

**T.C.
ONDOKUZ MAYIS ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**TOPRAKLARIN SICAKLIK DEĞİŞİMİNİN VE BAZI İSİSAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

Yıldız SARILAR

Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Anabilim Dalı

**TEMMUZ 2013
SAMSUN**



**T.C.
ONDOKUZ MAYIS ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**



**TOPRAK BİLİMİ VE BİTKİ BESLEME
ANABİLİM DALI**

**TOPRAKLARIN SICAKLIK DEĞİŞİMİNİN VE BAZI ISISAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ**

YÜKSEK LİSANS TEZİ

**Yıldız SARILAR
072100000109**

Tezin Savuma Tarihi : 08/ 07 /2013

Tez Danışmanı : Prof. Dr. İmanverdi EKBERLİ

Ondokuz Mayıs Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü
Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Anabilim Dalında
Yıldız Sarılar Tarafından Hazırlanan

TOPRAKLARIN SICAKLIK DEĞİŞİMİNİN VE BAZI İSİSAL
ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

başlıklı bu çalışma jürimiz tarafından 08/07/2013 tarihinde yapılan sınav ile
YÜKSEK LİSANS tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan : **Prof. Dr. Turgut ÖZTÜRK**
Ondokuz Mayıs Üniversitesi

Jüri Üyeleri : **Prof. Dr. İmanverdi EKBERLİ**
Ondokuz Mayıs Üniversitesi

Prof. Dr. Coşkun GÜLSER
Ondokuz Mayıs Üniversitesi

.../.../2013

Prof. Dr. Recep TAPRAMAZ

Enstitü Müdürü

ÖNSÖZ

Sürekli olarak atmosferle ilişki içerisinde olan toprak, atmosfer olaylarının etkisi altındadır. Bu etkinin esas elamanı yeryüzüne ulaşan radyasyondur. Bu radyasyonun yeryüzünde tutulan kısmı toprakların ısınmasına sebep olup, toprağın ısı durumunu oluşturmaktadır. Toprak katmanlarındaki sıcaklık değerleri toprakların ısı durumunu karakterize etmektedir. Isı enerjinin bir formu olup, sıcaklık ise onun nicel karakteridir. Toprak sıcaklığı toprak oluşum süreçlerine; kimyasal, fiziksel, biyokimyasal ve biyolojik değişimlerin şiddetine, bitki büyümesine ve gelişimine önemi düzeyde etki yapan faktörlerden biridir. Toprak sıcaklığındaki değişim toprağın su dengesine, azot dönüşümüne, termo-fiziksel özelliklerine de etki yapmaktadır. Bitkisel üretimde yüksek verim elde edilmesi toprak sıcaklığının optimum düzeyde olmasına bağlıdır. Toprak sıcaklığı, toprak özellikleri (hacim ağırlığı, nem, yüzeyde organik katmanın bulunması, taban suyu yüksekliği, toprak rengi vb.), topografya (eğim derecesi, yönü, yükseklik vb.) ve iklimsel özellikler (yağış, rüzgar, basınç vb.) gibi birçok çevresel faktörün etkisi altındadır.

Bu araştırmada, Çarşamba ilçesinde, çim örtüsü ile kaplı açık ve şeftali bahçesinde ağaçların gölgeleme yaptığı farklı iki alanda ölçülmüş toprak sıcaklık değerlerine bağlı olarak, toprağın termo-fiziksel (amplitüt, toprak yüzeyinde herhangi bir anda sıcaklığın maksimum (minimum) değerinin toprak profili boyunca gecikme zamanı, sıcaklık dalgalarının sönme derinliği (ilerleme derinliği), ısısal yayılım katsayısı) özelliklerinin belirlenmesi; toprağın ısı taşınım denkleminin çözümüne bağlı olarak teorik sıcaklık değerlerinin bulunması ve deneysel sıcaklık değerleri ile karşılaştırılması amaçlanmıştır.

Yüksek lisansım boyunca özverili çabalarıyla benden hiçbir yardımı esirgemeyen saygıdeğer hocam Prof. Dr İmanverdi EKBERLİ' ye, yine çalışmalarım boyunca desteklerini gördüğüm sayın hocam Prof. Dr Coşkun GÜLSER' e, Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesi Toprak Bilimi ve Bitki Besleme Bölümündeki değerli hocalarıma, çalışmam boyunca daima yanımda olan değerli arkadaşlarım Nur SİVRİ, Birsen UYGUN, Belgin DOĞAN, Yeşim ÖZMEN' e ve sevgili aileme teşekkürlerimi sunarım.

İÇİNDEKİLER

Sayfa

ÖNSÖZ.....	v
İÇİNDEKİLER	vii
ŞEKİL LİSTESİ.....	ix
ÇİZELGE LİSTESİ.....	xi
ÖZET.....	xiii
SUMMARY	xv
1. GİRİŞ	1
2. LİTERATÜR ÖZETLERİ	5
2.1. Toprak Sıcaklığı, Isısı ve Isı Dengesi	7
2.2. Toprakların Bazı Isı Taşınım Parametreleri	13
2.2.1. Toprakların Isı Absorplaması ve Albedo Katsayısı	13
2.2.2. Isı Kapasitesi.....	15
2.2.3. Isı İletkenlik Katsayısı (λ).....	16
2.2.4. Isısal Yayınım (Difüzyon, a).....	18
3. MATERYAL VE YÖNTEM	21
3.1. Materyal	21
3.2. Yöntem	23
3.2.1. Toprakların Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri	23
3.2.2. Toprakların Isı Taşınımının Matematiksel Modellenmesi	24
3.2.3. Ortamın (Toprağın) Isı Taşınımının Matematiksel Modellenmesi	24
3.2.4. Toprakta Isı Taşınımının Analitik Çözümü ve Toprak Sıcaklığı Parametrelerinin Teorik İncelenmesi.....	27
4. BULGULAR VE TARTIŞMA	31
4.1. Deneme Alanlarındaki Toprakların Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri	31
4.2. Deneme Alanlarındaki Topraklarda Profil Boyunca Sıcaklık Değişimleri	32
4.3. Toprak Sıcaklığı Parametrelerinin Değerlendirilmesi	36
4.4. Teorik ve Deneysel Toprak Sıcaklığı Değerlerinin Karşılaştırılması	42
5. SONUÇ VE ÖNERİLER	48
6. KAYNAKLAR	52
ÖZGEÇMİŞ	58

ŞEKİL LİSTESİ

Sayfa

Şekil 2.1: Bir Yaz Gününde Güneşten Gelen Işımanın Dağılımı	8
Şekil 2.2: Toprağın Isı Dengesi.....	11
Şekil 2.3: Litosfer katmanının ısı dengesi.....	11
Şekil 2.4: Güneşten Gelen Radyasyonun Dağılımı.....	12
Şekil 2.5: Isının Toprak Tarafından Yutulması ve Isı Hareketleri	14
Şekil 3.1: Deneme Süresince Günlük Toplam Yağış ve Ortalama Hava Sıcaklığı... ..	21
Şekil 3.2: Arazinin Görünüşü.....	22
Şekil 4.1: Deneme Alanı Topraklarının Farklı Derinliklerindeki Sıcaklık Değerleri.....	33
Şekil 4.2: Deneme Alanı Topraklarının 0 cm Derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması	44
Şekil 4.3: Deneme Alanı Topraklarının 20 cm Derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması.....	45
Şekil 4.4: Deneme Alanı Topraklarının 50 cm Derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması.....	46
Şekil 4.5: Deneme Alanı Topraklarının 100 cm Derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması.....	47

ÇİZELGE LİSTESİ

Sayfa

Çizelge 2.1: Toplam Radyasyonun Doğal Yüzeyle Yansıma (α) Katsayıları...10	10
Çizelge 2.2: Farklı Topraklarda Nem Durumuna Göre Yansıma (α) Katsayılar... 13	13
Çizelge 2.3: Farklı Toprak ve Bitki Örtüsünde Yansıma Katsayısının (α) Günlük Değişimi14	14
Çizelge 2.4: Toprağın Temel Bileşenlerinin Termo-Fiziksel Özellikleri.....15	15
Çizelge 2.5: Toprağın Isı İletkenliği ve Nem İçeriği Arasındaki İlişkiye Ait Katsayılar.....17	17
Çizelge 2.6: Farklı Nem Değerlerinde Alkali Çernozemin Genetik Horizonlarına Ait Bazı Termo-Fiziksel Özellikler.....19	19
Çizelge 4.1: I. Deneme Alanındaki Toprağın Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri.....31	31
Çizelge 4.2: II. Deneme Alanındaki Toprağın Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri.....32	32
Çizelge 4.3: I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Ortalama (T) ve Maksimum (T_m) Sıcaklık (°C) Değerleri (21.08.-19.09.2011)38	38
Çizelge 4.4: II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Ortalama (T) ve Maksimum (T_m) Sıcaklık (°C) Değerleri (21.08.-19.09.2011).....38	38
Çizelge 4.5: I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Amplitütün (A, °C) ve Isısal Yayınım Katsayısının (a, cm^2san^{-1}) Değişimi (21.08.-19.09.2011).....40	40
Çizelge 4.6: II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Amplitütün (A, °C) ve Isısal Yayınım Katsayısının (a, cm^2san^{-1}) Değişimi (21.08.-19.09.2011).....40	40
Çizelge 4. 7: I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Sönme Derinliyi (S_d , m) ve Maksimum Sıcaklığın Gecikme Zamanının (t, saat) Değerleri (21.08-19.09.2011).....41	41
Çizelge 4. 8: II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Sönme Derinliyi (S_d , m) ve Maksimum Sıcaklığın Gecikme Zamanının (t, saat) Değerleri (21.08-19.09.2011).....41	41

TOPRAKLARIN SICAKLIK DEĞİŞİMİNİN VE BAZI ISISAL ÖZELLİKLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZET

Bu çalışma, Samsun ili Çarşamba ilçesinde çim örtüsü ile kaplı açık (I. deneme alanı) ve şeftali bahçesinde ağaçların gölgeleme yaptığı (II. deneme alanı) alanlarda yürütülmüştür. Deneme alanlarında topraklarının yüzeyden 100 cm'ye kadar her 10 cm derinliğinde 7⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ saatlerindeki günlük toprak sıcaklıkları 21 ağustos 19 eylül 2011 tarihleri arasında ölçülmüştür. Toprak sıcaklığı değerlerinden faydalanarak; günlük sıcaklık değişimi ve bu değişime bağlı olarak amplitüt, sönme derinliği, gecikme zamanı, ısısal yayılım katsayısı gibi ısısal özellikler, toprağın temel ısı taşınım denkleminin çözüme göre elde edilen teorik günlük sıcaklık değerleri ile ölçüm değerlerinin karşılaştırılması irdelenmiştir.

I. ve II. deneme alanlarının 0-50 cm katmanlarındaki 7⁰⁰, 12⁰⁰ ve 18⁰⁰ saatlerinde ölçülen günlük sıcaklık değerleri sırasıyla 16.5-24.0; 21.0-34.0; 19.5-27.0°C ve 16.5-23.0; 19.0-27.5; 19.0-24.8°C ve 50-100 cm katmanlarında ise sırasıyla 19.1-23.0; 21.0- 25.5; 19.2-25.0°C ve 18.9-22.0; 19.2-24.5; 19.0-24.0°C arasında değişmektedir. Genel olarak her iki deneme alanında da toprakları yüzeye yakın katmanlarındaki sıcaklık değişimleri az olup, aşağı katmanlara doğru (>50 cm) bu değişimler daha da azalmaktadır.

Amplitüt değerleri I. deneme alanında toprak yüzeyinde 2.03-5.60°C, 10 cm'den derin katmanlarda ise 0.93-3.07°C arasında, II. deneme alanında ise sırasıyla 1.97-2.77°C ve 0.94-2.46°C arasında belirlenmiştir. Ortalama ısısal yayılım I. deneme alanında 10-100 cm toprak derinliğinde 0.0835-0.8830 cm² san⁻¹; II. deneme alanında ise 0.2578-1.9692 cm² san⁻¹ aralıklarında bulunmuştur. Ortalama sönme derinliği ve gecikme zamanı I. deneme alanının 10-100 cm derinliğinde sırasıyla 0.45-1.45 m ve 1.47-4.46 saat aralığında; II. deneme alanında ise 0.77-2.30m ve 0.96-3.00 m aralığında tespit edilmiştir.

Toprağın ısı taşınım denkleminde göre hesaplanan sıcaklık değerleri ile ölçülen sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata 0.015 - 0.089 aralığında belirlenmiştir.

Anahtar Sözcükler: Toprak Sıcaklığı; Isı Taşınımı Denklemi; Amplitüt, Isısal Yayılım; Sönme Derinliği; Gecikme Zamanı

THE INVESTIGATION OF TEMPERATURE CHANGES AND SOME THERMAL PROPERTIES OF SOİLS

SUMMARY

This study is carried out in a field covered with grass (I. experimental field) and another field covered with peach trees (II. Experimental field) in Çarşamba district of Samsun. The soil temperatures of each 10 cm from soil surface to 100 cm depth were measured daily in the experimental fields at 7⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ hours between august 21 and september 19, 2011. Some thermal properties of soils such as; daily soil temperature changes and due to these changes amplitude, damping depth, retardation time, heat diffusivity, and comparison between theoretical soil temperatures estimated from the solution of heat transfer equation and daily measured soil temperatures were investigated.

In the I. and II. experimental fields, daily soil temperatures measured at 0-50 cm soil depth at 7⁰⁰, 12⁰⁰ and 18⁰⁰ hours were 16.5-24.0; 21.0-34.0; 19.5-27.0°C and 16.5-23.0; 19.0-27.5; 19.0-24.8°C, respectively and that measured at 50-100 cm soil depth were 19.1-23.0; 21.0- 25.5; 19.2-25.0°C and 18.9-22.0; 19.2-24.5; 19.0-24.0°C, respectively. Generally, changes in soil temperatures were less near the soil surface and much less in deeper soil layers (>50 cm).

Amplitude values in the I. experimental field were 2.03-5.60°C at the soil surface and between 0.90 and 3.07°C at the layers deeper than 10 cm, they were 1.97-2.77°C at the soil surface and between 0.94 and 2.46°C at the layers deeper than 10 cm in the II. experimental field. Mean heat diffusivity in 0-100 cm soil depth were determined between 0.0835 and 0.8830 cm² sn⁻¹ in the I. experimental field, and between 0.2578 and 1.9692 cm² sn⁻¹ in the II. experimental field. Mean damping depth and retardation time in 0-100 cm soil depth were found between 0.45 and 1.45 m and between 1.47 and 4.46 h, respectively in the I. experimental field, and between 0.77 and 2.30 m and between 0.96 and 3.00 h, respectively in the II. experimental field.

The relative error between soil temperatures estimated from the solution of heat transfer equation and daily measured soil temperatures were determined between 0.015 and 0.089.

Key words: Soil temperature, heat transfer equation, amplitude, heat diffusion, damping depth, retardation time.

1. GİRİŞ

Toprak sıcaklığı, toprak oluşum süreçleri ve bitki gelişimi üzerine önemli etkisi olan faktörlerden biridir. Toprak sıcaklığı toprak bileşenleri arasındaki ısı taşınımının nicel bir ifadesidir. Toprakta enerjinin bir formu olan ısının taşınımı, toprak sıcaklığına bağlı olup, topraktaki su ve hava rejimini, toprak oluşum süreçlerindeki değişimi önemli düzeyde etkilemektedir. Optimum bitki gelişiminin sağlanması da, diğer ekolojik faktörlerle beraber toprak sıcaklığı ile önemli düzeyde ilişkilidir. Bu nedenle, toprak sıcaklığı üzerindeki antropojen etkilerin de sınırlı olduğu göz önüne alındığında, topraktaki sıcaklık değişiminin ve ısıl özelliklerinin incelenmesinin önemi anlaşılmaktadır.

Toprak sıcaklığı toprakta meydana gelen fiziksel, kimyasal ve biyolojik olayları kontrol eden, bitki gelişimi ve verimi de doğrudan etkileyen önemli faktörlerden birisidir. Tohumun çimlenmesinden hasada kadar olan dönemde de toprak sıcaklığı verim için önemlidir. Topraktaki don olayında kimyasal ve biyolojik faaliyetlerin hemen hemen durmasına karşılık, fiziksel ayrışma etkin bir şekilde devam etmektedir. Toprakta 5°C'nin altındaki sıcaklıklarda çoğu bitkinin kök gelişimi durmaktadır. Topraktaki sıcaklık arttıkça ve 15-25°C'ye ulaştığında, birçok bitki ve hayvansal canlı için optimum yaşam koşulları oluşur. Kimyasal ve biyolojik olaylar enerji ile meydana gelir. Toprakta yeterli miktarda ısı bulunmaması durumunda özellikle biyolojik olaylar fazlasıyla etkilenir. Bu yüzden toprak sıcaklığı topraktaki canlı ve cansız varlıklar için hayati bir öneme sahiptir.

Toprak sıcaklığı tohumun çimlenmesinden başlayarak bitki gelişimine, bitki gelişimi sırasında meydana gelen özümleme, solunum, terleme, fotosentez olaylarına, mikroorganizmaların aktivitelerini etkilemek yoluyla nitrifikasyona, organik maddenin ayrışması vb. gibi mikrobiyolojik işlevlerin oranına önemli etkiler yapmaktadır (Özkan, 1985; Özdemir, 1998).

Toprak sıcaklığı toprakların ısı ilişkilerine bağlıdır. Isı ilişkileri, toprakta ısı iletimi ile atmosfer ve toprak arasındaki ısı alış-verişinin sebep olduğu sıcaklık değişmelerini içerir.

Sıcaklık değişmeleri zamana ve toprak derinliğine bağlı olarak değişmektedir (Yeşilsoy, 1995). Toprak profilinde sıcaklık günlük, aylık veya yıllık olarak değişim göstermektedir. Bu değişim bir gün veya bir yıl olmak üzere zamanın periyodik fonksiyonları şeklindedir. Toprak yüzeyinde sıcaklık değişimi fazla olup, aşığı katmanlara doğru inildikçe azalmaktadır. Toprağın 35-100 cm derinliğinde ise sıcaklığın günlük değişimi pratik olarak sabit değerlere ulaşmaktadır.

Sıcaklığın çok fazla yükselmesi, bitki gelişiminin büyümesinin yavaşlamasına ve durmasına yol açar. Toprak sıcaklık verilerinin elde edilmesi, bitki-toprak ilişkilerini anlamak ve toprağın kullanımına ilişkin yorumları yapılabilmek için gereklidir. Sıcaklık zamana ve toprak profilinin derinliklerine bağlı olarak değişir. Toprak yüzeyinde sıcaklık günün belli saatlerinde belirgin bir şekilde artıp azalırken, profilin derinliklerinde (genellikle 50 cm derinlikte) günlük değişim ihmal edilecek kadar az olmaktadır. Mevsimsel sıcaklık değişimleri daha fazla derinliklere kadar etkili olmaktadır. Isı ve sıcaklığın kaynağı güneş olduğu için, gündüz alınan ısı gece topraktan dıőarı verilir. Bu nedenle, sıcaklığın toprak yüzeyinde değişimi sinüsoidal veya kosinosoidal biçimde olur.

Toprağın rengi, özgül ısısı, organik ve inorganik madde içeriği, bitki örtüsü, su içeriği, topoğrafya toprak sıcaklığını etkileyen etmenler olmaktadır. Topraktaki fiziksel, kimyasal, biyolojik süreçler, çimlenme, bitki gelişimi vb. ise toprak sıcaklığından önemli düzeyde etkilenmektedir.

Toprak ısısı, bitki gelişimine önemli etkileri olan ekolojik faktörlerden; toprakların kimyasal, fiziksel ve biyolojik özelliklerinin yoğunluğuna ve yeryüzüne ulaşan güneş enerjisinin miktarına bağlıdır. Toprakların ısınmasına etki yapan faktörler, yeryüzüne ulaşan güneş enerjisi miktarı, toprağı oluşturan maddelerin (katı, sıvı ve gaz) ısı kapasitesi veya özgül ısıları, enlem derecesi, yeryüzünün topoğrafyası, toprağın yapısı ve rengi, toprak derinliği, bitki örtüsüdür. Toprak ısısının nicel olarak değerlendirilmesindeki termofiziksel ısı özellikleri; ısı absorplama katsayısı, ısı kapasitesi veya özgül ısı, ısı iletkenliği ve ısıl yayınımdır (Juri, 1991; Hilel, 1998; Sarıyev, 1996).

Toprak katmanlarında sıcaklık farkının oluşumu sonucu, enerji yüksek sıcaklık bölgesinden düşük sıcaklık bölgesine taşınmaktadır. Bu ise, enerjinin termodinamiğine göre toprak ısısını oluşturmaktadır. Enerji taşınımına ait termodinamik yasalar dengeli sisteme ait olup, denge değişimi için gerekli enerji

miktarını ifade ettiğinden denge değişim zamanını göstermemektedir. Isı taşınım teorisi termodinamiğın birinci ve ikinci yasaından farklı olarak herhangi bir gözenekli ortamda (toprağın) zamana ve mesafeye bağlı olarak sıcaklık değerlerinin, dolayısıyla da ısı taşınımına ait değişim süresinin belirlenmesine imkan vermektedir (Kreith,1983).

Tüm toprak ısıısı; güneş ve gökyüzünden radyasyon yoluyla, toprağın derinliklerinden kondaksiyon yolu ile ve yeryüzünde meydana gelen kimyasal ve biyolojik süreçler sonunda ortaya çıkan enerji olmak üzere üç kaynaktan gelmektedir. Toprak sıcaklığının esas kaynağı atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşan güneş ışınları özellikle dalga boyu 2µm'den küçük olan kısa radyasyon enerjisi (radvant enerji) dir. Arz tabakalarının çeşitli derinliklerinden yeryüzüne doğru bir ısı akımı söz konusu ise de bu az olduğu için toprağın ısınması üzerinde etkisi de önemsizdir. Topraktaki organik maddenin ayrışmasından meydana gelen ısısında toprak sıcaklığının da etkisi önemli değildir .

2. LİTERATÜR ARAŞTIRMASI

Sıcaklık ($t = [^{\circ}C \text{ veya } ^{\circ}K]$), cisimlerin içerisinde buldukları enerjinin bir fonksiyonu olarak ortaya çıkan bir özelliktir. Isı ($E = [kalori \text{ veya } 1kal = 4.18Joule]$), bir enerji formudur. Isı, cisimlerde belli bir sıcaklık yaratabilen enerji türünü ifade ederken, sıcaklık herhangi bir cismin başka bir cisimle yaptığı ısı alışverişi düzeyini ya da derecesini gösterir (Lowry, 1970; Çepel, 1985; Bahtiyar, 1996). Isı, su içeriği gibi bir kapasite faktörü iken, sıcaklık, su potansiyeli gibi bir yoğunluk faktörüdür (Taylor ve Ashcroft, 1972).

Toprakta ısı değişimini ifade eden taşınım katsayılarının belirlenmesi ve gözenekli ortamın termal özelliklerinin incelenmesi ısı taşınım denkleminin sayısal ve teorik olarak çeşitli sınır ve başlangıç koşullarına bağlı çözümüne göre yapılmaktadır. Sayısal ve teorik çözümlerin karşılaştırılması, ısı taşınımının tahminindeki hassaslık açısından önem taşımaktadır (Cichota ve ark., 2004; Zhao ve ark., 2008; Ngo ve Lai, 2009).

Toprakta depolanan ısı, su, besin maddesi vb. ortamın fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçleri ile birbirlerine yaptıkları karşılıklı etki sonucunda dinamik özelliğe sahiptirler. Dinamik özelliğe sahip olan topraktaki ısı değişimi başka faktörlerle beraber su rejimini de önemli düzeyde etkilemektedir. Bu nedenle, bazı araştırmacılar çeşitli toprak koşullarında su ve ısı taşınım modellerini birlikte yapmaktadırlar (Liu ve ark., 2005; dos Santos ve Mendes, 2006; Haverd ve ark., 2007; Wu ve ark., 2007; Ji ve ark., 2009).

Toprak sürekli olarak atmosferle ilişki içerisinde ve atmosfer olaylarının etkisi altındadır. Bu etkinin esas elamanı yeryüzüne ulaşan güneş radyasyonudur. Yeryüzüne ulaşan enerjinin ($\approx 21 \times 10^{20}$ Joule) bir kısmı toprak oluşum süreçleri üzerinde önemli etki yapmaktadır. Toprağın ısı bilançosu, bu enerjinin tutulmasını ve yansımalarını nicel olarak ifade etmektedir. Bu radyasyonun tutulan kısmı toprakların ısınmasına sebep olur, bir kısmı ise atmosfere tekrar yansır. Toprakların ısı dengesi,

güneşten gelen enerjinin tutulması ve yansımaya bağlıdır. Koyu renkli topraklar gelen enerjinin % 80'ini, açık renkli kuvars kumları ise %30'unu tutabilir (Brohi ve ark., 1997). Isının toprağa gelmesi ve yansımaya dinamik bir süreç olup, güneş radyasyonunun gelmesinin günlük ve mevsimsel değişimine ve özellikle toprağın yapısına bağlı olmaktadır.

Yeşilsoy ve Derici (1979), toprak sıcaklığının belirli derinliklerdeki, zamana ve yüzey sıcaklığına bağımlı olarak harmonik değişimini incelemek amacıyla bir laboratuvar denemesi kurmuşlardır. Araştırmacılar, değişik toprak koşulları altında, elde edilen deneysel verilerle, matematiksel yoldan bulunan değerleri karşılaştırmışlardır. Isısal iletkenlik ve ısı kapasitesi değerlerini farklı toprak koşulları altında tespit ederek çeşitli derinliklerde ölçülen sıcaklık değerleri ile hesaplanan değerlerin en çok tarla kapasitesi nem içeriğine uyum gösterdiğini saptamışlardır.

Horton ve Wierenga (1983), su içeriğinin bir fonksiyonu olarak, toprağın ısı iletkenliğini ölçüm yoluyla belirlemiş ve bu değerleri De Vries (1963) tarafından tanımlanmış hesaplama metodunu kullanarak tespit ettikleri ısı iletkenliği değerleri ile karşılaştırmışlardır. Ölçülen ve hesapla bulunan değerler arasında bir uyum olduğunu, ancak, ısı iletkenliğinin hesapla bulunan değerlerinin, ölçüm yoluyla bulunan değerlerden daha büyük bulunduğunu ve bu farkın % 5-10 arasında değişim gösterdiğini tespit etmişlerdir.

Toprağın ısı depolama kapasitesi bitkilerin çimlenme hızı ve süresine, ürün verimine, toprakta oluşan fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlere etki yapan önemli bir faktördür. Sıcaklık ve diğer doğal koşulların etkisi sonucunda toprakta oluşan ısı dengesi toprak oluşum süreci ilde ilişkili olup, toprak oluşum enerjisinin araştırılmasında önemli faktörlerdir (Volobuyev, 1974; Gereyzade, 1982).

Kohayashi (1993) tarafından yapılan araştırmada; hava ve toprak yüzeyindeki sıcaklık farklılıklarından dolayı meydana gelen buharlaşma, ısı yayılımını etkilemektedir. Toprak yüzeyinde meydana gelen sıcaklık dalgalanmaları toprak ve hava arasında meydana gelmektedir ve toprakta oluşan buharlaşmaya bağlı olarak da artmaktadır.

Ekberli ve ark. (2005) toprak profilinde sıcaklığın günlük, aylık ve yıllık olarak değişim gösterdiğini bildirmişlerdir. Bu değişime bağlı olarak bir gün veya bir

yıl gibi zaman periyodu şeklindedir. Toprak yüzeyinde sıcaklık değişimi fazla olup, aşağı katmanlara doğru inildikçe azalmaktadır. Toprağın 35-100 cm derinliğinde ise sıcaklığın günlük değişimi pratik olarak sabit değerlere ulaşmaktadır.

Toprakta sıcaklık dalgalanmalarının bilinmesi toprak oluşum süreçlerinde, tarımda, seracılıkta, yapıların pasif ısınma ve soğumasında büyük önem taşımaktadır (Mihalakakou, 2002).

Toprağın ısısal özellikleri (ısısal iletkenlik, ısı kapasitesi ve ısısal yayılım) arazi ve laboratuvar verileri kullanılarak ve matematiksel modeller uygulayarak çok sayıda araştırmacı tarafından yapılmıştır (Barik, 2002; Aydın, 1997; Chudnovskii, 1976; Kurtener ve Chudnovskii, 1979; Ekberli ve ark., 2005; Ekberli ve ark., 2002; Gerayzade, 1982 ve 1989; Gülser ve Ekberli, 2002; Marinova, 1993; Mihalakakou ve ark., 1997; Sarıyev ve ark., 1995; Şeyin, 2005 ve 2006; Mikailsoy ve Shein, 2008).

Toprak sıcaklığının belli bir düzeye kadar bitkilerin kök gelişimi üzerine olumlu etkisi mevcuttur. Toprak sıcaklığının azalması ile topraktan kök bölgesine doğru suyun hareketi azalmakta, özellikle köklerin metabolizma faaliyetlerinin olumsuz yönde etkilendiği görülmektedir. Toprak katmanlarındaki sıcaklık dağılımlarının bilinmesi, bitkilerin hangi gelişme fazında hangi stres olayları ile karşı karşıya kaldıklarının saptanması açısından oldukça önemlidir. Çalışmada, toprak katmanlarında sıcaklığın hesaplanabilmesi için temel fizik kurallarına dayanan bir yaklaşımla, toprağın termal parametrelerine, derinliği ve zamana bağlı olan bir matematiksel model ortaya çıkarılmaya çalışılmıştır (Sarıyev ve ark., 1995).

2.1 Toprak Sıcaklığı, Isısı ve Isı dengesi

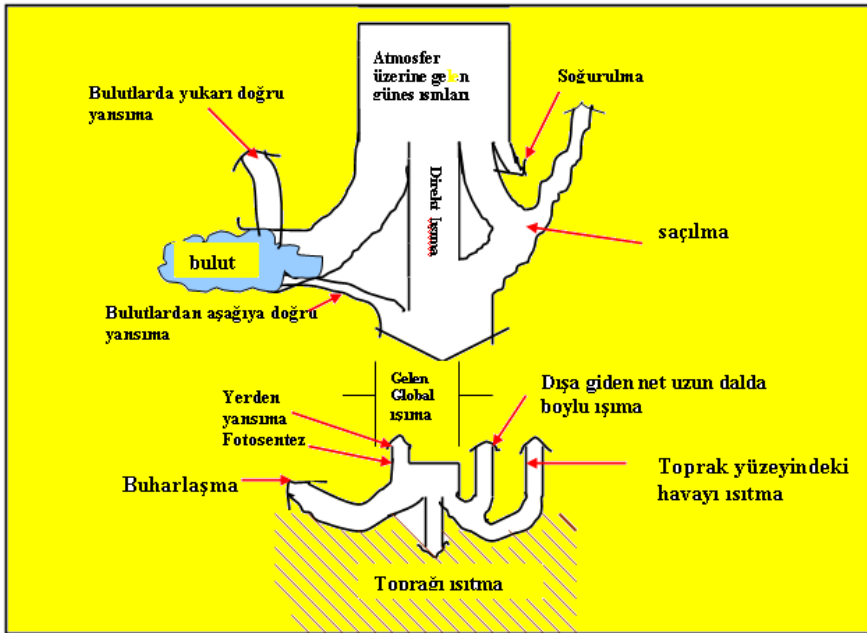
Toprak işleme ve toprak yüzeyinde bitkisel artıkların bırakılması ile toprağın ısısal özellikleri değiştirildiğinden ve toprağa gelecek ışınlar etkilendiğinden toprak sıcaklığı da etkilenmiş olur. Bu durum suyun toprakta korunması bakımından çok önemlidir. Toprak sıcaklığının pratik tarım bakımından aşağıdaki önemleri vardır;

- Topraktaki, kimyasal ve biyolojik aktiviteyi artırır,
- Çimlenmeyi arttırıcı etkisi vardır,
- Bitki gelişimini kamçılar,

- Toprakta su hareketini etkiler (sıvı-buhar),
- Havalanmayı sağlar,
- Diğer kimyasal olayların, toprak oluşumunun hızını artırır.

Toprak Isısı, ısıya (kurutmaya, yanmaya, ışımaya, radyasyona, sürtünmeye v.s) maruz kalan toprak bileşenlerinin moleküllerinin titreşimi sonucu ortaya çıkan ortalama kinetik enerjisidir ve birimi kalori veya Juledir (1 kal = 4,18 Jule).Toprak ısısı topraktaki fiziksel, kimyasal ve biyolojik olaylara, bitki gelişimine önemli etkisi olan ekolojik faktörlerdendir.

Atmosferdeki radyoaktif parçalanmalar, toprak içerisindeki kimyasal ayrışmalar ve yeryüzünün derinliklerinden açığa çıkan ısı ilaveleri dikkate alındığında, toprak için asıl ısı kaynağı olan güneşten yeryüzüne ulaşan radyasyon enerji (Şekil 2.1), toprakta mekanik, kimyevi ve ısıl gibi enerji çeşitlerine dönüşerek, toprağın fiziksel, kimyasal ve biyolojik süreçlerinin oluşumuna etki etmektedir. Toprakların fiziksel, kimyasal ve mineralojik özelliklerindeki farklılıklardan dolayı, her bir toprak tipi farklı oranda günlük ısı birikimine sahip olmaktadır.



Şekil 2.1. Bir Yaz Gününde Güneşten Gelen Işımanın Dağılımı (Yeşilsoy ve Aydın., 1995).

Toprakların ısı kaynağı ve akımı gibi bütün yüzey ısı süreçleri, toplam güneş radyasyonu-atmosfer-toprak şeklinde ki üçlü blok sistemi içerisinde gösterilebilir. Toplam güneş radyasyonu bağımsız enerji kaynağı olup, toprak yüzeyi ve atmosfer tarafından tutulmakta veya yansımaktadır. Yansıyan radyasyonun toprak yüzeyi ve atmosfer tarafından bir kısmının tekrar tutulması mümkün olabilir. Yansıyan radyasyon yansıdığı ortamın (toprak yüzeyi, toprak örtüsü sistemi veya atmosfer bileşenleri) sıcaklığı ile fonksiyonel ilişki içerisindedir. Toprak yüzeyine veya alt katmanlara yönelen ısı akımı, atmosfere yönelen türbülans ısı akımı ve buharlaşmaya harcanan gizli ısı akımları sıcaklığa bağlı olmaktadır.

Toprak sıcaklığı ve değişimi, toprakların ısı dengesine etki yapan temel faktörlerden biridir. Radyasyon dengesi toprağın ısı dengesinin girdi kısmını oluşturmaktadır. Toprak yüzeyindeki tüm ısı etkileri güneşten gelen dikey kısa dalgalı güneş radyasyonu (R_s) ile ilgilidir. Güneş radyasyonunun diğer kısmı (R_a) ise havadaki gazlar, tozlar, bileşimler ve iyonlar tarafından tutulduktan sonra toprak yüzeyine ulaşmaktadır. Atmosferden gelen uzun dalgalı ışınlar (R_i) dikey güneş radyasyonunun bir kısmı olup, buharlar, ozon ve diğer atmosfer gazları ve tozlar tarafından tutulmuş şekildedir. $R_s + R_a + R_i$ toplam radyasyonun bir kısmı yer yüzünden geri yansır, bir kısmı ise yayılır. Uzun dalgalı radyasyon az, kısa dalgalı radyasyon ise daha fazla yansır. $R_s + R_a$ radyasyonu, atmosfere yansıyan kısa dalgalı radyasyonla yer yüzeyine gelen toplam radyasyon arasındaki orantıya (α) bağlı olmaktadır. Daha kuru ve düz yüzeyli, açık renkli topraklarda α katsayısı yüksek olmaktadır (Çizelge 2.1). Kızılötesi ışınım aralığında ($3-50 \mu m$), uzun dalgalı radyasyon toprak yüzeyinden atmosfere R_e miktarda yansır ve genelde toprak yüzeyinin sıcaklığına bağlıdır.

Çizelge 2.1. Toplam radyasyonun doğal yüzeylerden yansıma (α) katsayıları (Van Viyk ve Ubiçe, 1968).

Yüzeyin özelliği	α	Yüzeyin özelliği	α
Yeni düşmüş kar	0.80-0.85	Buharlı alan	0.12-0.35
Eriyen kar	0.30-0.65	Rutubetli sürülmüş toprak	0.05-0.14
Kurumuş tuz	0.50	Yeşil otluk	0.16-0.27
Kireç	0.45	Kuru otluk	0.16-0.19
Kuvarslı kum	0.35	Rutubetli bozkır	0.22
Rutubetli koyu kil	0.02-0.08	Kuru bozkır	0.32
Kuru koyu kil	0.16	Biçilmiş alan	0.15-0.17
Rutubetli kum	0.09	Tahıl bitkileri alanı	0.10-0.25

Böylece, toprak yüzeyindeki radyasyon akımının cebirsel toplamı veya radyasyon dengesi, gündüz zamanı aşağıdaki gibi ifade edilir: $R = (R_s + R_a)(1 - \alpha) + (R_i - R_e)$. Gece zamanında ise $R_s = 0$; $R_a = 0$ olduğundan, radyasyon dengesi $R = R_i - R_e$ gibi olur.

Toprak yüzeyinin ısınmasına ve soğumasına bağlı olarak, radyasyon bilânçosu negatif veya pozitif olmaktadır. Günlük periyoda göre öğle vakti maksimum, gece ise minimum değer almaktadır. Yıllık periyotta ise maksimum ve minimum değerlere uygun olarak, yaz ve kış dönemlerinde ulaşılmaktadır. Güneşten gelen enerjinin tutulması ve yansıması sonucunda R radyasyon dengesinin geriye kalan kısmı yer yüzünde ısıya dönüşerek, toprağın ısı dengesini oluşturur (Şekil2.2). Enerjinin korunumu kuralına göre, her periyotta toprağa giren ısı harcanan ısıya eşit olmaktadır. Bu nedenle, toprağın ısı dengesi aşağıdaki denklemlerle ifade olunabilir:

$$(R_s + R_a)(1 - \alpha) + (R_i - R_e) + LE + P + A = 0 \text{ veya}$$

$$R + LE + P + A = 0 \quad (1)$$

Burada; R - radyasyon dengesi ($\text{kal/cm}^2 \cdot \text{gün}$ veya yıl)

L - birim suyun buharlaşması için harcanan gizli ısı miktarı ($\approx 600 \text{ kal/cm}^3$)

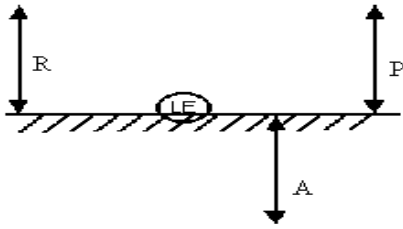
E - buharlaşmanın hızı (cm/gün veya yıl)

LE - buharlaşmaya harcanan gizli ısı (kal/cm²*gün veya yıl)

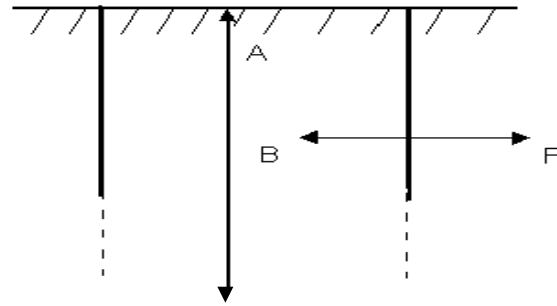
P - toprak yüzeyine yakın havanın ısınmasına harcanan

kondaktif ısı (kal/ cm²*gün veya * yıl)

A - toprak yüzeyine veya alt katmanlarına yönelen ısı akımı (kal/cm²* gün veya yıl).



Şekil 2.2 Toprağın ısı dengesi



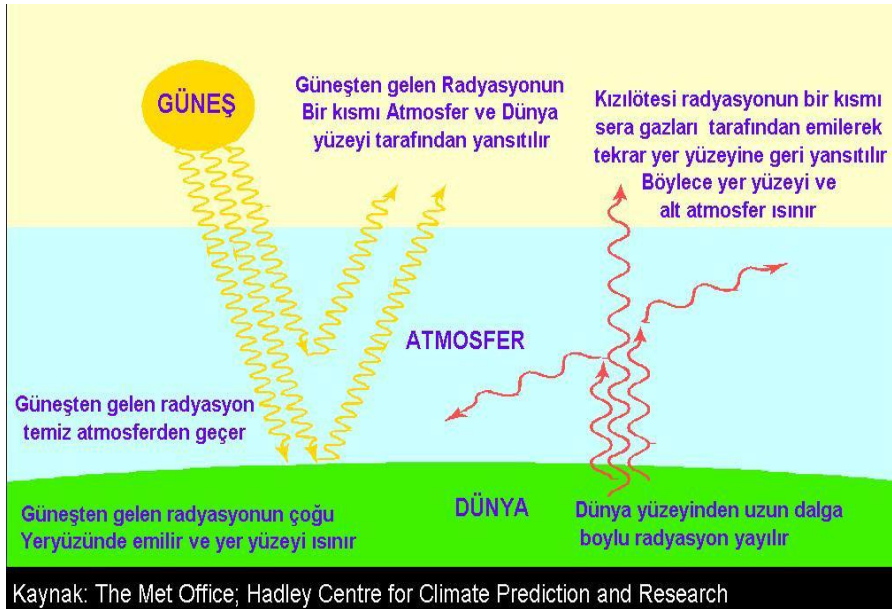
Şekil 2. 3 Litosfer katmanının ısı dengesi

Toprak yüzeyine veya alt katmanlarına yönelen A ısı akımını, litosfer katmanının ısı dengesini oluşturan parametrelerle ifade etmek mümkündür. Üst tarafı toprak yüzeyinde, alt tarafı ise yıllık sıcaklık değişiminin etkilemediği derinlikte olan dikey toprak kolonu için ısı akımı denklemi $A = B + F$ şeklinde yazılabilir (Şekil 2.3). Burada; A - toprak kolonu boyunca oluşabilecek ısı akımı; B - belirli periyotlarda kolon içerisindeki ısı miktarının değişimi; F - toprak kolonunun içi ve dış çevresi arasındaki düşey yönde olan ısı değişimidir. Toprağın derin katmanlarındaki ısı dengesini oluşturan parametreler diğerleri ile karşılaştırıldığında çok küçük olması nedeniyle, toprak kolonun tabanında oluşan dikey ısı değişimi sifıra yaklaşmaktadır. Genel olarak, toprağın ortalama düşey yöndeki sıcaklık eğilimi az olduğundan, litosfer koşullarında F' in değeri oldukça küçüktür ($F \approx 0$). Bu nedenle, F' in ihmal edilmesi durumunda $A = B$ olur. Ortalama olarak ele alındığında, yıllık periyot içerisinde toprak yüzeyindeki ısı akımı (A) dengesi soğuma ve ısınma açısından ele alındığında sifıra eşit olur, yani $A = B = 0$. Bu durumda ortalama yıllık periyot da toprağın (1) numaralı eşitlikte verilen ısı dengesi denklemi aşağıdaki gibi olur,

$$R + P + LE = 0$$

(1)

Güneşten gelen radyasyonun dağılım şeması Şekil 2.4' de verilmiştir.



Şekil 2.4. Güneşten gelen radyasyonun dağılımı.

2.2. Toprakların Bazı Isı Taşınım Parametreleri

2.2.1. Toprağın Isı Absorplaması ve Albedo Katsayısı

Toprak sıcaklığı, toprağın ısı absorplaması ve albedo katsayısı gibi ısı taşınım parametreleriyle ilişkili olmaktadır. Güneş enerjisinin toprak tarafından tutulması, toprağın ısı absorplama özelliğini belirtir. Toprak yüzeyinden yansıyan kısa dalgalı güneş radyasyonunun (R_s), yeryüzüne ulaşabilen toplam radyasyona (R_t) oranı, yansımaya katsayısı yani α (Albedo) katsayısı ile değerlendirilir ($\alpha = (R_s / R_t)100, \%$). Toprağın ısı absorplama yeteneği Albedo katsayısı ile ters orantılıdır. Albedo katsayısının artması toprağın ısı absorplama yeteneğinin azaldığını ifade eder. Albedo katsayısı güneşten olan mesafeye, güneş ışınlarının geliş ve yansımaya açısına, toprağın rengine, organik madde miktarına, rutubete, strükture, toprak yüzeyinin yatayla yaptığı açıya ve bitki örtüsüne bağlı olup, ekosistemde oluşan süreçlere çok önemli etki yapmaktadır (Nouvellon ve ark., 2000; Burba ve Verma, 2001; Mika ve ark., 2001). Bitki örtüsüne fakir açık renkli topraklarda yansımaya katsayısı (α) yüksek, rutubetli, organik maddece zengin ve koyu renkli topraklarda ise daha düşük olmaktadır (Çizelge 2.2).

Çizelge 2.2. Farklı topraklarda nem durumuna göre yansımaya (α) katsayıları (Chudnovskii, 1976) .

Farklı Toprak Grupları	$\alpha, \%$	
	Kuru	Nemli
Koyu renkli topraklar (Çernozemler)	14	8
Açık renkli topraklar (Gri çöl, Vertic Cambisols)	25-30	10-12
Kil	23	16
Beyaz ve sarı kum	34-40	-

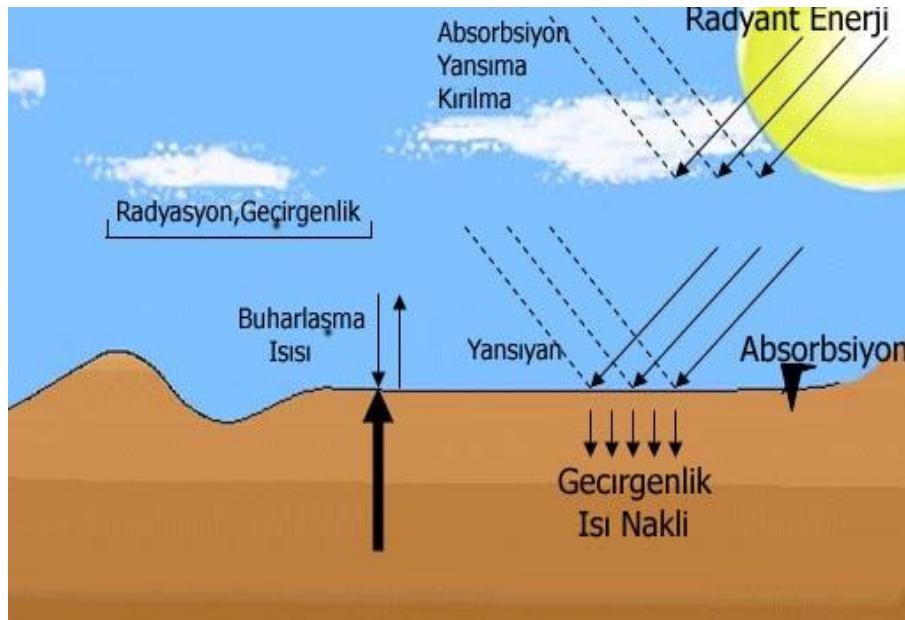
Toprak yüzeyinde yansımaya katsayısı günlük olarak kuvvetli bir değişime sahip olmaktadır. Sabah ve akşam saatlerinde yansımaya katsayısı önemli derecede azalmaktadır (Mamedov, 1989). Genel olarak güneşten olan mesafeye bağlı olarak, ışının geliş açısının farklı olması, kısa dalgalı radyasyon tayfinin değişimi, yansımaya katsayısının günlük değerlerine önemli etki yapmaktadır (Çizelge 2.3). Toprakların

yansıma katsayısının (α) azaltılması, dolayısıyla topraklarda ısı absorplamasının iyileştirilmesi için topraklarda optimum su dengesinin sağlanması, farklı organik atıkların uygulanması, kış döneminde arazi yüzeyinin boş bırakılmaması gibi önlemlerin alınması gerekmektedir.

Çizelge2.3. Farklı toprak ve bitki örtüsünde yansıma katsayısının (α) günlük değişimi (Mamedov, 1989).

Zaman (saat)	Koyu renkli topraklar (Çernozem)	Kestane renkli toprak (Luvis Cambisols)		Çayır-gri-nemli (VerticCambisols, Luvic Cambisols)		Gri-çayır-kurak (GleyicXerosols)	
	Çıplak arazi	Bağ	Buğday	Meyve bahçesi	Çıplak arazi	Meyve Bahçesi	Çıplak arazi
7 ³⁰	0.18	0.24	0.23	0.22	0.27	0.24	0.27
9 ³⁰	0.15	0.20	0.20	0.18	0.26	0.22	0.24
11 ³⁰	0.13	0.14	0.12	0.18	0.26	0.17	0.22
13 ³⁰	0.13	0.14	0.11	0.16	0.23	0.10	0.21
15 ³⁰	0.16	0.20	0.14	0.18	0.25	0.15	0.24
17 ³⁰	0.18	0.25	0.17	0.20	0.27	0.20	0.26
19 ³⁰	0.38	0.33	0.27	0.27	0.34	0.24	0.29

Isının toprak tarafından tutulması ve ısı hareketleri Şekil 2.5’de gösterilmiştir (Akalın, 1993).



Şekil 2.5. Isının Toprak Tarafından Tutulması ve Isı Hareketleri (Akalın, 1993).

2.2.2. Isı Kapasitesi

Bitkilerin ekim zamanının belirlenmesi ve iyi bir ürün elde edilmesi toprakların ısı kapasitesi ile yakından ilişkilidir. Toprağın birim kütleinde veya hacminde birim sıcaklık değişiminde oluşan ısı miktarı; toprağın özgül ısısı (C_m , Joule/kgK veya kal/g °C) ve hacimsel ısı kapasitesi (C_v , Joule/m³K veya kal/cm³ °C) ile ilişkili olup bu parametreler arasında $C_v=C_m \cdot \rho$ şeklinde bir bağıntı vardır. Isı kapasitesi kalorimetrik yöntemle belirlenmektedir. Genel olarak, ısı kapasitesi toprağın mineralojik ve organik bileşimine, hacim ağırlığına ve rutubetine bağlı olmaktadır (Çizelge2.4). Hacimsel ısı kapasitesi toprak rutubetinin (ω) artması ile lineer olarak artmakta olup (Chudnovskii, 1976) bu artış matematiksel olarak $C_v = (C_m + \omega/100)\rho$ şeklinde açıklanabilir. Bu nedenle, kuru toprakla karşılaştırdığında, rutubetli toprağı belli bir sıcaklık değerine kadar ısıtmak için daha fazla enerji gerekmektedir.

Çizelge 2.4. Toprağın temel bileşenlerinin termo-fiziksel özellikleri (de Vries, 1963).

Toprak Bileşenleri	Özgül ağırlık (ρ) ton/m ³	Özgül ısı kapasitesi (C_m) kJoule/kgK	Hacimsel ısı kapasitesi (C_v) kJoule/m ³ K	Isı iletkenliği (λ) watt/mK	Isısal yayınım (a^2) m ² /sn
Kuvars	2.65	0.74	1.96. 10 ³	8.8	4.5 10 ⁻⁶
Toprak mineral maddesi	2.65	0.80	2.12. 10 ³	2.9	1.4 10 ⁻⁶
Toprak organik maddesi	1.1	2.50	2.75. 10 ³	0.25	0.09 10 ⁻⁶
Su	1.0	4.20	4.20. 10 ³	0.6	0.14 10 ⁻⁶
Hava (20°C)	0.0012	1.00	1.20	0.025	21.00 10 ⁻⁶

Hacimsel ısı kapasitesi, toprak bileşenlerinin hacimsel oranları kullanılarak aşağıdaki eşitlik ile değerlendirilebilir (de Vries, 1975).

$$C_v = \sum f_{s_i} C_{s_i} + f_{\omega} C_{\omega} + f_a C_a$$

Burada;

f : toprak bileşenlerinin hacimsel oranları,

s : toprak katı fazı,

ω : toprağın su fazı,

a : toprağın gaz fazını ifade etmektedir.

Topraktaki organik ve mineral fazlarına ait ısı kapasitelerinin toplamı ($\sum f_{s_i} C_{s_i}$), toprağın katı fazına ait ısı kapasitesini oluşturmaktadır. Toprağın gaz fazına ait ısı kapasitesi diğerleri yanında çok azdır ($f_a C_a \approx 0$). Toprakların ısı kapasitesinin değişimi, nem miktarı ve toprağın mineralojik özelliği ile yakından ilişkilidir. Killi topraklarda organik madde miktarının yükseltilmesi, optimum infiltrasyonun sağlanması ve buharlaşmanın azaltılması ısı kapasitesini istenilen seviyeye getirmektedir.

2.2.3. Isı İletkenlik Katsayısı (λ)

Isı iletkenlik katsayısı toprağın ısı geçirme özelliği olup, ısının bir katmanda diğer katmana geçme hızını ifade etmektedir. Isı iletkenliği birim sıcaklık eğimi altında birim alandan geçen ısı miktarı (watt/m.K) olarak tanımlanabilir. Toprak bileşenleri çok farklı ısı iletkenlik değerlerine sahip olabilirler (Çizelge 2.4). Toprağın ortalama ısı iletkenliği onun mineralojik ve tekstürel özelliklerine, organik madde ve nem miktarına, havalanmasına bağlı olarak değişmektedir.

Isı taşınım teorisine göre, kinetik olarak normal şartlar altında gazların (toprak havasının) ısı iletkenliği, gaz moleküllerinin düzensiz hareketi ve çarpışması sonucunda oluşan moleküler harekete ait enerjinin taşınımı ile değerlendirilmektedir. Bu nedenle, toprak havasının ısı iletkenliği aşağıdaki eşitlikle ifade edilir:

$$\lambda = (\varpi \ell C_{vg} \rho_g) / 3$$

Burada;

ϖ : gaz moleküllerinin ortalama yer değişme hızı (m/sn),

ℓ : başlangıçta moleküller arası ortalama mesafe (m),

C_{vg} : sabit hacimde gazın ısı kapasitesi (kJoule/m³K),

ρ_g : özgül ağırlık (ton/m³).

Gazlar üzerindeki basıncın artması özgül ağırlığı (ρ_g) artırmakta ve ℓ mesafesi azalacağından, $\ell \rho_g$ değeri sabite ulaşacaktır. Basıncın değişimine bağlı olarak da ısı iletkenliği farklı değerler alacaktır. Gaz moleküllerinin ortalama yer değişme hızı $\varpi = \sqrt{3R_\mu T / \mu}$ ($R_\mu = 8314.5$ Joule/kmolK, üniversal gaz sabitesi; μ -moleküler kütle; T -sıcaklık ⁰K) şeklinde olduğundan sıcaklığın yükselmesi ile gazların ısı iletkenlik katsayısı da yükselmektedir. Genel olarak gazların ısı iletkenliği 0.006 –

0.6 watt/mK aralığında değişmektedir (İsaçenko ve ark., 1981). Toprak havası farklı gazlardan oluştuğu için, ısı iletkenliğinin deneysel yöntemler ile belirlenmesi gerekmektedir.

Toprakta nemin az, havanın fazla olması ısı iletkenliğini azaltmaktadır. Bu nedenle toprak yüzeyinin kuruması ısı iletkenliğinin, dolayısıyla aşağı katmanlara olan ısı akımının azalmasına sebep olmaktadır. Toprakta su ve hava oranı sürekli olarak değiştiği için, ısı iletkenliği de zamana bağlı olarak değişmektedir. Toprağın sıvı fazındaki ısı taşınımı, düzgün bir fazda olmayan esnek dalgaların enerji taşınması teorisine benzemektedir. Genel olarak sıvıların ısı iletkenliği ise 0.07-0.7 Watt/mK aralığında değişmektedir (İsaçenko ve ark., 1981). Bazı araştırmacılar tarafından ısı iletkenliği ve nem arasındaki ilişkiler belirlenmiştir. Sıcaklık dengesinin modellenmesinde bu ilişkilerden yararlanılabilir. Bu amaçla kullanılabilecek ilişkilerden biri aşağıda verilmiştir (Kurtener ve Chudnovskii, 1979).

$$\lambda(\omega) = C_v(\omega)[k_1(\omega - k_4)^2 + k_2\rho_s + k_3]$$

Burada:

$\lambda(\omega)$: toprağın ısı iletkenliği (watt/mK),

$C_v(\omega)$: hacimsel ısı kapasitesi (kJoule/m³K),

$\rho_s(\omega)$: özgül ağırlık (ton/m³),

ω : toprağın rutubeti (%),

k_1, k_2, k_3, k_4 denkleme ait katsayılar olup bazı topraklar için alabileceği değerler

Çizelge 2.5'te verilmiştir.

Çizelge 2.5. Toprağın ısı iletkenliği ve nem içeriği arasındaki ilişkiye ait katsayılar (Kurtener ve Chudnovskii, 1979).

Toprak Grupları	$k_1 \cdot 10^4$	k_2	k_3	k_4
Çernozem	-130	3.1	1.21	0.20
Kestane renkli topr. (Luvis Cambisols)	-170	2.2	1.90	0.18
Gri toprak (Vertic Cambisols)	-62	2.7	0.20	0.18
Gley toprak (Umbrik Leptisols)	-200	3.1	1.40	0.20

Toprağın ısı kapasitesi ile karşılaştırdığında, ısı iletkenliği belli bir sınıra kadar nem değişimi ile daha fazla değişmektedir. Tarla koşullarındaki nem

aralığında, hacimsel ısı kapasitesi nem değişimi ile 3-4 kat değişebilirken, ısı iletkenliği ise 100 katı veya daha fazla değişebilmektedir (Voronin,1986; Bristow ve ark., 2001).

Isı iletkenliğinin oluşumunda toprak taneciklerinin teması (kondüksiyon) önemli bir faktördür. Bu nedenle, ısı kapasitesinden farklı olarak, ısı iletkenliği ancak toprak fazlarının hacimsel orantısına değil, aynı zamanda toprak taneciklerinin yapısına, çap sınırlarına, yerleşimine ve strüktürüne de bağlıdır. Toprak gibi çok fazlı sistemlerde ısı taşınımı çeşitli olaylarla meydana gelmektedir. Kondüksiyon veya özel ısı iletkenliği bu olaylardan önemlisi olup, bu yolla ısı taşınımı toprak taneciklerinin teması sonucunda oluşmaktadır. Toprağın sıvı ve gaz bileşimindeki moleküllerin yer değişimine bağlı olan konveksiyon olayları da ısı iletkenliğinin oluşumunda oldukça önemlidir.

Genel olarak toprakta buhar ve sıvı şeklinde olan rutubet akımının oluşturduğu ısı taşınımı toprağın termo-fiziksel özelliklerini etkilemektedir. Profil boyunca aşağı genetik katmanların özelliği, yapısı, bileşenlerinin orantısı, nemi farklı olduğu için, ısı iletkenliği ve termo-fiziksel özellikler, derinliğin bir fonksiyonu olmaktadır. Ayrıca, ısı iletkenliği zamana göre de değişmektedir.

2.2.4. Isısal Yayınım (Difüzyon, a)

Toprakların ısısal yayınımı (a^2 , m^2/sn) ısı iletkenliği ile doğrusal ve hacimsel ısı kapasitesi ile ters orantılı ($a = \lambda / C_v$), ve λ ile C_v 'ye etki yapan faktörlere bağlı olmakla beraber kendine özgü bir özelliğe sahiptir.

Topraktaki nemin değişimine uygun olarak ısısal yayınım da maksimum kuralı ile değişmekte ve $a = a(\omega - \omega_{mak.})^b + c$, şeklinde ifade edilmektedir (Chudnovskii, 1976). Bu eşitlikte a , b ve c deneysel katsayılar olup, çeşitli topraklar için farklılık göstermektedir. Isısal yayınım toprağın pulluk tabakası dışındaki diğer horizonlarda nem içeriği tarla kapasitesindeyken maksimum değerler almakta, halbuki doyum noktasında ise daha düşük değerlere ulaşmaktadır (Kurtener, Chudnovskii, 1979; Voronin, 1986). Toprak nem içeriğinin düşmesi ile ısısal yayınım da azalmaktadır. Farklı nem içeriğindeki alkali Çernozem toprağa ait bazı termo-fiziksel özellikler ve ısısal yayınım katsayılarının horizonlara göre değişimi Çizelge 2.6'de verilmiştir.

Çizelge 2.6. Farklı nem değerlerinde alkali Çernozemin genetik horizonlarına ait bazı termo-fiziksel özellikler (C_v , kJoule/m³K; λ , watt/mK; a , m²/sn; Voronin,1986).

Termo-fiziksel özellikler	Fırın kuru	Maksimal higroskopik su	Solma noktası	Kapillar su	Tarla kapasitesi	Doyma noktası
A pulluk horizonu						
$C_v \cdot 10^3$	0.904	1.210	1.343	1.741	2.083	3.420
λ	0.352	0.585	0.714	1.259	1.294	1.306
$a^2 \cdot 10^{-6}$	0.390	0.484	0.532	0.723	0.621	0.382
AB horizonu						
$C_v \cdot 10^3$	1.120	1.383	1.460	1.831	2.146	3.878
λ	0.421	0.571	0.640	1.044	1.306	1.299
$a^2 \cdot 10^{-6}$	0.376	0.413	0.438	0.570	0.609	0.335
B horizonu						
$C_v \cdot 10^3$	1.300	1.552	1.627	1.983	2.252	4.281
λ	0.473	0.582	0.664	1.055	1.331	1.336
$a^2 \cdot 10^{-6}$	0.364	0.375	0.408	0.532	0.591	0.312
C horizonu						
$C_v \cdot 10^3$	1.582	1.834	1.928	2.326	2.655	4.810
λ	0.500	0.708	0.812	1.233	1.423	1.438
$a^2 \cdot 10^{-6}$	0.316	0.386	0.421	0.530	0.536	0.299

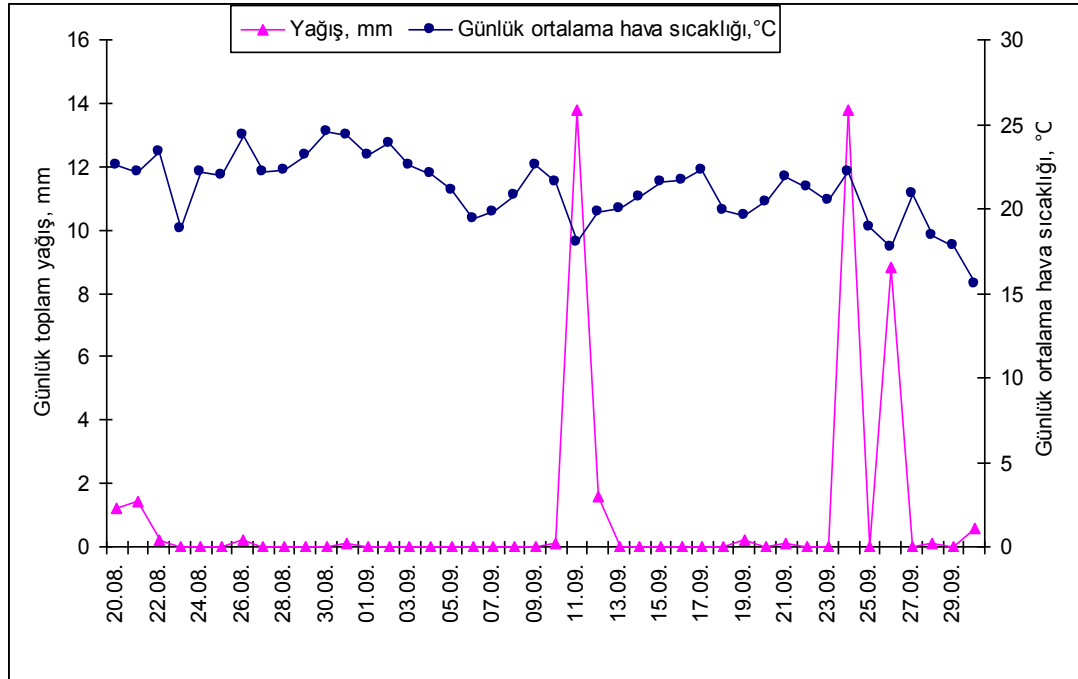
Toprak nemin içeriğinin artması ile ısı iletkenliği azalan artışa göre, ısı kapasitesi ise doğrusal olarak artmaktadır. Bu durumda, başlangıçta ısı iletkenliğindeki artışı ısı kapasitesine göre daha hızlıdır. Benzer şekilde ısısal yayınımda ısı iletkenliği gibi başlangıçta daha hızlı bir artış göstermektedir. Toprağın nem içeriği tarla kapasitesine yaklaştığında ısı iletkenliğindeki artışta çok azdır (Voronin, 1986).

Toprak profilindeki sıcaklık değişimi ısısal yayılım değerini etkilemektedir. Isısal yayılım ısı iletkenlik denkleminin çözümünden $a = W x^2 / [2 \ln^2(A(x)/A)]$ olarak belirlenmektedir (Nerpin ve Chudnovskii, 1984; Gülser ve Ekberli, 2002). Burada, $W = 2\pi/P$, (P -periyot,sn), A ve $A(x)$ sırasıyla toprak yüzeyindeki ve toprağın x derinliğindeki maksimum veya minimum sıcaklığın ortalama sıcaklıktan farkını ifade eden amplitüt, (°C) değerleridir. Toprakların ısısal yayılımı, bitki kök bölgesinde ve toprak alt katmanlarında ısı dengesine ve dolayısıyla toprak oluşum enerjisine etki yapması bakımından önemlidir.

3.MATERYAL VE METOD

3.1.Materyal

Arazi çalışmaları Samsun ili Çarşamba ilçesi Yeşilirmak mahallesinde, 2011 yılının 21 Ağustos -19 Eylül tarihleri arasında, üretici arazisinde yapılmıştır. Deneme sahası 36° 43.380' Doğu, 41° 13.061' Kuzey koordinatlarda yer almaktadır. Araştırma yerinin denizden yüksekliği 6 m civarında olup, ılıman iklim özelliği taşımaktadır. Çarşamba ilçesinde yıllık yağış ve sıcaklık ortalama değerleri sırasıyla 600-936,9 mm ve 15 °C'dir. Deniz etkisiyle yaz ve kış ayları arasında önemli derecede sıcaklık farkı görülmemektedir. Kar yağışı genelde çok az, en çok yağmur yağdığı dönemler ise Ekim ayından Aralık ayının sonuna kadardır. En sıcak aylar; Temmuz, Ağustos ayları, en soğuk aylar ise Ocak, Şubat aylarıdır. Deneme süresince toplam günlük yağış ve ortalama hava sıcaklığı Çarşamba Meteoroloji Meydan Müdürlüğünden elde edilmiş ve Şekil 3.1'de gösterilmiştir.



Şekil 3.1. Deneme süresince günlük toplam yağış ve ortalama hava sıcaklığı (Çarşamba Meteoroloji Meydan Müdürlüğü, 2011).

Çarşamba Ovası'nın topoğrafyası genellikle düz olup, meyilleri % 0.0 ile 2.0 arasında değişmektedir. % 0.0 meyile sahip araziler 2 m kotu ile sahil kumulları arasında bulunmaktadır. Ovanın toprakları taban ve yamaç arazilerden meydana gelmiştir. Taban arazi toprakları IV. jeolojik zamanda teşekkül etmiş alüviyallerden ibarettir. Çarşamba Ovası'ndaki alüviyonların büyük bir kısmı Yeşilirmak, bazı kısımları ise Kocaman Deresi, Aptal ve Selyeri Irmakları, Terme Çayı, Miliç ve Akçay Deresi gibi dereler ile göl ve deniz sedimentlerinden oluşmuştur. Araştırmanın yürütüldüğü yerlerdeki hakim toprak grubu alüviyal büyük toprak grubuna girmektedir (Anonymous, 1984).

Çalışma iki farklı deneme alanında yürütülmüştür. Birinci deneme alanı çim örtüsü ile kaplı açık arazide, ikinci deneme alanı ise şeftali bahçesinde ağaçların gölgeleme yaptığı alanda seçilmiştir. Deneme arazilerinde toprak sıcaklığı, yüzey ve 100 cm toprak profilinin her bir 10 cm katmanında civalı cam termometre ile her gün 7^{00} , 12^{00} , 18^{00} saatlerinde ölçülmüştür (Sterling and Jaskson, 1986). I. Deneme alanının koordinatları $41^{\circ}13'02.85''K$ ve $36^{\circ}43'26.46''D$, II. Deneme alanının koordinatları ise $41^{\circ}13'04.54''K$ ve $36^{\circ}43'28.85''D$ dür. Şekil 3.2 de arazinin görünüşü verilmiştir.

İstatistik hesaplamalar MİNİTAB-32 paket programında yapılmıştır.



Şekil 3.2 Arazinin Görünüşü

3.2.YÖNTEM

3.2.1. Toprakların Fiziksel ve Kimyasal Analizleri

Deneme arazisi topraklarının 0-20, 20-40, 40-60, 60-80, 80-100 cm katmanlarından toprak örnekleri alınmış, hava kuru hale getirilerek dövülmüş, 2 mm'lik elekten geçirilerek analize hazırlanmıştır.

Tekstür analizleri, 50 g toprak örneği kullanılarak dispers edilen örneklerde hidrometre yardımıyla "Bouyoucos Hidrometre" yöntemine göre belirlenmiştir (Demiralay, 1993). Hidrometre okumaları sonucunda elde edilen veriler bünye analiz üçgeni kullanılarak değerlendirilmiş ve sonuçlar % olarak ifade edilmiştir (Black, 1957).

Toprakların pH değerleri 1:1 toprak-su oranındaki örneklerde bir gece bekletildikten sonra cam elektrolu pH-metre ile ölçülmüştür (Bayraklı,1987).

Toprakların elektriksel iletkenlik (EC) değerleri 1:1 toprak-su oranındaki örneklerde elektriksel kondaktivite aleti ile belirlenmiştir (Richards,1954).

Toprak organik maddesi, "Walkley-Black" yöntemine göre organik maddenin 1N $K_2Cr_2O_7$ ve H_2SO_4 ile oksitlenmesi sonrasında 0,5 N $FeSO_4 \cdot 7H_2O$ ile titrimetrik olarak belirlenmiş ve % olarak ifade edilmiştir (Kacar,1994).

Toprak örneklerinde değişebilir kationlardan K, toprak örneğinin pH'sı 7.0'ye ayarlı 1.0 N amonyum asetat (NH_4OAc) çözeltisi ile çıkarılan toprak ekstraktında belirlenmiştir. Potasyum (K) miktarları atomik absorpsiyon spektrofotometresinde (AAS) belirlenmiştir (Kacar, 1994).

Toprak örneklerinde fosfor mavi renk metoduna göre belirlenmiştir. 5 g toprak örneği pH'sı 8.5'e ayarlı 100 ml 0,5 M sodyum bikarbonat ($NaHCO_3$) çözeltisi ile ekstrakte edilmiş, oluşan süzükten alınan 5 ml örneğe 5 ml amonyum molibdat solusyonu ve kalay klorür ilave edildikten sonra oluşan mavi rengin intensitesi 660 nm dalga boyunda spektrofotometrik olarak ölçülmüştür (Olsen ve Sommers, 1982).

Toprak örneklerinde Kireç ($CaCO_3$) miktarı, Scheibler kalsimetresiyle kapalı sistemde asitle karıştırılan toprak örneğinden kalsiyum karbonatın ($CaCO_3$)

parçalanması sonucu açığa çıkan karbondioksit (CO₂) gazının standart sıcaklık ve basınç altındaki hacmi esas alınarak belirlenmiştir (Allison ve Moodie, 1965).

3.2.2. Toprakların Isı Taşınımının Matematiksel Modellenmesi

Ekosistem araştırmalarında teorik ve uygulamalı temele bağlı olarak elde edilen gözlem ve deneysel sonuçlar, ekosistemdeki süreçleri belirlemektedir. Model ve modelleme yöntemi (modelin yapılması, kontrol edilmesi, incelenmesi ve model sonuçlarının yorumlanması), teorik ve uygulama sonuçlarını birleştiren bilimsel düşüncenin etkili bir ifade şeklidir.

Gerçek modeller orijinal sistemin küçük ölçekli bir benzeri (örneğin, bitki, canlı ve mikroorganizmaları barındıran akvaryum, toprak kesimi, yağmurlayıcı, sera vb.) olup, orijinalin birçok önemli özelliklerini kapsamaktadır. Bu modellerin orijinale benzerlik derecesinin belirlenmesi kolay olmadığından, modelleme sonuçlarının orijinale uygulanmasında da zorluk oluşmaktadır. Aynı zamanda benzerlik garantisi olmadığı için, ekosistemin gerçek modellerinin yapılması ve uygulanmasındaki teknik zorlukların ortadan kaldırılması mümkün olmayabilir. Bu ise ileri sürülen konunun her zaman gerçek modeller yardımıyla incelenmesine imkan sağlamamaktadır. Genel olarak aerodinamik ve hidrodinamik araştırmalarda gerçek modeller daha yaygın bir biçimde kullanılır. Matematiksel modeller ile ekosistemin bileşenleri nicel olarak değerlendirilir, doğruluğu belirlenir ve bileşenlerin karşılıklı bağımlılıkları bulunur.

3.2.3. Ortamın (Toprağın) Isı Taşınımının Matematiksel Modellenme

Herhangi bir ortamda ısı taşınımı sürecinin incelenmesi çağdaş bilimin önemli kısımlarından olup, bir çok alanda (enerji bilimi, uçak ve roket teknolojisi, makine mühendisliği, kimya, inşaat, hafif vb. endüstri alanlarındaki teknoloji süreçlin araştırılması vb.) geniş uygulaması vardır (Koyun ve ark., 2009; Goldstein ve ark., 2010). Isı taşınım probleminin çözümü, adsorpsiyon, kurutma, yakma vb. kimyevi-teknoloji süreçlerin çözümünde kullanılan diffzyon problemi ile benzer özelliğe sahiptir. Çeşitli teknik problemlerin (makine malzemelerinin sıcaklığa dayanaklılığı gibi) pratik çözümü de analitik taşınım teorisi ile ilişkilidir. Isı taşınımı, her hangi bir ortamda kütle taşınımını ifade eden süreklilik denklemi ile ilişkilidir. Süreklilik denklemi, belirli bir hacimde kütlenin korunumu kuralını ifade etmektedir.

Herhangi bir ortamda küçük alandan geçen zerreciklerin kütesinin, bu alanın birim uzunluğuna olan oranı, ortamın lineer yoğunluğunu ifade ederek,

$$\rho = \rho(x,t) = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta m}{\Delta x} = \frac{dm}{dx} \text{ olmaktadır. Bu durumda, herhangi } t \text{ zamanında ortamın}$$

$(x, x + dx)$ aralığındaki zerreciklerin kütlesi $dm = \rho dx$ olmaktadır. Ortamın yerel parametresini ifade eden kütle akımı, zerreciklerin hızı ile doğru orantılı olup,

$$q = q(x,t) = \rho v = \frac{dm}{dx} v \text{ olur. Ortamın } x \text{ noktasından } dt \text{ zamanında ısı akımının}$$

geçtiği mesafe $dx = v dt$, bu kısmın kütlesi ise $dm = \rho v dt = q dt$ gibi belirlenir.

Yani, kütle akımı eksenin belli bir noktasından birim zamanında geçen ortam

kütlesine eşittir. Ortamın $(x, x + dx)$ aralığına dt zamanında giren kütle $q_m dt$, çıkan

kütle ise $(q_m + \partial_x q_m) dt$ (burada, $\partial_x q_m$ - kütle akımının x eksenini boyunca değişimidir)

olduğundan, söz konusu aralıktaki zamana göre kütle değişimi

$$\partial_t dm = q_m dt - (q_m + \partial_x q_m) dt = -\partial_x q_m dt \text{ veya } \partial_x q_m dt + \partial_t dm = 0 \text{ olur. Son}$$

$$\text{eşitliğin } dx dt \text{ ifadesine oranlanmasıyla } \frac{\partial_x q_m dt}{dx dt} + \frac{\partial_t dm}{dx dt} = 0 \text{ veya}$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{dm}{dx} \right) = 0 \text{ süreklilik denklemini elde edilir. } q_m = \rho v, \quad dm = \rho dx$$

$$\text{olduğundan süreklilik denkleminin } \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\rho dx}{dx} \right) = 0 \Rightarrow \frac{\partial q}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (2) \text{ veya}$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (3) \text{ gibi son ifadesi elde edilir.}$$

Bu (3) ifadesinden $v \frac{\partial \rho}{\partial x} + \rho \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ (4) bulunur. $\rho(x,t)$ fonksiyonunun tam

diferansiyeli olan $d\rho = \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial x} dx + \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial t} dt$ ifadesinin her iki tarafını dt 'ye

$$\text{oranlayarak elde edilen } \frac{d\rho}{dt} = \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial t} \frac{dt}{dt} = \frac{\partial \rho}{\partial x} v + \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (\text{Burada,}$$

$$\frac{dx}{dt} = v - x \text{ eksenini yönündeki hız; } \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial x} \text{ } t \text{'in, ise } x \text{'in sabit olması}$$

koşulunda hesaplanan kısmi türevlerdir) ifadesi (4)'te yerine konursa, $\frac{d\rho}{dt} + \rho \frac{\partial v}{\partial x} = 0$

elde edilir. Sabit ve sürekli kütle akımı ortamında, ρ ve \mathcal{G} zamana göre değişmemekte ($\frac{d\rho}{dt} = 0$), yalnız x 'e bağlı olmaktadır. Böylece (3) süreklilik

denkleminde göre $\frac{\partial(\rho v)}{\partial x} = 0$, yani $\rho v = \text{sabit}$ olur. Bu ise, kütle akımının tüm

noktalarda aynı olduğunu göstermektedir. Homojen ortamda akım döneminde, ρ ve

v parametreleri x 'e bağlı olmayıp, ancak t 'ye bağlı olabilir. Bu durumda, süreklilik denkleminde $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$, $\rho = \text{sabit}$, yani v serbest olarak t 'ye bağlı olmaktadır.

Homojen yapıya sahip olan topraklarda kütle taşınım teorisinin uygulanması süreklilik denklemi ile bağlantılı olmaktadır. Topraktaki ısı, tuz, su vb. gibi akımların matematiksel ifadesi süreklilik denkleminin uygulanmasını gerektirir. Herhangi bir ortamda kütle akımı, yoğunluğun $\frac{\partial \rho(x,t)}{\partial x}$ eğimi ile doğru orantılı olup yoğunluğun

azaldığı yöne hareket eder. Bunun matematiksel ifadesi Fick'in birinci difüzyon yasasına (Kreith ve Black, 1983) göre $q = -D \frac{\partial \rho(x,t)}{\partial x}$ (5) (burada, $D = [l^2][t^{-1}]$)-

difüzyon (yayınım katsayısıdır) gibi olmaktadır. (2)'den bulunan $\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x}$

eşitliğinde (5) ifadesi yerine konursa, difüzyon olan kütle yoğunluğunu gösteren bir boyutlu difüzyon denklemi aşağıdaki gibi olur:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(-D \frac{\partial \rho}{\partial x} \right) \text{ veya } \frac{\partial \rho}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \rho}{\partial x^2} \quad (6)$$

(6) denklemi uygulamalı matematik alanında büyük öneme sahip olup, aynı zamanda difüzyon süreçlerine benzer olan ısının, homojen ortamda doğrusal taşınım sürecini de ifade etmektedir. Böyle ki, $T = T(x,t)$ homojen yapıya sahip olan toprak katmanının x derinliğinde (noktasında) t anındaki sıcaklığı ise, ısı enerjisinin yoğunluğu $\rho_Q = c\rho_0 T$ (7) (burada, $\rho_0 = [m][l^{-3}]$ -toprağın hacim ağırlığı, $c = [E][m^{-1}][T^{-1}]$ - T 'in düşük değişimlerinde sabit kabul edilebilen ısı kapasitesidir) şeklinde olmaktadır.

Fourier yasasına (İsaçenko ve ark., 1981) göre, ısı akımı yoğunluğu $q_Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x}$ (8)

(burada, $\lambda = [E][l^{-1}][t^{-1}][T^{-1}]$ -ısı iletkenliği katsayısı olup, sabit kabul edilebilir) gibi olmaktadır. Süreklilik denkleminin (2) genel ifadesinde (7) ve (8) yerine konursa, ısı taşınımının $\frac{\partial}{\partial x} \left(-\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial t} (c\rho_0 T) = 0$, $c\rho_0 \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ veya $\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{c\rho_0} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$

süreklilik denklemi elde edilir. Burada, $a = \frac{\lambda}{c\rho_0} = [l^2][t^{-1}]$ -sıcaklık yayınım

katsayısı (difüzivite) veya ısısal yayınım olarak işaret edilirse, toprakta ısı taşınımı denklemi $\frac{\partial T}{\partial t} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$ (9) şeklinde olur.

3.2.4. Toprakta Isı Taşımının Analitik Çözümü ve Toprak Sıcaklığı Parametrelerinin Teorik İncelenmesi

Isı taşınım denklemi için sınır koşulları, cismin sınırında olan sıcaklık rejimine bağlı olarak farklı biçimlerde verilebilir. Cisme anlık sıcaklık uygulandığında, sıcaklık cismin tüm noktalarında aynı zamanda yayılmaya başlamasından dolayı, başlangıç koşul $T(x,t)$ fonksiyonunun $t = t_0$ zamanında, yani sıcaklığın başlangıç anındaki yayılma kuralından oluşmaktadır. Yeryüzüne ulaşan güneş radyasyonunun tutulan kısmı toprak yüzeyinde harmonik olarak yayılır ve toprakların ısınmasına sebep olur. Bu süreç sonsuz olduğundan, toprağın $t = t_0$ başlangıç anındaki sıcaklığını da içermektedir. Bu nedenle toprak yüzeyinde ve katmanlarında sıcaklık değişiminin belirlenmesinde, ancak sınır koşulunun dikkate alınması gerekir. Toprak yüzeyinde sıcaklığın harmonik yayılmasını gösteren $T(0,t) = T_0 + A \cos \omega t$ (10) ifadesi (burada, $T_0 = [T]$ -toprak yüzeyinin ortalama sıcaklığı; $A = [T]$ -toprak yüzeyindeki maksimum veya minimum sıcaklığın ortalama yüzey sıcaklığından olan farkı ifade eden amplitüt ; $\omega = 2\pi / P = [t^{-1}]$ - açısal frekans (dalga sayısı veya sıklığı) ve $P = [t]$ -periyot, yani dalganın bir döngüsünün tamamlaması için gerekli olan zamandır) (9) ısı taşınım denkleminin sınır koşulunu oluşturmaktadır.

(9) denkleminin (10) sınır koşulunu sağlayan çözümünden elde edilen matematiksel model aşağıdaki gibi ifade edilir (Hillel, 1982; Nerpin ve Chudnovski,1984; Gülser ve Ekberli, 2002; 2004; Cichota ve ark., 2004; Ekberli, 2006 a; Ekberli, 2010; Goldstein ve ark., 2010):

$$T(x,t) = T_0 + A e^{-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}}} \cos\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} + \omega t\right) \text{ veya } T(x,t) = T_0 + \frac{A}{e^{x\sqrt{\frac{\omega}{2a}}}} \cos\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} + \omega t\right) \quad (11)$$

Ortalama toprak yüzey sıcaklığının (T_0) değişimi toprağın aşağı katmanlarının sıcaklığına, dolayısıyla ısı rejimine önemli etki yapan faktörlerden biri olup, toprağın özelliklerine (kimyasal, termo-fiziksel vb.), enlem derecesine, arazinin topografyasına, bitki örtüsüne bağlı olmaktadır. Örneğin, genellikle çernozem toprakların yüzeyinde ortalama yıllık sıcaklık 25-30°C, podzol topraklarda ise 15-25°C aralığında değişmektedir (Nerpin ve Chudnovskii, 1984).

Elde edilen (11) çözümüne göre (Hillel, 1982; Nerpin ve Chudnovski,1984; Gülser ve Ekberli, 2002; 2004; Cichota ve ark., 2004) toprakta periyodik sıcaklık dalgalarının yayılması süreçlerinin aşağıdaki özelliklerini belirlemek mümkündür. Eğer toprak yüzeyinde sıcaklık uzun süre periyodik olarak değişirse ve toprakta sıcaklık dalgalarının değişmesi aynı periyotla tespit edilirse, bu durumda:

I. (10) sınır koşulundaki sıcaklık dalgalarının değişim amplitütü (A), (11) çözümünde

$$A(x) = \frac{A}{e^{x\sqrt{\frac{\omega}{2a}}}} \quad (12)$$

gibi olup, toprak derinliği boyunca eksponiyonal olarak azalır. Eğer derinlik aritmetik olarak artarsa, amplitüt geometrik olarak azalmaktadır:

II. Toprakta sıcaklık dalgaları, sıcaklığın maksimum (minimum) olmasına etki yapan faz yer değişimi ile oluşmaktadır. Sıcaklığın toprak yüzeyinde sinüsoid veya kosinüsoid kuralı üzere değişiminde

$$\sin\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} + \omega t + \frac{\pi}{2}\right) = \cos\left(-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} + \omega t\right) \quad \text{olduğundan, sıcaklığın maksimum}$$

(minimum) olması (11) ifadesinde $-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} + \omega t = 0$ (13) koşulunu sağlar. Toprak yüzeyinde herhangi bir anda sıcaklığın maksimum (minimum) değerinin toprak profili boyunca gecikme zamanı derinlikle orantılı olup, (13) ifadesi t 'ye göre çözümlenirse

$$\left(\omega t = x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} \quad \text{ve} \quad t = \frac{x}{\omega}\sqrt{\frac{\omega}{2a}} = x\sqrt{\frac{1}{2a\omega}}\right) \quad \text{aşağıdaki ifade elde edilir:}$$

$$t = x\sqrt{\frac{1}{2a\omega}} \quad (14)$$

III. (11) çözümünden görüldüğü gibi, $x \geq \sqrt{2a/\omega}$ oldukça $A/e^{\frac{x}{\sqrt{2a/\omega}}}$ ifadesinin, dolayısıyla amplitüt (A) değerlerinin azalması prosesi başlamaktadır. $x = \sqrt{2a/\omega}$ derinliğinde sıcaklık amplitütü, toprak yüzeyinin amplitütünün $1/e = 1/2.718 = 0.37$ 'i kadar azalmaktadır.

$$S_d = \sqrt{2\lambda / c_g \rho \omega} = \sqrt{2\lambda / C_g \omega} = \sqrt{2a / \omega} \quad (15) \text{ ifadesi sıcaklık dalgalarının}$$

sönme derinliği (ilerleme derinliği) olup, toprağın ısısal yayılım katsayısına ve sıcaklık dalgasının frekans sayısına bağlı olmaktadır.

IV. Sıcaklığın topraktaki ilerleme derinliği, toprak yüzeyindeki sıcaklık dalgalarının periyoduna bağlı olmaktadır. (12) ifadesine göre, sıcaklık amplitütünün başlangıç değerine bağlı olarak nispi değişimi aşağıdaki şekilde olur:

$$\frac{A(x)}{A} = e^{-x\sqrt{\frac{\omega}{2a}}} \text{ veya } \frac{A(x)}{A} = \frac{1}{e^{x\sqrt{\frac{\omega}{2a}}}} \quad (16)$$

Toprak yüzeyinde ve herhangi bir derinlikte sıcaklık amplitütünün değerleri belli olduğunda, (16) ifadesine göre, toprağın ısısal yayılım katsayısının (a) belirlenmesine imkan veren aşağıdaki ifade elde edilir:

$$\ln \frac{A(x)}{A} = -x\sqrt{\frac{\omega}{2a}} \Rightarrow a = \frac{\omega x^2}{2 \ln^2 \frac{A(x)}{A}} \quad (17)$$

4. BULGULAR VE TARTIŞMA

4.1. Deneme Alanlarındaki Toprakların Bazı Fiziksel ve Kimyasal Özellikleri

Deneme alanlarındaki toprakların bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri Çizelge 4.1 ve 4.2’ de verilmiştir. I. deneme alanı toprağının 0-20 cm ve 20-40 cm katmanları siltli tın (SiL), toprak reaksiyonu hafif alkali, organik madde içeriği düşük, tuzsuz, orta kireçli, fosfor kapsamı düşük olup, potasyum kapsamı 0-20 cm katmanında iyi, 20-40 cm katmanında ise düşük olmaktadır. Araştırma toprağının 40-100 cm katmanı tınlı (L), toprak reaksiyonu orta derecede alkali, organik madde içeriği düşük, tuzsuz, kireçli, potasyum ve fosfor miktarı düşüktür.

Çizelge 4.1. I. deneme alanındaki toprağın bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

Derinlik, cm	Kum, %	Silt, %	Kil, %	pH	OM, %	EC, dS/m	Kireç, %	K ₂ O, kg/da	P ₂ O ₅ , kg/da
0-20	27.32	50.07	22.61	7.99	1.43	1.06	9.55	53.57	3.91
20-40	27.37	50.62	22.01	7.84	1.10	0.78	10.02	27.80	2.76
40-60	34.38	45.72	19.9	8.22	0.75	0.73	9.97	22.56	0.87
60-80	42.44	40.04	17.53	8.16	0.69	0.75	9.80	20.93	0.81
80-100	40.76	41.83	17.41	8.07	0.57	0.84	10.01	20.42	0.67

II. deneme alanı toprağının 0-20 cm ve 40-80 cm katmanları tınlı (L), 20-40 cm katmanı siltli tınlı (SiL), 80-100 cm katmanı ise kumlu tınlı (SL) bulunmuştur. Toprak reaksiyonu 0-40 cm katmanda hafif alkali, 40-100 cm katmanda orta derecede alkali, tüm katmanlarda organik madde miktarı düşük, tuzsuz, orta kireçli olup, potasyum miktarı 0-20 cm katmanında yüksek, 20-40 cm’ de orta, 40-100 cm’ de düşük; fosfor kapsamı ise 0-20 cm katmanında çok yüksek, 20-40 cm ‘de düşük, 40-100 cm’ de ise çok düşük olmaktadır.

Çizelge 4.2. II. deneme alanındaki toprağın bazı fiziksel ve kimyasal özellikleri

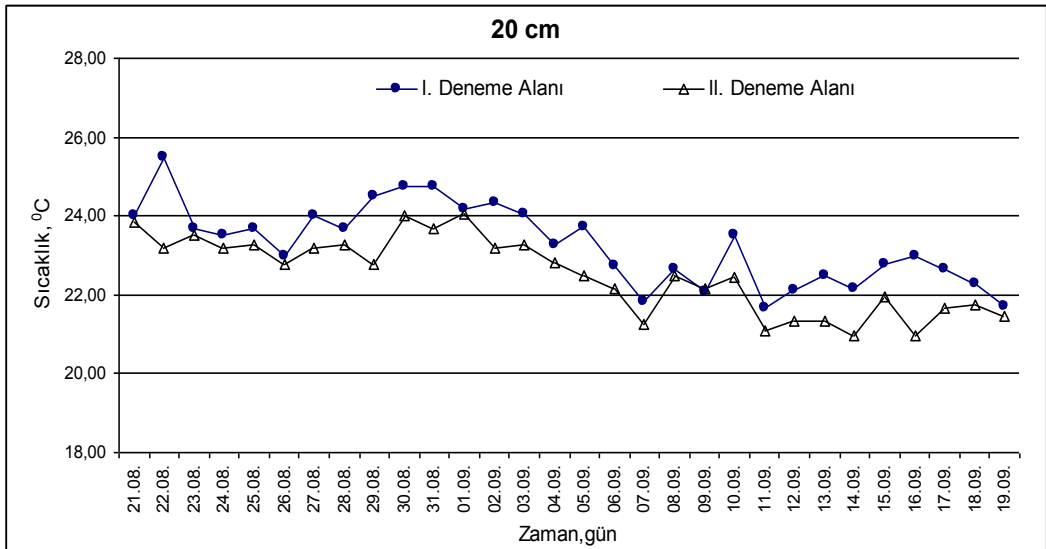
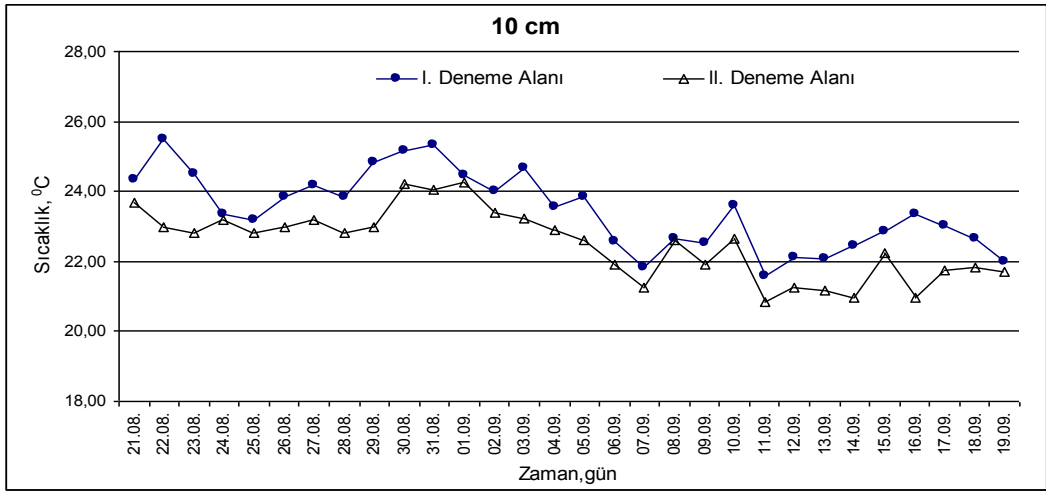
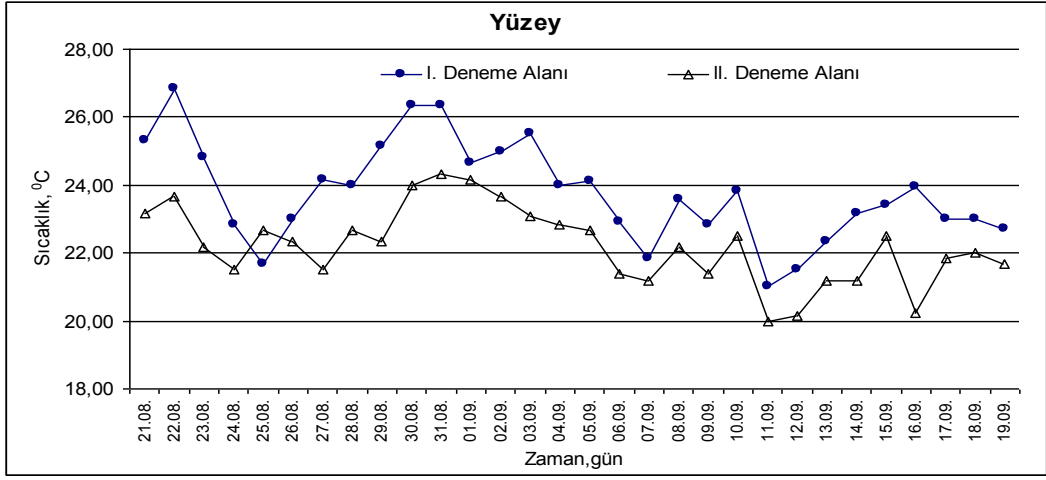
Derinlik, Cm	Kum, %	Silt, %	Kil, %	pH	OM, %	EC, dS/m	Kireç, %	K ₂ O, kg/da	P ₂ O ₅ , kg/da
0-20	35.9	45.97	18.14	7.87	1.78	0.85	9.98	136.39	21.40
20-40	36.93	50.64	12.43	7.46	0.75	0.78	11.47	23.64	3.51
40-60	45.4	37.12	17.48	8.07	0.63	0.69	10.72	16.59	1.553
60-80	48.96	36	15.04	8.22	0.57	0.62	10.06	14.96	0.60
80-100	52.41	36.54	11.05	8.17	0.46	0.57	11.37	13.12	1.95

4.2. Deneme Alanlarındaki Topraklarda Profil Boyunca Sıcaklık Değişimleri

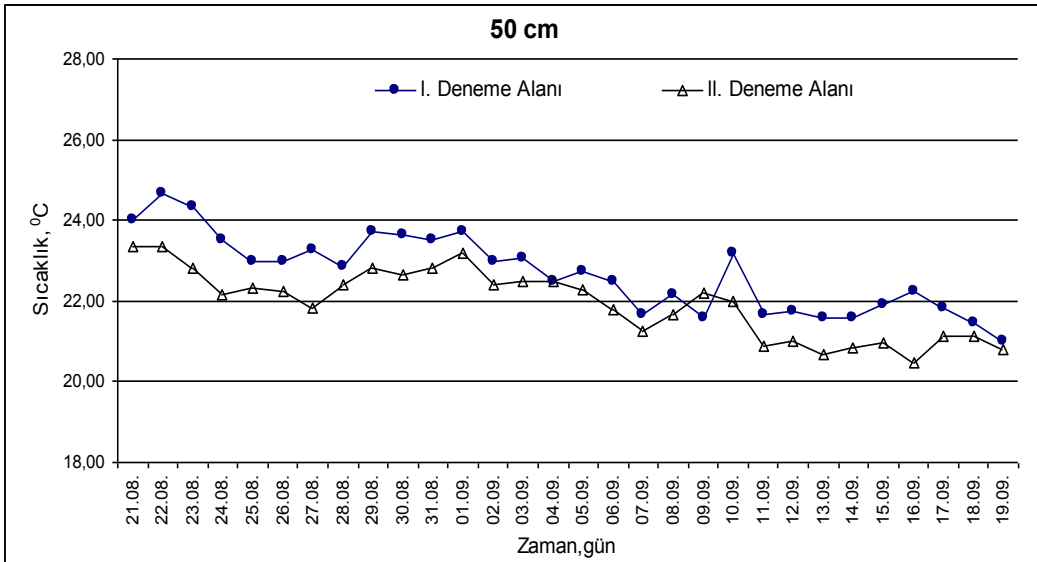
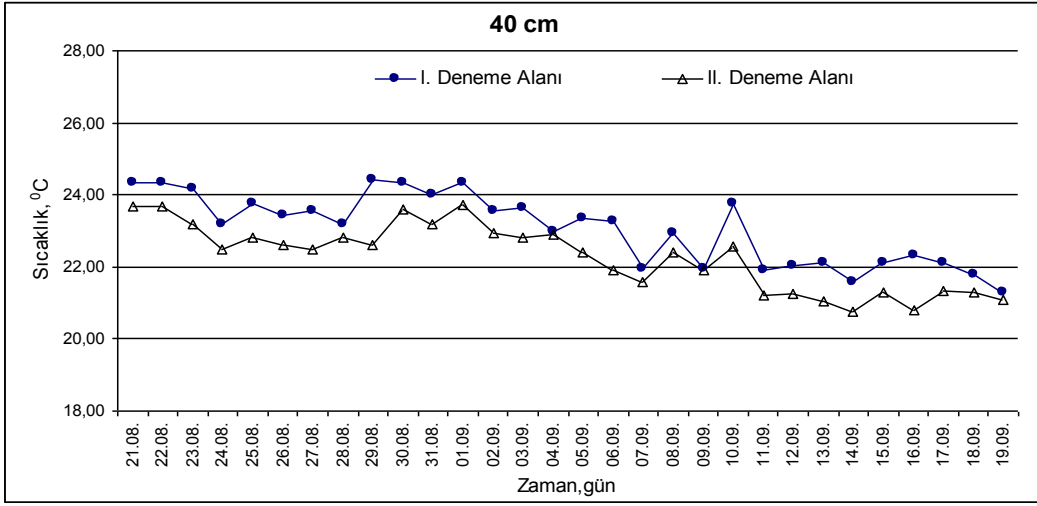
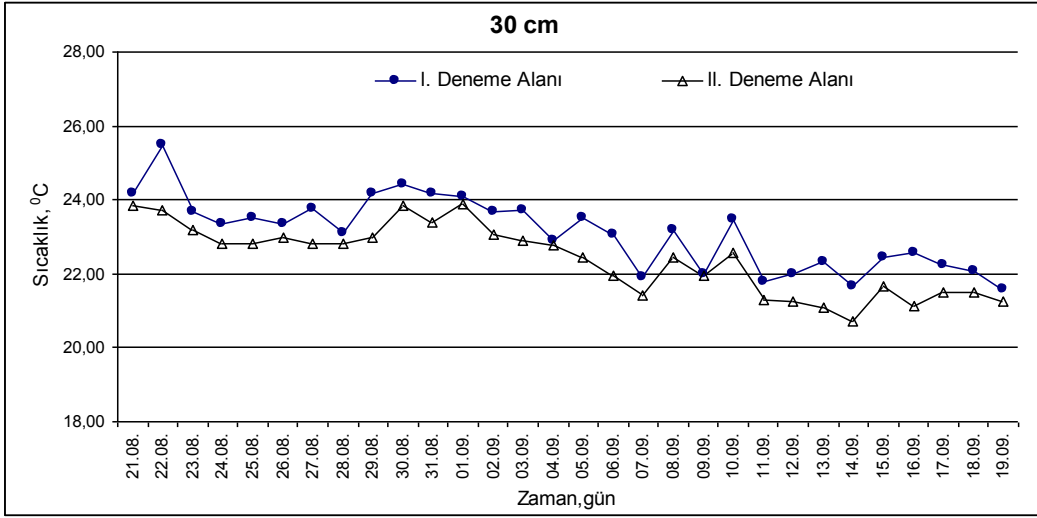
Deneme alanlarındaki topraklarda profil boyunca sıcaklık değişimleri Şekil 4.1' de verilmiştir. Çim örtüsü ile kapalı açık arazide yerleşen I. deneme alanı toprağının 0-50 cm katmanında 7⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ saatlerinde sıcaklık değerleri sırasıyla 16.5-24.0 °C; 21.0-34.0 °C; 19.5-27.0 °C, 60-100 cm katmanında ise sırasıyla 19.1-23.0 °C; 21.0- 25.5 °C; 19.2-25.0 °C arasında değişmektedir.

Şeftali bahçesinde ağaçların gölgeleme yaptığı arazide yerleşen II. deneme alanı toprağının 0-50 cm katmanında 7⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ saatlerinde sıcaklık değerleri sırasıyla 16.5-23.0 °C; 19.0-27.5 °C; 19.0-24.8 °C, 60-100 cm katmanında ise sırasıyla 18.9-22.0 °C; 19.2- 24.5 °C; 19.0-24.0 °C arasında değişmektedir.

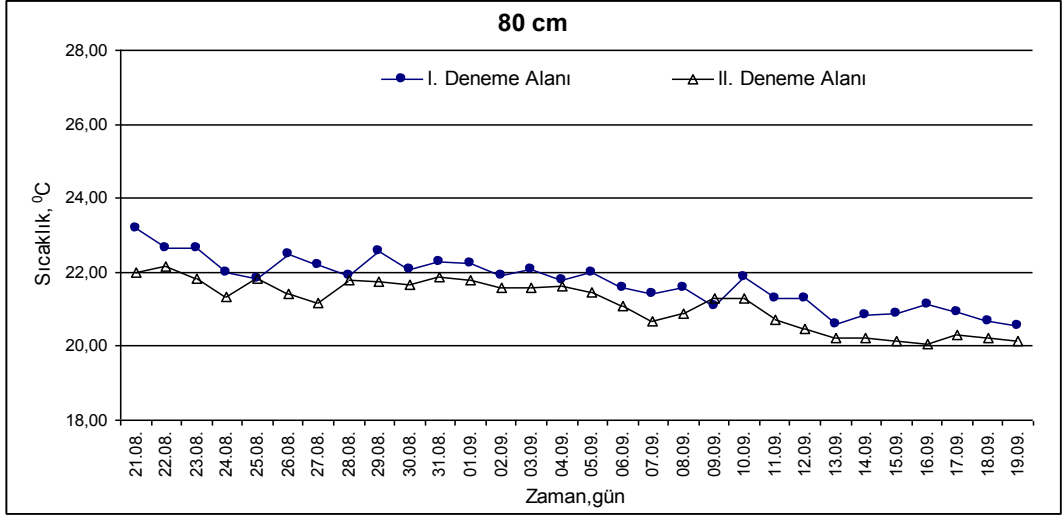
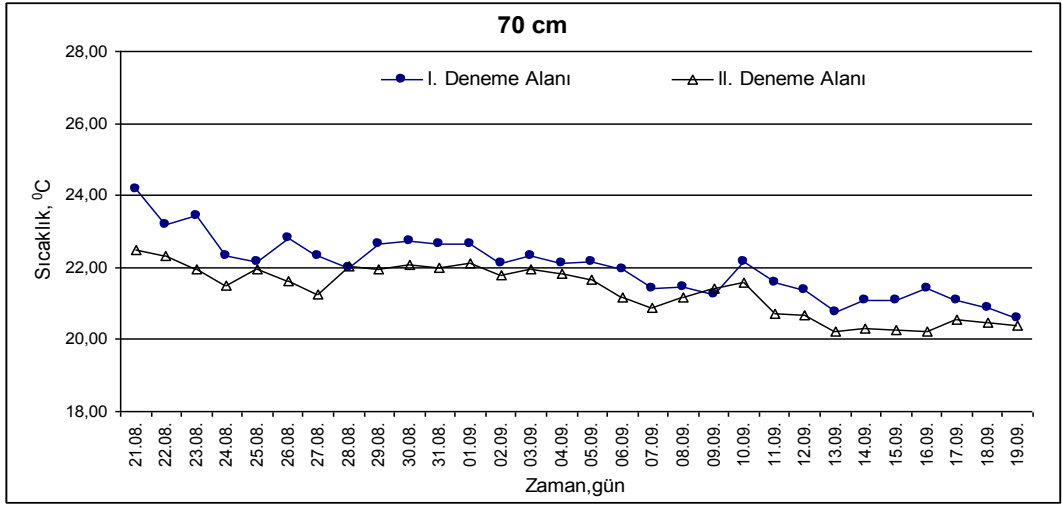
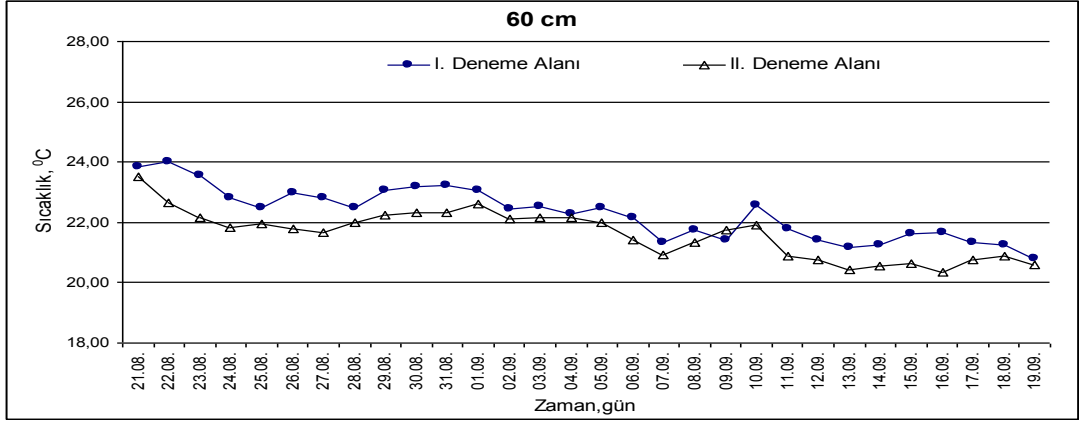
Genel olarak her iki deneme alanı topraklarının katmanlarındaki sıcaklık değişimleri dar aralıklarda olup, aşağı katmanlara doğru (>50 cm) bu değişimler daha fazla azalmaktadır. Sıcaklık değişimlerinin dar aralıkta olmasının nedeni, sıcaklığı etkileyen diğer faktörlerle (topraktaki fiziksel, kimyasal, biyolojik olaylar, iklim koşulu) beraber her iki deneme alanındaki toprak yapısının genellikle homojen olması olabilir. I. deneme alanı ile karşılaştırıldığında II. deneme alanındaki sıcaklık değerlerinin nispeten az olmasının nedenlerinden biride, gölgeleme, bitki (şeftali) köklerinin toprakta yaptığı mekanik etki sonucu toprak gözenekliğinin artmasıdır.



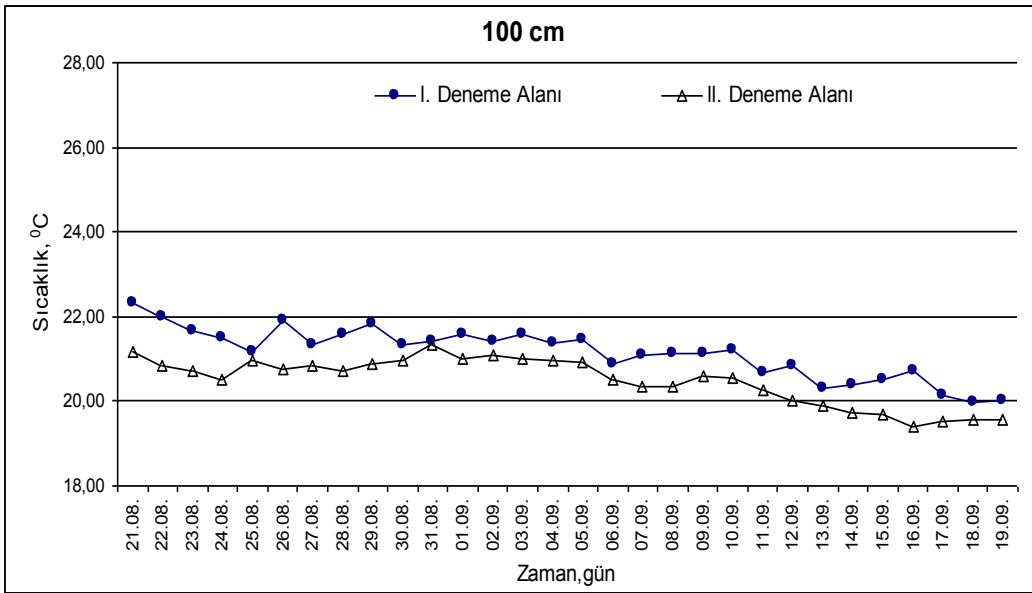
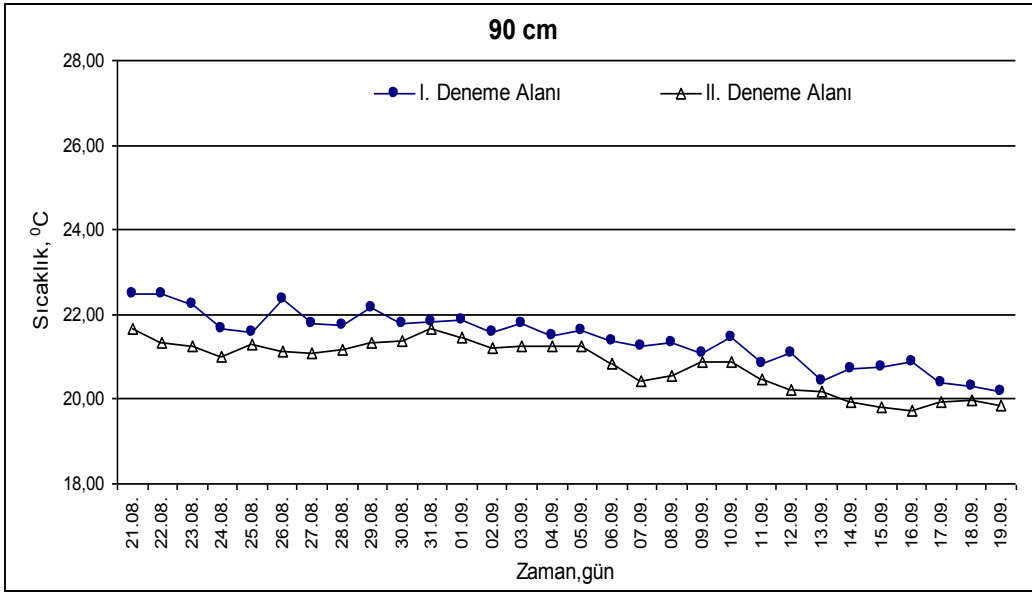
Şekil 4.1. Deneme Alanı Topraklarının Farklı Derinliklerindeki Sıcaklık Değerleri



Şekil 4.1. Deneme Alanı Topraklarının Farklı Derinliklerindeki Sıcaklık Değerleri



Şekil 4.1 (devam) Deneme Alanı Topraklarının Farklı Derinliklerindeki Sıcaklık Değerleri



Şekil 4.1 (devam) Deneme Alanı Topraklarının Farklı Derinliklerindeki Sıcaklık Değerleri

4.3. Toprak Sıcaklığı Parametrelerinin Değerlendirilmesi

Araştırma döneminde deneme alanlarında toprak profili boyunca ölçülen sıcaklıklara göre belirlenmiş ortalama ve maksimum sıcaklık değerleri Çizelge 4.3 ve 4.4'de verilmiştir. Ortalama sıcaklık değerlerinin hesaplama hatası (%0.512-4.840) düşük düzeydedir. Görüldüğü gibi, her iki deneme alanı topraklarının 0-50 cm katmanında ortalama ve maksimum sıcaklık değerleri aşağı katmanlarla (60-100 cm)

karşılaştırdıkta daha fazladır. Siltli tınlı, tınlı ve kumlu tınlı bünyeye sahip olan araştırma topraklarının alt katmanlarında ısınma ve soğuma olaylarının çabuk gerçekleşmesi, rutubet değerlerinin artması (Gülser ve ark., 2003), sıcaklığın aşağı katmanlardaki değişiminin az olmasına sebep olan faktörlerden biridir. Toprak katmanlarının pratik olarak homojen olması, aşağı katmanlara gelen sıcaklık miktarının azlığı, gözenekliliğin nispeten fazla olması vb. aşağı katmanlarda sıcaklık değerleri arasındaki farkın düşük seviyede olmasına etki yapan faktörlerdendir.

Çizelge 4.3. I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Ortalama (T) ve Maksimum (T_m) Sıcaklık (°C) Değerleri (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, cm	Zaman, saat														
	07:00					12:00					18:00				
	T	σ	V, %	P, %	T _m	T	σ	V, %	P, %	T _m	T	σ	V, %	P, %	T _m
0	19.47 ± 0.282	1.544	7.929	1.448	21.5	28.40 ± 0.495	2.713	9.552	1.744	34.0	23.41 ± 0.339	1.862	7.952	1.451	27.0
10	20.19 ± 0.264	1.448	7.172	1.310	23.0	26.93 ± 0.312	1.711	6.352	1.159	30.0	23.26 ± 0.274	1.503	6.462	1.179	26.0
20	20.66 ± 0.227	1.243	6.017	1.099	23.0	26.03 ± 0.262	1.440	6.253	1.141	29.0	23.14 ± 0.252	1.383	5.977	1.091	26.0
30	21.37 ± 0.215	1.179	5.512	1.007	23.0	25.25 ± 0.211	1.157	4.582	0.836	28.0	22.94 ± 0.222	1.217	5.305	0.968	25.5
40	21.37 ± 0.217	1.190	5.568	1.017	24.0	24.94 ± 0.192	1.055	4.230	0.772	26.5	22.86 ± 0.218	1.199	5.245	0.957	25.0
50	21.21 ± 0.197	1.078	5.082	0.928	24.0	24.30 ± 0.175	0.963	3.962	0.723	26.0	22.54 ± 0.244	1.341	5.949	1.086	25.5
60	21.01 ± 0.165	0.905	4.306	0.786	23.0	23.71 ± 0.149	0.821	3.462	0.632	24.8	22.16 ± 0.214	1.175	5.303	0.968	25.0
70	20.87 ± 0.158	0.868	4.159	0.759	23.0	23.31 ± 0.157	0.864	3.706	0.677	25.5	21.82 ± 0.189	1.040	4.765	0.87	24.0
80	20.71 ± 0.129	0.711	3.433	0.626	22.0	22.95 ± 0.132	0.726	3.163	0.577	24.0	21.50 ± 0.164	0.901	4.190	0.765	23.5
90	20.57 ± 0.107	0.588	2.858	0.521	21.5	22.46 ± 0.136	0.748	3.330	0.607	23.8	21.24 ± 0.156	0.858	4.038	0.737	23.0
100	20.47 ± 0.104	0.575	2.808	0.512	21.5	22.04 ± 0.125	0.685	3.107	0.567	23.2	20.93 ± 0.147	0.809	3.865	0.705	23.0
Ortalama	20.72 ± 0.188	1.030	4.986	0.910	22.7	24.57 ± 0.213	1.171	4.700	0.858	26.8	22.35 ± 0.220	1.208	5.368	0.980	24.9

Çizelge 4.4. II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Ortalama (T) ve Maksimum (T_m) Sıcaklık (°C) Değerleri (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, cm	Zaman, saat														
	07:00					12:00					18:00				
	T	σ	V, %	P, %	T _m	T	σ	V, %	P, %	T _m	T	σ	V, %	P, %	T _m
0	19.35 ± 0.254	1.390	7.184	1.312	22.0	24.73 ± 0.347	1.901	7.686	1.403	27.5	22.53 ± 0.268	1.472	6.533	1.192	24.5
10	20.26 ± 0.251	1.372	6.771	1.236	22.5	24.54 ± 0.249	1.368	5.573	1.017	27.0	22.72 ± 0.250	1.373	6.043	1.103	24.8
20	20.83 ± 0.241	1.321	6.342	1.158	23.0	24.13 ± 0.220	1.210	5.013	0.915	26.0	22.57 ± 0.221	1.214	5.378	0.981	24.5
30	21.12 ± 0.219	1.199	5.678	1.042	23.0	23.70 ± 0.188	1.032	4.353	0.794	25.0	22.39 ± 0.226	1.242	5.547	1.012	24.5
40	21.20 ± 0.195	1.069	5.043	0.921	23.0	23.47 ± 0.175	0.962	4.099	0.748	25.0	22.19 ± 0.218	1.195	5.384	0.983	24.5
50	20.95 ± 0.167	0.912	4.353	0.795	22.5	23.00 ± 0.171	0.937	4.073	0.743	24.5	21.87 ± 0.192	1.055	4.823	0.880	24.0
60	20.75 ± 0.152	0.836	4.183	0.763	22.0	22.57 ± 0.157	0.864	3.827	0.698	24.5	21.54 ± 0.177	0.973	4.516	0.824	24.0
70	20.56 ± 0.139	0.764	3.715	0.678	21.5	22.15 ± 0.130	0.716	3.232	0.59	23.0	21.35 ± 0.168	0.925	4.332	0.790	23.0
80	20.45 ± 0.129	0.711	3.476	0.634	21.5	21.95 ± 0.130	0.717	3.266	0.596	23.0	21.09 ± 0.150	0.823	3.902	0.712	22.5
90	20.27 ± 0.125	0.690	3.404	0.621	21.8	21.51 ± 0.121	0.668	3.105	0.566	22.5	20.71 ± 0.123	0.679	3.278	0.598	22.0
100	20.01 ± 0.113	0.619	3.093	0.564	21.5	21.06 ± 0.114	0.626	2.972	0.542	21.5	20.43 ± 0.121	0.664	3.250	0.593	21.5
Ortalama	20.52 ± 0.181	0.989	4.840	0.884	22.2	22.98 ± 0.188	1.000	4.291	0.783	24.5	21.76 ± 0.192	1.056	4.817	0.879	23.6

Burada, T - katmanlardaki ortalama sıcaklık, °C; T_m - katmanlardaki maksimum

sıcaklık, °C; $\sigma = \sqrt{\frac{(T - T_i)^2}{n - 1}}$ - ortalama standart sapma; T_i - katmanlardaki sıcaklık,

°C; $V = \frac{\sigma}{T} 100$ - varyans katsayısı, %; $P = \frac{V}{\sqrt{n}}$ - hata, %; n - gün sayısı.

Deneme alanlarında toprak profili boyunca amplitüt ve ısısal yayılım katsayılarının değerleri, sırasıyla $A = T_m - T$ ve (17) ifadeleri kullanılarak hesaplanmış ve elde edilen değerler Çizelge 4.5 ve 4.6'da verilmiştir. Toprak yüzeyinde amplitüt değerleri ölçüm saatlerinde I. deneme alanında 2.03-5.6 °C, ≥ 10 cm derinlikte ise 0.93-3.07°C aralığında değişmektedir. II. deneme alanında ise bu değişimler sırasıyla 1.97-2.77°C ve 0.94-2.46°C aralıklarında gerçekleşmiştir.. Her iki deneme alanında aşağı katmanlarda ortalama sıcaklık değerlerinin ve sıcaklık değişiminin düşük olması amplitüt azalmasına önemli etki yapmaktadır. I. deneme alanı ile karşılaştırıldığında, II. deneme alanı toprağının aşağı katmanlarında sıcaklık değerleri düşük olduğundan amplitütün azalması genellikle daha fazladır.

Isısal yayılım katsayısı değerlerinin saat 12⁰⁰'da diğer ölçüm zamanlarına göre düşük olmasının sebebi deneme alanlarında toprak profili boyunca maksimum sıcaklığın, dolayısıyla amplitütün yüksek olmasından kaynaklanmış olabilir. Toprağın alt katmanlarındaki (>50 cm) sıcaklık genellikle yüzey katmanlarına göre daha az değişim gösterdiği için günün farklı zamanlarında ısısal yayılım katsayıları da üst katmanlara göre daha yüksek olmaktadır (Özbek ve ark., 2001). II. deneme alanındaki sıcaklık değişiminin az olması, saat 18⁰⁰'da soğuma olayının hızla gerçekleşmesi, toprak rutubetinin fazlalığı ısısal yayılım katsayısının yüksek olmasına neden olmaktadır. Genel olarak, deneme topraklarının ısısal yayılım katsayıları sıcaklık değişimine ve başka iklimsel özelliklere, bitki örtüsüne, zamana, toprak özelliklerine (önemli düzeyde fiziksel özelliklere) bağlıdır.

Çizelge 4. 5. I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Amplitütün (A, °C) ve Isısal

Yayınım Katsayısının ($a, \text{cm}^2 \text{san}^{-1}$) Değişimi (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, cm	Zaman, saat					
	07: 00		12:00		18:00	
	A	a	A	a	A	a
0	2.03	0.0000	5.60	0.0000	3.59	0.0000
10	2.81	0.0344	3.07	0.0101	2.74	0.0498
20	2.34	0.7198	2.97	0.0361	2.86	0.2813
30	1.63	0.6792	2.75	0.0647	2.56	0.2861
40	2.63	0.8672	1.56	0.0356	2.14	0.2173
50	2.79	0.8984	1.70	0.0639	2.96	2.4401
60	1.49	1.3680	1.09	0.0489	2.84	2.3823
70	1.43	1.4507	2.19	0.2020	2.18	0.7157
80	1.29	1.1315	1.05	0.0830	2.00	0.6796
90	0.93	0.4831	1.34	0.1439	1.76	0.5793
100	1.03	0.7895	1.16	0.1466	2.07	1.1988
Ortalama	1.86	0.8422	2.23	0.0835	2.52	0.8830

Çizelge 4.6. II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Amplitütün (A, °C) ve Isısal Yayınım Katsayısının ($a, \text{cm}^2 \text{san}^{-1}$) Değişimi (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, cm	Zaman, saat					
	07: 00		12:00		18:00	
	A	a	A	A	A	A
0	2.65	0.0000	2.77	0.0000	1.97	0.0000
10	2.24	0.1286	2.46	0.2580	2.08	1.2310
20	2.17	0.3640	1.87	0.0942	2.13	2.3840
30	1.88	0.2776	1.30	0.0572	2.21	2.4750
40	1.80	0.3887	1.53	0.1650	2.31	2.2939
50	1.55	0.3159	1.50	0.2415	2.43	2.0630
60	1.25	0.2317	1.93	1.0021	2.46	2.6516
70	0.94	0.1658	0.85	0.1276	1.45	1.8960
80	1.05	0.2714	1.05	0.2472	1.41	2.0795
90	1.53	0.9757	0.99	0.2781	1.29	1.6422
100	1.49	1.0962	0.44	0.1074	1.07	0.9755
Ortalama	1.69	0.4216	1.52	0.2578	1.89	1.9692

(15) ve (14) ifadelerine bağlı olarak, deneme topraklarının farklı derinliklerinde sırasıyla sönme derinliği ve toprak yüzeyindeki maksimum (minimum) sıcaklığın toprak derinliklerindeki gecikme zamanı belirlenmiş ve elde edilen sonuçlar Çizelge 4.7 ve 4.8’de sunulmuştur. Deneme alanları topraklarında saat 12⁰⁰’da sıcaklık değerleri yüksek, dolayısıyla ısısal yayılım katsayısı düşük olduğundan; saat 07⁰⁰ ve 18⁰⁰ ile karşılaştırıldığında sönme derinliği düşük, gecikme zamanı ise yüksek olmaktadır. Sönme derinliği sıcaklık dalgalarının amplitütüne ve derinliğe; gecikme zamanı ise amplitüt ve zamana bağlı olarak deneme topraklarının aşağı katmanlarına doğru genellikle artmaktadır. Toprağın aşağı katmanlarına doğru ısısal yayılım katsayısı artmakta, sıcaklık dalgalarının frekans sayısı azalmakta,

ısınma ve soğuma süreçleri çabuk gerçekleşmemekte ve bunlara bağlı olarak da derinlik arttıkça sıcaklığın sönme derinliği artış göstermektedir. Sıcaklık amplitütlerinin aşağı katmanlara doğru azalmasına bağlı olarak maksimum (minimum) sıcaklık değerleri derinliğin artmasıyla geç ortaya çıktığından, gecikme zamanı alt katmanlara doğru geniş olmayan aralıkta artmaktadır. Deneme alanı topraklarında farklı sıcaklıkların oluşumu ve bitki örtüsü, toprak katmanlarının farklı fiziksel ve kimyasal özellikleri sönme derinliği ve gecikme zamanlarının farklı olmasına neden olan faktörlerdendir.

Çizelge 4. 7. I. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Sönme Derinliği (S_d , m) ve Maksimum Sıcaklığın Gecikme Zamanının (t, saat) Değerleri (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, Cm	Zaman, saat					
	07: 00		12:00		18:00	
	S_d	t	S_d	T	S_d	t
0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.31	1.24	0.17	2.29	0.37	1.03
20	1.41	0.54	0.32	2.43	0.88	0.87
30	1.37	0.84	0.42	2.72	0.89	1.29
40	1.54	0.99	0.31	4.88	0.77	1.98
50	1.57	1.22	0.42	4.56	2.59	0.74
60	1.94	1.18	0.37	6.25	2.56	0.90
70	2.00	1.34	0.75	3.59	1.40	1.91
80	1.76	1.73	0.48	6.40	1.37	2.24
90	1.15	2.98	0.63	5.47	1.26	2.72
100	1.47	2.59	0.64	6.02	1.82	2.10
Ortalama	1.45	1.47	0.45	4.46	1.39	1.58

Çizelge 4. 8. II. Deneme Alanında Toprak Profili Boyunca Sönme Derinliği (S_d , m) ve Maksimum Sıcaklığın Gecikme Zamanının (t, saat) Değerleri (21.08.-19.09.2011)

Derinlik, Cm	Zaman, saat					
	07: 00		12:00		18:00	
	S_d	t	S_d	T	S_d	T
0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
10	0.60	0.64	0.84	0.45	1.84	0.21
20	1.00	0.76	0.51	1.50	2.56	0.30
30	0.87	1.31	0.40	2.89	2.61	0.44
40	1.03	1.48	0.67	2.27	2.51	0.61
50	0.93	2.05	0.82	2.34	2.38	0.80
60	0.80	2.87	1.66	1.38	2.70	0.85
70	0.68	3.96	0.59	4.51	2.28	1.17
80	0.86	3.54	0.82	3.71	2.39	1.28
90	1.64	2.10	0.87	3.93	2.13	1.62
100	1.74	2.20	0.54	7.03	1.64	2.33
Ortalama	1.01	2.09	0.77	3.00	2.30	0.96

4.4. Teorik ve Deneysel Toprak Sıcaklığı Değerlerinin Karşılaştırılması

Modelleme yönteminin kullanılmasında, modelin uygulanabilirliğinin tespiti açısından deneysel ve teorik değerlerin karşılaştırılması önemli aşamalardan biridir. Bu nedenle, 27.08-30.08.2011 tarihleri arasında 07⁰⁰, 12⁰⁰, 18⁰⁰ saatlerindeki günlük ortalama sıcaklık değerlerinden ve toprağın (9) temel ısı taşınımı denkleminin (10) sınır koşuluna göre elde edilen (11) çözümü kullanılarak deneme alanlarında toprakların 0, 20, 50, 100 cm derinliklerinde ki deneysel ve teorik sıcaklık değerleri karşılaştırılmıştır. Aynı zamanda, deneme alanlarındaki toprakların sıcaklık değişimini sürekli olarak ifade eden $T(x,t)$ eğrisi yapılmıştır. Elde edilen sonuçlar Şekil 4.2-4.5' de gösterilmiştir.

Şekil 4.2'den görüldüğü gibi, I. deneme alanı toprağının yüzeyinde (0 cm) sıcaklığın ölçüm değerleri 20.00-30.50 °C; hesaplanan değerler ise 25.27-30.50°C arasında değişmektedir. Ölçüm ve hesaplanan sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata $\left(\frac{|T_{ölç.} - T_{hes.}|}{T_{hes.}} \right)$ 0.089 olmaktadır. II. deneme alanında ise bu değerler sırasıyla 19.50-26.00 °C ve 23.16-26.36°C arasında değişmekte olup, ortalama nispi hata 0.088'dir. Bitki örtüsü II. deneme alanı toprağında ölçüm ve hesaplanan sıcaklık değerlerinin nispeten dar aralıkta değişimine neden olmaktadır.

Diğer faktörlerle (yağışın miktarı,yoğunluğu ve dağılımı, toprak nemi, yüzeyde organik katmanların bulunması, taban suyu yüksekliği, toprak rengi, eğimin derecesi ve yönü, denizden yükseklik vb.) beraber (Dinç, Şenol, 1997), ortalama sıcaklık, amplitüt, ortalama hava sıcaklığı ($\approx 25^{\circ}\text{C}$) ve ısısal yayılım deneme alanları topraklarındaki sıcaklık değişimine önemli düzeyde etki yapmaktadır.

deneme alanı toprağının 20 cm derinliğinde ölçülen ve hesaplanan sıcaklık değerler sırasıyla 21.50-28.00°C ve 24.12-26.67°C; II. deneme alanında ise 20.80-26.00

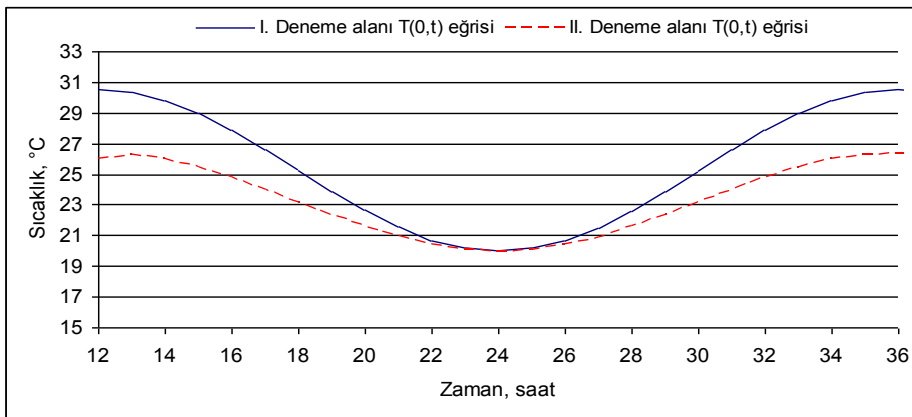
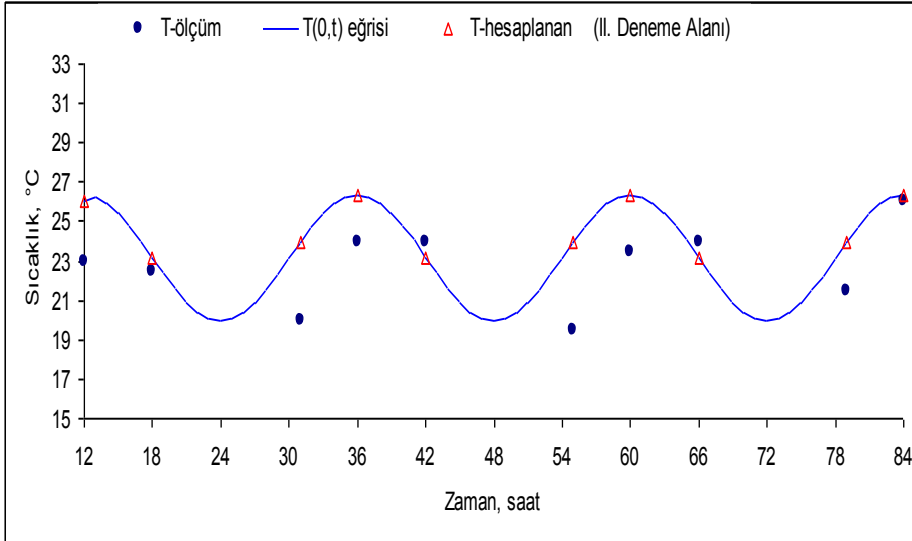
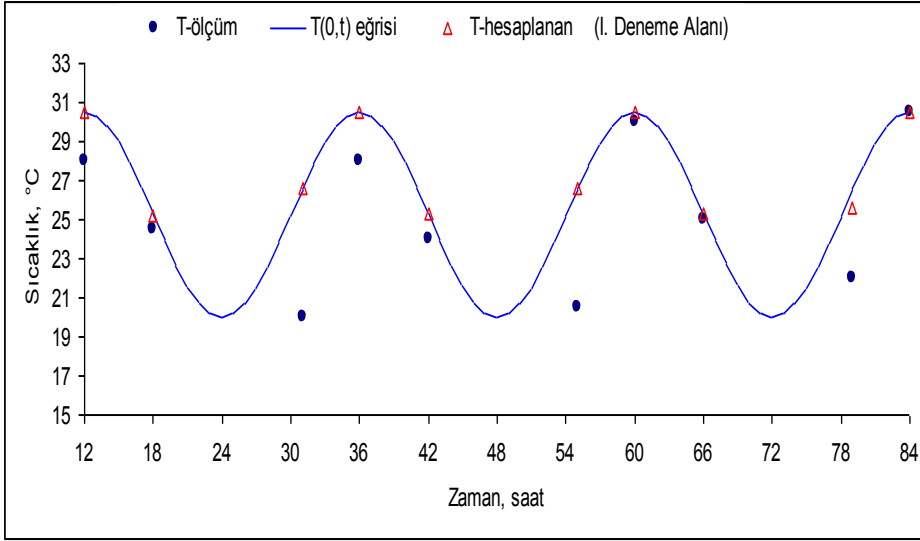
°C ve 23.49-25.62°C aralığında değişmekte, ölçüm ve hesaplanan sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata ise 0.056 ve 0.054 olmaktadır.

Deneme topraklarının 50 cm derinliğinde ölçülen ve hesaplanan sıcaklık değişimleri çok az, 100 cm derinliğinde ise ihmal edilecek düzeyde az olarak, ortalama nispi hatalar 0.015-0.087 aralığında değişmektedir.

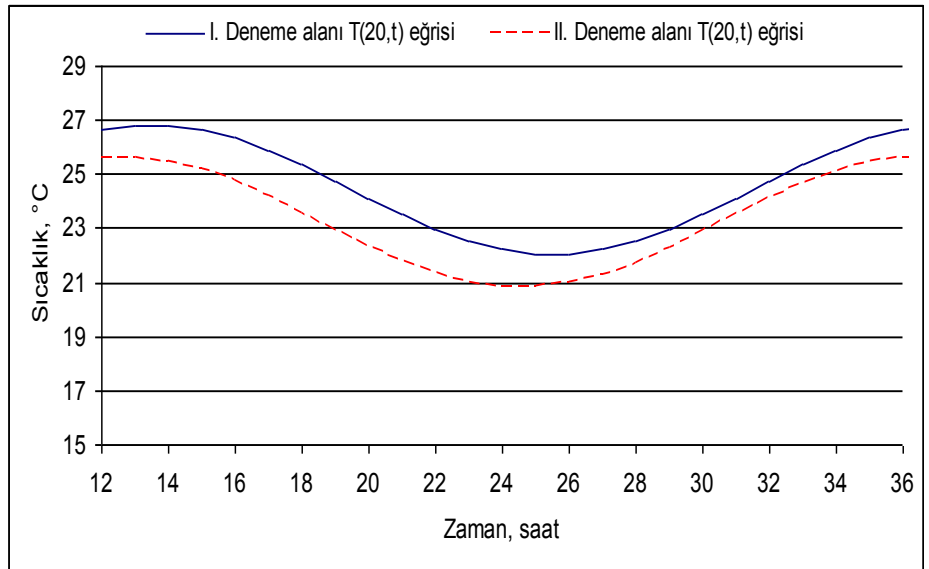
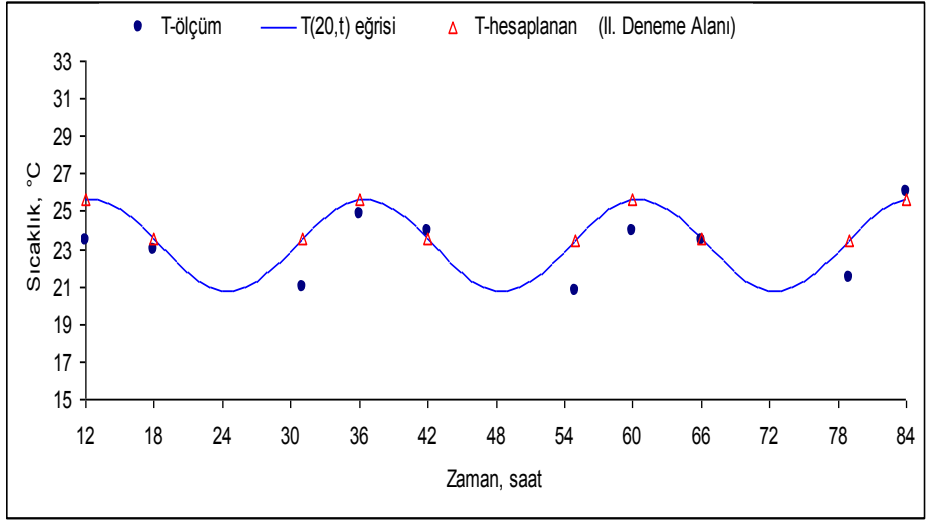
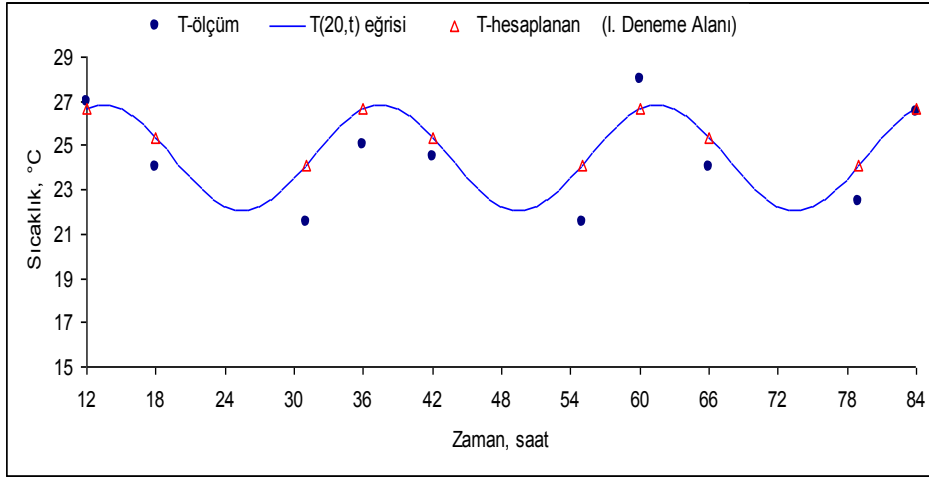
Görüldüğü gibi, toprak yüzeyinde ve toprağın alt katmanlarında periyodik sıcaklık dalgalarının belirlenmesi (11) çözümünün kullanılması ile mümkündür. Toprak yüzey sıcaklığından farklı olarak, toprağın alt katmanlarındaki bu periyodik

dağılımın belirlenmesinde asıl etkili olan faktörler katmana ait ortalama sıcaklık değeri, derinlik ve ısısal yayılım katsayısı olup, her katmanda sıcaklığın belirlenmesinde katmana ait sıcaklık amplitütü, katmanlarda ısısal yayılım katsayısının belirlenmesinde ise aynı yüzey ve her bir katmandaki sıcaklık amplitütü kullanılmaktadır.

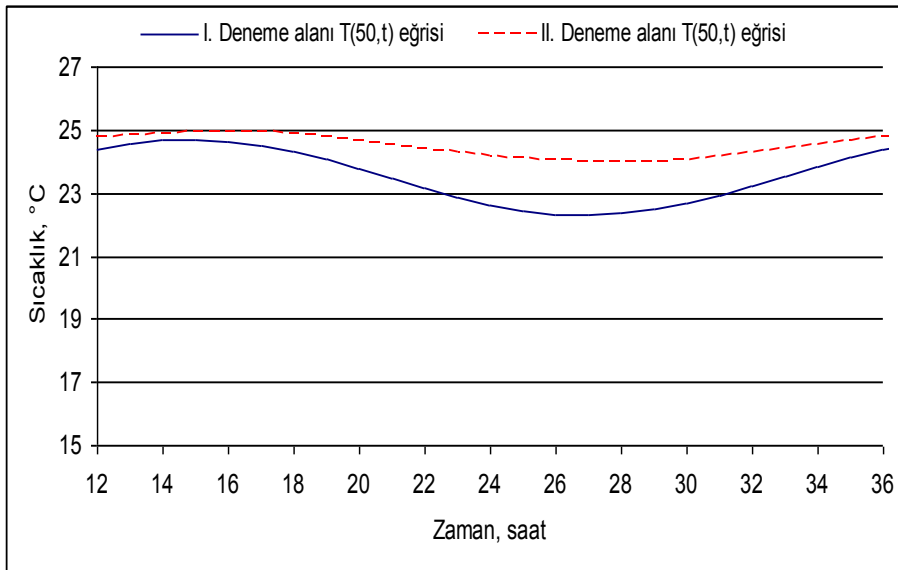
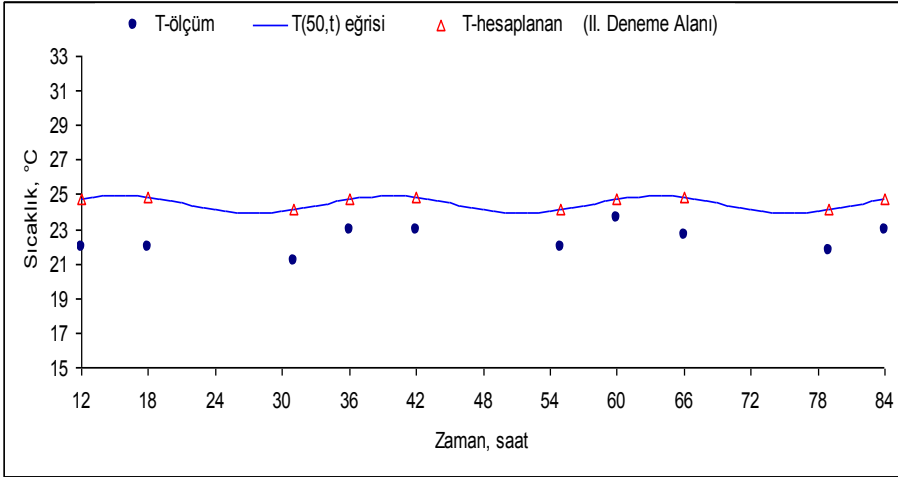
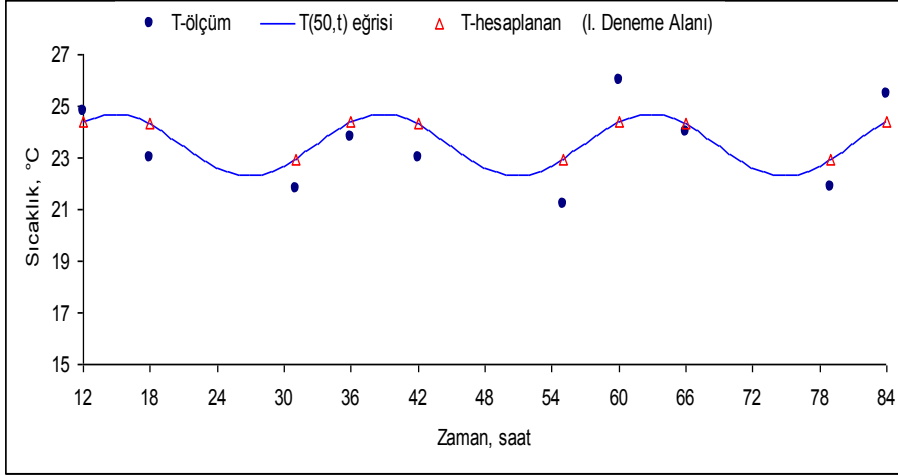
Teorik sıcaklık değerlerinin ve ölçüm değerlerinin karşılaştırılması gösterir ki, (11) ifadesi kısa zaman (≤ 3 gün) aralığında toprak yüzeyinde ve katmanlarındaki periyodik sıcaklık değişimlerini daha iyi ifade etmektedir. Uzun zaman aralığında iklim koşulları gibi faktörler çözümün kullanılabilirliğini zorlaştırmaktadır (Shaogang et.al., 2011). Genel olarak, toprak yüzeyine gelen ısının günlük olarak fazla değişim göstermesi nedeniyle sınır koşulu kesin olarak her zaman harmonik (sinisoidal veya kosnisodal) olmayabilir. Bu nedenle, bu ve benzeri çalışmalar kuru veya kuruya yakın toprakta, ana materyal veya kayada, kapalı toprak alanında sıcaklığın yayılmasına yönelik olup, doğal koşullarda uygulanmaları sınırlıdır. Aynı zamanda topraktaki fazla rutubetin sıcaklık olaylarını zorlaştırması, donma sürecinde ise gizli ısı ayrışması gibi faktörlerin çözümde göz önüne alınması mümkün olmamaktadır (Tihonov ve Samarskiy, 1972; Ekberli ve ark., 2011). Ayrıca, teorik çözümün daha da geliştirilmesi için, arazi çalışmaları ile ısı taşınım parametrelerinin deneysel olarak belirlenmesi ve teorik değerlerle karşılaştırılması gerekir.



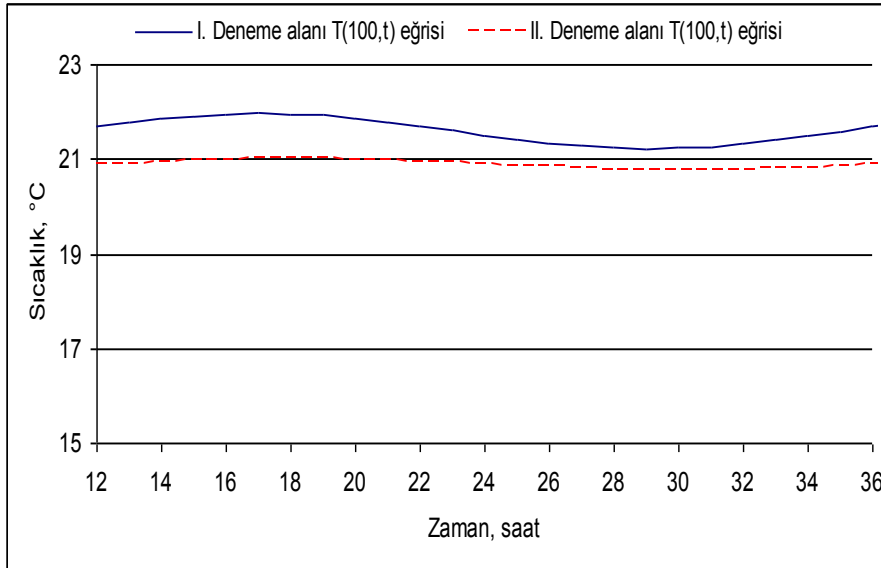
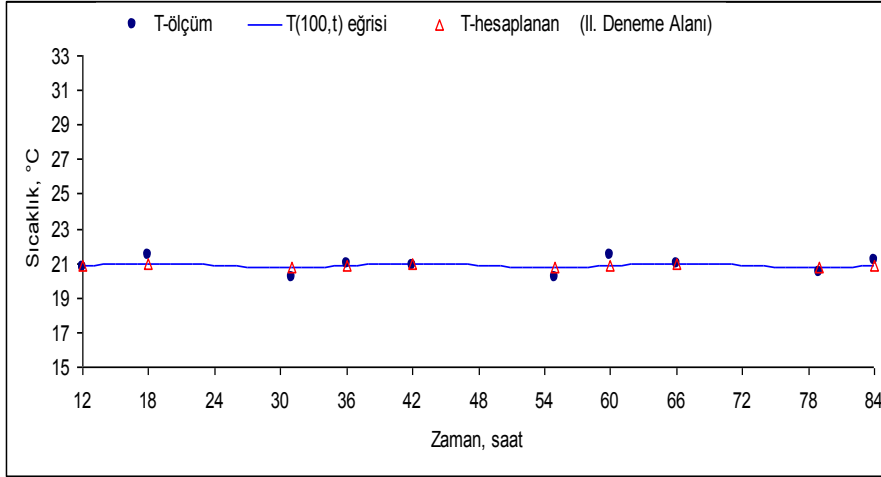
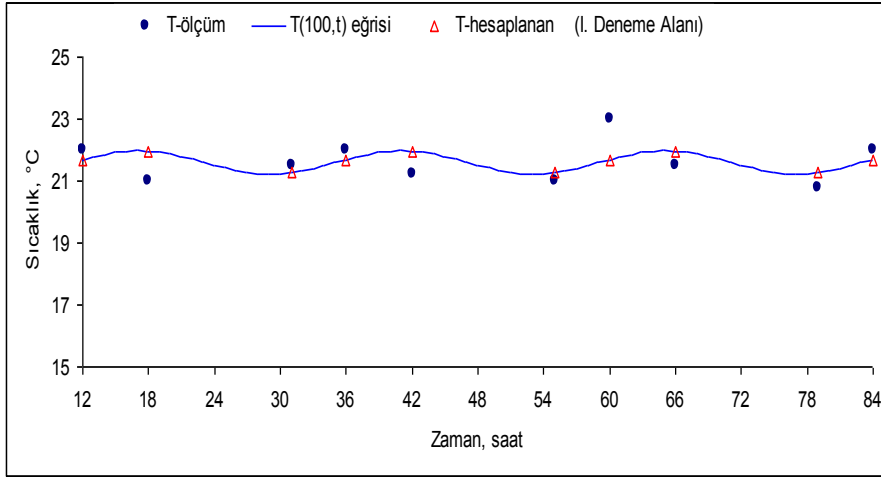
Şekil 4.2. Deneme Alanı Topraklarının 0 cm derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması



Şekil 4.3. Deneme Alanı Topraklarının 20 cm derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması



Şekil 4.4. Deneme Alanı Topraklarının 50 cm derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması



Şekil 4.5. Deneme Alanı Topraklarının 100 cm derinliğinde Ölçülen ve Hesaplanan Sıcaklık Değerlerinin Karşılaştırılması (Ortalama nispi hata 0.025 (I.) ve 0.015 (II.))

5. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Toprakların sıcaklık değişiminin ve toprağın ısı taşınımı denkleminin başlangıç koşulsuz çözümüne dayanarak bazı ısısal parametreleri (maksimum yüzey sıcaklığının toprak profili boyunca gecikme zamanı, sıcaklık dalgalarının sönme derinliği, ısısal yayılım katsayısı) belirlemek, hesaplanmış sıcaklık değerleri ve ölçüm değerlerini karşılaştırılmak için iki farklı deneme alanında sıcaklık ölçümleri yapılmıştır.

Samsun ili Çarşamba ilçesi üretici arazisinde çim örtüsü ile kaplı açık arazide (I. deneme alanı) ve şeftali bahçesinde ağaçların gölgeleme yaptığı arazideki (II. deneme alanı) 100 cm toprak profilinin her bir 10 cm katmanındaki 21 ağustos 19 eylül 2011 tarihleri arasında 7⁰⁰, 12⁰⁰ ve 18⁰⁰ saatlerindeki ölçülen sıcaklık değerleri aşağıdaki aralıklarda değişmektedir:

Toprak yüzeyi sürekli olarak atmosfer olaylarının (yağmur, hava sıcaklığı, rüzgar vb.) etkisi altında bulunduğu ve spesifik adsorpsiyon yeteneğine sahip olduğundan, sıcaklık eğimi (°C/cm) yüksek olup, sıcaklık değerleri geniş aralıkta ve sinisoidal biçimde değişmektedir. Aşağı katmanlarda (> 50 cm) ise sıcaklığın değişim eğrisi doğrusallaşmaktadır. Toprak yüzeyinin kuru, gözeneklerin havayla dolu olması ısı iletiminin aşağıdan yukarıya doğru az olmasına, dolayısıyla bu katmanlarda sıcaklığın yüksek kalmasına neden olan bir faktördür.

Toprakların 0-100 cm derinliğinde günlük ortalama maksimum sıcaklık değerleri ölçüm saatlerinde I. deneme alanında 22.7-26.8 °C, II. deneme alanında ise 22.2-24.5 °C aralığında değişmektedir. Amplitüt değerleri aşağı katmanlara doğru azalmakta, I. deneme alanı toprağının yüzeyinde 2.03-5.60 °C, II. deneme alanında ise 1.97-2.77 °C olmaktadır. 0-100 cm derinlikte günlük ortalama amplitüt değerleri ise deneme alanları topraklarında sırasıyla 1.86-2.52 °C ve 1.52-1.89 °C olarak değişmektedir. Toprakların alt katmanlarında sıcaklık değişimlerinin az olması, amplitüt değerlerinin düşük olmasına neden olmaktadır. I. deneme alanı toprağının 10-100 cm derinliğinde günlük ortalama ısısal yayılım katsayısı 0.0835-0.8830 cm²san⁻¹, II. deneme alanında ise 0.2578-1.9692 cm²san⁻¹ olarak belirlenmiştir.

Sıcaklık eğiminin dengelenmesi durumunda (saat 12⁰⁰) deneme alanı topraklarında ısısal yayılım katsayısı düşüktür. Isısal yayılım katsayısı toprak nemine önemli düzeyde bağlı olduğundan, belirli bir maksimum değere sahip değildir.

Sıcaklık dalgalarının sönme derinliği I. ve II. deneme alanı topraklarında sırasıyla 0.17-2.59 m ve 0.40-2.70 m aralıklarında değişmekte, genellikle aşağı katmanlarda artış göstermektedir. Sönme derinliği, toprak yüzeyi ve farklı derinliklerdeki amplitüt değerlerinin değişimine bağlıdır.

Toprak yüzeyindeki maksimum sıcaklığın gecikme zamanı, alt katmanlarda derinliğe bağlı olarak genellikle fazlalaşmakta, deneme alanı topraklarında uygun olarak 0.54-6.40 saat ve 0.21-7.03 saat aralıklarında değişmektedir. Toprak yüzeyindeki ısının aşağı katmanlara akması için gereken sıcaklık eğimi oluşumunun gecikmesi sonucunda, derin katmanlarda sıcaklığın maksimuma ulaşması daha uzun bir zamanda gerçekleşmektedir. Sıcaklığın minimum değerleri için de benzer durum söz konusu olmaktadır.

Toprağın ısı taşınımı denkleminin çözümüne, deneysel sıcaklık değerleri ve ısısal parametrelere bağlı olarak elde edilen teorik sıcaklık değerleri ile ölçülen sıcaklık değerleri arasındaki ortalama nispi hata 0.015-0.089 aralığındadır.

Deneme alanı topraklarının sıcaklık değerlerinin optimum düzeyde (≈ 20 °C) tutmak için, malçlama, sulama, toprak yüzeyinin fiziksel özelliklerinin iyileştirilmesi vb. yöntemlerle toprak sıcaklık rejiminin kontrolünün yapılması, dolayısıyla toprak sıcaklığının fazla artmasının önlenmesi gerekir.

Toprak sıcaklığının bitki kök bölgesinde yaklaşık olarak homojen dağılmasının oluşumu için, üst katmanlarda ısısal yayılım katsayısının artırılması, alt katmanlarda ise azaltılması gerekmektedir. Toprakların özgül ısısının (C_m , Joule/kgK veya kal/g °C) veya hacimsel ısı kapasitesinin (C_v , Joule/m³K veya kal/cm³ °C) belirlenmesi durumunda, ısısal yayılım katsayısı değerinden kullanılarak ısı iletkenlik katsayısının (λ , watt/m.K) belirlenmesi mümkündür. Sönme derinliğinin artırılması, gecikme zamanının ise azaltılması optimum sıcaklık rejimi için önemli olmaktadır.

Toprağın ısı taşınımı denkleminin çözümünün kısa zaman aralığında, dolayısıyla sıcaklığın günlük tahmininde daha iyi sonuç verebileceği mümkün gözükmemekte, teorik hesaplamada her katmanın ortalama sıcaklığından ve ısısal yayılım katsayısından kullanılması gerekmektedir. Sıcaklığın farklı başlangıç ve sınır koşullarındaki değişimini göz önüne alarak, teorik çözümün daha da

geliştirilmesi; teorik ve hesaplanan değerlerin detayı olarak karşılaştırılması için sürekli ve kısa zaman aralıklarında sıcaklık değerlerinin belirlenmesi konusunda daha geniş araştırmaların yapılması gerekmektedir.

KAYNAKLAR

- Allison, L. E., Moodie, C. D., 1965.** Carbonate. In: C. A. Black et all (ed). Methods of Soil Analysis, Part 2. Agronomy 9:1379-1400. American. Society. Of Argon., Inc., Madison, Wisconsin, USA
- Anonymous, (1984).** Samsun İli Verimlilik Envanteri ve Gübre İhtiyacı Raporu.Yayın No:23, Genel Yayın No:760, Ankara.
- Akalan, İ., 1983.** Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No:878,Ders Kitabı,243 “Toprak Bilgisi”, Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi“Toprak Bölümü”,Ankara Üniversitesi Basım Evi Ankara,346 s.
- Aydın, C., 1997.** Toprak Kolonlarında Sıcaklık Dağılımlarının Bilgisayar Destekli Termometrelerle Ölçülmesi ve Toprakta Sıcaklık Rejiminin Matematiksel Modellenmesi. Ç.Ü., Yüksek Lisans Tezi., Adana. s. 66.
- Bahtiyar, M., 1996.** Toprak fiziği Trakya Üniversitesi Tekirdağ Ziraat Fak. Yayını. Yayın No: 260, Ders Kitabı No: 31, Tekirdağ.
- Bayraklı, F., 1987.** Toprak ve Bitki Analizleri. 19 Mayıs Üniv. Ziraat Fak. Yayınları No: 17, Samsun.
- Black, C.A., 1957.** Soil-Plant Relationships. John Wiley and Sons, Inc., New York
- Bristow K.L., Kluitenberg G.J., Goding C.J.,Fitzgerald T. S.,2001.**A small multi-needle probe for measuring soil thermal properties, water content and electrical conductivity, Computers and Electronics in Agriculture, Vol. 31, Issue 3, May,pp. 265-280
- Brohi ve ark., 1997).**A.R.Aydeniz.A.Karaman.M.R.1997.Toprak verimliliği. (Genişletilmiş2.Baskı)Türk Hava Kurumu Basımevi,Ankara,308 s.(s.215-222)
- Burba G.G.,Verma S.B., 2001.** Prairie growth, PAR albedo and seasonal distribution of energy fluxes,Agricultural and Forest Meteorology, Vol.107,Issue 3, 2 April , pp. 227-240.
- Çepel, N. 1985.** Toprak Fiziği. İ.Ü. Yayın No: 3313, Orman Fakültesi, Yayın No: 374, Matbaa Teknisyenleri Basımevi-İstanbul.
- Chudnovskii A.F., 1976.** Toprakların Isı Fiziği.Moskova, Nauka,353s. (Rusça).
- Cichota, R., Elias, E.A., de Jong van Lier, Q, 2004.** Testing a finite-difference model for soil heat transfer by comparing numerical and analytical solutions. Environmental Modelling & Software, 19: 495–506.
- Demiralay, İ., 1993.** Toprak Fiziksel Analizleri. Atatürk Üniversitesi Ziraat Fakültesi Yayınları No: 143 s 6-51, Erzurum

- De Vries, D. A., 1963.** Thermal properties of soils. in W.R. Van Wijk, (ed) Physics of plant environment, Chap. 7. Amsterdam.
- De Vries D.A.,1975.** Heat transfer in soils. In“Heat and Mass Transfer in the Biosphere.”(D.A. de Vries and N.H.Afgan, eds.), pp.5-28. Scripta Book Co., Washington, D.C.
- Dinç, U., Şenol,S., 1997.** Toprak Etüd ve Haritalama. Ç.Ü. Ziraat Fakültesi Genel Yayın No:161. Ders Kitapları Yayın No: 50. Adana-1997, 235s.
- Dos Santos ve Mendes, 2006; dos Santos, G.H., Mendes, N., 2006.** Simultaneous heat and moisture transfer in soils combined with building simulation. Energy and Buildings, 38: 303–314.
- Ekberli, İ., Gülser, C., Özdemir. N., 2005.** Toprakların Termo-Fiziksel Özellikleri ve Isısal Yayımlım Katsayısının Değerlendirilmesi. O. M. Ü Ziraat Fak. Toprak Bölümü. O. M. Ü Zir. Fak. Dergisi 20 (2): 85-9, Samsun.
- Ekberli, İ., 2006 a.** Determination of Initial Unconditional Solution of Heat Conductivity Equation For Evaluation of Temperature Variance in Finite Soil Layer. J. of Applied Sci., 6(7): 1520-1526.
- Ekberli, İ., 2006 b.** Isı İletkenlik Denkleminin Çözümüne Bağlı Olarak Topraktaki Isı Taşınımına Etki Yapan Bazı Parametrelerin İncelenmesi. O.M.Ü. Zir. Fak. Dergisi, 21(2): 179-189.
- Ekberli, I, 2010.** The Possibility Of Mathematical Model Application In Evaluation Of Underground Water’s Nourishment Via Infiltration. International Soil Science Congress on ”Management of Natural Resources to Sustain Soil Health and Quality”. May 26-28, 2010. Ondokuz Mayıs University, Samsun-Turkey. pp. 793-801.
- Ekberli, İ., Gülser, C., Özdemir, N., 2011.** Toprakta Isı Taşınımının Matematiksel Modellenmesi. Ulusal Toprak ve Su Sempozyumu, 25-27 Mayıs 2011, Ankara, s. 237-243.
- Gerayzade, A. P., 1982.** Toprak sistemlerinde sıcaklık ve nem taşınımı. Baku, Elim,157 s.(Rusça)
- Gerayzade, A. P., 1989.** Toprak bitki atmosfer sisteminde enerji döngüsü. Baku.Elim, 158 s. (Rusça)
- Goldstein, R.J., Ibele, W.E., Patankar, S.V., Simon, T.W., Kuehn, T.H., Strykowski, P.J., Tamma, K.K., Heberlein, J.V.R., Davidson, J.H., Bischof, J., Kulacki, F.A., Kortshagen, U., Garrick, S., Srinivasan, V., Ghosh, K., Mittal R., 2010.** Heat transfer—A review of 2005 literature. International Journal of Heat and Mass Transfer, 53: 4397–4447.
- Gülser, C., Aşkın, T., Özdemir, N., 2003.** Ondokuz Mayıs Üniversitesi Kampus Topraklarının Erozyona Duyarlılıklarının Değerlendirilmesi. . Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesi Dergisi. 18 (1): 1-6.
- Gülser ve Ekberli, 2002; Gülser, C. ve Ekberli, İ., 2002.** Toprak Sıcaklığının Profil Boyunca Değişimi. O.M.Ü. Zir. Fak. Dergisi, 17 (3): 43-47.
- Gülser, C. and Ekberli, İ., 2004.** A comparison of estimated and measured diurnal soil temperature through a clay soil depth. Journal of Applied Sciences. 4 (3): 418-423.

- Haverd ve ark., 2007; Haverd, V., Cuntz, M., Leuning, R., Keith, H., 2007.** Air and biomass heat storage fluxes in a forest canopy: Calculation within a soil vegetation atmosphere transfer model. *Agricultural and Forest Meteorology*, 147: 125–139.
- Hillel, 1982; Hillel, D., 1982.** *Introduction to Soil Physics*. Academic Pres, İnc. San Dieoga, California, USA, 364 p.
- Hillel, D., 1998.** *Environmental Soil Physics*. Academic Press, New York, 771 p.
- Horton, R. and Wieranga. P. J., 1983.** Estimating the soil heat flux from observations of soil temperature near the surface. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 47: 14 - 20.
- İsaçenko V.P., Osipova V.A., Sukomel A.S., 1981.** Isı iletimi. Moskova, Energoizdat, 417s. (s.8-24). (Rusça).
- Ji, X.B., Kang, E.S., Zhao, W.Z., Zhang, Z.H., Jin, B.W., 2009.** Simulation of heat and water transfer in a surface irrigated, cropped sandy soil. *Agricultural Water Management*, 96: 1010–1020.
- Juri, W.A., 1991.** *Soil Physics*. Fifth Edition, John Wiley & Sons, INC, New York, 328 p.
- Kacar, B., 1994.** Bitki ve Toprağın Kimyasal Analizleri III. Toprak Analizleri. A.Ü. Zir.Fak. Eğitim Araş. ve Geliştirme Vak. Yay.No:3. Ankara.
- Kreith ve Black, 1983 Kreith, F., Black, W.Z., 1983.** *Basic Heat Transfer* Mir Press, Moscow, p. 458-470.
- Kohayashi, T., 1993.** The effect of the temperature gradient on the evaporation from bare soils with dry surfaces. Exchange processes at land surface for a range of space and time scales: proceedings of an international symposium held at Yokohama, 13-16 July, 147-153: 14 ref, Japan.
- Koyun, A., Demir, H., Torun, Z., 2009.** Experimental study of heat transfer of buried finned pipe for ground source heat pump applications. *International Communications in Heat and Mass Transfer*, 36: 739–743.
- Kurtener D.A., Chudnovskii A.F., 1979.** Toprakların ısı düzenlemesinde agrometeorolojik temeller Leningrad, Gidrometeoizdat, 231s. (Rusça).
- Liu, B.C., Liu, W., Peng, S.W., 2005.** Study of heat and moisture transfer in soil with a dry surface layer. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 48: 4579–4589
- Lowry, W.P., 1970.** *Weather and Life*. Academic Press, New York, 305 p.
- Mamedov, 1989.** Mamedov R.G., 1989. Azerbaycan SSR topraklarının agrofiziksel özellikleri. Bakü, Elm, 244s. (s.172-192), (Rusça).
- Mihalakakou, G., Santamouris, M., Lewis, J. O. and Asimakopoulos, D. N., 1997.** On the application of the energy balance equation to predict the ground temperature profiles. *Solar Energy*, 60, 3/4, p: 181-190.
- Mihalakakou, G., 2002.** On estimating soil surface temperature profiles. *Energy and Buildings*. 34, p: 251-259.

- Mikailsoy F.D., ve Shein E.V. 2008.** The Modeling and the Forecast of the Temperature Regime of Soils. Mater. of the Int. Conf. of the ‘ Fundamental Achievements in Soil Science, Ecologies, Agriculture on a Way to Innovations’. pp. 307- 309, 22–26 April 2008, Moscow, Russia.
- Marinova, T. K., 1993.** On Determining the Conductivity Coefficient of the Basic Soils in Bulgaria. Bulgarian Journal of Meteorology & Hydrology, No 2 pp.65-69.
- Mika ve ark., 2001). Mika J., Horváth Sz, Makra L.,2001.** Impact of documented land use changes on the surface albedo and evapotranspiration in a plain watershed, Physics and Chemistry of the Earth, Part B:Hydrology, Oceans and Atmosphere, Vol. 26,Issues 7-8, pp. 601-606
- Nerpin ve Chudnovski,1984; Nerpin, S.V., Chudnovskii, A. F., 1984.** Heat and Mass Transfer in the Plant-Soil-Air System. Translated from Russian. Published for USDA and National Sci. Found., Washington, D.S., by Amerind Publishing Co. Pvt. Ltd., New Delhi, India, 355 p.
- Ngo ve Lai, 2009). Ngo, C.C., Lai, F.C., 2009.** Heat transfer analysis of soil heating systems. International Journal of Heat and Mass Transfer, 52: 6021–6027.
- Nouvellon Y., Begue A.,Moran M. S., Lo Seen D.,Rambal S., Luquet D.,Chehbouni G., Inoue Y.,2000.** PAR extinction in shortgrass ecosystems:effects of clumping, sky conditions and soil albedo,Agricultural and Forest Meteorology, Vol.105,Issues 1-3, 20 November, pp. 21-41.
- Olsen, S. R., Sommers, E. L. 1982.** Phosphorus availability indices. Phosphorus soluble in sodium bicarbonate. Methods of Soils Analysis. Part II. Chemical and Microbiological Properties. Editors: A. L. Page, R. H. Miller, D. R. Keeney, p. 404-430.
- Özbek, K., Çakı, M ve Ay, N., 2001.** Pişmiş Toprak Bünyelerde CaO ve Fe₂O₃ ‘in Etkileri. I.Uluslararası Pişmiş Toprak Sempozyumu. Eskişehir, 145-151.
- Özkan, İ., 1985.** Toprak Fiziği. Ankara Üniversitesi Ziraat Fak. Yayınları No: 946,Ders Kitabı: 270, Ankara, s.137- 159.
- Özdemir, N., 1998.** Toprak Fiziği. Ondokuz Mayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesi. Ders Kitabı No:30, 209 s.
- Richards, L.A., 1954.** Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. U.S.Dept. Agr. Handbook 60; 105-106.
- Sarıyev, A.L., Aydın, M., Polat,V., Tuli, A., 1995.**Toprak rutubet karakteristik eğrisi ve toprak-kök sisteminde su akımının matematiksel modellenmesi. Ç. Ü. Z. F. Dergisi, 25.yılı Kuruluş Yılı Özel sayısı, Adana, s. 257- 268.
- Sarıyev, A.L.,1996.** Toprak Sıcaklığının Matematiksel Modellenmesi, Ç.Ü. Z. F. Dergisi, 11,(2), 115-120, Adana.
- Schachtschabel, P., Blume, H.-P., Brümmer, G., Hartge, K.-H., Schwertmann, U., 2001.** Toprak Bilimi (Çevirenler: Özbek, H., Kaya, Z., Gök, M., Kaptan, H.). Ç.Ü. Ziraat Fak. Genel Yayın No: 73, Ders Kitapları Yayın No: A-16, s. 349-361.

- Shaogang, L., John, L.D., Zhengfu, B., 2011.** Improved Soil Temperature Modeling. *Environ Earth Sci.*, 62: 1123-1130.
- Sterling, A.T. and R.D. Jackson, 1986.** Temperature. In: Klute, A. (Ed.), *Methods of Soil Analysis Part 1. Physical and Mineralogical Methods.* Agronomy Monograph No. 9, ASA, SSSA, Madison WI.
- Şeyin, E.V., 2005.** Toprak Fiziği Kursu, Moskova, 2005, 431 s.
- Şeyin, E.V., 2006.** Tarım Fiziği, Moskova, 400 s.
- Taylor, S. A., Ashcroft, G. L., 1972** physical Edaphology: The physics of irrigated and Nonirrigated Soils. W.H. Freeman and Company, San Fransisco.
- Tihonov, A.N., Samarskiy, A. A., 1972.** Uravneniya Matematıçeskoj Fiziki. Nauka Press, Moscow, 735 s (s. 246-250).
- Van Wiyk, W.R and Scholte Ubing, D.W.,1963.** Radiation. In *Physics of Plant Environment*; Van Wijk, W.R., Ed.; North-Holland Publishing Co.: Amsterdam, The Netherlands, 62-101.
- Volobuyev, V. R., 1974.** Vvedeniye v Energetiku Poçvoobrazovaniya (Rusça). Nauka, Moskova, 128 s
- Voronin,1986; Voronin A.D.,1986.** Toprak fiziğinin esasları.İzdatelstvo Moskovskogo Universiteta,246s. (Rusça).
- Wu ve ark., 2007; Wu, C.L., Chau, K.W., Huang, J.S., 2007.** Modelling coupled water and heat transport in a soil–mulch–plant–atmosphere continuum (SMPAC) system. *Applied Mathematical Modelling*, 31: 52–169.
- Yeşilsoy, M. Ş., ve Derici, R., 1979.** Farklı toprak koşullarında yüzey sıcaklığının günlük değışimine bağılı olarak toprak kolonlarındaki sıcaklık dağılımı. II.Ulusal Isı Kongresi, s. 369- 381.
- Yeşilsoy ve Aydın., 1995) Yeşilsoy, M. Ş. ve Aydın, M., 1995.** Toprak Fiziği. Çukurova Üniversitesi Ziraat Fakültesi. Ders Kitabı No: 124, 228 s.
- Zhao, J., Wang, H., Li, X., Dai, C., 2008.** Experimental investigation and theoretical model of heat transfer of saturated soil around coaxial ground coupled heat exchanger. *Applied Thermal Engineering*, 28: 116–125

ÖZGEÇMİŞ

Ad Soyad: Yıldız SARILAR
Doğum Yeri ve Tarihi: Samsun / 1981
Adres: Orta mah. Mezbane cad. No :1
Çarşamba /SAMSUN
E-Posta: alemiderya1@hotmail.com
Lisans: Ondokuzmayıs Üniversitesi Ziraat Fakültesi
Toprak Bölümü