T.C.
KASTAMONU ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
ORMAN MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI

FARKLI ARAZİ KULLANIMLARINDA TOPRAK SOLUNUM DEĞERLERİNİN BELİRLENMESİ

ASHRAF ANWAR SALEM RAGES

DOKTORA TEZİ

DOÇ. DR. MİRAÇ AYDIN

EYLÜL - 2024
KASTAMONU

TEZ ONAYI

Ashraf Anwar Salem RAGES tarafından hazırlanan "**FARKLI ARAZİ KULLANIMLARINDA TOPRAK SOLUNUM DEĞERLERİNİN BELİRLENMESİ**" adlı tez çalışmasının savunma sınavı **12.09.2024** tarihinde yapılmış olup aşağıda verilen jüri tarafından oy birliği / oy çokluğu ile Kastamonu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü **Orman Mühendisliği Ana Bilim Dalı Doktora Tezi** olarak kabul edilmiştir.

Danışman	Doç. Dr. Miraç AYDIN Kastamonu Üniversitesi	.....
Jüri Üyesi	Doç. Dr. Ekrem MUTLU Kastamonu Üniversitesi	.....
Jüri Üyesi	Doç. Dr. İnci Sevinç KRAVKAZ KUŞÇU Kastamonu Üniversitesi	.....
Jüri Üyesi	Prof. Dr. Alaaddin YÜKSEL Bingöl Üniversitesi	.....
Jüri Üyesi	Prof. Dr. Mahmut REİS Kahramanmaraş Sütçü İmam Üniversitesi	.....

Jüri üyeleri tarafından kabul edilmiş olan bu tez Kastamonu Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulunca onanmıştır.

Enstitü Müdürü Doç. Dr. Selçuk MEMİŞ .....

TAAHHÜTNAME

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bütün bilgilerin etik davranış ve akademik kurallar çerçevesinde elde edilerek sunulduğunu; ayrıca tez yazım kurallarına uygun olarak hazırlanan bu çalışmada bana ait olmayan her türlü ifade ve bilginin kaynağına eksiksiz atıf yapıldığını, bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini bildirir ve taahhüt ederim.

Ashraf Anwar Salem RAGES

ÖZET

DOKTORA TEZİ

FARKLI ARAZİ KULLANIMLARINDA TOPRAK SOLUNUM DEĞERLERİNİN BELİRLENMESİ

ASHRAF ANWAR SALEM RAGES

KASTAMONU ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ
ORMAN MÜHENDİSLİĞİ ANA BİLİM DALI
DANIŞMAN:DOÇ. DR. MİRAÇ AYDIN

Kastamonu Üniversitesi'nde yürütülen çalışma, Batı Karadeniz bölgesindeki karaçam ağaçları (*Pinus nigra* Arnold) başta olmak üzere farklı arazi kullanımlarında toprak solunum oranlarının belirlenmesine odaklanılmıştır. Bir yıl boyunca, rastgele blok tasarımı kullanarak dört (4) bloğa bölünmüş on altı (16) alanda toprağın solunum oranları ölçülmüştür. Araştırma metodolojisi toprak solunum oranları, toprak sıcaklığı, toprak nemi ve hava sıcaklığına ilişkin verilerin toplanmasını içermekle birlikte ve bu değişkenler arasındaki ilişkileri değerlendirmek ve farklı orman türleri ve yaşları arasında toprak solunum oranlarındaki farklılıkları belirlemek için istatistiksel analizler yapılmıştır. İstatistiksel analizler CO_2 akışları ile çevresel faktörler arasında anlamlı ilişkiler olduğunu ortaya çıkarmıştır. Çalışmada, CO_2 akışı ile toprak sıcaklığı ve hava sıcaklığı arasında sırasıyla 0,7 ve 0,8 korelasyon katsayılarıyla güçlü pozitif ilişkiler tespit edilmiştir. Toprak nemi ile -0,5 korelasyon katsayısıyla orta derecede negatif bir ilişki gözlendi. Orman yaşları ve türleri arasında toprak CO_2 akışlarını karşılaştıran ANOVA testleri Toprak solunum oranları, orman türüne ($p<0,05$) ve zamana ($p<0,0001$) göre önemli ölçüde farklılık göstermektedir. Ancak her ikisinin birleşik etkilerinde anlamlı bir fark yoktu ($p>0,05$). Orman türlerine göre ortalama toprak solunumu R'ler: Orta Rejenerasyon (IR): 2,94 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, Olgun Plantasyon (MR): 2,60 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, Kontrol (CT): 2,46 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} ve Genç Rejenerasyon (YR): 2,36 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. Çoklu karşılaştırmalar IR'nin YR ve CT'den önemli ölçüde farklı olduğunu ancak MP'den farklı olmadığını ortaya çıkardı. Mevsimlere göre ortalama R'ler: Kış ayları (Aralık'tan Şubat'a): 0,30 ile 0,65 µmol m^2 s^{-1} arasında değişen en düşük ortalama RS, yaz ayları (Haziran'dan Ağustos'a): 4,04 ile 5,42 µmol m^2 s^{-1} arasında değişen en yüksek ortalama RS. Genel olarak tez, farklı arazi kullanımlarındaki toprak solunum oranlarına ilişkin değerli bilgiler sunarak toprak solunum dinamiklerini incelerken orman türü ve yaşı gibi faktörlerin dikkate alınmasının önemini vurgulamaktadır. Çalışmada bulunan ölçüm oranları, ormanlık alanlarda çevre yönetimi ve karbon döngüsü uygulamaları için değerli veriler sunmaktadır.

ANAHTAR KELİMELER: Toprak Solunumu, Toprak Organik Karbonu, Toprak Özellikleri, Ölü Örtü

Eylül 2024, 128 Sayfa

ABSTRACT

PH.D THESIS

DETERMINATION OF SOIL RESPIRATION VALUES IN DIFFERENT LAND USE

ASHRAF ANWAR SALEM RAGES

KASTAMONU UNIVERSITY INSTITUTE OF SCIENCE
DEPARTMENT OF FOREST ENGINEERING
SUPERVISOR:ASSOC. PROF. DR. MİRAÇ AYDIN

The study conducted at the University of Kastamonu focused on determining soil respiration rates in different land uses, particularly in the context of Larch trees (*Pinus nigra* Arnold) in the Western Black Sea region. For one year, we measured soil respiration rates in sixteen (16) plots divided into four (4) blocks using a randomized block design. The research methodology involved collecting data on soil respiration rates, soil temperature, soil moisture, and air temperature, and statistical analyses were performed to assess the relationships between these variables and to determine the differences in soil respiration rates across different forest types and ages. Statistical analyses revealed significant correlations between RS and environmental factors. The study found strong positive relationships between RS and soil temperature, as well as air temperature, with correlation coefficients of 0.7 and 0.8, respectively. A moderate negative relationship was observed with soil moisture, with a correlation coefficient -0.5. ANOVA tests comparing soil RS across forest ages and types revealed significantly different soil respiration rates by forest type ($p<0.05$) and time ($p<0.0001$). However, there were no significant differences in the combined effects of both ($p>0.05$). Average soil respiration RS based on forest types were: intermediate regeneration (IR): 2.94 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, Mature Plantings (MR): 2.60 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}, Control (CT): 2.46 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} and Young Regeneration (YR): 2.36 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}. Multiple-wise comparisons revealed that IR differed significantly from YR and CT but not from MP. Average RS based on seasons were: Winter months (December to February): lowest mean RS ranging from 0.30 to 0.65 µmol m^2 s^{-1}, summer months (June to August): highest mean RS ranging from 4.04 to 5.42 µmol m^2 s^{-1}. Overall, the thesis provides valuable insights into soil respiration rates in different land uses, highlighting the importance of considering factors such as forest type and age when studying soil respiration dynamics. The measurement rates found in the study offer valuable data for environmental management and carbon cycling practices in forested areas.

KEYWORDS: Soil Respiration, Soil Organic Carbon, Soil Properties, Forest Litter

September 2024, 128 Page

TEŞEKKÜR

Bu akademik yolculuğa çıkmam ve doktora tezimi tamamlamam için bana güç, bilgelik ve azim verdiği için Yüce Allah'a çok minnettarım

Doktora tezi çalışmam boyunca rehberliği, desteği ve her konuda yapmış olduğu danışmanlığı için Doç. Dr. Miraç AYDIN'a en derin minnettarlığımı ve teşekkürlerimi sunuyorum.

Ayrıca aileme de derin takdirlerimi ifade etmek isterim, onların hayatımda olmasından dolayı gerçekten minnettarım. Bu zorlu yolculukta sonsuz anlayış ve teşviklerinden dolayı sevgili eşim çocuklarıma özellikle teşekkür ediyorum. Sevgili babama ve anneme teşekkür ve takdirlerimi sunar, onlara sağlık ve uzun ömürler dilerim.

Ayrıca, bu çalışmayı mümkün kılan zamanlarını, bilgilerini ve uzmanlıklarını cömertçe paylaşan herkese, özellikle Prof. Dr. Renato S. Pacaldo'ya, sevgili dostum Randell Keith Amarille'e şükranlarımı sunuyorum. Ayrıca öğretim üyesi Senem GÜNEŞ ŞEN'e de teşekkür ederiz.

ASHRAF ANWAR SALEM RAGES

Kastamonu, 2024

İÇİNDEKİLER

Sayfa

TEZ ONAYI ..... **ii**
TAAHHÜTNAME ..... **iii**
ÖZET ..... **iv**
ABSTRACT ..... **v**
TEŞEKKÜR ..... **vi**
İÇİNDEKİLER ..... **vii**
ŞEKİLLER DİZİNİ ..... **ix**
TABLOLAR DİZİNİ ..... **xi**
HARİTALAR DİZİNİ ..... **xiii**
SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ ..... **xiv**
1. GİRİŞ **1**
1.1 Genel Bilgi 1
1.2 Doğada Karbon Döngüsü 3
1.3 Toprak Solunumu (RS) 5
1.4 Toprak Solunumu ve İklim Değişikliği 7
1.5 Kontrol Edici Faktörler 8
1.5.1 Madde Tedariği ve Ekosistem Verimliliği 9
1.5.2 Sıcaklık 10
1.5.3 Toprak Nemliliği 12
1.5.4 Toprak Oksijeni 14
1.5.5 Azot 15
1.5.6 Toprak Tekstürü 16
1.5.7 Toprak pH'sı 17
1.5.8 Toprak Ölü Örtüsü 17
1.6 Amaçlar 19
2. LİTERATÜR **20**
2.1 İlgili Çalışmalar 20
2.2 Çam Ağaçları 28
2.2.1 Çam Ağaçları Hakkında Genel Bilgi 28
2.2.2 Karaçam (*Pinus nigra* Arnold) 29
2.2.2.1 Doğal yayılışı 30
2.2.2.2 Taksonomi 31
1.1.1.1 Ekolojisi 31
3. MATERYAL VE YÖNTEM **36**
3.1 Araştırma Alanı 36
3.2 İklim 36
3.3 Arazi ve Laboratuvar Yöntemleri 37
3.3.1 Arazi Çalışmaları (Toprak Solunum Ölçümleri) 38
3.3.1.1 Deneysel düzen 41
3.3.2 Laboratuvar Çalışmaları 42
3.3.2.1 Orman ölü örtüsü örneklerinin hazırlanması 44
3.3.2.2 Toprak örneklerinin hazırlanması 44
3.3.2.3 Örneklerdeki nem seviyeleri 45
3.3.2.4 Topraktaki kum, kil ve toz değerlerinin belirlenmesi 46

3.3.2.5 Toprak pH'sının belirlenmesi 47
3.3.2.6 Toprak örneklerinin elektriksel iletkenlik (EC) değerlerinin belirlenmesi 47
3.3.2.7 Toprak organik karbonunun belirlenmesi 48
3.4 İstatistiksel Analizler 49
4. BULGULAR 51
4.1 Toprak Solunumu 51
4.2 Ölçüm Sayısına Göre Dört Bağımsız Bloğun İstatistiksel Analizi 51
4.2.1 Analiz Blok 1 51
4.2.2 Analiz Blok 2 57
4.2.3 Analiz Blok 3 62
4.2.4 Analiz Blok 4 68
4.3 Dört Bloğun Toplam Değerlerinin İstatistiksel Analizi 73
4.3.1 Toprak Solunum Hızları 73
4.3.2 Mevsimsel Değişiklikler ile Toprak Solunumunun Ilişkisi 74
4.3.3 Toprak Sıcaklığı, Toprak Nemi ve Hava Sıcaklığı 75
4.3.4 Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Hava Sıcaklığı ve Toprak Nemi Arasındaki İlişki 77
4.3.5 Toprak Solunumu Tahmin Edici Değişkenleri 79
4.3.6 Toprak Özellikleri 80
4.3.7 Orman Ölü Örtüsü 82
5. TARTIŞMA 84
5.1 Meşcere Çağlarına Göre Toprak Solunumu 84
5.2 Mevsimsel Toprak Solunumu 85
5.3 Farklı Meşcere Tiplerinde Toprak Solunumu 86
5.4 Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Toprak Nem ve Hava Sıcaklığı Arasındaki İlişki 88
5.5 Toprak Özelliklerinin ve Toprak Tekstürünün Toprak Solunumu ile İlişkisi 89
5.6 Orman Ölü Örtüsünün Meşcere Yaşları ile İlişkisi 92
5.7 Toprak Solunumu Modelinin Diğer Modellerle Karşılaştırılması 93
6. SONUÇ VE ÖNERİLER 99
6.1 Nihai Sonuçlar 99
6.2 Öneriler 100
KAYNAKLAR 102
EKLER 119
EK 1. Blok ve Parsellerde Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Toprak Nemi ve Hava Sıcaklığı Değerleri 120
EK 2. Orman Ölü Örtüsü Toplam Karbon Miktarı 125
EK 3. Hacim Ağırlığı (HA), pH, ve EC 126
EK 4. Toprak Organik Maddesi, Organik Karbon ve Toprak Tekstürü 127
ÖZGEÇMİŞ 128

ŞEKİLLER DİZİNİ

Sayfa

Şekil 1.1 Doğanın karbon döngüsü 5
Şekil 2.1 Çalışma alanındaki çamların genel görünümü..... 29
Şekil 2.2 Araştırma alanlarındaki *Pinus nigra* çamlarının genel görünümü..... 29
Şekil 2.3 Çam kabuğu 32
Şekil 2.4 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının kabuğu..... 32
Şekil 2.5 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının bazı tomurcukları 33
Şekil 2.6 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının iğne yaprakları 34
Şekil 2.7 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağacının konileri 35
Şekil 3.1 (PVC) Toprak çemberi..... 41
Şekil 3.2 LI-8100A cihazının genel görünümü..... 42
Şekil 3.3 0-20 cm derinlikte toprak örnekleri 43
Şekil 3.4 Orman ölü örtü örneği toplama çerçevesi 20 cm x 20 cm 43
Şekil 3.5 Orman ölü örtü örneklerinin toplanması..... 43
Şekil 3.6 Hava ve Öğütücü 44
Şekil 3.7 Elek (2-mm)..... 45
Şekil 3.8 Fırının içindeki bazı örnekler..... 45
Şekil 3.9 Elektrikli karıştırıcı..... 47
Şekil 3.10 Hidrometre silindirleri 47
Şekil 3.11 pH ve EC elektrometre..... 48
Şekil 3.12 Kurutma fırını 49
Şekil 3.13 Yanma fırını..... 49
Şekil 4.1 Blok 1 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60..... 53
Şekil 4.2 Blok 1 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon N=60..... 54
Şekil 4.3 Blok 1 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60..... 55
Şekil 4.4 Blok 1'deki farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması 56
Şekil 4.5 Blok1'deki orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması 57
Şekil 4.6 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60..... 58
Şekil 4.7 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki korelasyon N=60 59
Şekil 4.8 Blok 2 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60..... 60
Şekil 4.9 Blok No 2 için farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması 61
Şekil 4.10 Blok 2 için orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması 62
Şekil 4.11 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60..... 63
Şekil 4.12 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki korelasyon. N=60 64

Şekil 4.13 Blok 3 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60 65
Şekil 4.14 Blok 3 için farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması 66
Şekil 4.15 Blok 3 için orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması 67
Şekil 4.16 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon.0 N=60 69
Şekil 4.17 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak nemi arasındaki korelasyon N=60 70
Şekil 4.18 Blok 4 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60 71
Şekil 4.19 Blok 4'te farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması 72
Şekil 4.20 Blok 4'te orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması. 73
Şekil 4.21 Zaman içinde orman türlerinin aylık toprak solunumu değerleri 75
Şekil 4.22 Zaman içinde farklı orman türlerinin toprak sıcaklığı, toprak nemi ve hava sıcaklığı aylık ortalamaları 76
Şekil 4.23 Toprak sıcaklıkları ile toprak karbondioksit üretimi arasındaki ilişkiyi gösteren dağılım grafiği N = 240 77
Şekil 4.24 Hava sıcaklıklarının Toprak CO_2 çıkışı ile ilişkisini gösteren dağılım grafiği, N=240 78
Şekil 4.25 Toprak neminin Toprak CO_2 çıkışı ile ilişkisini gösteren dağılım grafiği N=240 78
Şekil 4.26 RS, TA, TS ve MS arasındaki grafiksel ilişki 79
Şekil 4.27 Çalışma alanlarının orman ölü örtü birikimleri 83

TABLOLAR DİZİNİ

Sayfa

Tablo 3.1 Kastamonu meteoroloji istasyonu ortalama iklim verileri (1930-2018) 37
Tablo 3.2 Farklı orman türlerinin ağaçlarına ait tanımlayıcı ölçümleri 38
Tablo 4.1 Blok 1'in normal dağılım testleri 52
Tablo 4.2 Blok1 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 52
Tablo 4.3 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi 53
Tablo 4.4 CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 54
Tablo 4.5 Blok 1'deki farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi 55
Tablo 4.6 Blok 1'deki farklı orman türleri için CO_2 akışlarına ilişkin ANOVA testi 56
Tablo 4.7 Blok 2'in normal dağılım testleri 58
Tablo 4.8 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 58
Tablo 4.9 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi. 59
Tablo 4.10 CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 59
Tablo 4.11 Blok 2'deki farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi 60
Tablo 4.12 Blok 2'deki farklı orman türleri için CO_2 akışlarına ilişkin ANOVA testi. 62
Tablo 4.13 Blok 3'ün Normal Dağılım Testleri 63
Tablo 4.14 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 63
Tablo 4.15 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi 64
Tablo 4.16 Blok 3 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 65
Tablo 4.17 Blok 3 için farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi 66
Tablo 4.18 Blok 3 için orman türlerindeki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi. 67
Tablo 4.19 Blok 4'ün normal dağılım testleri 68
Tablo 4.20 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 68
Tablo 4.21 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak nemi arasındaki korelasyon testi 69
Tablo 4.22 Blok 4 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi 70
Tablo 4.23 Blok 4'te farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasında ANOVA testi 71
Tablo 4.24 Blok 4'te orman türüne göre CO_2 akışları arasında ANOVA testi 72
Tablo 4.25 Orman türü ve zaman arasındaki ana etkileri ve etkileşim etkilerini gösteren ANOVA (varyans analizi) sonuçları 74
Tablo 4.26 Çalışma alanlarının ortalama yıllık Rs ve kümülatif yıllık Rs hızları 74
Tablo 4.27 Çalışma alanlarının ortalama mikroiklim değerleri 75

Tablo 4.28 Tahmini r-kare, Mallows Cp İstatistikleri, Akaike Bilgi Kriteri ve ortalama standart hata değerleri 80
Tablo 4.29 Çalışma pH, elektriksel iletkenlik (EC), organik madde (OM) ve hacim ağırlığı (BD) 81
Tablo 4.30 Farklı orman türlerinin üst ve alt katmanlarında toprak tekstürel bileşimi 82
Tablo 4.31 Çalışma alanlarının orman ölü örtü birikimleri. 83
Tablo 5.1 Toprak solunumu modellerinin karşılaştırılması. 97

HARİTALAR DİZİNİ

Sayfa

Harita 2.1 Pinus nigra'nın doğal dağılımı 30
Harita 2.2 Türkiye'deki çamların dağılımı 31
Harita 3.1 Kastamonu'nun haritadaki konumu 36
Harita 3.2 Çalışma alanlarının (4 farklı blok) görünümü 39
Harita 3.3 Çalışma alanının (Blok 1) görünümü 40
Harita 3.4 Çalışma alanının (Blok 2) görünümü 40
Harita 3.5 Çalışma alanının (Blok 3) görünümü 40
Harita 3.6 Çalışma alanının (Blok 4) görünümü 41

SİMGELER VE KISALTMALAR DİZİNİ

Simgeler

±	**:** Eksiği veya Fazlası
°	**:** Derece
°C	**:** Santigrat Derece

Kısaltmalar

µmol	**:** Mikromolar
ADP	**:** Adenosin Difosfat
AIC	**:** Akaike Bilgi Kriteri (Akaike Information Criterion)
AMP	**:** Adenilatlar (Adenozin Monofosfat)
ARQ	**:** Görünür Solunum Kotası
AT	**:** Hava Sıcaklığı
ATP	**:** Adenosin Trifosfat
BD	**:** Hacim Ağırlığı (Bulk density)
C	**:** Karbon
CDC	**:** Kapalı Dinamik Oda
CH_4	**:** Metan
cm	**:** Santimetre
cm^2	**:** Sanitmetrekare
CO_2	**:** Karbondioksit
CP	**:** Mallows'un Cp İstatistikleri (Mallows' Cp Statistics)
CSC	**:** Kapalı Statik Oda
CT	**:** Kontrol
DBH	**:** Göğüs Yüksekliği Çapı
EC	**:** Elektriksel İletkenlik (Electrical Conductivity)
FL	**:** Orman Ölü Örtüleri (Forest Litter)
g/cm^3	**:** Gram Bölü Santimetreküp
GC	**:** Gaz Kromatografı
GHG	**:** Sera Gazı
Gw	**:** Yeşil Ağırlıktır
ha^{-1}	**:** Hektar
HSD	**:** Tukey'nin Studentized Aralık
IPCC	**:** İklim Değişikliği Hükümetlerarası Paneli
IR	**:** Orta Rejenerasyon
IRGA	**:** Kızılötesi Gaz Kromatografı
KDK	**:** Katyon Değişim Kapasitesine
Kg	**:** Kilogram
kPa	**:** Su Tutma Kapasitesinin
K-S	**:** Kolmogorov-Smirnov
M	**:** Metre
m^{-2}	**:** Metre Kare
m^3	**:** Metreküp
MBC	**:** Mikrobiyal Biyokütle Karbonu
MC	**:** Toprak Nemi (Soil moisture)

Mg **:** Magnezyum
mm **:** Milimetre
MP : Olgun Plantasyon
MR : Orta Yaş Plantasyon
MS **:** Toprak Nem Derecesi
MSE **:** Ortalama Standart Hata (Mean Standard Error)
N **:** Azot
NEE **:** Net Ekosistem Değişimin
NH_3 **:** Amonyak
NO_3 **:** Nitrat
O_2 **:** Oksijen
ODC **:** Açık Dinamik Oda
ODw **:** Fırın-Kurusu Ağırlık
PAR **:** Aktif Radyasyon
pH **:** Asidik reaksiyon (Acidic reaction)
PVC **:** Polivinil Klorür Çember
RA **:** Ototrofik Toprak Solunumu
RH **:** Toprak Heterotrofik Solunum
RL **:** Solunum Miktarı
RS **:** Toprak Solunumu (Soil respiration)
s^{-1} **:** Saniye
SAS **:** İstatistiksel Analiz Programı
SOC **:** Soil Organic Matter
SPSS **:** İstatistiksel Analiz Programı
ST **:** Toprak Sıcaklığı
SVWC **:** Toprak Hacimsel Su İçeriği
TA **:** Hava Sıcaklığı (Air temperature)
TCA **:** Trikarboksilik Asit
TNI **:** Toprak Nem İçeriği
TOC **:** Ladin Meşceresi Stoğu
TOM **:** Toprak Organik Maddesi
TS **:** Toprak Sıcaklığı (Soil Temperature**)**
UNFCCC-UNFCCC **:** Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi
V **:** Silindirin Hacmi
YR **:** Genç Rejenerasyon
yr^{-1} **:** Yıl

1. GİRİŞ

1.1 Genel Bilgi

Küresel ısınma, güneş dalgalanmaları, levha tektoniği ve volkanik patlamalar gibi doğal faktörlerin yanı sıra, atmosfere önemli miktarda karbondioksit salan fosil yakıtların (kömür, petrol ve gaz) kullanımı ve yaygın orman kesimi gibi insan aktiviteleri tarafından oluşturulur. Sera gazları, özellikle CO_2. Bu gazlar, Dünya'nın yüzeyinden yayılan kızılötesi radyasyonu emer, yüzeyi aksi takdirde olacağından daha sıcak tutan bir battaniye görevi görür. Bu insan aktiviteleri, küresel sıcaklığı zaten bir derece Celsius artırmıştır. İklim değişikliği, deniz seviyesinin yükselmesi, seller, kuraklıklar, çölleşme, orman yangınları, biyoçeşitlilik kaybı, okyanus asidifikasyonu ve Arktik deniz buzunun küçülmesi dahil olmak üzere birçok aşırı hava olayına neden olmuştur (Vijay vd., 2021).

Küresel iklim değişikliği, bölgesel ve küresel ölçekte ortalama hava sıcaklıklarını ve yağış rejimlerini değiştirmiştir ve muhtemelen bunu yapmaya devam edecektir, özellikle orta enlem bölgelerinde bölgesel kuraklık koşullarını oluşturarak ve yoğunlaştırarak etki etmektedir (Baldocchi vd., 2016).

En önemli antropojenik sera gazı karbondioksittir. Karbondioksit seviyeleri, atmosferde sanayi devriminden önce yaklaşık 280 ppm iken 2005'te 379 ppm'e yükselmiştir. 2005 yılındaki atmosferdeki karbondioksit konsantrasyonları, son 650.000 yılın normal aralığının (180 ila 300 ppm) oldukça üzerindedir. Fosil yakıt tüketimi, atmosferdeki karbondioksit konsantrasyonunun sanayi öncesi döneminden bu yana artmasının ana nedenidir (Chapuis vd., 2007).

İklim Değişikliği Hükümetlerarası Paneli (IPCC), Akdeniz bölgesini bir iklim değişikliği sıcak noktası olarak belirlemiştir. Özellikle doğu Akdeniz'de, çoğu ülke zaten sıcaklık artışları ve tatlı su kıtlığı, orman yangınları, kuraklık sıklığı ve çölleşme oranlarında artışlar yaşamaktadır. Zittis vd. (2016) Doğu Akdeniz ve Orta Doğu'daki sıcak hava dalgalarının özelliklerini doğrulamakta ve tüm göstergelerin, sıcak hava dalgasının yoğunluğunu karakterize eden, önceki kontrol dönemine göre güçlü bir

şekilde artacağını tahmin etmektedir. Daha spesifik olarak, doğu Akdeniz ve Orta Doğu'nun güney kısmı, tropikal geceler ve sıcak günlerin 2-3 aydan fazla birlikte yaşanabileceği, kuzey kısmı ise sıcak hava dalgası genliğinde 6-10°C'lik bir artış yaşayabilme ihtimali bulunmaktadır.

Sera gazlarının, özellikle karbondioksit (CO_2) seviyelerinin yükselmesi konusundaki endişeler, araştırmacıları atmosfer ve biyosfer arasındaki biyokimyasal karbon (C) akış dinamiklerini ve desenlerini incelemeye ve C akış tahminlerini site-spesifikten bölgesel, kıtasal ve küresel ölçeklere çıkarmaya teşvik etmiştir. Yıl bazında kara ekosistemi karbon akışı dalgalanmaları, atmosferdeki artan CO_2 seviyeleri nedeniyle fotosentez ve solunum oranlarındaki değişikliklerin yanı sıra artan sıcaklıklar ve ekosistem havuzlarında büyüklük dalgalanmaları nedeniyle oluşmaktadır (Babur ve Dindaroglu, 2020).

İklim değişikliğinin artan tehdidi karşısında, Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi (UNFCCC-UNFCCC), insan kökenli atmosfere salınan sera gazlarının seviyesini kabul edilebilir düzeylerde tutmak amacıyla kurulmuştur. Türkiye ise 24 Mayıs 2004 tarihinde UNFCCC'nin Ek-I Listesi'nde yerini almıştır. Protokolün 3.3 maddesinde taraflar, toprak kullanımıyla ilgili toplam karbon stoklarındaki değişiklikleri ve toprak kullanımı ve ormancılıktaki (LULUCF) değişiklikleri hesaplamalı ve rapor etmelidir (UNFCCC, 1998).

1750'den bu yana toprak kullanımı değişikliği nedeniyle atmosferik karbondioksit konsantrasyonundaki %31'lik artış, bitki biyokütlesi ve toprakta tutulan karbonun niceliklendirilmesini gerektirmektedir, çünkü beş büyük küresel karbon havuzu bulunmaktadır. Bu havuzların en büyüğü, okyanuslarda depolanan 38.000 Pg (Pg = 1,0 x 10^15 g), yer altında depolanan kömür, gaz ve petrol olarak 5.000 Pg, toprakta 2.500 Pg, atmosferde 760 Pg ve bitki biyokütlesinde 560 Pg karbondur (Dixon vd., 1994).

Bitki biyokütlesi, karbon havuzlarındaki en küçük değere sahip olmasına rağmen, karbon depolamada çok önemli bir yere sahiptir. Bitki örtüsü, hassas ve hızla değişen bir karbon deposu olduğundan, bitki örtüsünün yok edilmesi veya arazi kullanımındaki

değişikliklerle atmosferik karbon konsantrasyonunda önemli artışlar gözlenmektedir. Bilindiği gibi, bitkiler fotosentez yaparak atmosferik CO_2 alır ve bunu biyokütle olarak vücutlarında depolarlar. Bitkilerin ölümü sonucunda veya orman örtüsü bitki parçalarının toprakla buluşmasıyla karbon toprakta depolanır. Bitkiler, atmosfer ve toprak arasında karbon döngüsünü gerçekleştiren canlı mekanizmalardır (Tomlinson, 2005).

Doğru koşullar altında, bitkisel bileşenlerden oluşan organik karbon, birçok yıl boyunca toprakta korunabilir. Topraklar, karasal ekosistemlerde karbon depolama için ideal koşullardır çünkü maliyetleri düşüktür. Sonuç olarak, atmosferik karbonun topraklarda depolanması, son yıllarda bilimsel dünyanın ilgisini çekmiştir (Deluca ve Boisvenue 2012). Ayrıca, toprakta organik madde veya karbonun varlığı, toprak sağlığı, verimlilik ve besin döngüsü için kritiktir. Topraktaki organik karbonun sürekliliğini garanti etmek ve sürdürmek kritiktir. Bu hedef için yapılacak çalışmalar, sürdürülebilir toprak ve çevresel ortam oluşturmaya yardımcı olacaktır.

1.2 Doğada Karbon Döngüsü

Enerjimizin çoğu, çok vurgulanan ve beklenen yaklaşan enerji açığına rağmen, fosil yakıtlar (kömür, petrol ve doğal gaz) dahil olmak üzere, bir şekilde veya başka bir şekilde güneşin enerjisinden kaynaklanmaktadır. Güneş enerjisini daha pratik ve etkili bir şekilde kullanmanın yollarını bulmak, en azından bir sonraki 4,5 milyar yıl boyunca devam etmesi beklenen bir sorundur. Fosil yakıtların yanı sıra, sürekli büyüyen enerji ihtiyaçlarımızı karşılamak için hidro, jeotermal, güneş, rüzgâr vb. yenilenebilir alternatif enerji kaynaklarını, ayrıca atom enerjisini artan bir şekilde kullanıyoruz. Fosil yakıtlar, bitki ve hayvan yaşamının anaerobik dönüşümü ile uzun jeolojik dönemler boyunca oluşmaktadır.

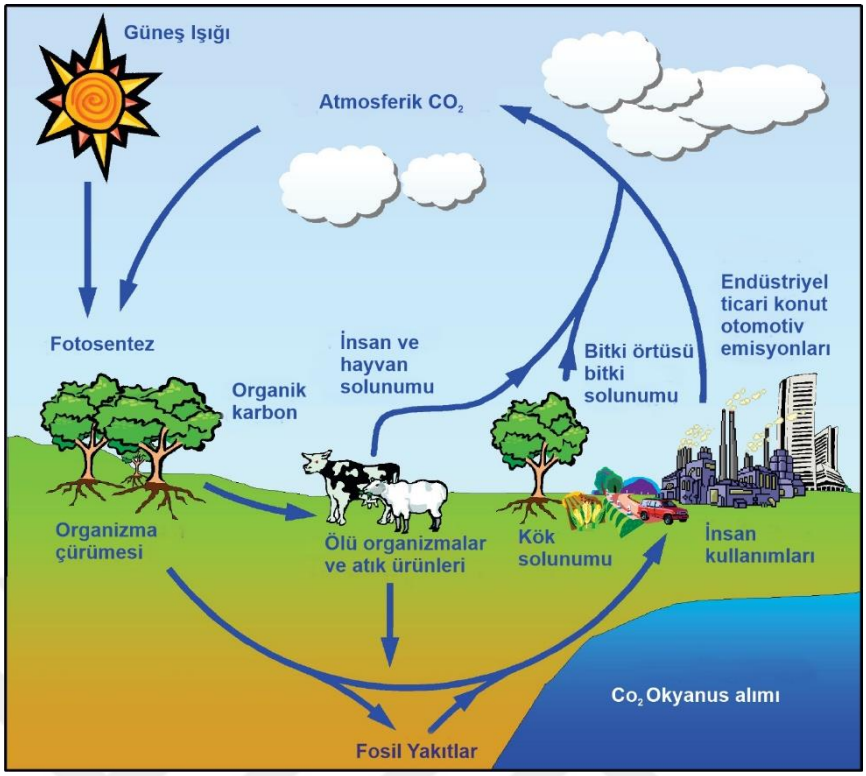
Doğal karbon döngüsünde, fotosentez doğa tarafından organik kaynaklardan karbondioksiti geri dönüştürmek için kullanılır. Bitkiler, plankton, algler vb. yardımıyla atmosferden CO_2'yi çıkarır. Hidrojen kaynağı olarak su, güneş enerjisi ve yeşil klorofil katalizör olarak kullanılarak, yeni bitki yaşamı üretilir, bu da milyonlarca yıl boyunca fosil yakıtlara dönüştürülebilir.

Bir CO_2 molekülünün insan aktivitesi tarafından kireçtaşından serbest bırakılması, ardından atmosferden ağaç yaprakları tarafından toplanması ve fotosentezle yeni bitki yaşamına dönüştürülmesi, ya da doğal karbon döngüsü. Dünya'daki tüm yaşam, temel bir yapı taşı olarak karbona bağımlıdır ve sürekli olarak atmosferden doğa tarafından geri dönüştürülür (Şekil 1.1).

Ancak, fotosentez, şekerler, lignin, selüloz vb. şeklinde kimyasal enerjiye güneş enerjisini dönüştürmede çok etkili değildir. Şeker kamışı gibi belirli bitkiler, güneş enerjisinin %8'ini biyokütle haline getirebilirken, çoğu ürün genellikle sadece %0,5 ila %2 fotosentetik verimliliğe sahiptir. Bu, bitkilerin en üst önceliklerinin, kuraklık, yoğun yağış, sıcaklık dalgalanmaları vb. çeşitli çevresel durumlar altında kendi hayatta kalma yeteneklerini ve üreme yeteneklerini sürdürmek olduğu göz önüne alındığında mantıklıdır.

Çoğu zaman, bir bitkinin güneş ışığını emme kapasitesi, özellikle fosfor, azot ve potasyum (toprak koşulları) olmak üzere su ve besin maddelerinin mevcudiyeti tarafından daha fazla sınırlanabilir. Fosil yakıtlar sonunda, fotosentezin ürünlerinden değil, anaerobik bitki ve hayvan bozulmasının ürünlerinden oluşur. Bu nedenle, fosil yakıtlar depolanmış, fosilleşmiş güneş enerjisi olarak düşünülebilir. İnsanlık, fosil yakıtları üreten doğal döngüyü bekleyemez çünkü bu sadece belirli koşullar altında gerçekleşir ve son derece yavaştır, birçok milyon yıl gerektirir (Olah vd., 2011).

Küresel karbon döngüsünde önemli bir akış, toprak solunumudur (RS). Karasal ekosistemlerde C'nin kalış süresi, RS'nin değişen çevresel koşullara verdiği tepkilere güçlü bir şekilde bağlı olabilir ve bu da atmosferdeki sera gazı sayısını etkileyebilir. Çeşitli havuzlardan, yaşlardan ve kimyasallardan toprak karbonunun oksitlenme sürecine toprak solunumu denir. RS bileşenlerinin zamansal değişkenliğine neden olan süreçler hakkında zayıf bir anlayış mevcuttur (Taneva ve Gonzalez-Meler, 2011).



Şekil 1.1 Doğanın karbon döngüsü (Olah vd., 2011).

1.3 Toprak Solunumu (RS)

Küresel karbon döngüsünde üç ana karbon rezervi bulunmaktadır. Bu üç havuz; atmosferik karbon (ör. CO_2 ve CH_4), karasal karbon (çoğunlukla toprak ve bitki örtüsünde) ve okyanus karbonudur (Janzen, 2004).

Orman topraklarındaki karbon (C) ve azot (N) döngüleri, sera gazı (GHG) emisyonlarının çoğunu oluşturur. Orman toprakları, dünyanın en büyük karbon yutaklarıdır ve çevreye bağlı olarak değişen C yoğunluklarına sahip yaklaşık 704 Pg C içerir (Huang vd., 2020). Belirli yerlerde, belirgin bölgesel biyomlar boyunca sera gazı emisyonları dramatik bir şekilde değişir. Toprak özellikleri, toprak sıcaklığı, toprak nemliliği ve bitki örtüsü gibi anahtar unsurlar, ormanlardaki toprak GHG emisyonlarının dinamiklerini etkiler (Ilvesniemi vd., 2002). Doğal ormanlardaki suksesyonun ilerlemesiyle toprak CO_2 ve N_2O emisyonları artmakta, ancak suksesyonun farklı aşamalarında CH_4 emisyonlarında bir değişiklik olmamaktadır (Jackson vd., 2017).

Toprak organik karbonu (SOC) ve mikrobiyal biyokütle karbonu (MBC) her ikisi de karbon döngüsünde önemli bir rol oynar ve birçok çevresel, biyolojik ve kimyasal faktörü etkiler. Orman toprakları, çeşitli toprak mikroorganizmalarını içerdikleri için diğer arazi kullanımlarından daha fazla karbon depolayabilir (Houghton, 2005). Ancak, bu depolanan karbon, Toprak solunumu (RS) süreciyle atmosfere geri salınabilir. Toprak solunumu, topraktaki organizmalar ve bitki parçaları tarafından karbondioksit üretimi olarak tanımlanır. Bu organizmalar toprak mikropları ve faunasıdır ve bitki parçaları topraktaki kökler ve rizomlardır. Ayrıca, toprak genellikle ölü organik madde karışımı olarak tanımlanır. Fizyolojik olarak, solunum, bir hücredeki organik molekülleri parçalayarak enerji, su ve karbondioksit (CO_2) salan metabolik aktivitelerin bir dizisi olarak tanımlanır. Tüm canlı organizmalar- bitkiler, hayvanlar ve mikroplar dahil- yaşamı güçlendiren enerjiyi üretmek için aynı solunum süreçlerini kullanırken CO_2 salarlar (Buscot, 2005; Yiqi ve Zhou, 2010). Toprak solunumu (RS), atmosferik CO_2'ye büyük doğal bir katkı sağlar ve küresel karbon döngüsünün önemli bir bileşenidir, her yıl yaklaşık olarak 78-95 Pg karbonu atmosfere geri verir (Bond-Lamberty ve Thomson, 2010). Toprak solunumu, orman ekosistemlerindeki ekosistem solunumunun %30-90'ını oluşturur ve bu nedenle kara karbon yaşam döngülerinde önemli bir rol oynar (Schimel vd., 2001).

Yeryüzü biyolojik sistemlerindeki C döngüsünde, RS, atmosferik CO_2 konsantrasyonlarını etkileyerek önemli bir rol oynar ve bu şekilde çevresel değişiklik CO_2 geçişini topraktan havaya etkiler (Buscot, 2005). Herhangi bir anda beklenen RS değişikliği, buna bağlı olarak, atmosferik CO_2 konsantrasyonlarını büyük ölçüde değiştirebilir.

Sonuç olarak, RS'deki değişikliklerin mevcut ve gelecekteki çevresel değişiklikler altında daha iyi bir anlaşılması, ısınan bir dünyada kara karbon akışlarının tahmin edilmesine yardımcı olacaktır. Toprak sıcaklığı ve toprak nemliliği, her ikisi de hava sıcaklığı ve yağış değişikliklerine oldukça duyarlı olan, RS'yi kontrol eden temel abiyotik sürücülerdir (Carmona vd., 2020).

Küresel karbon döngüsüne bakıldığında, en büyük aktif rezerv toprak organik karbondur, bunun depolanması genellikle solunum olarak ölçülen bitki fotosentezi

girdileri ve mikrobiyal ayrışmanın dengesine bağlıdır (Friedlingstein vd., 2019). Bu nedenle, gelecekteki sıcaklık değişikliklerinin ve tarım gibi antropojenik aktivitelerin mikrobiyal ayrışmayı ve karbon depolamayı nasıl etkileyebileceğini anlamak hem gelecekteki gıda güvenliğini hem de değişen iklimi yönetmek için esastır (Brusseau, 2019; Rousk ve Bengtson, 2014).

Türkiye'nin ormanları, UN-ECE/FAO'ya göre 2005 yılında 312,31 Tg CO_2 yıl-1 olan antropojenik CO_2 emisyonlarının %7,99'unu aborbe etmektedir. Türkiye'nin toprak üstü ve altı biyokütlesindeki karbonun yıllık birikimleri de incelenmiştir. Yıllık biyokütle karbon birikiminin 1990'da 2,20 Tg C'den 2005'te 6,82 Tg B'ye arttığı bulunmuştur. Bu duruma önlem olarak, öncelikle kaçak kesimlerin azaltılması gerekmektedir (Tolunay, 2011).

Dünya çapında orman plantasyonlarında toprak solunumu üzerine sayısız büyük ölçekli çalışma yapılmış olmasına rağmen, literatür, doğal olarak yeniden oluşan genç ağaçlara ve ekosistem solunumuna katkılarına pek ilgi göstermemektedir. Bu genç yeniden oluşum ağaçlarının, orman plantasyonlarında biyokütle üretimi ve CO_2 döngülerini etkilediği gösterilmiştir (Konôpka vd., 2023). Genç ağaçlar, ölü bitki dokusunun ve çevreleyen toprağın doğal ayrışması yoluyla atmosferik karbondioksit akışlarına katkıda bulunabilir. Bu süreçler, doğal karbon döngüsünün bir parçası olarak karbondioksiti atmosfere salar. Genel olarak, genç ağaçların atmosferik karbondioksit akışlarında önemli bir rol oynadığını kabul etmeliyiz (Bond-Lamberty ve Thomson, 2010; Schuur vd., 2009).

1.4 Toprak Solunumu ve İklim Değişikliği

Toprak solunumunun, sera gazlarından biri olan CO_2'yi salması, onu iklim değişikliği için önemli hale getirir. Sera gazları, gelen güneş enerjisinin dünya yüzeyine ulaşmasına izin verir ancak giden kızılötesi radyasyonun akışını sınırlar. Absorpsiyon ve yayılan kızılötesi ışığı yeniden yayarak atmosferdeki ısının bir kısmını başarıyla depolarlar. Bu şekilde, sera gazları atmosfer içinde ısıyı hapseder, bu da dünya yüzeyine yakın sıcaklığın ısınmasına neden olur. Kızılötesi ışığın absorpsiyonu ve emisyonu, atmosferdeki sera gazlarının artan miktarı tarafından her ikisi de artırılır.

Atmosferin opaklığı arttıkça, dünya'nın radyasyonu daha yüksek bir irtifada uzaya salınır. Daha yüksek irtifaların daha düşük sıcaklık nedeniyle yayılan enerjinin azalmasından pozitif radyatif zorlama ile sonuçlanır (IPCC, 2001).

Küresel ısınma, atmosferdeki CO_2 seviyelerinin artmasıyla büyütülen sera etkileri tarafından oluşturulur. Daha fazla CO_2'nin ısıyı tutmak için atmosfere salınması, küresel ısınma tarafından oluşturulabilir, bu da solunumu önemli ölçüde artırabilir. Sonuç olarak, iklim sistemi ve küresel karbon döngüsü arasında bir pozitif geri bildirim döngüsü oluşturulur (Friedlingstein vd., 2003). Küresel ısınmanın 2°C artması, toprak solunumundan ek karbon salınımını mevcut antropojenik karbon emisyonundan daha büyük olan yılda 10 Pg C'den fazla artırır. Ek karbon salınımı, antropojenik ısınmayı ağırlaştırır (Cox vd., 2000). Küresel sıcaklıkta büyük bir artış, çoğunlukla daha sıcak topraklardaki organik madde oksidasyonu ve solunumun uyarılması tarafından oluşturulur. Simülasyonlarda, Dufresne vd. (2002) küresel karbon döngüsü ve iklim ısınması arasında benzer bir pozitif geri bildirim göstermiştir. Toprak solunumu, küresel karbon döngüsü ve iklim değişikliği arasındaki pozitif geri bildirimde önemli bir rol oynar. Küresel iklim değişikliği tahminlerindeki belirsizliği değerlendirmek için, toprak solunumunun küresel ısınmaya nasıl yanıt verdiğini anlamak şimdi hayati bir öneme sahiptir.

1.5 Kontrol Edici Faktörler

En basit haliyle, solunum, bitkiler, hayvanlar ve bakteriler de dahil olmak üzere tüm canlıların hücrelerinde gerçekleşen bir metabolik aktivitedir. Ancak, ekologlar toprak solunumunu parsellik ve ekosistem düzeylerinde izler ve sonuçta bunun bölgesel ve küresel karbon döngüsüne nasıl etki ettiğini merak ederler. Solunum, hücreden gezegene kadar hiyerarşik yapının her düzeyinde bir dizi kimyasal, fiziksel ve biyolojik süreci içerir. Çeşitli biyotik ve abiyotik unsurlar, sonraki süreçlere sırayla etki eder. Maddenin mevcudiyeti, sıcaklık, nem, oksijen, azot (C:N oranı), toprak tekstürü ve toprak pH'ı, değişkenlerden birkaçıdır (Yiqi ve Zhou, 2010).

1.5.1 Madde Tedariği ve Ekosistem Verimliliği

Karbon temelli organik maddeler bozulduğunda, CO_2 solunum yoluyla salınır. Bu nedenle, maddenin karbon atomu tüketimi ve solunum yoluyla CO_2 oluşumu, biyokimyasal düzeyde 1:1 molar bir bağlantıya sahiptir. Ekosistem düzeyinde, maddeler, toprak solunumunu oluşturan çeşitli aktiviteler tarafından kullanılır. Hücre içi ve hücreler arası karbonhidratlar, proteinler, lipidler ve diğer substratlar kök solunumunda kullanılır. Taze atıklarda ve köklerde bulunan basit şekerler, Toprak Organik Maddesi (TOM) içinde bulunan karmaşık humik asitler, toprak mikroorganizmalarının yiyebileceği maddelerin sadece birkaçıdır. Maddelerin CO_2'ye dönüştürülme hızı, maddenin türüne bağlı olmasına rağmen, solunum CO_2 emisyonu doğrudan maddenin mevcudiyeti ile orantılıdır (Berg vd., 1982).

Kısa süreli kökler ve mikroorganizmalar, basit karbonhidratları kolayca CO_2'ye dönüştürebilir. Humik asitlerin bozulması ve CO_2'ye dönüşmesi yüzlerce hatta binlerce yıl alabilir, bu da süreci zorlaştırabilir. Değişken kalma sürelerine sahip malzemeler arasında fenoller, ligninler, selülozlar ve hemicelluloses bulunur. Madde kalitesindeki değişkenlik ve tedarik kaynaklarının çeşitliliği nedeniyle, madde tedariki ve solunum CO_2 üretimi arasında basit ilişkiler geliştirmek ve bunları modellere entegre etmek oldukça zordur. Son araştırmalar, toprak solunumunun, doğrudan kanopi fotosentezinden gelen madde mevcudiyeti tarafından güçlü bir şekilde etkilendiğini göstermiştir (Högberg vd., 2001).

Loblolly çam ormanında, Maier ve Kress (2000) toprak yüzeyindeki yüzey üstü örtü düşümünü ayarlamış ve toprak yüzeyine sağlanan örtü miktarı ile toprak solunumunda bir artış arasında doğrusal bir bağlantı keşfetmiştir. Toprak örnekleri aynı yerden geldiğinde, maddenin mevcudiyeti, kuruma ve donma gibi fiziksel koşullar nedeniyle değişebilir, bu da toprak solunumunu etkileyebilir. Örneğin, hava kurutmalı toprakların yeniden sulanması, kuruma sırasında salınan amino asitler ve diğer azotlu materyal miktarına ters orantılı olarak önemli bir solunum oranına neden olur (Stevenson, 1956).

Ayrıca, heterotrofik solunumun çoğunluğu, ince kökler ve ölü yapraklar gibi olgunlaşmamış organik malzemelerin çürümesiyle üretilir. Bu nedenle, büyük coğrafi ölçeklerdeki birincil üretim hem kök solunumu hem de heterotrofik solunum için gerekli bir bileşendir. Ancak, genellikle geniş ölçekte (siteler, bölgeler ve dünya çapında) ortaya çıkan toprak solunumu ve birincil verimlilik arasındaki bağlantı türleri, belirli bir siteye zaman içinde ilgili olmayabilir (Davidson vd., 2002).

1.5.2 Sıcaklık

Solunum sürecinin hemen hemen her süreci sıcaklık tarafından etkilenir. Solunum sistemindeki sayısız enzim, biyokimyasal düzeyde glikolizi, trikarboksilik asit TCA döngüsünü ve elektron taşıma zincirini güçlendirir. Biyokimyasal ve fizyolojik araştırmalar genellikle, solunumun düşük aralığında sıcaklıkla üstel olarak büyüdüğünü, 45 ila 50°C sıcaklıkta maksimuma ulaştığını ve sonra düştüğünü gösteren genel bir sıcaklık yanıt eğrisi gösterir. Solunum enzimlerinin maksimal aktivitesi (Vmax), muhtemelen düşük sıcaklık aralığında en kısıtlayıcı faktördür. Hem çözünür hem de membrana bağlı enzimlerin aktivitesi, düşük sıcaklıklar tarafından kısıtlanabilir (Atkin ve Tjoelker, 2003). Adenilatlar (adenozin monofosfat [AMP], adenosin difosfat [ADP] ve adenosin trifosfat [ATP]) ve madde tedariki, yüksek sıcaklık aralığında solunum akışını kontrol etmek için daha önemlidir (Atkin ve Tjoelker, 2003). Enzimler aşırı yüksek sıcaklıklarda bozulabilir ve solunum fonksiyonu baskılanabilir. Sıcaklıklar yükseldiğinde, şeker, oksijen ve CO_2 gibi maddeleri ve metabolik ürünleri taşımak için öncelikle kullanılan difüzyon mekanizmaları, bir kısıtlayıcı faktör haline gelir. Protoplazma sistemi, 35°C'den daha yüksek sıcaklıklarda arızalanmaya başlayabilir.

Daha genç kökler, sıcaklık değişikliklerine daha hızlı yanıt verir. Sıcaklık, dolaylı olarak kök gelişimini etkiler, bu da sırasıyla kök solunumunu etkiler. Sıcaklıklar arttığında, yıllık bitki kökleri daha hızlı genişler (Kasper ve Bland, 1992). Bitkilerin çeşitli sıcaklık rejimlerine evrimleşmiş olmaları nedeniyle, kök gelişimi için optimum sıcaklıklar türler arasında büyük ölçüde değişir (Larson, 1970). Toprak sıcaklığından ziyade, fotosentetik olarak aktif radyasyon (PAR) genellikle doğal bitki topluluklarında kök gelişimiyle ilişkilidir (Aguirrezabal vd., 1994).

Mikroorganizmalar, sıcaklığa nasıl yanıt verdiklerine bağlı olarak üç tipe ayrılır: kriyofiller, mezofiller ve termofiller, sırasıyla optimal sıcaklıkları 20, 20 ila 40 ve >40°C'dir. Doğal halinde, toprak çeşitli mikroorganizma popülasyonlarına ev sahipliği yapar ve solunum hızı genellikle geniş bir aralıkta sıcaklıkla üstel olarak değişir (Mikan vd., 2002). Çeşitli toprak seviyelerindeki bakteriler, geniş bir sıcaklık çeşitliliğine önemli ölçüde yanıt verir (Fierer vd., 2003). Dehérain ve Demoussy'ye (1896) göre, CO_2 salınımı yaklaşık 65 derece Celsius'ta zirveye ulaşır. Ancak, Flanagan ve Weum (1974), 23°C sıcaklığın toprak mikrobiyal solunumunun en yüksek hızını ürettiğini keşfetmiştir.

Ekosistem düzeyinde, sıcaklık, madde tedarikinin mevsimselliğini düzenler ve bu nedenle (ışık ve diğer eş değişen unsurlarla birlikte) toprak solunumunun ne derece gerçekleşeceğini kontrol eder. Sıcaklık, filiz ve kök büyümesinin fenolojisi üzerindeki etkileri aracılığıyla madde tedarikinin mevsimselliğinde benzersiz bir role sahiptir. Fotosentezdeki mevsimsel değişikliklerden sorumlu ana faktörlerden biri radyasyondur. Sıcaklık, filiz ve kök gelişiminin fenolojisi üzerindeki etkisi aracılığıyla, radyasyonun fotosentezdeki mevsimsel dalgalanmalar için birincil sürücü faktörlerden biri olmasına rağmen, madde tedarikinin mevsimselliğinde belirli bir role sahiptir (Dunne vd., 2003; Schwartz, 1998).

Köklerin, mikorizaların ve rizosfer mikroorganizmalarının solunumu, muhtemelen farklı rizosfer fonolojik desenlere neden olan kök gelişimindeki mevsimsel değişime bağlıdır (Lyr ve Hoffmann, 1967). Bu arada, belirli bir kök solunumu- veya gram başına üretilen CO_2 miktarıda sıcaklıkla birlikte artar. Bitki büyümesinin aşamalarına bağlı olarak, sıcaklığın bitki fenolojisi üzerinden toprak solunumuna tür özgü etkileri sıkça görülür (Fu vd., 2002). Örneğin, soya fasulyesi veya sorgum bitkilerinin köklerinden solunan CO_2 miktarı, vegetatif ve çiçeklenme dönemleri boyunca dramatik bir şekilde artar ve daha sonra düşer. Amaranthus kökleri, en aktif solunumu vegetatif aşamada yapar ve bitki aşaması ilerledikçe daha az solunur. Ayçiçeği bitkisinin gelişim aşamalarının kök solunum hızı üzerinde çok az etkisi vardır. Toprak solunumunun mevsimselliği, filiz ve kök aktivitesindeki fenolojik değişiklikler tarafından önemli ölçüde etkilenebilir (Curiel Yuste vd., 2004). Karışık ılıman bir

ormanda, toplam toprak solunumunun kök ve rizosfer solunumundan daha az sıcaklık değişikliklerine duyarlı olduğunu bulmuştur (Boone vd., 1998).

1.5.3 Toprak Nemliliği

Toprak solunumunu etkileyen başka bir önemli bileşen toprak nemliliğidir. Genellikle kabul edilen kavramsal ilişkiye göre, toprak CO_2 salınımı kuru koşullarda düşük, orta toprak nemlilik seviyelerinde maksimum hızına ulaşır ve daha sonra anaerobik koşulların baskın olduğu ve aerobik mikrobiyal aktiviteyi inhibe ettiği yüksek toprak nemlilik seviyelerinde düşer (Papendick ve Campbell, 1981). Makropor boşlukları çoğunlukla hava ile dolu olduğunda, bu O2 difüzyonunu kolaylaştırır ve mikropor boşlukları çoğunlukla su ile dolu olduğunda, bu çözünür maddelerin difüzyonunu kolaylaştırır, su içeriği genellikle tarla kapasitesine yakındır. Örneğin, toprak CO_2 salınımının maksimum hızı, ıslak akrisollerde ve 15 kPa'da (su tutma kapasitesinin yaklaşık %50'si) bir boreal tabakada gerçekleşir (Ilstedt vd., 2000).

Toprak nemlilik seviyeleri yüksek olduğunda, oksijen konsantrasyonu çoğunlukla toprak suyunun solunum üzerindeki etkilerinin nasıl yönetildiğini kontrol eder. Birçok saha verisi, toprak neminin, ideal toprak su içeriğinde toprak solunumunun maksimum hızını öneren laboratuvar araştırmalarına rağmen, sadece en düşük ve en yüksek seviyelerde toprak CO_2 akışını kısıtladığını göstermektedir (Bowden vd., 1998; Xu vd., 2004).

Köklerin ve mikroorganizmaların fizyolojik aktiviteleri aracılığıyla ve ayrıca besin ve oksijenin difüzyonu yoluyla dolaylı olarak, toprak nemliliği toprak solunumunu etkiler. Toprak mikroorganizmalarının popülasyonu, çeşitli toprak-su koşullarına dikkate değer derecede uyumludur. Birçok mikroorganizma, toprak su stresi altında büyüme ve hayatta kalma için ozmoregülatör stratejilere sahiptir, ancak bazı bakterilerin, su stresine yanıt olarak iç osmotik potansiyeli değiştirecek fizyolojik mekanizmalara sahip olmaması mümkündür (Harris, 1981). Tipik olarak bir hücre duvarı-membran kompleksi içerdikleri için, ozmoregülatör mikroorganizmalar kendi başlarına uygun çözücüler üretebilir ve/veya daha uyumlu çözücülerin sentezini indükleyebilir. Bu organizmalar bu nedenle son derece yüksek düzeyde su stresine

dayanabilir ve düşük toprak su ortamlarında gelişmeyi sürdürebilir (Schjønning vd., 2003).

Bakterilere kıyasla, 1,0 ila 1,5 MPa'nın altında uykuda olan toprak mantarları, hifa (hypae) uzantısı yoluyla hava dolu delikleri köprüleyerek 15 MPa kadar düşük su potansiyellerinde aktiftir (Swift vd., 1979). Bakteriler, sadece uykuda olduğu gibi düşük nem koşullarında minimal bir metabolizma korur. Biyokütle birimi başına solunum veya toplam solunum biyokütlesi, uykuda önemli ölçüde azalabilir. Linn ve Doran'a (1984) göre, madde ve O_2 difüzyonu, aşırı kuru veya su altında olmayan koşullarda toprak neminin solunumu kontrol etme mekanizmalarının anahtarıdır. Ayrıca, topraktaki su dolu gözenekler veya gözenek boyunları geçişe izin verecek kadar dar ise, mikrofauna ve hareketli bakterilerin hareketi kısıtlanabilir. Organizmaların hareketi, hava-su teması tarafından da etkilenebilir. Mikrobiyal ve kök aktivitenin olduğu yerlerde gaz halindeki O_2 ve CO_2'nin alışverişi, yüksek su içeriğine sahip toprak gözeneklerindeki su tarafından etkilenir. Havada, O_2 ve CO_2'nin difüzyon katsayıları sırasıyla yaklaşık 0,161 ve 0,205 cm^2 s^1'dir. Her iki gazın su içindeki difüzyon hızları, havadakinden 10.000 kat daha düşüktür.

Toprak solunumunda güçlü değişiklikler, genellikle yağış gibi stokastik olaylar ve toprak nem içeriğindeki önemli değişiklikler nedeniyle, özellikle kuru yerlerde doğal ekosistemlerde tipik olarak meydana gelir. Yağmur öncesi, toprak kuru olduğunda, genellikle nispeten az toprak solunumu vardır. Yağıştan sonra, kuru toprak yüzeylerine çok küçük bir miktar su sağlandığında bile, topraktan CO_2 patlamaları serbest bırakılabilir (Liu vd., 2002, Xu vd., 2004). Evapotranspirasyonun toprak suyunu buharlaştırması ve bir yağmur fırtınasını takiben toprağın zamanla kuruması durumunda toprak CO_2 salınım hızları azalır. Çeşitli yağış seviyelerine yanıt olarak toprak CO_2 akışının zamansal deseni tutarlı olmasına rağmen, CO_2 salınım hızı önemli ölçüde değişir. Düşük toprak nem seviyelerinde yüksek CO_2 salınım hızları gözlenir, muhtemelen bu, suyun toprak yüzeyine getirilmesinin hemen ardından meydana gelen gaz çıkışının bir sonucudur. Toprağa büyük su eklemeleri, toprak nem içeriklerini yüksek seviyelere yeniler, ancak CO_2 salınım hızları çok yüksek değildir. Yüksek toprak su içeriklerinde düşük CO_2 salınım hızları, muhtemelen suyla doygun toprakta gaz taşımasının öğleden sonraki baskılanmasından kaynaklanmaktadır (Liu vd., 2002).

Mikroorganizma aktiviteleri, yağmurun kuru toprağa düşmesinden birkaç saat ila birkaç gün sonra tetiklenir (Gli´nski ve Stepniewski, 1985), bu da toprak CO_2 çıkışını artırır. Genellikle, kuru toprak tipik olarak CO_2 emisyonlarında önemli bir artışa neden olur, bu muhtemelen üç faktörden kaynaklanmaktadır: (1) toprak matrisinden desorpsiyon nedeniyle organik substratların mevcudiyetinde bir artış; (2) organik yüzeylerin mikroorganizmalara maruz kalmasında bir artış ve (3) kuraklık sırasında ölen toprak mikroorganizmalarının sayısında bir artış (Fierer ve Schimel, 2003; Seneviratne ve Wild, 1985; Van Gestel vd., 1991).

Belirli bir kök solunumu ve kök gelişimi, suyun kuru toprağa eklenmesinden birçok gün sonra artar. Huang ve Nobel'e (1993) göre, çöl bitkilerinin yeniden sulanmadan sonra taze kök gelişimine başlaması yedi gün sürer. Kurak bölgelerde, bitki örtüsü yağıştan birkaç hafta sonra daha yeşil hale gelir ve kökler ve rizosfer sonuç olarak daha fazla karbonhidrat alır (Liu vd., 2002). Yağış olayları genellikle bu süreçleri ıslak alanlarda veya yağışlı mevsimlerde tetiklemez ve biraz su girişi karşısında toprak solunumunda önemli artışlara neden olmaz. Ekosistem gelişimi ve toprak oluşumu, suyun mevcudiyetinin toprak solunumu üzerindeki uzun vadeli etkilerini yönetmede önemli bir role sahiptir. Küresel düzeyde, toprak solunumu, yağış arttıkça doğrusal olarak artar.

Toprak su içeriği ile CO_2 çıkışı arasındaki bağlantı karmaşıktır, birkaç süreci içerir ve alanlar ve zaman periyotları arasında değişir. Bağlantı ve altında yatan süreçler hakkında çok az şey bilinmektedir. Mevsimler boyunca veya eğimler boyunca toprak sıcaklığı, kök aktivitesi ve mikrobiyal aktivite gibi diğer çevresel değişkenlerin eşzamanlı değişiklikleri nedeniyle, böyle bir bağlantı genellikle karmaşıktır. Yalnızca toprak nemini değiştirirken diğer değişkenleri, örneğin toprak sıcaklığını ve biyolojik koşulları kontrol eden çalışmalar yapmak, toprak neminin toprak CO_2 çıkışına nasıl etki ettiğini anlamak için esastır (Liu vd., 2002).

1.5.4 Toprak Oksijeni

Toprak nemlilik seviyeleri tipik seviyelerin üzerinde olduğunda oksijen (O_2) eksikliği vardır, bu da toprak solunumunu engeller. Sulak alanlarda, taşkın ovalarında ve

yağmur ormanlarında, toprak O_2 ortamı toprak solunumunun birincil kısıtlayıcı unsuru haline gelir (Crawford 1992; Stolzy 1974).

Puerto Rico'nun Luquillo Dağları'ndaki üç subtropikal ıslak ormanda, Silver vd. (1999) toprağın oksijen içeriğini değerlendirdi. Yüksek rakımlı bir ormanda, yıllık yağış miktarı 3.500 mm'den 5.000 mm'ye çıkar. Sonuç olarak, O_2 konsantrasyonu, düşük rakımlı Tabonuco ormanında %21'den, orta rakımlı Colorado ormanında %13'e, yüksek rakımlı Bulut ormanında 10 cm'de %8'e ve 35 cm'de %6'ya düşer. Düşük toprak O_2 konsantrasyonları (%0 ila %3), hatta toprak mikro sitelerinde bile, bir ormanda bir seferde 25 haftaya kadar sürebilir. Sıkıştırma ve sürülmemiş olma, kök ve mikrobiyal solunumu azaltabilir, ayrıca kötü havalandırmaya ve anaerobik koşullara yol açabilir (Linn ve Doran, 1984).

Oksijenin olmadığı durumlarda, kök solunum hızı sıfırdır. Taze oluşmuş köklerde yağmura yanıt olarak yaklaşık %5 O_2'de ve hem *Ferocactus acanthodes* hem de *Opuntia ficusindica*'nın kurulu köklerinde %16 O_2'de zirveye ulaşır (Nobel ve Palta, 1989).

Ne kadar oksijene ihtiyaç duyduklarına göre, mikroorganizmalar fakültatif anaeroblar, zorunlu anaeroblar veya zorunlu aeroblar olarak sınıflandırılabilir. Zorunlu aeroblar, O_2 konsantrasyonları 0,01 ila 0,02 m^3'ün altında olduğunda, solunum CO_2 emisyonunda önemli bir azalmaya sahiptir. Fakültatif anaeroblar, organik asitleri veya oksijeni elektron alıcıları olarak kullanabilirler, bu nedenle düşük veya hiç oksijen konsantrasyonunda solunabilirler. Zorunlu anaeroblar, sadece oksijen konsantrasyonları sıfıra yakın olduğunda solunmaya başlar. Genellikle tüm bilinen mikroorganizma gruplarını içeren topraklardaki solunum ve O_2 konsantrasyonu arasındaki ilişki, fakültatif anaeroblarınkine benzerdir (Gli´nski ve Stepniewski, 1985).

1.5.5 Azot

Azot, solunumu çeşitli yollarla doğrudan etkiler. Solunum enerji üretir, bu da köklerin azotu emmesine ve asimilasyonuna yardımcı olur. Bir birim NO_3; 0,4 birim CO_2'ye mal olabilir (Bouma vd., 1996). Kökler NO_3'ü emdikten sonra, azot amino asitlere

emilebilmeden önce NH_3'e dönüştürülür. NO_3'ün NH_3'e indirgenmesi, NO_3 başına biraz daha fazla 2 CO_2 gerektirir (Amthor, 2000).

Yüksek azot içeriği genellikle hızlı büyümeye bağlıdır, bu da hızlı solunuma yol açar. Bu nedenle hem site karşılaştırması hem de içe büyüme çekirdek testlerinde, solunum oranlarının sürekli olarak toprak azot içeriği ile ilişkili olduğu bulunmuştur (Burton vd., 1998). Azotun, özellikle mikrobiyal solunum üzerinde karmaşık bir etkisi vardır (Saiya-Cork vd., 2002). Azotun bozunma üzerindeki etkilerini destekleyen mekanizmalar iyi anlaşılmamıştır (Sinsabaugh vd., 2002).

1.5.6 Toprak Tekstürü

Toprak tekstürü, porozite ile ilişkilidir, bu da toprağın su tutma yeteneğini, su akışını ve gaz difüzyonunu ve sonuçta uzun vadeli toprak verimliliğini etkiler. Dolayısıyla, toprak tekstürü, öncelikle toprak porozitesini, nemini ve verimliliğini etkileyerek toprak solunumunu etkiler. Toprak nemliliği ve solunum, kumlu alanlarda önemli ölçüde ilişkiliydi ancak kil alanlarında belirgin bir ilişki tespit edilememiştir (Dilustro vd., 2005).

Sıcak, kuru dönemlerde kumlu alanlarda toprak solunumu azalır, ancak kilimsi yerlerde daha ince toprak tekstürü, yavaş toprak nem salınımı nedeniyle toprak neminin toprak solunumu üzerindeki etkilerini tamponlar. Yeniden sulandıktan sonra, kumlu topraklardaki solunum oranları, muhtemelen kumlu topraklardaki azalmış toprak su içeriğinin CO_2'nin hava dolu gözenekler aracılığıyla daha kolay akmasına izin vermesi nedeniyle, daha ince tekstürlü topraklardan neredeyse iki kat daha hızlı bir şekilde önceden sulama seviyelerine döner (Bouma ve Bryla, 2000).

Toprak tekstürü, kök sistemlerini ve dolayısıyla dolaylı olarak toprak solunumunu etkiler. Kök büyümesi, genellikle düşük verimlilik, doymamış hidrolik iletkenlik ve su depolama kapasitesi nedeniyle daha haif topraklarda (daha kumlu) daha ağır topraklardan (daha az kumlu) daha yavaştır. Yüksek kök biyokütlesi ve üretim oranları, rizosferde yüksek kök solunumu ve ilişkili mikrobiyal solunuma neden olur (Högberg vd., 2002).

İnce tekstürlü topraklar, daha büyük karbon ve azot havuzlarına sahiptir ve kaba telkstürlü topraklardan daha büyük azot mineralizasyonuna sahiptir. Su infiltrasyonu ve gaz difüzyonu, mikrobiyal yayılma hareketliliğini ve mikrobiyal büyümeye hava ve nem tedarikini etkiler, bu da toprak tekstürüyle büyük ölçüde değişir ve bu nedenle toprak CO_2 üretimini etkiler (McInerney ve Bolger, 2000). Killi balçıklı topraklar, kumlu topraklara göre neredeyse %50 daha fazla CO_2 üretir (Kowalenko vd., 1978). Ancak, yüksek toz ve kil içeriğine sahip topraklarda, toplam karbondan solunan toplam karbon ve mikrobiyal biyokütle oranı, düşük toz ve kil içeriğine sahip topraklardan daha düşüktür (Šantru°cˇková vd., 2003).

1.5.7 Toprak pH'sı

Toprak pH'sı, mikroorganizmalardaki çeşitli enzimlerin yanı sıra kimyasal reaksiyonları kontrol eder. Bir bakteri hücresi, yaklaşık 1.000 enzim içerir, bunların birçoğu pH'ya bağlıdır ve hücre bileşenleri gibi membranlarla ilişkilidir. Enzimlerin toprak humusuna adsorpsiyonu, pH optimumlarını toprak matrisinde daha yüksek değerlere kaydırır. Bilinen bakteri türlerinin çoğunluğu, pH aralığı 4 ila 9 olduğunda büyür. pH aralığı 4 ila 6 olan mantarlar, ılımlı bir şekilde asidofiliktir. Bu nedenle, toprak pH'sı, toprak mikroorganizma büyümesi ve gelişmesi üzerinde önemli bir etkiye sahiptir, ayrıca toprak solunumu üzerinde de etkilidir (Gli´nski ve Lipiec, 1990). Düşük pH'ın toprak mikrobiyal aktivitesi üzerindeki olumsuz etkisi nedeniyle. pH'ı 3,0 olan topraklar, pH'ı 4,0 olan topraklardan 2 ila 12 kat daha az CO_2 salar (Sitaula vd., 1995). Toprak pH'ı 7'den küçük olduğunda CO_2 üretimi genellikle pH ile artar ve toprak pH'ı 7'yi aştığında pH ile azalır (Kowalenko ve Ivarson, 1978). CO_2 emisyonları, pH 7,0'a kıyasla pH 8,7'de %18 ve pH 10,0'da %83 azalmaktadır (Rao ve Pathak, 1996).

1.5.8 Toprak Ölü Örtüsü

Toprak ölü örtüsü 3 katmandan oluşmaktadır. Bu katmanlar mineral toprağın üstünde yer almakta ve farklı özellikler ihtiva etmektedir.

- Yaprak Katmanı (L Katmanı): Yaprak katmanı, henüz önemli bir ayrışma geçirmemiş yeni düşmüş yapraklar ve diğer organik artıklardan oluşur. Bu katman genellikle ormanlık alanlardaki toprak yüzeyinde bulunur. Yapraklar, dallar ve diğer organik maddeler de dahil olmak üzere çoğunlukla bozulmamış bitki materyalinden oluşur. Organik içeriği nedeniyle genellikle koyu kahverengi ila siyahtır. Bu katman, ayrışma sürecini başlatan çeşitli mikroorganizmaları ve böcekleri destekler. Ayrıca mantar ve bakteri gibi birçok ayrıştırıcıya da ev sahipliği yapar. Alt katmanlar için organik madde kaynağı görevi görür ve burada sonunda ayrışır ve toprağı zenginleştirir (Targhetta ve Joffre, 2017).

- Fermentasyon Katmanı (F Katmanı): Fermentasyon katmanı, kısmen ayrışmış organik maddenin varlığıyla karakterize edilir. Bu katman, yaprak katmanının altında oluşur ve ayrışmanın ara aşamasını temsil eder. Yapraklar, dallar ve kısmen ayrışmış diğer bitki materyallerinden oluşan bir karışım içerir ve bunlar hala tanınabilir. Genellikle alt katmanlardan daha koyu, genellikle kahverengi veya koyu kahverengi. Organik maddenin ayrışma sürecinde olduğu yaprak katmanına kıyasla mikrop ve mantarların daha yüksek aktivitesi. Bu katmanda mantarların (miselyum) varlığı yaygındır. Organik madde ayrışmaya devam ederken besin sağlayan bir geçiş katmanı görevi görür ve toprak verimliliğini artırır (Borken ve Matzner, 2009).

- Humus Katmanı (H Katmanı): Humus katmanı, koyu renkli ve besin açısından zengin olan ve toprak sağlığında kritik bir rol oynayan humus olarak bilinen iyi ayrışmış organik maddeden oluşur. Artık bitki veya hayvan parçaları olarak tanınamayan büyük ölçüde ayrışmış organik maddeden oluşur. Stabil organik madde açısından zengindir. Genellikle koyu kahverengi ila siyahtır ve üst toprağın genel rengine katkıda bulunur. Humus toprak yapısını iyileştirir, su tutulmasını artırır, besin bulunabilirliğini artırır ve çeşitli bir mikrobiyal topluluğu destekler. Besin deposu görevi görür ve toprağın nemi tutma yeteneğini artırır. Humus ayrıca toprak agregasyonunu teşvik etmede ve havalandırma ve drenajı iyileştirmede önemli bir rol oynar (Mikan ve Billings, 2000).

1.6 Amaçlar

Bu çalışma, *Pinus nigra* ormanlarının dört farklı yaş grubundan toprak solunumunu ölçmeyi amaçlamıştır. Bu araştırma, toprak ve çevre sıcaklıkları, toprak nemliliği, nem, orman örtüsü birikintileri ve toprak organik karbon stokları gibi mikro çevresel faktörlerden etkilenen *P. nigra* ormanlarının farklı meşcere yaşlarındaki toprak solunum hızlarındaki varsayılan farklılıkları araştırmak için yapılmıştır.

Bu çalışmanın amaçları:

1. Farklı yaş aşamalarında ve plantasyon türlerinde toprak CO_2 emisyonlarının mevsimsel değişimini belirlemek ve bu değişimlerin karbondioksit (CO_2) üretimi ve kullanımı üzerindeki etkisini değerlendirmek.

2. CO_2 emisyonları, toprak sıcaklığı ve CO_2 emisyonları ve nem arasındaki ilişkiyi göstermek.

3. Farklı meşcere çağlarında orman topraklarının karbondioksit için bir kaynak veya yutak rolünü anlamak.

4. Mikro çevresel faktörlerini etkileme farklılıkları nedeniyle farklı orman yaşlarında çeşitli CO_2 emisyon desenleri ve farklılıkları tespit etmek

2. LİTERATÜR

Tez çalışması ile ilgili elde edilen literatürler, toprak solunumu ve onun faktörlerine, örneğin toprak sıcaklığı, toprak nem içeriği, maddenin mevcudiyeti vb. genel bir bakış sağlamayı amaçlamaktadır.

2.1 İlgili Çalışmalar

Taneva ve Gonzales-Meler (2011) çalışmasında, RS'de günlük bir değişim bulunamamış, ancak bireysel RS bileşenlerinin gündüz ve gece RS oranlarına katkısında önemli bir telafi edici fark bulunmuştur. 8+ yaşındaki toprak C ayrışmasının yaklaşık %95'i, toprak organik maddesinin solunumundan kaynaklanmış ve diğer RS bileşenlerinden daha belirgin ve tutarlı bir günlük değişkenlik göstermiştir. Bağıl nem bileşenlerinin günlük değişimlerinin hiçbiri, sıcaklık ve nemdeki değişikliklerle tek başına açıklanamamıştır.

Ekosistemlerde toprak karbonunun dinamiklerini ve dolaşımını anlamak için, Xiao vd. (2014), Çin'deki üç farklı yaşta *Pinus massoniana* ormanlarında 18 ay boyunca toprak solunumu ve örtü ayrışmasını ve bunların toprak sıcaklığı ve toprak su içeriği ile ilişkilerini inceledi. Hem toplam toprak solunumu hem de örtü solunumunun ölü örtü ayrışma oranlarıyla pozitif bir ilişkisi olduğunu buldular. Örtü solunumunun toplam toprak solunumuna ortalama katkısı, farklı yaşlardaki üç orman için %31,0-%45,9 idi ve solunum, toprak sıcaklığının artmasıyla önemli ölçüde arttı. Bu nedenle, toprak ısınmasını azaltmak için bitki örtüsünü korumak amacıyla orman yönetim stratejilerine ihtiyaç vardır.

Ağaçlandırmanın küresel karbon dengesi üzerindeki etkisini doğru bir şekilde tahmin etmek, toprak solunumu ile sıcaklık ve orman yapısı, özellikle meşcere yaşına duyarlılığı arasındaki ilişkinin anlaşılmasına bağlıdır. Ma vd. (2014) çalışmasında, Kuzey Çin'deki üç *Larix principis*-rupprechtii plantasyonu meşceresinin 10 yaşındaki fidan meşceresi, 20 yaşındaki genç meşcere ve 45 yaşındaki olgun meşcere mevsimsel sıcaklık değişimine yanıt olarak toprak solunumlarını (RS) ve bileşenlerini, toprak heterotrofik (RH) ve ototrofik (Ra) solunumunu nasıl değiştirdiği araştırılmıştır.

Meşcere yaşının RH üzerinde önemli bir etkisi olduğu (P = 0,004) ve RS, RH ve RA'nın önemli bir mevsimsel dalgalanması olduğu keşfedilmiştir (P 0,001). Fidanlık meşceresi, muhtemelen en düşük toprak organik karbon sonucunda, kar yağışsız mevsim boyunca üç yaş meşceresinden en düşük bağıl nem (RH) sergilemiştir.

Farklı yaşlardaki Norveç ladin meşcerelerinde, Kukumägi vd. (2017), abiyotik ve biyotik değişkenlere yanıt olarak RS ve heterotrofik (RH) ve ototrofik (Ra) bileşenlerinin dalgalanmasını ve sıcaklık duyarlılığını, ayrıca hendek açmanın mikrobiyal ve toprak özelliklerine etkisini hesaplamıştır. RS, hendek açma yöntemi kullanılarak RH ve RA'ya bölünmüştür. İnce kök oluşumu miktarı, iç büyüme çekirdek tekniği kullanılarak hesaplanmıştır. Toprak mikroplarının biyokütlesini tahmin etmek için manometrik respiratörler kullanıldı. RS'nin, gelişim aşamasına karşı doğrusal olmayan bir tepkiyi göstererek, farklı yaşlardaki meşcerelerde değiştiği bulundu. Toprak mikro iklimindeki değişikliklerden ziyade, biyotik değişkenler RS'nin varyansını açıklamak için kullanıldı. RS veya RA'ya kıyasla, RH TS'ye daha duyarlıydı. 4 yıl hendek açma sonrasında, toprağın pH, N, TOM ve dehidrogenaz aktivitesinde hendek açılan parseller ile kontrol parselleri arasında önemli farklılıklar vardı. Sonuçlar RS bölümlemesinin önemi, farklı yaşlardaki meşcerelerde RH ve RA'nın değişen Q10 değerleri tarafından belirtilmiştir. Potansiyel olarak toprağın kimyasal bileşimindeki ve toprak mikrobiyal populasyonun aktivitesindeki değişiklikler nedeniyle, hendek açma sadece kısa bir süre için kullanılmalıdır.

Wang vd. (2017) çalışmasında, ormanda 20 ila 120 yıl arasında değişen yaşlarda on altı (16) arazi çalışıldı ve her bir arazide altı (6) sığ ve altı (6) derin yaka sıkıca toprağa dikildi. RS ve heterotrofik solunum (RH), sırasıyla sığ ve derin yakalar kullanılarak ölçüldü. RS ve RH arasındaki ayrım, ototrofik toprak solunumu (Ra) olarak hesaplandı. RS'den yaprak ölü örtü tabakası olmayan kısımlardaki toprak solunumu miktarı çıkarıldı ve ölü örtü tabakasındaki solunum miktarı (RL) elde edildi. 19 ay boyunca, toprak sıcaklığı (ST), toprak hacimsel su içeriği (SVWC) ve RS her iki ayda bir izlendi. ST'ye bağlı olarak bir üstel model kullanarak, günlük RS'yi hesapladık. Toplam yıllık RS tahminlerine ulaşmak için, günlük RS eklendi. Yapısal denklemlerle modelleme. RH, subtropikal ormanlarda orman yaşına bağlı olarak azaldı ve hem erken hem de eski ardışık aşamalarda yüksekti. Yıllık ölçekte, ST çoğunlukla RS

oranlarını etkiledi, ardışık gradyan üzerinde ise FRB öne çıktı. Araştırmaları, RH'nin ardışıklık boyunca azaldığını ve subtropikal bir ormanda RS'yi etkileyen faktörleri ortaya çıkardı. Bu sonuç, birincil RS sürücülerinin çeşitli zaman çerçevelerinde değişebileceğini göstermektedir. Ardışıklık boyunca RS için kritik bir sürücü olarak maddenin mevcudiyeti tanınırken, ST, günlük ve mevsimsel zaman çerçevelerinde RS'yi etkileyen birincil çevresel faktördür. Üst ve alt toprak karbon akışlarının kombinasyonu, ardışıklık sırasında dalgalanmaları nedeniyle ana araştırma odakları olmalıdır.

Chen vd. (2014), Çin'in Doğu Tibet Platosu'ndaki üç farklı subalpin ortamda (birincil A. fabri ormanı, ikincil A. fabri ormanı ve kesilmiş arazi) RS'yi inceledi. Üç subalpin ekosistem için, RS'deki günlük dalgalanmalar büyük ölçüde 5 cm derinlikteki ST varyasyonlarıyla ilişkilendirildi, en büyük değer 14:00-16:00'da ve en küçük değer 02:00-06:00'da idi. RS, büyüme mevsiminde daha büyük ve büyüme mevsimi olmayan dönemde daha düşük olmak üzere karşılaştırılabilir bir zaman dalgalanması sergiledi. RS ve ST ile SM arasında önemli pozitif korelasyonlar gösterilebilir (p 0,05), ancak ST, bu konumdaki RS zaman dalgalanmasının baskın düzenleyici faktörüydü. Q10 değeri, birincil ve ikincil ormana göre kesilmiş arazide daha büyüktü, bu da RS'nin mevcut olduğunu gösteriyordu.

Rubio ve Detto (2017), toprak solunumunun, topraktaki tüm solunum aktivitelerinin toplamı olduğunu ve küresel karbon döngüsünde anahtar bir akış olduğunu açıklamıştır. CO_2 çıkış hızının toprak solunum hızına eşit olduğu genellikle düşünülür. Bu varsayımı, CO_2 ölçümlerini yüksek hassasiyetli O_2 ölçümleriyle birleştirerek sorgulamışlardır. Bu ölçümler, çeşitli ekosistemler ve toprak tiplerinde yapılmış ve üç Akdeniz sitesinin toprak profilinden elde edilen hava örneklerinin ölçümlerini içermiştir: ılıman bir orman ve iki alpin ormanı. Köksüz alpin toprakları da laboratuvarda yetiştirildi. CO_2 çıkışının O_2 girişine oranının (görünür solunum kotası, ARQ olarak tanımlanır) 0,14 ile 1,23 arasında büyük ölçüde değiştiği keşfedildi. Bu farklılıklar, CO_2'nin toprak suyunda çözünmesi ve bikarbonat iyonlarına dönüşmesi, ayrıca bu yüksek pH'lı topraklardaki karbonat mineral çözünme ve çökelme süreçleri ile açıklanmaktadır. Sonuç olarak, bu tür topraklarda kısa vadeli, oda bazlı biyolojik solunum akışını hesaplamanın tek yolu, gözlemlenen toprak CO_2 çıkışını, ortalama

(çıkış ağırlıklı) toprak profil ARQ ile bölmektir. Bu yöntem yarı kurak bir çam ormanına uygulandığında, tahmin edilen kısa vadeli biyolojik solunum hızı, oda ölçümlü yüzey CO_2'den 3,8 kat daha büyüktü. ARQ okumalarının, daha asidik topraklarda şaşırtıcı derecede düşük (0,7) olduğu sıklıkla belirtildi. Bu seviyeler, muhtemelen aşırı stres zamanlarında önceden oluşturulan indirgenmiş demirin oksidasyonunun sonucudur.

Yu vd. (2019) çalışmasında, Güney Çin'in toprak erozyon bölgesindeki bir Pinus massoniana plantasyonunda dört farklı yaşta meşcereler kronosekansında RS ve mikroiklim faktörlerindeki değişiklikleri incelediler (8; 17; 27 ve 36 yaşında). Dört yaşlı meşcereler arasında, RS'nin açık mevsimsel dinamiklere sahip olduğu gösterildi, yaz ve kış mevsimlerinin sırasıyla en yüksek ve en düşük değerlere sahip olduğu. 8; 17; 27 ve 36 yaşındaki meşcereler için ortalama RS sırasıyla 1,45; 1,83; 2,03 ve 2,32 mol CO_2 m^2 s^1 idi. Ayrıca, RS'nin meşcere yaşına bağlı olarak arttığı keşfedildi. RS'nin sıcaklık duyarlılığı (Q10), sırasıyla 8, 17, 27 ve 36 yaşındaki meşcereler için 2,08; 2,09; 2,23 ve 2,19 idi. Ek olarak, tüm meşcereler RS'nin artan toprak sıcaklığı ile üstel olarak arttığını gösterdi. Ayrıca, 27 ve 36 yaşındaki meşcerelerin Q10 değerleri, diğer iki meşcereninkine göre belirgin şekilde daha büyüktü (p 0,05). Adım adım çoklu regresyon analizine göre, toprak sıcaklığı RS'yi toprak organik karbondan daha fazla etkiledi. Bu çalışma, Güney Çin bölgesindeki *P. massoniana* plantasyonlarında RS'nin hesaplanması için öneriler sunar.

Tate vd. (1993), Güney Yeni Zelanda'daki eski kayın ormanlarında örtü ve topraktaki karbon stoklarını inceledi. Örtü tabakasındaki C miktarının 3 kg m^{-2} olduğu bulunurken, mineral toprakta ölçülen değer 15,8 kg m^{-2} idi.

Dixon vd. (1994), ulusal orman kaynaklarının karbon depolama kapasitesini ve karbon akışı tahminlerini çeşitli metodolojiler kullanarak araştırdı. Karbonun depolanma miktarı, çalışmanın orman bölgelerini üç farklı enleme (0-250; 250-500 ve 500-750) bölmek suretiyle hesaplandı. Bu araştırmalar sonucunda, orta ve yüksek enlemlerdeki ormanların karbon içeriğinin, düşük enlemli açık alanlardaki karbon değerinden daha düşük olduğu (1,6±0,4 PgC yr-1) keşfedildi. Dünya çapındaki orman topraklarının

yaklaşık 1.146 Pg karbon depoladığı belirtildi, yüksek enlemli ormanlar %49, düşük enlemli ormanlar %37 ve orta enlemli ormanlar %14 depolamaktadır.

Schauvlieghe ve Lust (1999)'a göre, depolanan karbon miktarı en yüksek olanı, eski (69 yaşında) kül ağaçlarıydı (232 ton/ha), bunu 227 ton ile eski (69 yaşında) meşe-kayın karışık ormanlar izledi. Çalışma, Belçika'daki karbon depolaması üzerinde farklı arazi kullanım desenlerinin etkilerini inceledi. Mera alanları ve genç (29 yaşında) kül ormanlarında, C/ha'nın 128 ton olduğu bulundu, saf meşe ormanlarında ise C/ha'nın 117 ton olduğu bulundu. Topraktaki karbon miktarının, özellikle stabil topraklarda yetişmiş yaşlı meşcerelerde çok yüksek olduğu bulundu, bu çalışmada, toprak karbonunun meşcere yaşına doğrudan bağlı olduğu iddia edildi.

Ilvesniemi vd. (2002), Finlandiya orman ekosistemlerindeki karbon stoklarını belirlerken, orman topraklarındaki toplam karbon stoklarının ortalama olarak 5,52 kg m^2 olduğunu keşfetti. Bu meşcerelerde yapılan ormancılık faaliyetlerinden biri kesimdir ve kesimden 12 ve 27 yıl sonra, topraktaki karbon deposunda 0,5 kg m^2'lik bir artış görüldü. Schlesinger vd. (2001), önemli ölçüde CO_2 konsantrasyonuna sahip bir alandaki bir *Pinus taeda* meşceresi örtüsü bitki örnekleri topladı ve üst topraktan derine doğru önemli bir CO_2 stok düşüşü olduğunu buldu.

Amerika Birleşik Devletleri'ndeki Cascade Dağları'nda, Klopatek (2002), çeşitli yaşlardaki (20 ve 40 arası) *Pseudotsuga menziesii* (Mirb.) meşcereleri altında oluşan toprakların karbon depolama yeteneklerini değerlendirdi. En az 40 yaşındaki duglas meşcerelerinde korunduğu keşfedildi, bu da kesim atıklarından, kalın odunsu enkazdan ve hasat edilmiş kütüklerden C girişlerini gösterdi. Karatepe'nin 2004 yılında yaptığı karbon içerik çalışmalarına göre, en azından siyah çamın (*Pinus nigra* Arn.) Gölcük Formasyonu (12,80 ton/C/ha) vardır. Gölcük Formasyonu, örtüde maksimum organik karbon stoğuna (34,50 ton/ha) sahipken andezit ana kaya destekleri en düşük organik karbon stoğuna (22,23 ton/ha) sahipti.

Bienkowski vd. (2006)'ya göre, Sibirya'nın iğne yapraklı ormanının ve mera alanlarının merkez kısmı, boreal ormanlarda %32, subboreal ormanlarda %33,7 ve meralarda %30,3 karbon içeriğine sahip örtü ile kaplıdır. Adana'da beş ayrı meşcere

türünde (saf *Pinus brutia, Pinus nigra, Cedrus libani, Juniperus excelsa* ve karışık *Abies cilicica, P. nigra* ve *C. libani*),

Evrendilek vd. (2006) ana ağaç türlerimizin üzerindeki biyokütle, örtü biyokütlesi ve yaprakları ölçtü. Bu meşcerelerin ortalama karbon stokları, hava koşulları üzerine yapılan çalışmalarında 97,8 Mg C ha^1 olarak tahmin edildi, bunun 83,0 Mg C ha^1'i üzerindeki biyokütleye ve 14,8 Mg C ha^1'i yer altına depolandı. Ormanların topraklarının 172,0 ± 25,7 Mg C ha^1 organik karbon ve 9,2 ± 1,2Mg C ha^1 toplam azot içerdiği keşfedildi.

Meksika'nın batısında, García vd. (2006), mera ve orman alanlarındaki toprak üstü karbon miktarlarını inceledi ve orman topraklarındaki karbon miktarının mera alanlarından daha yüksek olduğunu buldular. Mera (%3 ve %2,3) ve orman (%3,6 ve %2,9) topraklarının karbon içeriğinde önemli mevsimsel farklılıklar olduğunu iddia ettiler.

Zhou vd. (2006) çalışmasında, 1979 ve 2003 yılları arasında, Çin'de 400 yıldan daha yaşlı orman topraklarından 0 ile 20 cm derinlik arasında değişen 230 toprak örneği toplandı. Daha sonra toprakta depolanan organik karbon miktarı hesaplandı. Ortalama hacim ağırlıklarının zamanla azaldığı ve toprağa depolanan organik karbon miktarında istatistiksel olarak anlamlı bir artış olduğu keşfedildi. Toprak organik karbonunun yaşla birlikte arttığında, karbon depolama miktarında bir artış olduğunu iddia ettiler.

Hobbie vd. (2006) çalışmasında, farklı ağaç türlerinin farklı toprak karbon depolama kapasitelerine sahip olduğunu, Polonya'nın Güney-Batısındaki tek tür geniş yapraklı ve iğne yapraklı ormanların C depolama kapasiteleri üzerine yapılan çalışmaları sonucunda keşfettiler.

Vesterdal vd. (2008), Avrupa'daki altı en yaygın ağaç türünün (akçaağaç, kül, limon, kayın, meşe ve ladin) altındaki toprak ve örtüdeki karbon içeriğini inceledi. Bu çalışma sonucunda, farklı ağaç türlerinin toprakları ve yaprak tabakasındaki karbon depolama oranlarının büyük ölçüde değiştiği tespit edildi. Örneğin, örtünün karbon değerlerinin birbirinden büyük ölçüde farklı olduğu belirlendi.

Çeşitli ağaç türleri altında oluşan topraklardaki karbon miktarını belirlemek için, Tolunay ve Ömez (2008), ülke çapındaki orman topraklarında yapılan araştırmaların çoğunu derledi. Çalışmaya göre, bir hektarlık arazi ortalama olarak 83,8 Mg organik karbona sahipti, bunun 78,0 Mg'ı (ton) toprakta depolanmış ve 5,8 Mg'ı örtüde bulunmuştur.

Kiser vd. (2009), 1976 ve 2006 yılları arasında Camp Brunch havzasındaki meşe ve diğer yaprak döken ağaç türlerinin karışık ormanlarında toprak organik karbonundaki değişikliklere baktı ve inceledi. Toplamda çeşitli derinliklerde (0-10 cm, 10-30 cm ve 30-50 cm) 73 toprak örneği alındı. Sadece 0-10 cm derinlikteki toprakların hacim ağırlıklarını hesaplamak için, belirli bir hacme sahip bir silindir örneği de toplandı. Toprağın karbon içeriğinde istatistiksel olarak anlamlı bir değişiklik olmadığını belirlemişlerdir.

Stendahl vd. (2010) çalışması, İsviçre'de aynı yaşta ve doğal olarak yayılan Norveç ladin (*Picea abies* (L.) Karst.) ve İskoç çamı (*Pinus sylvestris* L.) meşcereleri altında oluşan toprakların organik karbon içeriğine baktı ve ladin meşceresinin TOC stoğunun 5,7 kg m^2 olduğunu, İskoç çamı meşceresinin değerinin ise daha yüksek olduğunu (9,2 kg m^2) ortaya koydu.

Hansson (2011), İsveç'teki ladin, İskoç çamı ve huş ağaçları ormanlarında, çeşitli ağaç türlerinin karbon içeriğini ve C havuzuna etkilerini incelemek için bir araştırma yürüttü. Çalışmanın bulguları, farklı ağaç türlerinin, özellikle örtüde, mineral topraklarda farklı miktarda karbon (C) depoladığını gösterdi. Ladin meşcerelerinin en büyük karbon depolamasına sahip olduğu gösterilirken, huş meşcerelerinin en hızlı C mineralizasyonunu yaşadığı görüldü.

Güneybatı Kosta Rika'da, Keller vd. (2013), çeşitli tropikal orman türleri altındaki toprak karbon depolamasındaki değişikliklere baktı. Çalışmanın bulguları, toplam karbon depolamanın, meşcere örtüsü ve tür farklılıkları üzerinde istatistiksel olarak anlamlı bir etkisi olduğunu gösterdi.

Almanya'da Leuschner vd. (2013) tarafından 50 ile 189 yaşları arasında, 4 farklı derinlik seviyesinde (0-10 cm, 10-20 cm, 20-40 cm ve 40-60 cm) İskoç çamı (*Pinus*

sylvestris L.) ve Avrupa kayını (*Fagus sylvatica* L.) ormanları incelendi. Toprakların organik karbon oranına, toplam azot yüzdesine, hacim ağırlıklarına, katyon değişim kapasitesine (KDK), pH'a, baz doygunluğuna ve diğer besinlere baktılar. Araştırmanın bulguları, kayın ormanlarının 0 ila 50 cm derinliklerde %25 daha yüksek toplam karbon stoğuna sahip olduğunu, İskoç çamı ormanlarının ise 0 ila 5 cm derinliklerde, onların altındaki organik topraklarda %75 daha yüksek toplam karbon depolama oranına sahip olduğunu göstermektedir.

Dong vd. (2014), Çin'in kuzeybatı Shanxi bölgesindeki beş farklı arazi kullanımı (kavak, plantasyon, yapay çalılar, tarım alanları ve çorak alanlar) altındaki toprakların karbon stoklarını analiz etmek için üç (3) farklı derinlik seviyesinde (0-20 cm, 20-40 cm ve 40-60 cm) toprak örnekleri inceledi. Çalışmanın bulgularına göre, toprak karbon depolamasının, kullanılan arazi türüne bağlı olarak büyük ölçüde değiştiğini ve üst toprak tabakasının daha derin tabakalardan çok daha fazla karbon depoladığını belirlemişlerdir.

Lukić vd. (2015), Sırbistan'daki Grdelica Gorge alanlarında erozyona uğramış alanlarda kullanılan bu bitkilerin toprak özelliklerindeki derinlik değişimini, erozyon durumunu ve karbon depolama kapasitesini belirlemek için siyah çam (*Pinus nigra* Arnold.) ve siyah akasya (*Robinia pseudoacacia* L.)'nın on (10) farklı türünü inceledi. Derinlik seviyelerine göre, toprak örnekleri toplandı (0-5 cm, 5-10 cm ve 10-20 cm). Araştırma sonucunda, karbon miktarının, 0-5 cm'lik üst toprak seviyesindeki ladin bölgelerinde yüksek olduğu bulundu.

Kuzey Fas'ın yarı kurak bölgelerindeki bozulmuş mantar meşesi (*Quercus suber*) ormanlarından elde edilen verileri kullanarak, Oubrahim vd. (2016), orada depolanan karbon miktarını inceledi. Bu amaçla, meşe ağaçlarının toprakta ve yer üstü biyokütlesinde (100 cm derinliğe kadar) karbon depolama kapasitesi artırıldı. Araştırmaya göre, meşe ormanları, bu karbonun %51'den fazlasının toprakta kaldığı bir hektar başına toplam 65 ila 237 t karbon depoladığı. 0-40 cm derinlikteki TOC içeriğinin %87'den fazlasının bulunduğu ortaya çıktı.

Çin'in Zhejiang bölgesindeki ormanlarda yapılan bir araştırmada, Liu vd. (2018), tür çeşitliliğinin artmasıyla subtropikal orman ekosistemlerinde karbon stoklarının nasıl değiştiğini araştırdı. Tür çeşitliliğinin 3 ile 20 arasında değiştiği ve meşcere yaşlarının 22 ile 116 arasında değiştiği bölgelerde karbon stokları incelendi. Meşcere çeşitliliği ve meşcere yaşı sırasıyla %28,5 ve %29,4 oranında, toplam karbon deposu olan ormanların %28,5 ve %29,4'ünü oluşturur. Meşcereye eklenen her yeni tür için, karbon stokunda %6,4'lük bir artış görüldü.

Carol Adair vd. (2018), Kanada'nın Quebec eyaletindeki ılıman ve boreal ormanlarda modelleme kullanarak, habitat değişkenlerinin (sıcaklık, zaman, arazi), bitki özelliklerinin ve çeşitliliğin karbon havuzu üzerindeki etkilerini belirlemeye çalıştı. Elde edilen sonuçlar, (1) bitki türlerinin ve özelliklerinin, karbon havuzunda, en etkili faktörler olan büyüme ortamı faktörlerine ek olarak çok önemli olduğunu, (2) bitki özelliklerinin, bitki çeşitliliğinden daha önemli ve önemli olduğunu ve (3) canlı yer üstü biyokütlenin, tür farklılıklarında toprak organik ufukta arttığını ve azaldığını göstermektedir.

2.2 Çam Ağaçları

2.2.1 Çam Ağaçları Hakkında Genel Bilgi

Çamlar yaprak dökmeyen ağaçlardır, 3-80 m (10-260 ft) yüksekliğinde büyürler, türlerin çoğunluğu 15-45 m (50-150 ft) ulaşır. En küçükleri Sibirya cüce çamı ve *Potosi pinyonu*'dur ve en uzunu 81,8 m (268 ft) *Ponderosa* çamıdır (Fattig, 2011).

Çam ağaçlarının ömrü uzundur ve 100-1.000 yıl yaşayabilirler, bazıları çok daha uzun süre yaşar. En uzun ömürlü olanı bristlecone çamıdır (*P. longaeva*). Bu türün bir üyesi olan "Methosaleh," dünyanın en eski yaşayan organizmalarından biridir ve yaklaşık 4.800 yıl öncesine dayanır. Bu ağaç Kaliforniya'nın Beyaz Dağları'nda bulunabilir. En eski ağaç, artık kesilmiş olanıdır ve 4.900 yaşındadır. Bu ağaç, Wheeler Peak'in altındaki bir ormanda keşfedildi ve şimdi Yunan ölümsüzünün adı olan "Prometheus" olarak bilinir (Eveleth, 2012; Miranda, 2015).



Şekil 2.1 Çalışma alanındaki çamların genel görünümü (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 2.2 Araştırma alanlarındaki *Pinus nigra* çamlarının genel görünümü (Ashraf Rages, 2022)

2.2.2 Karaçam (*Pinus nigra* Arnold)

Karaçam türü, 50 m'ye kadar büyüyebilen her zaman yeşil orman ağaçlarıdır. Yaşlandıkça, tepesinin formu piramidal şekilden şamdan şekline dönüşür. Kabuğu gri ile sarı-kahverengi arasında değişen renklere sahiptir ve yaşlandıkça, çatlayan çatlaklar tarafından geniş ölçüde pul pul dökülen plakalara bölünür, çoğu çam ağacının kalın, pullu bir kabuğu vardır (Akkemik, 2018; Yaltırık, 2000). Şekil 2.5 ve 2.6'da gösterildiği gibi.

Pinaceae, 11 cins ve 232 tür ile günümüzün en önemli conifer familyasıdır ve gymnosperm türlerinin üçte birinden fazlasına ev sahipliği yapar. Pinaceae familyasının yarısından fazlası, *Pinus* cinsi (neredeyse 100 tür) dahil olmak üzere kuzey yarımkürede bulunur. *Pinus*'un öncülleri, korunmuş koniler tarafından kanıtlandığı gibi Kretase Dönemi'nde ortaya çıktılar. İnsan evriminden bu yana ekonomik değerlerin, biyokimyasal süreçlerin, hidrolojik ve yangın rejimlerinin ve bölgesel ve küresel iklimin önemli bileşenleri olmuşlardır (Richardson, 1998).

2.2.2.1 Doğal yayılışı

Pinus nigra Arnold (Avrupa siyah çamı) bir Avrupa yerlisidir. Dağılımı, İspanya ve Fas'ta 5°E'den doğu Türkiye'deki yaklaşık 40°E'ye ve Fas ve Kıbrıs'ta 35°N'den kuzey Avusturya'daki 48°N'ye kadar uzanır (Critchfield ve Little, 1966). Balkanlar'ın güneyinde, Kırım'da Rusya'nın güneyinde ve Türkiye'nin güneyinde, Kıbrıs, Sicilya ve Korsika adalarında, Cezayir ve Fas'ta dış sahalarda, siyah çam, İspanya'nın doğu kısmından, güney Fransa ve İtalya'dan Avusturya'ya kadar güney Avrupa'da bol miktarda yetişir (Mirov, 1967), (Şekil 2.2).

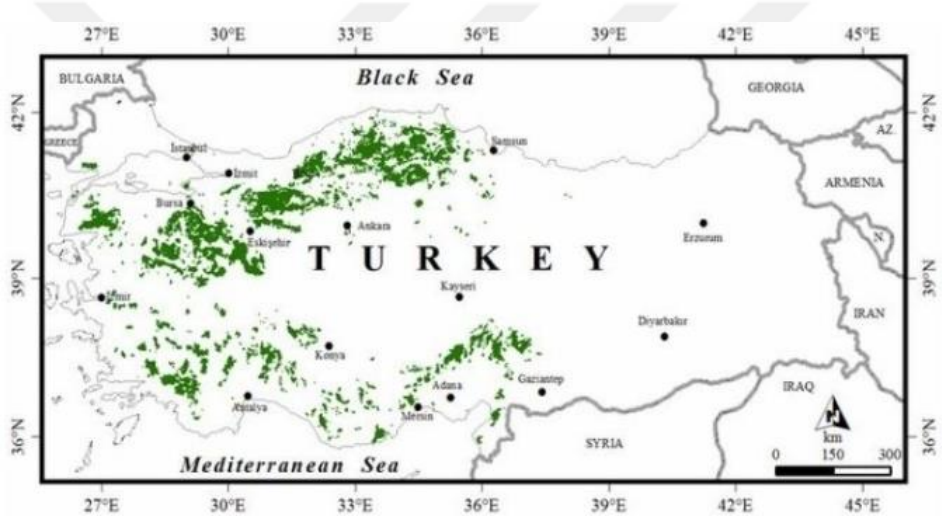


Harita 2.1 Pinus nigra'nın doğal dağılımı (Güvendiren, 2009)

Avrupa Siyah Çamı'nın alt türlerinden biri olan Anadolu Siyah Çamı (*Pinus nigra* Arnold alt türü pallasiana), Türkiye'nin Toros, batı Anadolu ve kuzey Anadolu Dağları'nda doğal olarak orta yükseklikte yaygın bir tür olarak yetişir. Yükseklikler 250 ile 1.550 metre arasında değişir (Kaya ve Temerit, 1994) (Şekil 2.2). Nadiren Karadeniz bölgesinin kıyısında yetişir; bunun yerine genellikle 400 ile 1.400 metre

yükseklikler arasında yetişir. 1.400 metreden sonra (1.700 metreye kadar), *P. sylvestris*, Abies spp ve Quercus spp ile karışık meşcereler oluşturur. Orta yüksekliklerde ise, saf meşcereler üretir.

Ülkemizin en önemli ve gerekli orman ağaçlarından biri ladin'dir. Toplam 3.445.665 hektarlık bir alanla, siyah çam, ülkemizin orman kaynaklarının %15,2'sini oluşturur, bunun 2.639.856 hektarı düzenli bahçeler ve 805.808 hektarı bozuk bahçelerdir. Pratik olarak ülkemizin her yerinde bulunur. Maraş ve Gümüşhane arasında uzanan ve ülkemizdeki dağılım alanı olarak kabul edilen Anadolu Haçı, 400 ile 2.100 metre yüksekliktedir (Erşimşek, 2021).



Harita 2.2 Türkiye'deki çamların dağılımı (Atalay ve Efe, 2012)

2.2.2.2 Taksonomi

Arnold (siyah çam), Pinophyta Şubesi, Pinopsida Sınıfı, Pinales Takımı, Pinaceae Familyası ve *Pinus* Cinsi'nin bir üyesidir. Ayrıca Avrupa siyah çamı, Avusturya çamı ve Kırım çamı adlarıyla da bilinir (Papendick ve Campbell, 1981).

1.1.1.1 Ekolojisi

Anadolu siyah çamının yetiştiği ortam soğuk ile çok soğuk arasındadır. Anadolu siyah çamı, Avrupa siyah çamı gibi, gölgeye dayanıksız olarak sınıflandırılır, bu nedenle güneşli bakılarda tercih edilmelidir. Anadolu siyah çamı, saf kireçtaşı, kireçli, kumlu ve fakir topraklar dahil olmak üzere çeşitli toprak türlerinde yetişebilir, ancak derin

toprağa ihtiyaç duyar (Elkiey vd., 1982). Anadolu'dan siyah çam, step ortamlarında gelişebilir ve sert hava koşullarına kolayca dayanıklıdır.



Şekil 2.3 Çam kabuğu (URL-1, 2024)



Şekil 2.4 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının kabuğu (Ashraf Rages, 2022)

Yeni bahar sürgünleri bazen "mumlar" olarak adlandırılır; Kahverengi veya beyaz tomurcuk ölçekleri ile kaplıdır ve başlangıçta yukarı doğru, daha sonra yeşil dönerek dışa doğru yayılır. Bu "mumlar", toprak verimliliğini ve ağaç canlılığını değerlendirmek için bir araç sağlar (Zeng ve Wang, 2009). Dallar, düzenli "yanıltıcı" spirallerde oluşur, bu da aynı yerden başlayan bir dal halkası gibi görünür. Birçok çam ağacı alışılmadık olup, bu dallardan sadece biri her yıl o yılın yeni dallarının üstündeki

tomurcuklardan gelişirken, diğerleri ara düğümlüdür ve yılda iki veya daha fazla dal üretir (Porter, 2018). Tek evcikli Anadolu Siyah Çamı, aynı ağaçta belirgin staminat ve ovülasyon strobilleri üretir. Staminat strobiller silindirik, kısa saplı, parlak sarı, yaklaşık 2 cm uzunluğunda, çok sayıda ölçekli ve bol miktarda polen taşır. Genellikle genç sürgünlerin tabanında, öncelikle alt tacın daha eski yan dallarında kalabalıktırlar (Richardson, 1998), Tomurcuklar 6-12 mm uzunluğunda, yumurta biçiminde konik ölçekler kestane kırmızısı, genellikle reçinesizdir. Ancak, kurak yetişme ortamlarında, tomurcuğu korumak için reçine ile kaplanırlar (Vázquez, vd., 2020), Şekil 2.7'de gösterildiği gibi.



Şekil 2.5 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının bazı tomurcukları (Ashraf Rages, 2022)

Çam ağaçları dört tür yaprak içerir, araştırma alanında bulunan tür iğnelerdir. İğneler, yeşildir ve fasikül olarak bilinen kümeler halinde demetlenmiştir. İğneler, fasikül başına bir ila yedi arasında değişebilir ancak genellikle iki ila beş arasındadır. Bir ölçek yaprağın aksilindeki bir cüce sap üzerindeki küçük bir tomurcuk, her fasikülün oluşumuna yol açar. Bu tomurcuk ölçekleri genellikle fasikül üzerinde bir bazal kılıf olarak bırakılır. Türüne bağlı olarak, iğneler 1,5 ila 40 yıl arasında her yerde sürebilir. Bir sürgünün gelişen ucu yok edilirse (örneğin, bir hayvan tarafından yenilirse),

yaralanmanın altında yakın iğne fasikülleri, daha sonra eksik büyüme ucu yerine geçebilecek bir sap üreten tomurcuk üretecektir (Richardson, 1998). Koyu yeşil, iki iğneli gruplar, genellikle düz veya eğimli, 5–13 cm uzunluğundadır (Güvendiren, 2009) (Şekil 2.8).



Şekil 2.6 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağaçlarının iğne yaprakları (Ashraf Rages, 2022)

Çam ağaçları tek evciklidir, aynı ağaçta erkek ve dişi koniler bulunur, polen açıldığında dökülür. Dişi koniler, döllenmeden sonra 1,5 - 3 yıl (türe bağlı olarak) olgunlaşır, olgunlaştığında dişi koniler 3 ila 60 cm uzunluğundadır. Her koni, her verimli ölçekte iki tohum olacak şekilde birçok helisel düzenlenmiş ölçeğe sahiptir. Tohumların çoğunluğu küçük, kanatlı ve rüzgarsızdır (rüzgâr tarafından dağıtılır), ancak diğerleri daha büyüktür. Koniler olgunlaştığında, genellikle tohumları serbest bırakmak için açılırlar. Belirli dağınık kuş türlerinde, örneğin beyaz çamda, tohumlar yalnızca kuşun konileri parçalamasıyla serbest bırakılır. Bazı durumlarda, tohumlar, konilerin açılmasını sağlayarak tohumların serbest bırakılmasını sağlayan birçok yıl boyunca kapalı konilerde tutulur (Judd vd., 1999).



Şekil 2.7 Araştırma alanındaki *Pinus nigra* ağacının konileri (Ashraf Rages, 2022)

3. MATERYAL VE YÖNTEM

3.1 Araştırma Alanı

Araştırma alanı, Batı Karadeniz bölgesinde, Kastamonu İlinin batısında yer almaktadır, Kastamonu Orman Bölge Müdürlüğü, Kastamonu orman İşletme Müdürlüğü sınırları içerisinde 41°22′18,26″; 41°23′8,30″K ve 33°43′49,24″; 33°44′57,57″D arasında bulunmaktadır (Harita 3.1). Arazinin ortalama yüksekliği 756 m'dir. Yayılış alanı 1.512 m yükseklikten başlar ve Kavakoğlu Tepesi'ne kadar ulaşır. Araştırma kapsamında belirlenen deneme alanları, Kastamonu Orman İşletme Müdürlüğü sınırı içindeki alanda bulunmaktadır (Anonim, 2014). Çalışma alanının orman alanlarındaki hâkim ağaç tür karaçam ağaçlarıdır.



Harita 3.1 Kastamonu'nun haritadaki konumu (URL-2, 2024)

3.2 İklim

Kastamonu şehir merkezindeki meteoroloji istasyonu, Kastamonu Orman İşletme Müdürlüğü alanındaki hava koşullarını doğru bir şekilde temsil edebilecek en yakın hava istasyonudur. Bu istasyondan alınan 1930 ve 2018 yılları arasında alınan 88 yıllık dönem ölçümler, meteorolojik gözlem değerlerinin tablosunu oluşturmak için kullanılmıştır.

Kastamonu Meteoroloji İstasyonunun istatistiklerine göre, her yıllık ortalama yağış miktarı 481,9 mm'dir. Yıllık ortalama sıcaklık 9,8°C'dir. Yıllık ortalama en yüksek sıcaklık 16,3°C'dir, yıllık ortalama en düşük sıcaklıkk ise 4,1°C'dir (Tablo 3.1). Thornthwaite yönteminin su dengesinin değerlendirmesine göre, Kastamonu'da Temmuz ve Ekim ayları arasında bir su açığı bulunmaktadır.

Türkiye Makro İklim Bölgeleri sınıflandırmasına göre, Kastamonu Orman İşletme Müdürlüğü ormanları Batı Karadeniz İklim Tipi Bölgesi'nde bulunmaktadır. Ancak, denizin etkisi, denize bakan yamaçların yüksek dağlarla kaplı olması nedeniyle Karadeniz bölgesinde daha az belirgindir. Çünkü bölge hem gece ve gündüz arasında hem de yaz ve kış arasında Karadeniz'e bakan dağlardan daha fazla sıcaklık dalgalanması yaşar, Yılın çoğu yağışı ilkbaharda (Mart-Haziran) gerçekleşir. Yaz genellikle kurak geçer; ilkbahar ve sonbaharda yağmurlu veya kar yağışlı, kışları ise genellikle kar yağışlıdır. Arazinin genel bakısı kuzey, güney, güneydoğu ve güneybatı olmak üzere dört ana gruptadır: Kuzey tarafında gelen ağaç türleri arasında, kayın, gürgen, sarıçam, karaçam bulunur (Anonim, 2014).

Tablo 3.1 Kastamonu meteoroloji istasyonu ortalama iklim verileri (1930-2018)

Peryot: 1930 – 2018													
Parametre	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haz	Temm	Ağustos	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Yıllık
Ortalama Sıcaklık (°C)	-1,0	0,7	4,3	9,6	14,2	17,6	20,3	20,0	15,7	10,7	5,1	0,8	9,8
Ortalama Maks. Sıcaklık (°C)	3,1	6,0	10,9	16,6	21,2	24,7	27,8	28,1	23,9	18,1	10,9	4,8	16,3
Ortalama Min. Sıcaklık (°C)	-4,6	-3,5	-0,9	3,4	7,6	10,4	12,3	12,2	8,9	5,2	0,9	-2,5	4,1
Maks. Sıcaklık (°C)	17,3	21,1	27,8	31,4	35,1	37,5	42,2	40,2	36,5	32,5	24,7	21,1	42,2
Min. Sıcaklık (°C)	-26,9	-22,3	-19,7	-8,5	-3,6	0,2	3,8	0,9	-1,5	-7,5	-19,3	-23,7	-26,9
Ortalama Güneşli (Saat)	2,4	3,7	4,6	5,8	7,3	8,6	9,9	9,6	7,4	5,6	3,8	2,1	70,8

3.3 Arazi ve Laboratuvar Yöntemleri

Araştırma alanındaki meşcere özelliklerini belirlemek için toprak solunumu ölçümleri yapmadan önce 40m x 20m ebatlarında parseller oluşturulmuştur. Ayrıca, genç rejenerasyon (YR), orta rejenerasyon (IR) ve olgun plantasyon (MP) olarak kategorize

edilen orman ağaçları için minimum ve maksimum sınırların yanı sıra ortalama göğüs yüksekliği çapı (DBH), minimum ve maksimum sınırlar ve ortalama yükseklik gibi çalışma alanındaki ağaçların tanımlayıcı ölçümleri alınmıştır. Elde edilen bu bilgiler Tablo 3.2'de gösterilmiştir.

Tablo 3.2 Farklı orman türlerinin ağaçlarına ait tanımlayıcı ölçümleri

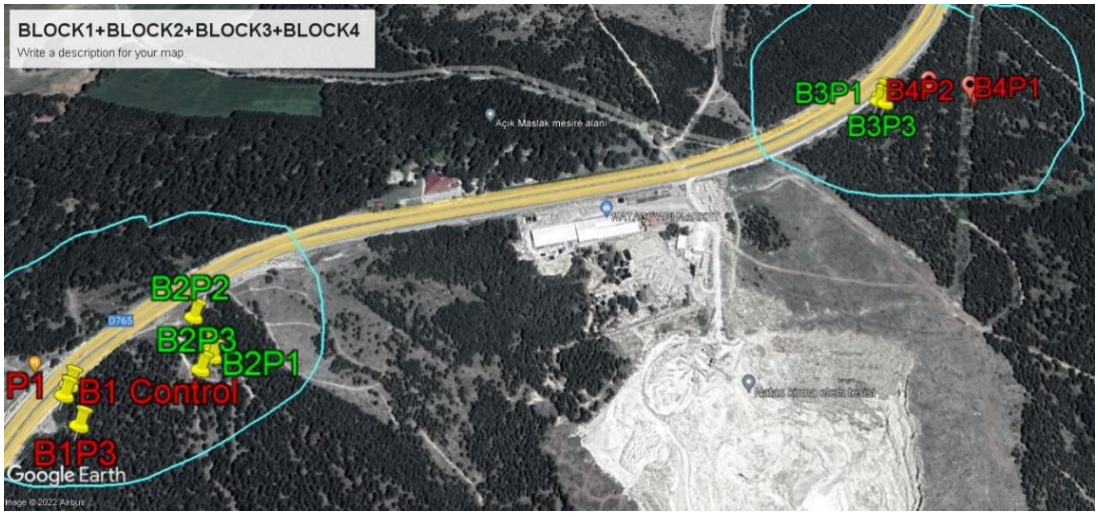
Orman Türü	Ağaçlar/Hektar	Ortalama DBH (cm)	Ortalama Yükseklik (m)	Minimum DBH (m)	Maksimum DBH (m)	Minimum Yükseklik (m)	Maksimum Yükseklik (m)
YR	4.300	1,4	0,97	0,01	0,04	0,70	1,00
IR	3.900	5,0	4,39	0,01	0,12	1,5	7,7
MP	437,5	24,0	12,83	0,15	0,33	9,3	19,1

DBH: Göğüs Yüksekliğindeki Çap

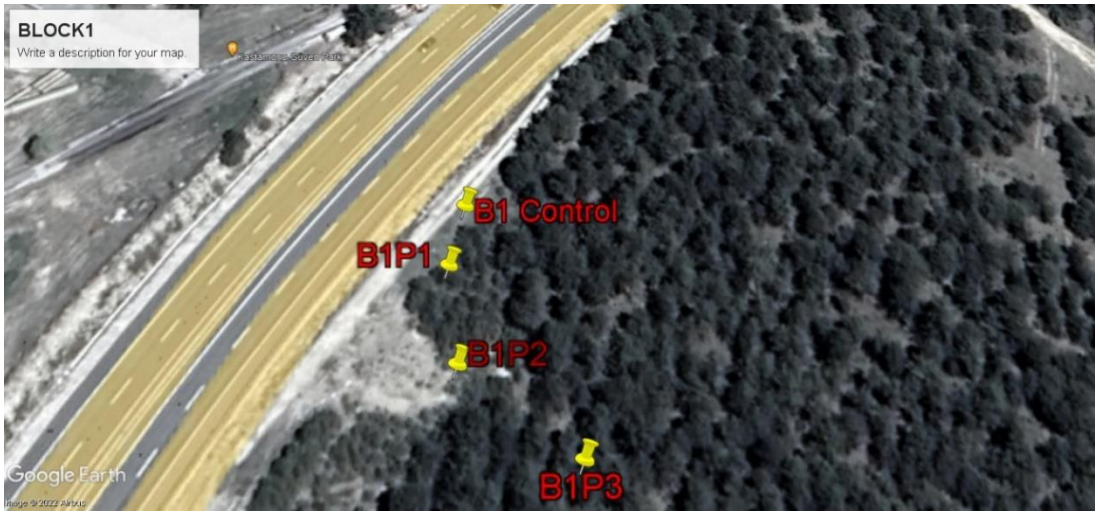
3.3.1 Arazi Çalışmaları (Toprak Solunum Ölçümleri)

Karbondioksit miktarını ölçmenin birkaç yolu vardır. Toprak CO_2 akışını değerlendirmek için bazı araştırmacılar açık dinamik oda (ODC) tekniğini kullanır. Bu teknik, hava sürekli havalandırılan, kvasi-durağan durum modunda toprak yüzeyi üzerinde akarken CO_2 konsantrasyonundaki diferansiyel değişiklikleri ölçer. Kapalı statik oda (CSC) yöntemi, bir ölçüm aralığı boyunca bir alkali çözelti veya soda kireç kullanılarak CO_2'yi yakalamak üzere çevreden bir miktar atmosferi ayırır. Yakalanan CO_2 daha sonra toprak akış hızını hesaplamak için kullanılır. Statik bir odada, CO_2 konsantrasyonu ayrıca, bir gaz kromatografı (GC) veya bir kızılötesi gaz kromatografı (IRGA) ile analiz edilen şırınga örnekleri kullanılarak kapatma sırasında iki veya daha fazla farklı dönemde alınan hava örneklerinden belirlenebilir. Gaz kuyusu (GW) yöntemi, bir toprak dikey profil üzerinde CO_2 konsantrasyonu gradyanlarını kullanarak toprak solunumunu tahmin etmek için de kullanılabilir. Birçok çalışma son zamanlarda toprak solunum verilerinden (örneğin, hortum dalgalanması gibi) net ekosistem değişimini (NEE) tahmin etmiştir. Şu anda, laboratuvar ve saha ölçümlerinde en genel olarak kullanılan işlem, toprak yüzeyinde tamamen kapalı bir modelde çalışan ve kısa bir süre boyunca odadaki CO_2 içeriğindeki değişiklikleri analiz eden kapalı dinamik oda (CDC) yöntemidir (Baldocchi vd., 1986; Dugas, 1993; Gilmanov vd., 2005; Wohlfahrt vd., 2005).

Tez çalışmasında; farklı yaşlarda benzer alan özelliklerine sahip olan ve birbirine yakın olan *Pinus nigra* meşcereleri seçilmiştir. Araştırma alanı dört bloğa ayrılmıştır. Her blokta 10 m x 10 m alanı olan her blok, yine her blokta ağaçların yaşına göre dört nokta içerecek şekilde planlanmıştır. Örneğin, Blok no 1, *P. nigra* meşcerelerinden sonra sırasıyla Genç Rejenerasyon (YR), Orta rejenerasyon (IR), Olgun Plantasyon (MR) ve Kontrol (CT) olarak adlandırılan 1/B1P1 (5-10 yıl), 2/B1P2 (10-15 yıl), 3/B1P3 (35-40 yıl), 4/B1P4 (kontrol) gibi dört noktaya sahiptir. Diğer üç grup, her bir nokta arasındaki mesafelerin değiştiği aynı prosedürle blok2, blok3 ve blok4 olarak ayrıldı. Harita 3.2'de gösterildiği gibi, dört bloğun konumları ve Harita 3.3, 3.4, 3.5 ve 3.6'da ise her bir blok ayrı ayrı gösterilmiştir. Ölçüm noktalarını belirlemek için kırmızı işaretler ve sprey boya kullanıldı. Her bayrak üzerine noktanın adı ve yaşı yazıldı. Şekil 3.2'de gösterildiği gibi, on altı polivinil klorür çember (PVC) (iç çap 5 cm × uzunluk 7cm) toprağa 3cm mesafe (zemin-çember üstü) yerleştirildi, Ölçüm noktaları belirlenirken ağaç gövdeleri, kayalar ve büyük köklerin bulunduğu yerlerden kaçınıldı. Ölçüm değerlerinin sonuçlarını etkilememesi için, toprak çemberleri ilk ölçümden birkaç gün önce ölçüm noktalarına yerleştirildi. Toprak Solunumu (RS), çemberleri kurulumunu takiben 5 Mayıs 2022'den Nisan 2023'e kadar geçen süre içerisinde ölçüldü.



Harita 3.2 Çalışma alanlarının (4 farklı blok) görünümü (Google Earth)



Harita 3.3 Çalışma alanının (Blok 1) görünümü (Google Earth)



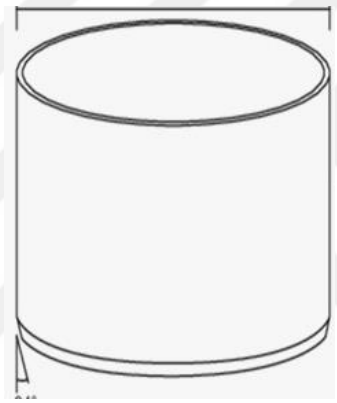
Harita 3.4 Çalışma alanının (Blok 2) görünümü (Google Earth)



Harita 3.5 Çalışma alanının (Blok 3) görünümü (Google Earth)



Harita 3.6 Çalışma alanının (Blok 4) görünümü (Google Earth)



Şekil 3.1 (PVC) Toprak çemberi

3.3.1.1 Deneysel düzen

CO_2 emisyon hızı, Şekil 3.2'de gösterildiği gibi bir LI-8100A taşınabilir CO_2 kızılötesi gaz analizörü (Li-Cor Inc, Lincoln, NE, ABD) kullanılarak kapalı dinamik oda (CDC) yöntemi ile topraktan (toprak solunumu) (SR) ölçüldü. Ölçüm protokollerini 165 saniye olarak ayarladık, bu süre ölçüm süresi (120 saniye), Deadband (15 saniye), son temizleme (15 saniye) ve ön temizleme arasında bölündü. Toprak sıcaklığı ve hacimsel nem içeriği, 6.000 09TC Toprak Sıcaklık Probunu ve EC 5 Decagon Toprak Nem Sensörünü kullanarak toprak solunumu ile eş zamanlı olarak ölçüldü. Her iki yardımcı prob, LI 8100A Analizör Kontrol Ünitesine bağlıdır. Her ölçümde, sıcaklık probu ve nem sensörü, toprak yakalarına yakın olacak şekilde toprağa 5 cm sokulmuştur. Ölçüm, daha önce belirtildiği gibi, 2022 Mayıs'ından 2023 Nisan'a kadar başladı, burada ölçümler, o bölgedeki zorlu kış hava koşullarını göz önünde bulundurarak

haftada 2 ya da 3 kez alınmıştır. Kışın, ölçüm yapmadan önce kar yığları dikkatli bir şekilde kaldırdıktan sonra ölçümler yapılmıştır. Yağmurlu günlerde, toprak solunumu üzerindeki su doygunluğunun etkilerinden kaçınmak için Rs'yi 1-2 gün sonra ölçülmüştür. Arazi, çalışması boyunca, ölçümler önerildiği gibi (Pacaldo vd., 2014) 10:00 ile 16:00 arasında gerçekleştirilmiştir. İklim ve toprak tipindeki farklılıkları önlemek ve toprak solunumundaki farklılıkların farklı meşcere yaş sınıflarına atfedildiğinden emin olmak için, her iki meşcere arasındaki mesafe 5 m'den az olarak alınmıştır. Toplanan verileri, yıllık kümülatif Rs'yi hesaplamak için kullanılmıştır. Daha sonra Rs ortalamalarını, yıllık kümülatif Rs tahminlerini Mt CO_2 ha1yr1 cinsinden almak için 12,59 dönüşüm faktörü ile ölçeğe dönüştürülmüştür. Dönüşüm faktörü şu şekilde hesaplanmıştır: 1 µmol = 1 x 10-6 mol, 1 mol CO_2 = 44 g CO_2, 1 yıl = 31,536,000 saniye, 1 ha = 10.000 metrekare ve 1 kısa ton = 0,9072 metrik ton.



Şekil 3.2 LI-8100A cihazının genel görünümü (Ashraf Rages, 2022)

3.3.2 Laboratuvar Çalışmaları

Toprak örneklerinin bazı fiziksel ve kimyasal özelliklerini belirlemek için, toprak örnekleri bir toprak silindiri (7,5 cm x 15 cm) kullanılarak elde edilmiştir. İki farklı derinlik seviyesinde, iki örnek (0-20 cm ve 21-40 cm) olmak üzere, 16 noktadan (çam meşcereleri) toplam 32 örnek alınmıştır (Şekil 3.3). Toprak hacim silindirleri kullanılarak hacim örnekleri alınırken, silindirdeki toprağı sıkıştırmamaya ve toprak yapısını bozmamaya özen gösterilmiştir (Armolaitis vd., 2013; Brown ve Lugo, 1990). Orman ölü örtüsü örnekleri de bir metal çerçeve (20 cm x 20 cm) kullanmak sureti ile kullanılarak toplanmıştır.



Şekil 3.3 0-20 cm derinlikte toprak örnekleri (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 3.4 Orman ölü örtü örneği toplama çerçevesi 20 cm x 20 cm (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 3.5 Orman ölü örtü örneklerinin toplanması (Almansouri, 2022)

3.3.2.1 Orman ölü örtüsü örneklerinin hazırlanması

Araştırma alanlarında 20 x 20 cm ölçen bir metal çerçeve kullanılarak yaprak, küf ve humus katmanları, toprağa karışmamaya özen göstererek, bir, iki veya bazen üç katman (orman ölü örtüsü üst, orman ölü örtüsü orta, orman ölü örtüsü alt) olarak alındı (Şekil 3.4 ve Şekil 3.5) elde edilmiştir. Toplamda 30 orman ölü örtüsü katmanından örnekler alınmıştır. Ölü örtü örnekleri toplandıktan sonra, laboratuvara getirilmiş ve sabit ağırlığı elde etmek için 65°C'lik fırına konularak 24 saat süresince kurutulmuştur.

3.3.2.2 Toprak örneklerinin hazırlanması

Örnekler laboratuvarda hava kurusu hale getirilmiş, bir havan ve öğütücü (Şekil 3.6) kullanılarak parçalanmış, 2 mm'lik bir elekten (Şekil 3.7) geçirilerek analize hazır hale getirilmiştir (Mubyana-John ve Masamba, 2014).



Şekil 3.6 Hava ve Öğütücü (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 3.7 Elek (2-mm) (Ashraf Rages, 2022)

3.3.2.3 Örneklerdeki nem seviyeleri

Toprak nem içeriği (SMC) ve hacim ağırlığını (BD) belirlemek için, toprak örneklerindeki nem içeriğini belirlemek üzere 24 saat boyunca 105 °C'de bir kurutma yöntemi kullanılmıştır (Karaöz, 1991). SMC ve BD için hesaplamalar şu şekildedir (Şekil 3.8):

$$SMC=((Gw-ODw)/Gw)*100 \quad (3.1)$$

$$BD=(ODw/V)*100 \quad (3.2)$$

Burada SMC toprak nem içeriğidir, Gw yeşil ağırlıktır, ODw fırın-kurusu ağırlıktır ve V silindirin hacmidir.



Şekil 3.8 Fırının içindeki bazı örnekler (Ashraf Rages, 2022)

3.3.2.4 Topraktaki kum, kil ve toz değerlerinin belirlenmesi

Araştırma alanlarına ait toprak örneklerinin tane boyutları (kum, toz ve kil) yüzde değerleri, Bouyoucos Hidrometre Yöntemi kullanılarak belirlenmiştir (Bouyoucos, 1962; Eruz, 1979).

Alanlardan alınan toprak örnekleri belirli bir süre boyunca saklanmış ve hava kurusu hale geldikten sonra elekten geçirilmiştir. Örnekler 50 gr tartılır ve 500 mL'lik bir beher içine konulur. Daha sonra %5 Na-Hexametaphosphate (Calgon) 50 mL eklenir ve bu karışım, 200 mL'ye ulaşana kadar damıtılmış su eklenerek karıştırılır. Karışım, kil parçacıkları arasında bağlayıcı olarak hareket eden Ca ve Na'nın yer değiştirmesini sağlamak için bir gün boyunca bırakılır. İkinci gün, örnek beher içindeki bir cam çubukla manuel olarak karıştırılır, ardından beherdeki çözelti, tüm örneğin aktarıldığı en az miktarda su kullanılarak metal karıştırma kabına dökülür. Karışım, bir Hamilton Beach COMMERCIAL elektrikli karıştırıcı (Şekil 3.9) kullanılarak bir mikser kabında 2 dakika boyunca karıştırılır. Elde edilen karışım bir mezura silindirine dökülür ve damıtılmış su kullanılarak metal fincan yıkanır ve karışıma 1.000 ml'ye ulaşana kadar saf su eklenir. Karışım, mezura silindirine özel bir çubukla on kez karıştırılır. Hidrometre yavaşça karışıma bırakılır, 4 dakika ve 48 saniye sonra, dengelenene kadar beklenir ve ilk okuma alınır. Daha sonra sıcaklık bir termometre ile kontrol edilir. İki saat sonra, ikinci okuma gerçekleşir (Şekil 3.10) (Özyuvacı, 1971). Toprak tekstürünü belirlemek için aşağıdaki formüller kullanılır;

$$\% \text{ kil + toz} = \text{ilk okuma/toplam ağırlık x } 100 \quad (3.3)$$

$$\% \text{ kil} = \text{ikinci okuma/toplam ağırlık x } 100 \quad (3.4)$$

$$\% \text{ toz} = (\%\text{kil + toz}) - (\%\text{kil}) \quad (3.5)$$

$$\% \text{ kum} = 100 - (\% \text{ kil + toz}) \quad (3.6)$$



Şekil 3.9 Elektrikli karıştırıcı (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 3.10 Hidrometre silindirleri (Ashraf Rages, 2022)

3.3.2.5 Toprak pH'sının belirlenmesi

Toprak örneklerinin pH değeri, HI 9812,5 tipi bir cam pH metre (Şekil 3.11) ile ölçüldü. 1:2,5 oranında toprak/su çözeltisi hazırlandı, iyice karıştırıldı ve 24 saat boyunca oda sıcaklığında bekletildi. Örnekler, ölçüm yapmadan 3-5 dakika önce cam çubukla karıştırıldı ve ölçüm yapıldı (Gülçur, 1974; Irmak, 1954; Özyuvacı, 1971). Kimyasal, biyolojik ve fiziksel süreçler üzerindeki etkisi aracılığıyla, toprak pH'sı, toprağın ne kadar iyi performans gösterdiğini önemli ölçüde etkileyen bir faktördür (Melek, 2020).

3.3.2.6 Toprak örneklerinin elektriksel iletkenlik (EC) değerlerinin belirlenmesi

Toprak örneklerinin elektriksel iletkenlik değerlerini değerlendirmek için bir cam EC elektrometre (Şekil 3.11) kullanılarak 1:5 oranında temiz su süspansiyonu oluşturuldu. (Eruz, 1979; Gülçur, 1974).

Toprak EC değeri 0-4 ms/cm^{-1} veya tuz konsantrasyonu %0,15 veya daha az olduğunda tuzluluk riski olmadığı düşünülür. Biraz tuzlu toprakların EC değeri 4 ila 8 ms/cm^{-1} veya %0,15 ile %0,35 arasında tuzluluklara sahipken, tuzlu toprakların EC değeri 8 ila 15 ms/cm^{-1} veya %0,35-0,65 arasında tuzluluklara sahiptir. Yüksek tuzlu topraklar, EC değeri 15 ms/cm-1'den fazla veya tuz konsantrasyonu %0,65'ten fazla olan topraklar olarak tanımlanır (Özgövercikli, 2020).



Şekil 3.11 pH ve EC elektrometre (Ashraf Rages, 2022)

3.3.2.7 Toprak organik karbonunun belirlenmesi

Toprak örneklerinin karbon içeriğini belirlemek için Ateşte Kayıp yöntemi kullanıldı. 10 gram toprak örneği 2 mm'lik bir elekten geçirildi ve sıcaklığa dayanıklı kül tablalarına yerleştirildi. Kül tablalarının ilk ağırlığı alındıktan sonra, bunlar 24 saat boyunca 105°C sıcaklıkta bir FN 400 fırınına (Şekil 3.12) yerleştirildi ve mutlak kuru ağırlıkları belirlendi. Örnekler, kolloidler ve kil mineralleri ile ilişkili organik madde ve suyu çıkarmak için iki saat boyunca 800°C sıcaklıkta bir CARBOLITE tipi yanma fırınına (Şekil 3.13) yerleştirildi. Yanma süresinin sonunda, örneklerin üçüncü ağırlığı alındı ve iki ağırlık arasındaki farkın ağırlık yüzdesi olarak ateşteki kayıp miktarı belirlendi. Bu bilgi kullanılarak, toprak karbonu ton/ha olarak belirlendi (Lee vd., 2009). Toprak karbon miktarını hesaplamak için hacim ağırlıklama ve dönüşüm parametreleri kullanıldı.



Şekil 3.12 Kurutma fırını (Ashraf Rages, 2022)



Şekil 3.13 Yanma fırını (Ashraf Rages, 2022)

3.4 İstatistiksel Analizler

Bilindiği gibi, varyans analizinin uygulanabilmesi için verilerin iki varsayımı karşılaması gerekmektedir. İlk varsayım, verilerin alt dağılımının farklı gruplar arasında eşit olmasıdır (homojenlik varsayımı). İkinci varsayım, verilerin normal bir dağılım göstermesi gerektiğidir (normal regresyon varsayımı). Karbondioksit emisyonları, toprak sıcaklığı, toprak nem oranı ve hava sıcaklığına ilişkin istatistiksel analizimiz, farklı yaş grupları ve türler için karşılaştırıldı. Elde edilen verilerin niceliksel olması, ilk varsayımı sağlar. Verilerin normal bir dağılıma uygunluğu, tek örnekli Kolmogorov-Smirnov (K-S) testi kullanılarak kontrol edildi. Verilerin normal bir dağılım gösterdiği gözlendi ($P > 0,05$) (Ozdamar, 2004). Büyük örneklemelerde ($n > 30$), kullanılan testin gücü ve güvenilirliği, gruplardaki birey sayısı arttıkça artar. Gruplardaki kişi sayısı küçük olduğunda (genellikle 30'dan az) normatif olmayan testler kullanılmalıdır. Çünkü birey sayısı azaldıkça, parametrik testlerdeki varsayımların bozulma olasılığı artar. İki veya daha fazla grup karşılaştırılıyorsa, denemenin düzenlenmesi sırasında gruplardaki birey sayısının eşit olduğundan emin

olmak için önlemler alınmalıdır. Gruplardaki kişi sayısı eşit olmadığı durumlarda, birbirlerine yakın olmalı ve aralarında çok fazla fark olmamalıdır (Sümbüloğlu ve Sümbüloğlu, 2007). İstatistiksel analiz programı (SPSS) sürüm 23, sonuçlar bölümünün ilk ve ikinci kısımlarını analiz etmek için kullanıldı. İstatistiksel analiz programı (SAS) sürüm 9.1, sonuçlar bölümünün üçüncü kısmını analiz etmek için kullanıldı. Pearson korelasyon testi, toprak solunumu, toprak sıcaklığı, toprak nem oranı ve hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi değerlendirdi. ANOVA ($p < 0,05$), orman meşcereleri, zaman ve bunların birleşik etkileri arasında Rs'de anlamlı bir fark olmadığı hipotezini test etmek için kullanıldı. Tukey Testi, orman türlerinin Rs ortalamaları ve aylık ortalamalar arasındaki anlamlı farkları ayırmak için kullanıldı. LSD testi ayrıca, toprak sıcaklığı TS, toprak nem derecesi Ms ve hava sıcaklığı Ta arasındaki ilişki ile mevsimler boyunca toprak solunumu arasındaki ilişki incelemek için kullanıldı.

4. BULGULAR

4.1 Toprak Solunumu

Arazide toprak solunumu ölçümlerinden elde edilen sonuçlar 2 bölüm altında değerlendirilmiştir.

İlk bölüm, dört bağımsız bloğun istatistiksel analizini içermektedir. Bu bölüm, her blok için ayrı ayrı, normal dağılım testi ve CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı, toprak nem oranı ve hava sıcaklığı için korelasyon testini kapsamaktadır. Daha sonrasında, farklı meşcere yaşları ve farklı meşcere tiplerinde CO_2 akışı için ANOVA testi yapılmıştır.

İstatistiksel analizin ikinci bölümü, yıl boyunca dört blokta yapılan 15 ölçüm sonuçlarının birleştirilmiş kısmını içermektedir.

4.2 Ölçüm Sayısına Göre Dört Bağımsız Bloğun İstatistiksel Analizi

4.2.1 Analiz Blok 1

- Normal Dağılım Testleri: İstatistiksel testler için en yaygın varsayımlardan biri, kullanılan verilerin normal dağılıma sahip olmasıdır. Örneğin, bir t-testi veya ANOVA çalıştırmak istiyorsanız, öncelikle verilerin veya değişkenlerin normal dağılıma sahip olup olmadığını test etmelisiniz.

H0: Veriler normal dağılımlıdır.

H1: Veriler normal dağılımlı değildir.

Tablo 4.1 Blok 1'in normal dağılım testleri

Değişkenler	Kolmogorov-Smirnova*			Shapiro-Wilk		
	Statistik	df	sig	Statistik	df	sig
Toprak CO_2 akışları	0,145	60	0,073*	0,930	60	0,072
Toprak sıcaklığı	0,075	60	0,200*	0,971	60	0,172
Toprak Nemliği	0,164	60	0,060*	0,887	60	0,059
Hava sıcaklığı	0,1310	60	0,082*	0,957	60	0,074

*. Bu, gerçek anlamlılığın alt sınırıdır.
a. Lilliefors Anlamlılık Düzeltmesi

Sonuçlar tablosu, Toprak Akışları ve Toprak Sıcaklığı ve Toprak Nem Oranı ve Hava Sıcaklığı'ndaki (Kolmogorov-Smirnov) ve (Shapiro-Wilk) testindeki (Sig) değerinin 0,05'ten büyük olduğunu göstermektedir ve bu nedenle verilerin normal dağılıma sahip olduğu yönündeki H0 hipotezini kabul ederiz.

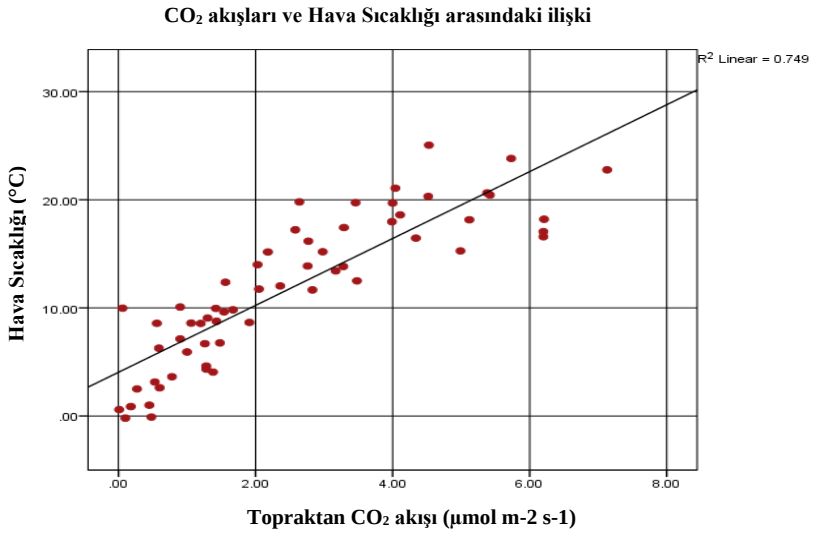
CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.2 Blok1 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,865**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.2 CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.1 Blok 1 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.1. ilişkinin pozitif ve çok güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,865) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

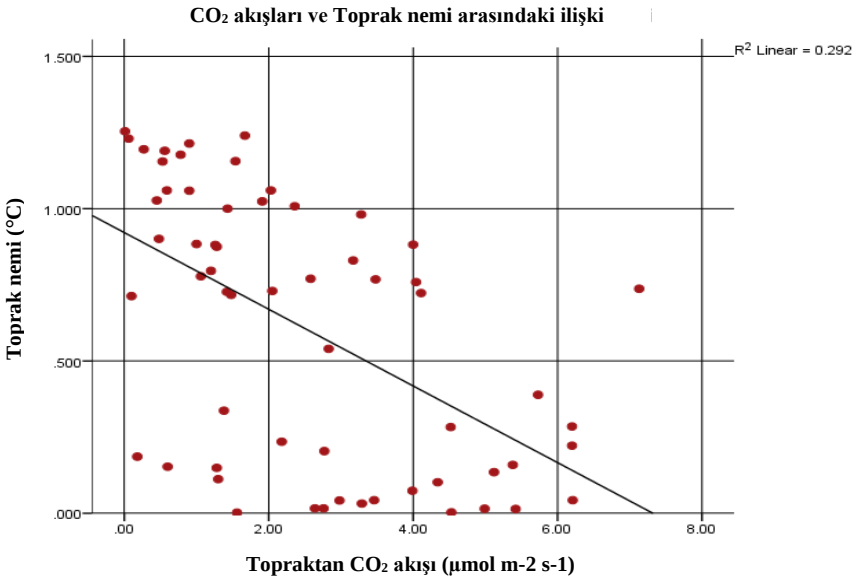
CO_2 akışları ile toprak nem oranı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.3 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak Nemliği	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	-0,540**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.3 CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.2 Blok 1 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.2 ilişkinin negatif ve orta derecede olduğunu, korelasyon katsayısının (-0,540) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

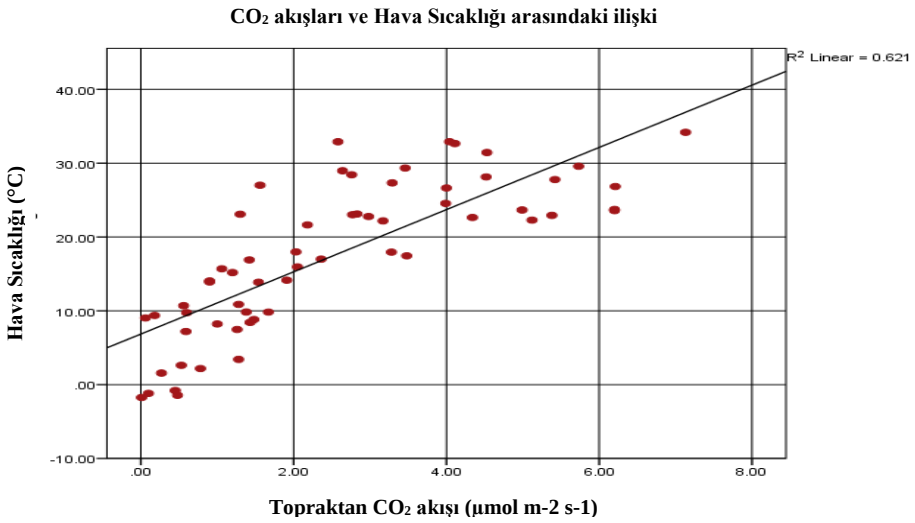
CO_2 akışları ile hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.4 CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile Hava Sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,788***	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.4 CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.3 Blok 1 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.3 ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,788) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

Blok No. 1'in ölçüm noktalarında farklı yaşlardaki CO_2 akışlarının ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

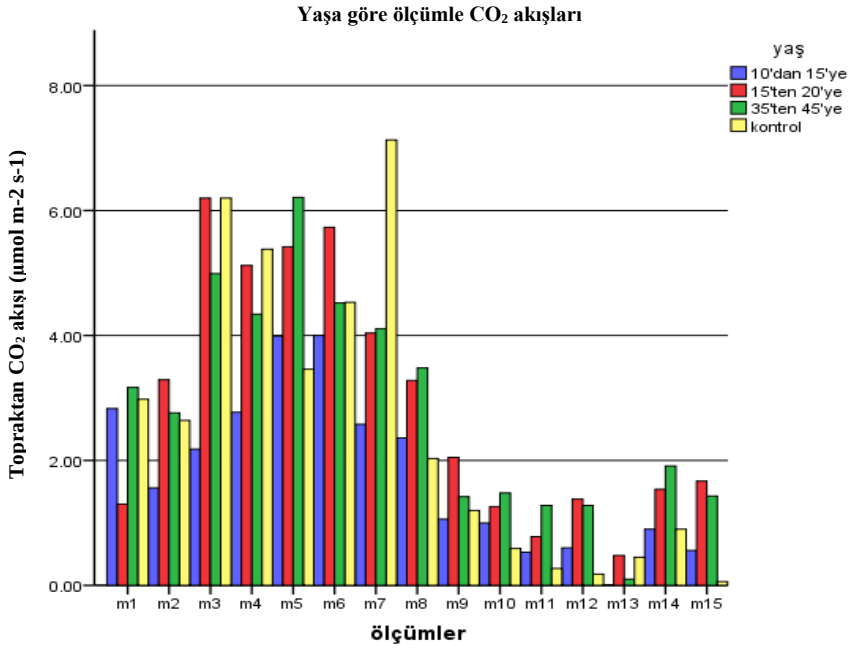
H0: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında CO_2 akışlarının ortalamasında bir fark yoktur. H0: µ_1= µ_2=µ_3= µ_4 H0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

H1: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında CO_2 akışlarının ortalamasında bir fark vardır. H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.5 Blok 1'deki farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi

Blok 1. Yaş	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	0,565	56	1,223	0,837

Tablodan, (Sig) değerinin 0,837 olduğunu ve bu değerin anlamlılık düzeyi olan 0,05'ten büyük olduğunu görüyoruz, bu nedenle H_0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı yaşlardan gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.4 Blok 1'deki farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması

Şekil 4.4'ten, CO_2 akışlarının en yüksek değerinin ölçüm No.7'de kontrol için 7,13 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu, en düşük değerin ise ölçüm No.13'te yaş (5-10) için 0,01 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu görüyoruz.

Blok No. 1'in ölçüm noktalarındaki farklı ormanlarda ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

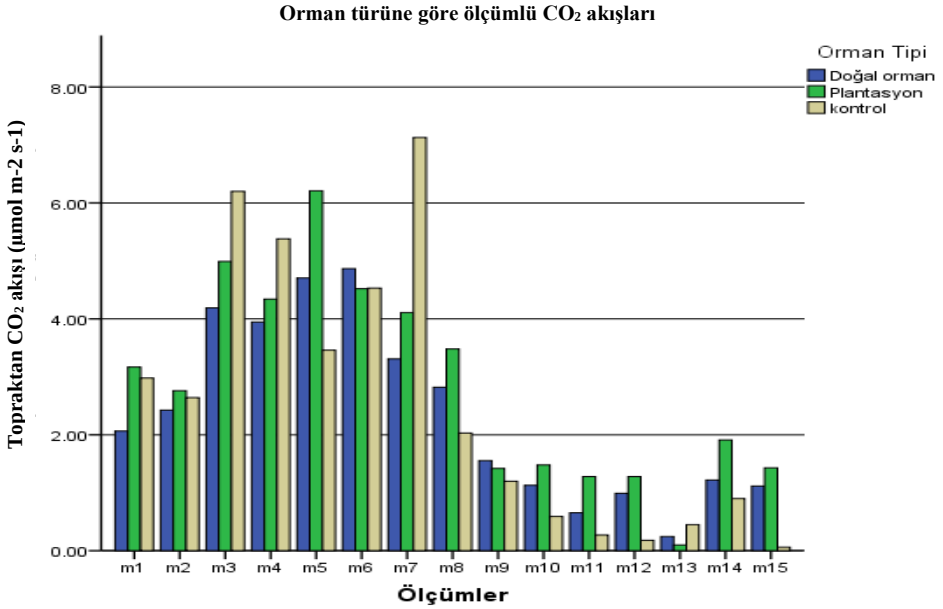
H0: Farklı orman türlerinde toprak CO_2 akışları arasında bir fark yoktur H_0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

H1: Farklı orman türlerinde toprak CO_2 akışları arasında bir fark vardır. H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.6 Blok 1'deki farklı orman türleri için CO_2 akışlarına ilişkin ANOVA testi

Blok 1. Orman Tipi	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	0,499	56	80,086	0,876

Tablodan, (Sig) değerinin 0,876 olduğunu ve bu değerin anlamlılık düzeyi olan 0,05'ten büyük olduğunu görüyoruz, bu nedenle H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı orman türlerinden gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.5 Blok1'deki orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması

Şekil 4.5'ten, CO_2 akışlarının en yüksek değerinin ölçüm No.7'de kontrol için 7,13 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu, en düşük değerin ise ölçüm No.13'te (Doğal orman1) için 0,01µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu görüyoruz.

4.2.2 Analiz Blok 2

Normal Dağılım Testleri:

H0: Veriler normal dağılımlıdır

H1: Veriler normal dağılımlı değildir

Tablo 4.7 Blok 2'in normal dağılım testleri

Değişkenler	Kolmogorov-Smirnova*			Shapiro-Wilk		
	Statistik	df	sig	Statistik	df	sig
Toprak CO_2 akışları	0,124	60	0,072*	0,935	60	0,073
Toprak sıcaklığı	0,070	60	0,200*	0,959	60	0,084
Toprak Nemliği	0,131	60	0,063*	0,837	60	0,061
Hava sıcaklığı	0,111	60	0,082*	0,944	60	0,068

*. Bu, gerçek anlamlılığın alt sınırıdır.
a. Lilliefors Anlamlılık Düzeltmesi

Sonuçlar tablosu, Toprak Akışları ve Toprak Sıcaklığı ve Toprak Nem ve Hava Sıcaklığı'ndaki (Kolmogorov-Smirnov) ve (Shapiro-Wilk) testindeki (Sig) değerinin 0,05'ten büyük olduğunu göstermektedir ve bu nedenle verilerin normal dağılımlı olduğu H0 hipotezini kabul ederiz.

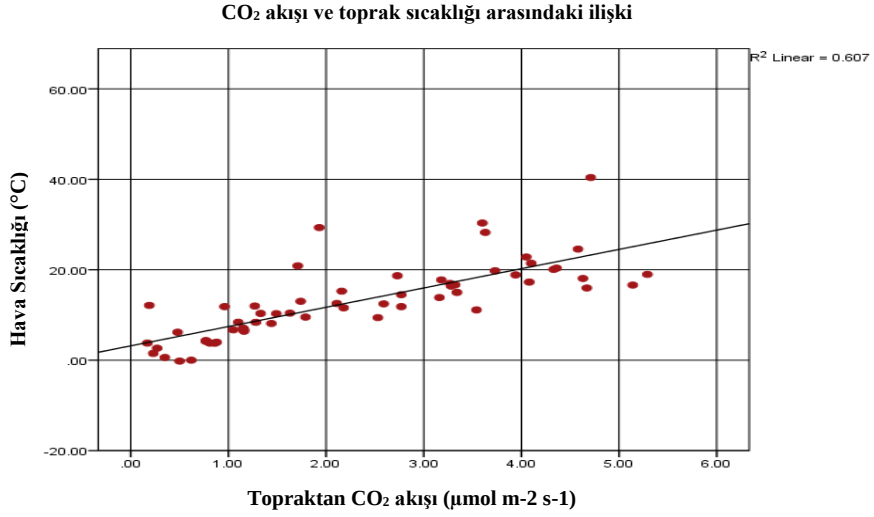
CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.8 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,779***	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.8 CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.6 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.6 ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,779) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

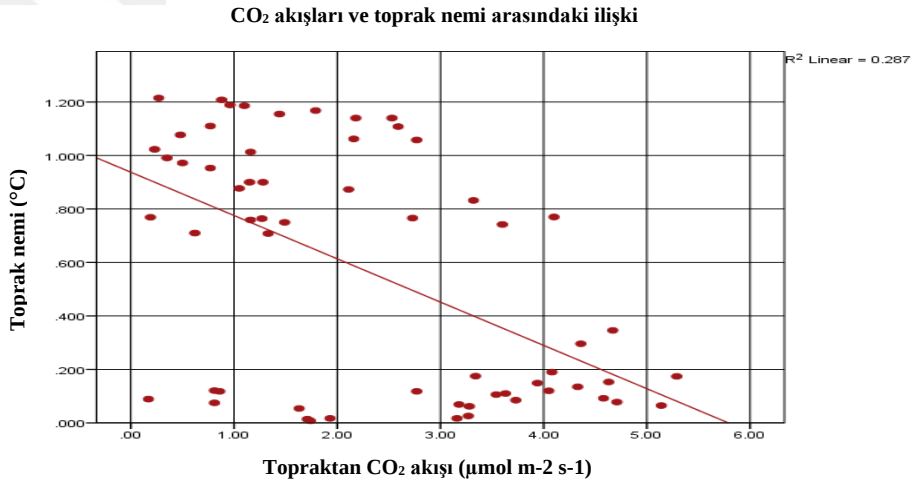
CO_2 akışları ile toprak nem arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanılır.

Tablo 4.9 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi.

Toprak CO_2 akışları ile toprak Nemliği	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	-0,535***	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.9 CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.7 Blok 2 için CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.7'de ilişkinin negatif ve ılımlı olduğunu, korelasyon katsayısının (-0,535) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

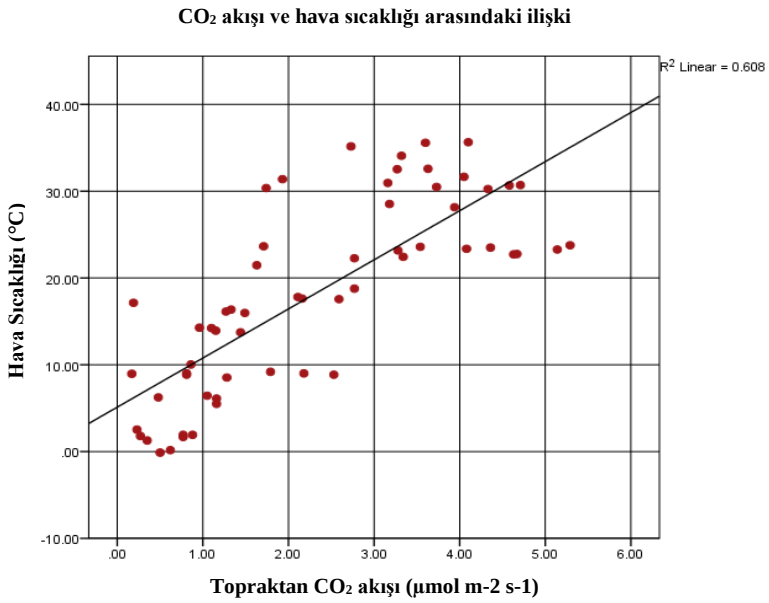
CO_2 akışları ile hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.10 CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile Hava Sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,780***	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır

Tablo 4.10, CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.8 Blok 2 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.8 ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,780) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

Blok No.2'nin ölçüm noktalarında farklı yaşlardaki CO_2 akışları ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

H0: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında CO_2 akışları ortalamasında bir fark yoktur.

$H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

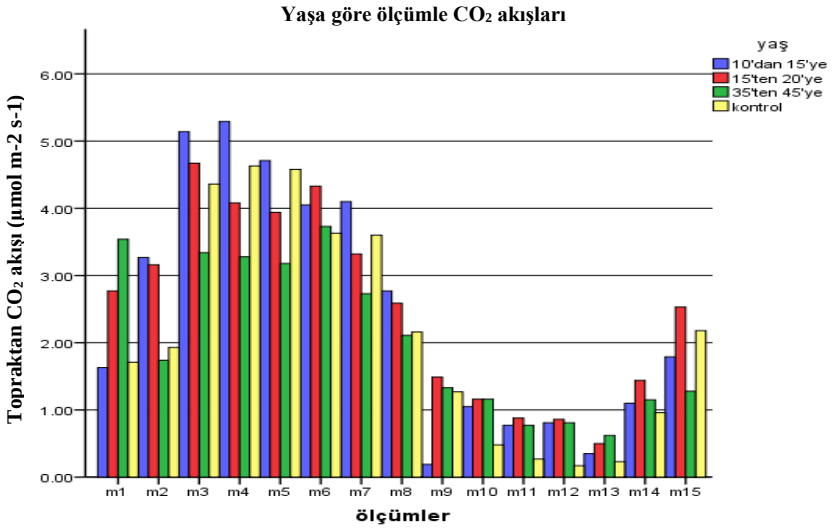
H1: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında CO_2 akışları ortalamasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.11 Blok 2'deki farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi

Blok 2. Yaş	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	1,018	56	1,273	0,575

Tablodan, (Sig) değerinin 0,05 anlamlılık düzeyinden büyük olan 0,575 olduğunu belirtiyoruz ve bu nedenle, H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı yaşlardan gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.9 Blok No 2 için farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması

Şekil 4.9'dan, CO_2 akışlarındaki en yüksek değerin 5,29 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.4'te yaş (5-10) için olduğunu, en düşük değerin 0,17µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.12'de yaş (kontrol) için olduğunu anlaşılmaktadır.

Blok No.2'nin ölçüm noktalarında farklı meşcere türlerindeki CO_2 akışları ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

H0: Orman türlerindeki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark yoktur. $H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$.

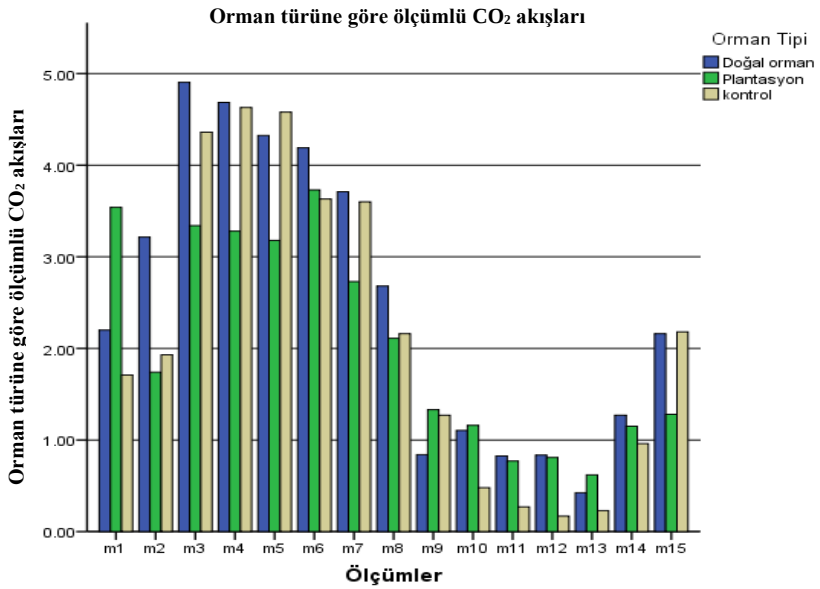
H1: Orman türlerindeki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.12 Blok 2'deki farklı orman türleri için CO_2 akışlarına ilişkin ANOVA testi.

Blok 2. Orman Tipi	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	1,929	56	87,022	0,277

Tablodan, (Sig) değerinin 0,05 anlamlılık düzeyinden büyük olan 0,277 olduğunu belirtiyoruz ve bu nedenle, H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı orman türlerinden gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.10 Blok 2 için orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması

Şekil 4.10'dan, CO_2 akışlarındaki en yüksek değerin 5,29 µmol m^{-2} s^{-1} oranında ölçüm No.4'te (doğal orman 1) için olduğunu, en düşük değerin 0,17µmol m^{-2} s^{-1} oranında ölçüm No.12'de (kontrol) için olduğunu fark ediyoruz.

4.2.3 Analiz Blok 3

Normal Dağılım Testleri

H0: Veriler normal dağılımlıdır

H1: Veriler normal dağılımlı değildir.

Tablo 4.13 Blok 3'ün Normal Dağılım Testleri

Değişkenler	Kolmogorov-Smirnova*			Shapiro-Wilk		
	Statistik	df	sig	Statistik	df	sig
Toprak CO_2 akışları	0,097	60	0,200*	0,935	60	0,093
Toprak sıcaklığı	0,073	60	0,200*	0,959	60	0,058
Toprak Nemliği	0,182	60	0,060	0,837	60	0,058
Hava sıcaklığı	0,121	60	0,079	0,944	60	0,064

*. Bu, gerçek anlamlılığın alt sınırıdır.
a. Lilliefors Anlamlılık Düzeltmesi

Sonuçlar tablosu, Toprak CO_2 Akışları ve Toprak Sıcaklığı ve Toprak Nem ve Hava Sıcaklığı'ndaki (Kolmogorov-Smirnov) ve (Shapiro-Wilk) testindeki (Sig) değerinin 0,05'ten büyük olduğunu göstermektedir ve bu nedenle verilerin normal dağılımlı olduğu H0 hipotezini kabul ederiz.

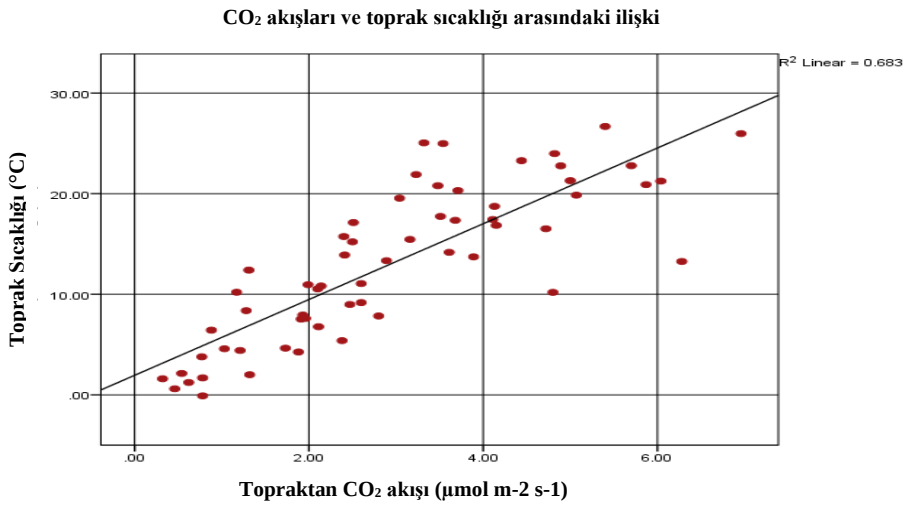
CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.14 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,826**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.14, CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.11 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Önceki şekil, ilişkinin pozitif ve çok güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,826) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

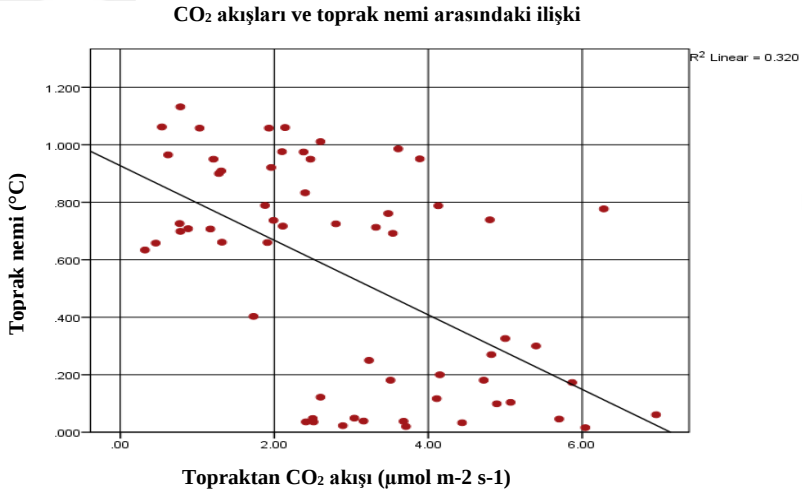
CO_2 akışları ile toprak nem arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.15 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak nem oranı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak Nemliği	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	-0,565**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.15, CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.12 Blok 3 için CO_2 akışları ve toprak nem arasındaki korelasyon. N=60

Şekil 4.12, ilişkinin pozitif ve ılımlı olduğunu, korelasyon katsayısının (-0,565) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

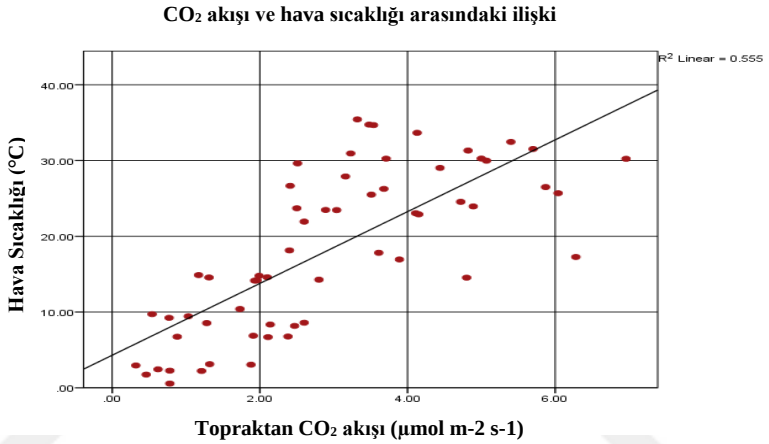
CO_2 akışları ile hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.16 Blok 3 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile Hava Sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,745**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.16, CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.13 Blok 3 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.13, ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,745) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

Blok No. 3'ün ölçüm noktalarında farklı yaşlardaki CO_2 akışları ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

Ho: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.

H0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

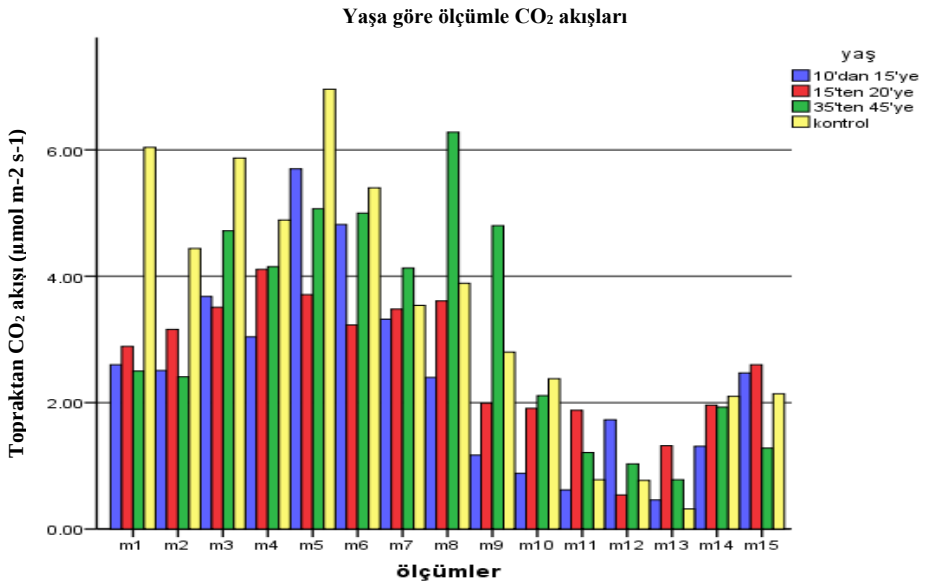
H1 hipotez: Farklı yaşlardaki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.17 Blok 3 için farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi

Blok 3. Yaş	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	2,596	56	1,298	0,318

Tablodan, (Sig) değerinin 0,05 anlamlılık düzeyinden büyük olan 0,318 olduğunu belirtiyoruz ve bu nedenle, H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı yaşlardan gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.14 Blok 3 için farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması

Şekil 4.14'ten, CO_2 akışlarındaki en yüksek değerin 6,96 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.5'te yaş (kontrol) için olduğunu, en düşük değerin 0,32 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.13'te yaş (kontrol) için olduğunu fark ediyoruz.

Blok No. 3'ün ölçüm noktalarında farklı ormanlardaki CO_2 akışları ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

Ho: Orman türlerindeki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.

H0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

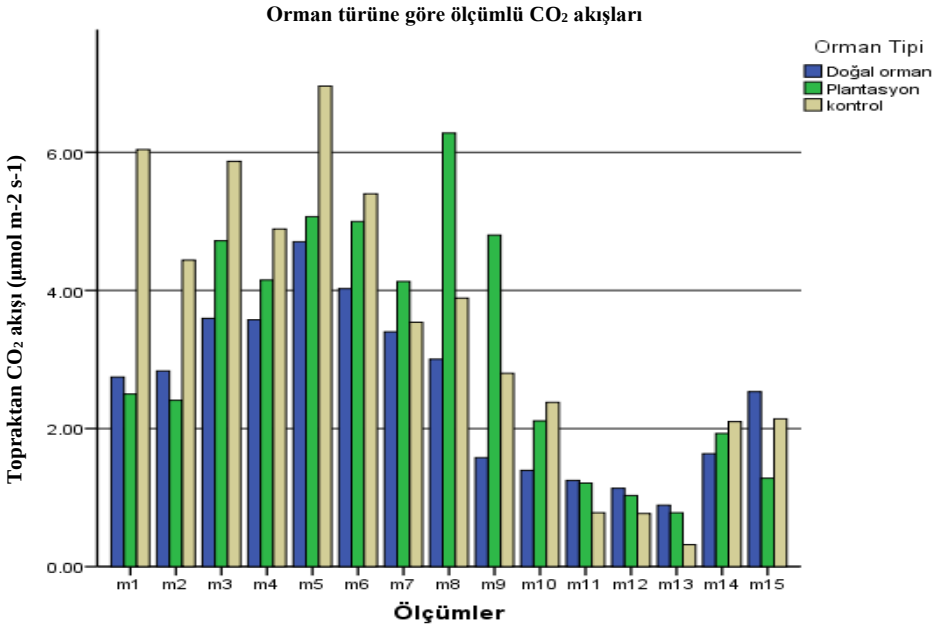
H1: Orman türlerindeki dört nokta arasında ortalama CO_2 akışları arasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.18 Blok 3 için orman türlerindeki CO_2 akışları arasındaki ANOVA testi.

Blok 3. Orman Tipi	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	2,845	56	86,072	0,295

Tablodan, (Sig) değerinin 0,05 anlamlılık düzeyinden büyük olan 0,295 olduğunu belirtiyoruz ve bu nedenle, H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı orman türlerinden gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.15 Blok 3 için orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışları karşılaştırması

Şekil 4.15'ten, CO_2 akışlarındaki en yüksek değerin 6,96 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.5'te (kontrol) için olduğunu, en düşük değerin 0,32 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında ölçüm No.13'te (kontrol) için olduğunu fark ediyoruz.

4.2.4 Analiz Blok 4

Normal Dağılım Testleri:

H0: Veriler normal dağılıma sahiptir.

H1: Veriler normal dağılıma sahip değildir.

Tablo 4.19 Blok 4'ün normal dağılım testleri

Değişkenler	Kolmogorov-Smirnova*			Shapiro-Wilk		
	Statistik	df	sig	Statistik	df	sig
Toprak CO_2 akışları	0,121	60	0,128*	0,888	60	0,100
Toprak sıcaklığı	0,095	60	0,200*	0,967	60	0,101
Toprak Nemliği	0,198	60	0,100*	0,864	60	0,100
Hava sıcaklığı	0,098	60	0,200*	0,944	60	0,108

*. Bu, gerçek anlamlılığın alt sınırıdır.
a. Lilliefors Anlamlılık Düzeltmesi

Sonuçlar tablosu, Toprak CO_2 Akışları ve Toprak Sıcaklığı ve Toprak Nemi ve Hava Sıcaklığı'ndaki (Kolmogorov-Smirnov) ve (Shapiro-Wilk) testinde (Sig) değerinin 0,05'ten büyük olduğunu ve bu nedenle verilerin normal dağılıma sahip olduğu boş hipotezi kabul ettiğimizi göstermektedir.

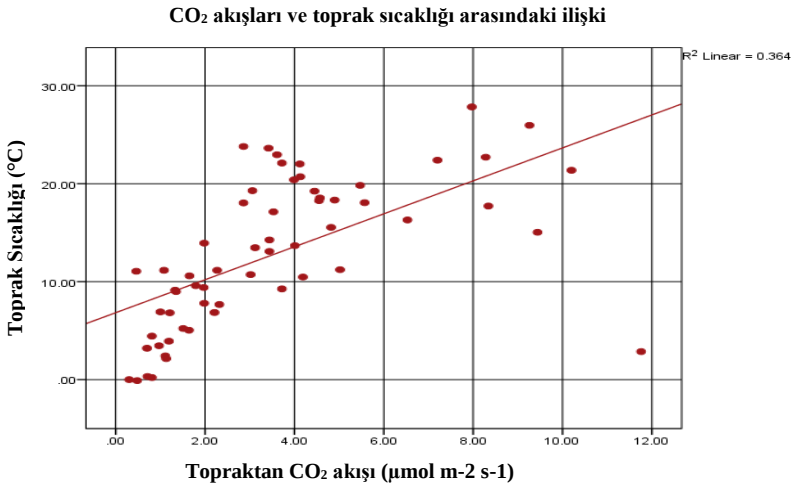
CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.20 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,603**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.20, CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.16 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak sıcaklığı arasındaki korelasyon.0 N=60

Şekil 4.16, ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,603) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

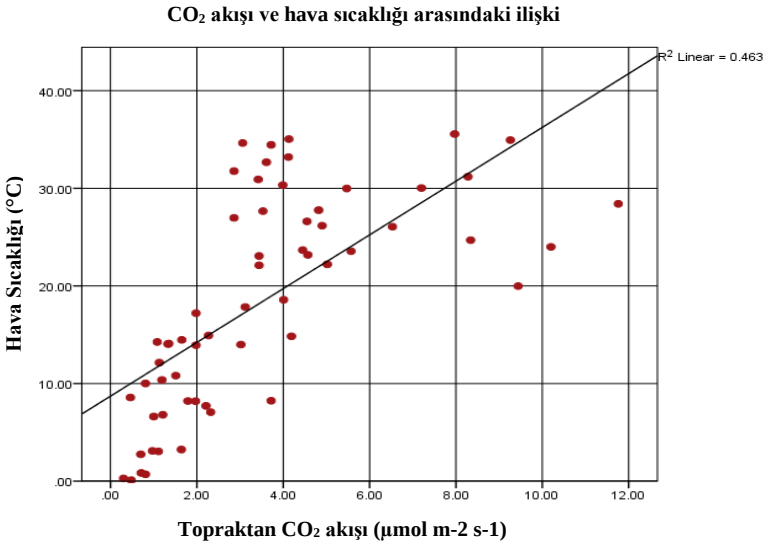
CO_2 akışları ile toprak nemi arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı

Tablo 4.21 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak nemi arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile toprak Nemliği	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	-0,580**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.21, CO_2 akışları ve toprak nemi arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.17 Blok 4 için CO_2 akışları ve toprak nemi arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.17, ilişkinin negatif ve orta derecede olduğunu, korelasyon katsayısının (-0,580) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

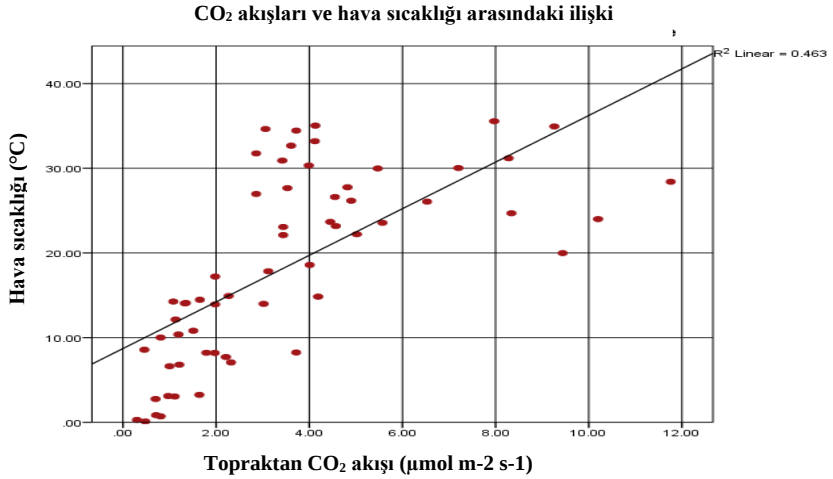
CO_2 akışları ile hava sıcaklığı arasındaki ilişkiyi test etmek için bir korelasyon testi kullanıldı.

Tablo 4.22 Blok 4 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon testi

Toprak CO_2 akışları ile Hava Sıcaklığı	Pearson Korelasyonu	Sig. (2-yönlü)	N
	0,680**	0,000	60

**. Korelasyon, 0,01 düzeyinde (2-yönlü) anlamlıdır.

Tablo 4.22, CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki Pearson korelasyon katsayısını göstermektedir.



Şekil 4.18 Blok 4 için CO_2 akışları ve hava sıcaklığı arasındaki korelasyon N=60

Şekil 4.18, ilişkinin pozitif ve güçlü olduğunu, korelasyon katsayısının (0,680) olduğunu ve istatistiksel olarak (0,01) anlamlılık düzeyinde anlamlı olduğunu göstermektedir.

Blok No.4 ölçüm noktalarında farklı yaşlardaki CO_2 akışlarının ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

H0: Farklı yaşlarda toprak CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.

H0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

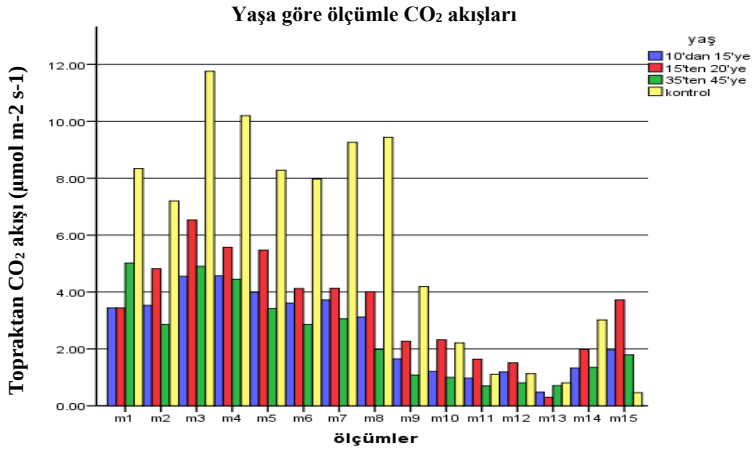
H1: Farklı yaşlarda toprak CO_2 akışları arasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.23 Blok 4'te farklı yaşlardaki CO_2 akışları arasında ANOVA testi

Blok 4. Yaş	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	3,380	56	1,352	0,087

Tablodan, (Sig) değerinin 0,087 olduğunu ve bu değerin anlamlılık düzeyi olan 0,05'ten büyük olduğunu not ederiz, bu nedenle H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı yaşlardan gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.19 Blok 4'te farklı yaşlardaki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması

Şekil 4.19'den, CO_2 akışlarının en yüksek değerinin kontrol yaşında ölçüm No.3'te 11,76 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu, en düşük değerin ise ölçüm No.13'te yaş (10-15) için 0,3 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu fark ederiz.

Blok no.4 ölçüm noktalarında farklı orman türlerindeki CO_2 akışlarının ortalamalarının karşılaştırılmasını test etmek için tek yönlü ANOVA kullanıldı.

H0: Farklı orman türlerinde toprak CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.

H0: $\mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \mu_4$

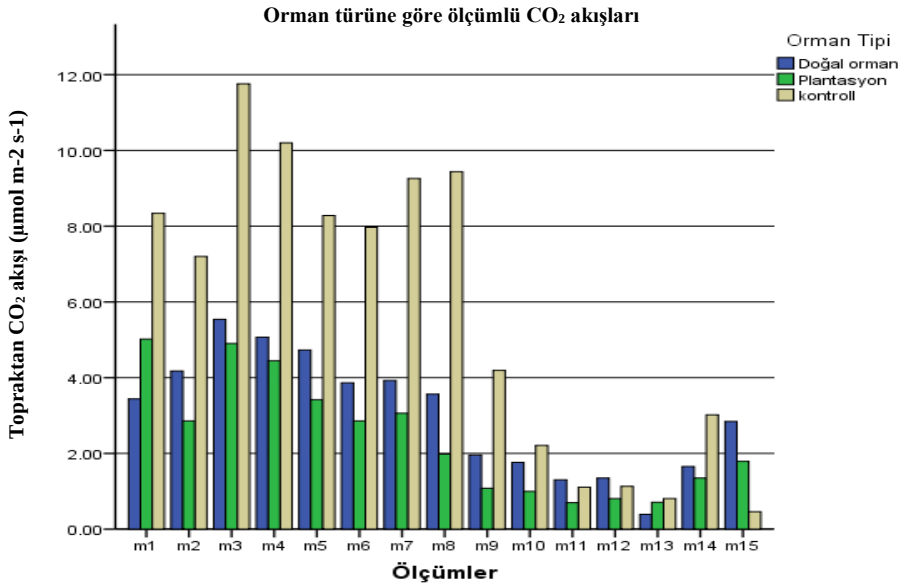
H1: Farklı orman türleri arasında toprak CO_2 akışları arasında bir fark vardır.

H1: En az biri farklıdır.

Tablo 4.24 Blok 4'te orman türüne göre CO_2 akışları arasında ANOVA testi

Blok 1. Orman Tipi	F	df	Ortalama Kareler	Sig.
Gruplar Arası	3,742	56	89,754	0,071

Tablodan, (Sig) değerinin 0,071 olduğunu ve bu değerin anlamlılık düzeyi olan 0,05'ten büyük olduğunu not ederiz, bu nedenle H0 hipotezini reddetmek için yeterli bilgi yoktur, yani farklı orman türlerinden gelen CO_2 akışları arasında bir fark yoktur.



Şekil 4.20 Blok 4'te orman türlerindeki ölçümlerle ortalama CO_2 akışlarının karşılaştırılması.

Şekil 4.20'den, CO_2 akışlarının en yüksek değerinin kontrolde ölçüm No.3'te 11,76 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu, en düşük değerin ise ölçüm No.13'te (doğal orman2) için 0,3 µmol $m^{-2}s^{-1}$ oranında olduğunu fark ederiz.

4.3 Dört Bloğun Toplam Değerlerinin İstatistiksel Analizi

4.3.1 Toprak Solunum Hızları

Toprak solunum hızları, orman türüne (p=0,0009) ve zamana göre (p=<0,0001) önemli bir fark gösterdi. Ancak, orman türü ve zaman, toprak solunum hızları üzerinde anlamlı etkileşim etkisi göstermedi (p=0,89) (Tablo 4.25).

Tukey'nin Studentized Aralık (HSD) Testi, IR'nin en yüksek solunum hızlarına sahip olduğunu (2,94 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) ve YR (2,36 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) ve CT (2,46 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}) solunum hızlarından anlamlı şekilde farklı olduğunu ortaya koydu, ancak YR, MP ve CT'nin solunum hızları birbirinden anlamlı şekilde farklı değildi. Kumulatif yıllık solunum hızları açısından, IR, tahmini 37,06 Mt CO_2 ha^1 yr^1 solunum hızı ile atmosferdeki CO_2'nin en büyük katkıcısı olarak bulundu ve bunu MP, CT ve YR izledi (Tablo 4.26).

IR, toplam yıllık toprak solunumunda en yüksek değeri (37,06 Mt CO_2 ha^{-1} yr^{-1}) yayınladı ve bunu MP (32,76 Mt CO_2 ha^{-1} yr^{-1}), CT (30,97 Mt CO_2 ha^{-1} yr^{-1}) ve atmosferdeki CO_2'nin en az katkıda bulunanı olan YR ormanı (29,72 Mt CO_2 ha^{-1} yr^{-1}) takip etti (Tablo 4.26).

Tablo 4.25 Orman türü ve zaman arasındaki ana etkileri ve etkileşim etkilerini gösteren ANOVA (varyans analizi) sonuçları

Varyasyon kaynağı	DF	Kareli ortalama	F değeri	Pr>F
Forest Type	3	3,72	5,76	0,0009
Time	11	41,17	63,81	<0,0001
Time * Forest Type	24	0,42	0,66	0,89

Tablo 4.26 Çalışma alanlarının ortalama yıllık Rs ve kümülatif yıllık Rs hızları

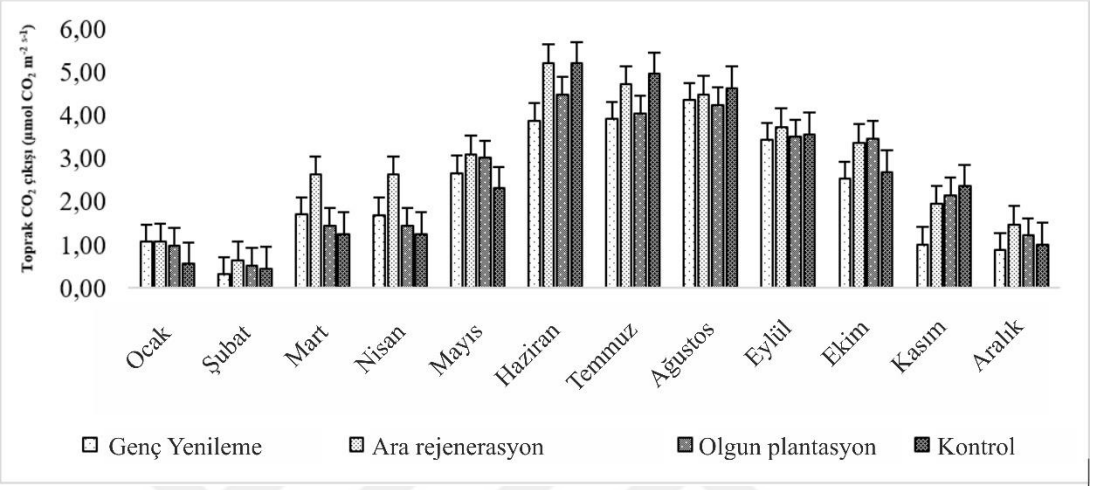
Çalışma alanı	Ortalama yıllık toprak solunum hızı (µmol m^{-2} s^{-1})	Toplam yıllık toprak solunum hızı (Mt CO_2 ha^{-1} yr^{-1})
YR	2,36 (0,19)^{b}	29,72 (2,44)
IR	2,94 (0,20)^{a}	37,06 (2,53)
MP	2,60 (0,21)^{ab}	32,76 (2,59)
CT	2,46 (0,21)^{b}	30,97 (2,84)

Aynı harflerle işaretlenen değerler, Tukey Testi'ne dayalı olarak %95 güven düzeyinde anlamlı şekilde farklı değildir. Ortalama (MSE) değerleri kullanılmıştır.

4.3.2 Mevsimsel Değişiklikler ile Toprak Solunumunun Ilişkisi

Farklı orman türlerinin aylık ortalama CO_2 akışları, Şekil 4.21'te sunulmuştur ve RS net bir mevsimsel deseni takip eder. Kış ayları (Aralık-Şubat), en düşük RS ortalamalarını gösterdi; YR en düşük Rs ortalamasına sahipti (0,30 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1}), ardından CT (0,45 µmol m^{-2} s^{-1}), MP (0,50 µmol m^{-2} s^{-1}) ve son olarak IR (0,65 µmol m-2 s-1). En düşük ortalama RS hızları, kışın en soğuk ayı olan Şubat'ta gözlemlendi (Min. TS=0,01°C; TA=0,10°C), Şekil 4.22'da sunulmuştur. CO_2 akışı Mart ayında büyüme mevsimi başladığında yavaşça arttı. Öte yandan, yaz ayları (Haziran-Ağustos), ortalama RS hızlarının en yüksek olduğu dönemdi; RS ortalama 4,62 µmol m^2 s^1 idi ve soğuk aylarda yavaşça azaldı. IR'nin RS hızları, diğer alanlara göre yıl boyunca tutarlı bir şekilde daha yüksekti, ancak Ocak ayı hariç, tüm alanların RS hızları oldukça benzerdi ve Kasım ayında IR'nin RS hızı MP'nin altındaydı. Ayrıca, olgunlaşmış plantasyonlarda RS hızları Orta rejenerasyona göre azaldı, ancak Genç rejenerasyonun RS hızlarından daha yüksekti. Bu durum, büyüme mevsiminin

sonundan (Mayıs) kışın sonuna (Ocak hariç) kadar olan dönemde, olgunlaşmış plantasyonların Rs'sinin Genç rejenerasyonun Rs'sinden önemli ölçüde daha yüksek olduğunu gösteren Şekil 4.21'te görülmektedir, özellikle Mayıs, Haziran, Ekim, Kasım ve Aralık aylarında.



Aynı harfle işaretlenen değerler, Tukey testine dayalı olarak %95 güven düzeyinde anlamlı değildir.

Şekil 4.21 Zaman içinde orman türlerinin aylık toprak solunumu değerleri

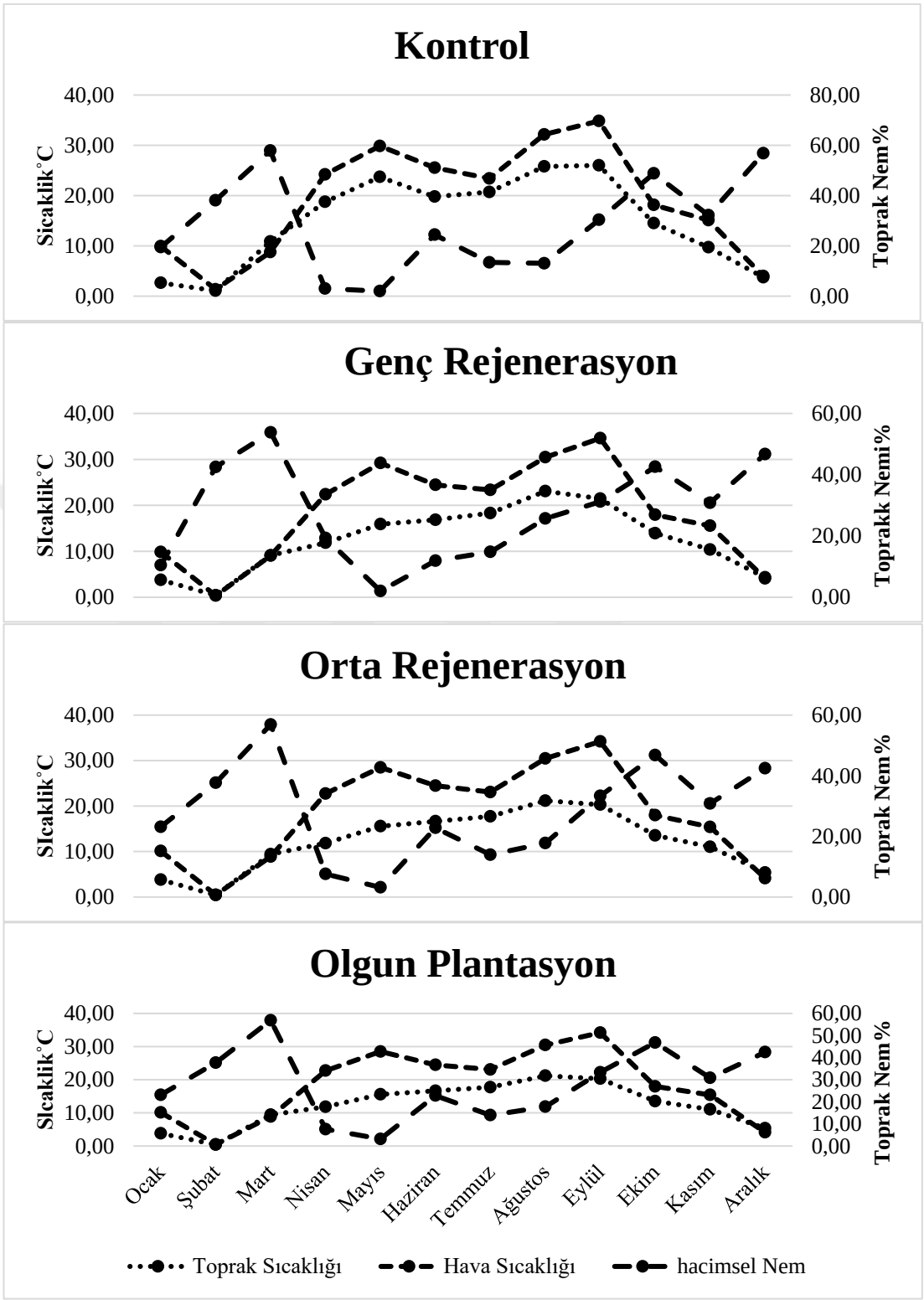
4.3.3 Toprak Sıcaklığı, Toprak Nemi ve Hava Sıcaklığı

Tukey testine göre, orman türleri ve boşluklar arasındaki ortalama yıllık toprak sıcaklığı, 11,88°C ila 14,78°C arasında değişen bir şekilde anlamlı bir fark göstermedi (p=0,1956). Benzer şekilde, ortalama yıllık hava sıcaklığı (p=0,9863), 16,99°C ila 17,73°C arasında değişen ve ortalama hacimli toprak nemi (p=0,8296), 25,08°C ila 28,30°C arasında değişen bir şekilde anlamlı bir fark göstermedi (Tablo 4.27). Bu bulgular, farklı orman türlerinin mikroikliminin ölçümün tüm süresi boyunca birbirinden anlamlı şekilde farklı olmadığını göstermektedir.

Tablo 4.27 Çalışma alanlarının ortalama mikroiklim değerleri

Çalışma Alanı	Ortalama Toprak Sıcaklığı (°C)	Ortalama Toprak Nemi (%)	Ortalama Hava Sıcaklığı (°C)
Kontrol	$12,45_a$	$27,66_a$	$17,73_a$
YR	$12,24_a$	$28,04_a$	$17,27_a$
IR	$11,88_a$	$25,08_a$	$17,19_a$
MP	$14,78_a$	$28,30_a$	$16,99_a$

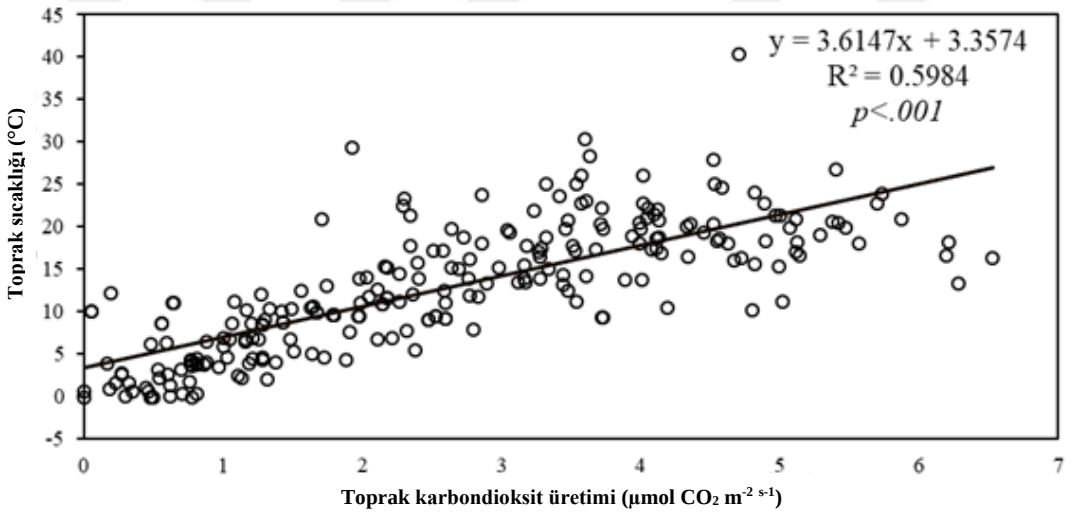
Aynı harfle işaretlenen değerler, Tukey testine dayalı olarak %95 güven düzeyinde anlamlı değildir.



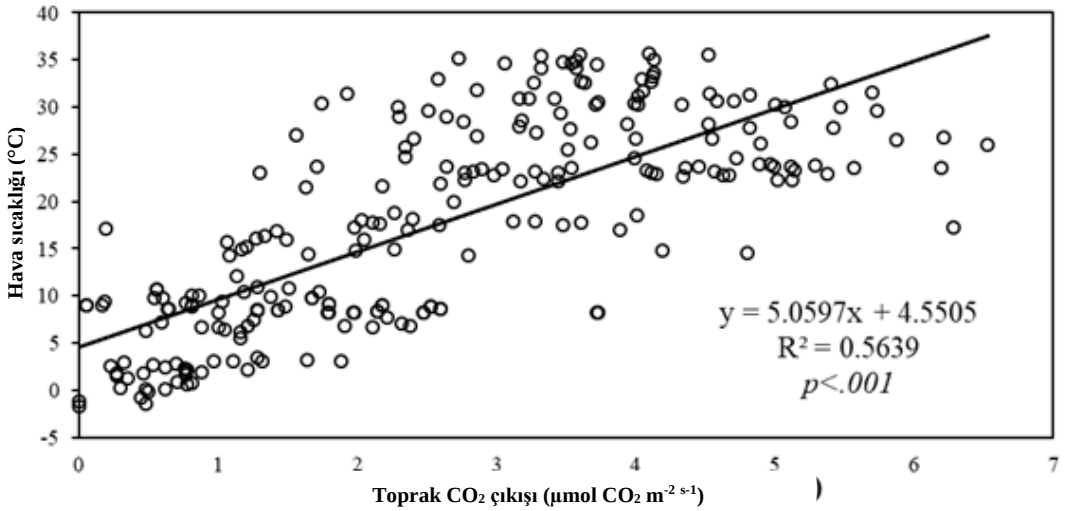
Şekil 4.22 Zaman içinde farklı orman türlerinin toprak sıcaklığı, toprak nemi ve hava sıcaklığı aylık ortalamaları

4.3.4 Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Hava Sıcaklığı ve Toprak Nemi Arasındaki İlişki

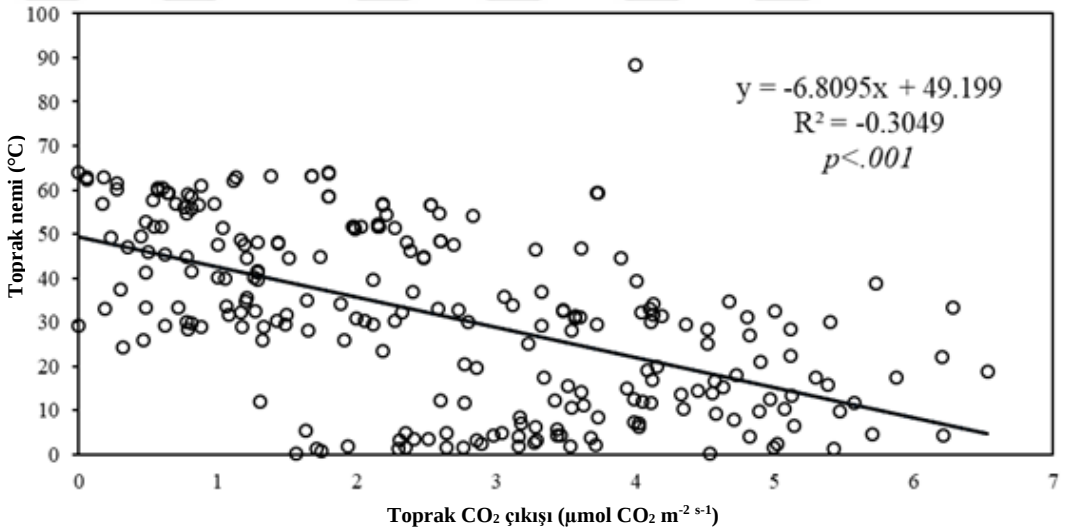
Dağılım grafikleri, toprak solunumu, toprak sıcaklığı ve hava sıcaklığı arasında iyi bir ilişki olduğunu göstermektedir, ancak toprak nemi ile ilişkili değildir. Blokların istatistikleri, ölçümlerin sayısına göre yapılmıştır (Şekil 4.23; 4.24 ve 4.25). Pearson korelasyon analizleri, toprak solunumu ile toprak sıcaklığı arasında istatistiksel olarak anlamlı bir ilişki olduğunu (0,703, p<0,01) ve hava sıcaklığı ile ilişkili olduğunu (0,705, p<0,01) göstermiştir. Öte yandan, toprak solunumu ile toprak nemi arasında istatistiksel olarak anlamlı bir negatif ilişki vardır (-0,521, p<0,01). Yılın aylarına göre de (Şekil 4.27 ve 4.28). Pearson korelasyon analizleri, toprak solunumu ile toprak sıcaklığı arasında istatistiksel olarak anlamlı bir ilişki olduğunu (0,79421, p<0,001) ve hava sıcaklığı ile ilişkili olduğunu (0,74550, p<0,001) göstermiştir. Öte yandan, toprak solunumu ile toprak nemi arasında istatistiksel olarak anlamlı bir negatif ilişki vardır (-0,36090, p<0,001). Bu sonuçlar, toprak solunumunun toprak ve hava sıcaklığı arttıkça artma eğiliminde olduğunu, toprak nemi arttıkça azaldığını göstermektedir.



Şekil 4.23 Toprak sıcaklıkları ile toprak karbondioksit üretimi arasındaki ilişkiyi gösteren dağılım grafiği N = 240



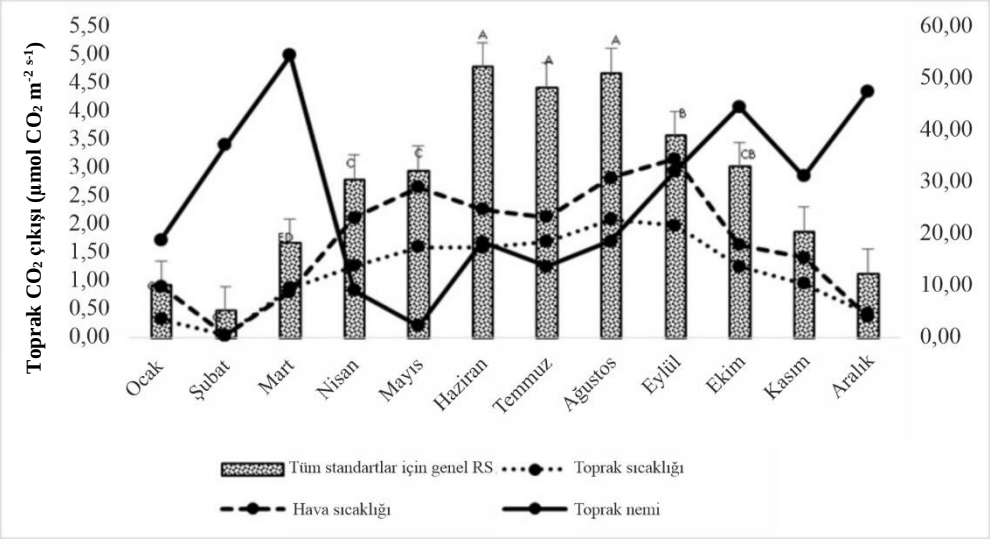
Şekil 4.24 Hava sıcaklıklarının Toprak CO_2 çıkışı ile ilişkisini gösteren dağılım grafiği, N=240



Şekil 4.25 Toprak neminin Toprak CO_2 çıkışı ile ilişkisini gösteren dağılım grafiği N=240

Şekil 4.26'de, tüm alanların aylık toprak solunumu hızları, zaman içinde toprak sıcaklıklarındaki, hava sıcaklıklarındaki ve toprak nemlerindeki değişikliklere yanıt verdi. En yüksek RS hızları, mikrobiyal ve kök solunumu için optimal olan yaz aylarında (Haziran-Ağustos) gözlemlendi. Trend, Eylül ayının başından şubat ayının sonuna kadar olan dönemde RS hızlarında kademeli bir azalmayı göstermektedir. Dikkat çekici olan, Ağustos'tan Eylül'e olan RS hızlarındaki değişimdir; optimal toprak ve hava sıcaklıkları hala mevcuttur. Bununla birlikte, RS hızları, daha yüksek toprak nem içeriği nedeniyle toprak gözenek alanındaki sınırlamalardan dolayı düşmeye başladı, bu da toprak-hava gaz değişimini engelledi ve sonuç olarak toprak solunum hızları düştü. RS'deki trend azalmaya devam etti ve kış aylarında toprak ve

hava sıcaklıkları neredeyse sıfırken ve toprak neminin nispeten yüksek olduğu dönemde en düşük noktasına ulaştı. Karın erimesini takiben ve ilkbaharda (Mart-Mayıs), toprak ve hava sıcaklıklarının yanı sıra toprak neminin de yavaş yavaş artmasıyla birlikte RS hızları yavaşça artarak Haziran'da en yüksek değere ulaştı.



Şekil 4.26 RS, TA, TS ve MS arasındaki grafiksel ilişki

4.3.5 Toprak Solunumu Tahmin Edici Değişkenleri

Farklı orman türlerinde doğrudan toprak solunumu ölçümleri işgücü yoğun ve maliyetlidir. Bu nedenle, prob kurulumu ve toprak sıcaklığı, toprak nemi ve hava sıcaklığı gibi tahmin edici değişkenlerin izlenmesi, farklı orman ekosistemlerinde zaman içinde Rs hızlarındaki değişiklikleri tespit etmek ve izlemek için iyi bir alternatiftir. Çoklu regresyon modeline dahil edilecek en uygun tahmin edici değişkenlerin seçiminde r-kare, Mallows' Cp, Akaike Bilgi Kriteri (AIC) ve Ortalama Standart Hata (MSE) istatistiksel analizlere dayanmaktadır. En yüksek r-kare değerine sahip ancak Mallows' Cp, AIC ve MSE değerleri düşük olan değişkenler, çoklu regresyon modeli için en iyi adaylar olarak kabul edilir. Tablo 4,28'de sunulan sonuçlar, toprak sıcaklığı (Model 1) ve toprak sıcaklığı ile toprak nemi kombinasyonunun (Model 2) sırasıyla 0,63 ve 0,64 r-kare değerlerine sahip olması ve Cp (2,78; 2,00), AIC (-0,59; -1,41) ve MSE (0,99; 0,98) değerlerinin göreceli olarak düşük olması nedeniyle RS için en iyi tahmin edici değişkenler olduğunu göstermektedir.

Tablo 4.28 Tahmini r-kare, Mallows Cp İstatistikleri, Akaike Bilgi Kriteri ve ortalama standart hata değerleri

Modeldeki Sayı	R-kare	Cp	AIC	MSE	Modeldeki Değişkenler
1	0,63	2,78	-0,59	0,99	ToprakT
1	0,56	41,53,	34,91	1,19	HavaT
1	0,13	261,39	163,91	2,32	VMC
2	0,64	2,00	-1,41	0,98	ToprakT VMC
2	0,63	4,17	0,79	0,99	ToprakT HavaT
2	0,56	43,47	36,86	1,19	VMC HavaT
3	0,64	4,00	059	0,98	ToprakT HavaT VMC

ToprakT- Toprak Sıcaklığı; HavaT- Hava Sıcaklığı; VMC- Hacimsel Toprak Nemi, CP- Mallow's Cp İstatistikleri, AIC- Akaike Bilgi Kriteri, MSE- Ortalama Standart Hata

4.3.6 Toprak Özellikleri

Çalışma alanındaki toprak özelliklerinin incelenmesi, her iki toprak katmanı için pH, elektriksel iletkenlik (EC), organik madde (TOM) ve hacim ağırlığı (BD) açısından anlamlı bir fark olmadığını ortaya koymuştur (Tablo 4.29). Sonuçlar ayrıca çalışma alanlarının (üst ve alt toprak) pH nötr olduğunu göstermiştir ve değerler 7,53 ile 7,75 arasında değişmektedir, bu da toprakların asidik veya alkali olmadığını göstermektedir. USDA-NRCS sınıflandırmasına göre, çalışma alanlarının toprakları çok hafiften hafif tuzlu aralığında yer almaktadır ve katmanlar arasındaki EC değerleri 2,85 dS/cm ile 4,72 dS/cm arasında değişmektedir. Üst katmanlar, YR'de 3,20±0,60 dS/cm'den MP'de 4,72±0,42 dS/cm'ye kadar yüksek EC değerlerine sahiptir, bu da alt katmanlardan daha yüksek besin konsantrasyonlarına işaret etmektedir. İlginçtir ki, TOM içeriği toprak katmanları ve orman türleri arasında farklılık göstermemiştir ve değerler 1,81±0,30a % ile 3,01±0,73a % arasında değişmektedir. Ayrıca, hacim ağırlığı toprak katmanları ve orman türleri arasında anlamlı bir fark göstermemiştir ve değerler 1,42±0,09a g/cm^3 ile 1,89±0,28a g/cm^3 arasında değişmektedir.

Tablo 4.29 Çalışma pH, elektriksel iletkenlik (EC), organik madde (OM) ve hacim ağırlığı (BD)

Katman	Orman türü	pH	EC (dS/cm)	TOM (%)	BD (g/cm^3)
0-10 cm	YR	$7,65\pm0,06_{a(a)}$	$3,20\pm0,60_{b(a)}$	$2,23\pm0,60_{a(a)}$	$1,64\pm0,28_{a(a)}$
	IR	$7,53\pm0,05_{a(a)}$	$4,25\pm0,46_{ab(a)}$	$3,01\pm0,73_{a(a)}$	$1,54\pm0,16_{a(a)}$
	MP	$7,58\pm0,02_{a(a)}$	$4,72\pm0,42_{(a)}$	$2,31\pm0,47_{a(a)}$	$1,47\pm0,09_{a(a)}$
	CT	$7,55\pm0,03_{a(a)}$	$3,68\pm0,24_{a(a)}$	$1,81\pm0,30_{a(a)}$	$1,75\pm0,13_{a(a)}$
	p-değeri	**0,27**	**0,14**	**0,49**	**0,70**
11-20 cm	YR	$7,75\pm0,03_{a(a)}$	$2,85\pm0,32_{a(a)}$	$1,53\pm0,40_{a(a)}$	$1,89\pm0,28_{a(a)}$
	IR	$7,65\pm0,09_{a(a)}$	$3,10\pm0,45_{b(a)}$	$1,81\pm0,30_{a(a)}$	$1,60\pm0,07_{a(a)}$
	MP	$7,6\pm0,04_{a(a)}$	$3,63\pm0,04_{b(b)}$	$2,49\pm0,39_{a(a)}$	$1,42\pm0,09_{a(a)}$
	CT	$7,6\pm0,04_{a(a)}$	$3,43\pm0,24_{b(a)}$	$2,45\pm0,53_{a(a)}$	$1,73\pm0,36_{a(a)}$
	p-değeri	**0,22**	**0,32**	**0,31**	**0,56**

Aynı harfle işaretlenen alt dizinler, aynı toprak katmanındaki orman türleri arasındaki anlamlı ilişkileri göstermektedir ve Tukey testine dayalı olarak %95 güven düzeyinde anlamlı ilişkileri belirtmektedir. Aynı harfle parantez içindeki alt dizinler, aynı orman türünün farklı derinliklerindeki anlamlı ilişkileri belirtmektedir ve Tukey testine dayalı olarak %95 güven düzeyinde anlamlı ilişkileri belirtmektedir

Tablo 4.30, farklı orman türlerinin üst (0-10 cm) ve alt (11-20 cm) katmanlarında toprak tekstürel bileşimini göstermektedir. Bileşim, örneklerde kum, kil ve silt yüzdeleri olarak ölçülmüştür ve ilgili tekstürel sınıfı içermektedir.

Üst katmanda (0-10 cm), orman türleri benzer desenler göstermektedir. YR, IR, MP ve CT ormanlarının hepsi kum yüzdesi yüksek olan, sırasıyla %64,32 ile %71,55 arasında değişen bir yapıya sahiptir. Kil yüzdesi %20,54 ile %24,11 arasında değişirken, silt yüzdesi %5,56 ile %11,58 arasında değişmektedir. Genel olarak, bu katman için tekstürel sınıf tüm orman türleri için kumlu killi topraktır.

İstatistiksel anlamlılık açısından, p-değerleri, üst katmandaki her toprak bileşeni için orman türleri arasında anlamlı farklılıklar olmadığını göstermektedir. Bu, toprak bileşiminin bu katmandaki farklı orman türleri arasında nispeten tutarlı olduğu anlamına gelmektedir.

Alt katmana (11-20 cm) geçildiğinde, toprak bileşiminde bazı farklılıklar gözlemlenebilir. Kum yüzdesi %61,23 ile %72,57 arasında değişirken, kil yüzdesi %21,20 ile %24,20 arasında değişmektedir. Silt yüzdesi daha geniş bir aralıkta, %6,70 ile %15,90 arasında değişmektedir.

Üst katmana benzer şekilde, alt katman için tekstürel sınıf tüm orman türleri için kumlu killi topraktır. Ancak, üst katmana göre kompozisyonda bazı farklılıklar vardır. IR ormanı, alt katmanda en yüksek silt yüzdesine (%15,90) sahiptir, MP ormanı ise en düşük değere (%6,70) sahiptir.

Tablo 4.30 Farklı orman türlerinin üst ve alt katmanlarında toprak tekstürel bileşimi

Katman	Orman türü	Kum (%)	Kil (%)	Silt (%)	Toprak tekstürel sınıfları
0-10 cm	YR	$70,14\pm3,69_{a(a)}$	$20,54\pm2,27_{a(a)}$	9,32±1,83ab(a)	Kumlu killi balçık
	IR	$69,84\pm3,14_{a(a)}$	$20,54\pm2,21_{a(a)}$	9,62±1,08ab(a)	Kumlu killi balçık
	MP	$71,55\pm2,78_{a(a)}$	$22,89\pm1,59_{a(a)}$	5,56±1,98b(a)	Kumlu killi balçık
	CT	$64,32\pm1,01_{a(a)}$	$24,11\pm0,66_{a(a)}$	11,58±2,85a(a)	Kumlu killi balçık
	p-değeri	0,306	0,437	0,125	
11-20 cm	YR	$67,74\pm5,14_{ab(a)}$	$23,05\pm5,51_{a(a)}$	9,22±1,30b(a)	Kumlu killi balçık
	IR	$61,23\pm3,65_{b(a)}$	$23,70\pm1,48_{a(a)}$	15,90±0,80a(a)	Kumlu killi balçık
	MP	$72,57\pm1,33_{a(a)}$	$21,20\pm0,80_{a(a)}$	$6,70\pm2,03_{b(a)}$	Kumlu killi balçık
	CT	$65,93\pm1,68_{ab(a)}$	$24,20\pm1,74_{a(a)}$	$9,97\pm1,68_{b(a)}$	Kumlu killi balçık
	p- değeri	0,170	0,906	0,251	

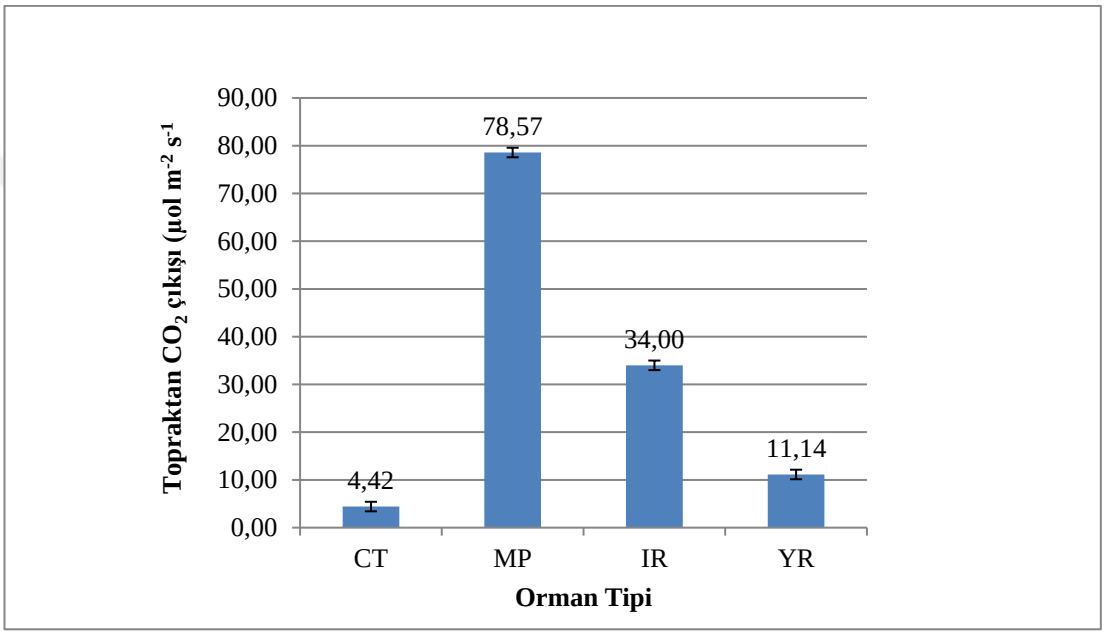
4.3.7 Orman Ölü Örtüsü

Tüm çalışma alanlarında orman ölü örtüleri (FL) birikimlerinin envanteri, bir orman alanının yaşlandıkça gelişimi boyunca daha fazla FL biriktirebileceğini ortaya koymuştur. Bu durum, MP'nin en fazla FL birikimine sahip olduğu 314,27 ton/hektar ile gösterilen Şekil 4.29'da açıkça görülmektedir. Onu 135,99 ton/hektar ile IR ve 44,56 ton/hektar ile YR takip etmektedir. Öte yandan CT, yaprak örtüsünün ve FL kaynağının yokluğundan dolayı en az FL birikimine sahiptir, bu nedenle daha az miktarda ölü örtüsü birikimi oluşur.

Tablo 4.31 Çalışma alanlarının orman ölü örtü birikimleri.

Çalışma alanı	Toprak tekstürel sınıf	Orman ölü örtüsü (hektar başına ton) N=4
YR	Kumlu killi balçık	11,14±1,93
IR	Kumlu killi balçık	34,00±1,29
MP	Kumlu killi balçık	78,57±3,78
CT	Kumlu killi balçık	4,42±0,61

YR= Genç rejenerasyon, IR= Orta rejenerasyon, MP= Olgun plantasyon, CT= Kontrol. Ortalama+MSE.



Şekil 4.27 Çalışma alanlarının orman ölü örtü birikimleri

5. TARTIŞMA

5.1 Meşcere Çağlarına Göre Toprak Solunumu

Zamanın farklı yaşlar için değiştirildiği kronosekans tekniği, sıkça orman çalışmalarında kullanılmıştır (McElligott vd., 2016; Selvaraj vd., 2017). Ancak, çam ormanlarında meşcere yaşının Rs üzerindeki etkisi hakkında bugüne kadar çok az araştırma yapılmıştır (Powers vd., 2017). Sonuçlar, *P. massoniana* ormanları üzerine yapılan bir çalışmada olduğu gibi, Rs'nin meşcere yaşına göre arttığını gösterebilir (Yu vd., 2019), bu da diğer kronosekans çalışmalarından farklı orman ekosistemlerindeki raporlarla uyumludur. Ayrıca, sıcak iklim meşe ormanlarında, orman yaşının toprak solunumu üzerinde önemli bir pozitif etkisi olduğu gözlemlenmiştir (Luan vd., 2011). Buna karşılık, *Pinus tabulaeformis* ve *Populus davidiana* bitkilerinde meşcere olgunlaşması ile Rs azalmıştır (Zhao vd., 2016). En genç ladin meşcereleri daha olgun meşcerelerden çok daha yüksek solunum hızlarına sahipti ve ardından yaşla birlikte kademeli olarak azaldı, ancak yaşlı meşcerelerde istikrar kazandı (Saiz vd., 2006).

Sonuçlar, ayrı blokları incelemek durumunda farklı yaş ve orman türlerinden Rs'de istatistiksel olarak anlamlı farklılıklar göstermedi, ancak birleşik blokların çalışmasının sonuçları istatistiksel olarak anlamlı farklılıklar gösterdi. Bu durum,

1- Örnek büyüklüğü: Örnek büyüklüğünün blokları ayrı ayrı incelemek için gerçek farklılıkları tespit etmek için yetersiz olduğu anlamına gelir.

2- Veri benzerliği: CO_2 akış değerleri, blokları ayrı ayrı incelemek zor olduğunda farklı orman türleri ve farklı yaşlar arasında benzer olabilir.

Çalışmamızın sonuçları, SR'nin ağaç türleri arasındaki duruş yaşına tepkisinin farklı olduğunu gösterdi. Ancak, *P. nigra*'nın doğal olarak yeniden oluşan, bozulmamış genç ve orta yaşlı meşcerelerde toprak solunumu üzerine yapılan hiçbir çalışma bulunmamaktadır. Bu nedenle bulgularımızı diğer çalışmalarla karşılaştırılamamıştır. Çalışmamızın, *P. nigra*'nın genç, yeniden oluşan, bozulmamış meşcerelerde toprak

solunumu hızlarını belgeleyen ilk çalışma olması muhtemeldir ve sonuçlar yerel araştırmalar için oldukça faydalı olabilir. Karbondioksit akışı tahminleri hem ulusal hem de bölgesel düzeyde yapılmıştır. Bu sonuçlar, orman yaşının toprak solunumu üzerindeki etkilerinin ağaç türüne ve meşcere yapısına bağlı olarak farklılık gösterdiğini göstermektedir. Bu durum, ince kök sayısı ve toprak birikiminin kalitesi ile ilişkilendirilebilir. Sonuçlarımız, orman yaşının toprak solunumu üzerindeki etkisinin doğrusal olmadığını gösterdi. Örneğin, ortalama toprak solunumu hızı sırasıyla IR, MP, CT ve YR için 2,94; 2,60; 2,46 ve 2,36 µmol CO_2 m^{-2} s^{-1} olarak hesaplandı (Tablo 4.26). Kontrol parselleri, bu genç ve olgun yeniden oluşan meşcerelerden daha yüksek Rs hızlarına sahip olabilir, çünkü kontrol parselleri (boşluklar), daha yüksek toprak sıcaklıkları (+2°C), hava sıcaklığı (+1°C) ve toprak nem (+1%) ile ilişkilidir. Diğer çalışmalar da benzer sonuçlar bildirmiştir (Mayer vd., 2017). (Fanin vd., 2011), ölü örtü kalitesinin (N, P içeriği) farklılıkları açıklamak için en önemli faktör olduğunu belirtti. Gözlemlenen mekansal toprak solunumu hızları, daha yüksek ölü örtü N ve P içeriği ile ilişkilendirildi. Ayrıca, meşcere yaşına bağlı olarak toprak solunumundaki azalmayı değerlendirirken toprak bozulması göz önünde bulundurulmalıdır. Sık sık meydana gelen bozulmalar, topraktaki ölü örtü ve organik madde ayrışmasını hızlandırabilir, bu da toprak solunumunu artırabilir (Luyssaert vd., 2008). Doğal olarak yeniden oluşan orta yaşlı meşcerelerde gözlenen daha yüksek solunum hızları, böyle bölgelerden CO_2 akışlarını azaltmak için bazı yönetim stratejilerinin uygulanabileceğini göstermektedir. İnceleme işlemleri, özellikle bazı kronosekans çalışmalarının ince kök biyokütlesinin meşcere yaşına bağlı olarak arttığını (direk veya orta aşamada zirve yaptığını) ve yaşlı meşcerelerde azaldığını bulduğu için, toprak üstü ve toprak altı biyokütlesini azaltarak toprak solunumu hızlarını azalttığı gösterilmiştir (Claus ve George, 2005; Helmisaari ve Hallbäcken., 1999; Sullivan vd., 2008; Tang vd., 2008; Wang vd., 2023).

5.2 Mevsimsel Toprak Solunumu

Bir yıl boyunca olgun plantasyon, orta yaşlı ve genç yeniden oluşumlar ve kontrol, sırasıyla ortalama 2,60 µmol m^{-2} s^{-1}; 2,94 µmol m^{-2} s^{-1}; 2,36 µmol m^{-2} s^{-1} ve 2,36 µmol m^{-2} s^{-1}; 2,46 µmol m^{-2} s^{-1} CO_2 yaydı (Tablo 4.26). Kış ayları (Aralık-Şubat), ortalama 0,92 µmol m^{-2} s^{-1} ile en düşük Rs hızını gösterdi. Tüm orman tiplerinin Rs'si belirgin

bir mevsimsel desen sergiledi (Şekil 4.26) ve en düşük RS hızları (0,30-0,65 µmol m^{-2} s^{-1}) özellikle şubat ayında, ortalama TA ve TS sırasıyla 0,56°C ve 0,48°C ile en soğuk ay olan Şubat'ta görüldü. Kıştan ilkbahara geçiş, tüm meşcere tipleri için şubat ayındaki 0,48 µmol m^{-2} s^{-1}'den mart ayındaki 1,76 µmol m^{-2} s^{-1}'e kadar olan RS ortalamalarını artırdı, bu da kış mevsiminden buzun çözülmesi sonucu oldu ve ortalama TA ve TS sırasıyla 8,22°C ve 9,06°C arttı (Şekil 4.29). Yılın en sıcak ayları olan yaz Haziran-Ağustos aylarında, tüm meşcere tipleri için ortalama Rs bir zirveye ulaştı (4,81 µmol m^2 s^1), en yüksek Rs ortalaması CT'de (5,42 µmol m^{-2} s^{-1}) gözlendi, ardından IR (4,80 µmol m^{-2} s^{-1}), MP (4,20 µmol m^{-2} s^{-1}) ve son olarak YR (4,04 µmol m^{-2} s^{-1}) (Şekil 4.21). Genel olarak, benzer çalışmalar (Contosta vd., 2011; Yang vd., 2022; Vargaz-Terminel vd., 2022), RS'nin mevsimsel değişikliklerinin (TA, TS ve MS) kontrol ettiği için tüm meşcere tipleri için benzer mevsimsel eğilimler gözlemledi (Chang vd., 2014). Bu çalışmada gözlemlendiği gibi, TA, TS ve MS, RS hızlarını belirledi ve bunlar RS ile anlamlı korelasyon ilişkileri ile yansıtıldı (Şekil 4.23; 4.24; 4.25) Birleşik durumda bloklarda, ayrıca (Şekil 4.1 - 4.3; 4.6 - 4.8; 4.11 - 4.13; 4.16 - 4.18) Ayrı durumda bloklarda. Bu çalışmanın bulguları, mevsimsel sıcaklık ve nem değişikliklerinin toprak solunumu hızları üzerindeki etkisini destekleyerek, çeşitli meşcere tiplerinde toprak solunumu dinamiklerini anlama konusunda önemlidir ve bu, çevresel yönetim ve karbon döngüsü için kritiktir.

5.3 Farklı Meşcere Tiplerinde Toprak Solunumu

MP'nin RS'si, çam plantasyonları üzerine yapılan birkaç çalışmanın RS'si ile iyi karşılaştırılır ve bu çalışmalarda 1,19 µmol m^{-2} s^{-1} ile 4,06 µmol m^{-2} s^{-1} arasında değişmektedir (Luan vd., 2011; Pang vd., 2013; Tong vd., 2023). Yeniden oluşan meşcereler için, gençlik (Genç) ve direklik (Orta) doğal yeniden oluşum meşcerelerinin toprak solunumu için doğrudan ölçümler şu anda literatürde bulunmamaktadır. Bu tür ekosistemler için yapılan çoğu çalışma, Eddy Kofrans yöntemini (Arain ve Restrepo-Coupe, 2005) kullandı ve bu yöntem bütün ekosistemin solunumunu ölçer, bu nedenle RS, ekosistem solunumunun bir parçası olarak bu çalışmadaki verilerle karşılaştırılmamıştır (Barba vd., 2018). Bununla birlikte, Irvine ve Law (2002) çalışmasında, 14 yaşındaki doğal olarak yeniden oluşan çam ormanları yıllık RS ortalamaları 519; 427 ve 505 g C m-2yr-1 (1,28; 1,37; 1,13; 1,33 µmol m^{-2}

s^{-1}) olarak göstermiştir ve bu değerler bu çalışmadaki yeniden oluşan meşcerelerin RS ortalamalarına göre daha düşüktür. Hava sıcaklığı (Ta) ve toprak sıcaklığı (TS), toprak solunumu (RS) ile istatistiksel olarak anlamlı bir pozitif ilişkiye sahip olduğundan, bu iki çalışma arasındaki toprak solunumu hızı farkı, bu çalışmada deniz seviyesinden 100 m daha düşük olan yükseklik farklarına bağlanabilir ve bu durum aynı zamanda daha düşük ortalama yıllık sıcaklığa da yansımıştır (bu çalışma: 10°C daha yüksek).

IR ve MP, farklı meşcere tipleri arasında en yüksek RS hızlarını gösterirken, YR ve CT en düşük RS hızlarını göstermiştir. Meşcereler arasındaki büyük Rs hızı farkları, meşcerelerin farklılaşmamış toprak özelliklerine (örneğin toprak pH, EC, BD, TOM, BD ve bileşim stratifikasyonu) ve Rs'nin ana kontrol faktörleri olan TA, TS ve MS arasındaki büyük farklara bağlanamaz (Chang vd., 2014; Subke ve Bahn, 2010). Öte yandan, sediment FL'deki büyük farklılıklar, meşcereler arasındaki toprak mikroiklimlerinde (örneğin TA, TS, MS) farklılıklara yol açmalıdır ve bu da onların Rs'sini etkileyecektir; Han vd. (2015) gözlemlerinin aksine. Bu, bloklar arasındaki mekansal farklılıkların bir sonucu olabilir; ancak blokları Rs hızları üzerinde rastgele etkiler olarak analiz etmek önemli bir fark göstermedi. Bu nedenle, meşcereler arasında belirgin bir sediment FL farklılığı olsa da (Şekil 4.26), bu, toprak mikrobiyal aktivitelerini önemli ölçüde etkileyebilir (Han vd., 2015).

Meşcereler arasındaki önemli farklılıklar, TOM içeriğindeki küçük farklara bağlanabilir. IR, en yüksek yıllık RS ortalaması, özellikle toprağın üst katmanlarında (Tablo 4.29) yüksek TOM içeriği ve yüksek EC ile çakışmaktadır. Bu, toprak mikrobiyal aktivitesi, çeşitliliği ve zenginliği için optimum derinlik ve koşullardır (Hao vd., 2021; Wang vd., 2019). Öte yandan, CT ve MP'nin SR'ye göre nispeten daha yüksek Rs hızları, alt toprak katmanlarında daha yüksek TOM içeriğine bağlanabilir ve bu, SR'ye göre %30 daha yüksektir. Genellikle sınırlı olan alt toprak katmanlarında yüksek TOM içeriği, muhtemelen uykuda olan toprak mikroplarını canlandırabilir ve daha fazla mikrobiyal aktivite ve büyümeyi tetikleyebilir (Min vd., 2021), böylece potansiyel olarak heterotrof solunumunu artırabilir.

5.4 Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Toprak Nem ve Hava Sıcaklığı Arasındaki İlişki

Toprak ve hava sıcaklıkları ile toprak nemi, karasal ekosistemlerde Rs hızlarını kontrol eden temel abiyotik faktörlerdir (Chang vd., 2014; Li vd., 2008). Önceki araştırmalar, Rs ile toprak sıcaklığı hızları arasında önemli korelasyonlar bulmuştur (Arevalo vd., 2010; Fang vd., 1998) ve aynı şekilde Rs ile hava sıcaklığı hızları arasında da (Raich ve Schlesinger, 1992). Ormanlarda sıcaklık dalgalanmasını etkileyen birçok faktör bulunmaktadır, bunlar arasında bitki örtüsü, toprak özellikleri ve topografi yer almaktadır (Major, 1977). Toprak solunumunu etkileyen başlıca faktörler ise toprak sıcaklığı ve nemidir (Li vd., 2008). Mevsimsel varyasyonların toprak solunumunu öncelikle toprak sıcaklığıyla açıkladığı düşünülmektedir (Anderson, 1973) veya kuru mevsimi olan bazı ılıman ülkeler veya Akdeniz iklimlerinde toprak sıcaklığı ve su içeriği ile açıklanmaktadır (Garret ve Cox, 1973; Rey vd., 2002). Bu değişkenlerin Rs hızlarını tahmin etmek için kullanılabileceğini ima etmektedir (Borken vd., 2006; Orchard ve Cook, 1983). Çalışmamız, toprak solunumu (Rs), toprak sıcaklığı (ST) ve hava sıcaklığı (AT) arasında anlamlı bir doğrudan ilişki bulmuştur. Toprak solunumu, büyüme aylarında (Mart'tan Ağustos'a kadar) artmıştır ve bu dönemde toprak nemi ve hava sıcaklıkları ototrofik ve heterotrofik solunumu desteklemek için optimum seviyelere ulaşmıştır (Şekil 4.22; 4.23; 4.24; 4.26). Bu özellikle yaz aylarında gözlemlenmiştir, bu dönemde toprak sıcaklıkları 17,47°C ile 22,81°C arasında değişmiş ve toprak nem oranı %18,41 ile %18,47 arasında olmuştur, bu değerler toprak solunumu tepkisi için optimal değerlerdir (Carlyle ve Bathan, 1988; Lou ve Zhou, 2006). Toprak nem SM durumunda ise Rs ile ters bir ilişki gözlenmiş ve SM arttıkça Rs azalmıştır (Şekil 4.25; 4.26). Toprak solunumu, soğuk ve yağışlı olmayan büyüme dönemlerinde (yani Eylül'den Şubat'a kadar) azalmıştır, çünkü toprak nem artmış ve toprak ile hava sıcaklıkları düşmüştür. Bu sonuçlar ayrı bloklarla da uyumludur. Birçok laboratuvar ve teorik çalışma, aşırı ıslak koşullarda toprak solunumunun engellendiğini göstermiştir, çünkü aşırı su içeriği difüzyonu önleyebilir. Ayrıca, yoğun yağış sonrası Rs hızları dramatik bir şekilde düşmüştür. Bu durum, toprak gözeneklerinin suyla doyduğunda hava difüzyonunun azalmasından kaynaklanabilir, bu da köklere oksijenin ulaşılabilirliğini azaltır ve kök ve aerobik bakterilerin aktivitelerini etkiler. Daha önceki araştırmalar, toprak neminin (MC) Rs üzerindeki

etkilerinin yalnızca toprak ya çok kuru ya da aşırı ıslak olduğunda gözlemlenebilir olduğunu ortaya koymuştur. Ayrıca Tablo 4.28, toprak sıcaklığı ve toprak neminin toprak solunumu üzerindeki göreceli kontrolünü açıkça göstermektedir ve bu faktörler, toprak solunumu hızını tahmin etmek için en iyi tahmin değişkenleridir.

5.5 Toprak Özelliklerinin ve Toprak Tekstürünün Toprak Solunumu ile İlişkisi

Toprak pH değeri, kimyasal, biyolojik ve fiziksel süreçleri etkileyen önemli bir faktördür (Melek, 2020). Toprağın pH değeri 4,5 veya daha düşükse, yüksek asidik olarak tanımlanırken, pH değeri 8,5 veya daha fazlaysa, kuvvetli alkali olarak tanımlanır. 6,5-7,5 arasındaki pH değeri ise nötr toprak olarak kabul edilir. pH değeri 4,5-5,5 arasında olan toprak ılımlı asidik, pH değeri 5,5-6,5 arasında olan toprak hafif asidik ve pH değeri 7,5-8,5 arasında olan toprak ise biraz alkali olarak kabul edilir (Chen vd., 2005). Toprak pH seviyeleri her iki katmanda da benzerdi (Tablo 4.29). Tüm orman tiplerinde ve katmanlarda asitlik değerleri, toprağın nötr olduğunu ve geniş bir bitki türü yelpazesine uygun olduğunu göstermektedir. Çoğu bitkinin 6,0 ila 7,5 arasındaki pH aralığında iyi geliştiği bilinmektedir. Nötr asitlik ayrıca bitkilere çoğu besinin kullanılabilirliğini kolaylaştırır.

Elektriksel iletkenlik değeri 4 - 8 mS/cm^{-1} veya tuz içeriği %0,15 - 0,35 olan topraklar hafif tuzlu olarak kabul edilirken, 8 - 15 mS/cm^{-1} veya tuz içeriği %0,35 – 0,65 olan topraklar orta tuzluluk olarak kabul edilir. Elektriksel iletkenlik değeri 15 mS/cm^{-1}'den büyük veya tuz içeriği %0,65'ten büyük olan topraklar aşırı tuzlu olarak kabul edilir (Özgövercikli, 2020). Toprak elektriksel iletkenliği (EC) açısından, sonuçlar YR'nin üst toprak katmanlarında sadece MP'den farklı olduğunu göstermektedir. Buna karşılık, alt toprak katmanlarında YR, IR, MP ve CT'den önemli ölçüde farklılık göstermiştir. Üst katmanlardaki 0-10 cm aralığındaki değerler YR'de 3,20 dS/cm ile MP'de 4,72 dS/cm arasında değişirken, alt katmanlar için 11-20 cm aralığındaki EC değerleri YR'de 2,85 dS/cm ile MP'de 3,63 dS/cm arasında değişmektedir (Tablo 4.29). Bu, üst katmanlarda alt katmanlara göre daha yüksek besin konsantrasyonları olduğunu göstermektedir. Bu, yüzeye yakın çözünmüş tuz ve besin birikimine bağlı olabilir. Bu durum, suyun alt katmanlardan yüzeye doğru buharlaşması ve kapiller

hareketi nedeniyle oluşabilir. Orta rejenerasyonlu topraklar (%30) ve olgun plantasyon toprakları (%38), genç rejenerasyonlu topraklardan daha yüksek elektriksel iletkenliğe sahiptir, bu da bu iki alanın Rs hızını olumsuz etkileyebilir. Toprak elektriksel iletkenliği (EC), toprak mikrobiyal topluluklarının bolluğu ve çeşitliliği ile pozitif korelasyon göstermektedir (Canfora vd., 2014). Ancak, topraklardaki EC'nin artması, inkübasyon deneylerinde mikrobiyal solunumu engellediği bulunmuştur (Yang vd., 2020). Bununla birlikte, bu ilişkiler bu çalışmada gözlenmemektedir. Yani daha yüksek EC değerine sahip ve muhtemelen daha fazla lignin içeren ölü örtü birikimine sahip topraklar (örneğin, Orta rejenerasyon ve Olgun plantasyon), daha düşük EC değerine sahip ve daha az ölü örtü birikimine sahip topraklardan (örneğin, Genç rejenerasyon ve Kontrol) daha yüksek Rs değerine sahiptir. Mikrobiyal solunum, topraklardan CO_2 çıkışının %10 ila %90'ını oluşturduğu için toplam toprak solunumuna önemli katkıda bulunmaktadır (Hanson vd., 2000; Zhao vd., 2016), ancak bu çalışmada mikrobiyal solunum ayrı olarak ölçülmemiştir.

Toprak üst organik karbonu, toprağın karbon rezervinin en aktif bileşenidir ve muhtemelen Rs'yi etkiler (Seto ve Yanagiya, 1983; Vesterdal vd., 2012). Üst toprak karbon havuzu, ölü örtü düşüşü, odun artıkları ve kök salgılarına bağlı olarak karbon girişinin miktarını temsil eder ve bu, toprak mikrobiyal solunumu için altlık sağlar (Davidson vd., 2006). Son araştırmalar, Rs ile toprak organik karbonu (SOC) arasında önemli bir ilişki olduğunu göstermiştir (Chen vd., 2010). Chang vd. (2020) tarafından yapılan bir çalışmaya göre, meşcere yaşına bağlı olarak Rs hızlarındaki farklılıklar, labil organik karbon girişi ve kök biyokütlesi için potansiyel kaynaklar olan toprak organik karbonu, çözünmüş organik karbon ve ölü örtü düşüşündeki varyasyonlarla ilişkilendirilebilir. Bununla birlikte, Tablo 4.30 ve 4.31'de gösterildiği gibi, her alanın temel toprak fiziksel ve kimyasal özellikleri önemli ölçüde farklı değildi. Bununla birlikte, bazı özellikler, toprak mikrobiyal aktivite, çeşitlilik ve zenginlik için optimal derinlik ve koşul olan toprak profilinin üst 10 cm'sindeki toprak organik madde konsantrasyonlarının, genç rejenerasyonlu topraklardan ve kontrollerden daha yüksek olduğunu göstermektedir (Hao vd., 2021; Wang vd., 2019). Orta rejenerasyonlu toprakların toprak organik madde içeriği, sırasıyla olgun plantasyonlardan ve genç rejenerasyonlu topraklardan %23 ve %26 daha yüksektir ve bu, toprak organik maddesinin çözünmüş organik karbon kaynağı olduğu için daha yüksek Rs hızlarına

katkıda bulunmuş olabilir (Chang vd., 2020; Saurette vd., 2006). Hacim ağırlığı değerleri (1,42 g/cm³ ila 1,89 g/cm³) de farklılık göstermedi (Tablo 4.29). Hacim ağırlığı değerleri, toprakta iyi gözeneklilik ve yapıyı işaret eden bir aralıkta bulunmaktadır, bu da su sızmasına, kök penetrasyonuna ve yeterli hava havalandırmasına izin verir. Daha düşük yoğunluk genellikle daha yüksek toprak verimliliği ve daha iyi kök gelişimi ile ilişkilidir.

Çalışma alanlarında kök biyokütlesini ölçmedik, ancak önceki kronosekans çalışmaları iğne yapraklı ormanlarda ince kök biyokütlesinin meşcere yaşına bağlı olarak arttığını (direklik veya ara aşamalarda zirve yaptığını) ve yaşlı meşcerelerde azaldığını (Helmisaari ve Hallbäcken, 1999; Makkonen ve Helmisaari, 2001) ve toprakaltı biyokütlesinin ağaç yoğunluğuyla arttığını doğrulamıştır (Litton vd., 2003). Bu nedenle, bu çalışmada, orta rejenerasyon alanlarının gelişim aşaması ve ağaç yoğunluğu nedeniyle daha genç rejenerasyon ve olgun plantasyonlardan daha yüksek ince kök biyokütlesine sahip olduğunu varsaymak makul olacaktır.

Tablo 4.29'da sunulan p-değerleri, her iki katman (0-10 cm ve 11-20 cm) arasında ölçülen toprak özellikleri arasında orman tipleri arasında istatistiksel olarak anlamlı farklılıklar olmadığını göstermektedir, çünkü tüm bu değerler 0,05'ten büyüktür ve bu, orman tipinin toprak özellikleri üzerinde güçlü bir etkisi olmadığını göstermektedir.

(0-10) cm katmanları, tüm orman tiplerinde yaygın olan kumlu killi topraktan oluşmaktadır. Bulgular, tüm orman tiplerinin üst katmanda toprak bileşiminde benzer bir desen sergilediğini göstermektedir. Bu, orijinal toprak bileşimi veya doğal çözülme gibi faktörlerin bir kombinasyonunun sonucu olabilir. Daha önceki araştırmalar, bu benzerliğin, üst katmandaki bitki ve toprak etkileşimlerinin bir sonucu olabileceğini öne sürmüştür.

Alt katmanın bileşimel katmanı, üst katman (11-20 cm) gibi tüm orman tipleri için kumlu killi topraktan oluşmaya devam etmektedir. Sonuçlar, alt katmanın toprak bileşiminin orman tipleri arasında değiştiğini göstermektedir. Bu varyasyon, kök etkileri, organik madde birikimi veya altlık çözülme süreçlerinden kaynaklanabilir. Daha önceki araştırmalar, bu varyasyonun, orman kalitesindeki farklılıklar, bitki

büyüme desenleri ve dış çevresel faktörlerin etkileri nedeniyle olabileceğini öne sürmüştür.

5.6 Orman Ölü Örtüsünün Meşcere Yaşları ile İlişkisi

Ölü örtü birikimleri, mikrobiyal aktivitelerle kolayca çözünebilir bir altlık (örneğin, toprak organik madde, toprak organik karbon) sağlayarak toprak mikrobiyal aktivitelerini büyük ölçüde etkilediği bilinmektedir (Han vd., 2015). Bu nedenle, bu alanlarda daha yüksek ölü örtü birikimleri, Rs hızlarını önemli ölçüde artırmıştır, bu da ölü örtü manipülasyonu ve toprak solunumu üzerine yapılan önceki araştırmalarla uyumludur (Zhuang vd., 2023). Orman ölü örtü birikimleri (FL), net bir şekilde Şekil 4.30 ve Tablo 4.31'de gösterildiği gibi orman yaşına bağlı olarak artmıştır. MP, en fazla FL birikimine sahip olan ormandır ve 78,357 t/ha ile başlamaktadır, buna IR 34,00 t/ha ve YR 11,14 t/ha ile devam etmektedir. Öte yandan CT, 4,42 t/ha ile en düşük ölü örtü birikimine sahiptir ve bu, Yanjun vd. (2020) tarafından yapılan bir çalışmada benzerdir. Bu çalışmada, ölü örtü girişlerinden kaynaklanan toprak solunumundaki artışın iğne yapraklı ormanlar (%50,7) > Geniş yapraklı ormanlar (%41,3) > Karışık ormanlar (%31,9) eğilimini gösterdiği bildirilmiştir. Ayrıca, ölü örtü girişlerinin toprak solunumu üzerindeki uyarıcı etkisinin aynı zamanda meşcere yaşını etkilediği, 30-100 yaşındaki ormanların (%53,3) ve ≥100 yaşındaki ormanların (%50,2) daha genç yaşlı ormanlardan 1,5 kat daha büyük olduğu rapor edilmiştir. 30 yaşından itibaren (%34,5). Bu, birkaç faktöre bağlanabilir:

Artan bitki biyokütlesi: Bir orman olgunlaştıkça, ağaçları ve bitkileri daha fazla artar. Bu, genel bitki biyokütlesini artırır ve daha fazla yaprak ve bitki malzemesinin düşmesine ve orman ölü örtüsüne katkıda bulunur.

Yavaşlayan ayrışma hızları: Bir orman yaşlandıkça, orman zeminindeki organik madde birikimi çürüme hızını aşar. Bu, azalan mikrobiyal aktivite ve sınırlı besin maddesi gibi faktörlere bağlanabilir. Sonuç olarak, orman ölü örtüsü daha uzun süre kalır ve zamanla birikir. Gölgelenme ve azalan müdahale: Eski ormanlar daha yoğun bir yaprak örtüsüne ve daha fazla gölgeye sahiptir, bu da orman zeminine ulaşan güneş

ışığının miktarını azaltır. Azalan güneş ışığı, bitki büyümesini engeller ve orman zemininde biriken yaprak tabakasının miktarını artırır.

Yaşlı ormanlarda artan ölü örtü birikimi, besin maddelerini döngüye sokar ve genel çevresel verimliliği artırır. Orman ölü örtüsünün genellikle orman yaşlandıkça arttığını belirtmek önemlidir, ancak bu, belirli çevresel koşullara ve orman türüne bağlı olarak değişebilir.

Genel olarak, çalışmanın bulguları, toprak sıcaklığı, nem ve hava sıcaklığının CO_2 akışı üzerindeki etkisini vurgulayan önceki araştırmalarla uyumludur. Ancak, belirli bulguların, alan özellikleri, metodoloji ve bölgesel farklılıklar gibi faktörler nedeniyle çalışmalar arasında farklılık gösterebileceğini unutmamak önemlidir.

5.7 Toprak Solunumu Modelinin Diğer Modellerle Karşılaştırılması

Toprak solunumu konusunda çalışmamızda kullanılan modelin dışında literatürde farklı çalışmalar gerçekleştirilmiştir. Çalışmada kullanılan toprak solunumu modeli ile litaratürde bulunan diğer toprak solunumu modelleri Tablo 4.32'de karşılaştırılmıştır. Ayrıca çalışmada kullanılan model ve diğer modeller ile ilgili genel bilgiler de verilmiştir.

Çalışmada kullanılan tahmini model:

İstatistiksel metodoloji: Çalışma, tanımlayıcı istatistiksel yöntemler ve regresyon analizi kullanılarak yapılan saha veri analizine dayanmaktadır. Toprak solunumu ve organik karbon verileri zaman içinde toplanır ve analiz edilir.

Modelde kullanılan tahmini değişkenler şunlardır:

Sıcaklık: toprak solunumunu doğrudan etkiler.

Toprak nemi: biyolojik metabolizmada hayati bir faktördür.

Kronosekans: toprak solunumunun zaman içinde nasıl değiştiğini belirlemek için kullanılır.

İstatistiksel analizler, toprak sıcaklığının en yüksek karesel katsayıya ($R^2 = 0,63$) sahip en önemli değişken olduğunu, ardından toprak sıcaklığını ve toprak nemini birleştiren modelin ($R^2 = 0,64$) ulaştığını göstermiştir.

Model performansı: Model, toprak solunumundaki değişiklikleri tahmin etmede yüksek doğruluk göstermektedir ve performans, R^2 ve MSE gibi metrikler kullanılarak değerlendirilmiştir. Literatürde kullanılan diğer modellerin içerikleri ve karşılaştırılması da aşağıda yapılmıştır.

- Ebrahimi vd.,'in kullandığı model (2019):

İstatistiksel metodoloji: Yapay sinir ağı (YSA) ve doğrusal regresyon modelleri kullanılmıştır.

Tahmini değişkenler: Arazi türü: Tarımsal veya doğal kullanımlar.

Sıcaklık: Toprak solunumunun hayati bir göstergesi olarak kabul edilir.

Toprak nemi: Mikrobiyal aktivite üzerinde önemli bir etkiye sahiptir.

Model performansı: Sonuçlar, YSA modellerinin, performansın R-kare ve RMSE kullanılarak ölçüldüğü doğrusal regresyona kıyasla daha doğru olduğunu ve tahminde yüksek doğruluğu yansıttığını göstermiştir.

- Chen vd.,'in kullandığı model (2010):

İstatistiksel metodoloji: İklim verileri ve toprak özellikleri kullanılarak toprak solunumundaki yıllık değişiklikleri analiz etmek için matematiksel modellere dayanır.

Tahmini değişkenler:

Sıcaklık: temel iklim faktörlerini temsil eder.

Nem: mikrobiyal aktivitede önemli bir faktördür.

Toprağın fiziksel özellikleri: toprak yapısı ve su tutma gibi.

Model performansı: Çalışma, sonuçları gözlemlenen verilerle karşılaştıran doğru performans ölçümleriyle iklim değişkenlerinin toprak solunumunu nasıl etkilediğini yansıtan modeller sunar.

- Bosch vd.,'in kullandığı model (2016):

İstatistiksel metodoloji: Tibet-Qinghai Platosu'ndaki toprak solunumunu tahmin etmek için ampirik regresyon modelleri (doğrusal regresyon ve lojistik regresyon gibi) kullanılır ve farklı modeller arasında karşılaştırmalar yapılır.

Tahmini değişkenler:

Sıcaklık: Toprak solunumunu doğrudan etkiler.

Toprak nemi: Soğuk bölgelerde mikrobiyal aktiviteyi etkileyen önemli bir faktör.

Bitki örtüsü: Ekosistem üretkenliğinin bir göstergesi.

Model performansı: Modeller, Tibet Platosu'nun coğrafi bölgesinde toprak solunumunu tahmin etmede daha yüksek doğruluk gösteren bazı modellerle R^2 ve AIC gibi endeksler kullanılarak değerlendirildi.

- Reichstein vd.în kullandığı model (2003):

İstatistiksel metodoloji: Geniş alanlardaki toprak solunumundaki mekansal ve zamansal değişimleri analiz etmek için matematiksel modellere dayanır.

Tahmini değişkenler: Toprak suyu bulunabilirliği: Bu faktör, geniş alanlardaki toprak solunumunu tahmin etmek için önemlidir.

Sıcaklık: Mikrobiyal solunum oranlarını etkiler.

Bitki örtüsü üretkenliği: Büyük ölçekli biyolojik aktiviteyi yansıtır.

Model performansı: Performans, R-kare ve RMSE gibi kriterler kullanılarak değerlendirildi ve çalışma, toprak solunumundaki zamansal ve mekansal değişimlerin kapsamlı bir analizini sağladı.

- Raich ve Schlesinger'in kullandığı model (2003):

İstatistiksel Metodoloji: Bu çalışma, iklim verileri ve çok parametreli modeller kullanılarak toprak solunumundan kaynaklanan küresel karbondioksit akışlarının modellerinin analizine dayanmaktadır.

Tahmini değişkenler:

İklim: Sıcaklık ve nem gibi iklim değişkenleri karbondioksit akışlarını etkiler.

Bitki örtüsü: Karbon akışlarının önemli bir tahmincisi olarak kullanılır.

Model Performansı: Model, R karesi ve RMSE kullanılarak değerlendirilen küresel karbondioksit akışlarını tahmin etmede yüksek doğruluk göstermektedir. Model, iklim ve toprak solunumu arasındaki ilişkileri anlamada faydalıdır.

- Davidson ve Janssens'in kullandığı model (2006):

İstatistiksel metodoloji: Bu çalışma, toprak karbon ayrışma süreçlerinin sıcaklık duyarlılığı analiz modellerine ve bunların iklim değişikliği üzerindeki etkilerine dayanmaktadır.

Tahmini değişkenler:

Sıcaklık: Toprak karbon ayrışma duyarlılığındaki ana faktördür.

Organik karbon içeriği: Karbon ayrışmasının ana göstergesi olarak kullanılır.

Model performansı: Model, sıcaklığın karbon ayrışma oranları üzerinde güçlü bir etkiye sahip olduğunu gösteren R-kare gibi standart performans göstergeleri kullanılarak değerlendirildi.

- Irvine ve Law'ın kullandığı model (2002):

İstatistiksel metodoloji: Bu çalışma, toprak solunum verileri ve regresyon analizi kullanılarak olgun ve genç ormanlar arasında karşılaştırmalı bir analize dayanmaktadır.

Tahmin edici değişkenler:

Sıcaklık: Olgun ve genç ormanlarda toprak solunumunu etkiler.

Orman yaşı: Toprak solunum oranlarını belirlemede kritik bir faktördür.

Model performansı: Modeller, olgun ve genç ormanlar arasındaki toprak solunumundaki farklılıkları tahmin etmede üstünlük gösterdi ve performans R-kare ve RMSE endeksleri kullanılarak değerlendirildi.

Tablo 5.1 Toprak solunumu modellerinin karşılaştırılması.

Modeller	**İstatiksel Metod**	**Tahmin Edilebilir Değişkenler**	**Model Performanı**
Kullanılan Model	Basit regresyon analizi	Sıcaklık, toprak nemi, kronosekans (yaş)	R-kare ve MSE, zamansal değişiklikleri tahmin etmede yüksek doğruluk
Model 1	Yapay Sinir Ağları (YSA) ve doğrusal regresyon	Arazi kullanım türü, sıcaklık, toprak nemi	YSA, R-kare ve RMSE kullanılarak değerlendirilen doğrusal regresyonu geride bıraktı
Model 2	Yıllık değişkenliği analiz etmek için matematiksel modeller	Sıcaklık, toprak nemi, yağış oranları	R-kare ve RMSE ile değerlendirilen yıllık değişimleri modellemede doğru performans
Model 3	Ampirik regresyon modelleri (doğrusal ve lojistik regresyon)	Sıcaklık, toprak nemi, bitki örtüsü	AICAICAIC ve R-kare kullanan modeller arasında karşılaştırma

Tablo 5.1'in devamı

Modeller	İstatiksel Metod	Tahmin Edilebilir Değişkenler	Model Performanı
Model 4	Mekansal ve zamansal değişkenlik için matematiksel modeller	Toprak suyu bulunabilirliği, sıcaklık, bitki örtüsü verimliliği	R-kare ve RMSE ile değerlendirilen mekansal ve zamansal analizde yüksek doğruluk
Model 5	Küresel karbondioksit akışı modelleri	İklim, bitki örtüsü	R-kare ve RMSE ile değerlendirilen küresel CO_2 akışını tahmin etmede yüksek doğruluk
Model 6	Karbon ayrışması için sıcaklığın duyarlılık analizi	Sıcaklık, toprak organik karbon içeriği	Sıcaklığın karbon ayrışması üzerindeki önemli etkisi, R kare ile değerlendirildi
Model 7	Genç ve yaşlı ormanları karşılaştıran regresyon analizi	Sıcaklık, orman yaşı	R-kare ve RMSE ile değerlendirilen toprak solunum farklılıklarının doğru tahmini

Çalışmamızın sonuçları, toprak sıcaklığı ve toprak neminin kombinasyonunun Pinus nigra ormanlarında toprak solunum oranlarını tahmin etmek için iyi tahmini değişkenler olduğunu göstermektedir. Bu bulgu, toprak sıcaklığı ve toprak nemi kombinasyonunun yüksek R2 ve düşük MSE, Cp, AIC sergilediği Pacaldo vd. (2024) çalışması gibi diğer çalışmalara da ortaya koyulmuştur. Cui vd. (2020) tarafından yapılan başka bir çalışmada, toprak sıcaklığı ve toprak m kombinasyonunun toprak solunum oranlarını tahmin etmede birbirini tamamladığını tespit etmişler; her ikisinin de birleşik modeli yüksek R2 ve düşük Cp, AIC ve MSE sergilediğini ortaya koymuşlardır. Ek olarak, Dinca vd. (2018) tarafından yapılan çalışmasında, Toprak sıcaklığı ve toprak nemi kombinasyonunun toprak solunum oranlarını tahmin etmede iyi sonuçlar ürettiğini de belirtmişlerdir.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

6.1 Nihai Sonuçlar

Farklı arazi kullanımlarındaki toprak solunum hızları üzerine yapılan çalışmanın bulgularına dayanarak, özellikle Batı Karadeniz bölgesindeki Karaçam ağaçlarına odaklanan birkaç sonuç çıkarılabilir:

Güçlü Pozitif İlişkiler: Çalışma, toprak solunum hızları ile toprak sıcaklığı ve hava sıcaklığı arasında güçlü pozitif ilişkilerin olduğunu belirledi. Bu bulgular, toprak solunum dinamiklerini anlamak için sıcaklık değişimlerini dikkate almanın önemini vurgulamaktadır.

Orta Derecede Negatif İlişki: Rs ile toprak nem arasında orta derecede negatif bir ilişki gözlemlendi, bu da toprak nem seviyelerinin toprak solunum hızlarını etkileyebileceğini göstermektedir. Bu, orman ekosistemlerinde karbondioksit akışlarını etkilemede nem koşullarının önemini vurgular.

Ayrı Bloklar Olması Durumunda Anlamlı Farklılıkların Eksikliği: Ayrı bloklar için orman yaşları ve tipleri arasındaki toprak Rs'yi karşılaştıran ANOVA testleri, p-değerlerinin 0,05'i aşan anlamlı farklılıkları ortaya çıkarmamıştır. Bu, toprak solunum hızlarının Ayrı Bloklar Olma Durumunda orman yaşına veya türüne bağlı olarak önemli ölçüde farklılık göstermeyebileceğini düşündürmektedir. Bu muhtemelen küçük örneklem büyüklüğü ve veri benzerliği nedeniyle farkları tespit etmenin zor olmasından kaynaklanmaktadır.

Birleşik bloklar durumunda büyük farklar: Birleşik bloklar için yapılan varyans analizi testleri, toprak solunum hızlarının orman türleri ve yaşlarına göre önemli ölçüde farklılık gösterdiğini göstermiştir. Tukey'nin Studentized Range testi ayrıca Orta rejenerasyon (IR) nin en yüksek toprak solunum hızlarına sahip olduğunu ve Genç Rejenerasyon (YR) ve Kontrol (CT) ile önemli ölçüde farklılık gösterdiğini, ancak Olgun Plantasyon (MP) ile farklılık göstermediğini ortaya koydu. Sonuç olarak, testler orman türleri ve yaşlarına göre toprak Rs arasında anlamlı farklılıklar buldu.

Toprak Solunum Dinamiklerinin Önemi: Çalışma, etkili orman yönetimi ve çevresel sürdürülebilirlik için toprak solunum dinamiklerini anlamanın önemini vurgulamaktadır. Çevresel faktörler ile Rs arasındaki ilişkileri araştırarak, araştırma orman ekosistemlerinde karbon döngüsü bilgisini artırmak için değerli bilgiler sunmuştur.

Sonuç olarak, tez çalışması, orman alanlarında toprak solunum hızları ve çevresel faktörlerle ilişkileri hakkında bilgi verir ve karbondioksit akışını etkileyen karmaşık etkileşimleri vurgular. Bu bulgular sürdürülebilir arazi yönetimi uygulamalarını bilgilendirebilir ve Batı Karadeniz bölgesindeki orman ekosistemlerinin korunmasına ve yönetimine katkıda bulunabilir.

6.2 Öneriler

Bu çalışmanın bulgularına dayanarak, gelecekteki araştırmalar ve pratik uygulamalar aşağıdaki önerilere odaklanabilir:

1. Uzun Dönem İzleme: Farklı arazi kullanımlarında toprak solunum hızlarını mevsimsel değişkenlikleri ve uzun vadeli eğilimleri yakalamak için uzun süreli izlemeler yapılmalıdır. Bu, ekosistem dinamiklerinin daha kapsamlı bir şekilde anlaşılmasına katkı sağlayabilecektir.

2. İklim Değişikliği Etkisi: Karaçam ağacı ekosistemlerinde iklim değişikliğinin toprak solunum hızları üzerindeki potansiyel etkisi araştırılmalıdır. Bu, projeksiyon yapılan sıcaklık ve nem seviyelerini dikkate almalıdır.

3. Ekosistem Modelleme: Toprak solunum verilerini diğer çevresel değişkenlerle entegre ederek ekosistem modelleri geliştirilmelidir. Bu modeller, arazi kullanım değişikliklerinin ve orman yönetimi uygulamalarının karbon döngüsü ve sera gazı emisyonları üzerindeki etkisini tahmin etmek ve değerlendirmek için kullanılabilir.

4. Yönetim Stratejileri: Çalışmanın bulgularının orman yönetimi stratejileri için olası sonuçlarını incelenmelidir. Bu, ekosistem sağlığını ve üretkenliğini artırmak, aynı

zamanda karbon emisyonlarını en aza indirmek için optimal toprak ve hava sıcaklığı aralıklarını belirlemeyi içerebilir.

5. Karşılaştırmalı Çalışmalar: Diğer ağaç türleri ve orman ekosistemleri ile karşılaştırmalı çalışmalar yaparak toprak solunum dinamiklerinin daha geniş bir anlayışını sağlanmalı ve türe özgü çevresel faktörlere verilen yanıtları belirlenmelidir.

6. Teknolojik İlerlemeler: Büyük orman alanlarında toprak solunumu ölçümlerinin verimliliğini ve doğruluğunu artırmak için uzaktan algılama ve otomatik izleme sistemleri gibi gelişmiş teknolojilerin kullanımını araştırılmalıdır.

Bu önerileri ele alarak, gelecekteki araştırmalar ve pratik uygulamalar Karaçam ağacı ekosistemlerinde toprak solunumu dinamiklerinin daha kapsamlı bir şekilde anlaşılmasına katkı sağlayabilir ve sürdürülebilir orman yönetimi ve iklim değişikliği önleme için bilinçli karar verme süreçlerini kolaylaştırabilir.

KAYNAKLAR

Aguirrezabal, L. A. N., Deleens, E., & Tardieu, F. (1994) Root elongation rate is accounted for by intercepted PPFD and source-sink relations in fi eld and laboratory grown sunfl ower. Plant, *Cell and Environment 17*, 443–450.

Almansouri, S. H. (2022). *Determination of carbon content in litter and soil in different stand types* (Doctoral dissertation, Kastamonu University).

Amthor, J. S. (2000) *Plant respiratory responses to the environment and their effects on the carbon balance. In Plant-environment interactions* (R. E. Wilkinson, ed.), pp. 501–504, Marcel Dekker, New York.

Anderson, J. M. (1973). Carbon dioxide evolution from two temperate, deciduous woodland soils. *J. Appl. Ecol. 10*, 361–378.

Anonim, (2014). *Kastamonu Orman İşletme Müdürlügü, Kastamonu Orman Amenajman Planı.* Kastamonu Orman Bölge Müdürlüğü (2014-2033).

Arain, M. A., & Restrepo-Coupe, N. (2005). Net ecosystem production in a temperate pine plantation in southeastern Canada. *Agricultural and Forest Meteorology,128*(3-4),223–241. doi:10.1016/j.agrformet.2004.10.003.

Arevalo, C. B. M., Bhatti, J. S., Chang, S. X., Jassal, R. S, & Sidders, D. (2010) Soil respiration in four different land use systems in north central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research, 115*, G01003. doi: 10.102912009JG001006.

Armolaitis, K., Kabasinskiene, I. V., Stupak, I., Kukkola, M., Miksys, V., & Wojcik, J. (2013). Carbon and nutrients of scots pine stands on sandy soils in Lithuania 89 in relation to bioenergy sustainability. *Biomass and Bioenergy, 54*, 250-259. doi:10.1016/j.biombioe.2013.03.034.

Atalay, I., & Efe, R. (2012). Ecological attributes and distribution of Anatolian black pine [Pinus nigra Arnold. subsp. pallasiana Lamb. Holmboe] in Turkey. J. Environ. Biol. 33, 509-519.

Atkin, O. K., & Tjoelker, M. G. (2003) Thermal acclimation and the dynamic response of plant respiration to temperature. *Trends in Plant Science 8*, 343–351.

Babur, E., & Dindaroglu, T. (2020). Seasonal changes of soil organic carbon and microbial biomass carbon in different forest ecosystems. *Environmental Factors Affecting Human Health, 1*, 1-21.

Baldocchi, D. D., Verma, S. B., Matt, D. R., & Anderson, D. E. (1986) Eddy correlation measurements of carbon dioxide effl ux from the fl oor of a deciduous forest. *Journal of Applied Ecology 23*, 967–975.

Baldocchi, D., Ryu, Y., & Keenan, T. (2016). Terrestrial carbon cycle variability. *F1000Research, 5*.

Barba, J., Cueva, A., Bahn, M., Barron-Gafford, G. A., Bond-Lamberty, B., Hanson, P. J., ... & Vargas, R. (2018). Comparing ecosystem and soil respiration: Review and key challenges of tower-based and soil measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, *249*, 434-443.

Berg, B., Wessen, B., & Ekbohm, G. (1982) Nitrogen level and lignin decomposition in Scots pine needle litter. *Oikos 38*, 291–296.

Bienkowski, P., Titlyanova, A. A., & Shibareva, S. V. (2006). Chemical properties of litter of forest and grassland ecosystems: transect studies in Siberia [Russia]. *Polish Journal of Ecology*, *1*(54).

Bond-Lamberty, B., & Thomson, A. (2010). Temperature-associated increases in the global soil respiration record. *Nature*, *464*, 579–582.DOI: https://doi.org/10.1038/nature08930

Boone, R. D., Nadelhoffer, K. J., Canary, J. D., & Kaye, J. P. (1998) Roots exert a strong infl uence on the temperature sensitivity of soil respiration. *Nature 396*, 570–572.

Borken, W., & Matzner, E. (2009). Soil respiration and organic carbon changes along a chronosequence of Pinus nigra forest stands. Forest Ecology and Management, 257(6), 1526-1534. https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.12.002.

Borken, W., Savage, K., Davidson, E. A., & Trumbore, S. E. (2006) Effects of experimental drought on soil respiration and radiocarbon efflux from temperate forest soil. *Global Change Biology*, *12*, 177–193.

Bosch, A., Dörfer, C., He, J. S., Schmidt, K., & Scholten, T. (2016). Predicting soil respiration for the Qinghai-Tibet Plateau: An empirical comparison of regression models. Pedobiologia, 59(1-2), 41-49.

Bouma, T. J., & Bryla, D. R. (2000) On the assessment of root and soil respiration for soils of different textures, interactions with soil moisture contents and soil CO_2 concentrations. *Plant and Soil 227*(1–2), 215–221.

Bouma, T. J., Broekhuysen, A. G. M., & Veen, B. W. (1996) Analysis of root respiration of Solanum tuberosum as related to growth, ion uptake and maintenance of biomass. *Plant Physiology and Biochemistry 34*(6), 795–806.

Bouyoucos, G. J. (1962). Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils. *Agronomy Journal, 54*, 464-465.

Bowden, R. D., Newkirk, K. M., and Rullo, G. M. (1998) Carbon dioxide and methane fl uxes by a forest soil under laboratory-controlled moisture and temperature conditions. Soil Biology and Biochemistry 30, 1591–1597.

Brown, S., & Lugo, A. E. (1990). Effects of forest clearing and succession on the carbon and nitrogen content of soils in Puerto Rico and US Virgin Islands. *Plant and Soil*, *124*(1), 53-64.

Brusseau, M. L. (2019). *Chapter 6 - Ecosystems and Ecosystem Services*. In M. L. Brusseau, I. L. Pepper, & C. P. Gerba (Eds.), *Environmental and Pollution Science*(Third Edition) (pp. 89-102). Academic Press. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814719-1.00006-9

Burton, A. J., Pregitzer, K. S., Zogg, G. P., & Zak, D. R. (1998) Drought reduces root respiration in sugar maple forests. *Ecological Application 8*, 771–778.

Buscot, F. (2005). What are soils?. In *Microorganisms in soils: roles in genesis and functions* (pp. 3-17). Springer, Berlin, Heidelberg.

Canfora, L., Bacci, G., Pinzari, F., Lo Papa, G., & Dazzi, C. (2014). Salinity and bacterial diversity: To what extent does the concentration of salt affect the bacterial community in a saline soil? *PLoS One 9*, e106662.

Carlyle, J. C., & Bathan, U. (1988) Abiotic controls of soil respiration beneath an eighteen year old *Pinus radiata* stand in south-east Australia. *Journal of Ecology 76*, 654-662.

Carmona, C. R., Clough, T. J., McNally, S. R., Beare, M. H., Tregurtha, C. S., & Hunt, J. E. (2020). Seasonal irrigation affects the partitioning of new photosynthate carbon in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, *143*, 107751 https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2020.107751.

Carol Adair, E., Hooper, D. U., Paquette, A., & Hungate, B. A. (2018). Ecosystem context illuminates conflicting roles of plant diversity in carbon storage. *Ecology Letters*, *21*(11), 1604-1619.

Chang, C. T., Sabate S., Sperlich D., Poblador S., Sabater F., & Gracia C. (2014). Does Soil moisture overrule temperature dependence of soil respiration in Mediterranean riparian forests?. *Biogeoscience*, *11*. 6173-6185,2014. doi:10.5194/bg-11-6173-2014.

Chang, S. X., Shi, Z., & Thomas, B. R. (2020). Soil respiration and net ecosystem productivity in a chronosequence of hybrid poplar plantations. *Canadian Journal of Soil Science*, *100*(4), 488–502. https://doi.org/10.1139/cjss-2020-0006.

Chapuis, L. Y. D. I. E., Wrage, N., Metay, A., Chotte, J. L., & Bernoux, M. (2007). Soils, a sink for N2O? A review. *Global Change Biology*, *13*(1), 1-17.

Chen, S. T., Huang, Y., Zou, J. W., Shen, Q. R., Hu, Z. H., Qin, Y. M., Chen, H. S., &Pan, G. X. (2010). Modeling interannual variability of global soil respiration from climate and soil properties. *Agric. For. Meteorol. 150* (4), 590–605.

Chen, S., Huang, Y., Zou, J., Shen, Q., Hu, Z., Qin, Y., ... & Pan, G. (2010). Modeling interannual variability of global soil respiration from climate and soil properties. Agricultural and Forest Meteorology, 150(4), 590-605.

Chen, T. H., Chiu, C. Y. & Tian, G. L. (2005). Seasonal dynamics of soil microbial biomass in coastal sand dune forest. *Pedobiologia*, *49*, 645–653.

Chen, Y., Luo, J., Li, W., Yu, D., & She, J. (2014). Comparison of soil respiration among three different subalpine ecosystems on eastern Tibetan Plateau, China. *Soil Science and Plant Nutrition, 60*(2), 231-241.

Claus, A., & George, E. (2011). Effect of stand age on fine-root biomass and biomass distribution in three European forest chronosequences. *Canadian Journal of Forest Research, 35*, 1617–1625. https://doi.org/10.1139/x05-079

Contosta, A. R., Frey, S. D., & Cooper, A. B. (2011). Seasonal dynamics of soil respiration and N mineralization in chronically warmed and fertilized soils. *Ecosphere, 2*(3), 1-21.

Cox, P. M., Betts, R. A., Jones, C. D., Spall, S. A., & Totterdell, I. J. (2000) Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature 408*, 184–187.

Crawford, R. M. M. (1992) Oxygen availability as an ecological limit to plant distribution. *Advances in Ecological Research 23*, 93–185.

Critchfield, W. B., & Little, E. J. (1966). *Geographic distributions of the pines of the world*. USDA Forest Service.

Cui, Y. B., Feng, J. G., Liao, L. G., Yu, R., Zhang, X., Liu, Y. H., Yang, L. Y., Zhao, J. F., & Tan, Z. H. (2020). Controls of temporal variations on soil respiration in a tropical lowland rainforest in Hainan Island, China. Tropical Conservation Science, 13, 1–14.

Curiel Yuste, J., Janssens, I. A., Carrara, A., & Ceulemans, R. (2004) Annual Q10 of soil respiration refl ects plant phonological patterns as well as temperature sensitivity. Global Change Biology 10, 161–169.

Davidson, E. A., & Janssens, I. A. (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature, 440(7081), 165-173.

Davidson, E. A., Janssens, I. A., & Luo, Y. Q. (2006). On the variability of respiration in terrestrial ecosystems: moving beyond Q10. *Glob. Change Biol. 12* (2), 154–164.

Davidson, E. A., Savage, K., Bolstad, P., Clark, P. A., Curtis, P. S., Ellsworth, D. S., Hanson, P. J., Law, B. E., Luo, Y., Pregitzer, K. S., Randolph, J. C., & Zak, D. (2002) Belowground carbon allocation in forests estimated from litterfall and IRGA-based soil respiration measurements. Agricultural and Forest Meteorology 113, 39–51.

Dehérain, P. P., & Demoussy, E. (1896). The oxidation of organic matter in soil (French). *Annales Agronomiques 22*, 305–337.

Deluca, T. H., & Boisvenue, C. (2012). Boreal forest soil carbon: distribution, function and modelling. *Forestry, 85*(2), 161-184.

Dilustro, J. J., Collins, B., Duncan, L., & Crawford, C. (2005). Moisture and soil texture effects on soil CO_2 effl ux components in southeastern mixed pine forests. *Forest Ecology and Management 204*(1), 85–95.

Dinca, L., Badea, O., Guiman, G., Braga, C., Crisan, V., Greavu, V., Murariu, G., & Georgescu, L. (2018). Monitoring of soil moisture in long- term ecological research (LTER) sites of Romanian Carpathians. Annals of Forest Research, 61(2), 171–188.

Dixon, R. K., Solomon, A. M., Brown, S., Houghton, R. A., Trexier, M. C., & Wisniewski, J. (1994). Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, *263*(5144), 185-190.

Dong, W. Y., Zhang, X. Y., Dai, X. Q., Fu, X. L., Yang, F. T., Liu, X. Y., ... & Schaeffer, S. (2014). Changes in soil microbial community composition in response to fertilization of paddy soils in subtropical China. *Applied Soil Ecology*, *84*, 140-147.

Dufresne, J. L., Friedlingstein, P., Berthelot, M., Bopp, L., Ciais, P., Fairhead, L., Le Treut, H., & Monfray, P. (2002). On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophysical Research Letter 29*, doi: 10.1029/2001GL013777.

Dugas, W. A. (1993). Micrometeorological and chamber measurements of CO_2 fl ux from bare soil. *Agricultural and Forest Meteorology 67*, 115–128.

Dunne, J., Harte, J., & Taylor, K. (2003). Response of subalpine meadow plant reproductive phenology to manipulated climate change and natural climate variability. *Ecological Monograph 73*, 69–86.

Ebrahimi, M., Sarikhani, M. R., Sinegani, A. A. S., Ahmadi, A., & Keesstra, S. (2019). Estimating the soil respiration under different land uses using artificial neural network and linear regression models. Catena, 174, 371-382.

Elkiey, T., Ormrod, D. P. and Marie, B. 1982 Foliar sorption of sulfur dioxide, nitrogen dioxide and ozone by ornamental woody plants. Hortscience, 17(3): 358-360.

Erşimşek, M. (2021). *Burdur-Aziziye yöresi doğal karaçam meşcereleri için gövde hacim denklemlerinin geliştirilmesi.* [Yüksek Lisans Tezi]. Isparta Uygulamalı Bilimler Üniversitesi.

Eruz, E. (1979). Toprak tuzluluğu ve bitkiler üzerindeki genel etkileri. *İÜ Orman Fakültesi Dergisi, Seri B, 29* (2), 112-120.

Eveleth, R. (15 November 2012). *"How One Man Accidentally Killed the Oldest Tree Ever". Smithsonian. Smithsonian Institution.* Retrieved 16 October 2020. https://en.wikipedia.org/wiki/Pine#cite_ref-Mail_Tribune_4-1

Evrendilek, F., Berberoglu, S., Taskinsu-Meydan, S., & Yilmaz, E. (2006). Quantifying carbon budgets of conifer Mediterranean forest ecosystems, Turkey. *Environmental Monitoring and Assessment*, *119*(1), 527-543.

Fang, C., Moncrieff, J. B., Gholz, H. L., & Clark, K. L. (1998). Soil CO_2 efflux and its spatial variation in a Florida slash pine plantation. *Plant and Soil, 205*, 135–146.

Fanin, N., Hättenschwiler, S., Barantal, S., Schimann, H., & Fromin, N. (2011). Does variability in litter quality determine soil microbial respiration in an Amazonian rainforest?. *Soil Biology and Biochemistry*, *43*(5), 1014-1022.

Fattig, P. (23 January 2011). *"Tallest of the tall"*. *Mail Tribune*. Medford, Oregon. Archived from the original on 23 September 2012. Retrieved 27 January 2011. https://en.wikipedia.org/wiki/Pine#cite_ref-Mail_Tribune_4-1

Fierer, N., & Schimel, J. P. (2003). A proposed mechanism for the pulse in carbon dioxide production commonly observed following the rapid rewetting of a dry soil. *Soil Science Society of America Journal 67*, 798–805.

Flanagan, P. W., & Veum, A. K. (1974). *Relationships between respiration, weight loss, temperature and moisture in organic residues on tundra*. In Soil organisms and decomposition in tundra (A. J. Holding, O. W. Heal, S. F. MacClean, Jr., and P. W. Flanagan, eds.), pp. 249–277, IBP Tundra Biome Steering Committee, Stockholm, Sweden.

Friedlingstein, P., Dufresne, J. L., Cox, P. M., & Rayner, P. (2003) How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle? *Tellus 55B*, 692–700.

Friedlingstein, P., Jones, M. W., O'Sullivan, M., Andrew, R. M., Hauck, J., Peters, G. P., ... & Zaehle, S. (2019). Global Carbon Budget 2019. *Earth System Science Data, 11*, 1783-1838. DOI: https://doi. org/10.5194/essd-11-1783-2019.

Fu, S., Cheng, W. X., & Susfalk, R. (2002) Rhizosphere respiration varies with plant species and phenology, a greenhouse pot experiment. *Plant and Soil 239*, 133–140.

García-Oliva, F., Lancho, J. F. G., Montano, N. M., & Islas, P. (2006). Soil carbon and nitrogen dynamics followed by a forest-to-pasture conversion in westernMexico. *Agroforestry Systems*, *66*(2), 93-100.

Garret, H. E., Cox, G. S. (1973). Carbon dioxide evolution from the floor of an oak-hickory forest. *Soil Sci. Soc. Am. Proc. 37*, 641–644.

Gilmanov, T. G., Tieszen, L. L., Wylie, B. K., Flanagan, L. B., Frank, A. B., Haferkamp, M. R., ... & Morgan, J. A. (2005). Integration of CO_2 flux and remotely-sensed data for primary production and ecosystem respiration analyses in the Northern Great Plains: Potential for quantitative spatial extrapolation. *Global Ecology and Biogeography*, *14*(3), 271-292.

Gli´nski, J., & Lipiec, J. (1990). *Soil physical conditions and plant roots*. CRC Press, Boca Raton, FL.

Gli´nski, J., & Stepniewski, W. (1985). *Soil aeration and its role for plants*. CRC Press, Boca Raton, FL.

Gülçur F (1974) Toprağın Fiziksel ve Kimyasal Analiz Metodları. İ.Ü. Orman Fakültesi Yayınları, İstanbul.

Güvendiren, G. A. D. (2009). *The phylogenetic analysis of pinus nigra arnold subspecies pallasiana varieties with respect to non-coding trn regions of chloroplast genome.* [Master's thesis], Middle East Technical University).

Han, T., Huang, W., Liu, J., Zhou, G., & Xiao, Y. (2015). Different soil respiration responses to litter manipulation in three subtropical successional forests. *Scientific Reports, 5*(1), 18166. https://doi.org/10.1038/srep18166.

Hanson, P. J., Edwards, N. T., Garten, C. T. & Andrews, J. A. (2000). Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: a review of methods and observations. *Biogeochemistry 48*, 115–146

Hansson, K. (2011). *Impact of tree species on carbon in forest soils* (p. 56). [Doctoral Thesis] Swedish University of Agricultural Sciences.

Hao, J., Chai, Y. N., Lopes, L. D., Ordonez, R., Wright, E., Archontoulis, S., & Schachtman, D. (2021). The effects of Soil depth on the structure of Microbial Communities in Agricultural Soils in Iowa (United States). *Applied and Environmental Microbiology 87*, (4). DOI: https://doi.org/10.1128/AEM.02673-20.

Harris, R. F. (1981). *Effect of water potential on microbial growth and activity. In Water potential relations in soil microbiology* (J. F. Parr, W. R. Gardner, and L. F. Elliott, eds.), pp. 23–95, Soil Science Society of America, Madison, WI.

Helmisaari, H. S., & Hallbäcken, L. (1999). Fine-root biomass and necromass in limed and fertilized Norway spruce (Picea abies (L.) Karst.) stands. *For. Ecol. Manage. 119*, 99–110.

Hobbie, S. E., Reich, P. B., Oleksyn, J., Ogdahl, M., Zytkowiak, R., Hale, C., & Karolewski, P. (2006). Tree species effects on decomposition and forest floor dynamics in a common garden. *Ecology*, *87*(9), 2288-2297.

Houghton, J. (2005). Global warming. *Reports on Progress in Physics*, *68*(6), 1343.

Högberg, P., Nordgren, A., & Ågren, G. I. (2002) Carbon allocation between tree root growth and root respiration in boreal pine forest. *Oecologia 132*, 579–581.

Högberg, P., Nordgren, A., Buchmann, N., Taylor, A. F. S., Ekblad, A., Högberg, M. N., Nyberg, G., Ottosson-Löfvenius, M., & Read, D. J. (2001). Large-scale forest girdling shows that current photosynthesis drives soil respiration. *Nature 411*, 789–792.

Huang, B., & Nobel, P. S. (1993). Hydraulic conductivity and anatomy along lateral roots of cacti: Changes with soil water status. *New Phytologist 123*, 499–507.

Huang, N., Wang, L., Song, X. P., Black, T. A., Jassal, R. S., Myneni, R. B., ... & Niu, Z. (2020). Spatial and temporal variations in global soil respiration and their relationships with climate and land cover. *Science advances*, *6*(41), eabb8508.

Ilstedt, U., Nordgren, A., & Malmer, A. (2000). Optimum soil water for soil respiration before and after amendment with glucose in humid tropical acrisols and a boreal mor layer. *Soil Biology and Biochemistry 32*, 1591–1599.

Ilvesniemi, H., Forsius, M., Finér, L., Holmberg, M., Kareinen, T., Lepistö, A., ... & Vanhala, P. (2002). Carbon and nitrogen storages and fluxes in Finnish forest ecosystems. *Understanding the global system. The Finnish perspective. Finnish Global Change Research Programme FIGARE, Turku, Finland*, 69-82. in a temperate forest soil. *Soil Biology & Biochemistry, 28*, 1067–1072.

IPCC (2001). *Climate change 2001: The scientifi c basis. Contribution of Working Group I to the Third assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York.

Irmak, A., (1954). Arazide ve Laboratuvarda Topragın Arastırılması Metodları. İÜ Yayın No. 559, Orman Fakültesi Yayın No. 27, İstanbul, 150 s.

Irvine, J., & Law, B. (2002). Contrasting soil respiration in young and old-growth ponderosa pine forests. *Global Change Biology (2002) 8*,1183-1194. DOI: 10.1046/j.1365-2486.2002.00544.x.

Irvine, J., & Law, B. E. (2002). Contrasting soil respiration in young and oldgrowth ponderosa pine forests. Global Change Biology, 8(12), 1183-1194.

Jackson, R. B., Lajtha, K., Crow, S. E., Hugelius, G., Kramer, M. G., & Piñeiro, G. (2017). The ecology of soil carbon: pools, vulnerabilities, and biotic and abiotic controls. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, *48*, 419-445. https://doi.org/10.1146/annurev-ecolsys-112414-054234

Janzen, H. H. (2004). Carbon cycling in earth systems—a soil science perspective. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, *104*(3), 399-417. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.040

Judd, W. S., Campbell, C. S., Kellogg, E. A., Stevens, P. F., & Donoghue, M. J. (1999). Plant systematics: a phylogenetic approach. *Ecología Mediterránea*, *25*(2), 215.

Karaöz, M.Ö. (1991). Atatürk Arboretumu'ndaki bazı igne yapraklı plantasyonlarda ölü örtünün kimyasal özellikleri üzerine arastırmalar. *İÜ Orman Fakültesi Dergisi, Seri A, 41* (2), 69-86.

Karatepe, Y. (2004). Gölcük (Isparta)'te karaçam (*Pinus nigra* Arn. supsp. pallasiana (Lamb.) Holmboe) meşcerelerinin topraklarındaki toplam azot ve organik karbon ile ölü örtülerindeki toplam azot ve organik madde miktarlarının araştırılması. *Turkish Journal of Forestry*, *5*(2), 1-16.

Kasper, T. C., & Bland, W. L. (1992). Soil temperature and root growth. *Soil Science 154*, 290–299.

Kaya, Z., & Temerit, A. (1994). Genetic structure of marginally located *Pinus nigra* var. pallasiana populations in central Turkey. *Silvae Genetica 34*, 148- 156.

Keller, A. B., Reed, S. C., Townsend, A. R., & Cleveland, C. C. (2013). Effects of canopy tree species on belowground biogeochemistry in a lowland wet tropical forest. *Soil Biology and Biochemistry, 58*, 61-69.

Kiser, L. C., Kelly, J. M., & Mays, P. A. (2009). Changes in Forest Soil Carbon and Nitrogen after a Thirty-Year Interval. *Soil Science Society of America Journal, 73*(2), 647-653.

Klopatek, J. M. (2002). Belowground carbon pools and processes in different age stands of Douglas-fir. *Tree Physiology*, *22*(2-3), 197-204.

Konôpka, B., Murgaš, V., Šebeň, V., Pajtík, J., & Merganičová, K. (2023). Stand-Level Biomass and Leaf Trait Models for Young Naturally Regenerated Forests of European Hornbeam. *Forests, 14*(6). https://doi.org/10.3390/f14061084.

Kowalenko, C. G., Ivarson, K. C., & Cameron, D. R. (1978). Effect of moisture content, temperature and nitrogen fertilization on carbon dioxide evolution from fi eld soils. *Soil Biology and Biochemistry 10*, 417–423.

Kukumägi, M., Ostonen, I., Uri, V., Helmisaari, H. S., Kanal, A., Kull, O., & Lõhmus, K. (2017). Variation of soil respiration and its components in hemiboreal Norway spruce stands of different ages. *Plant and Soil, 414*(1), 265-280.

Larson, M. M. (1970). Root regeneration and early growth of red oak seedlings: Infl uence of soil temperature. *Forest Science 16*, 442–446.

Lee, J., Hopmans, J. W., Rolston, D. E., Baer, S. G., & Six, J., (2009). Determining soil carbon stock changes: simple bulk density corrections fail. *Agriculture, Ecosystems & Environment, 134*(3), 251-256.

Leuschner, C., Wulf, M., Bäuchler, P., & Hertel, D. (2013). Soil C and nutrient stores under Scots pine afforestations compared to ancient beech forests in the German Pleistocene: The role of tree species and forest history. *Forest ecology and management, 310*, 405-415.

Li, H. J., Yan, J. X., Yue, X. F., & Wang, M. B. (2008). Significance of soil temperature and moisture for soil respiration in a Chinese mountain area. *Agricultural And Forest Meteorology 148*, 490e503. http://dx.doi.org/10.1016/ j.agrformet.2007.10.009.

Linn, D. M., & Doran, J. W. (1984). Effects of water-fi lled pore space on carbon dioxide and nitrous oxide production in tilled and nontilled soils. *Soil Science Society of America Journal 48*, 1267–1272.

Litton, C. M., Ryan, M. G., Tinker, D. B. & Knight, D. H. (2003). Belowground and aboveground biomass in young postfire lodge pole pine forests of contrasting tree density. *Can. J. For. Res. 33*:351–353.

Liu, X., Trogisch, S., He, J. S., Niklaus, P. A., Bruelheide, H., Tang, Z., ... & Ma, K. (2018). Tree species richness increases ecosystem carbon storage in subtropical forests. *Proceedings of the Royal Society B*, *285*(1885), 20181240.

Liu, X., Wan, S., Su, B., Hui, D., & Luo, Y. (2002) Response of soil CO_2 effl ux to water manipulation in a tallgrass prairie ecosystem. *Plant and Soil 240*, 213–223.

Luan, J., Liu, S., Wang, J., Zhu, X., & Shi, Z. (2011). Rhizospheric and heterotrophic respiration of a warm-temperate oak chronosequence in China. *Soil Biology and Biochemistry, 43*(3), 503-512.

Lukić, S., Pantić, D., Simić, S. B., Borota, D., Tubić, B., Djukić, M., & Djunisijević-Bojović, D. (2015). Effects of black locust and black pine on extremely degraded sites 60 years after afforestation-a case study of the Grdelica Gorge (southeastern Serbia). *iForest-Biogeosciences and Forestry*, *9*(2), 235.

Luo, Y., & Zhou, X. (Eds.). (2006). *Index. In Soil Respiration and the Environment* (pp. 307–316). Academic Press. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-012088782-8/50013-9

Luyssaert, S., Schulze, E. D., Börner, A., Knohl, A., Hessenmöller, D., Law, B. E., ... & Grace, J. (2008). Old-growth forests as global carbon sinks. *Nature*, *455*(7210), 213-215.

Lyr, H., & Hoffmann, G. (1967) Growth rates and growth periodicity of roots. International *Review of Forestry Research 2*, 181–236.

Ma, Y., Piao, S., Sun, Z., Lin, X., Wang, T., Yue, C., & Yang, Y. (2014). Stand ages regulate the response of soil respiration to temperature in a Larix principis-rupprechtii plantation. *Agricultural and Forest Meteorology*, *184*, 179-187.

Maier, C. A., & Kress, L. W. (2000). Soil CO_2 evolution and root respiration in 11 year-old loblolly pine (*Pinus taeda*) plantations as affected by moisture and nutrient availability. *Canadian Journal of Forest Research 30*(3), 347–359.

Major, J. (1977). *California climate in relation to vegetation*. In: Barbour, M. G., Major, J., (Eds.), Terrestrial vegetation of California. A Wiley-Interscience Publication. John Wiey & Sons, pp. 11-74.

Makkonen, K., & Helmisaari, H. S. (2001). Fine root biomass and production in Scots pine stands in relation to stand age. *Tree physiology*, *21*(2-3), 193–198. https://doi.org/10.1093/treephys/21.2-3.193

Mayer, M., Matthews, B., Rosinger, C., Sandén, H., Godbold, D. L., & Katzensteiner, K. (2017). Tree regeneration retards decomposition in a temperate mountain soil

after forest gap disturbance. *Soil Biology and Biochemistry, 115*, 490–498. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2017.09.010

McElligott, K. M., Seiler, J. R., & Strahm, B. D. (2016). Partitioning soil respiration across four age classes of loblolly pine (*Pinus taeda* L.) on the Virginia Piedmont. *Forest Ecology and Management, 378*, 173-180.

McInerney, M., & Bolger, T. (2000). Temperature, wetting cycles and soil texture effects on carbon and nitrogen dynamics in stabilized earthworm casts. *Soil Biology and Biochemistry 32*, 335–349.

Melek, T. (2020). *Evaluation of some soil characteristics in Devrekani agricultural soil with the help of geographical information systems*. [MsC Thesis]. Kastamonu University.

Mikan, C. J., & Billings, W. D. (2000). Organic matter dynamics in boreal forests. Ecology, 81(5), 1432-1445. https://doi.org/10.2307/177028.

Mikan, C. J., Schimel, J. P., and Doyle, A. P. (2002). Temperature controls of microbial respiration in Arctic tundra soils above and below freezing. *Soil Biology and Biochemistry 34*, 1785–1795.

Min, K., Slessarev, E., Kan, M., McFarlane, K., Oerter, E., Pett-Ridge, J., Nuccio, E., & Berhe, A. A. (2021). Active microbial biomass decreases, but microbial growth potential remains similar across soil depth profiles under deeply-vs. shallow-rooted plants. *Soil Biology and Biochemistry*, *162*, 2021, 108401, ISSN 0038-0717, https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2021.108401.

Miranda, C. A. (28 February 2015). *"Follow-up: More tales of the Prometheus tree and how it died"*. Los Angeles Times. Retrieved 16 October 2020.

Mirov, N. T. (1967). *The genus Pinus*. Ronald Press, New York.

Mubyana-John, T., & Masamba, W. R. L., (2014). Soil Microbial Biomass Carbon, Nitrogen and Sulphur as Affected By Different Land Uses in Seronga, Okavango Delta, Botswana. *British Journal of Environment & Climate Change*, *3*(4), 628-639.

Nobel, P. S., & Palta, J. A. (1989). Soil O_2 and CO_2 effects on root respiration of cacti. *Plant and Soil 120*, 263–271.

Olah, G. A., Prakash, G. S., & Goeppert, A. (2011). Anthropogenic chemical carbon cycle for a sustainable future. *Journal of the American Chemical Society, 133*(33), 12881-12898.

Orchard, V. A., & Cook, F. J. (1983). Relationship between soil respiration and soil moisture. *Soil Biology & Biochemistry, 15*, 447–453.

Oubrahim, H., Boulmane, M., Bakker, M. R., Augusto, L., & Halim, M. (2016). Carbon storage in degraded cork oak (Quercus suber) forests on flat lowlands in Morocco. *iForest: Biogeosciences and Forestry*, *9*, 125-137.

Özdamar, K. (2004). Paket programlar ile Ististiksel veri Analizi 1. Kan kitabevi.

Özgövercikli, F. (2020). *Investigation of soil efficiency in agricultural areas of Kastamonu province Devrekani district*. [MsC Thesis]. Kastamonu University.

Özyuvacı, N. (1971). Topraklarda erozyon eğiliminin tesbitinde kullanılan bazı önemli indeksler. *Journal of the Faculty of Forestry Istanbul University*, 190-207.

Pacaldo, R. S., Aydın, M., & Amarille, R. (2023). Soil Respiration and Controls in Warmer Winter: A Snow Manipulation Study in Postfire and Undisturbed Black Pine Forests. https://doi.org/10.22541/au.169279291.19911911/v1

Pacaldo, R. S., Aydin, M., & Amarille, R. K. (2024). Soil respiration and controls in warmer winter: A snow manipulation study in postfire and undisturbed black pine forests. *Ecology and Evolution*, *14*(3), e11075. 10.22541/au.169279291.19911911/v1.

Pacaldo, R. S., Volk, T. A., Briggs, R. D., Abrahamson, L. P., Bevilacqua, E., & Fabio, E. S. (2014). Soil CO_2 effluxes, temporal and spatial variations, and root respiration in shrub willow biomass crop fields along a 19-year chronosequence as affected by regrowth and removal treatments. *GCB Bioenergy*, *6*(5), 488-498.

Pang, X., Bao, W., Zhu, B., & Cheng, W. (2013). Responses of soil respiration and its temperature sensitivity to thinning in a pine plantation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 171–172, 57–64. https://doi.org/10.1016/J.AGRFORMET.2012.12.001.

Papendick, R. I., & Campbell, G. S. (1981) *Theory and measurement of water potential. In Water potential relations in soil microbiology* (J. F. Parr, W. R. Gardner, and L. F. Elliott, eds.), pp. 1–22, Soil Science Society of America, Special Publication No. 9, Madison, WI. *Pinus nigra*. www.conifers.org.

Porter, V. I. (2018). *Mystique Melodies*. Dorrance Publishing.

Powers, M., Kolka, R., Bradford, J., Palik, B., & Jurgensen, M. (2017). Forest floor and mineral soil respiration rates in a northern Minnesota red pine chronosequence. *Forests*, *9*(1), 16.

Raich, J. W., & Schlesinger, W. H. (1992). The global carbon dioxide fluxes in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus B, 44*, 81–99.

Rao, D. L. N., & Pathak, H. (1996). Ameliorative infl uence of organic matter on biological activity of salt affected soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation 10*, 311–319.

Reichstein, M., Rey, A., Freibauer, A., Tenhunen, J., Valentini, R., Banza, J., ... & Yakir, D. (2003). Modeling temporal and large-scale spatial variability of soil respiration from soil water availability, temperature and vegetation productivity indices. Global biogeochemical cycles, 17(4).

Rey, A., Pegoraro, E., Tedeschi, V., Parri, I. D., Jarvis, P. G., and Valentini, R. (2002) Annual variation in soil respiration and its components in a coppice oak forest in central Italy. Global Change Biology 8, 851–866.

Richardson, D. M. (1998). *Ecology and biogeography of Pinus*. Cambridge University Press.

Rousk, J., & Bengtson, P. (2014). Microbial regulation of global biogeochemical cycles. *Frontiers in microbiology*, *5*, 103. https://doi.org/10.3389/fmicb.2014.00103

Rubio, V. E., & Detto, M. (2017). Spatiotemporal variability of soil respiration in a seasonal tropical forest. *Ecology and Evolution*, *7*(17), 7104-7116.

Saiya-Cork, K. R., Sinsabaugh, R. L., & Zak, D. R. (2002). The effects of long term nitrogen deposition on extracellular enzyme activity in an *Acer saccharum* forest soil. *Soil Biology Biochemistry 34*, 1309–1315.

Saiz, G., Byrne, K. A., Butterbach-Bahl, K., Kiese, R., Blujdeas, V., & Farrell, E. P. (2006). Stand age-related effects on soil respiration in a first rotation Sitka spruce chronosequence in central Ireland. *Global Change Biology*, *12*, 1007–1020.

Šantru°cˇková, H., Bird, M. I., Kalaschnikov, Y. N., Grund, M., Elhottova, D., Simek, M., Grigoryev, S., Gleixner, G., Arneth, A., Schulze, E. D., & Lloyd, J. (2003) Microbial characteristics of soils on a latitudinal transect in Siberia. *Global Change Biology 9*(7), 1106–1117.

Saurette, D. D., Chang, S. X., & Thomas, B. R. (2006). Some characteristics of soil respiration in hybrid poplar plantations in northern Alberta. *Can. J. Soil Sci. 86*, 257–268.

Schauvlieghe, M., & Lust, N. (1999). C-accumulation and allocation after afforestation of a pasture with Pin oak (Quercus palustris) and ash (Fraxinus excelsior). *Silva Gandavensis, 64*.

Schimel, D., House, J., Hibbard, K., Bousquet, P., Ciais, P., Peylin, P., Braswell, B., Apps, M. J., Baker, D., Bondeau, A., Canadell, J. G., Churkina, G., Cramer, W., Denning, S., Field, C., Friedlingstein, P., Goodale, C., Heimann, M., Houghton, R., & Wirth, C. (2001). Recent patterns and mechanisms of C exchange by terrestrial ecosystems. *Nature, 414*, 169–172. https://doi.org/10.1038/35102500.

Schjønning, P., Thomsen, I. K., Moldrup, P., & Christensen, B. T. (2003) Linking soil microbial activity to water- and air-phase contents and diffusivities. *Soil Science Society of America Journal 67*, 156–165.

Schlesinger, W. H., & Lichter, J. (2001). Limited carbon storage in soil and litter of experimental forest plots under increased atmospheric CO_2. *Nature*, *411*(6836), 466-469.

Schuur, E. A., Vogel, J. G., Crummer, K. G., Lee, H., Sickman, J. O., & Osterkamp, T. E. (2009). The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra. *Nature, 459*(7246), 556-559.

Schwartz, M. D. (1998) Green-wave phenology. *Nature 394*, 839–840.

Selvaraj, S., Duraisamy, V., Huang, Z., Guo, F., & Ma, X. (2017). Influence of long-term successive rotations and stand age of Chinese fir (Cunninghamia lanceolata) plantations on soil properties. *Geoderma*, *306*, 127-134.

Seneviratne, R., & Wild, A. (1985). Effect of mild drying on the mineralization of soil nitrogen. *Plant and Soil 84*, 175–179.

Seto, M., Yanagiya, K. (1983). Rate of CO_2 evolutionfromsoilinrelationto temperature and amount of dissolved organic carbon. *Jpn. J. Ecol. 33*(2), 199–205.

Silver, W. L., Lugo, A. E., & Keller, M. (1999) Soil oxygen availability and biogeochemistry along rainfall and topographic gradients in upland wet tropical forest soils. *Biogeochemistry 44*(3), 301–328.

Sinsabaugh, R. L., Carreiro, M. M., & Repert, D. A. (2002). Allocation of extracellular enzymatic activity in relation to litter composition, N deposition, and mass loss. *Biogeochemistry 60*, 1–24.

Sitaula, B. K., Bakken, L. R., & Abrahamsen, G. (1995). N-fertilization and soil acidifi cation effects on N_2O and CO_2 emission from temperate pine forest soil. *Soil Biology and Biochemistry 27*(11): 1401–1408.

Stendahl, J., Johansson, M. B., Eriksson, E., Nilsson, Å., & Langvall, O. (2010). Soil organic carbon in Swedish spruce and pine forests–differences in stock levels and regional patterns. *Silva Fennica*, *44*(1), 5-21.

Stevenson, I. L. (1956). Some observations on the microbial activity in a remoistened air-dried soil. *Plant and Soil 8*, 170–182.

Stolzy, L. H. (1974) *Soil atmosphere. In The plant root and its environment* (E. W. Carson, ed.), pp. 335–362, University Press of Virginia, Charlottesville, VA.

Subke, J. A., & Bahn, M. (2010). On the 'temperature sensitivity'of soil respiration: can we use the immeasurable to predict the unknown?. *Soil Biology and Biochemistry*, *42*(9), 1653-1656.

Sullivan, P.F.; Arens, S.J.T.; Chimner, R.A.;Welker, J.M. Temperature and Microtopography Interact to Control Carbon Cycling in a High Arctic Fen. *Ecosystems* 2008, *11*, 61–76. [CrossRef]

Swift, M., Heal, O. W., & Anderson, J. M. (1979). *Decomposition in terrestrial ecosystems*. University of California Press, Berkeley, CA.

Taneva, L., & Gonzalez-Meler, M. A. (2011). Distinct patterns in the diurnal and seasonal variability in four components of soil respiration in a temperate forest under free-air CO_2 enrichment. *Biogeosciences*, *8*(10), 3077-3092.

Targhetta, N., & Joffre, R. (2017). Soil organic matter and its contribution to soil quality and sustainability. Journal of Soil and Water Conservation, 72(4), 291-302. https://doi.org/10.2489/jswc.72.4.291.

Tate, K. R., Ross, D. J., O'Brien, B. J., & Kelliher, F. M. (1993). Carbon storage and turnover, and respiratory activity, in the litter and soil of an old-growth southern beech (Nothofagus) forest. *Soil Biology and Biochemistry*, *25*(11), 1601-1612.

Tolunay, D. (2011). Total carbon stocks and carbon accumulation in living tree biomass in forest ecosystems of Turkey. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry*, *35*(3), 265-279.

Tolunay, D., & Çömez, A. (2008). Türkiye ormanlarinda toprak ve ölü örtüde depolanmiş organik karbon miktarlar. *Hava Kirliliği ve Kontrolü Ulusal Sempozyumu*, 22-25.

Tomlinson, R. W. (2005). Soil carbon stocks and changes in the Republic of Ireland. *Journal of Environmental Management*, *76*(1), 77-93.

Tong, X., Xiao, J., Liu, P., Zhang, J., Zhang, J., Yu, P., ... & Li, J. (2023). Carbon exchange of forest plantations: global patterns and biophysical drivers. *Agricultural and Forest Meteorology*, 336: 109379. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2023.109379.

United Nations Framework Convention on Climate Change. (1998). Kyoto Protocol to the United Nations Framework Convention on Climate Change. https://unfccc.int/resource/docs/convkp/kpeng.pdf

URL-1, (2024). https://tr.wikipedia.org/wiki/Çam Erişim tarihi: 01.01.2024

URL-2. (2024). www.atharan.com, Erişim Tarihi: 5.01.2024

Van Gestel, M., Ladd, J. N., & Amato, M. (1991) Carbon and nitrogen mineralization from two soils of contrasting texture and microaggregate stability: Infl uence of sequential fumigation, drying and storage. *Soil Biology and Biochemistry 23*, 313–322.

Vargas-Terminel, M. L., Flores-Rentería, D., Sánchez-Mejía, Z. M., Rojas-Robles, N. E., Sandoval-Aguilar, M., Chávez-Vergara, B., Robles-Morua, A., Garatuza-Payan, J., & Yépez, E. A. (2022). Soil Respiration Is Influenced by Seasonality, Forest Succession and Contrasting Biophysical Controls in a Tropical Dry Forest in Northwestern Mexico. *Soil Syst.*, *6*, 75. https://doi.org/10.3390/soilsystems6040075.

Vesterdal, L., Elberling, B., Christiansen, J. R., Callesen, I., & Schmidt, I. K. (2012). Soil respiration and rates of soil carbon turnover differ among six common European tree species. *For. Ecol. Manag. 264* (0), 185–196.

Vesterdal, L., Schmidt, I. K., Callesen, I., Nilsson, L. O., & Gundersen, P. (2008). Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. *Forest Ecology and Management*, *255*(1), 35-48.

Vijay, Kumar., Deeksha, Ranjan., K., S., Verma. (2021). Global climate change: the loop between cause and impact. 187-211. doi: 10.1016/B978-0-12-822928-6.00002-2.

Wang, C., Ma, Y., Trogisch, S., Huang, Y., Geng, Y., Scherer-Lorenzen, M., & He, J. S. (2017). Soil respiration is driven by fine root biomass along a forest chronosequence in subtropical China. *Journal of Plant Ecology*, *10*(1), 36-46.

Wang, J., Liu, H., Hu, M., Du, Y., Liu, Y., Lu, L., & Han, S. (2023). Effects of decreased precipitation and thinning on soil respiration in a temperate forest: A one-year field experiment in Central China. *Cathena*, *229*. DOI. https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107239.

Wang, S., Sun, L., Ling, N., Zhu, C., Chi, F., Li, W., Hao, X., Zhang, W., Bian, J., Chen, L., & Wei, D. (2019). Exploring Soil Factors Determining Composition and Structure of the Bacterial Communities in Saline-Alkali Soil of Songnen Plain. *Frontiers in Microbiology*. *10*, 2902. DOI: 10.3389/fmicb.2019.02902.

Wohlfahrt, G., Anfang, C., Bahn, M., Haslwanter, A., Newesely, C., Schmitt, M., Drösler, M., Pfadenhauer, J., & Cernusca, A. (2005) Quantifying nighttime ecosystem respiration of a meadow using eddy covariance, chamber and modelling. *Agricultural and Forest Meteorology 128*, 141–162.

Xiao, W., Ge, X., Zeng, L., Huang, Z., Lei, J., Zhou, B., & Li, M. (2014). Rates of litter decomposition and soil respiration in relation to soil temperature and water in different-aged *Pinus massoniana* forests in the three gorges reservoir area, China. *PloS one*, *9*(7), e101890.

Xu, L., Baldocchi, D. D., & Tang, J. (2004) How soil moisture, rain pulses, and growth alter the response of ecosystem respiration to temperature. *Global Biogeochemical Cycles 18*, GB4002, doi: 10.1029/2004GB002281.

Yaltırık, F., & Efe, A. (2000). *Dendroloji*. İ. Ü. Orman Fakültesi Yayınları. 14-16 pp.

Yang, C., Wang, X., Miao, F., Li, Z., Tang, W., & Sun, J. (2020). Assessing the effect of soil salinization on soil microbial respiration and diversities under incubation conditions. *Applied Soil Ecology*, *155*, 103671. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apsoil.2020.103671

Yang, L., Zhang, Q., Ma, Z., Jin, H., Chang, X., Marchenko, S. S., & Spektor, V. V. (2022). Seasonal variations in temperature sensitivity of soil respiration in a larch forest in the Northern Daxing'an Mountains in Northeast China. *Journal of Forestry Research*, 1-10. https://doi.org/10.1007/s11676-021-01346-4.

Yanjun, Zhang., Junliang, Zou., Delong, Meng., Shuina, Dang., Jinhong, Zhou., Bruce, Osborne., Yuanyuan, Ren., Ting, Liang., Keke, Yu. (2020). Effect of soil microorganisms and labile C availability on soil respiration in response to litter

inputs in forest ecosystems: A meta-analysis.. Ecology and Evolution, 10(24):13602-13612. doi: 10.1002/ECE3.6965.

Yiqi, L., & Zhou, X. (2010). *Soil respiration and the environment*. Elsevier.

Yu, K., Yao, X., Deng, Y., Lai, Z., Lin, L., & Liu, J. (2019). Effects of stand age on soil respiration in *Pinus massoniana* plantations in the hilly red soil region of Southern China. *Catena*, *178*, 313-321.

Zeng, L., & Wang, G. (2009). Modeling golden section in plants. *Progress in Natural Science*, *19*(2), 255-260. doi:10.1016/j.pnsc.2008.07.004

Zhao, X., Li, F., Zhang, W., Ai, Z., Shen, H., Liu, X., ... & Manevski, K. (2016). Soil respiration at different stand ages (5, 10, and 20/30 years) in coniferous (*Pinus tabulaeformis* Carrière) and deciduous (Populus davidiana Dode) plantations in a sandstorm source area. *Forests*, *7*(8), 153.

Zhou, G., Liu, S., Li, Z., Zhang, D., Tang, X., Zhou, C., ... & Mo, J. (2006). Old-growth forests can accumulate carbon in soils. *Science*, *314*(5804), 1417-1417.

Zhuang, W., Liu, M., Wu, Y., Ma, J., Zhang, Y., Su, L., Liu, Y., Zhao, C., & Fu, S. (2023). Litter inputs exert greater influence over soil respiration and its temperature sensitivity than roots in a coniferous forest in north-south transition zone. *Science of The Total Environment*, *886*, 164009. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2023.164009

Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Fnais, M., & Lelieveld, J. (2016). Projected changes in heat wave characteristics in the eastern Mediterranean and the Middle East. *Regional environmental change*, *16*(7), 1863-1876.

EKLER

EK 1. Blok ve Parsellerde Toprak Solunumu, Toprak Sıcaklığı, Toprak Nemi ve Hava Sıcaklığı Değerleri

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	12.05.2022	0-10	YR	2,83	23,12	11,66	0,54
B1	P2	12.05.2022	11-20	IR	1,30	23,08	9,06	0,12
B1	P3	12.05.2022	35-45	MP	3,17	22,18	13,42	0,083
B1	Kontrol	12.05.2022	CT	CT	2,98	22,77	15,19	0,042
B2	P1	12.05.2022	0-10	YR	1,63	21,47	10,41	0,054
B2	P2	12.05.2022	11-20	IR	2,77	22,27	11,84	0,118
B2	P3	12.05.2022	35-45	MP	3,54	23,59	11,12	0,106
B2	Kontrol	12.05.2022	CT	CT	1,71	23,65	20,86	0,014
B3	P1	12.05.2022	0-10	YR	2,60	21,94	11,06	0,122
B3	P2	12.05.2022	11-20	IR	2,89	23,48	13,34	0,023
B3	P3	12.05.2022	35-45	MP	3,01	23,70	15,21	0,048
B3	Kontrol	12.05.2022	CT	CT	6,04	25,69	21,25	0,016
B4	P1	12.05.2022	0-10	YR	3,44	23,07	14,26	0,056
B4	P2	12.05.2022	11-20	IR	3,44	22,11	13,09	0,043
B4	P3	12.05.2022	35-45	MP	5,02	22,21	11,22	0,025
B4	Kontrol	12.05.2022	CT	CT	8,34	24,69	17,72	0,049

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	26.05.2022	0-10	YR	1,56	27,01	12,37	0,002
B1	P2	26.05.2022	11-20	IR	3,29	27,33	17,43	0,032
B1	P3	26.05.2022	35-45	MP	2,76	28,43	13,87	0,016
B1	Kontrol	26.05.2022	CT	CT	2,64	28,97	19,80	0,016
B2	P1	26.05.2022	0-10	YR	3,27	32,53	16,98	0,026
B2	P2	26.05,2022	11-20	IR	3,16	30,95	13,85	0.017
B2	P3	26.05.2022	35-45	MP	1,74	30,36	13,02	0,008
B2	Kontrol	26.05.2022	CT	CT	1,93	31,38	29,33	0,017
B3	P1	26.05.2022	0-10	YR	2,51	29,63	17,13	0,036
B3	P2	26.05.2022	11-20	IR	3,16	27,90	15,45	0,039
B3	P3	26.05.2022	35-45	MP	2,41	26,66	13,90	0,036
B3	Kontrol	26.05.2022	CT	CT	4,44	29,03	23,28	0,033
B4	P1	26.05.2022	0-10	YR	3,53	27,66	17,13	0,017
B4	P2	26.05.2022	11-20	IR	4,82	27,76	15,54	0,039
B4	P3	26.05.2022	35-45	MP	2,86	26,97	18,04	0,031
B4	Kontrol	26.05.2022	CT	CT	7,20	30,03	22,40	0,013

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	22.06.2022	0-10	YR	2,18	21,64	15,17	0,235
B1	P2	22.06.2022	11-20	IR	6,20	23,58	16,58	0,222
B1	P3	22.06.2022	35-45	MP	4,99	23,66	15,27	0,015
B1	Kontrol	22.06.2022	CT	CT	6,20	23,73	17,05	0,285
B2	P1	22.06.2022	0-10	YR	5,14	23,28	16,62	0,065
B2	P2	22.06.2022	11-20	IR	4,67	22,76	15,97	0,346
B2	P3	22.06.2022	35-45	MP	3,34	22,43	14,99	0,175
B2	Kontrol	22.06.2022	CT	CT	4,36	23,50	20,35	0,296
B3	P1	22.06.2022	0-10	YR	3,68	26,26	17,35	0,038
B3	P2	22.06.2022	11-20	IR	3,51	25,50	17,74	0,155
B3	P3	22.06.2022	35-45	MP	4,72	24,55	16,31	0,181
B3	Kontrol	22.06.2022	CT	CT	5,87	26,50	20,90	0,173
B4	P1	22.06.2022	0-10	YR	4,55	26,61	18,27	0,139
B4	P2	22.06.2022	11-20	IR	6,53	26,06	16,30	0,189
B4	P3	22.06.2022	35-45	MP	4,90	26,17	18,33	0,209
B4	Kontrol	22.06.2022	CT	CT	11,76	28,41	20,86	0,223

EK 1'in devamı

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	19.07.2022	0-10	YR	2,77	23,02	16,17	0,204
B1	P2	19.07.2022	11-20	IR	5,12	22,29	18,15	0,134
B1	P3	19.07.2022	35-45	MP	4,34	22,64	16,45	0,102
B1	Control	19.07.2022	CT	CT	5,38	22,93	20,63	0,159
B2	P1	19.07.2022	0-10	YR	5,29	23,77	18,97	0,174
B2	P2	19.07.2022	11-20	IR	4,08	23,36	17,28	0,190
B2	P3	19.07.2022	35-45	MP	3,28	23,16	16,38	0,062
B2	Control	19.07.2022	CT	CT	4,63	22,72	18,07	0,153
B3	P1	19.07.2022	0-10	YR	3,04	23,46	19,55	0,049
B3	P2	19.07.2022	11-20	IR	4,11	23,05	17,43	0,117
B3	P3	19.07.2022	35-45	MP	4,15	22,90	16,85	0,200
B3	Control	19.07.2022	CT	CT	4,89	23,95	22,77	0,099
B4	P1	19.07.2022	0-10	YR	4,57	23,18	18,54	0,165
B4	P2	19.07.2022	11-20	IR	5,57	23,56	18,06	0,1164
B4	P3	19.07.2022	35-45	MP	4,45	23,67	19,24	0,144
B4	Control	19.07.2022	CT	CT	10,2	24,00	21,37	0,126

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	17.08.2022	0-10	YR	3,99	24,55	17,97	0,074
B1	P2	17.08.2022	11-20	IR	5,42	27,78	20,44	0,014
B1	P3	17.08.2022	35-45	MP	6,21	26,84	18,20	0,043
B1	Kontrol	17.08.2022	CT	CT	3,46	29,34	19,73	0,043
B2	P1	17.08.2022	0-10	YR	4,71	30,70	40,40	0,078
B2	P2	17.08.2022	11-20	IR	3,94	28,15	18,86	0,149
B2	P3	17.08.2022	35-45	MP	3,18	28,52	17,76	0,069
B2	Kontrol	17.08.2022	CT	CT	4,58	30,66	24,57	0,092
B3	P1	17.08.2022	0-10	YR	5,70	31,52	22,78	0,046
B3	P2	17.08.2022	11-20	IR	3,71	30,25	20,31	0,020
B3	P3	17.08.2022	35-45	MP	5,07	29,98	19,85	0,104
B3	Kontrol	17.08.2022	CT	CT	6,96	30,23	25,97	0,061
B4	P1	17.08.2022	0-10	YR	3,99	30,33	20,40	0,126
B4	P2	17.08.2022	11-20	IR	5,47	29,98	19,83	0,098
B4	P3	17.08.2022	35-45	MP	3,42	30,91	23,63	0,123
B4	Kontrol	17.08.2022	CT	CT	8,28	31,19	22,71	0,070

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	31.08.2022	0-10	YR	4,00	26,64	19,70	0,882
B1	P2	31.08.2022	11-20	IR	5,73	29,58	23,82	0,389
B1	P3	31.08.2022	35-45	MP	4,52	28,14	20,31	0,283
B1	Kontrol	31.08.2022	CT	CT	4,53	31,44	25,05	0,003
B2	P1	31.08.2022	0-10	YR	4,05	31,65	22,23	0,120
B2	P2	31.08.2022	11-20	IR	4,33	30,25	20,07	0,135
B2	P3	31.08.2022	35-45	MP	3,73	30,48	19,77	0,085
B2	Kontrol	31.08.2022	CT	CT	3,63	32,58	28,25	0,110
B3	P1	31.08.2022	0-10	YR	4,82	31,32	23,98	0,270
B3	P2	31.08.2022	11-20	IR	3,23	30,94	21,9	0,250
B3	P3	31.08.2022	35-45	MP	5,00	30,26	21,29	0,326
B3	Kontrol	31.08.2022	CT	CT	5,40	32,46	26,68	0,300
B4	P1	31.08.2022	0-10	YR	3,61	32,67	22,96	0,142
B4	P2	31.08.2022	11-20	IR	4,12	33,20	22,02	0,169
B4	P3	31.08.2022	35-45	MP	2,86	31,76	23,80	0,196
B4	Kontrol	31.08.2022	CT	CT	7,97	35,56	27,84	0,250

EK 1'in devamı

lok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	18.09.2022	0-10	YR	2,58	32,9	17,22	0,77
B1	P2	18.09.2022	11-20	IR	4,04	32,91	21,07	0,759
B1	P3	18.09.2022	35-45	MP	4,11	32,66	18,60	0,723
B1	Kontrol	18.09.2022	CT	CT	7,13	34,18	22,77	0,737
B2	P1	18.09.2022	0-10	YR	4,10	35,64	21,43	0,77
B2	P2	18.09.2022	11-20	IR	3,32	34,08	18,68	0,832
B2	P3	18.09.2022	35-45	MP	2,73	35,16	18,68	0,766
B2	Kontrol	18.09.2022	CT	CT	3,60	35,57	30,33	0,742
B3	P1	18.09.2022	0-10	YR	3,32	35,43	25,05	0,713
B3	P2	18.09.2022	11-20	IR	3,48	34,74	20,79	0,761
B3	P3	18.09.2022	35-45	MP	4,13	33,66	18,74	0,788
B3	Kontrol	18.09.2022	CT	CT	3,54	34,68	24,98	0,692
B4	P1	18.09.2022	0-10	YR	3,72	34,45	22,11	0,716
B4	P2	18.09.2022	11-20	IR	4,13	35,04	20,71	0,751
B4	P3	18.09.2022	35-45	MP	3,06	34,64	19,29	0,813
B4	Kontrol	18.09.2022	CT	CT	9,26	34,94	25,96	0,746

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	19.10.2022	0-10	YR	2,36	17,00	12,03	1,008
B1	P2	19.10.2022	11-20	IR	3,28	17,95	13,83	0,981
B1	P3	19.10.2022	35-45	MP	3,48	17,45	12,50	0,768
B1	Kontrol	19.10.2022	CT	CT	2,03	17,98	14,00	1,060
B2	P1	19.10.2022	0-10	YR	2,27	18,77	14,48	1,058
B2	P2	19.10.2022	11-20	IR	2,59	17,56	12,46	1,108
B2	P3	19.10.2022	35-45	MP	2,11	17,81	12,55	0,873
B2	Kontrol	19.10.2022	CT	CT	2,16	17,63	15,27	1,062
B3	P1	19.10.2022	0-10	YR	2,40	18,14	15,74	0,833
B3	P2	19.10.2022	11-20	IR	3,61	17,82	14,17	0,986
B3	P3	19.10.2022	35-45	MP	6,28	17,27	13,26	0,777
B3	Kontrol	19.10.2022	CT	CT	3,89	16,94	13,72	0,951
B4	P1	19.10.2022	0-10	YR	3,12	17,84	13,47	0,782
B4	P2	19.10.2022	11-20	IR	4,01	18,58	13,68	0,870
B4	P3	19.10.2022	35-45	MP	1,98	17,21	13,93	1,052
B4	Kontrol	19.10.2022	CT	CT	9,44	19,98	15,04	0,997

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	04.11.2022	0-10	YR	1,06	15,69	8,59	0,778
B1	P2	04.11.2022	11-20	IR	2,05	15,95	11,74	0,73
B1	P3	04.11.2022	35-45	MP	1,42	16,90	9,95	0,727
B1	Kontrol	04.11.2022	CT	CT	1,20	15,18	8,56	0,796
B2	P1	04.11.2022	0-10	YR	0,19	17,14	12,12	0,769
B2	P2	04.11.2022	11-20	IR	1,49	15,97	10,27	0,750
B2	P3	04.11.2022	35-45	MP	1,33	16,36	10,34	0,708
B2	Kontrol	04.11.2022	CT	CT	1,27	16,13	11,97	0,764
B3	P1	04.11.2022	0-10	YR	1,17	14,88	10,2	0,707
B3	P2	04.11.2022	11-20	IR	1,99	14,78	10,95	0,737
B3	P3	04.11.2022	35-45	MP	4,8	14,54	10,19	0,739
B3	Kontrol	04.11.2022	CT	CT	2,80	14,27	7,84	0,725
B4	P1	04.11.2022	0-10	YR	1,65	14,47	10,59	0,692
B4	P2	04.11.2022	11-20	IR	2,27	14,92	11,16	0,729
B4	P3	04.11.2022	35-45	MP	1,08	14,26	11,16	0,748
B4	Kontrol	04.11.2022	CT	CT	4,19	14,84	10,47	0,745

EK 1'in devamı

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	05.12.2022	0-10	YR	1,00	8,22	5,92	0,884
B1	P2	05.12.2022	11-20	IR	1,26	7,47	6,69	0,881
B1	P3	05.12.2022	35-45	MP	1,48	8,82	6,76	0,717
B1	Kontrol	05.12.2022	CT	CT	0,59	7,20	6,27	1,06
B2	P1	05.12.2022	0-10	YR	1,05	6,44	6,71	0,877
B2	P2	05.12.2022	11-20	IR	1,16	5,5	6,41	1,013
B2	P3	05.12.2022	35-45	MP	1,16	6,11	6,77	0,759
B2	Kontrol	05.12.2022	CT	CT	0,48	6,24	6,18	1,077
B3	P1	05.12.2022	0-10	YR	0,88	6,74	6,43	0,708
B3	P2	05.12.2022	11-20	IR	1,91	6,87	7,53	0,660
B3	P3	05.12.2022	35-45	MP	2,11	6,69	6,77	0,717
B3	Kontrol	05.12.2022	CT	CT	2,38	6,77	5,39	0,975
B4	P1	05.12.2022	0-10	YR	1,21	6,8	6,82	0,809
B4	P2	05.12.2022	11-20	IR	2,32	7,07	7,67	0,759
B4	P3	05.12.2022	35-45	MP	1,00	6,62	6,91	0,999
B4	Kontrol	05.12.2022	CT	CT	2,21	7,71	6,85	1,103

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	21.12.2022	0-10	YR	0,53	2,62	3,14	1,155
B1	P2	21.12.2022	11-20	IR	0,78	2,18	3,63	1,177
B1	P3	21.12.2022	35-45	MP	1,28	3,42	4,62	0,875
B1	Kontrol	21.12.2022	CT	CT	0,27	1,57	2,50	1,195
B2	P1	21.12.2022	0-10	YR	0,77	1,93	4,18	1,11
B2	P2	21.12.2022	11-20	IR	0,88	1,93	3,98	1,208
B2	P3	21.12.2022	35-45	MP	0,77	1,68	4,33	0,953
B2	Kontrol	21.12.2022	CT	CT	0,27	1,8	2,65	1,215
B3	P1	21.12.2022	0-10	YR	0,62	2,44	1,23	0,965
B3	P2	21.12.2022	11-20	IR	1,88	3,05	4,26	0,789
B3	P3	21.12.2022	35-45	MP	1,21	2,22	4,41	0,950
B3	Kontrol	21.12.2022	CT	CT	0,76	2,26	1,69	1,132
B4	P1	21.12.2022	0-10	YR	0,97	3,10	3,46	1,141
B4	P2	21.12.2022	11-20	IR	1,64	3,24	5,04	0,802
B4	P3	21.12.2022	35-45	MP	0,70	2,75	3,20	1,144
B4	Kontrol	21.12.2022	CT	CT	1,11	3,05	2,42	1,226

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	19.01.2023	0-10	YR	0,60	9,75	2,61	0,153
B1	P2	19.01.2023	11-20	IR	1,38	9,84	4,06	0,337
B1	P3	19.01.2023	35-45	MP	1,28	10,87	4,34	0,149
B1	Kontrol	19.01.2023	CT	CT	0,18	9,37	0,87	0,186
B2	P1	19.01.2023	0-10	YR	0,81	8,86	3,86	0,121
B2	P2	19.01.2023	11-20	IR	0,86	10,03	3,76	0,118
B2	P3	19.01.2023	35-45	MP	0,81	9,01	3,77	0,075
B2	Kontrol	19.01.2023	CT	CT	0,17	8,96	3,79	0,089
B3	P1	19.01.2023	0-10	YR	1,73	10,4	4,64	0,403
B3	P2	19.01.2023	11-20	IR	0,54	9,72	2,13	1,062
B3	P3	19.01.2023	35-45	MP	1,03	9,44	4,58	1,058
B3	Kontrol	19.01.2023	CT	CT	0,77	9,24	3,78	0,726
B4	P1	19.01.2023	0-10	YR	1,19	10,37	3,92	0,997
B4	P2	19.01.2023	11-20	IR	1,51	10,81	5,22	0,949
B4	P3	19.01.2023	35-45	MP	0,81	10,01	4,44	1,126
B4	Kontrol	19.01.2023	CT	CT	1,13	12,14	2,14	1,236

EK 1'in devamı

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	15.12.2023	0-10	YR	0	-1,74	0,59	1,254
B1	P2	15.12.2023	11-20	IR	0,48	-1,44	-0,1	0,901
B1	P3	15.12.2023	35-45	MP	0	-1,18	-0,20	0,713
B1	Kontrol	15.12.2023	CT	CT	0,45	-0,80	1,00	1,027
B2	P1	15.12.2023	0-10	YR	0,35	1,28	0,60	0,991
B2	P2	15.12.2023	11-20	IR	0,5	-0,12	-0,2	0,972
B2	P3	15.12.2023	35-45	MP	0,62	0,16	0	0,71
B2	Kontrol	15.12.2023	CT	CT	0,23	2,53	1,5	1,023
B3	P1	15.12.2023	0-10	YR	0,46	1,74	0,6	0,658
B3	P2	15.12.2023	11-20	IR	1,32	3,12	2	0,661
B3	P3	15.12.2023	35-45	MP	0,78	0,56	-0,1	0,699
B3	Kontrol	15.12.2023	CT	CT	0,32	2,95	1,6	0,634
B4	P1	15.12.2023	0-10	YR	0,48	0,1	-0,10	0,774
B4	P2	15.12.2023	11-20	IR	0,3	0,28	0	0,840
B4	P3	15.12.2023	35-45	MP	0,71	0,84	0,32	0,774
B4	Kontrol	15.12.2023	CT	CT	0,81	0,70	0,21	0,718

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	16.03.2023	0-10	YR	0,90	13,91	7,13	1,059
B1	P2	16.03.2023	11-20	IR	1,54	13,87	9,63	1,156
B1	P3	16.03.2023	35-45	MP	1,91	14,15	8,65	1,024
B1	Kontrol	16.03.2023	CT	CT	0,90	14,05	10,08	1,214
B2	P1	16.03.2023	0-10	YR	1,10	14,23	8,40	1,186
B2	P2	16.03.2023	11-20	IR	1,44	13,74	8,12	1,155
B2	P3	16.03.2023	35-45	MP	1,15	13,93	7,1	0,90
B2	Kontrol	16.03.2023	CT	CT	0,96	14,27	11,84	1,189
B3	P1	16.03.2023	0-10	YR	1,31	14,56	12,04	0,909
B3	P2	16.03.2023	11-20	IR	1,96	14,18	7,60	0,921
B3	P3	16.03.2023	35-45	MP	1,93	14,15	7,93	1,058
B3	Kontrol	16.03.2023	CT	CT	2,10	14,59	10,53	0,976
B4	P1	16.03.2023	0-10	YR	1,33	14,05	9,13	1,006
B4	P2	16.03.2023	11-20	IR	1,98	13,93	7,79	1,117
B4	P3	16.03.2023	35-45	MP	1,35	14,09	8,99	1,127
B4	Kontrol	16.03.2023	CT	CT	3,02	13,99	10,72	1,046

Blok	Parsel	Tarih	Yaş	Meşcere Tipi	Toprak Solunumu (µmol m^{-2} s^{-1})	Hava Sıcaklığı (˚C)	Toprak Sıcaklığı (˚C)	Toprak Nemi (%)
B1	P1	28.04.2023	0-10	YR	0,56	10,70	8,57	1,19
B1	P2	28.04.2023	11-20	IR	1,67	9,83	9,82	1,240
B1	P3	28.04.2023	35-45	MP	1,43	8,43	8,76	1,00
B1	Kontrol	28.04.2023	CT	CT	0,06	9,03	9,97	1,23
B2	P1	28.04.2023	0-10	YR	1,79	9,19	9,53	1,168
B2	P2	28.04.2023	11-20	IR	2,53	8,86	9,41	1,140
B2	P3	28.04.2023	35-45	MP	1,28	8,53	8,37	0,90
B2	Kontrol	28.04.2023	CT	CT	2,18	9,01	11,58	1,14
B3	P1	28.04.2023	0-10	YR	2,47	8,17	8,98	0,95
B3	P2	28.04.2023	11-20	IR	2,60	8,59	9,17	1,011
B3	P3	28.04.2023	35-45	MP	1,28	8,54	8,37	0,900
B3	Kontrol	28.04.2023	CT	CT	2,14	8,35	10,82	1,06
B4	P1	28.04.2023	0-10	YR	1,97	8,19	9,40	1,06
B4	P2	28.04.2023	11-20	IR	3,72	8,24	9,26	1,180
B4	P3	28.04.2023	35-45	MP	1,79	8,21	9,59	1,25
B4	Kontrol	28.04.2023	CT	CT	0,64	8,57	11,06	1,180

EK 2. Orman Ölü Örtüsü Toplam Karbon Miktarı

Blok	Parsel	Yaş	ÖÖTK (Mt ha-1)
B1P1	A	0-10	7,52
B1P1	B	0-10	7,79
B1P2	A	11-20	10,25
B1P2	B	11-20	11,41
B1P2	C	11-20	19,10
B1P3	A	0-10	17,01
B1P3	B	11-20	16,41
B1P3	C	35-45	41,07
B1P4	A	kontrol	3,41
B2P1	A	0-10	3,52
B2P2	A	11-20	15,49
B2P2	B	11-20	11,45
B2P3	A	35-45	24,08
B2P3	B	35-45	23,52
B2P3	C	35-45	48,93
B2P4	A	kontrol	4,35
B3P1	A	0-10	10,49
B3P2	A	11-20	20,00
B3P2	B	11-20	18,89
B3P3	A	35-45	28,63
B3P3	B	35-45	20,00
B3P3	C	35-45	46,43
B3P4	A	kontrol	8,75
B4P1	A	0-10	15,24
B4P2	A	10-20	17,42
B4P2	B	10-20	11,98
B4P3	A	35-45	20,47
B4P3	B	35-45	17,15
B4P3	C	35-45	46,36
B4P4	A	0-10	5,51

A = Yaprak Katmanı, B = Fermentasyon Katmanı, C = Humus Katmanı

EK 3. Hacim Ağırlığı (HA), pH, ve EC

Blok	Parsel	Yaş	Derinlik(cm)	HA(g/cm^3)	pH	EC(mS/m)
B1P1	1	0-10	0-20	1,73	7,8	310
B1P1	1	0-10	20-40	1,64	7,8	420
B1P2	2	10-20	0-20	1,95	7,6	760
B1P2	2	10-20	20-40	1,63	7,8	420
B1P3	3	35-45	0-20	1,38	7,6	1120
B1P3	3	35-45	20-40	1,31	7,7	650
B1P4	Kontrol	Kontrol	0-20	1,66	7,6	570
B1P4	Kontrol	Kontrol	20-40	2,79	7,6	650
B2P1	1	0-10	0-20	1,21	7,6	740
B2P1	1	0-10	20-40	1,45	7,8	590
B2P2	2	10-20	0-20	1,45	7,4	1030
B2P2	3	10-20	20-40	1,50	7,4	850
B2P3	4	35-45	0-20	1,39	7,6	660
B2P3	4	35-45	20-40	1,41	7,5	690
B2P4	Kontrol	Kontrol	0-20	1,71	7,5	730
B2P4	Kontrol	Kontrol	20-40	1,54	7,5	660
B3P1	1	0-10	0-20	2,38	7,7	350
B3P1	1	0-10	20-40	2,70	7,7	310
B3P2	2	10-20	0-20	1,56	7,6	540
B3P2	2	10-20	20-40	1,77	7,7	410
B3P3	3	35-45	0-20	1,72	7,5	910
B3P3	3	35-45	20-40	1,29	7,6	680
B3P4	Kontrol	Kontrol	0-20	2,11	7,6	600
B3P4	Kontrol	Kontrol	20-40	1,40	7,7	460
B4P1	1	0-10	0-20	1,23	7,5	870
B4P1	1	0-10	20-40	1,68	7,7	630
B4P2	2	10-20	0-20	1,18	7,5	910
B4P2	3	10-20	20-40	1,48	7,7	500
B4P3	4	35-45	0-20	1,40	7,6	980
B4P3	4	35-45	20-40	1,68	7,6	650
B4P4	Kontrol	Kontrol	0-20	1,52	7,5	810
B4P4	Kontrol	Kontrol	20-40	1,20	7,6	710

EK 4. Toprak Organik Maddesi, Organik Karbon ve Toprak Tekstürü

Block	Plot	Yaş	Orman türü	Derinlik(cm)	TOM %	TOM (Mt ha^{-1})	Toprak Tekstürü		
							Kum %	Kil%	Toz %
B1P1	1	0-10	YR	0-20	1,63	16,36	69,73	25,46	4,81
B1P1	1	0-10	YR	20-40	1,62	16,05	72,96	19,03	8,01
B1P2	2	10-20	IR	0-20	1,61	29,97	65,74	25,44	8,81
B1P2	2	10-20	IR	20-40	1,52	29,69	67,72	22,66	9,62
B1P3	3	35-45	MP	0-20	1,68	12,57	71,38	23,01	5,60
B1P3	3	35-45	MP	20-40	2,04	22,03	69,74	22,65	7,62
B1P4	Kontrol	Kontrol	CT	0-20	1,71	12,32	65,72	22,25	12,03
B1P4	Kontrol	Kontrol	CT	20-40	1,67	57,61	67,71	20,26	12,03
B2P1	1	0-10	YR	0-20	1,76	18,04	69,33	18,24	12,43
B2P1	1	0-10	YR	20-40	1,64	33,81	53,70	38,69	7,62
B2P2	2	10-20	IR	0-20	1,66	31,71	65,68	22,28	12,04
B2P2	3	10-20	IR	20-40	1,65	45,59	61,71	26,66	11,63
B2P3	4	35-45	MP	0-20	1,61	16,69	74,95	22,05	3,01
B2P3	4	35-45	MP	20-40	1,58	38,11	70,94	22,05	7,02
B2P4	Kontrol	Kontrol	CT	0-20	1,43	24,30	64,88	24,08	11,04
B2P4	Kontrol	Kontrol	CT	20-40	1,98	26,97	68,96	22,03	9,01
B3P1	1	0-10	YR	0-20	1,47	13,39	61,74	23,03	15,22
B3P1	1	0-10	YR	20-40	1,42	28,81	66,95	21,43	11,62
B3P2	2	10-20	IR	0-20	1,86	10,31	68,96	19,42	11,61
B3P2	2	10-20	IR	20-40	1,50	25,05	64,53	20,04	15,43
B3P3	3	35-45	MP	0-20	1,44	35,41	74,95	19,44	5,61
B3P3	3	35-45	MP	20-40	1,64	45,94	74,97	19,02	6,01
B3P4	Kontrol	Kontrol	CT	0-20	1,51	26,68	61,32	25,05	13,63
B3P4	Kontrol	Kontrol	CT	20-40	1,76	43,52	65,76	27,03	7,21
B4P1	1	0-10	YR	0-20	1,42	26,61	79,75	15,44	4,81
B4P1	1	0-10	YR	20-40	1,60	46,58	77,35	13,03	9,62
B4P2	2	10-20	IR	0-20	1,67	30,73	78,98	15,02	6,01
B4P2	3	10-20	IR	20-40	1,54	31,42	50,90	25,45	23,65
B4P3	4	35-45	MP	0-20	1,86	16,65	64,93	27,05	8,02
B4P3	4	35-45	MP	20-40	1,57	60,22	75,32	21,07	3,61
B4P4	Kontrol	Kontrol	CT	0-20	2,08	11,81	65,35	25,04	9,61
B4P4	Kontrol	Kontrol	CT	20-40	1,56	53,45	61,30	27,07	11,63