratuar (Lee ve Seed, 1967; Chang ve ark., 1982; Koester, 1994) ve arazi (Mogami ve Kubo, 1953; Robertson ve Campenella, 1985; Holzer ve ark., 1989) koşullarında yapılan çalışmalarda hem temiz kum hem de kum içeren zeminlerin sıvılaşabilir olduğu tespit edilmiş olup, bu durum çalışma alanı zeminin sıvılaşabilir zemin olduğunu göstermektedir. Ayrıca, çalışma alanı zeminini oluşturan silt içeriğinin non plastik olduğu saptanmış olup (Ek 8), Dobry ve Alvarez (1967), Okusa ve ark. (1980), Garga ve McKay (1984) gibi çeşitli araştırıcılar plastik olmayan siltlerin de sıvılaşabilir olduğunu rapor etmişlerdir. Zemin sıvılaşması bakımından düşük plastisiteli silt ve siltli kumlar hem sıvılaşabilir olmaları hem de boşluk suyu basıncının hızlı drenajını engelleyebilecek kadar düşük geçirimlilikleri nedeniyle en tehlikeli zeminler olarak değerlendirilmektedir (Çetin ve Unutmaz, 2004).

Sıvılaşma oluşumu efektif düşey gerilme tarafından kontrol edilmektedir. Günümüze değin meydana gelen sıvılaşma olayları incelendiğinde 15 m'nin altındaki derinliklerde rapor edilmiş bir sıvılaşma olayı gerçekleşmemiştir (Derinöz, 2004). Bu durum, bu derinlikte meydana gelen sıvılaşma olayı etkilerinin yüzeye ulaşamadığını ya da belirli bir derinliğin altında sıvılaşma meydana gelmediğini göstermektedir.

İnceleme alanında açılan sondaj kuyularında 4.50 m'de statik seviye saptanmış olup (EK 4, 5 ve 6), bu durum çalışma alanı zeminin sıvılaşabilir zemin olduğunu göstermektedir. Diğer taraftan, sıvılaşma olayının gözlendiği çoğu bölgelerde yer altı su seviyesi derinliği 3 m'den daha az olup, sadece birkaç olayda 3-4 m arasında değişmektedir. Yer altı su seviyesinin 5 m'nin üzerinde olduğu bölgelerde sıvılaşma olayı gözlenmemiştir (Wang ve Law, 1994).

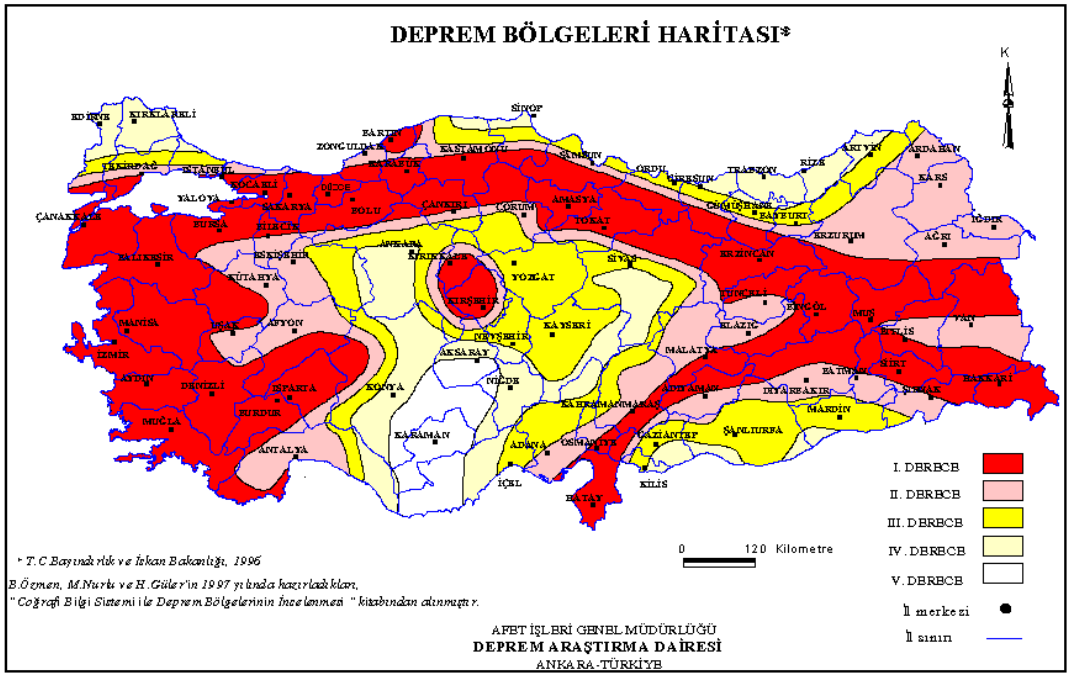
İnceleme alanında açılan sondaj kuyularından alınan numunelerde doğal su içeriği derinliğe bağlı olarak % 10.94 ile % 19.70 arasında değişmektedir (EK 7 ve 8). Özellikle yer altı su seviyesinin yüksek olduğu deniz ve dere kenarı gibi yerlerde, suya doygun ince taneli kumlu ve siltli zeminlerde deprem titreşimleri sırasında boşluk suyu drenajının mümkün olmadığı ani yükleme durumlarında bu tür zeminler sıkışma eğilimi sergilemekte ve boşluk suyu basındaki ani yükselmeye bağlı olarak efektif gerilme düşmekte (sıfıra yaklaşmakta) sıvılaşma olayı meydana gelmektedir (Youd, 1992; Derinöz, 2004).

Zeminlerin oluşumuna ilişkin jeolojik süreçlerin tipi sıvılaşma hassaslığı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir (Kramer, 1996). Nehir ve göl yataklarında sedimentasyon yoluyla oluşan dolgular, yıkıntı, enkaz ya da aşınma süreciyle oluşmuş dolgular ya da rüzgar etkisiyle taşınarak oluşmuş dolgular gibi suya doygun zemin tabakaları yüksek oranda sıvılaşma riski taşımaktadırlar. Buradan hareketle inceleme alanın deniz kenarına yakın olması nedeniyle sıvılaşma riski taşıdığı söylenebilir.

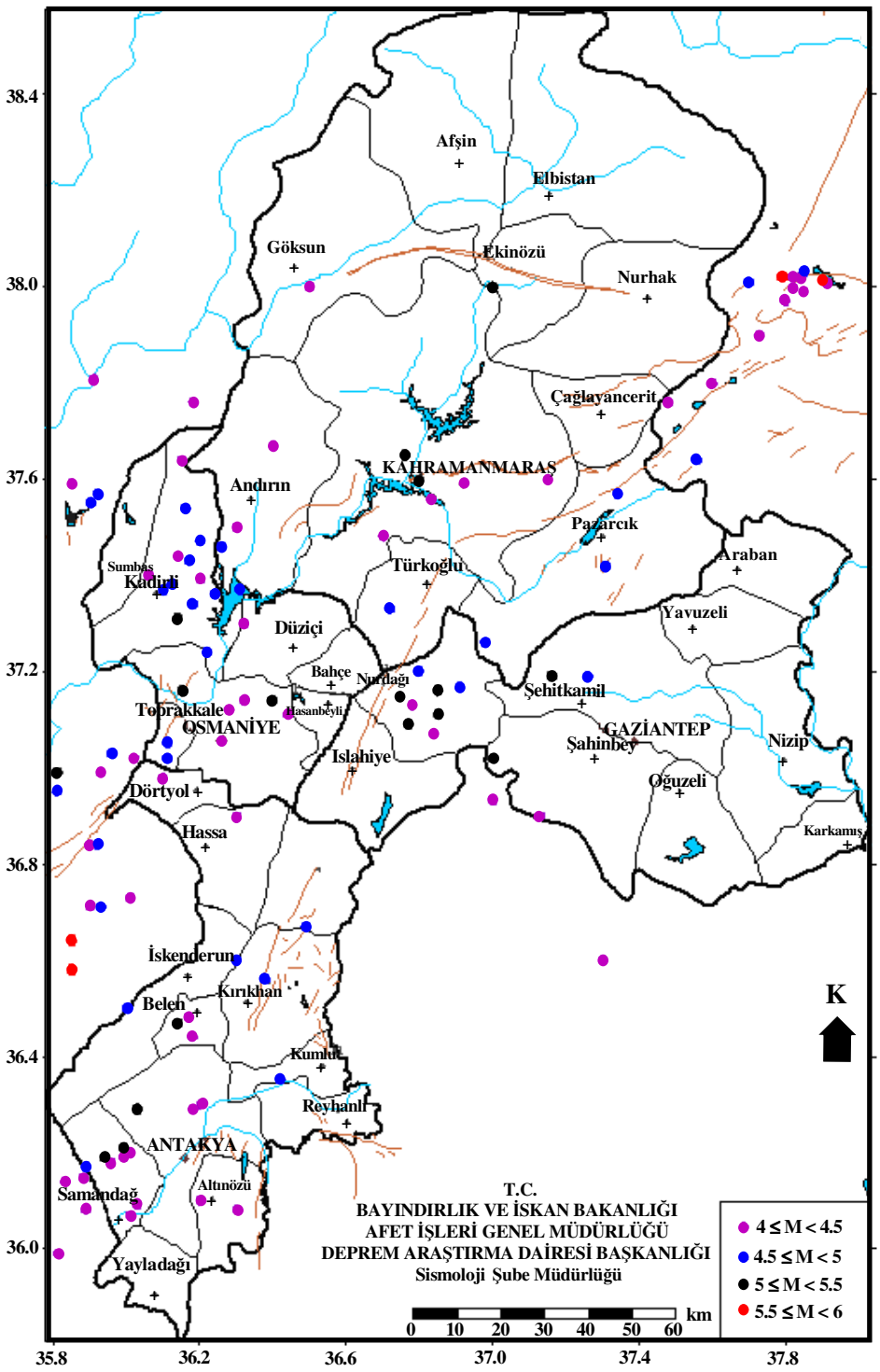
Genç ve gevşek çökellerin sıvılaşma için en uygun ortamlar olduğu bilinmektedir. Delta, akarsu, taşkın ovası ve kıyı ortamlarındaki çökelme süreçleri sonucunda birikmiş çökeller sıvılaşmaya karşı son derece duyarlıdırlar (Strahler, 1974; Forbes, 1985; Bradshaw ve ark, 1989; Coates, 1990; Erinç 2000; Turoğlu, 2004). Zemin oluşumu sırasında gerçekleşen jeolojik süreçler, zemini oluşturan partiküllerin tekdüze tane boyutunda düzenlenmesini sağlamakta ve herhangi bir deprem oluşumu sırasında bu parçacıkların sıkılaşma eğilimi sergileyecek şekilde gevşek bir formasyon oluşturmasına neden olmaktadırlar (Kramer, 1996). İnceleme alanı zemininin kuvaterner yaşlı, orta-sıkı gevşek bir zemin olduğu (Ek 4, 5 ve 6) dikkate alındığında, gevşek zemin materyalinin sıkılaşma eğilimi boşluk suyu

basıncının artmasına, zemin mukavemetinin azalmasına, dolayısıyla sıvılaşma olayına neden olabileceğini ortaya koymaktadır.

Yapılan arazi gözlemlerinde inceleme alanında veya yakın civarında tektonik açıdan herhangi bir yüzeysel yapı değişikliği ve deformasyon gözlenmemiştir. Ayrıca, 7269 sayılı afet yasası kapsamında bu bölgede yasaklayıcı bir kararın olmadığı yetkililerden öğrenilmiştir. Diğer taraftan, Bayındırlık ve İskân Bakanlığının 1996 yılında hazırlamış olduğu Türkiye Deprem Bölgeleri haritasına göre çalışma alanının da içinde bulunduğu bölge 1. derecede tehlikeli deprem bölgesi kuşağında yer almaktadır (Şekil 4.3). Bu nedenle yapılacak tüm inşaatlarda bu bölgeler için hazırlanan deprem inşaat yönetmeliğine mutlaka uyulmalıdır. Bölgede 1900 ve 2004 yılları arasında meydana gelen ve büyüklüğü 4.0'den fazla olan depremler Çizelge 4.1'de verilmiş olup, ayrıca Şekil 4.4'de harita üzerinde gösterilmiştir. Çalışma alanı ve çevresi aktif tektonik bölgelere yakınlığından dolayı her zaman yüksek deprem riski içermektedir. Bu durum, olası bir depremde, deprem dalgalarının etkisinin inceleme alanında daha fazla etkili olabileceğini ortaya koymaktadır.



Şekil 4.3. Türkiye deprem bölgeleri haritası (Anonymous, 2006b)



Şekil 4.4. 01. 01. 1900 – 22. 04. 2004 tarihleri ve (35.7796 – 38.0323) N – (35.8090 – 38.5752) E koordinatları ile sınırlanan bölgede meydana gelen M ≥ 4.0 olan depremlerin dağılımı (Anonymous, 2006c).

Çizelge 4.1. Hatay ili ve civarında tarihsel dönemde meydana gelen depremler (Anonymous, 2006d).

Tarih	Koordinat	Şiddet	Lokasyon
M. O. 69	36.25°K-	IX	Antakya, Suriye
245	36.25°K-36.10°D	X	Antakya
334	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya, Beyrut, Kıbrıs
14.09.458	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya ve Suriye'nin kuzeyi
10. 09. 506	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya, Samandağ
524	37.20°K-35.90°D	VIII+	Anazarba, Ceyhan-Adana
29. 05. 526	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya, Samandağ
29. 11.529	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya
561	37.20°K-35.90°D	VIII+	Anazarba, Ceyhan-Adana, Antakya
30. 09. 587	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya (60 000 ölü)
08. 04. 859	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya, Lazkiye
867	36.25°K-36.10°D	IX	Antakya
10.08.1114	36.25°K-36.10°D	IX	Ceyhan, Antakya, Maraş (Tsunami)
1268	36.50°K-35.50°D	IX	Kozan, Ceyhan (60 000 ölü)
13.08.1822	37.35°K-35.80°D	X	Antakya, İskenderun (20 000 ölü)
02.04.1872	36.40°K-36.20°D	IX	Antakya, Samandağ (1 800 ölü)

4.2. Standart Penetrasyon Deneyine İlişkin Bulgular

Araştırma kapsamında, inceleme alanında açılan 3 adet, 11 m derinlikteki sondaj kuyusundan elde edilen SPT-N değerleri ile derinlik ve yeraltı suyuna bağlı olarak düzeltilmiş SPT-N' ve SPT-N" değerleri Çizelge 4.2'de toplu olarak verilmiştir.

Siltli kum zemin için Sk-1, Sk-2 ve Sk-3 sondaj kuyularında elde edilen ortalama SPT-N" değerleri sırasıyla 14.57, 14.14 ve 13.50 olup, en düşük düzeltilmiş SPT-N" değeri Sk-3 sondaj kuyusunda elde edilmiştir. Her ne kadar inceleme alanı zemini sıvılaşabilir zemin olsa da, zemin taşıma gücü, elde edilen en düşük SPT-N" darbe sayısı kullanılarak, Peck ve ark., (1974)'de kumlu zeminler için önerilen formüle göre [4] nolu eşitlikten 0.7425 kg/cm^2 olarak hesaplanmıştır.

Çizelge 4.2. İnceleme alanında elde edilen SPT değerleri ile derinlik ve yeraltısuyuna bağlı olarak düzeltilmiş SPT-N' ve SPT-N" değerleri

Sondaj No	**Örnek No**	**SPT-N (Deney)**	**Derinlik h, m**	**Efektif düşey gerilme σ'_{vo}, ton/m²**	**Düzeltme katsayısı C_N**	**SPT-N'**	**SPT-N"**
Sk - 1	SPT-1	16	1.50-1.95	2.7	1.4705	23.5281	15.50
	SPT-2	12	3.00-3.45	5.4	1.2146	14.5755	13.50
	SPT-3	9	4.50-4.95	8.1	1.0650	9.5846	12.00
	SPT-4	6	6.00-6.45	9.3	1.0140	6.0837	10.50
	SPT-5	15	7.50-7.95	10.5	0.9692	14.5373	15.00
	SPT-6	16	9.00-9.45	11.7	0.9292	14.8673	15.50
	SPT-7	25	10.50-10.95	12.9	0.8932	22.3290	20.00
Sk - 2	SPT-1	12	1.50-1.95	2.7	1.4705	17.6460	13.50
	SPT-2	8	3.00-3.45	5.4	1.2146	9.7170	11.50
	SPT-3	6	4.50-4.95	8.1	1.0650	6.3897	10.50
	SPT-4	4	6.00-6.45	9.3	1.0140	4.0558	9.50
	SPT-5	19	7.50-7.95	10.5	0.9692	18.4139	17.00
	SPT-6	26	9.00-9.45	11.7	0.9292	24.1593	20.50
	SPT-7	18	10.50-10.95	12.9	0.8932	16.0769	16.50
Sk - 3	SPT-1	8	1.50-1.95	2.7	1.4705	11.7640	11.50
	SPT-2	13	3.00-3.45	5.4	1.2146	15.7902	14.00
	SPT-3	6	4.50-4.95	8.1	1.0650	6.3897	10.50
	SPT-4	5	6.00-6.45	9.3	1.0140	5.0698	10.00
	SPT-5	16	7.50-7.95	10.5	0.9692	15.5064	15.50
	SPT-6	11	9.00-9.45	11.7	0.9292	10.2213	13.00
	SPT-7	25	10.50-10.95	12.9	0.8932	22.3290	20.00

4.3. Sıvılaşma Potansiyeli

Bilindiği gibi su seviyesi altındaki gevşek granüler zeminlerin deprem etkisi altında ani olarak doğacak boşluk suyu basınç artışları ile taşıma gücünü kaybetme (sıvılaşma) olasılığı vardır. Sıvılaşma potansiyelinin belirlenmesinde Seed ve Idriss (1971), Seed ve ark. (1985) ve Youd ve ark. (2001) tarafından modifiye edilmiş yöntem kullanılmıştır. Bu yönteme göre sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesinde inceleme alanında 7.5 büyüklüğünde bir deprem olacağı varsayılarak depremin zemin yüzeyinde oluşturacağı en büyük yatay yer ivmesi a_{max}'ın değeri 0.40 g olarak alınmış ve

$$\mathrm{DKGO} = \left(\frac{\tau_{av}}{\sigma'_{vo}}\right)_d = 0.65.\left(\frac{a_{max}}{g}\right).\left(\frac{\sigma_{vo}}{\sigma'_{vo}}\right).r_d$$

eşitliği kullanılarak deprem sırasında zemin tabakasında oluşacak dinamik kayma gerilme oranları (DKGO) hesaplanmıştır (Çizelge 4.3). Sonraki aşamada sıvılaşma direncini değerlendirmek için Seed ve Idriss (1981) tarafından önceki bölümde verilen grafik (Şekil 3.4) kullanılarak 7.5 büyüklüğünde deprem ve düzeltilmiş standart penetrasyon sayısı N' değerlerine karşılık gelen dinamik kayma direnç oranları (DKDO) belirlenmiştir. Grafikten okunan dinamik kayma direnç oranları, deprem sırasında zemin tabakasında oluşacak dinamik kayma gerilme oranlarına bölünerek sıvılaşmaya karşı güvenlik faktörü (GF = DKDO/DKGO) hesaplanmıştır. Güvenlik faktörü $GF > 1$ durumunda sıvılaşmanın olmayacağı, $GF \leq 1$ olması durumunda ise silt ve kum tabakaları için sıvılaşma olacağı değerlendirilmiştir (Çizelge 4.3). Çizelge 4.3'ten görüldüğü üzere inceleme alanında açılan sondaj kuyularında 6.00, 7.50, 9.50 ve 10.50 m derinliklerinde elde edilen güvenlik faktörü değerleri 0.11 ile 0.77 arasında değişmekte olup, 1'den küçüktür. Bu durum inceleme alanında sıvılaşma riskinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir.

Çizelge 4.3. İnceleme alanı sıvılaşma potansiyelinin değerlendirilmesi

Sondaj No	**Örnek No**	**Derinlik h, m**	**SPT-N (Deney)**	**SPT-N'**	**Toplam düşey gerilme σ_{vo}, ton/m²**	**Efektif düşey gerilme σ'_{vo}, ton/m²**	**r_d**	**DKDO $\left(\tau_{av}/\sigma'_{vo}\right)$**	**DKGO $\left(\tau_{av}/\sigma'_{vo}\right)_d$**	**GF**
Sk - 1	SPT-4	6.00-6.45	6	6.0837	10.8	9.3	0.9541	0.053	0.2881	0.18
	SPT-5	7.50-7.95	15	14.5373	13.5	10.5	0.9426	0.149	0.3151	0.47
	SPT-6	9.00-9.45	16	14.8673	16.2	11.7	0.9312	0.152	0.3352	0.45
	SPT-7	10.50-10.95	25	22.3290	18.9	12.9	0.8937	0.245	0.3404	0.72
Sk - 2	SPT-4	6.00-6.45	4	4.0558	10.8	9.3	0.9541	0.031	0.2881	0.11
	SPT-5	7.50-7.95	19	18.4139	13.5	10.5	0.9426	0.198	0.3151	0.63
	SPT-6	9.00-9.45	26	24.1593	16.2	11.7	0.9312	0.259	0.3352	0.77
	SPT-7	10.50-10.95	18	16.0769	18.9	12.9	0.8937	0.165	0.3404	0.48
Sk - 3	SPT-4	6.00-6.45	5	5.0698	10.8	9.3	0.9541	0.040	0.2881	0.14
	SPT-5	7.50-7.95	16	15.5064	13.5	10.5	0.9426	0.160	0.3151	0.51
	SPT-6	9.00-9.45	11	10.2213	16.2	11.7	0.9312	0.111	0.3352	0.33
	SPT-7	10.50-10.95	25	22.3290	18.9	12.9	0.8937	0.241	0.3404	0.71

5. SONUÇ ve ÖNERİLER

İnceleme alanında yapılan jeolojik-jeoteknik inceleme ve değerlendirmeler neticesinde ulaşılan sonuçlar aşağıda maddeler halinde verilmiştir.

- İnceleme alanı Kuvaterner yaşlı alüviyonlar üzerinde yer almaktadır. Bu birimlerin inceleme alanının tamamını kapladığı görülmüştür. Kuvaterner yaşlı alüvyonlar silt ve kumların değişik yüzdelerinden oluşmaktadır. Granülometrik analiz sonuçlarına göre %13.60 – %48.74 arasında değişen oranlarda silt içeren siltli kumdan oluşan inceleme alanına ilişkin jeoteknik parametreler şöyledir; Zemin sınıfı SM (siltli kum), doğal su içeriği %10.94 – 19.70, kıvam limitleri non plastik, doğal birim hacim ağırlığı ortalama 1.80 g/cm^3.
- İnceleme alanına ait halihazırda harita üzerinde yapılan eğim hesaplarında eğimin %10'dan daha düşük olduğu tespit edilmiştir. Eğim yönü genelde Kuzey-Batı ve Batı yöndedir.
- Yapılaşmadan önce uygun drenaj sistemiyle temelin sudan etkilenmesi önlenmelidir.
- İnceleme alanında bu alanı etkileyecek nitelikte muhtemel heyelan, kaya düşmesi vb. herhangi bir afet olayına, yüzeysel yapı değişikliğine rastlanılmamıştır.
- İnceleme alanı zemini sıvılaşabilir zemin olmasına rağmen bilgi olması açısından zemin taşıma gücü siltli-kum için 0.7425 kg/cm^2 olarak hesaplanmıştır.
- İnceleme alanında açılan sondaj kuyularında 6.00, 7.50, 9.50 ve 10.50 m derinliklerinden elde edilen verilere göre hesaplanan güvenlik faktörü değerleri 0.11 ile 0.77 arasında değişmekte olup, 1'den küçüktür. Bu durum inceleme alanında sıvılaşma riskinin oldukça yüksek olduğunu göstermektedir.
- Yapılan jeolojik-jeoteknik etüdler sonucunda, inceleme alanında yapılaşmaya gidilmeden önce zemin ıslahı (enjeksiyon, kompaksiyon) yapılması veya bina

yüklerinin sıvılaşma riski olmayan daha dayanımlı zemin üzerine aktarılması gerekmektedir.

- Bu araştırmadan elde edilen veriler durum tespitine dönük bir ön çalışma olup, inceleme alanında yer alan bütün parselleri kapsamamaktadır. Bu nedenle yapılaşmadan önce her parsel için zemin parametreleri belirlemeye yönelik sondaj ve laboratuar çalışmalarının yapılması gerekmektedir.
- İnceleme alanı 1. derecede tehlikeli deprem bölgesi kuşağında bulunmakta olup, yapılacak bütün inşaatların "Afet Bölgelerinde Yapılacak Yapılar Hakkında Yönetmelik" esaslarına uygun olarak yapılması gereklidir.

KAYNAKLAR

AKSU, O. ve TOZ, G., 2002. Zemin sıvılaşmasına yönelik fotogrametrik uygulamalar. İstanbul Teknik Üniversitesi Dergisi/d Mühendislik 1 (2): 7-13.

ALTUN, S., 2004. Suya doygun kumların drenajsız koşullardaki davranışının tekrarlı yükler altında burulmalı kesme deney aleti ile incelenmesi. DEÜ Mühendislik fakültesi Fen ve Mühendislik Dergisi, 6 (1): 139-152.

AMBRASEYS, N.N., and BARAZANGI, M., 1989. The 1759 earthquake in the Bekaa Valley: Implications for earthquake hazard assessment in the eastern Mediterranean region. Journal Geophysics Research, 94: 4007-4013.

ANDREWS, D. C. A. and MARTIN, G. R., 2000. Criteria for liquefaction of silty soils. 12th World Conference on Earthquake Engineering, Proceedings, Auckland, New Zealand.

ANONYMOUS, 1971. Supplement for design standart for port and harbour structures. Japan Port and Harbour Association.

ANONYMOUS, 2006a. Why does liquefaction ocur? Explanation. On-line: http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/why/why1.html. Accessed at 08 August, 2006.

ANONYMOUS, 2006b. Türkiye deprem bölgeleri haritası. Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Ankara, Türkiye, on-line: http://www.deprem.gov.tr/linkhart.htm. Accessed at 03 August, 2006.

ANONYMOUS, 2006c. Yerel kuvvetli yer hareketi kayıt ağlarının kurulması projesi "MATNet". Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, Ankara, Türkiye, on-line: http://angora.deprem.gov.tr/matnetrapor.htm. Accessed at 05 August, 2006.

ANONYMOUS, 2006d. Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü sınırları içindeki alanların depremselliği. M.T.A. Doğu Akdeniz Bölge Müdürlüğü. on-line: http://www.mta.gov.tr/mta/bolge/adana/deprem.htm. Accessed at 05 August, 2006.

ASLANER, M. 1973. İskenderun-Kırıkhan sahasındaki ofiyolitlerin jeoloji ve petrografisi. MTA Yayınları No: 150, Ankara.

ATAK, V.O., AKSU, O., ÖNDER, M., AYDAN, Ö. ve TOZ, G., 2003. Zeminlerde Sıvılaşmaya ve Faylanmaya Bağlı Yer Değiştirmelerin Yön ve Büyüklüklerinin Fotogrametrik Yöntemlerle Belirlenmesi, Küçükçekmece ve Yakın Çevresi Teknik Kongresi 8-10 Kasım, 2003, 'Deprem ve Planlama', İstanbul, Türkiye.

ATAN, O.J.R., 1969. Eğribucak-Karacaören (Hassa)-Ceyhanlı-Dazevleri (Kırıkhan) arasıdaki Amanos dağlarının jeolojisi. MTA Yayınları. No: 139, Ankara.

BONITA, J.A., 2000. The Effects of Vibration on the Penetration Resistance and Pore Water Pressure in Sands. Ph.D. Dissertation, Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 349 p.

BRADSHAW M.J., ABBOTT, A.J. and GELSTHORPE, A.P., 1989. The Earth's Changing Surface. Hodder and Stoughton, London, Sydney, Auckland, Toronto.

BRAY J., SANCIO R.B., DURGUNOGLU T.; ONALP A., YOUD, T.L., STEWART J.P., SEED R. B., CETIN K. O, BOL E., BATURAY M.B., CHRISTENSEN C., and KARADAYILAR, T., 2004. Subsurface characterization at ground failure sites in Adapazari, Turkey. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, ASCE, 130 (7): 673-685.

CASAGRANDE, A., 1936. "Characteristics of cohesionless soils affecting the stability of slopes and earth fills. Journ. of the Boston Society of Civil Engineers, Jan. 1936. (Originally Published in "Contributions to Soil Mechanics, 1925-1940", Boston Society of Civil Engineers, Oct. 1940).

CASTRO, G. 1969. Liquefaction of sands, Harvard Soil Mechanics Series, No.87, Harvard University, Cambridge, Massachusetts.

CASTRO, G. and POULOS, S.J., 1977. Factors affecting liquefaction and cyclic mobility. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, 103 (6): 501-516.

CASTRO, G., 1969. Liquefaction of Sands. Ph.D. Dissertation, Harvard Soil Mech. Series, No. 81. Pierce Hall, Harvard University, 231 p.

CASTRO, G., POULOS, S.J., FRANCE, J.W., and ENOS, J.L., 1982. Liquefaction induced by cyclic loading. Report Submitted to the National Science Found., Washington D.C., 80 p.

CDMG, 1992. Draft Guidelines; Liquefaction hazard zones. California Division of Mines and Geology, Sacramento, California.

CHANG, N.Y., YEH, S.T., and KAUFMAN, L.P., 1982. Liquefaction potential of clean and silty sands. Proceedings of the 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, USA, 2: 1017-1032.

COATES, D.R., 1990. Geomorphic controls of groundwater hydrology in: Groundwater Geomorphology, The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Process and Landforms. Edited by Charles G. Higgins. Geological Society of America, New York, Special Paper 252, 341-349.

ÇETİN, K.Ö. ve UNUTMAZ, B., 2004. Zemin sıvılaşması ve sismik zemin davranışı. TMH – Türkiye Mühendislik Haberleri,430 (2004/2): 32-37.

DAS, B.M., 1993. Principles of Soil Dynamics, PWS-Kent Publ. Co. Boston, MA.

DELALOYE, M., and WAGNER, J.J., 1984. Ophiolites and volcanic activity near the western edge of the Arabian Plate, in: The geological evolution, of the Eastern Mediterranean. Edited by J.E. Dixon and A. H. F. Robertson, Geol. Soc. London, Spec, Publ, 17: 225-233.

DELALOYE, M., De SOUZA, H.; WAGNER, J. and HEDLEY, L., 1980. Isotopic ages on ophiolites from the eastem Mediterranean, in: Int. Symp. on Ophiolitesda. Edited by A. Panayiotou, Lefkoşe, 292-295.

DERİNÖZ, N., 2004. Hakkari Barajı ve HES projesi zemin sıvılaşma riskinin belirlenmesi. TMH – Türkiye Mühendislik Haberleri,431 (2004/3): 33-38.

DEWEY, J.F., HEMPTON, M.R., KIDD, W.S.F., ŞAROGLU, F., and ŞENGÖR, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere : the neotectonics of Eastern Anatolia - a young collision zone. in: Collision Tectonics. Edited by M.P. Coward and A.C. Ries, Geology Society of London, 19: 3-36.

DEZFULIAN, H., 1982. Effects of silt content on dynamic properties of sandy soils. Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, USA, 63-70.

DOBRY, R., and ALVAREZ, L., 1967. Seismic failures of Chilean tailings dams. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 93(6): 237-260.

ERİNÇ, S., 2000. Jeomorfoloji I. DER Yayınları, İstanbul.

FEI, H.C., 1991. The characteristics of liquefaction of silt soil. Soil Dynamics and Earthquake Engineering V, Computational Mechanics Publications, Southhampton, 293-302.

FERRITTO, J.M., 1997. Seismic design criteria for soil liquefaction. Technical Report TR-2077-SHR. Naval Facilities Engineering Service Center, Port Hueneme, California, 58p.

FINN, W.D.L., BRANSBY, P.L. and PICKERING, D.J., 1970. Effect of Strain History on Liquefaction of sands. Journal of of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 96(6): 1917-1934.

FINN, W.L., LEDBETTER, R.H., and WU, G., 1994. Liquefaction in silty soils: design and analysis. Ground Failures Under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publication, No.44, ASCE, 51-76.

FORBES, D.L., 1985. Morphology and sedimetology of a sinious gravel-bed channel system Lower Babbage, River Yukon coastal plain, Canada in: Modern and Ancient Fluvial Systems. Edited by J.D. Collinson and J. Lewin, Special publication number 6 of the International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific Publications.

GARGA, V., and McKAY, L., 1984. Cyclic triaxial strength of mines tailings. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 110(8): 1091- 1105.

GÜLEN, L., BARKA, A.A., ve TOKSÖZ, M.N., 1987. Kıtaların çarpıßması ve ilgili komplex deformasyon: Maraş üçlü eklemi ve çevre yapıları. Yerbilimleri, 14: 319-336.

HAZEN, A., 1920. Hydraulic fill of dams. ASCE Transactions, 83: 1713-1745.

HEMPTON, M.R., 1987. Constraints on Arabian plate motions; an extensional history of the Red Sea. Tectonics, 6: 668-705.

HOLZER, T. L., YOUD, T. L., and HANKS, T. C., 1989. Dynamics of liquefaction during the 1987 superstition hills, California, earthquake. Science, 244: 56-59.

ISHBASHI, I. and SHERIF, M.A., 1974. Soil liquefaction by torsional simple shear device. Journal of the Geotechnical Engineering Division, ASCE, 100 (GT8): 871-888.

ISHIHARA, K., and KOSEKI, J., 1989. Discussion on the cyclic shear strength of fines-containing sands. Earthquakes Geotechnical Engineering, Proceedings of the Eleventh International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Rio De Janiero, Brazil, 101-106.

JACKSON, J., and McKENZIE, D.P., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan. Geophysical Journal Royal Astronomy Society, C 77: 185-264.

JACKSON, J., and McKENZIE, D.P., 1988. The relationship between plate motion and seismic moment tensors, and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle-East. Geo-physical Journal of Royal Astronomy Society, 93: 45-73.

JENNINGS, P.C., 1980. Earthquake engineering and hazards reduction in China. CSCPRC Report No. 8, National Academy of Sciences, Washington, D.C., 1980.

KISHIDA, H., 1969. A note on liquefaction of hydrolic fill during the Tokachi-Oki Earthquake. Second Seminar on Soil Behavior and Ground Response During Earthquakes, August, 1969, University of California, Berkeley, CA.

KOÇYİĞİT, A., and BEYHAN, A., 1998. A new intra continental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey. Tectonophysics, 284: 317-336.

KOESTER, J.P., 1994. The influence of fine type and content on cyclic strength. Ground Failures Under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publication No. 44, ASCE: 17-33.

KRAMER, S.L. and SEED, B.H., 1988. Initiation of soil liquefaction under static loading conditions. Journal of Geotechnical Engineering, 114(4)

KRAMER, S.L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, New York.

KUERBIS, R., NEGUSSEY, D., and VAID, V. P., 1988. Effect of gradation and fines content on the undrained response of sand. Proceedings. Hydraulic Fill Structures, Fort Collins, USA, 330-345.

LAW, K.T. and LING, Y.H., 1992. Liquefaction of granular soils with non-cohesive and cohesive fines. Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering, Rotterdam, 1491-1496.

Le PICHON, X. and ANGELIER, J., 1979. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. Tectonophysics, 60: 1-42.

LEE, K.L., and SEED, H.B., 1967. Cyclic stress conditions causing liquefaction of sand. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 93 (SM1): 47-70.

LIAO, S.S.C. and WHITMAN, R.V., 1986. Overburden correction factor for SPT in sand. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 112(3): 373-377.

LOVELOCK, P.E.R., 1984. A review of the tectonics of the northern Middle-East region. Geological Magazine, 121: 577-587.

LYBÉRIS, N., YURUR, T., CHOROWICZ, J., KASAPOĞLU, K.E. and GÜNDOGDU, N., 1992. The East Anatolian fault : an oblique collisional belt. Tectonophysics, 204: 1-15.

MARSUSON, W.F., HYNES, M.E., and FRANKLIN, A.G., 1990. Evaluation and use of residual strength in seismic safety analysis of embankments. Earthquake Spectra, EERI, 6(3): 529-572.

Mc KENZIE, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean region. Geophysical Journal of Royal Astronomy Society 30: 109-185.

Mc KENZIE, D.P., 1978. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt : The Aegean sea and surrounding regions (tectonics of Aegean region). Geophysical Journal of Royal Astronomy Society, 55: 217-254.

MOGAMI, T., and KUBO, K., 1953. The behaviour of soil during vibration. Proceedings of the Third International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 1: 152-153.

MUEHLBERGER, W.B., 1981. The splintering of the Dead Sea fault zone in Turkey. Yerbilimleri, 8: 125-130.

NCEER, 1997. Proceedings of the NCEER Workshopon evaluation of liquefaction resistance of soils. Edited by YOUD, T.L. and IDRISS, I.M., Technical Report No: NCEER-97-0022, December 31, 1997.

NUR, A. and BEN-AVRAHAM, Z., 1978. The eastern Mediterranean and the levant: tectonics of continental collision. Tectonics, 46: 297-311.

OKASHI, Y., 1970. Effects of sand compaction on liquefaction during Tokachioki Earthquake. Soils and Foundations, JSSMFE, 10(2): 112-128.

OKUSA, S., ANMA, S., and MAIKUMA, H., 1980. Liquefaction of mine tailings ın the 1978 Izu-Oshima-Kinkai earthquake, Central Japan. Proceedings. of the Seventh World Conference on Earthquake Engineering, Istanbul, Turkey, 3: 89-96.

ÖVER, S., ÜNLÜGENÇ, U. ve ÖZDEN, S., 2001. Hatay bölgesinde etkin gerilme durumları. Cumhuriyet Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Yerbilimleri, 23: 1-14

ÖZAYDIN, K., 2006. Zemin Mekaniği. Birsen Yayınevi, İstanbul, S. 261.

ÖZKOÇAK, M.O., 1993. Hatay horst ve graben yapısının Amanos dağları altın yatak ve zuhurları. Jeoloji Mühendisliği, 42: 52-59.

PARROT, J.F., 1974. Les différentes manifestations efftısives de la région opbiolitique du .Baër-Bassit (Nordouest de la Syrie): Comparaison pétrographique et géochimique. C. R. Acad. Sei., Paris, D., 279,630.

PARROT, J.F., 1977. Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit et termes effiisifs du volcano-sédimantaire. Pétrologie d'un fragment, de la. croûte océanique, charriée sur la plateforme syrienne. Trav. et Doc. "OSTROM", Série Géol, 6: 97-126.

PECK, R.B., HANSEN, W.E. and THORNBURN, T.H., 1974. Foundation Engineering, 2nd Ed., John Wiley and Sons, New York, 514 p.

PERİNÇEK, D. and ÇEMEN, Ü., 1990. The structural relationship between the East Anatolian Fault and Dead Sea Fault zones in Southern Turkey. Tectonophysics, 172: 331-340.

PERİNÇEK, D., ve EREN, A.G., 1990. Doğrultu atımlı Doğu Anadolu fayı ve Ölü Deniz fay zonları etki alanında gelişen Amik havzasının kökeni. Türkiye 8. Petrol Kongresi Bildiri Kitabı, 180-192.

PİŞKİN, Ö., DELALOYE, M., SELÇUK, H. and WAGNER, J.J., 1986. Guide to Hatay geology (SE TURKEY). ofioliti. Consiglio Nazionale Delle Ricerche. BoUettino Del Groppo di Lavoro Solle öfîollti. Méditerranée, 11(2).

POLITO, C.P., 1999. The effects of non-plastic and plastic fines on the liquefaction of sandy soils. Ph.D. Dissertation, Faculty of the Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, VA, 274 p.

PRAKASH, S. and GUPTA, M.K., 1967. Compaction of sand under vertical and horizontal vibrations. Proc. First Southeast Asian Regional Conferance on Soil Engineering, Bangkok, 201-210.

ROBERTSON, P.K., and CAMPANELLA, R.G., 1985. Liquefaction potential of sands using CPT. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 111 (3): 384-403.

SAYDAM, E., KÖŞKEROĞLU, S., DENER, E., SAYDAM, A. ve BAYAR, M., 2005. Hatay Mustafa Kemal Üniversitesi İskenderun kampus alanı zemin etüt raporu. T.C. İskenderun Belediyesi, Hatay.

SEED R.B., CETIN K.Ö., MOSS R.E.S., KAMMERER A.M., WU J., PESTANA J.M.,RIEMER M.F., SANCIO R.B, BRAY J.D., KAYEN R.E., and FARIS A., 2003. Recent advances in soil liquefaction engineering: a unified and consistent framework. 26th Annual ASCE Los Angeles Geotechnical Spring Seminar, California.

SEED, H.B. and PEACOCK, W.H., 1971. Test procedure for measuring soil liquefaction characteristics. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 97(SM8): 1099-1119.

SEED, H.B., 1976. Some aspects of sand liquefaction under cyclic loading. Conference on Behavior of Off-Shore Structures, The Norwegian Institute of Technology, Norway.

SEED, H.B., and I.M. IDRISS, 1981. Evaluation of liquefaction potential sand deposits based on observation of performance in previous earthquakes, ASCE National Convention, St. Louis, Missouri, October 26-31, pp. 81-544.

SEED, H.B., and IDRISS, I.M., 1971. Simplified procedure for evaluation soil liquefaction potential. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 97(9):1249-1273.

SEED, H.B., and IDRISS, I.M., 1982. Ground motions and soil liquefaction during earthquakes, EERI Monograph, Berkeley, Calif.

SEED, H.B., ARANGO, I., and CHAN, C.K. 1975. Evaluation of soil liquefaction potential during earthquakes. Report No. EERC 75-28, Earthquake Engineering Research Center, College of Engineering, University of California, Berkeley, CA.

SEED, H.B., IDRISS, I.M., and ARANGO, I., 1983. Evaluation of liquefaction potential using field performance data. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 109(3), 458-482.

SEED, H.B., LEE, K.L., (1966). Liquefaction of saturated sands during cyclic loading. Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, 92 (SM6): 105-134.

SEED, H.B., LEE, K.L., IDRISS, I.M., and MAKDISI, F., 1973. Analysis of the slides in the San Fernando dams during the earthquake of February 9, 1971. Report No. UCB/EERC 73-2, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California.

SEED, H.B., TOKIMATSU, K., HARDER, L.F., and CHUNG, R.M., 1985. Influence of SPT procedures in soil liquefaction resistance evaluations. Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 111(12), 1425-1445.

SEED, H.B., TOKIMATSU, K., HARDER, L.F., CHUNG, R.M., 1984. The ınfluence of spt procedures in soil liquefaction resistance evaluations. Earthquake Engineering Research Center Report No. UCB/EERC-84/15, University of California at Berkeley.

SELÇUK, H., 1981. Etude Géologique de la partie méridionale du. Hatay (Turquie). Published Ph. D Thesis No: 1997, Univ. de Geneve 116 p.

SHEN, C.K., VRYMOED, J.L., and UYENO, C.K., 1977. The effects of fines on liquefaction of sands. Proceedings of the Ninth International Conference on Soil Mech. and Found. Eng., Tokyo, Japan, 2: 381-385.

SINEWING, J.D., 1975.. Metamorphism. of the Troodos massif, Cyprus. Unpublished Ph.D, Thesis, Open University, 267 p.

SİYAHİ, B., ERDİK, M., ŞEŞETYAN, K., DEMİRCİOĞLU, M.B. ve AKMAN, H., 2003. Sıvılaşma ve şev stabilitesi hassaslığı ve potansiyeli haritaları: İstanbul örneği Beşinci Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı, 26-30 Mayıs 2003, İstanbul, 10 p.

STRAHLER, A.N, 1974. Physical Geography. 4th Edition. John Willey and Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.

ŞAROĞLU, F., EMRE, Ö. and KUŞÇU, Ü., 1992. The East Anatolian fault zone of Turkey. Anales Tectonicae, VI: 99-125.

ŞEKERCİOĞLU, E., 1998. Yapıların Projelendirmesinde Mühendislik Jeolojisi. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları :28 Ankara 1998.

ŞENGÖR, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance. Journal Geology Society of London, 136: 269-282.

ŞENGÖR, A.M.C., GÖRÜR, N. and ŞAROĞLU, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, in: Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, Edited by K.T. Biddle and N. Christie-Blick, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 37: 227-264.

TATSUOKA, F., IWASAKI, T., TOKIDA, K., YASUDA, S., HIROSE, M., IMAI, T., and KON-NO, M., 1980. Standard penetration tests and soil liquefaction potential evaluation. Soils and Foundations, JSSMFE, 20(4): 95-111.

TERZAGHI, K., 1925. Erdbaumechanik auf Bodenphysikalischer Grundlage. Vienna, Deuticke.

TOKIMATSU, K., and YOSHIMI, Y., 1983. Empirical correlation of soil liquefaction based on SPT N-value and fines content. Soils and Foundations, JSSMFE, 23(4): 56-74.

TRONSCO, J.H., and VERDUGO, R., 1985. Silt content and dynamic behavior of tailing sands. Proceedings. Twelfth International Conference on Soil Mech. and Found. Eng., San Francisco, USA,1311-1314.

TUROĞLU, H., 2004. Zemin sıvılaşmasının 17 Ağustos 1999 depreminde Adapazarı'ndaki hasara etkisi. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Bölümü Coğrafya Dergisi, 12: 63-74.

ULUSAY, R., 2001. Uygulamalı Jeoteknik Bilgiler. TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, No: 38, p. 385.

ÜNDÜL, Ö. ve GÜRPINAR, O., 2003. Çokal Vadisindeki (Gelibolu) alüvyal zeminlerin sıvılaşma potansiyeli. İstanbul Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, 16(1): 67-80.

VAID, V.P., 1994. Liquefaction of silty soils. Ground Failures Under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publication, 44(ASCE), 1-16.

WANG, J.G.Z.Q. and LAW, K.T., 1994. Siting in Earthquake Zones, Balkema, Rotterdam, 115 p.

WANG, W., 1979. Some findings in soil liquefaction, Water Conservancy and Hydroelectric Power Scientific Research Institute, Beijing, China.

WESTAWAY, R. and ARGER, J., 1996. The Gölbaşı basin, Southern Turkey: a complex discontinuity in a major strike-slip fault zone. Journal of the Geological Society London, 153: 729-744.

WONG, T., SEED, H.B. and CHAN, C., 1974. Liquefaction of gravelly soils under cyclic loading conditions. University of California, Earthquake Engineering Research Center, EERC Report No. 74-11, Berkeley, CA.

YASUDA, S., WAKAMATSU, K., NAGASE, H., 1994. Liquefaction of artificially filled silty sands. Ground Failures Under Seismic Conditions, Geotechnical Special Publication No. 44, ASCE, 91-104.

YOSHIMI, Y. and KUWABARA, F., 1973. Effect of subsurface liquefaction on the strength of surface soils. Soils and Foundations (Japan), 13(2): 67–81.

YOSHIMI, Y., and OH-OKA, H., 1973. A ring torsion apparatus for simple shear tests. Proceedings of the Eighth International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 1, Part 2, Moscow, 501-506.

YOUD, T.L. and PERKINS, D.M., 1978. Mapping liquefaction –induced ground failure potential. American Society of Civil Engineers, Journal of the Geotechnical Engineering Division, 104(GT4): 433-446.

YOUD, T.L., 1992. Liquefaction, ground failure, and consequent damage during the 22 April 1991 Costa Rika Earthquake. Proceedings of the NSF/UCR US.Costa Rica Workshop on the Costa Rika Earthquakes of 1990-1991, April 2 – 4, 1992, Effects on Soils and Structures, Oakland, California, ERI Publication, No: 93-A, 73-75.

YOUD, T.L., HOOSE, S.N., 1977. Liquefaction susceptibility and geologic setting, Proc. 6th World Conf. On Earthquake Engng., New Delhi, 37-42.

YOUD, T.L., IDRISS, I.M., ANDRUS, R.D., ARANGO, I., CASTRO, G., CHRISTIAN, J.T., DOBRY, R., FINN, W.D.L., HARDER, L.F., HYNES, M.E., ISHIHARA, K., KOESTER, J.P., LIAO, S.S.C., MARCUSON, W.F., MARTIN, G.R., MITCHELL, J.K., MORIWAKI, Y., POWER, M.S., ROBERTSON, P.K., SEED, R.B., AND STOKOE, K.H., 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, ASCE, 127(4), 297-313.

YOUD, T.L., WILSON, R.C. and SCHUSTER, R.L., 1981. Stability of blockage in North Fork Toutle River, in the 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington: U.S. Geological Survey Professional paper 1250: 821-828.

ÖZGEÇMİŞ

11 Şubat 1974 tarihinde Hatay ili İskenderun ilçesinde doğdum. İlk, orta ve lise öğrenimimi İskenderun'da tamamladım. Çukurova Üniversitesi, Mimarlık-Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden 1996 yılında mezun oldum. Halen Yapı ve Kredi Bankası A.Ş., Antakya Şubesi'nde 2. Müdür olarak görev yapmaktayım. Evli ve bir kız çocuğu annesiyim.

EKLER

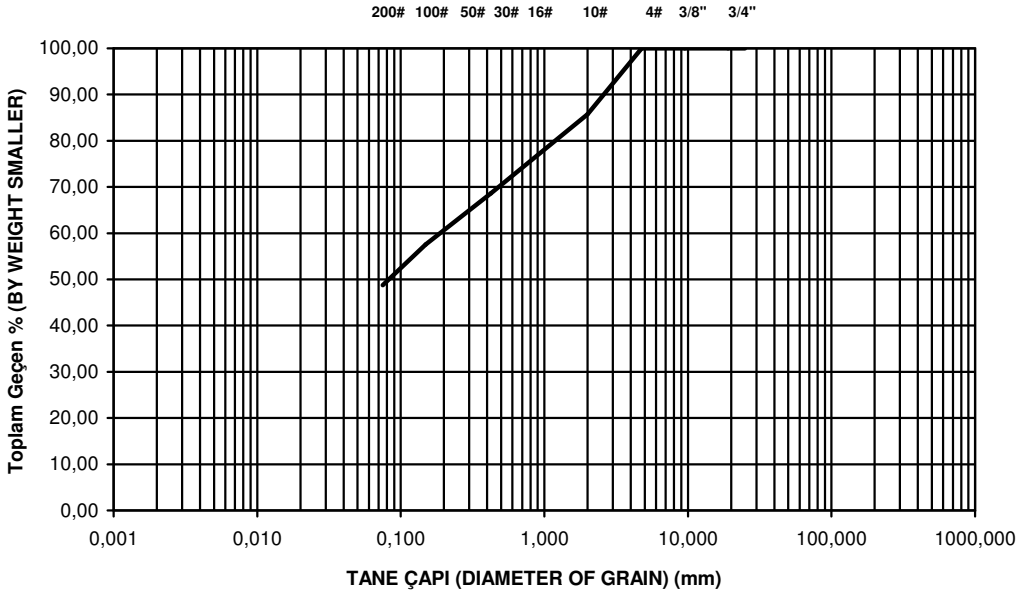
DENEY TALEP EDEN	SEVDA KARANLIK
PROJE ADI	Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi
NUMUNE YERİ	SAMANDAĞ / HATAY
NUMUNE NO ve DERİNLİK	SK-1 SPT 1.50
DENEY TARİHİ	03-07.01.06

ELEK - HİDROMETRE DENEYLERİ SONUÇ RAPORU

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETRIC ANALYSIS)

ELEK ANALİZİ (SIEVE ANALYSIS)

ELEK NO (SIEVE NO)



	TOPLAM GEÇEN %	TANE BOYU mm
0,00	100,00	25,000
0,00	100,00	19,000
0,00	100,00	9,520
0,00	100,00	4,750
14,26	85,74	2,000
31,40	68,60	0,425
42,36	57,54	0,149
51,26	48,74	0,075

KİL (CLAY)	SİLT (SILTY)	KUM (SAND)	ÇAKIL (GRAVEL)	BLOK (BLOCK)

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETER ANALYSIS)

Süre t (dk)	r	T (°C)	M	R	(Gs)	a	W_{200} (g)	W (g)	P (mm)	P_1 (mm)	Kn	Kg	Kl	d (mm)
2			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
5			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
15			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
30			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
60			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
250			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0
1440			0,00	0,00		0,00	48,74	24,37	0,00	0	0,00	0	0	0

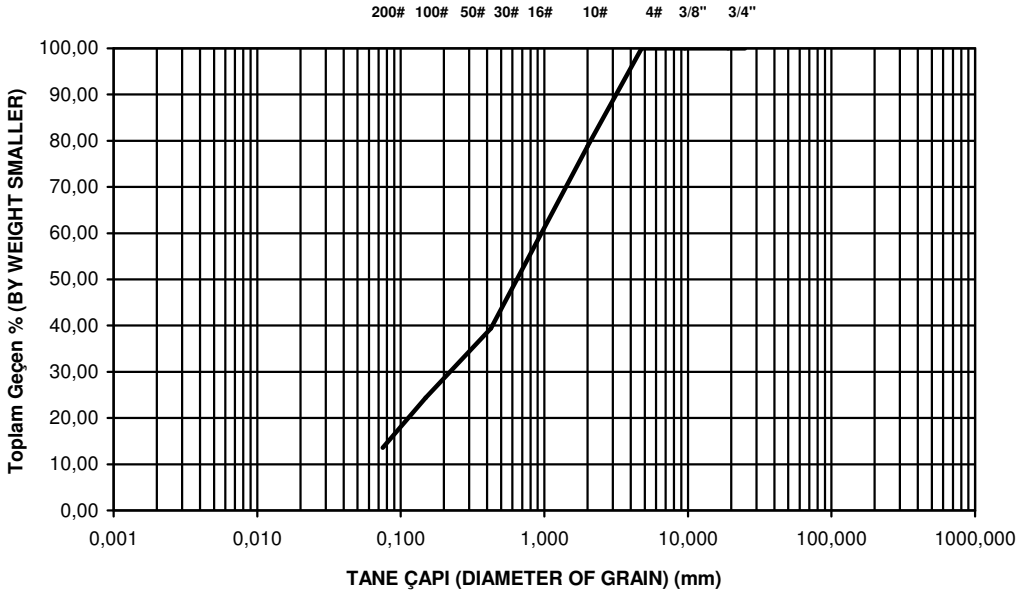
DENEY TALEP EDEN	SEVDA KARANLIK
PROJE ADI	Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi
NUMUNE YERİ	SAMANDAĞ / HATAY
NUMUNE NO ve DERİNLİK	SK-3 SPT 3.00
DENEY TARİHİ	03-07.01.06

ELEK - HİDROMETRE DENEYLERİ SONUÇ RAPORU

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETRIC ANALYSIS)

ELEK ANALİZİ (SIEVE ANALYSIS)

ELEK NO (SIEVE NO)



	TOPLAM GEÇEN %	TANE BOYU mm
0,00	100,00	25,000
0,00	100,00	19,000
0,00	100,00	9,520
0,00	100,00	4,750
21,20	78,80	2,000
60,61	39,39	0,425
75,64	24,36	0,149
86,40	13,60	0,075

KİL (CLAY)	SİLT (SILTY)	KUM (SAND)	ÇAKIL (GRAVEL)	BLOK (BLOCK)

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETER ANALYSIS)

Süre t (dk)	r	T (°C)	M	R	(Gs)	a	W_{200} (g)	W (g)	P (mm)	P_1 (mm)	Kn	Kg	Kl	d (mm)
2			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
5			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
15			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
30			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
60			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
250			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0
1440			0,00	0,00		0,00	13,60	6,80	0,00	0	0,00	0	0	0

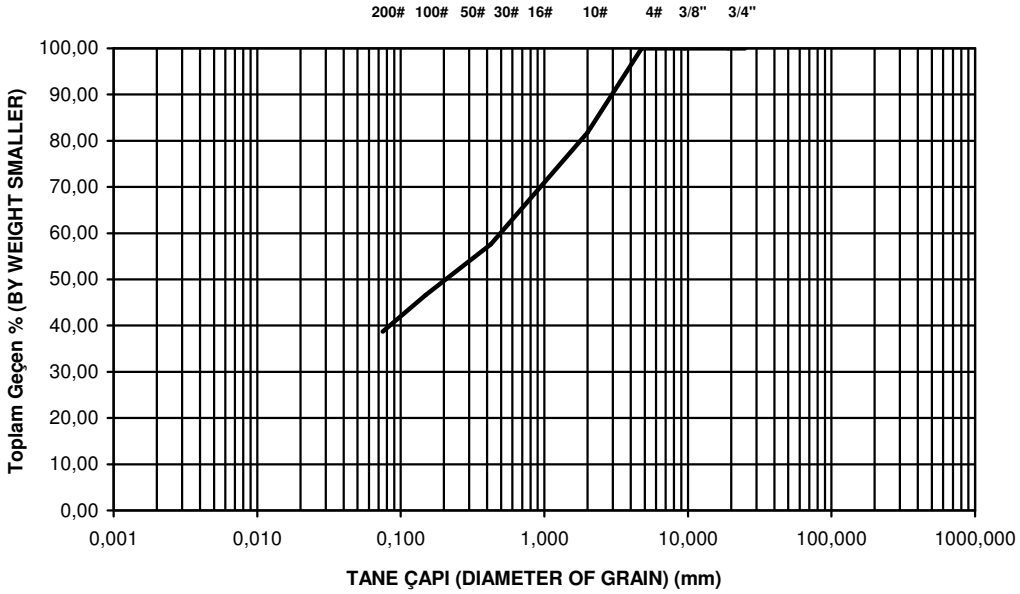
DENEY TALEP EDEN	SEVDA KARANLIK
PROJE ADI	Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi
NUMUNE YERİ	SAMANDAĞ / HATAY
NUMUNE NO ve DERİNLİK	SK-2 SPT 4.50
DENEY TARİHİ	03-07.01.06

ELEK - HİDROMETRE DENEYLERİ SONUÇ RAPORU

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETRIC ANALYSIS)

ELEK ANALİZİ (SIEVE ANALYSIS)

ELEK NO (SIEVE NO)



	TOPLAM GEÇEN %	TANE BOYU mm
0,00	100,00	25,000
0,00	100,00	19,000
0,00	100,00	9,520
0,00	100,00	4,750
18,20	81,80	2,000
42,41	57,59	0,425
53,36	46,64	0,149
61,27	38,73	0,075

KİL (CLAY)	SİLT (SILTY)	KUM (SAND)	ÇAKIL (GRAVEL)	BLOK (BLOCK)

HİDROMETRE DENEYİ (HYDROMETER ANALYSIS)

Süre t (dk)	r	T (°C)	M	R	(Gs)	a	W_{200} (g)	W (g)	P (mm)	P_1 (mm)	Kn	Kg	Kl	d (mm)
2			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
5			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
15			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
30			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
60			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
250			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0
1440			0,00	0,00		0,00	38,73	19,37	0,00	0	0,00	0	0	0

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-4**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-1	Sayfa No: 1
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
0,00								Bitkisel Toprak + Dolgu	w..W..w ..o..w..w w..W..w ..o..w..w					
0,50								0.8 m						
1,00														
1,50	SPT-1	1.50 1.95	5	8	8	16		**SİLTLİ KUM:** Sarımsı siyah renkli orta sıkı - gevşek aralığında ince malzemesi non plastik						
2,00														
2,50														
3,00	SPT-2	3.00 3.45	3	5	7	12								
3,50														
4,00														
4,50	SPT-3	4.50 4.95	2	3	6	9								
5,00														
5,50														
6,00	SPT-4	6.00 6.45	1	2	3	5								
6,50														

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI II ORTA DAYANIMLI III ORTA ZAYIF IV ZAYIF V ÇOK ZAYIF	I TAZE II AZ AYRIŞMIŞ III ORTA D. AYRIŞMIŞ IV ÇOK AYRIŞMIŞ V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: 0-4 YUMUŞAK N: 5-8 ORTA KATI N: 9-15 KATI N: 16-30 ÇOK KATI N: >30 SERT	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK N: 5-10 GEVŞEK N: 11-30 ORTA SIKI N: 31-50 SIKI N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF % 25-50 ZAYIF % 50-75 ORTA % 75-90 İYİ % 90-100 ÇOK İYİ	1 SEYREK 1-2 ORTA 2-10 SIKI 10-20 ÇOK SIKI > 20 PARÇALI	% 5 PEK AZ % 5-15 AZ % 15-35 ÇOK	% 5 PEK AZ % 5-20 AZ % 20-50 ÇOK

SPT Standart Penetrasyon Deneyi
D Örselenmiş Numune
UD Örselenmemiş Numune
K Karot Numunesi
P Pressiometre Deneyi
VD Veyn Deneyi

SONDAJ MÜHENDİSİ	İMZA
Jeoloji Mühendisi	
SONDÖR	

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-4**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-1	Sayfa No: 2
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
7,00								**SİLTLİ KUM:**						
7,50	SPT-5	7.50 7.95	6	7	8	15		siyah renkli						
8,00								orta sıkı özellikte						
8,50								ince malzemesi non plastik						
9,00	SPT-6	9.00 9.45	7	8	8	16								
9,50														
10,00														
10,50	SPT-7	10.50 10.95	9	11	14	25								
11,00								**KUYU SONU = 11 m**						
11,50														
12,00														
12,50														
13,00														
13,50														

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI	I TAZE	N: 0-4 YUMUŞAK	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK
II ORTA DAYANIMLI	II AZ AYRIŞMIŞ	N: 5-8 ORTA KATI	N: 5-10 GEVŞEK
III ORTA ZAYIF	III ORTA D. AYRIŞMIŞ	N: 9-15 KATI	N: 11-30 ORTA SIKI
IV ZAYIF	IV ÇOK AYRIŞMIŞ	N: 16-30 ÇOK KATI	N: 31-50 SIKI
V ÇOK ZAYIF	V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: >30 SERT	N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF	1 SEYREK	% 5 PEK AZ	% 5 PEK AZ
% 25-50 ZAYIF	1-2 ORTA	% 5-15 AZ	% 5-20 AZ
% 50-75 ORTA	2-10 SIKI	% 15-35 ÇOK	% 20-50 ÇOK
% 75-90 İYİ	10-20 ÇOK SIKI		
% 90-100 ÇOK İYİ	> 20 PARÇALI		

SPT Standart Penetrasyon Deneyi	K Karot Numunesi	SONDAJ MÜHENDİSİ	İMZA
D Örselenmiş Numune	P Pressiometre Deneyi	Jeoloji Mühendisi	
UD Örselenmemiş Numune	VD Veyn Deneyi	SONDÖR	

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-5**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-2	Sayfa No: 1
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ – Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
								Bitkisel Toprak + Dolgu	w..W..w ..o..w..w w..W..w ..o..w..w					
0,50								0.8 m						
1,00									:::::					
1,50	SPT-1	1.50 1.95	4	5	7	12			:::::					
2,00								**SİLTLİ KUM:** Sarımsı siyah renkli orta sıkı - gevşek aralığında ince malzemesi non plastik	:::::					
2,50									:::::					
3,00	SPT-2	3.00 3.45	2	3	5	8			:::::					
3,50									:::::					
4,00									:::::					
4,50	SPT-3	4.50 4.95	1	2	4	6			:::::					
5,00									:::::					
5,50									:::::					
6,00	SPT-4	6.00 6.45	1	2	2	4			:::::					
6,50									:::::					

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI II ORTA DAYANIMLI III ORTA ZAYIF IV ZAYIF V ÇOK ZAYIF	I TAZE II AZ AYRIŞMIŞ III ORTA D. AYRIŞMIŞ IV ÇOK AYRIŞMIŞ V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: 0-4 YUMUŞAK N: 5-8 ORTA KATI N: 9-15 KATI N: 16-30 ÇOK KATI N: >30 SERT	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK N: 5-10 GEVŞEK N: 11-30 ORTA SIKI N: 31-50 SIKI N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF % 25-50 ZAYIF % 50-75 ORTA % 75-90 İYİ % 90-100 ÇOK İYİ	1 SEYREK 1-2 ORTA 2-10 SIKI 10-20 ÇOK SIKI > 20 PARÇALI	% 5 PEK AZ % 5-15 AZ % 15-35 ÇOK	% 5 PEK AZ % 5-20 AZ % 20-50 ÇOK

SPT Standart Penetrasyon Deneyi D Örselenmiş Numune UD Örselenmemiş Numune	K Karot Numunesi P Pressiometre Deneyi VD Veyn Deneyi	SONDAJ MÜHENDİSİ Jeoloji Mühendisi SONDÖR

İMZA

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-5**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-2	Sayfa No: 2
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
7,00								**SİLTLİ KUM:**						
7,50	SPT-5	7.50 7.95	3	6	13	19		siyah renkli						
8,00								orta sıkı özellikte						
8,50								ince malzemesi non plastik						
9,00	SPT-6	9.00 9.45	0	10	16	26								
9,50														
10,00														
10,50	SPT-7	10.50 10.95	9	8	10	18								
11,00								**KUYU SONU = 11 m**						
11,50														
12,00														
12,50														
13,00														
13,50														

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI	I TAZE	N: 0-4 YUMUŞAK	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK
II ORTA DAYANIMLI	II AZ AYRIŞMIŞ	N: 5-8 ORTA KATI	N: 5-10 GEVŞEK
III ORTA ZAYIF	III ORTA D. AYRIŞMIŞ	N: 9-15 KATI	N: 11-30 ORTA SIKI
IV ZAYIF	IV ÇOK AYRIŞMIŞ	N: 16-30 ÇOK KATI	N: 31-50 SIKI
V ÇOK ZAYIF	V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: >30 SERT	N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF	1 SEYREK	% 5 PEK AZ	% 5 PEK AZ
% 25-50 ZAYIF	1-2 ORTA	% 5-15 AZ	% 5-20 AZ
% 50-75 ORTA	2-10 SIKI	% 15-35 ÇOK	% 20-50 ÇOK
% 75-90 İYİ	10-20 ÇOK SIKI		
% 90-100 ÇOK İYİ	> 20 PARÇALI		

SPT Standart Penetrasyon Deneyi	K Karot Numunesi	SONDAJ MÜHENDİSİ	İMZA
D Örselenmiş Numune	P Pressiometre Deneyi	Jeoloji Mühendisi	
UD Örselenmemiş Numune	VD Veyn Deneyi	SONDÖR	

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-6**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-3	Sayfa No: 1
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ – Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
								Bitkisel Toprak + Dolgu	w..W..w ..o..w..w w..W..w ..o..w..w					
0,50								0.8 m						
1,00									::: :::					
1,50	SPT-1	1.50 1.95	3	3	5	8			::: :::					
2,00									::: :::					
2,50								**SİLTLİ KUM:** Sarımsı siyah renkli orta sıkı - gevşek aralığında ince malzemesi non plastik	::: :::					
3,00	SPT-2	3.00 3.45	3	6	7	13			::: :::					
3,50									::: :::					
4,00									::: :::					
4,50	SPT-3	4.50 4.95	2	2	4	6			::: :::					
5,00									::: :::					
5,50									::: :::					
6,00	SPT-4	6.00 6.45	1	3	2	5			::: :::					
6,50									::: :::					

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI II ORTA DAYANIMLI III ORTA ZAYIF IV ZAYIF V ÇOK ZAYIF	I TAZE II AZ AYRIŞMIŞ III ORTA D. AYRIŞMIŞ IV ÇOK AYRIŞMIŞ V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: 0-4 YUMUŞAK N: 5-8 ORTA KATI N: 9-15 KATI N: 16-30 ÇOK KATI N: >30 SERT	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK N: 5-10 GEVŞEK N: 11-30 ORTA SIKI N: 31-50 SIKI N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF % 25-50 ZAYIF % 50-75 ORTA % 75-90 İYİ % 90-100 ÇOK İYİ	1 SEYREK 1-2 ORTA 2-10 SIKI 10-20 ÇOK SIKI > 20 PARÇALI	% 5 PEK AZ % 5-15 AZ % 15-35 ÇOK	% 5 PEK AZ % 5-20 AZ % 20-50 ÇOK

SPT Standart Penetrasyon Deneyi
D Örselenmiş Numune
UD Örselenmemiş Numune
K Karot Numunesi
P Pressiometre Deneyi
VD Veyn Deneyi

SONDAJ MÜHENDİSİ	İMZA
Jeoloji Mühendisi	
SONDÖR	

Mühendislik Araştırma Sondajları	**SONDAJ LOGU**	**EK-6**

Proje: Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi		Sondaj No: SK-3	Sayfa No: 2
Sondaj Yeri: Samandağ / HATAY	Sondaj Mak & Yönt: D-500 & Rotary	M. Borusu Drn :	
Sondaj Derinliği: 11 metre	Delik Çapı : 76 mm	Başlangıç Tarihi :	
Sondaj Kotu :	Y.A.S.S. : 4.50 m	Bitiş Tarihi :	

Derinlik (m)	Numune Cinsi	Manevra Boyu	STANDART PENETRASYON DENEYİ Darbe Sayısı 0-15	15-30	30-45	N	Grafik 0 10 20 30 40 50 60	AÇIKLAMALAR	PROFİL	Dayanımlılık	Ayrışma Derecesi	Kırık/30 cm	TCR(karot %si)	RQD %
7,00								**SİLTLİ KUM:**						
7,50	SPT-5	7.50 7.95	3	6	10	16		siyah renkli						
8,00								orta sıkı özellikte						
8,50								ince malzemesi non plastik						
9,00	SPT-6	9.00 9.45	5	5	6	11								
9,50														
10,00														
10,50	SPT-7	10.50 10.95	9	11	14	25								
11,00								**KUYU SONU = 11 m**						
11,50														
12,00														
12,50														
13,00														
13,50														

DAYANIMLILIK	AYRIŞMA	İNCE TANELİ	İRİ TANELİ
I DAYANIMLI	I TAZE	N: 0-4 YUMUŞAK	N: 0-4 ÇOK GEVŞEK
II ORTA DAYANIMLI	II AZ AYRIŞMIŞ	N: 5-8 ORTA KATI	N: 5-10 GEVŞEK
III ORTA ZAYIF	III ORTA D. AYRIŞMIŞ	N: 9-15 KATI	N: 11-30 ORTA SIKI
IV ZAYIF	IV ÇOK AYRIŞMIŞ	N: 16-30 ÇOK KATI	N: 31-50 SIKI
V ÇOK ZAYIF	V TÜMÜYLE AYRIŞMIŞ	N: >30 SERT	N: >50 ÇOK SIKI

KAYA KALİTESİ TANIMI	KIRIKLAR-30 cm	ORANLAR	
% 0-25 ÇOK ZAYIF	1 SEYREK	% 5 PEK AZ	% 5 PEK AZ
% 25-50 ZAYIF	1-2 ORTA	% 5-15 AZ	% 5-20 AZ
% 50-75 ORTA	2-10 SIKI	% 15-35 ÇOK	% 20-50 ÇOK
% 75-90 İYİ	10-20 ÇOK SIKI		
% 90-100 ÇOK İYİ	> 20 PARÇALI		

SPT Standart Penetrasyon Deneyi	K Karot Numunesi	SONDAJ MÜHENDİSİ	İMZA
D Örselenmiş Numune	P Pressiometre Deneyi	Jeoloji Mühendisi	
UD Örselenmemiş Numune	VD Veyn Deneyi	SONDÖR	

EK-7

DENEY TALEP EDEN	SEVDA KARANLIK
PROJE ADI	Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi
NUMUNE YERİ	SAMANDAĞ / HATAY
DENEY TARİHİ	03-07.01.06

DOĞAL SU İÇERİĞİ DENEY RAPORU

Sondaj No	Numune Tipi	Derinlik (m)	Kap ağ. (g)	Kap+Yaş Num. Ağ. (g)	Kap+Kuru Num. Ağ. (g)	Su içeriği (%)
SK-1	SPT	1,50	80,26	421,40	365,26	19,70
SK-2	SPT	4,50	88,41	412,20	380,26	10,94
SK-3	SPT	3,00	89,71	426,41	376,42	17,44

EK-8

DENEY TALEP EDEN	SEVDA KARANLIK
PROJE ADI	Hatay Altınkoy Çevresinin Zemin Sıvılaşma Riskinin Belirlenmesi
NUMUNE YERİ	SAMANDAĞ / HATAY
DENEY TARİHİ	03-07.01.06

LABORATUAR DENEYLERİ SONUÇ RAPORU

Sondaj No	Numune Tipi	Derinlik (m)	Doğal B.H.A. (gn) g/cm3	Su İçeriği (w) %	Elek Analizi		Atterberg Limitleri			Zemin Tipi	Odömetre		Üç Eksenli Basınç (UU)	
					No 4 Kalan %	No 200 Geçen %	LL %	PL %	PI %		Şişme Yüzdesi (%)	Şişme Basıncı (kg/cm^2)	c kg/cm^2)	ϕ (°)
SK-1	SPT	1,50		19,70	0,00	48,74		NP		SM				
SK-2	SPT	4,50		10,94	0,00	38,73		NP		SM				
SK-3	SPT	3,00		17,44	0,00	13,60		NP		SM				