5th ATMOSPHERIC SCIENCE SYMPOSIUM

27-29 April 2011

İstanbul Technical University

Istanbul – Turkey

PROCEEDINGS

Editors

Dr Orhan ŞEN, Dr Ceyhan KAHYA

Organized by

Istanbul Technical University, Meteorological Engineering Department

Sponsored by

Turkish State Meteorological Service
General Directorate State Hydraulic Works
Chamber of Meteorological Engineers
TÜPRAG
MEKE
ECONORM
TEMELSU
İÇDAŞ
MAPAKTİF

Organizing Committee

Prof Dr Orhan ŞEN, Istanbul Technical University, Turkey (Chair)
Mehmet ÇAĞLAR, Turkish State Meteorological Service, Turkey
İsmail UĞUR, General Directorate of State Hydraulic Works, Turkey
Adem TAŞCI, The Chamber of Meteorological Engineers, Turkey

Steering Committee

Dr. Orhan ŞEN, Istanbul Technical University, Turkey
Alper AKÇAKAYA, Turkish State Meteorological Service, Turkey
Hayrettin BACANLI, Turkish State Meteorological Service, Turkey
Zeki ÇELİKBAŞ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Ceyhan KAHYA, Istanbul Technical University, Turkey
Abdullah KAHRAMAN, Istanbul Technical University, Turkey
Filiz TÜRK KATIRCIOĞLU, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Sevinç SIRDAŞ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Ahmet Duran ŞAHİN, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Elçin TAN, Istanbul Technical University, Turkey
Şeyda TANRIÖVER, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Hüseyin TOROS, Istanbul Technical University, Turkey
Bahtiyar EFE, İstanbul Technical University, Turkey
Miktat YAVUZ, General Directorate of State Hydraulic Works, Turkey
Yüksel YAĞAN, Turkish State Meteorological Service, Turkey

Scientific Committee

Dr. Orhan ŞEN (Chair), Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Orhan ARIKAN, Hacettepe University, Turkey
Dr. Feza ARIKAN, Hacettepe University, Turkey
Dr. Ahmet ARISOY, Istanbul Technical University, Turkey, Turkey
Dr. Mehmetçik BAYAZIT, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Yunus BORHAN, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Robert BORNSTEIN, San Jose State University, USA
Dr. Zafer BOYBEYİ, George Mason University, USA
Dr. Roelof BRUINTJES, NCAR, USA
Dr. Don COLLINS, Texas A&M University, USA
Dr. Josef EITZINGER, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Austria
Dr. İsmail GÜLTEPE, Environment Canada, Canada
Dr. Selahattin İNCECİK, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Ahmet KABASAKAL, Turkish State Meteorological Service, Turkey
Dr. Mikdat KADIOĞLU, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Doğan KANTARCI, Istanbul University, Turkey
Dr. Zeki KARAGÜLLE, Istanbul University, Turkey
Dr. Ömer KARAÖZ, Istanbul University, Turkey
Dr. Zerefşan KAYMAZ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Kasım KOÇAK, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Sibel MENTEŞ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Mehmet Talad ODMAN, Georgia Institute of Technology, USA
Dr. Gürcan ORALTAY, Marmara University, Turkey
Dr. Cankut ÖRMECİ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Sevinç SIRDAŞ, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Ahmet Duran ŞAHİN, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Levent ŞAYLAN, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Zekai ŞEN, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Ünal ŞORMAN, Middle East Technical University, Turkey
Dr. Ali TOKAY, University of Maryland-Baltimore, USA
Dr. Hasan TATLI, Çanakkale Onsekiz Mart University, Turkey
Dr. Doğanay TOLUNAY, Istanbul University, Turkey
Dr. H. Sema TOPÇU, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Hüseyin TOROS, Istanbul Technical University, Turkey
Dr. Gürdal TUNCEL, Middle East Technical University, Turkey
Dr. Murat TÜRKEŞ, Çanakkale Onsekiz Mart University, Turkey
Dr. Yurdanur S. ÜNAL, Istanbul Technical University, Turkey

Published by:
Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü
Matbaa ve Basımevi
PK.401 Kalaba/Ankara-Turkey

ISBN: 978-975-561-394-9

All inquiries to:

Istanbul Technical University
Meteorological Engineering Department
Maslak-Istanbul 34469 Turkey

All rights reserved © Istanbul Technical University, 2011

PREFACE

This fifth Atmospheric Science Symposium; ATMOS2011 meeting builds upon the series that began at Istanbul Technical University, Department of Meteorological Engineering in 1981. Subsequent meetings have been held in 1991; 2003; and 2008 in Istanbul, Turkey. And the sixth will be held in 2013.

People require information to sustain and simplify life. Therefore producing scientific data is advantageous for people. It is not enough to produce scientific data for people to make use of and it is necessary to store and protect scientific data while stored and protected data is a source for students and a starting point for researchers. It is a treasure for mankind. One of the methods for storing and protecting scientific data is to collect it in a book.

ATMOS2011 brings together scientists, users and policy makers from across the globe to discuss the latest scientific advances in our understanding of atmospheric science and its impacts on our environment. The symposium will also seek to highlight applications and developments in strategies and assessment tools for policy and decision makers.

This volume presents a collection of 63 papers presented at the Symposium. The main themes covered in the Symposium include;

Climate Change
Causes of Climate Change
Climate Change Impact on Turkey
Climate Change Impact on Agriculture and Forests
Climate Change and Water Resources
Climate Change and Tourism
Climate Change and Society
Climate Change and Energy Resources
Climate Change and Economics
Climate Change and Natural Disasters
Climate Change and Modeling
Climate Change and Sustainable Development
Observation Systems and Techniques
Other Related Subjects with Atmospheric Sciences
Strategies on Climate Change
Atmospheric Environment
Agriculture and Forest Meteorology
Hydrology and Hydrometeorology
Renewable Energy
Biometeorology
Climatology
Meteorological Disasters
Atmospheric Physics
Atmospheric Dynamics
Data Analysis
Transportation Meteorology
Weather Analysis and Prediction

We would like to thank Istanbul Technical University Rectorate and Faculty of Aeronautics and Astronautics Deanship for their valuable support..

We would also like to thank Turkish State Meteorological Service, General Directorate of State Hydraulic Works, Union of Chambers of Turkish Engineers and Architects; Chamber of Meteorological Engineers, ICDAS Steel Energy Shipyard and Transportation

Corporation, TUPRAG Metal Mining Corporation, TEMELSU International Engineering Services Corporation, Istanbul Metropolitan Municipality, ECONORM LTD, MEKE GROUP and MAPAKTIF for their support.

We would like to express our appreciation to Organizing Committee Members, Executive Committee Members, Technical Committee Members, invited speakers, authors, session chairs and all participants whose valuable contributions made this event possible.

And last but not least we would like to thank the members of the Meteorological Engineering Department for their support.

Editors

Dr. Orhan Şen

Dr. Ceyhan Kahya

29 April 2011

CONTENTS

Oral Session **11**

Emission and climate changes impacts on air quality in Europe
Robert Vautard..... 13
Short term wind power prediction
Jesper Thiesen, Ivan Risti..... 15
Heat and cold waves and their changes with climate
Robert Vautard..... 25
Türkiye'nin batısında 1965-2006 yılları arasında sıcak hava dalgalarının belirlenmesi
Yurdanur S. Ünal, Kazım Çağatan, Elçin Tan..... 27
Sıcak yıllar, meteorolojik kaynaklı afetler ve 2010 yılı
Seyfullah Çelik, H. Yüksel Özalp..... 37
Proactive crisis management – multidiıscipliınary approach
M. P. Nekrep 47
Klimatolojik ve meteorolojik afetler ve sigortacılık
Murat Türkeş, Zahide Acar Deniz..... 59
Kaotik yaklaşımla kısa vade rüzgar hızı öngörüsü
Evren Özgür, Kasım Koçak…… 71
Asma köprülerde rüzgârin trafik akışına etkisi ve kritik değerlerde alınması gereken tedbirler
Mikdat Kadıoğlu, Nurdan Apaydın, Ahmet Köse, Murat Tunç, Salim Özme..... 81
MSG SEVIRI Görüntüleri ile Fırtına Tepe Özelliklerinin Belirlenmesi
Aydın Gürol Ertürk, Emin Servet..... 93
1.5 kW'lık Rüzgar Türbininin İstanbul İklim Şartlarında Enerji ve Ekserji Analizi
Mustafa Kemal Kaymak, Bihter Yerli, Ercan İzgi, Ahmet Öztopal, Ahmet Duran Şahin…… 101
Efforts to Promote Renewable Energy Research in Nevada
Alan W. Gertler…… 113
Magnetospheric energy budget during geomagnetic storms: a case study
Emine Ceren Kalafatoğlu Öner, Zerefşan Kaymaz..... 125
İklim değişikliğinin fiziksel bilim temeli: fiziksel iklim sistemi, kuvvetlenen sera etkisi, gözlenen ve öngörülen iklim değişimleri
Murat Türkeş 135
Bölgesel iklim modeli projeksiyonları; ECHAM5-B1
İsmail Demir..... 153
SRES A1B senaryosu altında 2010-2040 yılları arası Türkiye iklim projeksiyonları
Yurdanur Ünal, Barış Önol..... 161
Diyarbakır'da küresel iklim değişimi belirtileri
M.Latif Gültekin, Mahmut Müslüm, Alper Akçakaya..... 173
Climatic changes and their influence on streamflow in central Romanian plain
Adina-Eliza Croitoru, Florentina Mariana Toma..... 183
Türkiye'de kar yağışlarının başlangıç ve bitiş tarihlerinde gözlenen değişiklikler ve eğilimler
Şeyda Kartum, Telat Koç, Murat Türkeş..... 195

İklim değişimi ve kuraklaşma sürecinde Ergene havazasında su ihtiyacının artışı ile su kaynaklarının korunması konusunda değerlendirmeler
M. Doğan Kantarcı..... 201
Türkiye'nin kurak ve nemli koşullarının model çıktı istatistiği (MOS) ile incelenmesi
Hasan Tatlı, Murat Türkeş..... 219
Palmer kuraklık şiddeti ve standartlaştırılmiş yağış indislerinin Türkiye üzerinde karşılaştırılması
Hasan Tatlı, Murat Türkeş..... 231
Drought Spatial Monitoring Analysis in East Azerbaijan (IRAN)
Amir Shahrokh Hasanalizadeh, Habib Abdoli..... 241
Determining drought period-severity-trends over Iran by using Palmer Drought Severity Index
Amir H. Delju, Abdullah Ceylan , A. Serap Akgündüz, Zerrin Demirors..... 253
Çanakkale ve Muğla 2009 yılı orman yangınlarının Keetch-Byram kuraklık indisi ile klimatolojik ve meteorolojik analizi
Gökhan Altan, Murat Türkeş, Hasan Tatlı…… 263
Comparison of measured and calculated evaporation values of open water surface: the case of Lake Van (Turkey)
Harun Aydın, Hacer Düzen..... 275
Trend analyses of long term precipitation data and investigate of similar period profiles
Devrim Bağla, Gülen Güllü…… 285
Evaluating satellite rainfall algorithms the hydro-estimator and the self-calibrating multivariate precipitation retrieval over a mountainous region
Mustafa Akçelik, İsmail Yücel…… 295
Regional frequency analysis for annual rainfall totals of Konya closed basin in Turkey
Alper Serdar Anlı, Kadri Yürekli, Mehmet Ali Hinis, Halit Apaydın…… 301
Transboundary Transport of Air Pollutants Leading to Elevated Ozone Levels Over Northern Jordan
J. Alsawair, D. Asaf, A.W. Gertler, M. Luria, A. Solieman..... 313
Determination of ozone concentrations and estimate the effects of ozone exposure on forests with AOT_{40} modelling in Bolu
Elif Özlü, Serpil Yenisoy-Karakaş, Fatma Öztürk, Omar Alagha..... 323
Diyarbakir'da toz taşınımı ve klimatolojik analizi
M.Latif Gültekin, Mahmut Müslüm, Alper Akçakaya..... 331
Stationary waves in atmospheric transport
Deniz Demirhan Barı, Axel Gabriel, D. W. H. Peters..... 339
Ormancılık faaliyetlerinin gerçekleştirilmesinde meteorolojik gözlemlerin önemi
Ahmet Şenyaz, Abdurrahman Bekereci..... 349
Evapotranspirasyon'un farklı yöntemlerle hesaplanması ve karşılaştırılması
Levent Şaylan, Evren Özgür, Elif Semizoğlu, Osman Çaylak, Yunus Özkoca, Sezel Karayusufoğlu, Barış Çaldağ..... 359
Agromethsell modeli ile buğdayın verim analizi
Osman Şimşek, Belgin Çakmak..... 369
Buğday bitkisinin CO_2, H_2O ve enerji akılarının belirlenmesi projesi
Levent Şaylan, Zerefşan Kaymaz, Fatih Bakanoğulları, Barış Çaldağ, Yunus Özkoca, Elif Semizoğlu, Osman Çaylak, Engin Yurtseven, Sezel Karayusufoğlu.. *379*

Mikrometeorolojik bir yöntemle buğday bitkisinin karbondioksit akılarının ölçülmesi
Elif Semizoğlu, Levent Şaylan, Barış Çaldağ, Fatih Bakanoğulları, Yunus Özkoca, Osman Çaylak..... 387
İklim değişikliğinin Türkiye'deki bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları üzerindeki etkileri
Osman Yalçın Yılmaz, Doğanay Tolunay..... 395
Estimation of soil heat flux using different methods
Johannes Eckstein, Levent Şaylan, Barış Çaldağ..... 405
Uzaktan algılamanın tarımsal meteoroloji'de kullanılmasi: Kırklareli örneği
Sezel Karayusufoğlu, Levent Şaylan, Barış Çaldağ, Osman Çaylak, Elif Semizoğlu, Yunus Özkoca, Fatih Bakanoğulları.....415
Increasing resolution of temperature maps by using geographic information systems (GIS) and topography information
Mesut Demircan, İlker Alan, Serhat Şensoy…… 423
Comparison of CM-SAF SIS and Surface Radiation Data in Turkey for the Year 2006
Serhat Şensoy, İzzet Balta, Ercan Karakoc, Fazilet Ozdemir, C. Träger-Chatterjee, Richard Mueller..... 433
Estimation of monthly pan evaporation in Turkey by multiple linear regression and artificial neural networks
Hatice Çıtakoğlu, Murat Çobaner, Tefaruk Haktanır, A. Ünal Şorman, Alaattin Uğurlu..... 441
7–9 Eylül 2009 tarihleri arasinda Marmara Bölgesi'nin batısında ve Trakya'da meydana gelen sel felaketinin meteorolojik analizi
Hayreddin Bacanlı, Seyfullah Çelik, Hüsnü Görgeç, Aziz Deniz..... 451
Çanakkale yöresi Ambaroba ve Mazilik heyelanlarının jeofiziksel, klimatolojik ve jeomorfolojik analizi
Murat Türkeş, Evren Erginal, Alper Demirci, Yunus Levent Ekinci..... 461
Simulation of extreme events for the Central Asia cordex domain by using the RegCM 4.0
Tuğba Öztürk, Hamza Altınsoy, Murat Türkeş, M. Levent Kurnaz..... 475
Otomatik meteorolojik ölçüm istasyonları için veri kalite kontrol sistem tasarımı
İbrahim Sönmez, Savaş Köksal,Osman Eskioğlu, Yusuf Çalık..... 485
Validation of the METEOSAT second generation fire product over Turkey
İbrahim Sönmez, Erdem Erdi, Ahmet Emre Tekeli,Fatih Demir, Murat Arslan... 495
Karayollarında buzlanmayı 3 saat öncesine kadar haber verebilen buzlanma erken uyarı sistemleri (BEUS)
Mikdat Kadıoğlu, Ahmet Köse, Murat Tunç..... 505
MSG SEVIRI gözlemleri ile sis tespiti
Aydın Gürol Ertürk, Jose Prieto, İsmail Gultepe..... 513
YSA ile çoklu-model demet tahmini uygulamasi
Sedef Çakır, Mikdat Kadioğlu, Nihat Çubukcu..... 521

Poster Session **531**

Investigation of the dynamic transport of saharan desert dust with laser techniques
A.Nihal Yücekutlu..... 533
Lidar observations of impact of emissions from atmospheric deposition on cultural heritage
A.Nihal Yücekutlu..... 541

Türkiye'de kuraklık eğilimleri
Ertan Turgu, Ali Ümran Kömüşcü..... 549
İstanbul Sabiha Gökçen havalimanı için sis analizi ve dağıtma yöntemleri
S. Nilay Coşkun, Gupse Tanrıkulu, Kazım Çağatan, Orhan Şen..... 559
Environmental Impacts Assessment of Biomass Burning, in Developing Countries
Tawfiq Almsatar, Ibrahim Abdolaziz, Juma Masoud, Fathe Mohamed, Hamed Babai…… 565
İstanbul Atatürk Havalimanı için uçak emisyonları miktarının belirlenmesi
Kazım Çağatan, S. Nilay Coşkun, Gupse Tanrikulu, Orhan Şen..... 575
SPI VE PNI yöntemleriyle tarım yili kuraklık analizi
Osman Şimşek, Belgin Çakmak..... 585
Potential Impacts of Teleconnection Parameters on Turkey's Climate
Serhat Sensoy, Mesut Demircan, Elif Mudrike Koc, Gulay Pamuk Mengu..... 595
Türkiye meteorolojik verilerinin homojenlik analizi
Filiz Dadaşer Çelik, Eda Cengiz..... 601
The common alerting protocol and its applicability to meteorological disasters
Simon Elliott..... 611
Detecting the concentration of indoor microfungi, bacteria, yeast and pollen in child day care centers of Çanakkale (Turkey)
Tülay Bican Süerdem, İlknur N. Çıldır, Tuğba Çelik, Candan Şahin, Hanife Akyalçın..... 617

ORAL SESSION

EMISSION AND CLIMATE CHANGES IMPACTS ON AIR QUALITY IN EUROPE

Robert Vautard
Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)

Air quality (AQ) models have undergone major progresses over the past decade. It has evolved from research tools to investigate physics and chemistry in limited case studies of a few days or weeks duration to operational use for decision makers, both for air quality forecasting and analysis and for the investigation of prospective scenarios for emission abatements. We first review here this evolution with the IPSL studies and applications with partners in France and in Europe. Prospective scenarios, as well as retrospective analysis, must now incorporate the complex interactions that take place between air quality, long-term emission changes and climate evolution. We review here a few key questions about these interactions through examples of studies involving evolutions over several spatial scales: the global scale and the regional scale. We investigate what were the main drivers of air quality changes over the past decades and they will be over the next decade. A synthesis is then made about these studies to provide a general picture of the evolution of air quality in Europe.

SHORT TERM WIND POWER PREDICTION

[1]Jesper Thiesen, [2]Ivan Ristic
[1]ConWx, Copenhagen, Denmark, jt@conwx.com, [2]Weather2Umbrella, Belgrade, Serbia, ivanr@sbb.rs

Abstract
Since the installation of the first offshore parks and the major onshore parks it has been a challenge to the grid operators that the production from these wind parks are difficult for the operator to balance. These changes are often caused by small scale meteorological systems. On short term (9-120 hours) the probability of power production can be predicted by using a number of numerical weather predictions (NWP) or ensemble forecasts. We have been working with statistical improvements and using a number of NWP sources and will in the presentation describe the state of the art system for wind power predictions. Furthermore, there will be a presentation of the highlights of a predictability study.

Key words: *Numerical Weather Prediction Input, Short Term Wind Turbine Generation forecast, Predictability, Balancing cost study*

INTRODUCTION

In Europe an increasing share of the wind power is sold on the power market. The high demand for Wind Turbine Generation forecasts are mainly related to the requirements from system operators (TSO) whom, in most European countries, focus on day ahead power forecasts. The TSO require day ahead wind power forecast (24-47 hours) from the wind park owner in hourly granularity. In some areas and for some parks short term production plans for the coming 2-3 hours must be send every 15 minutes. The balancing responsible, typically the wind turbine owner, acting on the liberalized energy market will be penalized for both over and under production for each hour with imbalance. Imbalance is the deviation from realized production compared with the day ahead forecast issued by the balancing responsible the day before.

The economic penalties create a demand for very accurate Short Term Wind Power Production forecasts in order to minimize these costs related to wind power production. The misbalancing costs are different for each trading area in Europe.

Typical errors for a good commercial wind power forecasting system have Mean Absolute Errors (MAE) values in the range from 10-20% on a yearly average. The errors are site depending with lowest errors in flat terrain and up to 20% in extremely complex areas, typically mountains.

The high errors are mainly due to two facts, the high fluctuations in wind speed over short time and the steep slope of the power production curve as illustrated in Figure 1. [1] The average wind speed for most wind parks are in area with steepest slope of the power production curve which gives high production variation with relatively small variations in the numeric size of wind speed or timing of the variations in the wind speed.

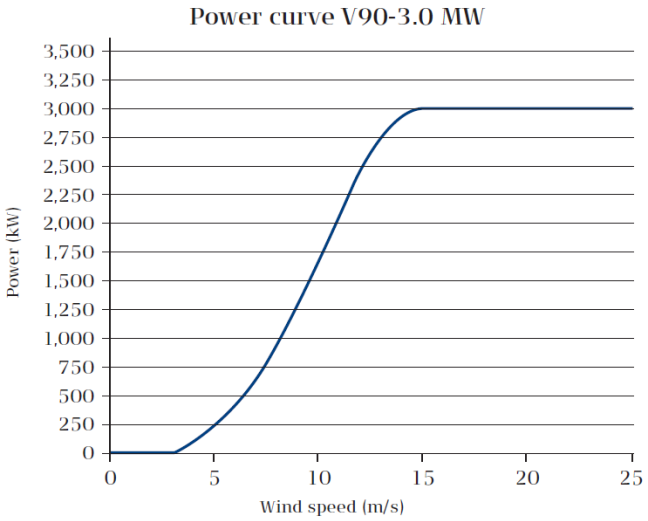


Figure 1. Power production curve for a Vestas V90-3.0 MW turbine with respect to wind speed

Very accurate wind power forecasts are needed in order to optimize the balancing costs in a liberalized energy market. In order to come as close to real production accurate mesoscale models are required, before the weather forecasts are transformed into wind turbine generation forecasts with either physical or statistical methods. The approach is to get as close to reality with the mesoscale models before using physical models. Still, the complexity and the extremely fluctuating winds will, for day ahead forecast, be an ongoing challenge for the sector. Seen from a commercial trading point of view only predicted power is money worth.

Economic potential

It is obvious that the high fluctuations in the power production are a challenge, not only to the TSO, as the balancing costs are very high in these occasions in a liberalized power market. In order to illustrate the economic potential in accurate power forecasts a 100 MW offshore wind farm with 35% average production rate is used as an example. An extremely good day ahead forecasting system will have mean absolute error relative to installed capacity of 10% in southern North Sea [2]. Using 7 € as average misbalancing cost pr. MW gives the park owner balancing cost of 613,200 € pr. year using a state of the art wind power forecast.

METHOD

The first and foremost important input to wind turbine forecast are input from Numerical Weather Predictions (NWP's). Henceforth, a physical approach or a statistical approach is typically used in order to convert the NWP data to power forecast. The general power production from a wind turbine is described as in formula 1.

$$P = \frac{1}{2}\rho A V^3 \left(C_p N_g N_b\right)$$

Formula 1. Power production (P), Air density (ρ), Turbine blade diameter (A), Wind speed (V), coefficient of performance (Cp), generator efficiency (Ng) and gearbox efficiency (Nb)

In order to predict power production, P, as accurately as possible it is obvious that the

efforts should be focused on the prediction of wind speed at turbine hub height.

Mesoscale Models
The ConWx mesoscale setup is in-house model IRIE with global boundary data from either GFS under NCEP/NOAA and/or ECMWF. Ivan Ristic has been running his own modified ETA mesoscale models for 15 years. The main improvements in the IRIE mesoscale at ConWx are:

Surface:
Ivan Ristic (IR) algorithm for initialization surface data
1 km resolution USGS Vegetation data (WRF)
1 km resolution STATSGO Soil type
(IR) Correction of bare soil evaporation, now treated like single laved canopy with a minimum resistance, this helps to use Penman algorithm also for bare soil evaporation
(IR) Added annual varying of Leaf Area Index which is very important for calculating of Canopy resistance and Thermal conductivity reduction
(IR) Energy conserved SNOPAC subroutine, Improve moisture and heat flux over snow
Johansen(1975) Method for calculating Thermal Conductivity of soil.

Main Horizontal Diffusion:
(IR) correction of deformation at model level by turbulent energy changed to nonlinear, uses exponential dependence and corrected convection schemes

Microphysics:
(IR) correction and improving of OLD Zhao Microphysics. Now in testing new IR Grid scale Microphysics with four type of Hydrometeors (Cloud Water, Rain, Ice, Snow)

Radiation:
(IR) Using effective radius of particles for calculating optical depth of clouds

Convection:
"False" convection (morning) in connection with false amounts of Initial Cape. Declared shallow points, deep points with initial cape

The IRIE mesoscale model is running operational in different resolutions from 3-15 km spatial resolution in Europe, North America, Australia, New Zeeland and Asia.

Wind Power Forecasting Systems
It is common to have two approaches for short term wind power forecasts - a physical approach and a statistical approach.

ConWx uses two approaches to producing day ahead wind turbine generation forecast:
- Physical power model
- Artificial Neural Network models

Physical Power Model uses the specific turbines power curve with input from the mesoscale models, among others wind speed at hub height, friction velocity and stability in the ConWx setup. The model is used for large portfolios of turbines (+100 units) and for new parks were production data are not available. The main challenges are that the power production power curve is not constant with respect to:

- Wind direction
- Season

The seasonal changes are illustrated in fig. 2 [4] and are relevant for onshore (leaf) and offshore (sea-temperature) wind parks.

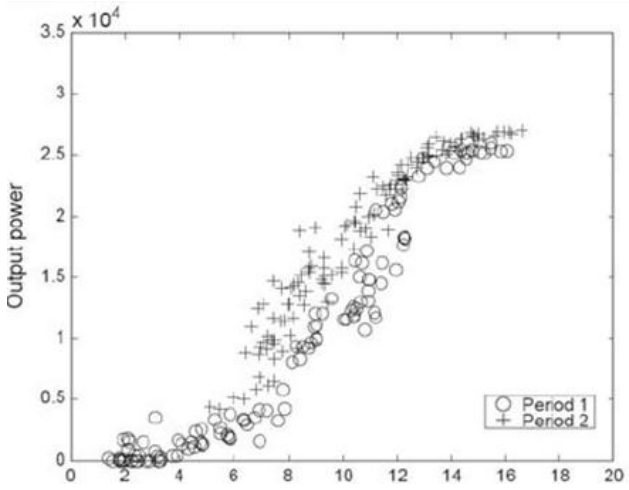


Figure 2. Different production output in two seasons, period 1 and period 2[4]

The wake effects with respect to wind directions are not predicted in physical power models. For large wind parks and offshore wind parks the power reduction is observed up to 60% within the wind park.

Statistical Power Models have their success in complex terrain were wind speeds change with direction and speed, typically due to topography and they are good at detecting wake effects in larger wind parks. They typically require 3-6 month historical production data for each turbine in order to train the system.

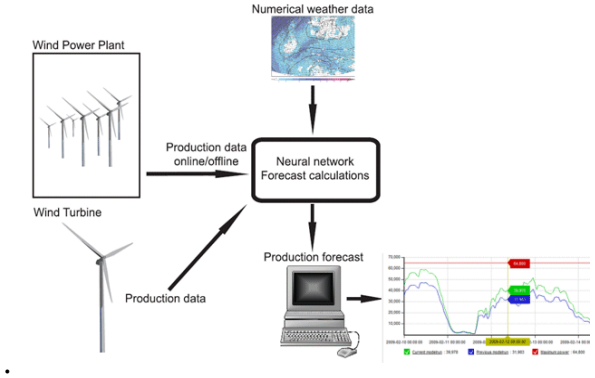


Figure 3. Schematic description of the ConWx ANN forecasting setup

ConWx uses Artificial Neural Network (ANN) and 7 weather parameters from the IRIE mesoscale model in an operational forecast as described in fig 3. Most important parameters are wind speed and wind direction. However, other parameters like air density, turbulence and icing are of significant importance.The improvement by using an ANN Power forecasting system is typically a lowering of the Mean Absolute Error of 1-4% point. The highest improvements are found in complex terrain where up to 7%

improvement is achieved. The ANN power forecasting system is running operational forecasts in 13 countries and for more than 3600 single wind turbines in Europe. Among others 4 offshore wind parks.

PREDICTIBILITY STUDY

It is well known that the weather predictability in NWP's is not constant, it is varies with respect to longitude and latitude and it depends on terrain complexity. The study was made in order to show the economic value of operating a wind park in an area with high predictability. In the study 4 mesoscale models predictabilities were compared for 21 wind parks in Europe. The study included 4 offshore wind parks 9 wind parks in flat terrain and 8 wind parks in complex terrain as shown on figure 4. The study was made together with Vestas Wind Power System A/S covering a period of 3 months (8 April- 8 July 2010) for the day ahead forecast (hour 24-47 UTC).

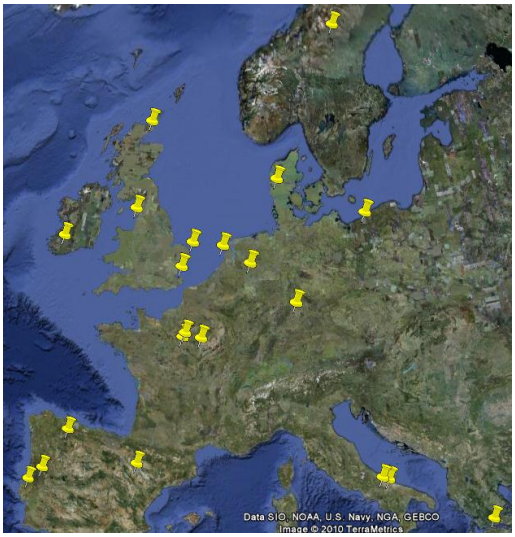


Figure 4. The positions of the 21 wind parks used in the predictability study

The four mesoscale models used in the study are both commercial and "free" models. The models use global boundary data from ECMWF or GFS under NCEP.

ECMWF:

- resolution: 0.125 deg (~ 13 km)
- wind speed at 10 m and 100 m (model levels 91 and 88)

ConWx IRIE with GFS initialization:

- resolution: 16 km (U-T points), 22 km (U-U points)
- originally ETA model, many modifications by Ivan Ristic (new schemes, parameterizations and sloping techniques)
- wind speed at 10 m and 70 m (interpolated to 100 m using *log* profile)

ConWx IRIE with ECMWF initialization:

- same as IRIE GFS but with ECMWF initialization

WRF with ECMWF initialization:

- resolution: 22 km
- 62 vertical levels, Mellor-Yamada-Janjic PBL scheme, Kain-Fritsch convection

- wind speed at 10 m and interpolated to 100 m from model levels

For all 4 models initialization time 00UTC have been used for the day ahead forecasts, 24-47 hours in advance.
Output parameters are wind speed at 10 and 100 meters height. The models have data output with hourly granularity, except ECMWF with has 3 hourly granularity.

A physical model was established in order to calculate the produced power for each model and wind park.
Since the ECMWF data does not contain the standard parameters used in the ConWx physical models (such as stability and others), a simple model is used in order to comparable each of the model predictions as described in the formula 2 below:

$$V_{eff} = 0.4 \times V_{10m} + 0.6 \times V_{100m}$$

Formula 2. The wind speed used in power curve for each park.

Power is calculated by using the specific power curve with V_{eff} under the assumption of constant density (1.225 kg/m3).
The physical model does not take wake effects into account and other local effects are only included in the mesoscale models. This gives us the opportunity the compare the different mesoscale models and examine the predictability of different parks (complexity).

Instantaneous measurements with 10 min. averages are available for each turbine in the parks. Mean power output for each hour is calculated for the specific park. The parks contain from 3 to 66 turbines ranging from 850 kW to 3.0 MW. Power measurements are compared with the wind power forecasts from the four (4) NWP's and the Mean Absolute Errors are calculated from formula 3.

$$MAE = \frac{\frac{1}{N}\sum_{t=1}^{N}\left|f_t - m_t\right|}{P}$$

Formula 3. Mean Absolute Error (MAE), Forecasted power (f), measured power (m), maximum rated power (P)

Results
The results for the day ahead forecasting studies comparing each forecast hour with the hourly production data on park level shows the expected highest errors for all models in complex terrain (South Europe) and lowest errors in flat terrain in North-western Europe. The offshore wind parks have higher MAE numbers due to the fact they have a higher production rate. The errors for each park and model are presented in figure 5.

The Overall best performing model is the IRIE mesoscale model using ECMWF initialization, followed by the ECMWF deterministic model. By taking the average of all models (equal weighting) the lowest MAE values are reached.

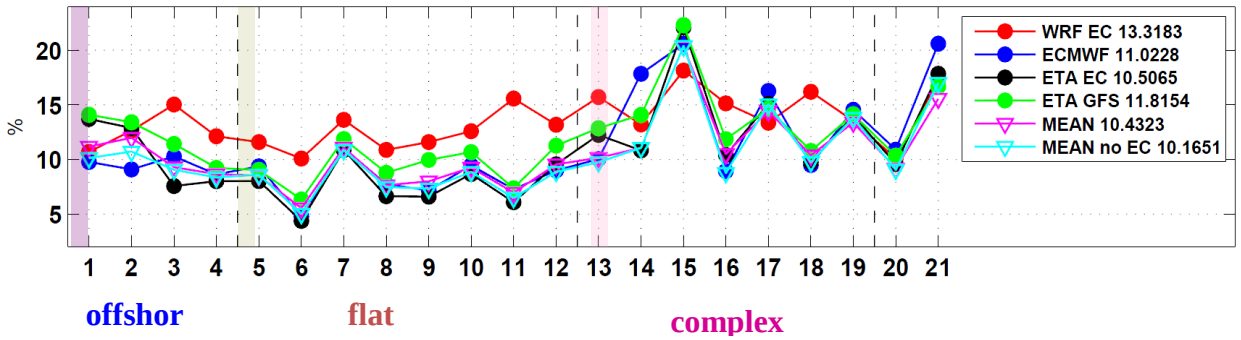


Figure 5. MAE in percentage for the single site in terrain type and the single model. WRF (red), ECMWF (blue), IRIE with ECMWF (black), ETA with GFS (green), mean of all models (purple) and mean without ECMWF (light blue)

Obviously some sites are very complex to forecast for resulting in high errors, like park 15 and 21 placed in Southern Europe. The wind parks placed in flat terrain like park 6, are very well predicted in most models. The WRF model tends to over predict for most offshore and flat terrain parks.
Analyzing each models performance with respect to type of terrain (offshore, flat or complex) as shown in table 1. the ECMWF deterministic model is the best suited model for offshore wind parks and the IRIE with ECMWF initialization is the best model suited for onshore parks. It also shows that the use of more models gives best results in complex terrain were the MAE values are lowered significantly by using the mean of all four (4) models for the day ahead forecast.

Table 1. MAE in percentage for each model for each terrain

	WRF	ECMWF	IRIE EC	IRIE GFS	MEAN
Offshore	12.6	9.5	10.5	12.1	9.6
Flat	12.8	8.4	8.1	9.8	8.5
Complex	14.6	14.9	13.8	14.4	13.1

An operation setup will benefit from statistical training. Especially the wind parks in complex terrain will often improve significantly. For instance, an ANN trained network lowers the error on site 15 from a MAE of 22.6% using IRIE GFS physical model to a MAE of 12.6% using the trained system and the same model. Site 15 is placed on a mountain ridge and the model wind speed is underestimating compared to measurements due to spin up effects. Not all sites benefits from training, some are in to extreme terrain like site 21 having an MAE of 15.19% in the physical setup has not been lowered significantly with a trained system, as the site is placed in an extremely complex area.

Economics aspects
An increasing part of the produced power in Europe is sold on the power market, firstly due to the fall out of feed-in tariff schemes, typically limited to 10-20 years, and secondly due to new park owners becoming more market oriented wishing to trade the production on the liberalized power market in Europe. The balancing costs differ from country to country, in order to compare the economic aspects in Europe the study uses a constant imbalance cost of 4.5 €, which is an average in Europe [2].

For each park the mean absolute errors for all models have been used and the income pr.

installed MW turbine is calculated by using 4.5 € as an average cost of imbalance for all the parks in the study. The lowest and highest costs pr. installed MW are present in the areas with lowest production rate (Germany) and highest production rate (Portugal) for the specific period as shown in figure 6.

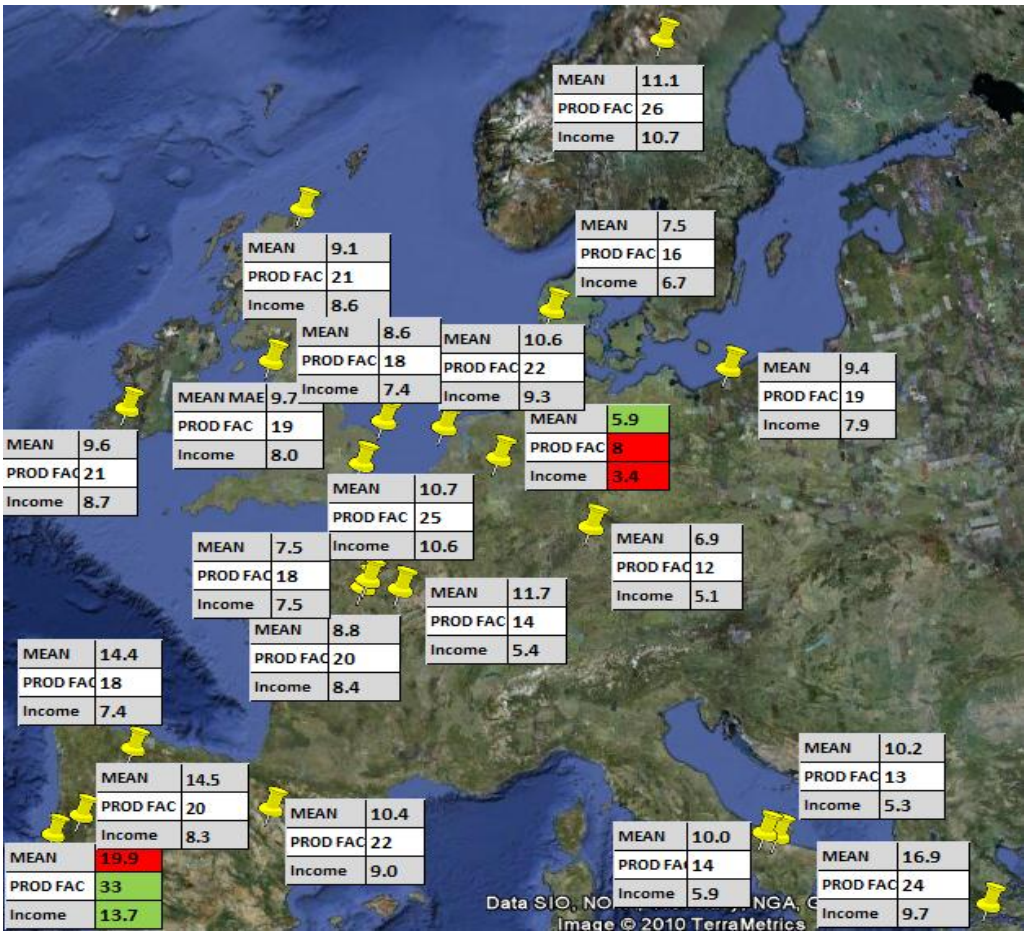


Figure 6. Presenting the mean MAE pr. site in percentage, the achieved production factor in percentage and the income in Euro (€) pr. installed MW capacity

The sites with highest errors are also the sites with the highest income pr. MW installed capacity as the production factor is very high.

Comparing two sites with same production rate the difference in production costs, due to differences in imbalancing costs are calculated. The site in North-western Spain has an 18% production rate and a 14.4% MAE, the exact same production rate is present in France with 18% production rate and 7.5% MAE. The yearly balancing cost for a wind park of 100 MW in Northwest Spain will thus be 271,560 € higher for the park owner, compared to a similar wind park in France with higher predictability. The differences between sites with low and high predictability are quickly being overruled by an higher production factor, as every increase in production factor of 1% will give a 438.000 € higher revenue pr. year with a electricity spot price of 40 € in average over a year.

CONCLUSION

There are two main conclusions with respect to the study in the model performance. First and foremost the combination of more than one mesoscale NWP lowers the forecasting

error for the day ahead forecast, for some sites significantly. The errors by using either the free model like WRF or a model with free initialization data, like the IRIE GFS, seems to be the two models with the lowest score compared to the cost expensive solutions by using ECMWF data or ECMWF initialization data. Further investigation should be done for a full year period and other global sites.

The study shows, as expected, significantly higher predictability in flat terrain compared to more complex terrain, where statistical trained model will improve forecasting quality output significantly.

The economic studies shows marginally higher costs for wind parks in low predictability areas compared to the increase of revenue in areas with higher production rate.

REFERENCES

[1] Vestas V90 Power Curve, www.vestas.com

[2] C.Obersteiner, T.Siewierski, A.N.Andersen. Drivers of imbalance cost of wind power: a comparative analysis

[3] J.Thiesen, L.Gulstad, I.Ristic and T.Maric EMS2011 Wind Power Predictability

[4] C.Kleinschmidt, F.Verheij, H.Cleijne, N.Moldovan, "The value of wind power from a market perspective", Proceedings of the Sixth International Workshop on Large- Scale Integration of Wind Power and Transmission Networks for Offshore Wind farms, Delft, Netherlands, 26-28 October 2006, pp.48-54.

[5] Sanchez, I. (2006). Short-term prediction of wind energy production. International Journal of Forecasting pp.22 43-

HEAT AND COLD WAVES AND THEIR CHANGES WITH CLIMATE

Robert Vautard
Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)

Temperature extremes induce among the most damageable impacts of severe weather phenomena. For instance the 2003 European heat wave induced several tens of thousands of additional deaths in Europe. The 2010 Russian heat wave was also among the recent unprecedented climate extremes and induced large-scale fires and a severe degradation of air quality. Warm extreme seasonal temperature witnessed records in all seasons over the past decade in Europe, and more unprecedented cases are expected in the future. It is therefore crucial to understand the physical processes that take place during these events. We review these processes in the case of mean European temperature, and demonstrate that Mediterranean regions play a key role in the settlement of European heat waves. Finally we also investigate the evolution of cold extremes such as the winter of 2009-2010. Through this example, but also through ensemble of climate simulations, we investigate the evolution of the risk of low temperatures in Europe in the next decades.

TÜRKİYE'NİN BATISINDA 1965-2006 YILLARI ARASINDA SICAK HAVA DALGALARININ BELİRLENMESİ

Yurdanur S. ÜNAL[1], Kazım ÇAĞATAN[1] ve Elçin TAN[1,2]

[1]İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü Maslak , 34469 Istanbul
[2]TÜBİTAK, Uzay Teknolojileri Araştırma Enstitüsü, Güç Elektroniği Bölümü, ODTÜ Kampüsü, 06531, Ankara

ÖZET

Küresel ısınma çevresel, ekonomik ve sosyal bir tehdit oluşturmaktadır. Dünyanın farklı bölgelerindeki iklim değişkenliğini inceleyen bir çok çalışma mevcuttur. IPCC, 2007 raporu son yüzyılda dünya ortalama sıcaklığının 0.71^{o}C arttığını ortaya koymuştur. Bu değişim dünyanın bir çok bölgesinde ekosistem ve insan sağlığı açısından tehlike yaratan aşırı sıcaklıkların artmasına neden olacaktır.

Bu çalışmada sıcak hava dalgaları, frekansları ve sıcak hava dalga süreleri 1965-2006 yılları arasındaki yaz ayları (Haziran-Ağustos) için belirlenmiştir. Sıcaklık ve nemin insan konforu üzerindeki etkisine dayanan bir parametre olan hissedilir sıcaklıklar hesaplanmıştır. Hissedilir sıcaklıkların %90 eşik değerini aşanlar ekstrem sıcak günler olarak belirlenmiştir. Sıcak hava dalgaları ise bu günlerin en az üç gün üst üste seyrettiği günler olarak tanımlanmıştır. Sıcak hava dalga sayılarının ve sürelerinin periyot içerisindeki eğilimleri lineer en küçük kareler yöntemiyle incelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: *Sıcak Hava Dalgaları, Batı Türkiye, Hissedilir Sıcaklık*

ASSESMENT OF THE HEAT WAVES ON THE WESTERN PART OF TURKEY BETWEEN 1965 AND 2006

ABSTRACT

Global warming is one of the greatest environmental, economic, and social threats to the Earth. There are many assessments to estimate climate variability over many regions of the world. It is confirmed that the Earth's average temperature rose around 0.72^{o}C within the last century (IPCC, 2007). This change leads to increase in extreme temperature events, which are harmful to the ecosystem and moreover they create danger on human health.

In this study, we have determined the heat waves and their frequencies for the western part of Turkey for the summer months (June-August) of 1965-2006. Temperature is combined with humidity and apparent temperature is found for each day for each station. A certain day becomes an extreme day when apparent temperature exceeds the 90th percentile of temperatures (threshold value). Then, the number of heat waves is determined by imposing the constraint that apparent temperatures stay above the threshold value at least for three consecutive days. Then the changes in the number of heat waves and their durations are analyzed by linear-least-square method.

Keywords: *Heat waves, Western Turkey, Apparent temperature*

GİRİŞ

Sıcak hava dalgası, uzun süreli aşırı ve rahatsız edici derecede sıcak ve genellikle nemli havanın etkisinde kalınan dönemler için kullanılan bir terimdir. Rahatsız edici derecedeki bir sıcaklık anılan bölgenin özelliklerine bağlı olarak değiştiği için, sıcak hava dalgasının genel bir tanımı yoktur. Bu sebeple insan konforu için uygun sıcaklık analizinin istenilen bölge koşullarına uygun yapılması gerekmektedir. Sıcak hava dalgaları, aşırı yağışlar ve kuraklık gibi ekstrem olaylar, az rastlanan olaylar olmasına karşın etkileri büyüktür. Sıcak hava dalgaları, şiddetine ve uzunluğuna bağlı olarak, insan sağlığı ve ekosistem açısından ölümcül tehlike yaratabilmektedirler. Örneğin 2003 yılında Avrupa'da meydana gelen sıcak hava dalgası Almanya, İspanya, İtalya ve İngiltere dahil olmak üzere çok geniş bir alanda etkin olmuş ve bu sebep yüzünden Fransa'da 11435, Portekiz'de 1316 kişi yaşamını yitirmiştir (WHO, 2003). Şikago'yu etkileyen 1995 yazı sıcak hava dalgası ile Avrupa'yı etkileyen 2003 yazı sıcak hava dalgasının etkilerini; fiziksel ve dinamik nedenlerini araştıran çalışma sayısı oldukça fazladır (Karl ve Knight, 1997; Fischer vd. 2007; Stott vd., 2004; Vandentorren vd., 2004; Meehl ve Tebaldi, 2004; Domonkos vd., 2003). Sıcak hava dalgalarının ayrıca, orman yangınlarının meydana gelmesinde olduğu kadar tarım ve hayvancılık üzerinde de olumsuz etkileri görülmüştür. Her ekstrem olayda gözlendiği gibi, sıcak hava dalgalarının şiddet, sıklık ve uzunluklarının iklim değişimiyle daha ciddi boyutlara ulaşabileceği öngörülmektedir.

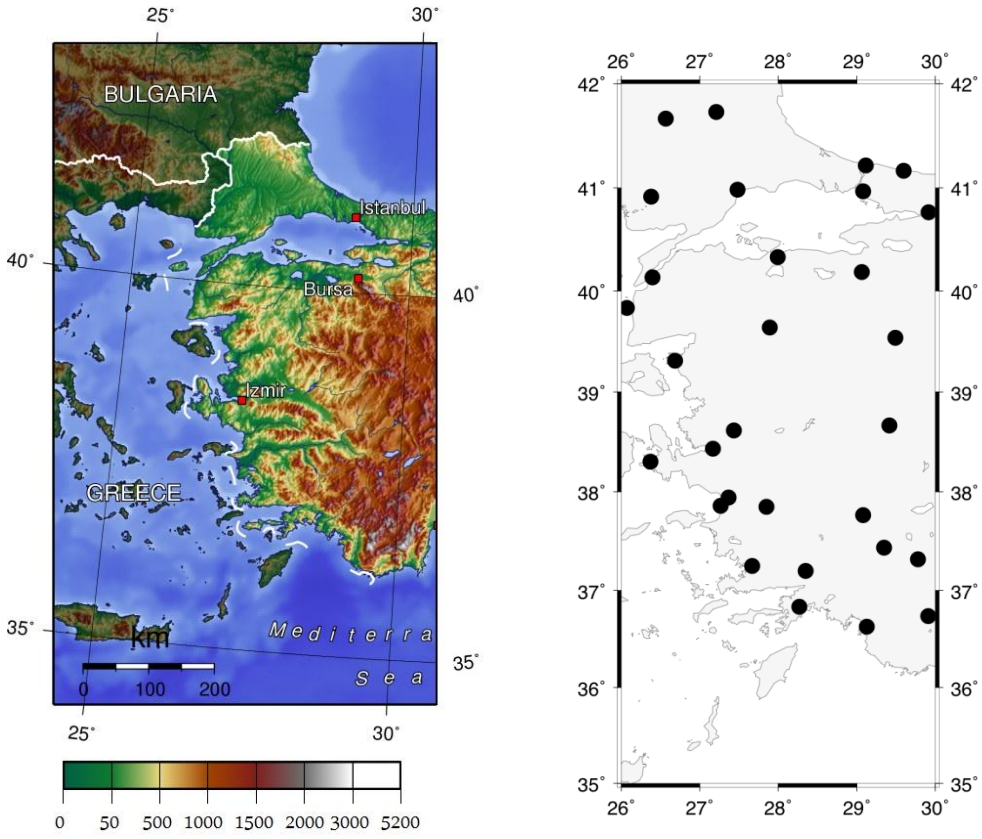
Sıcak hava dalgalarının gelişimine ve sürekliliğine neden olan bölgesel iklim mekanizması tam anlamıyla anlaşılamamış olmakla birlikte, örneğin Güney Avrupa için yapılan 58 yıllık meteorololojik veri analizi, yağışı az geçen kışları takip eden yazların daha sıcak olduğunu göstermiştir (Vautard vd., 2007). Bunun en önemli sebebi olarak, toprak neminin kurak kışları takiben azalması ve buna bağlı olarak toprağın daha çok hissedilir ısı akısı yayarak, bulutlanma ve gündüz sıcaklığının artmasını tetiklemesi gösterilebilir. Bu mekanizmaya ek olarak antisiklonik bir sistemin bölgeyi etkisi altına alması sıcak hava dalgasının şiddetini arttıracaktır. Ağustos 2003'teki sıcak hava dalgası sırasında gözlenen gizli ısı akısındaki azalış; hissedilir ısı akısındaki artış bu mekanizmanın bir sonucu olabilir (Black vd., 2004). Ayrıca Akdeniz Jetinin de Avrupa'nın Akdeniz Bölgesindeki sıcak hava dalgalarının oluşumunda etkin olabileceği gösterilmiştir (Baldi vd., 2006).

Bu çalışmada amaç, nem, sıcaklık ve hissedilir sıcaklıklar dikkate alınarak Türkiye'nin batısında meydana gelen sıcak hava dalgalarının oluşumunun süre, şiddet ve sıklık cinsinden incelenmesidir.

VERİ

İlgilenilen bölge Türkiye'nin 30^{o}E boylamının batısıdır (Şekil 1a). Bu nedenle 30^{o}E batısında yer alan 32 istasyona ait meteorolojik veri kullanılmıştır. DMİ tarafından ölçülen günlük maksimum sıcaklık ve 14:00'da ölçülen bağıl nem verileri ile hesaplamalar yapılmıştır. Şekil 1a yüzey topoğrafyasını ve Şekil 1b veri dağılımını göstermektedir. Veri periyodu 1965 ile 2006 yılları arasıdır. Sıcak hava dalgalarının tespiti amaçlandığı için Haziran, Temmuz ve Ağustos ayları verileri analiz edilmiştir.

İstasyonlar arasında 1965-2006 periyodu içerisinde maksimum sıcaklıklarda en fazla veri eksikliği %6.4 ile Bozacaada istasyonundadır. 17 istasyonda hiç veri eksik değildir. Bağıl nem verilerinde ise en fazla %7.1 eksiklik Acıpayam istasyonundadır. 25 istasyonda ise eksik veri yoktur.



a B

Şekil 1. a) Bölgenin yükselti haritası ve b) Çalışmada kullanılan 32 istasyonun dağılımı.

HİSSEDİLİR SICAKLIK

İnsan konforunun ölçüsü olarak kullanılan hissedilir sıcaklık, sıcaklık ve nemin etkisinin birleşimini ifade eder (Steadman, 1984; Wang and Gaffen, 2001). Yüzey yakınındaki nem miktarı buharlaşma ve terleme süreçlerini düzenlediklerinden insan konforu için önem arz eder. Dolayısıyla sıcaklık kadar nem miktarı da insan konforunu belirleyici bir faktördür. Artan sera gazları salınımı nedeniyle troposferdeki su buharı konsantrasyonlarında artışın olacağı beklenmektedir. Bu nedenle artan nem miktarı insan konforu için ayrı bir sorun teşkil etmektedir.

Steadman (1984)'ın geliştirdiği hissedilir sıcaklık terimi sıcaklık ve nemi birleştirerek insan konforuna yönelik tek bir göstergenin hesaplanmasını sağlamaktadır. Hissedilir sıcaklık hesabı farklı sıcaklık ve nem koşullarında insan vücudundan olan buharlaşmayı dikkate alan fizyolojik çalışmalara dayanmaktadır.

İnsanların termal konfor algılamasına sıcaklık, rüzgar, nem ve güneş ışınımı gibi bir çok faktör etki etmektedir. Bunun yanı sıra kişiye özgü giyilen giysiler, sağlık koşulları ve hareket halinde olma gibi faktörler de insanların konfor koşullarını etkiler. Fakat, tüm bu parametreleri kullanarak hissedilir sıcaklığın hesaplanması oldukça zordur. Bu çalışmada kişisel faktörler, rüzgar ve güneş ışınım faktörleri göz önüne alınmamıştır. Steadman (1984) regresyon eşitliği kullanılarak hissedilir sıcaklıklar yalnızca iki meteorolojik değişken sıcaklık ve nem dahil edilerek hesaplanmıştır. Steadman (1984), fizyolojik analizler sonucunda hissedilir sıcaklığı aşağıda verilen 1 eşitliği ile ifade etmiştir.

$$T_a = -1.3 + 0.92T + 2.2e \qquad (1)$$

Burada, T_a hissedilir sıcaklık, T ˚C olarak maksimum sıcaklık ve e buhar basıncıdır. Buhar basıncı WMO (2008) önerisi dahilinde aşağıdaki eşitlik yardımıyla hesaplanabilir.

$$e = \frac{RH}{100}\, x\, 0.6112 \times \exp\left(17.62 \times \frac{T}{(243.12 + T)}\right) \qquad (2)$$

Burada *RH* % olarak bağıl nemdir ve *T* sıcaklık ^{o}C olarak Eşitlik 2'de kullanılır.

Bu çalışmada sıcak hava dalgalarının hissedilir sıcaklıklar kullanılarak tespit edilmesi amaçlanmaktadır. Hissedilir sıcaklık hesabında yalnızca nemin katkısı göz önüne alınmıştır. Maksimum sıcaklıklara karşı gelen bağıl nemin yaklaşık 14:00 civarında olduğu kabulü altında hissedilir sıcaklık hesabında günlük maksimum sıcaklık ve saat 14:00'da ölçülen bağıl nem değerleri dikkate alınmıştır.

SICAK HAVA DALGASI TANIMI

Literatürde sıcak hava dalgalarının mutlak bir tanımlaması mevcut değildir. Farklı parametreler kullanan birden fazla sıcak hava dalgası tanımlama yaklaşımı vardır. En genel tanımlama sıcaklıların belirli bir süre için bir eşik değerin üzerinde seyretmesidir. Bu noktada üç farklı yaklaşımdan bahsedilebilir. Sıcak hava dalgası

1. Maksimum sıcaklıklar ardışık üç gün boyunca eşik değerin üzerinde seyrettiği zaman,
2. Ortalama maksimum sıcaklıklar sıcak hava dalgası periyodu süresice eşik değeri ve üzerinde kaldığı zaman,
3. Maksimum sıcaklıklar ilk eşik değeri aştıktan sonraki en az iki günde ikinci eşik değerinde veya üzerinde kaldığı zaman

meydana gelir şeklinde tanımlanır (Robinson, 2000). Bu çalışmada yeni bir yaklaşım olarak maksimum sıcaklıklar yerine hissedilir sıcaklıklar ve eşik değer olarak sabit bir değer yerine her istasyonun periyot içerisindeki olasılık dağılım fonksiyonunun %90'ına karşı gelen değer eşik değer alınmıştır. Buna tanımlamalardaki ilk yaklaşım adapte edilerek hissedilir sıcaklıkların ardışık en az üç gün boyunca eşik değerin üzerinde kaldığı günler sıcak hava dalgası olarak alınmıştır.

Dünya sağlık örgütü sıcak hava dalgalarının insan sağlığını tehdit ettiğini ve hatta özellikle küçük çocuklarda, yaşlılarda ve sağlık problemleri yaşayanlarda ölümlere neden olduğunu bildirmektedir. Bu nedenle sıcak hava dalgası uyarıları artık yaygın olarak yapılmaktadır.

SONUÇLAR

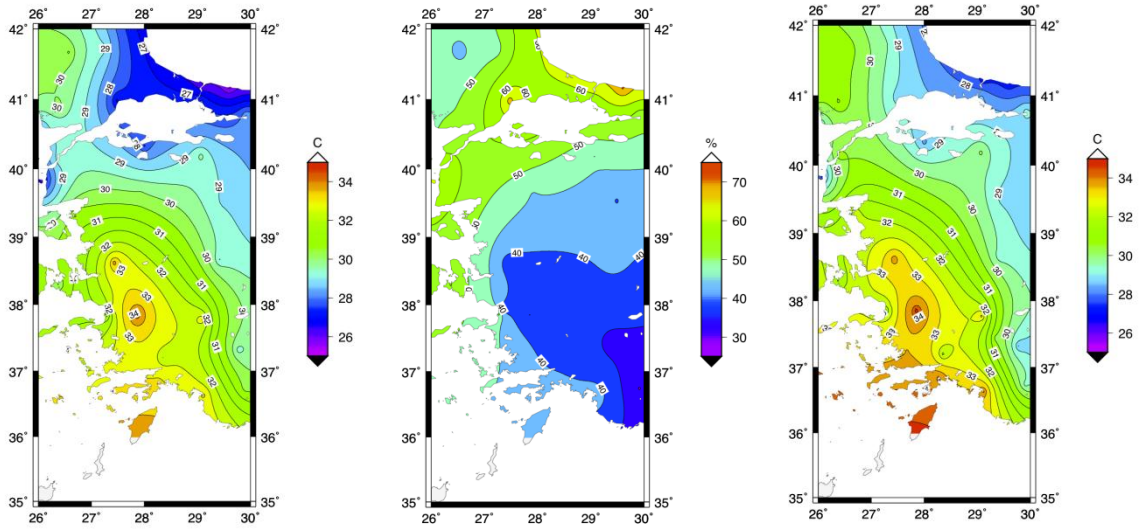
A. Ortalama Koşullar

Bölgedeki ortalama maksimum sıcaklıklar 25-35˚C arasındadır (Şekil 2a). En düşük maksimum sıcaklıklar Karadeniz kıyısı boyunca gözlenmektedir ve değerler güneye doğru artarak, enlemsel güneş ışınım miktarındaki değişimi yansıtmaktadır. Kıyısal ve karasal alanlar bu genel eğilimde değişimlere neden olmaktadır. Kıyı kesiminde daha yüksek maksimum sıcaklıklar yer alırken, bölge topoğrafyasının etkisi ile yükseltinin nispeten daha fazla olduğu karasal kesimlerde daha düşük değerler yer almaktadır.

Ortalama bağıl nem değerleri %29-%72 arasındadır (Şekil 2b). Clausius-Clapeyron ilişkisi gereği yüksek sıcaklıkların olduğu bölgelerde daha düşük bağıl nem ve düşük sıcaklıkların olduğu bölgelerde daha yüksek bağıl nem değerleri mevcuttur. Denizsel etkiler sonucu atmosferdeki özgül nem miktarındaki değişimler ortalama bağıl nem dağılımında düzenlemeler yapmaktadır. Marmara Denizi, İstanbul ve Çanakkale Boğazları kıyılarında ortalama bağıl nem değerleri %50'lerin üzerinde seyretmektedir. Güney enlemlerindeki sıcaklıkların daha yüksek olması nedeniyle ortalama bağıl nem değerleri azalmaktadır.

Kıyı bölgesinden uzaklaştıkça atmosfer nemindeki azalma nedeniyle bağıl nem değerleri daha yüksektir.

Eşitlik 1'de maksimum sıcaklık ve bağıl nem değerleri kullanılarak hesaplanan uzun yıllar ortalama hissedilir sıcaklık değerleri 26-35^{o}C arasındadır (Şekil 2c). Genel dağılım maksimum sıcaklık dağılımına benzese de Karadeniz, Marmara ve Ege Denizi kıyıları boyunca hissedilir sıcaklıklar maksimum sıcaklıklardan daha yüksek değerler almaktadır. Karasal alanlarda maksimum sıcaklık ve hissedilir sıcaklıklar arasında farklılıklar gözlenmemektedir.



Şekil 2. 1965-2006 yılları arası Haziran-Ağustos ayları ortalama değerleri a) Maksimum sıcaklık, b) Bağıl nem ve c) Hissedilir sıcaklık.

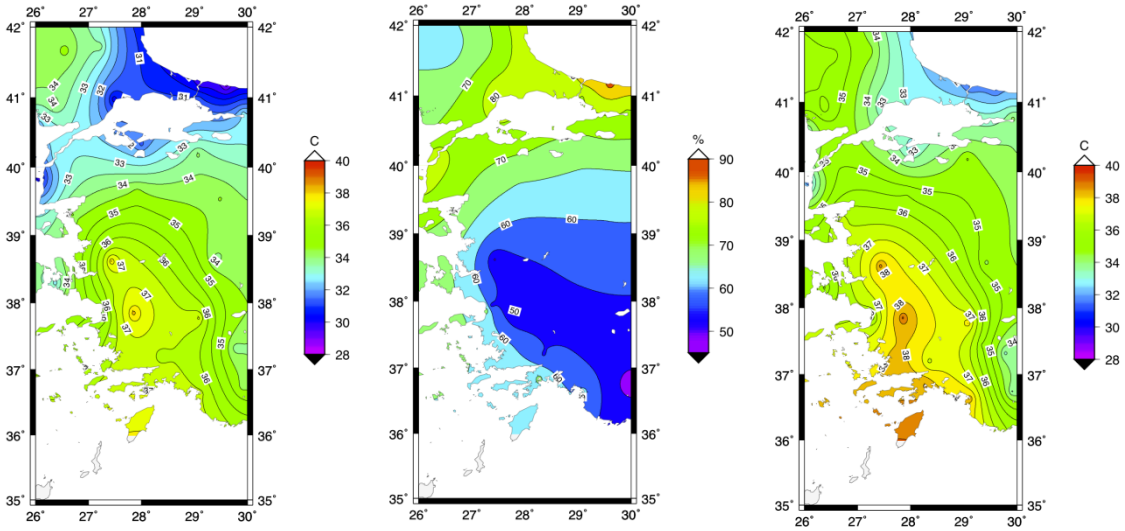
B. Eşik Değerler

Eşik değerler, her bir istasyonun veri periyodundaki olasılık dağılım fonksiyonunda %90'a tekabül eden değer olarak belirlenmiştir. Eşik değerler maksimum sıcaklıklarda 28.8-34.8^{o}C (Şekil 3a), bağıl nemde %47-%88 (Şekil 3b), ve hissedilir sıcaklıklarda ise 31.4-39.2^{o}C (Şekil 3c) arasında değişmektedir. Bölgedeki dağılımlar ortalama dağılımlara benzemektedir. Tüm değişkenlerde ortalama koşullara göre en büyük değişim Tavşanlı (29.49^{o}E, 39.54^{o}N) istasyonundadır ve %90 değerleri ortalama koşullardan maksimum sıcaklıkta 5.8^{o}C, bağıl nemde %20.7 ve hissedilir sıcaklıkta 6.2^{o}C daha fazladır. İkincisi Kütahya (30.62E ve 39.70N), üçüncüsü Ayvalık (26.69E,39.31N) ve dördüncüsü Uşak (29.42E,38.67N)'tır. Bu değişimler karasal bölgelerdeki istasyonlardaki meteorolojik değişkenlerdeki olasılık dağılım fonksiyonunun kıyısal alanlara göre daha yaygın olduğunu göstermektedir.

C. Sıcak Hava Dalgaları

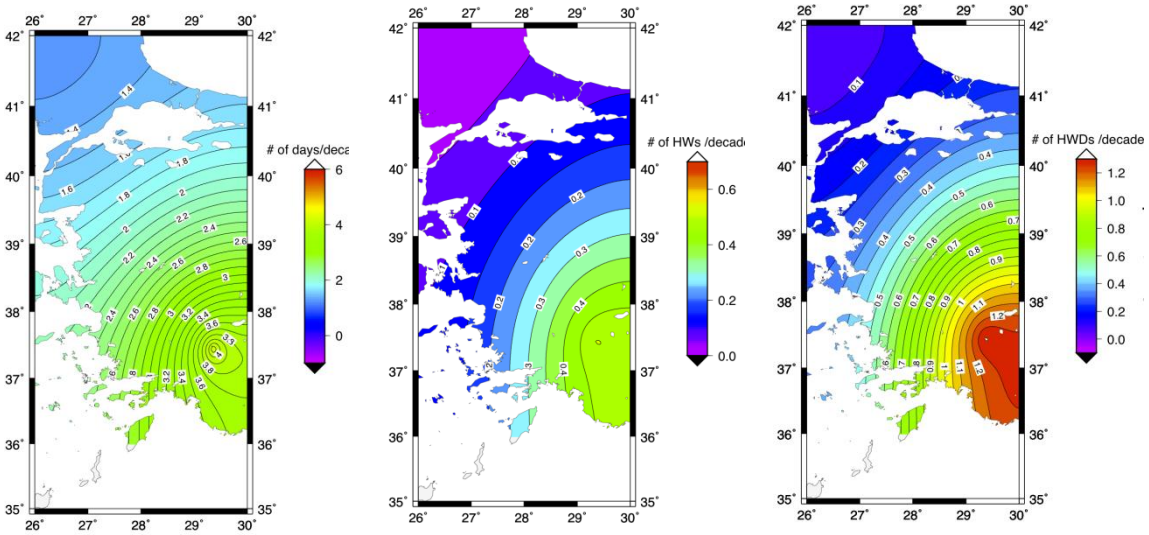
Hissedilir sıcaklıklar kullanılarak, hissedilir sıcaklıkların eşik değerinin üzerinde seyreden günlerin sayıları her yıl için hesaplanmıştır. Lineer en küçük kareler yöntemi ile yıllar boyunca olan değişimlerin eğilimleri hesaplanmıştır. Şekil 4a 1965-2006 periyodunda eşik değerin üzerinde geçen günlerin sayılarının on yıldaki değişim hızını göstermektedir. Bölgenin güney doğusundan kuzey batısına doğru bir gradyan mevcuttur. Tüm değerler Bozcaada istasyonu hariç pozitiftir. Diğer bir değişle hissedilir sıcaklıkların eşik değeri geçtiği günler 1965 yılından 2006 yılına doğru bir artış eğilimindedir. Tavşanlı, Denizli, Acıpayam, Aydın, Tefenni, Ayvalık gibi istasyonlarda eşik değerin üzerinde olan

hissedilir sıcaklıkların olduğu gün sayıları her on yılda 4 gün civarında artmaktadır. Bu artış Marmara bölgesinde 1-2 gün civarındadır.



a b c

Şekil 3. 1965-2006 yılları arası Haziran-Ağustos ayları olasılık dağılım fonksiyonunda %90'a karşı gelen eşik değerler a) Maksimum sıcaklık, b) Bağıl nem ve c) Hissedilir sıcaklık.



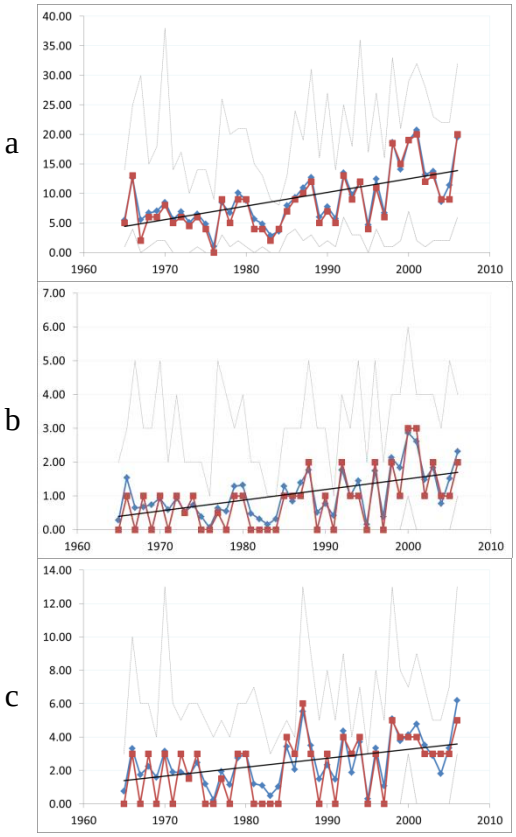
a b c

Şekil 4. 1965-2006 yılları arası Haziran-Ağustos ayları için 10 yıldaki a) %90 eşik değeri geçen hissedilir sıcaklıkların gün sayılarının değişim hızı, b) Sıcak hava dalgalarının sayısının değişim hızı ve c) Sıcak hava dalgalarının gün olarak yıllık ortalama sürelerinin değişim hızı.

Sıcak hava dalga sayıları hissedilir sıcaklıkların eşik değeri aştığı ardışık minimum üç gün olarak belirlenmiştir. Bu nedenle her istasyondaki sıcak hava dalgaları içerisindeki gün sayısı değişkenlik göstermektedir. Sıcak hava dalga sayılarındaki on yıldaki değişim hızı Şekil 4b ve sıcak hava dalgalarındaki ortalama gün sayılarının on yıldaki değişim hızları ise Şekil 4c'de gösterilmektedir. Bölgenin kuzey batısından güney doğusuna doğru sıcak hava dalga sayılarında daha fazla artma eğilimi vardır. Bu eğilim on yılda en fazla 0.7

civarındadır. Bu da ilgilenilen periyod içerisinde başlangıçtan sonuna doğru sıcak hava dalga sayılarında yaklaşık bir civarında bir artışa karşı gelmektedir. Bunun yanı sıra, sıcak hava dalgasındaki gün sayıları da aynı şekilde güney doğuya doğru artış göstermektedir. Sıcak hava dalgalarındaki gün sayısı on yılda 1.3 gün daha fazla olmaktadır.

Bölgedeki tüm istasyonların hissedilir sıcaklıklarının eşik değeri aştığı gün sayılarının yıllara göre ortalama değerleri (mavi), medyan değeri (kırmızı) ve minimum ve maksimum istasyon değerleri (gri) Şekil 5a da gösterilmektedir. 2001 ve 2006 yılları hissedilir sıcaklıkları 20 gün civarında eşik değerin üzerinde kalmaktadır. Daha sonraki en fazla eşik değerin aşıldığı yıllar 2000 ve 1998 yıllarıdır. Nispeten daha soğuk yaz ayları 1976, 1967 ve 1983 yıllarıdır. Buna karşın en fazla sıcak hava dalgası 2000 ve 2001 yıllarında tespit edilmiştir ve 3 tanedir (Şekil 5b). Bununla birlikte sıcak hava dalgasındaki ortalama gün sayılarına bakıldığında 2000 ve 2001 yıllarında sıcak hava dalgalarının ortalama 4 gün sürdüğü görülmektedir. Eşik değerin en çok aşıldığı 2006 yılında ise sıcak hava dalga sayısı iki civarında olsa da dalganın süresi uzundur. Ortalama olarak 2006 yazında sıcak hava dalgaları 6 gün civarında sürmüştür. Genel olarak 1998 yılından sonra sıcak hava dalga sayıları ve süreleri daha fazladır.



Şekil 5. 1965-2006 yılları arası Haziran-Ağustos ayları için bölgedeki tüm istasyonlardaki ortalama a) %90 eşik değeri geçen hissedilir sıcaklıkların gün sayısı, b) Sıcak hava dalgalarının sayısı ve c) Sıcak hava dalgalarının gün olarak yıllık ortalama süreleri.

TARTIŞMA

Bu çalışmada sıcak hava dalgaları Steadman (1984) ve WMO(2008) yaklaşımları kullanılarak hesaplanan hissedilir sıcaklıklardan tespit edilmiştir. Çalışma bölgesi 30^{o}E boylamının batısında yer alan Türkiye'dir. Marmara, Ege, Batı İç Anadolu ve Batı Akdeniz coğrafi bölgelerini içine almaktadır. Ege Bölgesi'ndeki topoğrafik yapı özellikle dağların Ege Denizi kıyılarına dik uzanması denizsel iklimin daha iç kesimlere

sokulmasına izin vermektedir. Sırasıyla, Maksimum sıcaklık ve bağıl nem ortalamaları 25-35^{o}C ve %29-%72 aralığında seyretmektedir. Kuzeyden güneye doğru sıcaklıklarda artış; bağıl nem değerlerinde ise azalış mevcuttur. Eşik değerler her istasyonun olasılık dağılım fonksiyonu yardımıyla tespit edilmiş ve %90 değeri seçilmiştir. Eşik değerlere karşı gelen değerler karasal istasyonlarda dağılım fonksiyonunun daha basık ve standart sapmasının daha büyük olduğunu göstermektedir. Bu nedenle eşik değerler ile ortalamalar arasındaki fark bu istasyonlarda en yüksektir. Kıyısal şeritte denizsel alanlar ile karasal alanların etkileşiminden dolayı sıcaklık değişkenliği daha küçüktür.

Eşik değeri geçen gün sayılarında tüm bölgede Bozcaada istasyonu hariç bir artış vardır. Artış bölgenin güneydoğusunda en fazladır ve yaklaşık 4 gün civarındadır. Tüm istasyonların yıllar bazında ortalamaları 1998 yılından sonra tüm periyottaki döneme göre daha fazladır ve artış 10-20 gün arasındadır. Maksimum değerlere 2001 ve 2006 yıllarında ulaşılmıştır. Sıcak hava dalga sayıları da eşik değerleri aşan gün sayılarının değişim hızına paralel bir bölgesel dağılım göstermektedir. Minimum değerler bölgenin kuzey-batısında ve daha yüksek değerler bölgenin güney doğusunda tespit edilmiştir. Yıllar bazında bölgesel ortalama sıcak hava dalga sayıları 2000 ve 2001 yıllarında en yüksek değerlere sahiptir. Bununla birlikte sıcak hava dalgalarının ortalama gün sayısı 2006 ve 1987 yıllarında daha yüksektir. Bu durum sayıca az ama daha uzun geçen sıcak hava dalgalarına karşı gelmektedir.

Küresel iklim değişiminin bölgemizdeki yansımaları maksimum sıcaklıkların batı Türkiye'de artmasına neden olmuştur. Bunun bir sonucu olarak da sıcak hava dalgaları 2000'li yıllarda daha fazla gözlenmiştir. Sıcak hava dalgalarının insan fizyolojisi üzerindeki etkileri sonucu özellikle yaşlı ve çocuklarda ciddi problemler ortaya çıkabilmektedir. Geçmiş 42 yıl boyunca incelenen veriler sıcak hava dalgalarında bir artışın olduğuna işaret etmektedir, ve bu artış özellikle bölgenin güneyinde daha fazladır. Genel halk sağlığı açısından halkın sıcak hava dalgaları hususunda daha fazla bilgilendirmeye ve etkin uyarı sistemlerinin geliştirilmesine ihtiyaç vardır.

KAYNAKLAR

Baldi M., Dalu G., Maracchi G., Pasqui M., ve Cesarone F., 2006: Heat Waves in the Mediterrenean: A Local Feature or a Larger-Scale Effect?, Int. J. Climatol. **26**: 1477–1487.

Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins ve J. Methven, 2004: Factors Contributing to the Summer 2003 European Heatwave, Weather, 59, 217–221.

Domonkos, P., J.K.Kysely, K. Piotrowicz, P. Petrovic ve T. Likso, 2003: Variablity of Extreme Temperature Events in South-Central Europe During the 20th Century and Its Relationship with Large-Scale Circulation, Int. J. Climatol, 23, 987-1010.

Fischer, E.M., S.I. Seneviratne, P.L. Vidale, D. Lütfi ve C. Schar, 2007: Soil Moisture Atmosphere Interactions During the 2003 European Summer Heat Wave, J. Climate, 20, 5081-5099.

IPCC Fourth Assessment Report, 2007: Climate Change 2007, The Physical ScienceBasis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Karl R.T ve R.W. Knight, 1997: The 1995 Chicago Heat Wave: How Likely Is a Recurrence?, Bull. Amer. Met. Soc., 78,6, 1107-1119.

Meehl G. A. ve C. Tebaldi, 2004: More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century, Science, 305, 994-997.

Robinson, P.J., 2000: On the Definition of a Heat Wave, J. App. Met., 40, 762-775.

Steadman, R.G., 1984: A Universal Scale of Apparent Temperature, J. Clim. And App. Met., 23, 1674-1687.

Stott, P. A., D. A. Stone ve M. R. Allen, 2004: Human Contribution to the European Heat Wave of 2003. *Nature,* 432**,** 610–614.

Vandentorren, S., F. Suzan, S. Medina, M. Pascal, A. Maulpoix,J. C. Cohen ve M. Ledrans, 2004: Mortality in 13 French Cities During the August 2003 Heat Wave. Amer. J. Public.*Health,* **94,** 1518–1520.

Vautard, R., P. Yiou, F. D'Andrea, N. de Noblet, N. Viovy, C. Cassou, J. Polcher, P. Ciais, M. Kageyama ve Y. Fan, 2007: Summertime European Heat and Drought Waves Induced by Wintertime Mediterranean Rainfall Deficit, Geophys. Res. Lett., 34, L07711.

Wang and Gaffen, 2001: Trends in Extremes of Surface Humidity, Temperature and Summertime Heat Stress in China, Advan. In Atmos. Scien. V:18, 5, 742-751.

WHO, 2003: WHO Briefing Note for the Fifty-third Session of the WHO Regional Committee for Europe, Heat-Waves: Impacts and Responses, Vienna, Austria, 8-11 September 2003.

SICAK YILLAR, METEOROLOJİK KAYNAKLI AFETLER VE 2010 YILI

Seyfullah ÇELİK, H. Yüksel ÖZALP
Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, Mühendis,
scelik@dmi.gov.tr, yozalp@dmi.gov.tr

Özet
2010 yılı, küresel anlamda son on yılda en fazla ekstrem olaylarının yaşandığı yıllardan birisi olarak kayıtlara geçmiştir. Dünya Meteoroloji Teşkilatı verilerine göre, 2010 yılı, şimdiye kadar kaydedilen en sıcak üç yıl arasında yer almıştır. Son on yılda meteorolojik afetler incelediğinde sıcak yıllarla birlikte kuvvetli yağışların da ön plana çıktığını görüyoruz. 2010 yılında, dünya üzerinde sıcak alanlar Kanada ve Grönland civarı, Kuzey Afrika ile aralarında Türkiye'nin de bulunduğu ve Çine kadar uzanan Güney Asya bölgeleri olmuştur. Pakistan ve Avustralya'da görülen şiddetli yağış ve sel felaketi ile Rusya, Çin ve Brezilya'da görülen sıcak hava dalgaları ve kuraklık 2010 yılının en önemli meteorolojik olaylarıdır. 2010 yılı, Türkiye'de en sıcak yıl olarak kaydedildi. Sıcak hava ve şiddetli yağışlar Rize, Ağrı, Aydın ve Erzurum'da can ve mal kaybına neden oldu. Ankara'da ekstrem büyüklükte dolu, Polatlı ilçesinde ise ekstrem saatlik şiddetli yağış gerçekleşti.

Anahtar Kelimeler: *Sıcak yıl, kuraklık, nem, şiddetli yağış, sel*

Abstract
In the global sense, the year of 2010 has been placed on records as one of the years that the most extreme events has been observed. According to World Meteorological Organization (WMO) data, up to now, this year is placed in the top three of the most warmest years. Investigating the last 10 years meteorlogical hazards, besides of the warm years we see that severe precipitation events has also come into prominence. In 2010, all over the world on two regions increment of maximum temperature values is observed. First of them is Canada and Greenland neighborhood, another one is consist of North Africa and South Asia that includes Turkey and extends till China. Severe precipitation and floods over Pakistan and Australia, warm air waves and drought over Russia, China and Brasil are the most important meteorlogical events of the year 2010. The year 2010 was recorded as the warmest year in Turkey. Warm weather and severe precipitations have been caused loss of lifes and properties in Rize, Ağrı, Aydın and Erzurum. An extreme hail is recorded over Ankara and an hourly extreme heavy rainfall is occurred in Polatlı district.

Keywords : *Warmest year, drought, humidity, heavy rainfall, flood*

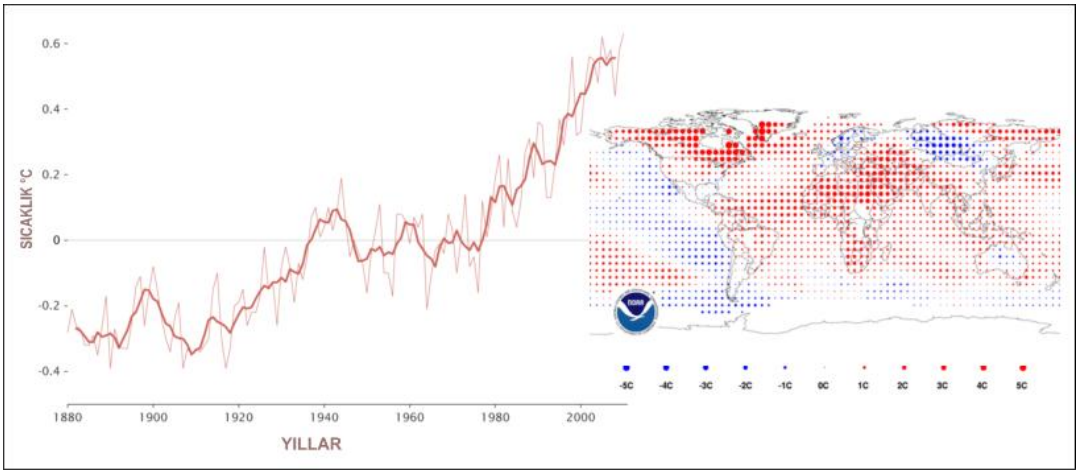
GİRİŞ

Dünya üzerindeki sıcaklığın ve su buharının dağılımı, yağış şiddetini belirleyen en önemli parametrelerdir. Yüksek ve düşük sıcaklıklar, mevsimlere ve yükseltiye yer değiştirmektedir. En yüksek ve en düşük sıcaklıklar karalar üzerinde görülür, çünkü karalar hızlı ısınır ve soğur. Okyanus yüzey sıcaklıkları ise daha az değişkendir, çünkü okyanuslar çok yavaş ısınır. Bu, okyanuslar üzerinde günden güne, yüksek yüzey sıcaklık değişimini engeller. Okyanuslar aynı zamanda, üzerindeki soğuk atmosferi ısıtmada etkindir.

Su buharı, dünyanın su çevriminde önemli rol oynar, zira su buharının yoğunluğu, bulut oluşumuna, ardından yağmur ve kar yağışına neden olur. Bu yağış, atmosferdeki hareket üzerinde önemli etkileriyle birlikte ısının arkasından bırakılır.

Sıcak tropikal okyanuslarda buharlaşmanın olduğu Ekvator civarındaki alan, en büyük su buharı miktarına sahiptir. Atmosferin nem içerme yeteneği önemli ölçüde sıcaklığıyla ilgilidir. Daha sıcak hava muhtemelen daha fazla su buharına sahiptir. Atmosferdeki hareket, su buharını da kontrol eder. Hava, nemli tropiklerden kutuplara doğru hareket eder. Kutuplara doğru hareket eden bu havanın soğumasıyla, yağışa dönüşebilir su buharı, yağmur veya kar olarak düşer ve kuru bir kutup atmosferine yol açar. Su buharı miktarı, sıcaklığı nedeniyle, yazın Kuzey Yarımküre'de en yüksektir. Ocak ayında, Güney Yarımküre daha fazla su buharına sahiptir, ancak Temmuz itibarı ile su buharı kuzeye doğru hareket eder.

2010 yılı, 1998 ve 2005 yılları ile birlikte dünyada en sıcak yıl olmuştur (Şekil 1). Yıl içerisinde en önemli hava olayları, sıcak hava ve şiddetli yağışlar sonucunda görülmüştür. Rusya, Çin ve Brezilyadaki sıcak hava ve kuraklık ile Pakistan ve Avustralya'daki seller büyük ölçekli ve çok kuvvetli afetlerdir. Rusya'da meydana gelen sıcak hava ve etkisi, 2003 yılında Fransa'da meydana gelen sıcak hava dalgasından çok daha büyük ölçekte ve şiddette olmuştur.



Şekil 1. Uzun yıllar küresel yüzey sıcaklık ve 2010 yılı sıcaklık anomalileri (NESDIS/NOAA)

2010 yılı, Türkiye'de de en sıcak yıl olarak kayıtlara geçmiştir. Yıl içerisinde, ekstrem yağışlar, birçok bölgede can ve mal kaybına neden olmuştur. Bu yağışların büyük bölümü sıcak hava etkisine bağlı olarak gerçekleşmiştir.

Tüm il merkezinin 1975–2010 yılları arsındaki aylık ortalama sıcaklık değerleri incelendiğinde; Doğu Anadolu'nun kuzeydoğusu ile İç Anadolu'nun güneydoğusu başta olmak üzere, ülke genelinde sıcaklık değerleri normallerinin üzerinde olduğu görülmektedir.

2010 yılında küresel yüzey sıcaklık analizi (NOAA)

2010 yılı küresel birleştirilmiş kara ve deniz yüzey sıcaklığı, kayıtlardaki en sıcak dönem olan 2005 yılına denktir. 2010 yılı, 20. yüzyıl ortalaması olan 13,9 °C'nin 0.62 °C üzerindedir. 1998 yılı da, kayıtlarda, 20. yüzyıl ortalamasının 0.60 °C üzerinde olup, üçüncü en sıcak yıldır.

2010 yılı, Kuzey Yarımküre birleştirilmiş kara ve okyanus yüzey sıcaklığında, 20. yüzyıl ortalamasının 0.73 °C üzerinde olup, en sıcak yıldır. Güney Yarımküre, birleştirilmiş küresel kara ve okyanus yüzey sıcaklığında, 20. yüzyıl ortalamasının 0.51 °C üzerinde olup, kayıtlarda altıncı en sıcak yıldır.

2010 yılı, kara yüzeyi sıcaklığında, kayıtlarda ikinci en sıcak yıl olarak 2005 ile aynıdır ve 20. yüzyıl ortalamasının 0.96 °C üzerindedir. Kayıtlardaki en sıcak periyot, 20. yüzyıl ortalamasının 0.99 °C üzerinde olmak üzere, 2007 yılında oluşmuştur.

2010 yılında küresel okyanus yüzeyi sıcaklığı, 20. yüzyıl ortalamasının 0.49 °C üzerinde seyrederek, kayıtlarda üçüncü en sıcak olup, 2005 ile aynıdır.

2010 yılında, dünyadaki sıcaklık ve yağış modellerini etkileyen, El Nino-Southern Occillation (ENSO) da dramatik bir değişim olmuştur. Yılın başlarında orta-kuvvetli bir El Nino, Temmuz itibariyle La Nina koşullarına dönüşmüştür. Kasım ayının sonunda La Nina orta-kuvvetli idi.

Yöntem ve ölçüm farklılıkları olmasına rağmen dünyada ve Türkiye'de en sıcak yıl 2010 yılı olarak hesaplanmıştır (Tablo 1). Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO) birçok iklim merkezi ile birlikte, 1998, 2001 ve 2010 yılını şimdiye kadar görülen en sıcak üç yıl arasında değerlendirmiştir. Ancak, ülkemizde ise durum biraz daha farklı gözükmektedir. Hem il merkezleri ile yapılan çalışmada, hem de kurumsal olarak 215 merkeze göre yapılan yıllık sıcaklık analizlerinde, 2010 yılı en sıcak yıl olarak görünürken, ikinci en sıcak yıl 2001 yılı olarak ortaya çıkmaktadır. Dünyada ve Türkiye'deki en sıcak on yıla bakıldığında, son yıllardaki sıcaklık artışı çok belirgin olarak görülmektedir.

Tablo 1. Dünyadaki 1961–90 Ortalama sıcaklık (14,0) değerlerine göre sıcak yıllar ve anomalileri (solda), 1971–2000 kayıtlarına göre Türkiye ortalama sıcaklık değerlerinden yıllara göre sapma miktarı ve sıcak yıllar (sağda) (metoffice/news/2011-DMİ/2011)

Dünya							Türkiye			
	HadCRUT3		NOAA NCDC		NASA GISS		Sıra	Yıllar	Ort.sıcaklık °C	Anomali 1971-2000
Sıra	Yıl	Anomali	Yıl	Anomali	Yıl	Anomal				
1	1998	0.52	2010	0.52	20 0	0.56				
2	2010	0.50	2005	0.52	2005	0.55				
3	2005	0.47	1998	0.50	2007	0.51	1	2010	15,20	2,39
4	2003	0.46	2003	0.49	2009	0.50	2	2001	14,22	1,41
5	2002	0.46	2002	0.48	2002	0.49	3	1999	14,10	1,29
6	2009	0.44	2006	0.46	1998	0.49	4	1998	13,80	0,99
7	2004	0.43	2009	0.46	2006	0.48	5	2007	13,75	0,94
8	2006	0.43	2007	0.45	2003	0.48	6	2009	13,70	0,89
9	2007	0.40	2004	0.45	2004	0.41	7	2005	13,68	0,87
10	2001	0.40	2001	0.42	2001	0.40	8	2006	13,59	0,78
							9	2008	13,54	0,73
							10	2004	13,40	0,59

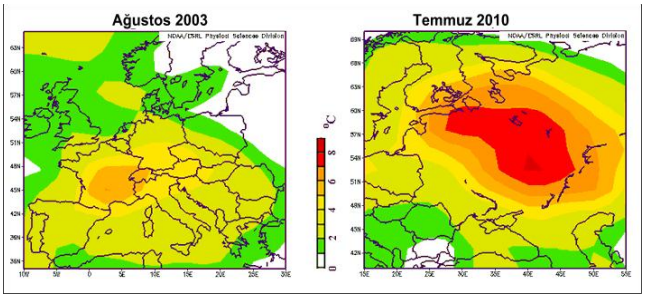
2010 Yılının En Önemli Küresel Hava/İklim Olayları

Birçok uluslararası iklim merkezinin de, benzer listeler oluşturduğu 2010 yılındaki en önemi hava ve iklim olayları (NOAA) tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2. 2010 Yılında Dünyadaki en önemli hava olayları

Sıra	Olay	Oluşum Zamanı
1	Rusya- Avrupa- Asya Isı Dalgaları	Yaz
2	2010 Yılı, kayıtlarda en sıcak yıla yakın	Takvim yılı
3	Pakistan seli	Temmuz sonu-Ağustos
4	El Niño'nun La Niña'ya dönüşümü	Orta-Geç Kuzey İlkbaharı
5	Negatif Arktik Salınım	Aralık–Şubat
6	Brezilya Kuraklığı	Devam ediyor
7 – denk	Tarihe göre aktif olmayan NE Pasifik Harekeyn Mevsimi	15 Mayıs–30 Kasım
7 - denk	Tarihsel Kuzey Yarımküre kar örtüsünde çekilme	Ocak-Haziran arasında
9	Minimum Deniz Buzu uzantısı	Eylül ortası
10	Çin Kuraklığı	2010'un ilk yarısı

2010 yılında, dünya üzerinde iki bölgede en yüksek sıcaklık artışı görüldü. Bunlardan birincisi Kanada ve Grönland civarı, diğeri ise, Kuzey Afrika ile aralarında Türkiye'nin de bulunduğu ve Çine kadar uzanan Güney Asya ülkeleridir. 2003 yılında, Avrupa'da görülen sıcak hava dalgasından daha şiddetli ve etkili olanı 2010 yılının yaz aylarında Rusya üzerinde görülmüştür (Şekil 2). Binlerce insanın hayatını kaybettiği, büyük çaplı orman yangınlarının görüldüğü, geniş ölçekli alanda maddi kayıpların 15 milyar dolardan fazla olduğu öngörülmektedir.



Şekil 2. 2003 Ağustos ayında Fransa'da 40 bin kişinin ölümüne neden olan sıcak hava dalgası ve daha büyük anomali gösteren 2010 Temmuz Rusya da görülen sıcak hava dalgası anomalisi (NOAA/ESRL)

2010 yılının küresel anlamda en önemli meteorolojik olayı, Pakistan'da görülen şiddetli muson yağmurlarıdır. 27-29 Temmuz 2010 tarihleri arasında, geniş bir alan üzerinde 300 mm.den fazla yağış düşmesi nedeniyle 1800 den fazla kişi hayatını kaybetmiş, 20 milyondan fazla insan etkilenmiş, 1,8 milyon ev hasar görmüştür. Ayrıca, ekonomik kayıpların 43 milyar dolara ulaşacağı tahmin edilmektedir (Şekil 3). yılın son günlerinde Avustralya'da meydana gelen sel felaketinde, binlerce ev sular altında kaldı ve büyük hasara meydana geldi. Aralık ayında, bölgenin kuzeyine normallerin altı katına yakın, fazla yağış düştü (Bribane-airport, 683,9 mm) (Şekil 3).

Şekil 3. 2010 yılında görülen en büyük iki sel felaketi: Solda, Pakistan'da Temmuz ayının son günlerinde, sağda ise, 2010 yılı Aralık ayının son günlerinde Avustralya'nın kuzeyindeki sel felaketi görüntüleri.

2010 yılı yaz ayları, Avrasya ve Kuzey Afrika'da oldukça sıcak geçmiştir. Hava sıcaklığı, MohenjoDaro (Pakistan) da 53.5, Mekke (Suudi Arabistan) de 52.0, Doha (Katar) da 50.4, Taroudant (Fas) da 47.7 ve Moskova (Rusya) da 38.2 dereceye kadar ulaşmıştır. Moskova'da her yıl ölen insan sayısında 11000 kişilik artış görüldü, binlerce dönüm arazide orman yangınları çıktı ve şehirler kül bulutu ve duman altında kaldı.

2010 yılı Türkiye ortalama sıcaklık değerleri

2010 yılı aylık ortalama sıcaklık değerleri incelediğinde, Türkiye'de şimdiye kadar görülen en sıcak yıl olduğu görülmüştür. Karasal iklim özelliklerin hakim olduğu İç ve Doğu Anadolu bölgeleri başta olmak üzere, il merkezlerinin büyük bir bölümünde şimdiye kadar ölçülen en yüksek yıllık ortalama sıcaklık değerleri kaydedildi. Türkiye genelinde ortalama sıcaklık değerleri yıllık olarak normallerinin (1975–2010) 1,5-2 derece üzerinde ölçülürken, İç Anadolu'nun güneydoğusu ile Doğu Anadolu'nun kuzeydoğu kesimlerinde bulunan merkezlerdeki yıllık ortalama sıcaklıklardaki fark 3 derecenin üzerine çıkmıştır. 2010 yılında, normallerine göre Türkiye genelinde en sıcak merkezler Nevşehir, Konya ile Ardahan, Muş ve Ağrı illeri olmuştur. Aylık olarak incelendiğinde; ortalama sıcaklık değerlerinin, karasal alanlarda özellikle Aralık, Ocak ve Şubat aylarında normallerden oldukça yüksek olduğu görülüyor. Muş istasyonunun verilerine göre, 2010 yılı Şubat ayı aylık ortalama sıcaklık değeri, normallerinin 9,0 derece üzerinde seyretmiştir.

Aylık sıcaklık anomalilerine bakıldığında, en az fark, yağışların ve bulutluluğun fazla olduğu Nisan ve Haziran aylarındadır. Ekim ayı ortalama sıcaklıkları, Doğu Anadolu ile İç Anadolu'nun Güneydoğusu dışında kalan (Türkiye'nin büyük bir bölümünde) alanda ise normallerinden daha serin geçmiştir (Tablo 3).

Tablo 3. Türkiye genelindeki bazı il merkezlerinin, 2010 yılı aylık ortalama sıcaklık değerlerinin normallerinden (1975–2010) ve bir önceki en sıcak yıldan farkı (°C)

İl/Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Anomali Ortalaması	2010 Ort.Sıc	I-II	II.ensıcak
Zonguldak	1,6	3,3	0,4	0,1	1,9	1,2	1,9	3,8	1,6	-0,8	5,8	3,4	**2,0**	15,6	1,0	2001
Samsun	2,6	2,9	-0,2	0,2	1,5	2,0	2,0	3,3	2,2	-0,3	4,3	4,0	**2,1**	16,5	1,0	2001
Bolu	2,1	3,9	1,4	0,5	1,3	1,0	1,8	4,0	2,0	-0,8	5,3	3,6	**2,2**	12,8	1,0	2001
Çorum	3,1	5,1	1,9	-0,1	1,0	1,7	2,5	3,9	2,9	-0,6	2,3	2,6	**2,2**	12,8	0,7	2001
Gümüşhane	3,7	5,0	2,7	-0,5	0,8	2,3	2,1	3,3	3,0	0,4	2,9	4,7	**2,5**	12,1	1,5	2001
Edirne	-0,3	1,6	-0,2	0,8	1,4	0,3	0,1	3,5	1,2	-1,2	5,0	1,3	**1,1**	14,8	0,1	2007
Göztepe	1,0	2,9	1,1	1,5	2,0	0,5	1,3	3,6	1,6	-0,7	4,3	2,5	**1,8**	16,4	0,3	2008
Bursa	1,5	3,2	0,5	0,4	1,5	0,0	0,7	3,1	1,1	-0,8	5,0	2,5	**1,6**	16,2	0,3	2001
Sakarya	1,3	3,4	0,7	0,5	2,0	1,0	2,2	4,4	1,9	-0,5	5,2	3,3	**2,1**	16,6	-0,1	2009
İzmir	1,4	3,2	1,4	1,4	1,0	-0,3	0,6	2,5	1,2	-0,2	4,1	2,8	**1,6**	19,6	0,5	1999
Aydın	1,7	2,8	1,5	1,3	0,9	-1,2	0,2	2,4	1,3	-0,7	3,4	1,8	**1,3**	19,0	0,2	2001
Kütahya	2,7	4,6	2,5	0,6	1,9	0,5	2,0	4,5	2,5	-0,7	4,8	3,8	**2,5**	13,3	1,5	2001
Afyon	3,2	4,4	2,5	0,2	1,6	0,0	2,3	4,2	2,8	-0,3	5,2	4,1	**2,5**	13,9	1,1	2001
Adana	1,6	1,8	2,0	1,0	0,6	0,2	0,2	2,1	2,1	0,5	2,9	1,7	**1,4**	20,6	0,9	2001
K.maraş	2,7	2,4	2,9	1,4	1,7	0,8	0,9	3,7	2,5	-0,1	3,0	2,0	**2,0**	18,8	0,9	1999
Burdur	2,4	3,0	2,5	1,0	1,2	-1,1	1,3	3,6	2,3	-0,7	3,8	3,0	**1,9**	15,0	0,8	2001
Antakya	3,0	2,1	2,1	0,9	0,5	0,3	0,0	2,0	1,7	1,3	2,3	1,6	**1,5**	19,8	0,8	2001
Gaziantep	2,8	2,1	2,9	1,1	1,4	0,5	1,2	3,0	2,6	1,0	3,3	2,9	**2,1**	17,3	0,8	1999
Şanlıurfa	2,6	2,1	2,7	1,1	1,6	1,1	1,8	2,3	1,7	0,7	3,8	2,9	**2,0**	20,5	1,1	1999
Batman	3,6	2,2	1,8	-0,4	0,9	1,2	0,4	1,0	1,6	0,9	0,3	1,7	**1,2**	17,9	0,0	1998
Ortalama	**2,2**	**3,1**	**1,7**	**0,6**	**1,3**	**0,6**	**1,3**	**3,2**	**2,0**	**-0,2**	**3,9**	**2,8**	**1,9**			

Doğu Anadolu bölgesinde, özellikle kış mevsiminin ılık geçmesi nedeniyle yıllık ortalama sıcaklık değerleri yüksek olmuştur (Tablo 4). Burada özellikle kış mevsiminde bölge üzerinde etkili olan soğuk karakterli Sibirya yüksek basınç merkezinin etkili olamadığı görülmektedir.

Tablo 4. Doğu Anadolu Bölgesindeki il merkezlerinin 2010 yılı aylık ortalama sıcaklık değerlerinin normallerinden (1975–2010) ve bir önceki en sıcak yıldan farkı (°C)

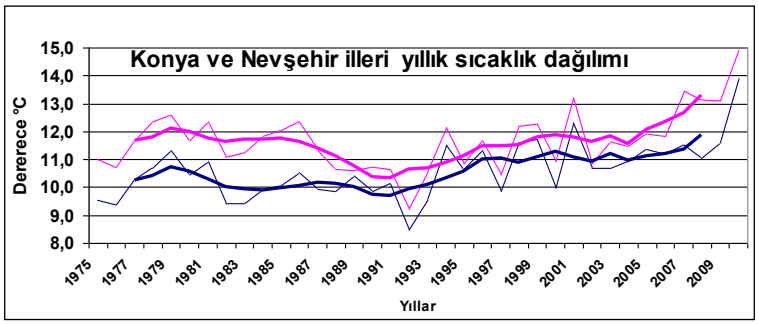
İl/Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Anomali Ortalaması	2010 Ort. Sıc.	I-II	II.en sıcak
Ardahan	7,3	7,2	5,0	0,2	0,5	2,6	1,6	1,1	2,8	1,7	2,4	6,2	**3,2**	7,0	1,6	1998
Muş	6,2	9,0	7,2	0,7	-0,4	1,0	1,4	1,1	2,6	1,0	2,0	5,6	**3,1**	12,9	0,9	1999
Ağrı	5,7	7,8	7,6	0,5	-0,2	2,0	1,4	0,9	2,7	1,3	1,5	4,9	**3,0**	9,4	1,4	1999
Erzincan	4,6	5,4	3,8	0,3	1,3	2,8	2,2	3,0	3,8	1,0	1,9	4,0	**2,8**	13,8	1,0	2001
Bingöl	3,9	4,9	5,0	1,1	0,8	1,8	2,0	2,2	2,8	1,1	3,1	4,0	**2,7**	14,7	1,2	2001
Malatya	2,8	3,6	3,5	0,6	1,9	2,4	2,6	2,8	3,3	0,6	3,8	2,9	**2,6**	16,4	1,3	2001
Siirt	4,1	3,3	3,6	0,9	1,4	1,5	1,1	1,6	2,2	1,2	3,4	3,9	**2,4**	18,5	1,0	1999
Iğdır	5,6	4,8	3,8	-0,9	-0,4	2,7	2,1	1,5	3,3	2,1	0,8	2,6	**2,3**	14,6	1,1	2001
Elazığ	3,8	4,5	3,5	0,6	1,0	2,0	1,5	2,0	2,9	0,6	2,3	2,6	**2,3**	15,3	1,4	2006
Tunceli	3,9	4,5	3,9	0,9	0,6	1,7	1,7	1,6	2,3	0,3	1,9	2,3	**2,1**	15,0	1,0	2001
Van	3,3	3,7	3,9	0,2	0,1	1,3	1,4	1,0	2,0	1,6	-0,1	2,5	**1,7**	11,1	0,3	2001
Hakkari	3,3	2,8	2,7	-1,3	-0,3	1,1	1,3	0,7	2,0	0,7	3,7	2,3	**1,6**	11,9	-1,2	1999
Ortalama	**4,5**	**5,1**	**4,2**	**0,3**	**0,5**	**2,0**	**1,8**	**1,8**	**2,8**	**1,0**	**2,3**	**3,8**	**2,5**			

İç Anadolu bölgesinde de, Doğu Anadolu bölgesine benzer bir durum söz konusudur. Kış mevsiminde, Sibirya antisiklon merkezinin zayıf olması nedeniyle, bu aylarda sıcaklık değerleri bölge genelinde normallerinin 3 derece üzerinde seyretmiştir (Tablo 5). Kırıkkale ili dışında, bölge genelindeki tüm il merkezlerinde, 2010 yılı en sıcak yıl olarak kayıtlara geçmiştir. 2001 yılı ise bölge genelinde en sıcak ikinci yıldır. İç Anadolu bölgesinde, özellikle 2010 yılı Ağustos ve Eylül aylarında da, hava sıcaklığı normallerine göre 3 derece daha sıcak geçmiştir. Ankara, Konya, Nevşehir ve Yozgat civarında, 2010 yılı Ağustos ayındaki aylık ortalama hava sıcaklığı, normallerinin 4 ila 4,5 derece üzerinde seyretmiştir. İç Anadolu bölgesindeki yıllık ortalama sıcaklığın yüksek olmasında, kış aylarının ılık geçmesinin yanında, yaz mevsiminin normallerine göre daha sıcak geçmesi etkili olmuştur.

Tablo 5. İç Anadolu Bölgesindeki il merkezlerinin, 2010 yılı aylık ortalama sıcaklık değerlerinin, normallerinden (1975–2010) ve bir önceki en sıcak yıldan farkı (°C)

İl/Aylar	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Anomali Ortalaması	2010 Ort. Sıc.	I-II	II.sıcak yıl
Nevşehir	3,7	5,1	3,5	0,1	2,3	1,8	2,9	4,5	4,0	0,5	5,6	5,8	**3,3**	14,0	1,7	2001
Konya	4,1	5,4	4,1	1,2	2,6	0,9	2,7	4,6	3,4	0,6	5,0	4,5	**3,3**	14,9	1,7	2001
Karaman	4,9	5,5	3,3	0,3	2,0	1,0	2,6	3,8	3,0	0,6	3,9	4,5	**2,9**	14,9	1,6	2001
Sivas	4,2	5,5	3,7	0,0	1,3	2,2	2,4	3,2	3,3	0,0	3,7	4,7	**2,9**	12,0	1,1	2001
Kayseri	3,6	5,3	3,6	0,1	1,5	1,8	3,0	3,5	3,0	-0,2	3,0	4,7	**2,8**	13,3	0,7	2001
Niğde	4,0	4,9	3,7	0,5	1,9	1,4	2,7	3,5	3,0	0,3	3,6	4,6	**2,8**	14,0	1,1	2001
Yozgat	3,4	4,9	3,2	0,0	1,7	1,8	2,3	4,1	3,3	-1,0	4,1	4,4	**2,7**	11,7	1,1	2001
Ankara	2,6	4,4	2,1	0,6	1,7	1,0	2,2	4,7	3,6	-0,8	4,4	3,5	**2,5**	14,5	1,0	2001
Kırşehir	3,0	4,7	2,9	0,1	1,1	1,1	2,3	3,6	3,1	-0,9	3,3	3,6	**2,3**	13,7	0,6	2001
Kırıkkale	2,6	4,5	1,6	-0,4	0,9	0,2	1,3	3,6	2,6	-1,4	2,6	2,3	**1,7**	14,3	-0,1	2001
Çankırı	2,1	4,0	1,3	-0,2	0,7	0,8	1,0	3,6	2,5	-0,9	2,4	2,2	**1,6**	12,8	0,2	2001
Ortalama	**3,5**	**4,9**	**3,0**	**0,2**	**1,6**	**1,3**	**2,3**	**3,9**	**3,2**	**-0,3**	**3,8**	**4,1**	**2,6**			

Doğu Anadolu bölgesinde normallerine göre en sıcak aylar, sırasıyla Şubat, Ocak ve Mart ayları olurken, İç Anadolu bölgesinde Şubat, Aralık ve Ağustos, Türkiye genelinde ise Kasım, Şubat ve Aralık ayları olmuştur. Kış ve yaz aylarında normallerine göre, ortalama sıcaklıktaki bu artış, ekstrem bir yıl yaşanmasına neden olmuştur. Türkiye genelinde normallerine göre, Ekim ayı için serin, Nisan ve Haziran ayları için normalleri civarında, diğer aylar için ise, normallerinin 1-3 derece üzerinde olmak üzere, daha sıcak geçmiştir diyebiliriz. 1926 yılından günümüze, Ankara'ya ait ortalama sıcaklık değerleri incelendiğinde; 2010 yılının en sıcak yıl olduğu (14.5 °C) görülmüştür. Bu değer, 1975-2010 uzun yıllar ortalama yıllık sıcaklık değeri olan 12,0 değerinden, 2,5°C, önceki yıllara ait en yüksek değer olan, 2001 yılındaki 13,5 °C değerinden ise 1,0 °C yüksektir. Konya ve Nevşehir, 2010 yılı normallerine ve bir önceki sıcak yıla göre en fazla atış gösteren il merkezleridir. Her iki il merkezi de, normallerinden 3,3 °C ve bir önceki en sıcak yıldan (2001) 1,7°C daha sıcak geçmiştir (Şekil 4).



Şekil 4. Konya (mor) ve Nevşehir illerine ait uzun yıllar ortamla sıcaklık dağılımı (1975–2010)

2010 yılında, Türkiye'nin de aralarında bulunduğu Güneydoğu Avrupa bölgesindeki basınç değerlerinin normallerine göre analizinde, özellikle yılın ilk aylarındaki basınç değerlerinin son on yılın en düşük değerlerinde olduğu görülmüştür. (ECMWF-ERA). Buradan, hem Sibirya Antisiklonunun hem de Azor Antisiklonunun zayıf olduğu görülmektedir. Türkiye genelinde, yıl boyunca tüm aylarda basınçlar normallerinden daha düşük değerlerde kaydedilmiştir (NCEP-IRI). Özellikle kış mevsimindeki basınç değerlerinin düşük olması, bulutlulukla birlikte radyasyon kaybını aza indirmiş ve sıcaklıklar fazla düşmemiştir. Yıl boyunca basıncın normallerine göre düşük olması, olası yağışların şiddetini arttırmıştır. Haziran ayında basınçların normallerine göre düşük olması, yeterli nemle birlikte sıcaklığın da yüksek olmasıyla birlikte kararsızlık şartlarının oluşmasını kuvvetle desteklemiş ve yurdun iç kesimlerinde şiddetli yağışlarla birlikte ekstrem büyüklükte dolu yağışına neden olmuştur.

2010 yılında Türkiye'de meydana gelen önemli meteorolojik olaylar

7–8 Şubat 2010 İzmir ve Muğla

7 Şubat 2010 tarihinde Güney Ege üzerinde bulunan derin alçak basınç merkezi nedeniyle, 24 saat içerisinde Muğla'da 148, İzmir 'de 138 mm. yağış kaydedildi.

12 Mayıs 2010 Ağrı

12 Mayıs 2010 günü, Ağrı ilinde şiddetli yağışlar sonucunda 1 vatandaşımız hayatını kaybetmiş ve il genelinde okullar bir gün süreyle tatil edilmiştir. Selin ana nedeni, son 42 günde 290 mm ye yakın yağış düşmesidir. Yıllık yağış ortalaması 526 mm. olan ilde, 31 Mart günü 20 mm ile başlayan yağışlı dönem, 12 Nisan günü 16 mm, 23 Nisan günü 15, 28 Nisan günü 20, 1 Mayıs günü 26 ve 12 Mayıs günü 26 mm olarak devam etmiş ve bunun sonucunda afet gerçekleşmiştir.

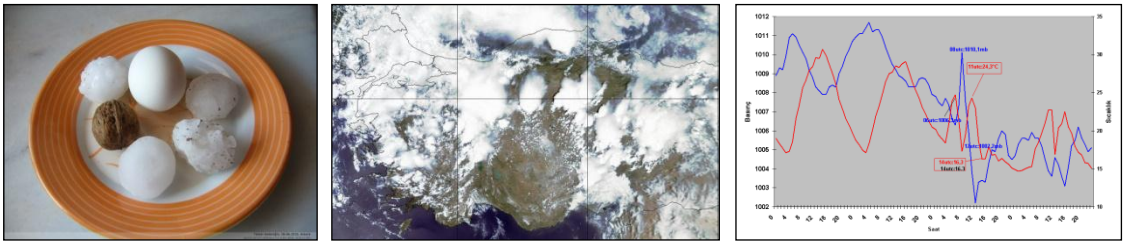
Şekil 5. 12 Mayıs 2010 Ağrı (solda), 21 Temmuz 2010 tarihinde Horasan-Saçlık köyündeki (sağda) sel sonrası görüntüler

6 Haziran 2010 Ankara

Ankara genelinde, 6 Haziran 2010 tarihinde saat 12:10 ila 12:25 UTC arasında gök gürültülü sağanak yağışla birlikte yumurta büyüklüğünde dolu yağışı görüldü. Yer sıcaklığı 23, işba sıcaklığı 15 derece, üst seviyelerde kuvvetli jet akışı ile birlikte trof önünde kalan Ankara ve civarı için kuvvetli kararsızlık şartları oluşmuştur. Günlük en yüksek sıcaklığın 25,5 dereceye yükseldiği 6 Haziran 2010 tarihinde, sabah saatlerinde 1010 hPa olan yer basıncı, öğle saatlerinde 1002 hPa seviyesine kadar düşmüş, bu arada rüzgâr hamlesi saat 12:23 de 220 dereceden 30 knot'a kadar yükselmiştir. Kararsızlık indeksleri ve bunlara neden olan meteorolojik değerler incelendiğinde, ideal ve ekstreme yakın kararsızlık şartlarının oluştuğu görülmektedir (Tablo 6).

Tablo 6. Yüksek seviye rasat değerleri ve kararsızlık indeksleri (6 Haziran 2010, 00–12 UTC)

	Show	Lifted	Skew	K indeks	C tot	V tot	TT	Cape	Cape v	Pwat	Thck	t850 °C	t700 °C	t500 °C	tSurface °C	Jethızı Knot
00 utc	-1,56	-1,21	196,80	31,50	21,10	31,10	52,20	282,50	325,10	22,95	567,90	18,4	6,2	-12,7	20,2	54,0
12 utc	-4,90	-5,76	361,60	38,30	24,50	33,50	58,00	1186,00	1248,00	26,87	568,80	18,8	5,8	-14,7	23,2	74,0



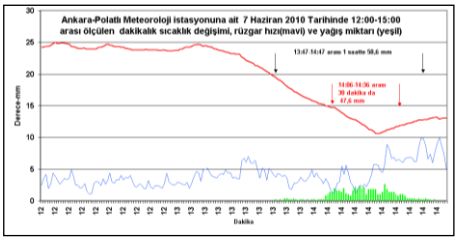
Şekil 6. Dolu fotoğrafı (Yüksel Nadaroğlu /DMİ, Solda), ve Uydu görüntüsü (MODİS 6 Haziran 2010, 11: 14 UTC, ortada), 4–7 Haziran 2010 tarihleri arasındaki Ankara'daki saatlik basınç ve sıcaklık değişimi (Sağda)

Dolu sonrasında, tarım alanlarında, sebze ve meyve bahçelerinde hasar meydana gelmiştir. Ayrıca 5000'den fazla otomobilde hasar oluşmuş (dolu taneciklerinin büyüklüğünden dolayı) ve yüzlerce araç sahibi sigorta şirketlerine başvurabilmek için Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünden özel raporlar almışlardır.

7 Haziran 2010 Ankara-Polatlı

Bir gün önce Ankara'da meydana gelen dolu hadisesini oluşturan kuvvetli kararsızlık şartları, bir gün sonra Ankara'nın Polatlı ilçesinde şiddetli yağışa neden olmuştur (Şekil 7). Bir saatte (13:47–14:47) 58,6 mm. yağış kaydedildi. Günlük yağışın 63,8 mm. olduğu bu değer, hem şiddet hem de miktar açısından oldukça yüksek bir değer olarak kayıtlara geçmiştir. 5 dakikada 10,4, 10 dakikada 18,6, 15 dakikada 26,4, 30 dakikada 47,6 ve 60 dakikada 58,6 mm olarak kaydedilen bu ekstrem değerlerin, İç Anadolu gibi karasal bir

alanda ölçülmesi, özellikte gelecekteki altyapı planlamaları açısından oldukça önemli görülmektedir. Şiddetli yağış sonucunda birçok ev ve ekili alan sel sularına maruz kalmıştır.



Şekil 7. 7 Haziran 2010 tarihinde, Polatlı'da meydana gelen şiddetli yağışın dakikalık analizi (sıcaklık-rüzgar hızı ve yağış şiddeti)

21 Temmuz 2010 Erzurum-Horasan

21 Temmuz 2010 tarihinde Erzurum'un Horasan ilçesine bağlı Saçlık köyünde meydana gelen şiddetli yağış neticesinde dere yatağında bulunan bir evin su altında kalması nedeniyle, aynı aileden 6 vatandaşımız hayatını kaybetti. 500 hPa seviyesindeki soğuma, 27 dereceye varan sıcaklık ve 1000 hPa seviyesindeki yer basıncı, kuvvetli kararsızlığı etkileyen en önemli neden olmuştur.

26 Ağustos 2010 Rize

25 Ağustos 2010 günü başlayan yağış gece şiddetini arttırmış, sabaha kadar devam etmiş ve sonucunda 168 mm yağış kaydedilmiştir. Aşırı yağış sonucunda görülen sel ve toprak kayması nedeniyle 11 kişi hayatını kaybetti (Şekil 8). Yağışın en önemli nedeni 30 dereceye ulaşan sıcaklık, 24 dereceye ulaşan işba sıcaklığı (nem) ve kuvvetli Cb oluşumudur. Sisteme, Karadeniz üzerinden gelen hava da destek vermiştir. 15 Temmuz 2010 tarihinde 132, 18 Haziran tarihinde 147 mm ile en yüksek günlük yağış miktarları da kaydedilmiştir. Ayrıca, Rize geneli Ekim ayında aylık 461mm.'ye ulaşan aylık toplam yağış ile yılın en yağışlı ayını geçirmiştir.

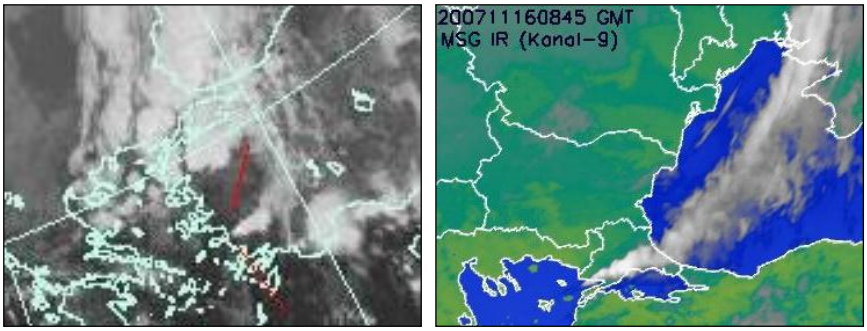
Şekil 8. 26/8/2010 tarihinde Rize'de meydana gelen toprak kayması ve uydu görüntüsü (1200 UTC)

Ekim 2010 Bursa

2010 yılında, 9 Ekim'de 47,8, 14 Ekim'de 114,8, 28 Ekim'de 92,0, 29 Ekim'de 55,4 kg günlük yağış miktarı kaydedilmiştir. Bursa'da Ekim ayı, aylık toplam yağış miktarı 2010 yılında 388,6 mm. ye ulaşmıştır. Bu miktar, aylık ortalama yağış miktarının (67 mm.) yaklaşık beş katından daha fazladır.

10 Aralık 2010 Aydın-Koçarlı-Güdüşlü Köyü

10 Aralık 2010 Cuma günü sabaha karşı saat 03:00 sularında başlayan yoğun yağış nedeniyle meydana gelen sel felaketinde, başta Güdüşlü köyü olmak üzere birçok yerleşim alanı etkilenmiştir. Sel baskınında Güdüşlü köyünden bir vatandaşımız hayatını kaybetmiş ve sel köylerde büyük ölçüde hasara neden olmuştur. Buradaki konvektif oluşum, 16 Kasım 2007 tarihinde Tekirdağ ve ilçelerinde soğuk cephe sonucunda meydana gelen yatay (feeder bands) bulut oluşumuna büyük benzerlik göstermektedir (Şekil 9).



Şekil 9. Tekirdağ ve Aydın'da farklı tarihlerde şiddetli yağışlarla birlikte ölümlere neden olan (10 Aralık 2010 0400UTC, Solda ve 16 Kasım 2007 0845, Sağda) benzer MSG uydu görüntüleri

SONUÇ

2010 yılında kaydedilen gözlenmiş iklim anomalileri ve tahrip edici hava olayları, halkın, hükümetlerin ve medyanın ilgisini, ekstrem hava olaylarını önümüzdeki yıllarda daha sık ve daha şiddetli olarak görüp görmeyeceğimizi bilme konusunda tetiklemiştir. Ancak geçmişte ve özellikle son on yılda yaşanan acı tecrübeler ve iklim bilimcilerin ortaklaşa tahminlerinin (IPCC Fourth Assessment Report published in 2007) gerçekleşmesi, bu konudaki beklentileri de yükseltmiştir

Küresel anlamda meteorolojik parametrelerdeki hızlı değişim, dünya üzerinde ve ülkemizdeki meteorolojik afetlerinde dozunu yükseltmektedir. Bu, bazen kuraklık, bazen şiddeti yağış, bazen kuvvetli dolu hatta bazen de tropik enlemlerde hortum şeklinde kendini göstermektedir. Ancak, yukarıda ayrıntılı olarak vermeye çalıştığımız son on yılda gerek dünyada gerekse ülkemizde görülen sıcak yıllar, meteorolojik kaynaklı afetleri etkileyen en önemli etkenlerin başında gelmektedir. Yüksek sıcaklık ve nem taşıma kapasitesi, karasal iklim alanlarında bile, sahillerdekine yakın şiddette yağış oluşumuna neden olmaktadır.

2011 yılı Ocak ayında FAO tarafından yapılan açıklamada, dünyadaki gıda fiyatlarının rekor düzeye ulaştığını (FAO–3 February 2011, Rome) ve bunun ana nedeninin, başta Rusya ve Kazakistan'daki sıcak hava dalgası ile dünyanın diğer bölgelerindeki olumsuz hava şartlarının olduğu belirtilmektedir.

Aynı kuşak ve coğrafyada bulunan ülkemiz içinde, gelecekte dikkate alınması gereken en önemli meteorolojik karakterli afetlerin başında sıcak hava dalgalarının olacağı göz ardı edilmemelidir. Şehir planlayıcılar, tarım, turizm ve sağlık sektörleri başta olmak üzere, hava şartlarından etkilenen tüm sektörlerin ve yöneticilerin, sıcak hava ve bunların getireceği olumsuzluklara karşı daha tedbirli olmaları gerekmektedir.

KAYNAKLAR:

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
http://www.wmo.int/pages/mediacentre/press_releases/pr_906_en.html
http://www.ecmwf.int/research/era/do/get/index
http://data.giss.nasa.gov/gistemp/
http://www.ncdc.noaa.gov/sotc/global/
http://www.metoffice.gov.uk/news/releases/archive/2011/2010-global-temperature

PROACTIVE CRISIS MANAGEMENT – MULTIDISCIPLINARY APPROACH

M. P. NEKREP
University of Maribor, Faculty of Civil Engineering, Slovenia, matjaz.nekrep@uni-mb.si

ABSTRACT
As a member of European Action COST C19 I would like to present main objectives of the action "Proactive crisis management of urban infrastructure" in my present work. The main objective of the Action is multi-disciplinary research on urban infrastructure vulnerability and handling of crisis situations. Obviously there are connections between natural hazards on the one side, and design, maintenance and operation of infrastructure systems (and components) on the other side. The complete life-cycle crisis management (e.g. planning, design, construction, operation, maintenance and rehabilitation of urban infrastructure,) will be discussed, but here limited to water and electricity supply and road transportation.

We can divide life-cycle into three rough topics:
- Proactive risk management
- Planning on how to handle acute crises
- Management of acute crises

Work is based upon results of the COST C-19 action.

Keywords: *Risk management/ urban infrastructure / COST C-19*

INTRODUCTION
Introduction to COST Action C19
This work is based upon results of COST C19 "Proactive crisis management of urban infrastructure" EU action. The action was initiated and supported by COST (European COoperation in the Field of Scientific and Technical Research). The action was approved and officially started the 19th of March 2004 and last until the final conference/meeting in February 2008. COST Actions brings together researchers and experts in different countries working on specific topics. It finances networking of nationally funded activities in supporting meetings, conferences, short term scientific meetings etc. COST does not fund research itself.

The main objective of the Action is to define current knowledge gaps and identify possible measures to improve the multi-disciplinary research on urban infrastructure vulnerability and handling of crisis situations. Additional objective of the Action is to present a state-of-the-art on current know-how demonstrating its application in direct relation to crisis situations.

Modern developed societies are heavily dependent on urban infrastructures like transport, railway, gas, electricity, and water supply. The breakdown of one of such critical infrastructures may cause serious consequences for the safety of the citizens. Managing the safety and security of these infrastructures taking into account prevention and preparedness, crisis interventions and restoring normal conditions using optimised and risk based approaches are important. Urban infrastructure is highly vulnerable to earthquakes, political conflicts, terrorism, droughts, floods, and other natural and societal disasters. Failures of some of these structures, such as water supply and other pipeline

systems, roads and bridges, cable communications and energy supply may have major impacts in terms of human lives and economic losses.

The members of the actions represent 15 countries in Europe (Czech Republic, Finland, Germany, Italy, Netherlands, Norway, Portugal, United Kingdom, France, Switzerland, Serbia Montenegro, Slovenia, Cyprus, Iceland and Romania.) and with expertise covering different infrastructures (road and railway transportation, water and wastewater, electricity supply, gas). The members of COST C19 consist of MC members and WG members. AT some of the meetings also invited experts has joined the meeting.

The work in the action was organized in two working groups (WG):

- WG A: Risk analysis and risk management with focus on theories, methods and tools for risk assessment.
- WG B: Planning of handling of acute crisis
-

The work in C19 covers most of the phases in the risk-/crisis management wheel as illustrated in
Figure **0**, from prevention, preparedness, warning and alarm, response, limiting the extent of loss and recovery.

The strength of the action is the multi-disciplinary approach evaluating many types of urban infrastructure. Different disciplines can learn from each other both even though each sector is unique and has its own challenges.

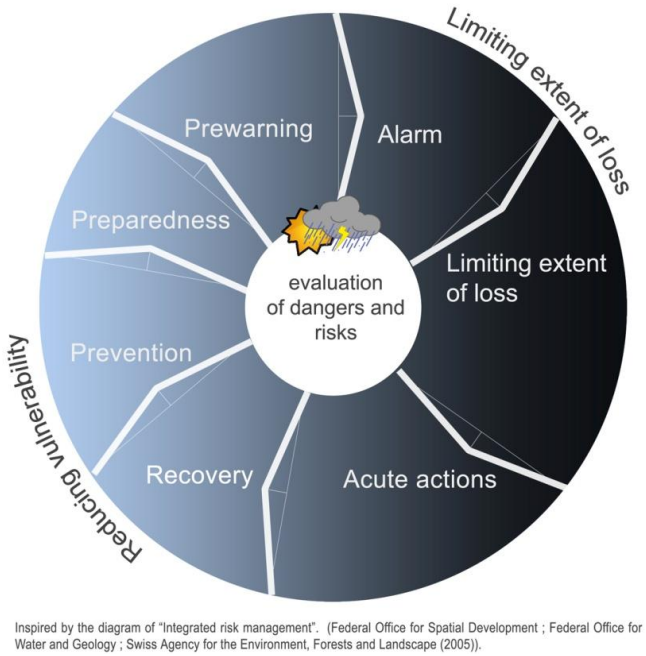


Figure 0: Risk management cycle

Results from the action

The results from COST action C19 consist of a wide variety of outputs.
One important outcome of the action is the networking among different disciplines/infrastructures. Even though each sector/discipline is unique and has its own challenges, learning from each other has been valuable.

At present, a number of methods for analysing risks of technological systems that are suitable for hazard identification and risk assessment along with the criteria of their selection are known for the different infrastructures. Within C19 a state of the art report on risk analysis (RA) methodology for different infrastructures has been developed and discussed in plenary.

There are few attempts on developing a RA methodology with a interdisciplinary perspective/crosswise different infrastructures. As a part of the action a prototype tool for identification and estimation of risk related to critical infrastructure has been tested within the action. The method primarily focuses on the identification and estimation of the risk. The tool can be used for analysing risk and vulnerabilities between different sectors/infrastructures and the interrelationship between the urban infrastructures. The risk is assessed and plotted directly into standard risk matrixes. The consequences might be expressed with respect to different aspects: life and health, environment, economy, manageability, political trust, supply failure (both quality and availability of delivery). The tool can be used for overall analysis at national, region or local level.

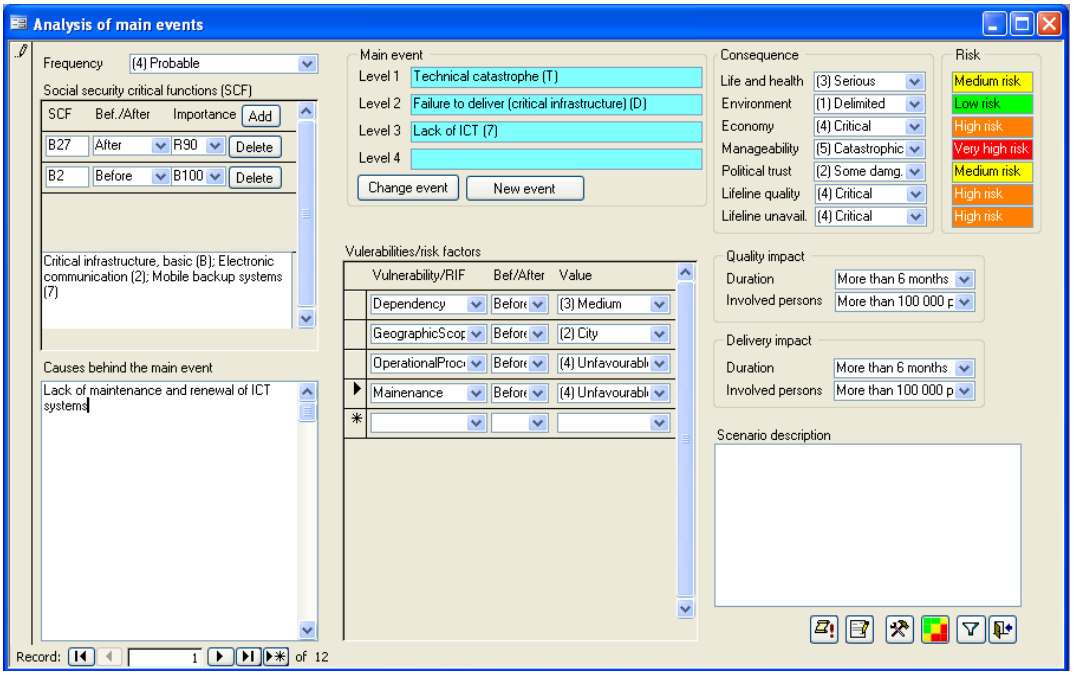


Figure 1: Prototype tool for risk analysis of urban infrastructures

The work in COST action C19 has identified knowledge gaps and future research needs. The identified gaps results from questionnaires, case studies, papers and discussions with all C19 members. The final report is divided into two main parts. The first session deals with generic methods for risk analysis with illustrative cases where some of the methods have been applied on different infrastructures. The second part of the report deals with acute crisis and the handling thereof.

CRITICAL INFRASTRUCTURE - WATER SUPPLY

Introduction

Water supply covers all elements from water source to consumers tap. An illustration of a typically water supply system is shown in Figure 3. The water source might be groundwater, surface water (lakes and rivers) or desalination. After abtraction the raw

water is normally purified and disinfected in a water treatment plan. Treated water are tansported to the consumers either by gravity or the water is pumped. The water distribution systems consist of many elements like pipes, tanks, valves, pumps etc. Once water is used, wastewater is typically discharged in a sewer system and treated in a wastewater treatment plant before being discharged into a river, lake or the sea. The abstraction source for drinking water supply varies from contry to country, e.g. close to 100% groundwater abstraction in Denmark to about 92 % surface water abstraction in Norway [1].

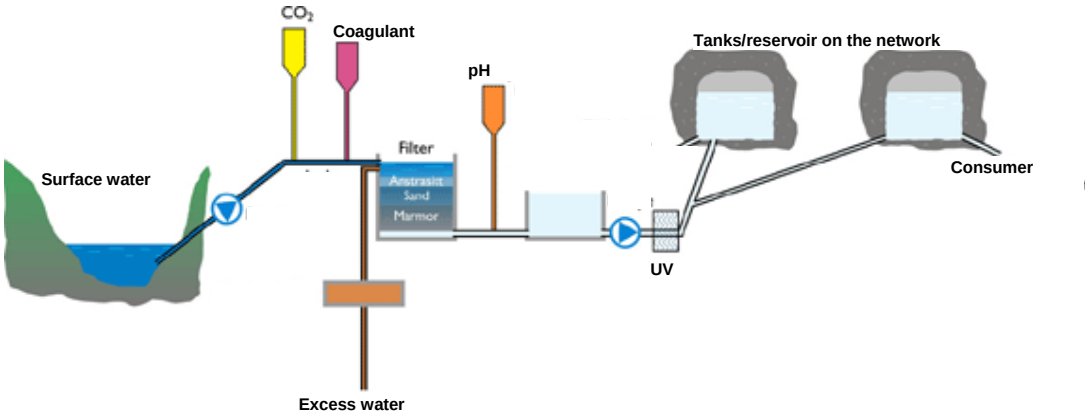


Figure 3. Water supply illustration (illustration adapted from www.bergenvann.no)

The service quality of the water supply has many different dimensions: continuity/water quantity; water quality; water pressure; and serviceability (e.g. responding to customers complaints).

The way of organizing the water supply sector varies from country to country due to economic, legal, political, structural, historical conditions. Preferred solutions in one country can not be automatically be transferred and adopted in another country. Public ownership of the water supply infrastructure is the common solution, with England and Wales as one clear exception, where both ownership and operation are on private hands. In all countries public tenders for limited operations contracts are getting more and more common. There is a tendency of restructuring of the sector, leading to fewer units (e. g. cooperation between municipalities or full mergers). Most countries apply a system of full cost coverage for financing the services, but also systems with price cap regulation exists like in England and Wales. Even though the sector mostly is organized under public control, most countries and political leaders want to modernize the sector and make it more efficient. In many countries testing of different ways of organizing the sector is under way, assuming that the new solutions are better for solving the existing problems (outsourcing of operation, maintenance and construction, public – private partnership etc).

Typically a great variety of institutions have responsibilities in water supply. A basic distinction is between institutions responsible for policy and regulation on the one hand; and organizations in charge of providing services on the other hand. The service providers might also be splitted into owner of the assets and the operator.

Water supply systems are major assets and essential infrastructures in every modern society. Therefore they are considered as a critical infrastructure. In fact, water supply is a vital lifeline with topmost priority in any crisis situation and the prompt availability of potable and fire-fighting water is a fundamental prerequisite to mitigate the impacts of the

crisis. The disruption of such systems, besides the effects through the direct consumers, can perturb the performance of other infrastructures, as vital as hospitals or other emergency systems, and can induce economic losses in systems like industrial facilities or generation and distribution of electric power. During the last decade, there are several examples of water supply and sewer system damage due to river flooding. Recent catastrophes like in Moldau and Elben in August 2002 and later several rivers in Central Europe and United Kingdom in December 2002 have been widely documented in the daily press. Another example is the enormous floods in Moravia during summer 1997. A number of municipalities were without public drinking water for several days. "Crisis staff" under command of special army officers coordinated all activities. The financial damage was extremely high and a lot of water resources, water treatment plants, wastewater treatment plants, etc. had to be reconstructed after that incident. In the UK several incidents of cast iron water pipe bursts have occurred with massive losses of water because the bursts could not be isolated. Radio and television were used to warn and advise city populations. In some cases it had been necessary to mobilize the army as there were insufficient operational resources in the water company to manage the problem. In one company, water supply problems due to drought and associated inadequate management forced the key directors to resign. Water utilities all over Europe had to take special precautions after the attack on the WTC in New York on 11th September 2001. Similar situations derive from severe or prolonged droughts (e.g. Spain, Israel) or floods (Poland, Germany) that force the utilities to implement short, medium and long term solutions to face the problem in a sustainable way and bring the attention of the research community to the problem. Some serious events on water supply pollution (i.e. Walkerton, Milwaukee, Hertfortshire) have brought the focus to scenarios of water pollution due to accidents, human failures or even terrorism.

Challenges

Decision-makers should have in mind that there are population's expectation pointing toward a good performance, even under many types of adverse conditions, for the water infrastructures. This means that infrastructures are supposed to be robust and resilient under a wide range of possible future scenarios. Therefore decision-makers have to decide how these structures should be built, hardened or operated to cope with risky situations. Besides particular measures that have to be taken to avoid criminal opportunities, some measures should be taken into account at the planning, design or management level of such systems. Water systems are very costly and represents huge replacement costs.

Recruiting new personnel with high competence has become an emerging challenge in many water companies.

Table 0. Critical infrastructures - some definitions

Definition	Source
Critical infrastructures consist of those physical and information technology facilities, networks, services and assets which, if disrupted or destroyed, would have a serious impact on the health, safety, security	EU
Systems and assets, whether physical or virtual, so vital to the United States that the incapacity or destruction of such systems and assets would have a debilitating impact on security, national economic security, national public health or safety, or any combination of those matters.	US - Patriot act
«an infrastructure that is so vital that its incapacitation or destruction would have a debilitating impact on defence or economic and the national critical infrastructures»	US-PCCIP
National Critical Infrastructure refers to those physical and information technology facilities, networks, services and assets, that if disrupted or destroyed, would have a serious impact on the health, safety, security or economic well-being of Canadians or the effective functioning of governments in Canada.	Canada
Critical infrastructure is those facilities, services and information systems which are so vital to nations that their incapacity or destruction would have a debilitating impact on national security, national economy, public health and safety and the effective functioning of the government.	NATO
Organisations or institutions which are of essential importance to society, the failure or disruption of which will cause long-term bottlenecks in the supply chain or have other dramatic consequences for large sections of the population	Switzer-land
Critical infrastructures (CI) include organizations and systems with tremendous importance for the society that, if disrupted, would have sustained influence on supply chains and public safety and could lead to further dramatic consequences.	Germany
Infrastructures are deemed critical if they constitute an essential, indispensable facility for society, and if their disruption would rapidly bring about a state of emergency or could have adverse societal effects in the longer term.	Neder-lands
Those assets, services and systems that support the economic, political and social life of the UK whose importance is such that any entire or partial loss or compromise could: cause large scale loss of life, have a serious impact on the national economy, have other grave social consequences for the community or be of immediate concern to the national government	UK
Critical infrastructure is those assets and systems which are essential to uphold the critical functions of the society which again meets the basic needs of society and the feeling of security in the population. Critical infrastructure includes the following infrastructures: electric power, electronic communication, water and wastewater, transport, oil/gas and satellite-based infrastructure. Critical society functions includes banking, food, health and social security services, police, rescue and emergency service, crisis management, government, court of justice, defence, environmental monitoring and waste management.	Norway

INTRODUCTION TO RISK ANALYSIS

1) Basic concepts

Generally, *risk management* is defined (IEC 300-3) as a "systematic application of management policies, procedures and practices to the tasks of analyzing, evaluating and controlling risk". It will comprise (IEC definitions in parentheses):

- *Risk assessment*, i.e.
  - *Risk analysis* ("Systematic use of available information to identify hazards and to estimate the risk to individuals or populations, property or the environment"), and
  - *Risk evaluation* ("Process in which judgments are made on the tolerability of the risk on the basis of risk analysis and taking into account factors such as socio-economic and environmental aspects")
- *Risk reduction/control* (Decision making, implementation and risk monitoring).

There exists no common definition of risk, but for instance IEC 300-3 defines risk as a "combination of the frequency, or probability, of occurrence and the consequence of a specified hazardous event". Most definitions comprise the elements of probabilities and consequences. However, some as Klinke and Renn (2002) suggest a very wide definition, stating: "Risk refers to the possibility that human actions or events lead to consequences that affect aspects of what humans value". So the total risk comprises the possibility of a number ("all") unwanted/hazardous events. It is part of the risk analysis to delimit which hazards to include. Further, risk refers to threats in the future, involving a high degree of uncertainty.

We use Kaplans (1991) definition of risk as the conceptual risk definition. This risk definition is valuable both when *communicating* the risk picture, and when *assessing* the risk picture. Kaplan takes all possible scenarios, *s*, as a starting point. A scenario in this context is a sequence of events that could occur, and lead to an accident or undesired event. Then the frequency (*f*) of this event expresses how often (or probable) such a scenario would take place. Finally the consequence, or result of the scenario could be a multidimensional vector of end consequences, say $\boldsymbol{x}$. The risk picture is described by the set of all triplets $<s_i, f_i, \boldsymbol{x}_i>$.

It is important to emphasise that this definition does not say how to measure (quantify) risk. In order to quantify the risk we usually need to *i*) identify hazards, *ii*) perform a frequencies and root cause and frequency analysis, *iii*) perform a consequence analyse, and *iv*) compile the total risk picture.

In Figure 4 we have illustrated the relationships between risk analysis, risk evaluation, risk assessment, risk reduction/control and risk management according to the definitions used in IEC 60300-3-9.

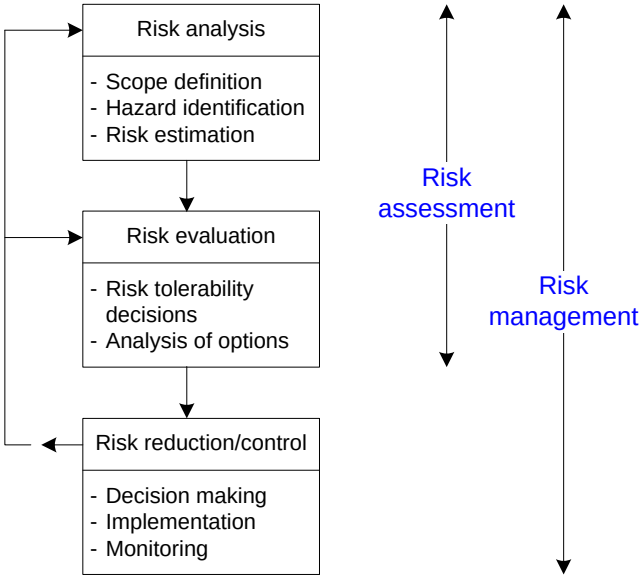


Figure 4. Risk assessment & management (IEC 60300-3-9)

Figure 5 shows basic steps in the risk analysis and assessment procedure.

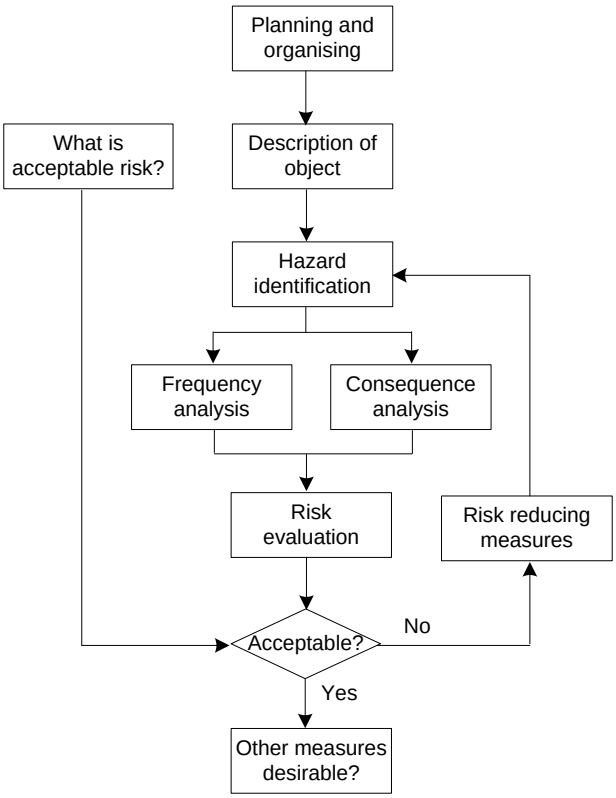


Figure 5. Risk Analysis and Assessment Procedure

Several methods exist for each of the main "boxes" in Figure 5. *Hazard identification* or identification of the undesired event is supported by e.g., use of Checklists, Preliminary hazard analysis, FMECA, HAZOP and use of Event data sources. The *frequency or causal* analysis is supported by e.g. Fault tree analysis (FTA), Reliability block diagrams (RBD) Influence diagrams, FMECA and use of Reliability data sources. The *consequence* analysis is supported by e.g., Event tree analysis (ETA), Consequence models, Evacuation models, Fire & explosion models, Monte Carlo Simulation models, Hydraulic models and Traffic flow models.

There exist several standards related to risk analysis, some of these are listed below:

- IEC60300-3-9: "Risk analysis of technological systems"
- EN1050: "Safety of machinery – Risk assessment"
- EN50126: "Railway applications – The specification and demonstration of reliability , availability, maintainability and safety (RAMS)"
- ISO17776: "Petroleum and natural gas industries – Offshore production installations – Guidelines and tools for hazard identification and risk assessment
- EN1441: "Medical Devices - Risk Analysis"
- ISO (Draft) Guide: 73: Risk Management – Vocabulary - Guidelines for the use in Standards

2) Quantitative risk measure

In many presentations and standards risk is defined as the probability of an undesired event multiplied with the consequence of that event. We do not find this definition sufficient for our presentation. When giving a definition of risk, it is important that the definition is broad enough to capture the elements we want to put into it. This will always be the starting point, then we may at a later stage be more pragmatic, and narrow the scope

of the definition. In the following we will argue in the lines of Kaplan (1991). To express the risk we basically ask three questions: *i*) what can go wrong? *ii*) how likely is it?, and if it goes wrong, *iii*) what are the consequences?

3) Safety versus security

In the literature there are some differences between the words 'safety' and 'security'. Often the term security is used for protection against deliberate incidents and the term safety is used for protection against unintended incidents.

More precisely we define:

- Safety is protection against *random* incidents. Random incidents are unwanted incidents that happen as a result of one or more coincidences.
- Security is protection against *intended* incidents. Unwanted incidents happen due to a result of deliberate and planned acts.

Security incidents are results of planned actions, i.e. acting in order to achieve a wanted outcome (e.g. money), while safety accidents are unplanned (no one plans to cut his finger in a sawing machine). The security incidents are mainly malicious and criminal acts. Safety accidents are seldom, if ever, malicious, but they can be criminal as they often are violations against regulations.

The hazard identification in Figure 5Figure 5 is usually used in a context where "safety" is the scope of the analysis. When we deal with security problem, the word 'hazard' might be replaced with the term 'threat'. Often we also use the word 'threat agent'. A threat agent could be a person, a group of persons, a method etc. used to *exploit a vulnerability* in an information system, operation, or facility, fire, natural disaster and so forth. Threats within the field of security can always be tracked down to humans. Incidents are a result of a person or a groups will. The threats within security can be divided into external threats and insider threats (i.e. inside the organisation). The external threats (e.g. hackers) principally imply deliberate incidents. This external threat makes the picture of threats more complex and adds uncertainty. It is impossible to control an external threat, the only measure the organisation may implement to protect oneself. Further it is difficult to predict the threat (where, when and how the attack appear), and it might be difficult to find the responsible after an incident since the attacker seldom leave any tracks behind (information security).

4) Acceptable risk and value trade off

A baseline for the discussion in this paper is that *risk is never acceptable unconditionally, risk is undertaken only if a benefit is desired*. See for example Fischoff *et al* (1981) and Vatn (1998). In other words, this means that risk it self is not acceptable, but the decision or action leading to risk may be acceptable. Different principles exist for treating the acceptable risk problem, e.g. the MEM, the GAMAB and the ALARP principles (EN 50126). For example the ALARP principle split risk into three regions. In the unacceptable region risk cannot be justified exept in extraordinary circumstances. In the ALARP region (As Low As Reasonably Practicable) risk is tolerable if risk reduction is impracticable or its cost is grossly disproportional to the improvements gained. In the lowest region there is no need to demonstrate ALARP. In case of applying the ALARP principle we need to define the border line between unacceptable risk and the ALARP region. There are several such borderlines which are denoted risk acceptance criteria (RAC). Since risk is only acceptable if some gain could be achieved by the operation or activity leading to risk RACs are hard to establish unconditionally. Often risk acceptance criteria are established based on historical risk. The main argument is then that a new activity should not increase

the risk level, and we should stick to the historical risk level when the RACs are established. However, since the new activity usually is not equal to the historical activity with respect to benefits and other inconveniences, the historical risk might not be very relevant. The discussion about whether explicit RACs should be used in the risk management process is not pursued further in this report.

5. CONCLUSIONS, KNOWLEDGE GAPS AND FUTURE RESEARCH NEEDS

The work in COST action C19 has identified knowledge gaps and future research needs:

- Application of risk based methods might contribute for risk managers to achieve better solutions. Some scepticism still surrounding the application of decision models can be understood by the challenge of formulating and solving realistic models to express all the features of the decision problems. Even if there are research needs for improving the methods available, nowadays there are very powerful tools that can incorporate all the facets occurring in real-world situations. One reason for the so far poor application of risk based methods is the missing orientation of relevant research towards decision makers as "consumers" of risk management research.
- The interactions of urban infrastructure systems are physically very complex. There is need for better methods to address the complex interactions of urban infrastructure systems, physical environment, level of services and social factors. A prerequisite for an integrated approach is the ability to evaluate and measure the interactions between physical infrastructure, delivered services and social consequences. The complex consequences on urban services, human health, economy resulting from malfunctioning of urban infrastructure and the interaction of all functions is difficult to address.
- Of increasing importance is the exchange between different infrastructure-sectors and different utilities to *i)* communicate the interdependence of infrastructure systems and *ii)* to transfer knowledge from those sectors/utilities which already successfully apply risk based methods (e.g. oil industry).
- Circulation of information and mutual understanding (e.g. between experts and concerned citizens) are crucial for efficient risk management.

REFERENCES

Røstum et al, Proactive Crisis Management of Urban Infrastructure, COST office, Brussels 2008

IEC 300-3-9, "Dependability Management – Part 3: Application guide – Section 9: Risk analysis of technological systems"

IEC 812, "Analysis techniques for system reliability – Procedure for failure mode and effects analysis (FMEA)"

Tuhovčák,, L., Kučera, T., Ručka, J., Svobod, M., Sviták, Z. (2006): Technical audit of the water distribution network, Water Science & Technology: Water Supply Vol 6 No 5, ISSN: 1606-9749, p.129-138

www.WaterRisk.cz; official website of the Czech national research project "Identification, quantification and management of risks of public water-supply systems – WaterRisk"

World Health Organization, "Guidelines for drinking-water quality 3rd edition", WHO Geneva, (2004), ISBN 92 4 154638 7

AWWARF (2002). Cost of Infrastructure Failure. American Water Works Association Research Foundation. ISBN 1583212647.

Balducelli, C., Bologna, S., Di Pietro, A., Vicoli, G. (2005). Analysing interdependencies of critical infrastructures using agent discrete event simulation. International Journal of Emergency Management. 2(4). 306 – 318.

Chang, S. (2003). Evaluating disaster mitigations: methodology for urban infrastructure systems. Natural Hazard Review, 4(4), 186-196.

Mil van B.P.A., A.E. Dijkzeul, R.M.A. van der Pennen (2006). Risk modelling handbook: selection of models and methods fot conducting risk analysis. Ministery of Economic Affairs, The Netherlands, available at: http://www.minez.nl/ .

Whelton, A., Wisniewski, P., States, S., Birkmire, S., Brown, M. (2006). Lessons learned from drinking water disaster and terrorism exercises. *Journal American Water Works Association*, 98(8), 63-73.

Kaplan. S. 1991. Risk Assessment and Risk Management - Basic Concepts and Terminology. Hemisphere Publ. Corp., Boston, Massachusetts, USA. In Risk Management: Expanding Horizons in Nuclear Power and Other industries, pp.11-28.

Klinke, A. & Renn, O. 2002. A new approach to risk evaluation and management: Risk-based, precaution-based and discourse-based strategies. Risk Analysis, 22(6), 1071-1094

Fischhoff, B., S. Lichtenstein, P. Slovic, S.L. Derby, and R.L. Keeney. 1981. Acceptable Risk. Cambridge University Press, New York.

IEC 300-3-9 Dependability management - Part 3: Application guide - Section 9 Risk analysis of technological systems. International Electrotechnical Commission. 1995.

IEC 812, standard Analysis Techniques for System Reliability - Procedure for Failure Mode Effects Analysis

Vatn, J. 1998. A discussion of the acceptable risk problem. Reliability Engineering and System Safety, 61(1-2):11-19.

KLİMATOLOJİK VE METEOROLOJİK AFETLER VE SİGORTACILIK

Murat TÜRKEŞ ve Zahide ACAR DENİZ

Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Fen-Edebiyat Fakültesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale
murat.turkes@comu.edu.tr, zahide.deniz@hotmail.com

Özet

Her geçen yıl artan sayıda insan klimatolojik ve meteorolojik afetlerden etkilenmektedir. Küresel afet etki değerlendirmelerine göre, klimatolojik, meteorolojik ve hidrolojik kökenli afetler, doğal afetlerin yaklaşık % 80'ninden sorumludur. Bunlardan, fırtınalar, taşkınlar ve seller ise, doğal afetlerin % 65'ini oluşturur. Çağdaş ve geniş kapsamlı bir afet yönetimi planlaması çerçevesinde, afete hazırlık, etkilerin azaltılması, karşı önlemler ve erken uyarılar gibi çeşitli eylem ve etkinlikler sigortacılık sektörü açısından önemlidir. Bu nedenle, özellikle iklim değişikliği ve kuraklık olaylarını da içeren iklimsel değişebilirliğe ve/ya doğal afetlere karşı duyarlı (etkilenebilirliği yüksek) olan ülke ve bölgelerde, afet kapsamı genişletilmelidir. Bu çerçevede, çalışmanın başlıca amacı, klimatolojik ve meteorolojik afetleri sınıflandırarak kısa bir değerlendirmesini yapmak ve bu afetleri de kapsayan yeni bir afet sigortacılığı sistemine olan gereksinime dikkat çekmektir.

Anahtar Kelimeler: *Klimatolojik ve meteorolojik afetler; kuraklık; fırtınalar, sel ve taşkınlar; sigortacılık.*

CLIMATOLOGICAL AND METEOROLOGICAL DISASTERS AND INSURANCE

Abstract

Increasing number of human population in every year has been affected by the climatological and meteorological disasters. According to the disaster assessments made at the global level, climatological, meteorological and hydrological disasters are responsible for about 80% of the natural disasters. Storms, floods and flush-floods from those comprise of 65% of the natural disasters. Various actions and activities such as disaster preparedness, mitigation, reduction and prevention of the impacts and early warnings are considerable with respect to the insurance sector. These activities and actions should be implemented in the frame of contemporary and comprehensive disaster management planes. Consequently, scope of the natural disaster should be expanded particularly in the countries and regions that are vulnerable to the impacts of the climate change and variability including drought events and/or natural disasters. In this context, main purpose of the study is to classify and shortly assess the climatological and meteorological disasters and to attract attention necessity of a new disaster insurance system containing these disasters.

Key Words: *Climatological and meteorological disasters, drought, storms, flood and flash-flood, insurance.*

GİRİŞ

Doğal afet, deprem, kuraklık, taşkın, sel, kütle hareketleri, sis, don, dolu, yıldırım, kar, hortum (tornado), tropikal ve orta enlem (ekstratropikal) siklonları, fırtına, kıyı erozyonu, volkanik püskürme gibi doğal olayların, etkili oldukları bölgede, can ve mal kaybı ile yaşamsal etkinliklerin bozulmasına yol açan kökenleri farklı olaylardır (Türkeş ve Acar Deniz, 2010). Bu kapsamda, doğal afet, *insanlığın sosyo-ekonomik ve sosyo-kültürel etkinliklerini önemli düzeyde tehdit ederek ya da kesintiye uğratarak büyük can ve mal kayıplarına neden olan, ekosistemlerde onarılması uzun yıllar gerektiren çok büyük yıkımlara ve hatta yok oluşlara yol açan ve genellikle çok hızlı gelişen bir doğa olayı* şeklinde tanımlanabilir (Türkeş, 2005).

Küresel afet etki değerlendirmelerine göre, klimatolojik, meteorolojik ve hidrolojik kökenli afetler, doğal afetlerin yaklaşık % 80'ninden sorumludur. Bunlardan, fırtınalar, taşkınlar ve seller ise, doğal afetlerin % 65'ini oluşturur. Türkiye'nin jeomorfolojik oluşum ve gelişiminde önemli bir paya sahip olan faylar (örn. Kuzey ve Doğu Anadolu fayları), onu jeofizik kaynaklı afetlerin en önemlilerinden olan depremlerin etkilerine açık bir ülke yapmıştır.

Çağdaş toplumların sorumluluk tanımına göre, kayıp ve hasarlarla ilgilenmek sosyal devletin ve sigorta kuruluşlarının görevidir (Türkeş, 2001). Bu yüzden, son yıllarda sigortacılık sektörü, 1980'li ve 1990'lı yıllarda dünyaya egemen olmaya başlayan kamu mallarının ve hizmetlerinin özelleştirilmesi eğiliminin de etkisiyle, fırtına, heyelan, sel, taşkın, çığ ve dolu gibi şiddetli hava afetlerinden kaynaklanan zararlar konusuyla yakından ilgilenmektedir. Bu olaylar, tek başına bireylere, ailelere ve şirketlere tehdit oluşturan hasarlara neden olmakla kalmaz, tüm kentler ve ekonominin tüm kolları, küresel ölçekte ise tüm devletler ve sosyal sistemler için bir tehlike oluşturabilir (Türkeş, 2001).

Doğal afetlerden korunma ve kayıpları azalmaya yönelik sigorta uygulamaları son yıllarda giderek artan bir önem taşır. Ülkelerin uygulamaları farklı olsa da, sigortacılık etkinlikleri artan risk koşullarıyla artmaktadır. Türkiye'de sigortacılık son yıllarda önemli gelişmeler göstermiştir. Doğal afet kavramının biraz genişletilmesiyle, tarım, hayvancılık ve su ürünleri faaliyetleri ile deprem, sigorta kapsamına alınmıştır. Sigorta sektöründe ve ilgili yasalarda, klimatolojik ve meteorolojik afet olaylarına yönelik doğrudan bir uygulama yoktur.

Bu çalışmada, iklim değişikliği ve değişkenliğinin klimatolojik ve meteorolojik kökenli afetler üzerindeki etkisi üzerinde durularak, doğal afet kavramının geliştirilmesine ve sigorta kapsamına alınmayan klimatolojik ve meteorolojik afet riskleri için yeni düzenlemelerin yapılması ve bu afetleri de içeren sigorta tanımlarına olan gereksinim konularına dikkat çekilmeye çalışıldı.

2. İKLİM DEĞİŞİKLİĞİ VE DOĞAL AFETLER

Günümüzde afetler, oluşum nedenlerine göre, biyolojik (salgın hastalık, böcek istilasi, vb.), jeofizik (deprem, volkanik püskürme, tsunami, vb.), meteorolojik (fırtına, fırtına kabarması, tropikal siklon, vb.), klimatolojik (sıcak ve soğuk hava dalgaları, kuraklık, orman yangını, vb.) ve hidrolojik (taşkın, sel, kütle hareketleri) kökenli afetler olarak sınıflandırır (Tablo 1). Afetler genel olarak doğal nedenlerle oluşmakla birlikte, çevresel bozulmalar ve insan etkinlikleriyle (örn. ormanların yok edilmesi, çölleşme, nükleer ve endüstriyel kazalar, kimyasal atıklar, ulaşım ve taşımacılık kazaları, yangınlar, küresel ısınma, vb.) bozulan çevre koşulları herhangi bir doğal olayın afete dönüşmesine neden

olabilir. Ayrıca, bazı doğal afetlerin frekansındaki ve şiddetindeki artışlar iklim değişikliğinin bir göstergesi olarak da kabul edilebilmektedir.

Atmosferdeki birikimlerinde sürekli bir artış gösteren sera gazları, Yerküre'nin ışınım dengesini bozarak atmosferdeki doğal sera etkisini kuvvetlendirmektedir. Kuvvetlenen doğal sera etkisi de beraberinde küresel sıcaklıklarda bir artış oluşturmaktadır (Türkeş, 2008a, 2008b). Küresel ölçekte, yıllık ortalama sıcaklıkların artması, bazı alanlarda yağışların artması, buzulların erimesi ile okyanus ve deniz seviyelerinin yükselmesi alçak kıyı alanları için (Marshall Adaları, Papua Yeni Gine, Maldiv Adaları, vb.) büyük bir tehdit oluşturur. Alçak alanlardaki yeraltı suyu akiferlerinin yükselen deniz suyu seviyesiyle birlikte tuzlu sular tarafından yutulması, canlı yaşamı için büyük önemi olan içme suyunun niteliğinin bozulmasına ve gelecekteki su krizlerine işaret eder. 20. yüzyılda, orta enlem ve kutupsal kar örtüsü, kutupsal kara ve deniz buzları ile orta enlemlerin dağ buzulları eriyerek alansal ve hacimsel olarak azalmıştır. Gel-git ve deniz seviyesi ölçerlerinin gözlem kayıtlarına göre küresel ortalama deniz seviyesi, yaklaşık 0.17 m (0.12-0.22 m arasında) yükselmiş ve okyanusların ısı içerikleri artmıştır (IPCC, 2001; IPCC 2007). Yağışlar kuzey yarımkürenin orta ve yüksek enlem bölgelerinde her on yılda yaklaşık % 0.5 ile % 1 arasında artarken, subtropikal karaların (Akdeniz Havzası'nı da içerir) önemli bir bölümünde her on yılda yaklaşık % 3 azalmıştır (IPCC, 2001). IPCC dördüncü değerlendirme raporuna göre; küresel ortalama yüzey sıcaklığı, 1906-2005 döneminde 0.74 °C artmıştır. 1901-2005 döneminde Amerika'nın doğu bölgeleri, Avrupa'nın kuzeyi ve Asya'nın kuzeyi ile iç kesimleri yağışların arttığı bölgelerken, Afrika'nın Sahel bölgesi, Akdeniz Havzası, Afrika'nın güneyi, Asya'nın güney kesimleri ise yağışlarda önemli azalmaların olduğu bölgelerdir (Türkeş, 2008c).

3. AKDENİZ HAVZASI VE TÜRKİYE'DE GÖZLENEN VE ÖNGÖRÜLEN İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ VE SONUÇLARI

Akdeniz havzası için yapılan çalışmalarda, özellikle sıcaklıklarda 1980'lerden sonraki belirgin artışlar ve 1970'lerden başlayarak da yağışlardaki belirgin azalmalar dikkati çeker (örn. Maheras ve Kutiel, 1999; Xoplaki ve ark., 2003; Türkeş, 2008b, 2008c; Türkeş ve ark., 2002; Türkeş ve Sümer, 2004; Türkeş ve ark., 2009, vb.). Akdeniz makro iklim bölgesinin normal bir iklim özelliği olarak bilinen yaz kuraklığı ve yağışlardaki yüksek yıllararası değişkenlik ile bağlantılı olarak, her mevsimde rastlanan kurak dönemler, Türkiye su kaynakları üzerinde büyük baskı yaratır (Türkeş, 1996, 1998, 2007, 2010; Türkeş ve Tatlı, 2009, vb.).

Özellikle 1970'li yılların başında, Doğu Akdeniz havzası ve Türkiye'de yağışlarda önemli azalma eğilimleri ve kuraklık olayları yaşanmaya başlamıştır. Bu azalma, özellikle kış yağışlarında belirgindir. 1970-2001 yılları arasındaki uzun süreli ortalamaların altındaki az yağışlı dönemler, su açığı, su sıkıntısı ve su kaynakları yönetimi açısından önemlidir (Türkeş, 1996, 1998; Türkeş, 2003a). Yağışlar, Kasım 2001'den 2004 ilkbaharını kapsayan dönemde ve son olarak Aralık 2008-Haziran 2010 döneminde Türkiye'nin önemli bir bölümünde uzun süreli ortalamaların üzerinde gerçekleşirken, Kasım 2006-Kasım 2008 döneminde Türkiye'nin özellikle batı, iç batı, kuzeybatı ve güneyinde geniş alanlı ve şiddetli kuraklık olayları yaşanmıştır (Türkeş, 2008b, 2008c; Türkeş ve Tatlı, 2010). Türkiye istasyonlarının çoğunun kuraklık indisleri, 1930-93 periyodunda 1960'lı yıllara kadar nemli koşullar gösterirken, 1990'larla birlikte kuru-yarınemli ve yarınemli koşullara doğru değişiklik gösterir (Türkeş, 1999, 2003a, 2003b; Türkeş ve Tatlı, 2010).

Tablo 1: Afetlerin kökenlerine göre sınıflandırılması (*) (**).

Afetin kökeni	Afetin ana türü	Afetin alt türü
Biyolojik kökenli afetler	Epidemik (salgın hastalık)	Viral enfeksiyon hastalıklar Bakteriyel enfeksiyon hastalıklar Parazitik enfeksiyon hastalıklar Fungal (mantarsal) enfeksiyon hastalıklar Prion enfeksiyon hastalıklar
	Böcek istilası Hayvan paniği	
Jeofiziksel kökenli afetler	Depremler	Yer sarsıntısı Tsunami
	Volkanlar	Volkanik püskürme (lav akışı, kül, proklastik malzeme püskürmesi, volkan çakılı/bombası vb.) Zehirli gaz çıkışı vb.
	Kütle hareketleri (kuru)	Kaya düşmesi Çığ Heyelan Çökme
Meteorolojik kökenli afetler	Fırtına	Tropikal siklon Tropikler dışı siklon (kış fırtınası, orta enlem siklonik fırtına vb.) Gökgürültülü/şimşekli yerel konvektif fırtına (oraj, dolu fırtınası vb.) Hortum vb.
Klimatolojik kökenli afetler	Ekstrem sıcaklıklar	Sıcak hava dalgası Soğuk hava dalgası Şiddetli kış koşulları
	Kuraklık	Meteorolojik kuraklık, Hidrolojik kuraklık, Tarımsal kuraklık vb.
	Yabansı yangınlar	Orman yangını Arazi yangınları (Step, çayır, çalılık vb.)
Hidrolojik kökenli afetler	Taşkın	Genel taşkın Sel Fırtına kabarması/kıyı taşkını vb.
	Kütle hareketleri (ıslak/nemli)	Akma Sürüklenme Kaya düşmesi Çığ Heyelan Çökme

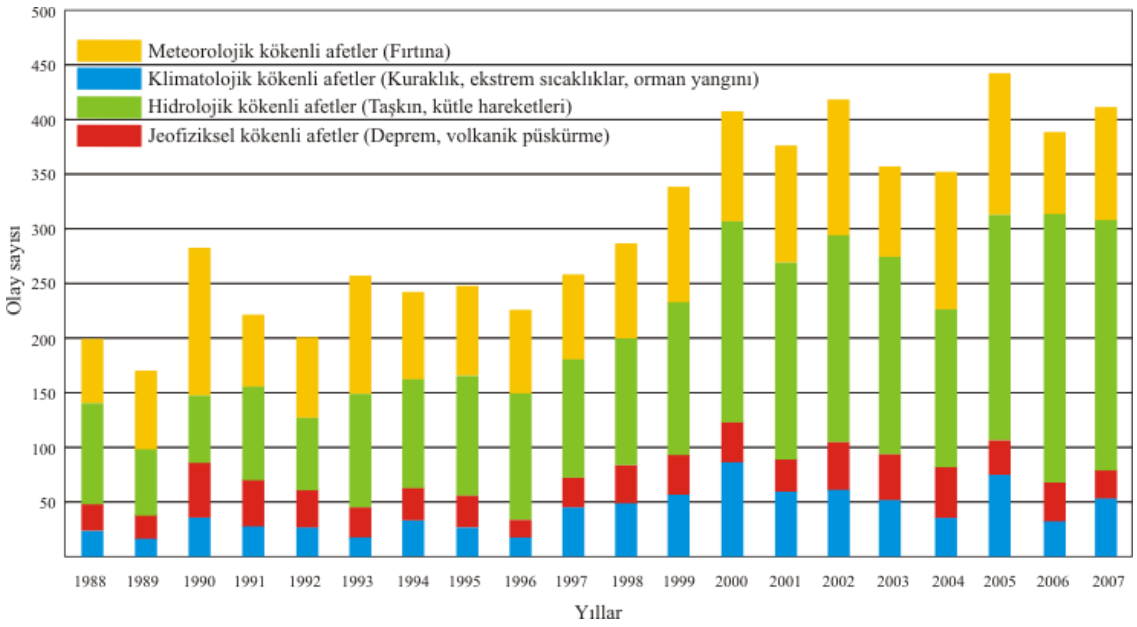
(*) Kaynak: EM-DAT: The OFDA/CRED verilerine göre Türkeş ve Acar Deniz (2010)'den.
(**) Jeofiziksel kökenli afetler jeolojik ve jeomorfolojik kaynaklı afetleri içerirken, hidrolojik kökenliler jeomorfolojik kaynaklı afetleri içerir.

Türkiye'nin sıcaklık rejiminde daha ılıman ve/ya da daha sıcak iklim koşullarına yönelik bir değişme vardır (Türkeş ve ark., 2002; Türkeş, 2003b). Şehirleşmenin hızlı olduğu ve şehirleşmiş istasyonların gece en düşük hava sıcaklıklarındaki ısınma eğiliminin oranı 0.08-0.56 °C/on yıl arasında değişir (Türkeş ve ark., 2002; Türkeş, 2003b). 1980'li yıllardan sonra küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında gözlenen artışlar ve 1960 ve 1970'lerden itibaren Sahel ve Akdeniz havzası gibi bazı tropikal ve subtropikal bölgelerdeki yağış toplamlarındaki azalmalar suya olan gereksinimi arttırmaktadır (Türkeş, 1996, 1998; Türkeş, 2003a; Türkeş ve Acar, 2008; Acar ve Türkeş, 2008).

4. SON 20 YILDA KLİMATOLOJİK VE METEOROLOJİK AFETLERDE GÖZLENEN DEĞİŞİMLER

Sigorta şirketleri ve afet araştırma merkezlerinin istatistikleri, 1980-2008 yılları arasındaki meteorolojik, klimatolojik ve hidrolojik kaynaklı doğal afet frekanslarının ve kayıpların ekonomik boyutunun 1980'lerden sonra hızla arttığını gösterir (Şekil 1). Afet Kaynaklı

Salgın Hastalıkları Araştırma Merkezi'nin (CRED) istatistiklerine göre, 1988'den 2007'ye kadarki dönemde meteorolojik kökenli afetler ile hidrolojik kökenli afetlerin artış oranları birbiriyle uyumludur. Taşkın ve kütle hareketleri, meteorolojik olaylarla bağlantılı geliştiği için, birçok şiddetli hava olayı beraberinde hidrolojik kökenli afeti getirir. Ekstrem sıcaklıklar (sıcak ve soğuk hava dalgaları), kuraklık ve orman yangınları gibi klimatolojik kökenli afetlerin frekansında 1990'ların ortasından başlayarak bir artış gözlenir. Ayrıca, kurak ve sıcak geçen yaz aylarındaki sıcak hava dalgaları, orman yangınlarını tetikleyerek büyük kayıplara yol açar (Türkeş ve Acar Deniz, 2010).

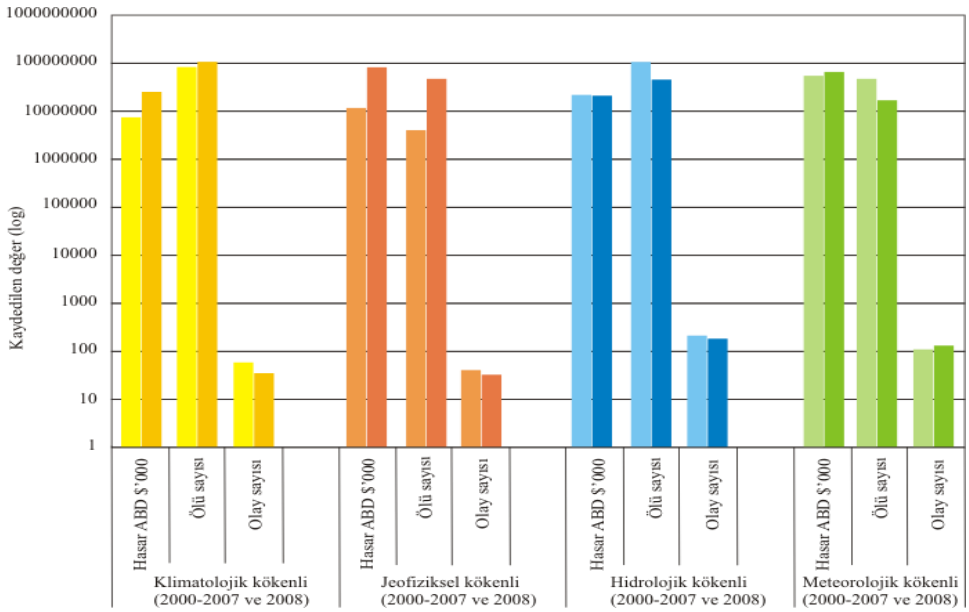


Şekil 1: Meteorolojik, klimatolojik, hidrolojik ve jeofizik kökenli küresel doğal afet sıklıklarının 1988-2007 dönemindeki yıllararası değişimleri (Scheuren *ve ark.* (2008)'na göre Türkeş ve Acar Deniz (2010)'den).

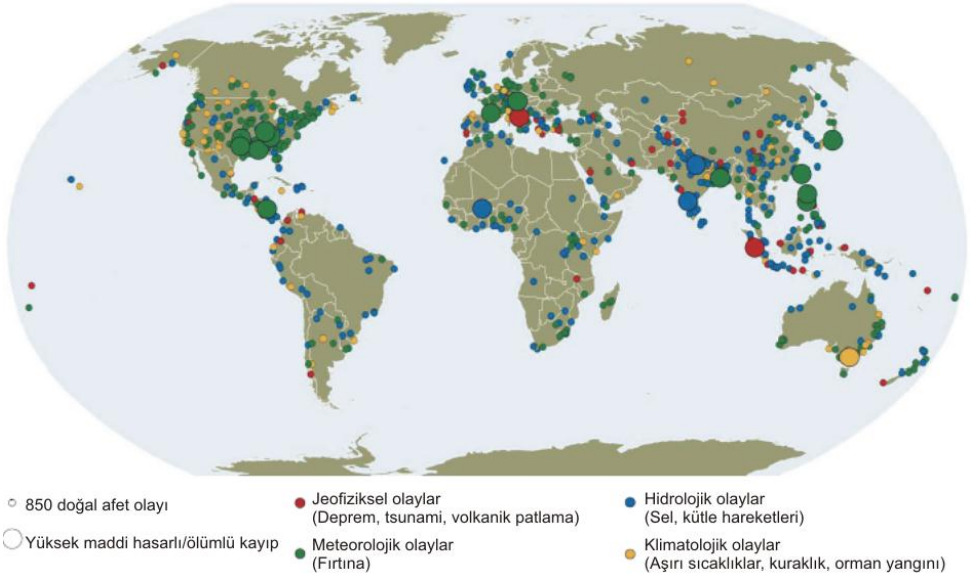
Kökeni ne olursa olsun gerçekleşen doğal olayların afete dönüşmesinde en önemli etmen, etkilenen ülkelerin ya da bölgelerin sosyoekonomik kalkınmışlık düzeyidir. Sigorta şirketleri ve afet araştırma merkezlerinin istatistiklerine göre, 2008 ve 2009 yılları doğal afetlerde en fazla hasar ve kayıpların gerçekleştiği yıllardır. Bu yıllarda gerçekleşen afetlerin sayısı, 2000-2007 ortalamalarının üzerindedir. Küresel afet kayıtlarının tutulduğu Acil Olaylar Veritabanı'na (Emergency Events Database - EM-DAT) göre, 2000-2007 dönemindeki doğal afetlerin ortalaması 397 iken, 2008 yılındaki doğal afet sayısı 354'dir (Rodriguez *ve ark.*, 2009). 2008 yılında en fazla oluşan doğal afetler meteorolojik ve hidrolojik kökenlidir. En fazla ölüme neden olan ise, klimatolojik kökenli afetlerdir. 2008 yılında, Afrika'nın doğu kıyısında etkili olan geniş alanlı ve şiddetli kuraklık, özellikle Cibuti, Somali ve Eritre'de çok sayıda insanın ölümüne neden olmuştur (Şekil 2).

2008 yılındaki klimatolojik afetlerin sıklığı 2000-2007 ortalamasından daha az olmasına karşın, bu değer etkilenen insan sayısı açısından % 30 oranında daha yüksektir. 2008 yılında Çin'deki ekstrem kış koşulları 77 milyon insanın etkilenmesine, Afrika'daki (14

milyon) ve Asya'daki (12 milyon) kuraklıklar çok sayıda insanın etkilenmesine neden olmuştur (Rodriguez *ve ark*., 2009**)**.



Şekil 2. Küresel düzeyde gerçekleşen doğal afetlerin 2000-2007 dönemi ortalaması ile 2008 yılındaki sayısının karşılaştırılması (Rodriguez ve ark. (2009)'na göre Türkeş ve Acar Deniz (2010)'den).



Şekil 3. 2009 yılında kaydedilen hidrolojik, meteorolojik, klimatolojik ve jeofizik kökenli afetlerin, şiddetlerine göre küresel dağılışı (Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Geo Risk Research, NatCatSERVICE ve Münich Re (2009)'ye göre Türkeş ve Acar Deniz (2010)'den).

EM-DAT istatistiklerine göre, 2009 yılında 328 doğal afet oluşmuştur. Bu afetlerde 10,000'den fazla insan hayatını kaybetmiş ve yaklaşık 113 milyon insan etkilenmiştir. En fazla ölüme Endonezya depremi neden olmuş; seri halindeki tropikal siklonlar (tayfunlar) ve bunların neden olduğu seller ve taşkınlar Asya'yı en çok etkileyen doğal afetler olmuştur.

2009 yılındaki doğal afetlerin büyük bir bölümünü meteorolojik kökenli afetler oluşturur. 2009 Aralık ve 2010 Ocak aylarında etkisi tüm Avrupa'da hissedilen soğuk hava dalgası, çok sayıda ölüme ve ekonomik hasara neden olmuştur. EM-DAT ve Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft Aktiengesellschaft in München (Münich Re) verilerine göre, soğuk hava dalgasından en çok İngiltere, Avusturya, Çek Cumhuriyeti, Fransa, Almanya, Polonya, Rusya, Ukrayna, Romanya, Bosna Hersek, Sırbistan, İtalya ve Türkiye etkilenmiştir (Şekil 3). Ayrıca, şiddetli orta enlem cephesel yağışları tüm orta Avrupa'da, özellikle de İngiltere, Türkiye, Yunanistan ve Bosna-Hersek'te sel ve taşkınlara neden olmuştur. 2009 yılında ekstrem sıcaklıkların neden olduğu diğer önemli afet Avustralya'nın Victoria eyaletini etkileyen sıcak hava dalgasıdır (Şekil 3).

5. TÜRKİYE'DE SİGORTACILIK SEKTÖRÜ

Türkiye'de sigortacılık sektörünün 150 yıldan fazla bir geçmişi vardır. Artan risklerle birlikte, kayıpları azaltmak için sigortacılık etkinlikleri hızla artmaktadır. Yaşanan doğal afetler, var olan sigortalara ilişkin düzenlenmeler yapılmasını gerektirir. Örneğin; 17 Ağustos 1999 Marmara depremi sonrasında, Hazine Müsteşarlığı tarafından Zorunlu Deprem Sigortası'na ilişkin bir yasal düzenleme yapılmıştır. Doğal afetlerin maliyeti büyük boyutlara ulaştığı için, bazı ülkelerde doğal afetlerden oluşan kayıpların karşılanması sürecine sigorta sektörünün yanı sıra devlet de katılır (Acar, 2006). Doğal Afet Sigortaları Kurumu'na (DASK) göre, Zorunlu Deprem Sigortası, devletin ve sigorta sektörünün işbirliği ile oluşturulan bir sistemdir (http://www.dask.gov.tr).

Türkiye, jeolojik, jeomorfolojik ve topografik yapısı ve özellikleri ile klimatolojik ve meteorolojik özellikleri nedeniyle önemli can ve mal kayıplarına yol açan doğal afetlerle sıklıkla karşılaşan ülkeler arasında yeralır. Türkiye'de etkili olan doğal afetler, önem sırasına göre, depremler, heyelanlar, su baskınları (seller ve taşkınlar), kaya düşmeleri, yangınlar, çığ, fırtına ve yer altı suyu hareketleri şeklinde sıralanabilir (http://www.dask.gov.tr). Türkiye'de son 60 yıl içerisinde doğal afetlerin yol açtığı yapısal hasar istatistikleri incelendiğinde, bu tür hasarın 2/3'ünün deprem nedeniyle oluştuğu görülür. Türkiye deprem bölgeleri (Özmen *ve ark.,* 1997) dikkate alındığında, ülke yüzölçümünün % 96'sının farklı oranlarda tehlikeye sahip deprem bölgeleri içerisinde olduğu ve nüfusun % 98'inin bu bölgelerde yaşadığı görülür.

Çok büyük can (yaklaşık 18,000 insan) ve mal kayıplarına neden olan ve büyüklüğü 7.4 düzeyindeki Marmara Depremi'nden sonra, Türkiye'de devlet tarafından deprem zararlarının en aza indirilmesi amacıyla bazı önlemler alındığı görülür. Bunların en önemlilerinden birisi de, Zorunlu Deprem Sigortası'na ilişkin düzenlemedir. 27.08.1999 tarih ve 4452 sayılı "Doğal Afetlere Karşı Alınacak Önlemler ve Doğal Afetler Nedeniyle Doğan Zararların Giderilmesi İçin Yapılacak Düzenlemeler Hakkında Yetki Kanunu"nun verdiği yetkiye dayanılarak hazırlanan 587 sayılı "Zorunlu Deprem Sigortasına Dair Kanun Hükmünde Kararname" 27.12.1999 tarih ve 23919 (mükerrer) sayılı Resmi Gazetede yayımlanarak yürürlüğe girdi (http://www.dask.gov.tr). Söz konusu kararname ile 27 Eylül 2000 tarihinden başlayarak kapsamdaki meskenler için deprem sigortası yaptırmak zorunlu hale getirilmiş ve öngörülen bu sigortayı sunmak üzere Doğal Afet Sigortaları Kurumu (DASK) kuruldu. DASK, 27 Eylül 2000 tarihinden başlayarak teminat sunmaya başladı. Bugün 29 yetkili sigorta şirketi ve bu şirketlerin acenteleri DASK adına ve hesabına Zorunlu Deprem Sigortası yapmaktadır.

Öte yandan, tarım sektörü de, dünya nüfusu açısından taşıdığı kritik önemin yanı sıra, ekonomik, sosyal, siyasal, teknolojik ve kişisel risklerden yüksek düzeyde etkilenen, son

derece hassas bir faaliyet sahası olarak kendine özgü bir yapıya sahiptir. Türkiye'de tarım sektörünü tehdit eden risklerin güvence altına alınabilmesi amacıyla, 14/06/2005 tarih ve 5363 sayılı "Tarım Sigortaları Kanunu" çıkarılmıştır (http://www.tarsim.org.tr). Bu kanunla, sigorta şirketinin tek başına üstlenemeyeceği kuraklık ve don gibi klimatolojik risklerin teminat kapsamına alınabilmesi ve fiyatlarda haksız rekabetin önlenerek devletin prim ve hasar fazlası desteğinin etkin şekilde kullanılması için bir havuz sistemi kurulmuştur.

6. SİGORTACILIKTA ÇEVRE VE RİSK YÖNETİMİ

Artan risk koşulları karşısında, çevresel riski önleme ve afet oluştuğunda iyi bir afet yönetimi yapabilmek için, aşağıda verilenlerin gerçekleştirilmesi gerekir:

(1) Ülkenin ya da bölgenin doğal afetlerden etkilenebilirliğinin, risk etmenlerinin ve olasılık düzeylerinin belirlenmesi ve değerlendirilmesi;

(2) Afetin önlenmesi ve etkilenebilirliğinin azaltılması;

(3) Afete hazırlıklı olma;

(4) Afet riski yönetimi ve etkilenen alanların düzenlenmesi ve gerekli iyileştirilmenin yapılması;

(5) Afet riski yönetimi konusunda sektörler arası işbirliği oluşturulması konularının iyi planlanması.

Risk yönetiminde, sigorta şirketleri önemli bir rol oynar. Sigortalı bireylerin hasarlarını en aza indirmek için bireylerin mali kayıpları sigorta şirketlerince karşılanır ve çevre riski azaltılır (Aller ve Kozlowski, 2003). Ancak, gerçekleşen her uç olay, şiddetli bir hasarla sonuçlanmayabilir. Hasarın boyutu yalnız olayın şiddetine değil, doğal olayın etkili olduğu alanın hassasiyeti ve nüfusun büyüklüğüne bağlıdır (Garatwa ve Bollin, 2002). Hasarın büyüklüğünü etkileyen etmenler ise, hem riskleri ve afetleri etkileyen/değiştiren hem de maliyeti etkileyen etmenleri içerir.

Çevre riskleriyle birlikte zorunlu çevre sorumluluk sigortasının oluşturulması önemlidir. Günümüzde birçok sigorta şirketinin bu tip sorumluluk risklerini sigorta kapsamına almak istemeyeceği dikkate alınınca, zorunlu çevre sorumluluk sigortasına duyulan gereksinimin artacağı görülür (Pamukçu ve Bölükbaşı, 2005). Sigorta şirketleri, riskli alanlardaki sorumluluklarının maliyetini sigorta primlerine yansıtır. Şirketler arasındaki rekabet ve olayın gerçekleşme olasılığı, hasarın sigorta şirketine olan maliyeti ve sigortalanacak ürünün primini belirlemede etkili olur (Lemcke, 2003; http://www.munichre. com; http://www.swissre.com). Bu durumda, devletin müdahalesi önem taşır.

Günümüzde doğal afetler nedeniyle sigorta zararlarındaki artış oranı güncel olarak yaklaşık yılda % 5.2 düzeyindedir. Bundan, doğal afetler nedeniyle ortaya çıkan hasarların karşılanmasına yönelik olarak, sigorta şirketlerinin 2020 yılında yıllık ortalama olarak 60 milyar dolarlık bir sigorta maliyeti ile yüz yüze kalacakları sonucu çıkarılabilir (Lemcke, 2003). Kull (2004)'a göre, küresel sigorta kayıpları, özelikle 1980'li yıllardan sonra doğal afet olaylarındaki artışla birlikte artış göstermiştir. Bugün, dünya nüfusunun neredeyse % 40'ı doğal afetlere açık olan kıyı şeridinde yaşamaktadır. Son yıllarda doğal afetler ve potansiyel risk alanlarındaki bölgeler erken uyarı sistemleriyle denetlenmektedir.

7. SONUÇ VE TARTIŞMA

Günümüzdeki gelişmeler ve hızla artan yüksek tüketim oranlarını ve doğal afet risklerinin artması değerlendirildiğinde, yaşadığımız toplumu risk toplumu olarak adlandırmak olasıdır. Sanayi devrimiyle hızlanan sanayileşme süreci, insanın Yerküre atmosferi ve

iklim sistemi üzerindeki baskısını daha da artmıştır. Son yıllarda, afet olaylarının frekanslarının artması dünya nüfusunun % 40'ının afete açık bölgelerde yaşıyor olmasıyla büyük bir tehdit oluşturur. Küresel ısınma ve afet olaylarının frekansının artması, sigorta şirketlerinin, örneğin afetlere karşı hassas alanları belirleme, önemli risk alanları oluşturma, riske karşı alınacak önlemleri belirleme, afet sonrasında sigortalıların zararlarını karşılama vb. gibi önemli görevler üstlenmelerini sağlamıştır. Ayrıca, sigorta şirketlerinin risk oranı yüksek bölgelerde de sigortalama işlemlerini yapması için bazı ülkelerde kısmen ya da tam devlet desteği sağlanmaktadır. Sigorta şirketlerinin sayısının artması da artan rekabet ile birlikte sigorta primlerini belli bir düzeyde kalmasını sağlar. Sigortalı ya da sigortasız hasarların en aza indirilebilmesi için risk alanları dikkate alınarak bölgesel risk yönetim planları yapılmalıdır.

Türkiye'de doğal afet sigortalarına, örneğin DASK'a halkın gösterdiği ilgi, orta-yüksek olasılıkla ekonomik durum, halkın gelir, eğitim ve bilinç düzeyi ve sisteme olan güvensizliği, sektörün kendi sorunları ve etkinlik düzeyi ile yasal yetersizlikler gibi çeşitli sorunlar ve etmenler nedeniyle olması gerekenin altında kalmaktadır. Öte yandan tüm bu ve benzeri gerekçelerin, oluşturulması düşünülen öteki olası doğal afet sigortaları için de geçerli olacağı unutulmamalıdır. Örneğin, küresel iklim değişikliğinin ve riskinin sigortalanabilmesi konusunda Türkiye'nin başarılı olabilmesi için, devlet kısmi desteğinin ekonomik anlamının yanı sıra siyasi anlamda sonuçları olacağı gözden kaçırılmamalıdır. Bu çalışmada belirtilen ve açıklanan çeşitli klimatolojik/meteorolojik ve hidrolojik afetlere ilişkin yüksek riskler ve olumsuz etkiler dikkate alındığında, doğal afetler konusunda yeni bir anlayış ile yeni bir 'sosyal' doğal efet sigortacılığına olan gereksinimin önemli olduğu görülür.

KAYNAKLAR

Acar, O. 2006. Gelişmiş Ülkelerin Sigorta Sektörlerinde Doğal Afet Risklerinin Finansmanı ve Katastrofik Tahviller: 2005 yılı analizi. *Sigorta Araştırmaları Dergisi*, 2: 107-121.

Acar, Z. ve Türkeş, M. 2008. Biga Yarımadası Akarsu Havzalarında Hidro-Klimatolojik Değişimler. İçinde: *Ulusal Jeomorfoloji Sempozyumu 2008 Bildiriler Kitabı*, 368-379. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Çanakkale.

Aller D. and Kozlowski E. 2003. Loss Trends in Elemental Loss Insurance. Extreme Events and Climate Change, Organe consultatif sur les changements climatiques beratendes organ für fragen der klimaanderung, Bern.

Garatwa, W. and Bollin, C., 2002. Disaster Risk Management, Working Concept. Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (GTZ) GmbH, Eschborn.

IPCC, Climate Change. 2001. The Scientific Basic - Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Eds.: J. T. Houghton et al., Cambridge University Press, Cambridge.

IPCC, Climate Change. 2007. The Physical Science Basis: Summary for Policymakers - Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), IPCC Secretariat, WMO, Geneva.

Kull, D. 2004. Global Trends in Flood Losses and The Insurance Industry. WMO Bulletin, Volume 53, No.1 January 2004.

Lemcke G. 2003. Extreme Events from the Standpoint of the Insurance Business. Extreme events and climate change, Organe consultatif sur les changements climatiques beratendes organ für fragen der klimaanderung, Bern

Maheras, P. and Kutiel, H. 1999. Spatial and Temporal Variations in the Temperature Regime in the Mediterranean and Their Relationship with Circulation During the Last Century. *International Journal of Climatology*, 19: 745–764.

Münich Re, 2009. Münchener Rückversicherungs-Gesellschaft, Geo Risk Research, NatCatSERVICE, Natural catastrophes 2009 World map.

Özmen, B., Nurlu, M. ve Güler, H. 1997. Coğrafi Bilgi Sistemi ile Deprem Bölgelerinin İncelenmesi. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

Pamukçu, B. ve Bölükbaşı, A. G. 2005. Sigortacılıkta Çevre Risk Yönetimi. *Sigorta Araştırmaları Dergisi*, 1: 79-90.

Resmi Gazete, 29 Aralık 2009, Sayı: 27447.

Rodriguez, J., Vos, F., Below, R. and Guha-Sapir, D. 2009. Annual Disaster Statistical Review 2008. The numbers and trends. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), Jacoffset Printers, Melin, Belgium.

Scheuren, J-M., le Polain de Waroux, O., Below, R., Guha-Sapir, D. and Ponserre, S. 2008. Annual Disaster Statistical Review The Numbers and Trends 2007. WHO Collaborating Center for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), Belgium.

Türkeş, M. 1996. Spatial and Temporal Analysis of Annual Rainfall Variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 16: 1057-1076.

Türkeş, M. 1998. Influence of Geopotential Heights, Cyclone Frequency and Southern Oscillation on Rainfall Variations in Turkey. *International Journal of Climatology*, 18: 649-680.

Türkeş, M. 1999. Vulnerability of Turkey to Desertification with Respect to Precipitation and Aridity Conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Science*, 23: 363-380.

Türkeş, M. 2001. Hava, İklim, Şiddetli Hava Olayları ve Küresel Isınma. İçinde: *T.C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 2000 Yılı Seminerleri, Teknik Sunumlar, Seminerler Dizisi*: 1, 187-205, Ankara.

Türkeş, M. 2003a. Spatial and Temporal Variations in Precipitation and Aridity Index Series of Turkey. In: *Bolle H-J (ed) Mediterranean climate-variability and trends. Regional Climate Studies.* Heidelberg: Springer, pp. 181–213.

Türkeş, M. 2003b. Küresel İklim Değişikliği ve Gelecekteki İklimimiz. İçinde: *T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 23 Mart Dünya Meteoroloji Günü kutlaması, Gelecekteki İklimimiz Paneli Bildiriler Kitabı (ed. Türkeş, M.),* 12-37, Ankara.

Türkeş, M. 2005. Afet coğrafyası açısından tsunamiler. Cumhuriyet Bilim ve Teknik, 931: 18-19.

Türkeş, M. 2007. Türkiye'nin kuraklığa, çölleşmeye eğilimi ve iklim değişikliği açısından değerlendirilmesi. *Pankobirlik*, 91: 38-47.

Türkeş, M. 2008a. Küresel İklim Değişikliği Nedir? Temel Kavramlar, Nedenleri, Gözlenen ve Öngörülen Değişiklikler. *İklim Değişikliği ve Çevre*, 1: 45-64.

Türkeş, M. 2008b. Gözlenen İklim Değişiklikleri ve Kuraklık: Nedenleri ve Geleceği. *Toplum ve Hekim*, 23: 97-107.

Türkeş, M. 2008c. İklim Değişikliği ve Küresel Isınma Olgusu: Bilimsel Değerlendirme. İçinde: *Küresel Isınma ve Kyoto Protokolü: İklim Değişikliğinin Bilimsel, Ekonomik ve Politik Analizi (Yayına Hazırlayan, E. Karakaya),* 21-57. Bağlam Yayınları No. 308, İstanbul.

Türkeş, M. 2010. BM Çölleşme İle Savaşım Sözleşmesi'nin İklim, İklim Değişikliği ve Kuraklık Açısından Çözümlenmesi ve Türkiye'deki Uygulamalar. İçinde: *Çölleşme İle Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı*, 601-616, Çorum.

Türkeş, M. ve Acar, Z. 2008. Biga Yarımadası Hava Sıcaklıklarındaki Eğilimler-Değişiklikler ve Atmosferik Uzakbağlantı Desenleri ile İlişkileri. İçinde: *IV. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 481-491, İstanbul.

Türkeş, M. ve Acar Deniz, Z. 2010. Klimatolojik/meteorolojik ve hidrolojik afetler ve sigortacılık sektörü. *Uluslararası İnsan Bilimleri Dergisi,* 7: 996-1020.

Türkeş, M. and Sümer, U. M. 2004. Spatial and Temporal Patterns of Trends and Variability in Diurnal Temperature Ranges of Turkey. *Theoretical and Applied Climatology*, 77: 195-227.

Türkeş, M. and Tatlı, H. 2009. Use of the Standardized Precipitation Index (SPI) and Modified SPI for Shaping the Drought Probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology*, 29: 2270–2282.

Türkeş, M. ve Tatlı, H. 2010. Kuraklık ve Yağış Etkinliği İndislerinin Çölleşmenin Belirlenmesi, Nitelenmesi ve İzlenmesindeki Rolü. İçinde: *Çölleşme ile Mücadele Sempozyumu Bildiriler Kitabı,* 245-263, Çorum.

Türkeş, M., Sümer, U. M. and Demir, İ. 2002. Re-evaluation of Trends and Changes in Mean, Maximum and Minimum Temperatures of Turkey for the Period 1929–1999. *International Journal of Climatology*, 22: 947–977.

Türkeş, M., Koç, T. and Sarış, F. 2009. Spatiotemporal Variability of Precipitation Total Series over Turkey. *International Journal of Climatology*, 29: 1056-1074.

Xoplaki, E., Gonzalez-Rouco, J.F., Luterbacher, J. and Wanner, H. 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dynamics*, 20: 723-739.

KAOTİK YAKLAŞIMLA KISA VADE RÜZGAR HIZI ÖNGÖRÜSÜ

Evren ÖZGÜR , Kasım KOÇAK
İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi
Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34460, Maslak, İstanbul
ozgurev@itu.edu.tr, kkocak@itu.edu.tr

ÖZET
Son yıllarda temiz enerjiye doğru ciddi bir yönelim yaşanmaktadır. Rüzgar gücü, rüzgar hızının kübü ile doğru orantılı olduğundan, rüzgar hızının minimum hata ile belirlenmesi gerekmektedir. Dolayısı ile rüzgar hızının doğru bir şekilde ölçümü veya tahmini önemlidir. Lineer olmayan dinamik sistem yaklaşımına göre, bir sistemin zamansal gelişimi faz uzayındaki yörüngeleri ile temsil edilebilir. Faz uzayının koordinatları, sistemin zamansal gelişimini tam olarak belirleyebilmek için gerekli olan durum değişkenlerinden meydana gelmektedir. Bu çalışmada bir noktada ölçülen saatlik ortalama rüzgar hızı verileri kullanılarak, faz uzayı yeniden kurulmuştur. Bu faz uzayı bir model kullanılarak rüzgar verilerinin öngörüsü gerçekleştirilmiştir.

Anahtar Kelimeler: *Faz uzayı, Kaos, Lokal öngörü, Rüzgar hızı.*

SHORT TERM PREDICTION OF WIND SPEED VIA CHAOTIC APPROACH

ABSTRACT
In recent years, there has been growing interest in clean energy. Wind power is proportional to the third power of the wind speed thus it is important to determine the wind speed with minimum error. Therefore, it is important to measure or to predict the wind speed correctly. According to nonlinear dynamical system approach, it is possible that the time evolution of a system can be represented by its trajectories in phase space. This phase space is spanned by the state variables which are necessary to determine the time evolution of the system. In this study, the phase was reconstructed by using hourly average wind speed values measured at one point. This phase space was utilized as a model to predict wind speed.

Key Words: *Phase space, Chaos, Local prediction, Wind speed.*

1. GİRİŞ

Dinamik sistemler teorisine göre, bir sistemin zamansal evrimi faz uzayındaki yörüngeleri ile temsil edilebilir. Faz uzayının koordinatları, sistemin evrimini tam olarak gösterebilmek için gerekli olan durum değişkenlerinden meydana gelir. Faz portreleri, geçici bir durumdan sonra bütün yörüngeleri kendi üzerine çeken ve çekici (attractor) olarak adlandırılan özgün paternlere sahiptir. Deterministik gelişim gösteren sistemler nokta, limit çevrim ve tor gibi düşük boyutlu çekicilere sahiptirler. Bu tip çekiciler tam sayı bir boyutla karakterize edilebilirler. Bu çekicilerin önemli bir özelliği, üzerlerine yakınsayan yörüngelerin birbirlerinden sabit bir mesafede kalmasıdır. Bu özellik, sistemin uzun bir süre için öngörülebilir olmasını garanti eder. Pek çok dinamik sistem için, yörüngelerin üzerinde kaldığı çekicinin boyutu tam sayı değildir. Bu tür çekiciler "fraktal küme" olarak adlandırılır ve tam sayı olmayan bir boyutla karakterize edilirler. Bahsedilen özelliğe sahip çekiciler "garip veya kaotik çekici" olarak adlandırılır. Kaotik çekicilerin en önemli özelliği, başlangıç olarak birbirlerine yakın yörüngelerin zamanla göstermiş oldukları ıraksamadır. Bu özelliğin en önemli sonucu, öngörüye getirmiş olduğu sınırdır,

bu durumda uzun süreli öngörü mümkün değildir (Koçak, 1996). Bununla birlikte pek çok meteorolojik değişkenler durumunda kısa vade öngörü başarıyla yapılabilmektedir. Bu çalışmada bir noktada ölçülen saatlik ortalama rüzgar hızı verileri kullanılarak, faz uzayı yeniden kurulmuştur. Bu faz uzayı bir model kullanılarak rüzgar verilerinin öngörüsü gerçekleştirilmiştir.

2. FAZ UZAYININ YENİDEN OLUŞTURULMASI

Kaotik yaklaşımın ilk aşaması, mevcut zaman serisini üreten dinamiğin faz uzayının yeniden oluşturulmasıdır. Atmosferde meydana gelen süreçlerin bir çoğu, çok sayıda bağımsız değişken tarafından meydana getirilen bir faz uzayında cereyan ederler. Diğer bir deyişle, bazı istisnalar dışında bir dinamik sistem şeklinde ifade edilebilmeleri oldukça zordur. Düzenli Δt zaman aralıklarında örneklenmiş tek bir durum değişkenine ait zaman serisinden hareketle faz uzayının yeniden kurulması mümkündür. Bunun için önce çekici ile ilgili bilgilerin zaman serisinden tahmin edilmesi gerekir (Koçak, 1996). Çekici ile ilgili bu bilgiler embedding parametreleri olarak adlandırılan zaman gecikmesi (τ) ve embedding boyutudur (m).

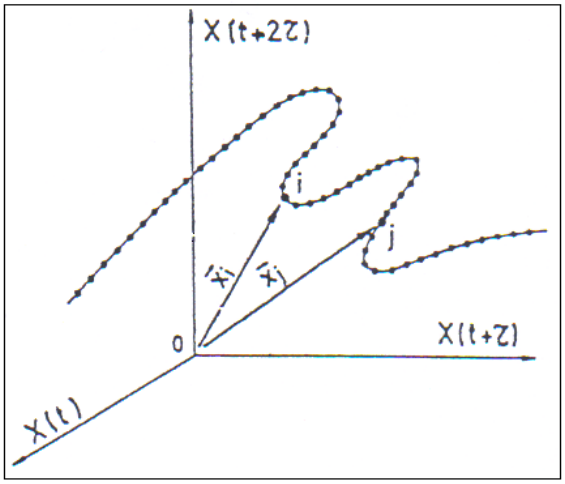
2.1 Faz Uzayının Yeniden Oluşturulması

Eğer elimizde herhangi bir süreçten örneklenmiş bir zaman serisi (ya da durum değişkenlerinden birisi) varsa, boyutların hesaplanabilmesi için her şeyden önce faz uzayının yeniden oluşturulması gerekmektedir. Bu şekilde oluşturulmuş faz uzayının boyutu "embedding boyutu" olarak adlandırılır.

Bu şekilde oluşturulan yeni faz uzayının boyut sayısı, orijinal faz uzayının boyut sayısından daha az olabilecektir. Whitney embedding teoremi olarak bilinen bu teorem hemen hemen bütün diferansiye edilebilir dinamik sistemler için geçerlidir. Bu teorem, orijinal faz uzayındaki d boyutlu bir geometrik nesnenin örneğin bir çekicinin

$$m = 2d+1 \qquad (2.1)$$

boyutlu bir faz uzayına embed olabileceğini ifade etmektedir. Tek bir durum değişkeninden çekici boyutunun elde edilebilmesi için m-boyutlu bir uzay içerisine (zaman serisinin kendisi ve (m-1) tane türevi) embed edilmesi yeterlidir:



Şekil 2.1. Bir durum değişkeninden hareketle faz uzayının kurulması. (Bergé vd., 1984).

$$X(t) = [x(t), x'(t), \ldots, x^{(m-1)}(t)] \qquad (2.2)$$

Bu durumda eğer m yeterince büyük seçilirse, orijinal faz uzayının boyutunu bilmeye gerek yoktur. $x(t)$ sürekli değişkeni ile onun (m-1)'e kadar olan türevlerinin yerine Şekil

2.1 ‘de gösterildiği gibi $x(t)$ ayrık zaman serisi ile onun $(m\text{-}1)$ ‘e kadar olan $(m\text{-}1)\tau$ şeklinde kaydırılmış durumları dikkate alınabilir (Koçak, 1996):

$$X(t) = \{x(t), x(t+\tau), \ldots, x[t+(m-1)\tau]\} \quad (2.3)$$

2.2. Zaman Gecikmesinin (τ) Seçilmesi

Genellikle sınırlı sayıda skaler değerden oluşan zaman dizileri ile uğraşıldığından gecikme parametresi τ’nun seçimi büyük önem taşımaktadır. Gecikme değerinin seçiminde karşımıza temel olarak iki tür problem çıkmaktadır.

Küçük gecikme değeri: τ parametresi zaman dizisinin tipik periyotlarına göre küçük seçildiği takdirde $x[n]$ ile $x[n+\tau]$ değerleri neredeyse birbirine eşit olur. Bu durumda sistem dinamiğini değiştirmek için yeterli zamanı bulamamış olur.

Büyük gecikme değeri: τ parametresi zaman dizisinin Lyapunov zamanına göre büyük seçilirse $x[n]$ ile $x[n+\tau]$ değerleri arasındaki fark büyük olur ve vektör değerleri birbirinden bağımsız özellik kazanırlar. Bu da faz uzayında rastgele dağılmış durumlara yol açar.

2.2.1. Otokorelasyon Fonksiyonu

Faz uzayının yeniden kurulması aşamasında zaman gecikmesi τ’nun seçimi büyük önem taşımaktadır. Zaman gecikmesinin hesaplanmasında kullanılan klasik yöntemlerden bir otokorelasyon fonksiyonudur. Bir zaman serisine otokorelasyon analizi uygulanırken şu varsayımlar daima göz önünde bulundurulmalıdır:

- Ele alınan verilerin dağılımı normaldir,
- Otokorelasyon fonksiyonu, aynı bir seriden τ zaman farkıyla elde edilen iki seri arasındaki lineer bağımlılığı ölçer.

Uygulamalar pek çok verinin dağılımının normal olmadığını göstermektedir. Otokorelasyon fonksiyonu iki seri arasındaki lineer ilişkiyi ölçtüğünden, nonlineer bir ilişki ile hiç ilişkili olmaması durumlarını birbirinden ayırma imkanı vermez. Bu yöntem sadece doğrusal korelasyonları hesaba katmaktadır. Otokorelasyon fonksiyonunun ilk sıfırı τ olarak alınır. Seçimin bu şekilde yapılmasının nedeni, iki koordinatın lineer bağımsız hale geldiği zamanı tespit etmektir (Shuster, 1995).

2.2.2 Karşılıklı Bilgi Fonksiyonu

Fraser ve Swinney (1986) τ ’nun seçimi için, otokorelasyondan daha iyi sonuç veren “karşılıklı bilgi (mutual information)” yöntemini önermiştir. Karşılıklı bilgi fonksiyonu, otokorelasyon fonksiyonunun aksine nonlineer korelasyonları da hesaba katar. Karşılıklı bilgi, iki rastgele değişken arasındaki karşılıklı bağımlılığı ölçen bir büyüklük olarak tanımlanmaktadır. Karşılıklı bilgi fonksiyonunu, τ ’nun çok büyük ya da çok küçük seçilmemesi amacına yönelik olarak kullanıyoruz. Bir başka deyişle amacımız, orijinal faz uzayına bakmadan optimum olan zaman gecikmesi belirlemektir. Karşılıklı bilgi fonksiyonun ilk lokal minimumuna denk gelen değer zaman gecikmesi (τ) olarak kabul dikkate alınır.

2.3. Minimum Embedding Boyutunun Belirlenmesi

2.3.1. Yanlış En Yakın Komşu Yöntemi

Faz uzayında bir çekici eğer daha düşük boyutlu bir uzay içerisine gömülmüşse, bu durumda söz konusu çekicinin gerçekte komşu olmayan noktaları sanki komşuymuş gibi bir birlerine yakın düşeceklerdir. Ancak boyutun adım adım arttırılmasıyla bu yanlış komşulukların yüzdesi de giderek azalacaktır. Eğer yanlış en yakın komşulukların

yüzdesini, embedding boyutuna göre çizersek, minimum yüzde değerine karşı gelen değer, aranan embedding boyutunu gösterecektir (Mathew vd., 1992).

2.3.2. Grassberger – Procaccia Algoritması (GPA)

Grassberger–Procaccia (1983) algoritması kaotik bir sisteme ait korelasyon boyutunun (d_G) tahmini için kullanılan bir algoritmadır. Bu boyut değerinin hesaplanabilmesi için her şeyden önce korelasyon integralinin ($C(\varepsilon)$) hesaplanması gerekmektedir. Korelasyon integralinin uygulamada sağladığı yararları aşağıdaki şekilde özetlemek mümkündür: Korelasyon boyutu d_G'nin hesaplanmasında kullanılır. Korelasyon boyutu, $lnC(\varepsilon)$-$ln(\varepsilon)$ grafiğinin eğimidir. Deterministik kaotik bir süreç durumunda d_G belli bir m değerinde doymaya ulaşmaktadır. Bu eğrinin eğiminin sıfır olduğu noktanın apsisi, çekicinin kaç boyutlu bir uzay içerisine embed edileceğini gösterir.

3. LOKAL ÖNGÖRÜ YÖNTEMİ

İlgilenilen zaman serisinin m boyutlu bir faz uzayında d_G boyutlu bir çekiciye sahip olduğunu varsayalım. Diğer bir deyişle (3.1) eşitliği ile verilen bu zaman serisi kaotik bir dinamik sistem tarafından üretilmiş olsun.

$$x_i \in R, \qquad i = 1, 2, \ldots, N \tag{3.1}$$

Bu durumda faz uzayının yeniden kurulması işlemi;

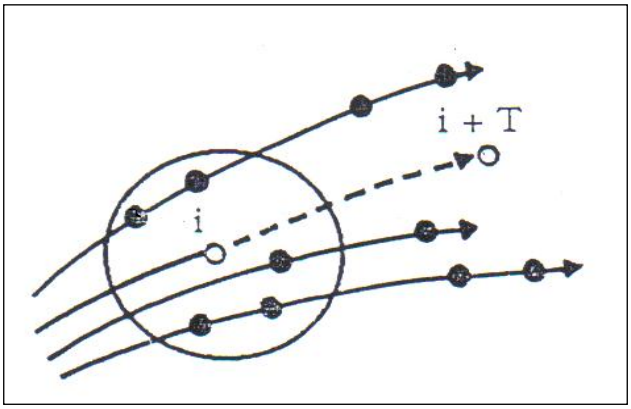
$$X_i = (x_i, x_{i-1}, \ldots, x_{i-(m-1)\tau}) \in R^m$$

$$i = 1 + (m\text{-}1)\tau, 2 + (m\text{-}1)\tau, \ldots, N\text{-}1, N \tag{3.2}$$

şeklinde tanımlanır. Burada X, m boyutlu bir vektördür. Faz uzayının boyutu $m \geq 2d_G + 1$ koşulunu sağlaması durumunda (3.2) eşitliği ile verilen dönüşümün, çekicinin orijinal faz uzayındaki özelliklerini yeni faz uzayına da taşıyacağı Takens tarafından gösterilmiştir. Yeni oluşturulan m boyutlu faz uzayında öngörü X_i 'nin zamanla değişimi tahmin edilerek yapılır. Çekici üzerinde bulunan X_t ve bu noktanın yörünge üzerinde p kadar zaman sonra gelmiş olduğu durum X_{t+p},

$$X_{t+p} \approx F(X_t) \tag{3.3}$$

şeklinde bir F fonksiyonu ile bulunabilir. Lokal öngörü yönteminde X_t' nin çekici üzerinde zamanla değişiminin bu noktaya komşu noktaların (X_t, h=1, 2, …, n) değişimi ile aynı olduğu varsayılır. X_{t+p} aşağıda verilen d. mertebeden bir polinom ile belirlenir (Itoh, 1995).



Şekil 3.1. Lokal öngörü yönteminin mekanizması (Koçak vd., 2004).

Aldığı değerler önceden bilinen n adet X_{Th} ve X_{Th+p} değerleri kullanılarak f katsayıları aşağıdaki denklem çözülerek elde edilebilir:

$$x \equiv Af \tag{3.4}$$

Bu denklemde geçen x ve f vektörleri;

$$x = (x_{T1+p}, x_{T2+p, \ldots,} x_{Tn+p}) \tag{3.5}$$

$$f = (f_0, f_{10}, f_{11}, \ldots, f_{1(m-1)}, f_{200}, \ldots, f_{d(m-1)(m-1)-(m-1)}) \tag{3.6}$$

eşitlikleri ile verilir. A matrisi ise $n*(m+d)!/(m!d!)$ boyutlu Jacobian matrisini göstermektedir. (3.5) eşitliği ile verilen denklem sisteminin kararlı bir çözümünü elde edebilmek için Jacobian matrisi A 'nın satır sayısı

$$n \geq (m+d)! / m!d! \tag{3.7}$$

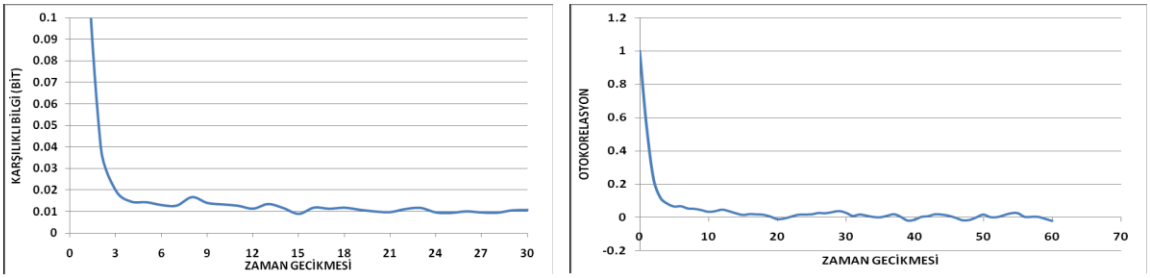
eşitsizliğini sağlaması gerekmektedir.

4. UYGULAMA

Çalışmada Bandırma meteoroloji istasyonuna ait günlük ve saatlik rüzgar hızı değerleri kullanılmıştır. Günlük rüzgar hızı verileri 1987-2006 yıllarına ait toplam 7300 veriden ibarettir. Saatlik rüzgar hızı verileri ise 2009 yılına ait toplam 8760 adettir. Çalışmada gerekli işlemleri yapmak amacıyla TISEAN (Hegger ve Kantz, 1999) programı ve Fortran programlama dilinden yararlanılmıştır. Karşılıklı bilgi fonksiyonu ve otokorelasyon fonksiyonu yardımıyla zaman gecikmeleri tespit edilmiş, elde edilen zaman gecikmesi zamanları kullanılarak en yakın yanlış komşu yöntemi ile embedding boyutları belirlenmiştir. Daha sonra öngörüler yapılmış ve sonuçlar AR modeli ile karşılaştırılmıştır (Özgür, 2010).

4.1. Günlük Rüzgar Hızı Verileri

Kullanılan 7300 veri kullanılarak TISEAN programı ile hesaplanan karşılıklı bilgi fonksiyonunun ilk lokal minimum değerine karşılık gelen τ=4 değeri zaman gecikmesi olarak dikkate alınmıştır (Şekil 4.1).

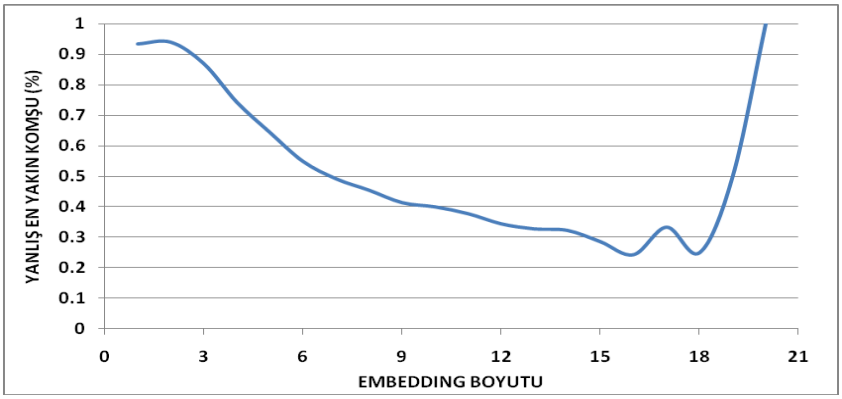


Şekil 4.1. Bandırma günlük verilere ait karşılıklı bilgi ve otokorelasyon fonksiyonu.

Zaman gecikmesinin belirlenmesinde kullanılan bir başka yöntem de otokorelasyon fonksiyonudur. Otokorelasyon fonksiyonu da yine TISEAN programı yardımıyla hesaplanmıştır. Otokorelasyon fonksiyonuna ait grafik Şekil 4.1'de gösterilmiştir.

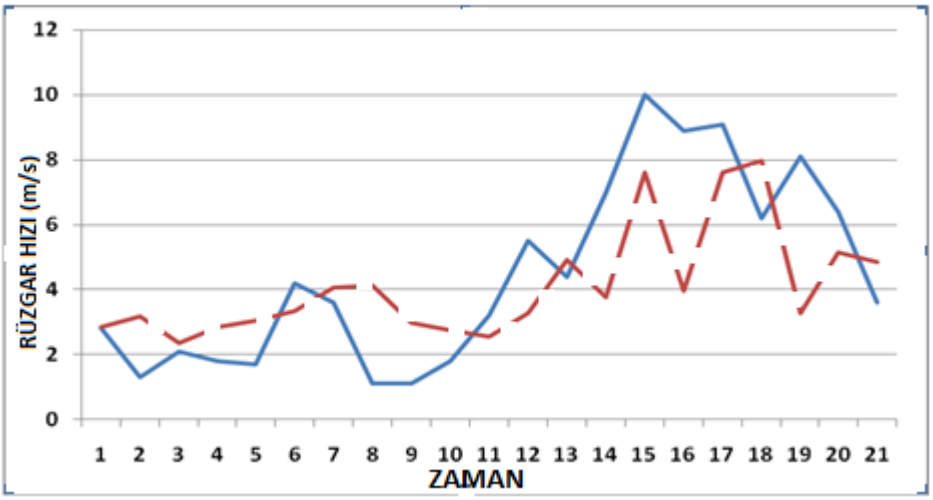
Otokorelasyon fonksiyonu sonucu elde edilen zaman gecikmesi değerleri ile karşılıklı bilgi fonksiyonu sonucu elde edilen değerler hemen hemen aynı çıkmaktadır.

Zaman gecikmesinin bulunmasından sonra embedding boyutunun belirlenmesi gerekmektedir. Bunun için ilk lokal minimumu yapan değere karşılık gelen zaman gecikmesi için TISEAN programı yardımıyla yanlış en yakın komşu yöntemi kullanılarak embedding boyutu belirlenmiştir (Şekil 4.2).



Şekil 4.2. Embedding boyutunun belirlenmesi

Elde edilen embedding parametreleri kullanılarak lokal öngörü yöntemi Bandırma günlük ortalama rüzgar hızı verilerine uygulanmıştır. Öngörü ile ilgili sonuçlar Şekil 4.3 'de verildiği gibidir. Yapılan hesaplamalar sonucunda ölçüm değerleri ile tahmin değerleri arasındaki korelasyon katsayısı 0.65 olarak bulunmuştur.

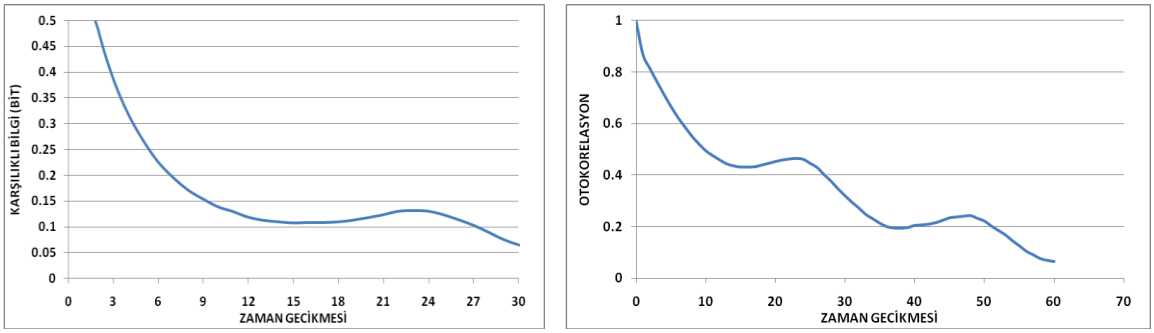


Şekil 4.3. Lokal öngörü yöntemi kullanılarak elde edilen tahminlerin ölçüm sonuçları ile karşılaştırılması (düz çizgi: gözlemler, kesikli çizgi: öngörüler).

4.2. Saatlik Rüzgar Hızı Verileri

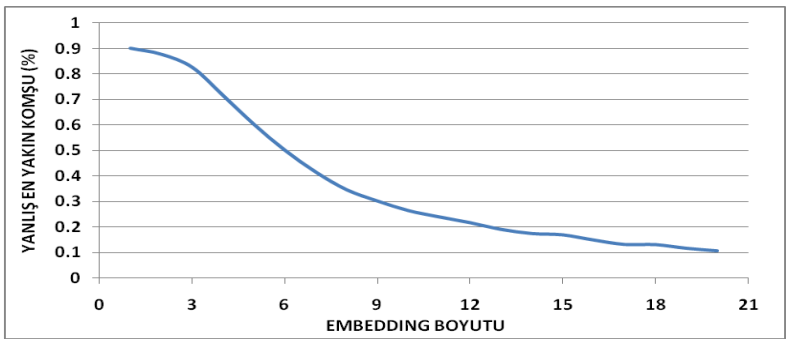
Kullanılan 8760 veri yardımıyla TISEAN programı ile hesaplanan karşılıklı bilgi fonksiyonu kullanılarak ilk lokal minimum değerine karşılık gelen 15 değeri zaman gecikmesi olarak görülmektedir (Şekil 4.4).

Zaman gecikmesinin belirlenmesinde kullanılan bir başka yöntem de otokorelasyon fonksiyonudur. Otokorelasyon fonksiyonu da yine TISEAN programı yardımıyla hesaplanmıştır. Otokorelasyon fonksiyonuna ait grafik Şekil 4.4'de gösterildiği gibidir.



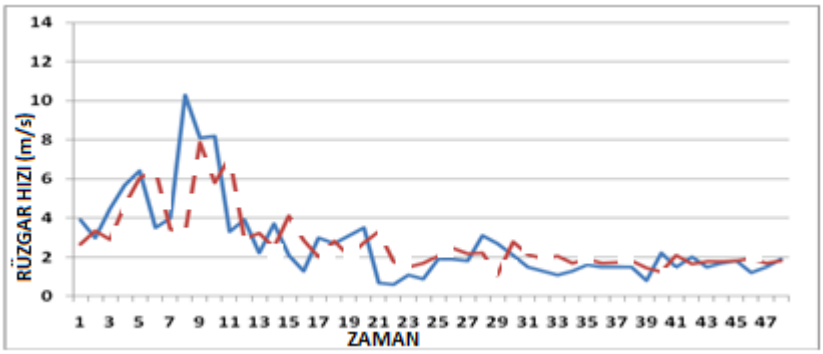
Şekil 4.4. Bandırma saatlik verilere ait karşılıklı bilgi ve otokorelasyon fonksiyonu

Şekil 4.4'den de görüldüğü gibi, iki farklı yöntem ile elde edilen zaman gecikmesi yaklaşık olarak aynıdır. Zaman gecikmesinin bulunmasından sonra embedding boyutunun belirlenmesi gerekmektedir. Bunun için bulunan zaman gecikme için TISEAN programı kullanılarak yanlış en yakın komşu yüzdesine karşı gelen embedding boyutu belirlenmiştir. Bandırma'ya ait saatlik ortalama rüzgar hızları verileri ve daha önceden elde ettiğimiz zaman gecikmesi kullanılarak elde edilen yanlış en yakın komşuluk yüzdesi, embedding boyutuna karşı çizilmiştir (Şekil 4.5).



Şekil 4.5. Embedding boyutunun belirlenmesi

Elde ettiğimiz zaman gecikmesi ve embedding parametreleri kullanılarak, lokal öngörü yöntemi Bandırma saatlik ortalama rüzgar hızı verilerine uygulanmıştır. Öngörü ile ilgili sonuç Şekil 4.6 'da verildiği gibidir. Ölçüm değerleri ile tahmin değerleri arasındaki korelasyon katsayısı 0.65 olarak bulunmuştur.



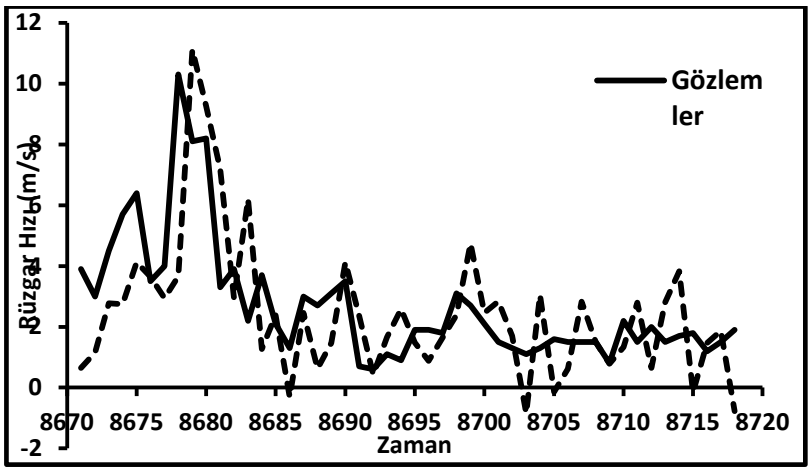
Şekil 4.6. Lokal öngörü yöntemi kullanılarak elde edilen saatlik tahminlerin ölçüm sonuçları ile karşılaştırılması (düz çizgi: gözlemler, kesikli çizgi: öngörüler).

4.3. Sonuçların AR modeli ile karşılaştırılması

AR modeli zaman serilerinin modellenmesinde kullanılan klasik yöntemlerden bir tanesidir. Yapı olarak lokal öngörü yöntemine benzer özellikler gösterdiği için çalışmada bulunan öngörü sonuçlarının karşılaştırılması amacıyla klasik yöntemlerden AR modeline başvurulmuştur.

AR modeli yardımıyla rüzgar hızı öngörüsü yapılarak, kaotik yaklaşımla elde edilen sonuçlarla kıyaslanmıştır. Sonuçta kaotik yaklaşımla elde edilen öngörülerin, AR modeli kullanılarak elde edilen öngörülerine göre daha iyi sonuçlar verdiği gözlenmiştir.

Örnek olarak Bandırma saatlik rüzgar hızı verilerine uygulanan AR modelinin tahmin sonuçları Şekil 4.7 'de verilmiştir. AR modeline ait tahmin edilen değerlerle ölçüm değerleri arasında 0.60 'lık bir korelasyon olduğu bulunmuştur. Aynı verilere uygulanan kaotik yaklaşımla tahmin örneğinde ise tahmin değerleri ile ölçüm değerleri arasındaki korelasyon katsayısı 0.65 olarak bulunmuştu (Şekil 4.7). Bu durumda kaotik yaklaşımla yapılan rüzgar hızı öngörüsünün, AR modeli kullanılarak yapılan tahminlere göre daha iyi sonuçlar verdiği söylenebilir.



Şekil 4.7. AR modeli kullanılarak elde edilen tahmin örneği

5. SONUÇLAR

Bu çalışmada kaotik yaklaşımlardan lokal öngörü yöntemi kullanılarak Bandırma meteoroloji istasyonuna ait saatlik ve günlük ortalama rüzgar hızı verilerinin öngörüsü gerçekleştirilmiştir. Bunun için öncelikle faz uzayının yeniden oluşturulma işlemi gerçekleşmiştir. TISEAN programı yardımıyla karşılıklı bilgi fonksiyonu ve otokorelasyon fonksiyonu kullanılarak zaman gecikmesi belirlenmiştir. Daha sonra bu zaman gecikmesi için yanlış en yakın komşu yöntemi yardımıyla embedding boyut bulunmuş ve faz uzayları yeniden oluşturulmuştur.

Lokal öngörü yöntemi kullanılarak iki istasyona ait saatlik ve günlük rüzgar hızları tahmin edilmiştir. Rüzgar verisinin karakteri dikkate alındığında sonuçlar oldukça ümit vericidir. Rüzgar verilerinin doğası gereği daha karmaşık ve ani değişimler göstermesi nedeniyle öngörülebilirlik kısıtlanmaktadır. Yöntemin uygulanması sonucunda Bandırma istasyonuna ait saatlik ve günlük ortalama rüzgar hızları kullanılarak yapılan öngörülerin her ikisinde de ölçülen ve tahmin edilen değerler arasında 0.65' lik bir korelasyon gözlenmiştir. Ayrıca AR modeli kullanılarak da aynı istasyonlara ait öngörüler yapılmıştır. Klasik yöntemlerle yapılan öngörülerde tahminlerle ölçümler arasında daha düşük bir korelasyon bulunmuştur. Bu sonuçlar kaotik yaklaşımla yapılan öngörülerde klasik yöntemlerle yapılan öngörülere nazaran oldukça başarılı sonuçlar alındığını göstermektedir.

KAYNAKLAR

Bergé, P., Pomeau, Y., Vidal, C., 1984: Order Within Chaos, John Wiley & Sons.

Fraser, A.M., Swinney, H.L., 1986: Independent coordinates for strange attractors from mutual information, Physical Review A, 33(2): 1134-1140.

Grasberger, P., Procaccia, I., 1983: Measuring the strangeness of strange attractors, Physica, 9D: 189-208.

Hegger, R., Kantz, H., 1999: Practical implementation of nonlinear time series methods: The TISEAN package, Chaos, 9: 413-435.

Itoh, K.I., 1995: A method for predicting chaotic-time series with outliers. Physical Review A, V.78, N.5, 44-52.

Koçak, K., 1996: Kaotik davranış kriteri olarak fraktal boyut değişimi ve dinamik sistemlere uygulanması, İstanbul, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, 5-35.

Koçak, K., Şaylan, L., and Eitzinger, J., 2004: "Nonlinear Prediction of Near-surface Temperature via Univariate and Multivariate Time Series Embedding". Ecological Modelling, 173(1), pp:1-7.

Mathew, B.K., Brown, R., Abarbanel, H.D., 1992: Determining embedding dimension for reconstruction using a geometrical construction. Physical Review A, V.45, N.6, 3403-3411.

Özgür, E., 2010: Kaotik yaklaşımla rüzgar hızı öngörüsü, Meteoroloji Müh. Bölümü, Bitirme Çalışması.

Shuster, H.G., 1995: Deterministic Chaos, An Introduction, Third Ed., VCH.

ASMA KÖPRÜLERDE RÜZGÂRIN TRAFİK AKIŞINA ETKİSİ VE KRİTİK DEĞERLERDE ALINMASI GEREKEN TEDBİRLER

Mikdat KADIOĞLU[1], Nurdan APAYDIN[2], Ahmet KÖSE[3], Murat TUNÇ[3], Salim ÖZMEN[3]

[1] İTÜ Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, kadioglu@itu.edu.tr

[2] Türkiye Cumhuriyeti Kara Yolları, napaydin@kgm.gov.tr

[3]İBB AKOM, a.kose@ibb.gov.tr, murat.tunc@ibb.gov.tr, salim.ozmen@ibb.gov.tr

ÖZET

Asma köprüler gibi yüksek yerlerde ve boğaz gibi bir topoğrafyada kanalize olmuş rüzgârlar yer seviyesinden çok daha kuvvetli esmekte ve araç trafiğine olumsuz etki etmektedir. Asma köprüler gibi meteorolojik şartlara çok duyarlı bina ve tesislerde meteorolojik gözlem ve önlemler hayati önem taşır. 1940'ta ABD'nin Washington eyaletinde yapılmış olan, Boğaziçi Köprüsü'nün benzeri Tacoma Asma Köprüsü hizmete alındıktan 4 ay sonra kuvvetli rüzgârın etkisiyle yıkılmıştır. Anemometrelerden alınan rüzgâr gözlemleri sayesinde Tacoma Köprüsü zamanında trafiğe kapatılarak büyük bir facia önlenmişti. Bu ve benzeri olumsuzlukları önlemek üzere gelişmiş ülkelerdeki asma köprülerde trafik akışı rüzgâr şiddetine göre düzenlenir. Bu çalışmanın amacı Boğaziçi, Fatih Sultan Mehmet ve ileriki dönemlerde ülkemizde yapılacak asma köprüler üzerindeki trafik akışının hangi rüzgâr hızlarına göre düzenlenmesi gerektiği ve dünyadaki örneklerle kıyaslanmasıdır.

Anahtar kelimeler: *Rüzgâr, Köprü, Trafik, Hız, Limit*

ABSTRACT

The winds which are channalized at high levels like the suspension bridges or in a topography such as bosphorus, blow stronger than the ground level and effect the traffic negatively. The meterological observations and measures carry high importance on buildings or facilities such as suspension bridges that are highly sensitive to meteorological conditions. The Tacoma Bridge in the Washington State of U.S.A which looks alike Bosphorus Bridge was collapsed in 1940, 4 months after it opened to traffic. By the wind observations that are taken from anemometers, the Tacoma Bridge was closed to traffic and a disaster was prevented. To prevent difficulties like these, the traffic flow in suspension bridges is arranged according to wind speed in the developed countries. This studie's aim is to arrange the traffic flow on the Bosphorus, Fatih Sultan Mehmet Bridges and other bridges that will be constructed in our country according to wind speed and to compare them with the examples in the world.

Keywords: *Wind, Bridge, Traffic, Speed, Limits*

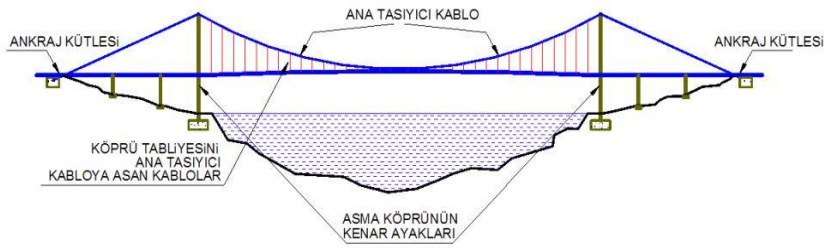
Giriş

Asma köprülerin ilk kullanılışı tarih öncesi devirlere kadar uzanır. İlk çağ insanı asma ağacı ve bambu gibi bazı bitkilerin bükülebilir elemanlarından yaptığı kablolarla nehir, dere, vadi gibi benzeri engellerden geçebilmeyi başarmıştır.

İlk asma köprü zincir ve ip halatlar kullanılarak Çinliler tarafından inşaa edilmiştir. Çin'de Min nehri köprüsü ile Peru'da San Luis Rey köprüsü eski çağlara ait ilginç asma köprü örnekleridir. Günümüzde kullanılan asma köprülerin sadece 100 yıllık bir geçmişleri vardır.

Asma köprülerin gelişimindeki en büyük etken, kuşkusuz çelik kablolardır. El ile yapılan telleri 14.yüzyılda Avrupa'da makinede çekilen teller izlemiştir. Bugünkülere benzeyen ilk çelik kablo ise 1834 yılında Albert isimli bir Alman tarafından geliştirilmiştir. Çelik kabloların geliştirilmesi ve taşıyıcı sistem malzemesi olarak kullanılmaya başlamasıyla, asma köprülerde büyük gelişmeler olmuştur.

Asma köprülerin çalışma prensibi Şekil 1'de basitçe açıklanmaya çalışılmıştır. Asma köprülerde iki taşıyıcı kenar ayak, iki ana taşıyıcı kablo ve ana taşıyıcı kabloların bağlandığı ankraj kütleleri bulunmaktadır. Araçların geçtiği tabliye dediğimiz yol, askı çubukları adı verilen ve genelde düşey konumda olan kablolar yardımıyla iki ana taşıyıcı kabloya asılmıştır. [1] Asma köprülerin çalışma prensibi tabliyeden gelen yüklerin askı halatlar yardımıyla ana taşıyıcı kabloya aktarılması esasına dayanmaktadır.



Şekil 1. Asma Köprülerin Çalışma Prensibi

Asma köprü inşaat mühendisliği yapılarının en yaygın kullanılan tiplerinden biridir. Daha önceki çalışmalardan asma köprünün dışsal aerodinamik kuvvetler etkisi altında belirli salınımlar gösterdiği bilinir. Güçlü bir rüzgâr etkisi altında, özelliklede dar ve çok esnek asma köprüler tehlikeli salınımlara maruz kalabilirler. Washington eyaletindeki Tacoma Narrows Köprüsü, 7 Kasım 1940 tarihinde saatte 42 mil (yaklaşık 68 km/saat) hızla esen rüzgârın neden olduğu türbülans yüzünden köprünün çöküşü, bu duruma verilebilecek çok çarpıcı örneklerden birisidir. Ülkemizde ise rüzgârın asma köprü üzerindeki etkisine örnek olarak, 22 Ocak 2003'teki kar fırtınasında Boğaziçi köprüsünün askı halatının kopması gösterilebilir. Şiddetli esen rüzgâr (122 km/h hızla) askı halatının sürekli titreşimine sebep olmuş, dolayısı ile çelik askı halatının bağlantı noktası olan plakanın kopmasına sebep olmuştur.

Asma köprülerin matematiksel modellemesi ile ilgili ilk çalışmalar 1950 yılında F. Bleich, C. B. McCullough, R. Rosecrans and G. S. Vincent tarafından gerçekleştirildi. O tarihten beri asma köprülerin dinamiği ile ilgili yoğun çalışmalar E. G. Willes(1960), B. Pittel ve V. Jakubovic(1969), R. H. Scanlan(1978), A. M. Abdel-Ghaffer(1982) tarafından yapıldı. Asma köprüler üzerine yapılan çalışmalar 1987 yılında Lazer ve McKennna tarafından geliştirilen yeni modeller ile hız kazanmıştır. Yeni modeller lineer olmayan kısmi diferensiyel denklem sitemi ile ifade edilmişlerdir.Bu çalışmalar arasında en göze çarpanı asma köprülerin büyük genlikli periyodik salınım ve lineer olmayan salınım modelidir.
Rüzgar yükü köprülerin yapısal tasarımında her zaman çok önemli olmuştur. Fakat rüzgar yükünün güvenilirlik ve doğruluk tanımı için rüzgarın özelliklerini ifade etmede belirsizlikler bulunmaktadır. Yapılan rüzgar analizi çalışmalarında, rüzgarın yatay olarak her yönde esebileceği ve yüksekliğe bağlı olarak da değişim gösterebileceği ifade

edilmektedir.. Ölçülen bu büyüklüklerin değerlendirilmesi, analizi ve ileriye yönelik tahminlerinin ya dabelli zaman aralıkları içerisindeki büyüklüklerinin belirlenmesi için deterministik ve stokastik yaklaşımlardan faydalanılmaktadır. Deterministik yaklaşımda olaylar matematiksel ifadeler yardımı ile kesin olarak belirlenmektedir. Sıcaklık ve rüzgar gibi doğa olaylarında ise pek çok değişken etkili olduğundan, bu büyüklüklerin kesin olarak belirlenmesi mümkün olmamaktadır. Bu tür problemlerin çözümünde stokastık etkenler yardımıyla mühendislik yapılarına etkiyen büyüklüklerin modellenmesi mümkün olacaktır. Asma köprü tasarımlarında rüzgâr en kritik yük olarak ele alınır. Dolayısı ile güvenilir bir hesap için inşası yapılacak asma köprüde rüzgar tüneli testi yapılması şarttır. Ülkemizdeki Fatih Sultan Mehmet(FSM) ve Boğaziçi köprüleri için yapım aşamasından önce gerçek boyutlarından belli bir ölçekte indirgenerek rüzgar tüneli testleri yapılmıştır. Rüzgarın yatay olarak her yönde esebileceği ve yüksekliğe bağlı olarak da değişim gösterebileceği gerçeğinden yola çıkarak rüzgarlı bir havada asma kablolu köprüye etki eden dış kuvvetler sabit hızlı olmayıp rasgele olmaktadır. [2]

Avrupa ve Asya kıtalarını birleştiren Boğaziçi ve Fatih Sultan Mehmet köprüleri dünyanın büyük açıklıklı köprüleri arasında yer almaktadırlar. 1988 yılında tamamlanan ve hizmete açılan Fatih Sultan Mehmet köprüsü 1090 m açıklıkla dünyanın en uzun açıklıklı asma köprüleri sıralamasında 12. sırada, 1973 yılında tamamlanan ve hizmete açılan Boğaziçi köprüsü ise 1074 m açıklıkla 13. sırada yer almaktadır. Boğaziçi köprüsü'nün ayaklarının boyu 165 m, denizden yüksekliği ise 64 m dir. FSM köprüsünün ayaklarının boyu 107.10 m, denizden yüksekliği ise 64 m dir.

Şekil 2. Boğaziçi Köprüsü

Şekil 3. Fatih Sultan Mehmet Köprüsü

Tablo 1'de dünyanın en uzun açıklığına sahip 15 asma köprüsü, ismi, açıklığı, bulunduğu şehir ve ülke ile hizmete açılma yılları itibariyle özetlenmiştir. [7]

Tablo 1

No.	Köprü Adı	Açıklık (m)	Şehir	Ülke	Yıl
1	Akashi-Kaikyo	1991	Kobe-Naruto	Japonya	1998
2	Great Belt East	1624	Korsor	Danimarka	1998
3	Runyang South	1490	Zhenjiang	Çin	2005
4	Humber	1410	Kingston-upon-Hull	Ingiltere	1981
5	Jiangyin	1385	Jiangsu	Çin	1999
6	Tsing Ma	1377	Hong Kong	Çin	1997
7	Verrazano-Narrows	1298	New York, NY	ABD	1964
8	Golden Gate	1280	San Francisco, CA	USA	1937
9	Höga Kusten	1210	Kramfors	İsveç	1997
10	Mackinac	1158	Mackinaw City, MI	ABD	1957
11	Minami Bisan-seto	1100	Kojima-Sakaide	Japonya	1988
12	Fatih Sultan Mehmet	1090	Istanbul	Türkiye	1988
13	Boğaziçi	1074	Istanbul	Türkiye	1973
14	George Washington	1067	New York, NY	ABD	1931
15	Kurushima-3	1030	Onomichi-Imabari	Japonya	1999

Asma Köprülerde Rüzgâr Limitleri

Asma köprüler gibi yüksek yerlerde ve boğaz gibi bir topoğrafyada kanalize olmuş rüzgârlar yer seviyesinden çok daha kuvvetli esebilmekte ve araçlar üzerinde olumsuz bir şekilde etkili olabilmektedir. Bunun için birçok gelişmiş ülkelerde asma köprülerde trafik akış hızı rüzgâr şiddetine göre düzenlenir. Örneğin, Boğaziçi Köprüsü ile benzer yapısal özellikleri olan İngiltere'deki Severn Köprüsünün işletilmesinde ve diğer bazı

asma köprülerin işletilmesinde aşağıda verilen kriterlere dikkat edilmektedir:

İngiltere'deki Severn Köprüsünün işletilmesinde şu kriterlere dikkat edilmektedir: [3]

Rüzgar hızı:	**Alınan Önlem:**
15 m/s (53 km/s)	Rüzgarın estiği yöne göre, köprüde hız kısıtlamasına gidilir
17.5 m/s (63 km/s)	Trafik akışı her yönde tek şerit olarak düzenlenir
20 m/s (72 km/s)	Köprü yüksek araç trafiğine kapatılır
25 m/s (99 km/s)	Köprüdeki rüzgar hızı 27.5 m/s'yi aşma ihtimali varsa köprü trafiğe kapatılır.
35 m/s (126 km üzeri)	Rüzgârın veya rüzgâr hamlesinin bu değeri gözlendiği an köprü anında ve tümüyle trafiğe kapatılır.

Uyarı Levhası:

1- Rüzgâr hızı 50 km/saati aşınca "Kuvvetli Rüzgâr" uyarısı yanar. Viyadük ve köprülere gelmeden bu uyarılar uyarı levhasına girilir.
2- Hız limiti: Rüzgâr hızı 64 km/saati geçince yüksek kasalı araçlara 35 km /saat hız limiti getirilir. Uyarı levhalarında uyarılar aktif hale getirilir.

İskoçya'daki Forth Road Köprüsünün işletilmesinde şu kriterlere dikkat edilmektedir: [4]

Rüzgar hızı:	**Alınan Önlem:**
16 m/s (56 km/sa)	Köprü üzerinde 64 km/sa hız limiti uygulanır.
20 m/s (72 km/sa)	Köprü iki katlı otobüs trafiğine kapatılır.
23 m/s (80 km/sa)	Köprü Tır, Damperli kamyon, kamyonet, karavan, motosiklet ile polisin tehlikeli gördüğü araçlar için trafiğe kapatılır.
30 m/s (104 km/sa)	Köprü küçük araçlar hariç tüm araç trafiğine kapatılır. Köprü üzerinde 48 km/sa hız limiti uygulanır.
35 m/s (128 km üzeri)	Rüzgârın veya rüzgâr hamlesinin bu değeri gözlendiği an köprü anında ve tümüyle trafiğe kapatılır.

Uyarı Levhası:

1- Köprüye yasaklı araç gelirse polis aracı geri çevirecek.
2- Yasaklı araçlara alternatif güzergahı kullanmaları önerilecek yada tehlike geçinceye kadar bekletilecek.
3- Uyarı levhaları aktif hale getirilecek.

İskoçya'daki Tay Road Köprüsünün işletilmesinde şu kriterlere dikkat edilmektedir: [5]

Rüzgar hızı:	**Alınan Önlem:**
20 m/s (72 km/sa)	Köprü çift katlı otobüs trafiğine kapatılır.
27 m/s (99 km/sa)	Köprü küçük araç ve tek katlı otobüs dışında araç trafiğine kapatılır. Ayrıca yaya yolu da yaya trafiği ve bisiklet trafiğine kapatılır.
35 m/s (128km/sa)	Köprü her türlü araç trafiğine kapatılır.

Uyarı Levhası:

1- Köprüye yasaklı araç gelirse polis aracı geri çevirecek.
2- Yasaklı araçlara alternatif güzergahı kullanmaları önerilecek yada tehlike geçinceye kadar bekletilecek.
3- Uyarı levhaları aktif hale getirilecek.

Amerika'daki Golden Gate Köprüsünün işletilmesinde şu kriterlere dikkat edilmektedir: [6]

Rüzgar hızı: **Alınan Önlem:**

15 m/s (53 km/s) Rüzgarın estiği yöne göre, köprüde hız kısıtlamasına gidilir
17.5 m/s (63 km/s) Trafik akışı her yönde tek şerit olarak düzenlenir
20 m/s (72 km/s) Köprü yüksek araç trafiğine kapatılır
25 m/s (99 km/s) Köprüdeki rüzgar hızı 27.5 m/s'yi aşma ihtimali varsa köprü trafiğe kapatılır.
35 m/s (126 km üzeri) Rüzgârın veya rüzgâr hamlesinin bu değeri gözlendiği an köprü anında ve tümüyle trafiğe kapatılır.

- Yapılışından günümüze sadece 3 kez kapandı.
- 1951 yılında anlık rüzgâr hızı saatte 111 km'ye ulaşınca 3 saatliğine kapatıldı.
- Mühendisler köprünün zarar gördüğünü tespit ettiler Bunun üzerine 1954 yılında köprü %35 oranında güçlendirildi.
- 1982 yılında anlık rüzgâr hızı saatte 118 km'ye ulaşınca 2 saatliğine kapatıldı.
- 1983 yılında anlık rüzgâr hızı saatte 121 km'ye ulaşınca 3 saat 27 dakika kapatıldı.

İstanbul ve Marmara Bölgesinde görülen rüzgâr istatistikleri ve köprü yapısal özellikleri dikkate alındığında, Boğaz üzerinde aynı koridorda ve yaklaşık 10 km. aralıkla yer alan her iki asma köprü için aşağıdaki değerler tavsiye edilmektedir.

Boğaziçi ve F.S.Mehmet Köprüleri için tavsiye edilen kriterler:

Rüzgar hızı: **Alınan Önlem:**

15 m/s (53 km/s) Rüzgarın estiği yöne göre, köprüde hız kısıtlamasına gidilir
17.5 m/s (63 km/s) Yüksek kasalı araçlara hız limiti getirilir.
20 m/s (72 km/s) Köprü yüksek araç trafiğine kapatılır (Tır, Çift katlı otobüs, kamyon)
25 m/s (99 km/s) Köprüdeki rüzgar hızı 27.5 m/s'yi aşma ihtimali varsa köprü arabalar hariç trafiğe kapatılır. Arabalara 35 km/saat hız sınırı getirilir, köprüde her iki yönlü şerit kısıtlaması uygulanır.
35 m/s (126 km üzeri) Rüzgârın veya rüzgâr hamlesinin bu değeri gözlendiği an köprü anında ve tümüyle trafiğe kapatılır.

Uyarı Levhası:

1- Rüzgâr hızı 53 km/saati aşınca "Kuvvetli Rüzgar" uyarısı yanar. Viyadük ve köprülere gelmeden bu uyarılar uyarı levhasına girilir. Hız limiti: Rüzgâr hızı 63 km/saati geçince yüksek kasalı araçlara 35 km /saat hız limiti getirilir. Uyarı levhalarında uyarılar aktif hale getirilir.
2- Rüzgâr hızı 72 km/saati aşınca "Fırtına" uyarısı yanar. Köprülere gelmeden yüksek kasalı araçların bekleme noktasına park etmeleri sağlanır. Köprüden geçen diğer araçlar için 50 km/saat hız limiti getirilir.
3- Rüzgâr hızı 99 km/saati aştığı anda arabalar hariç tüm araçların köprüye girişi yasaklanır ve uyarı levhaları devreye girer. Köprüden geçen arabalara 35 km /saat hız limiti getirilir.
4- Rüzgâr hızı 126 km/saati aştığı anda köprü tamamen trafiğe kapatılır. Köprü bakım mühendisleri köprüyü hızlıca ön incelemeden geçirir, bu arada rüzgârın hızının 72 km/saatin altına düşmesinin ardından köprü yeniden araç trafiğine açılır.

- 23 Ocak 2004 günü Boğaziçi köprüsünün 272 halatından birinin tabyası çatladı,

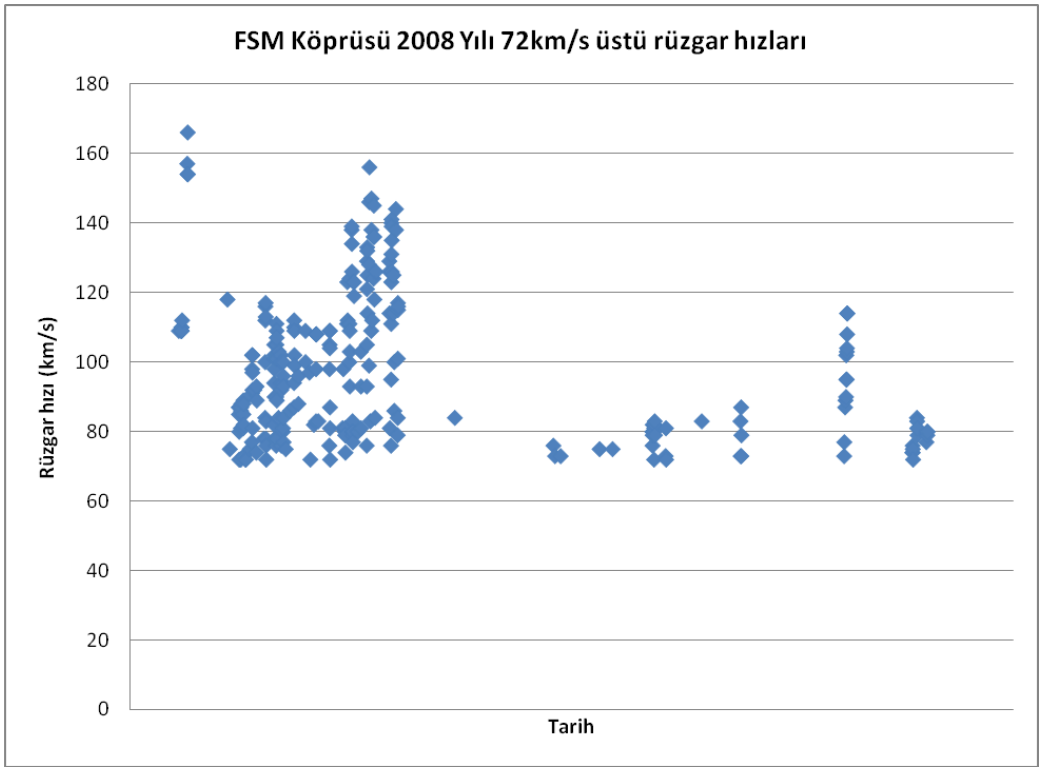
köprüde yaklaşık 1 saat süreyle trafik akışı sağlanmadı.

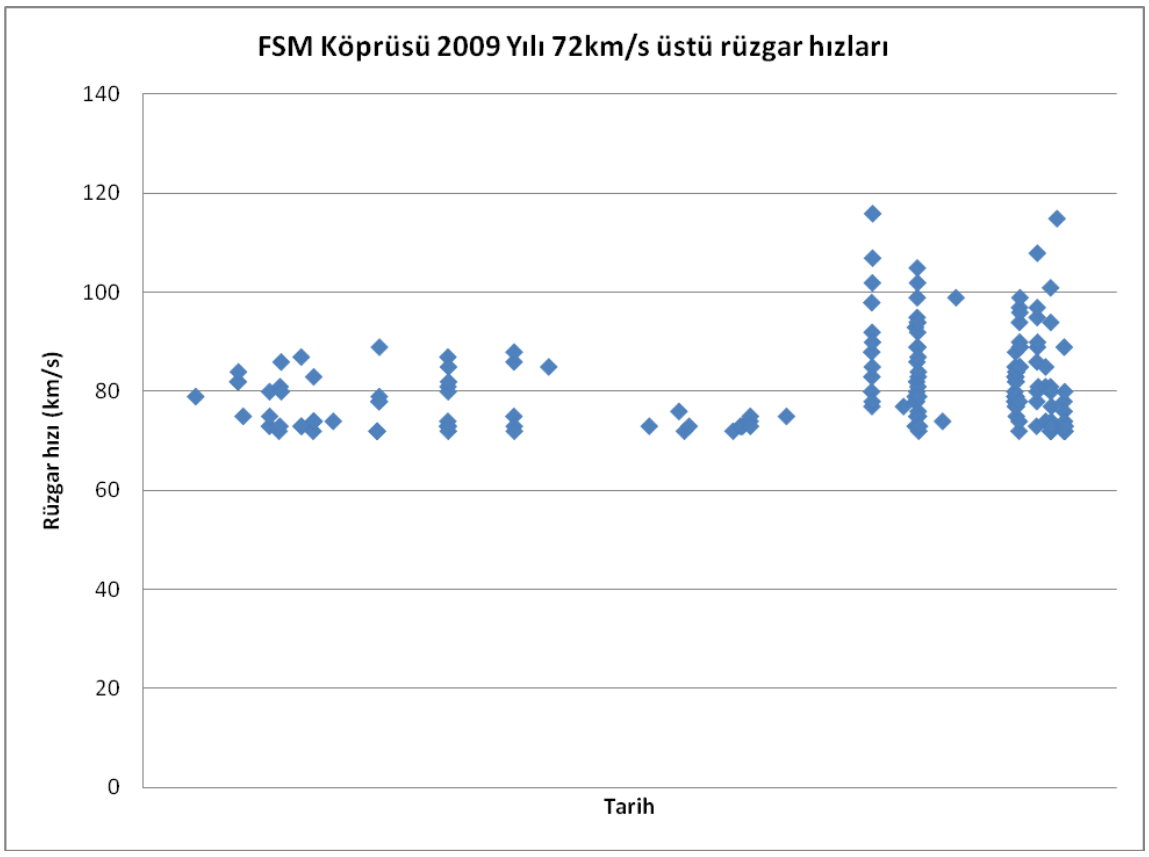
- 28 Ekim 2010 günü akşam saatlerinde tır dorsesi 100 km hızla esen rüzgârın etkisiyle uçarak FSM Köprüsünün korkuluklarına uçtu. Trafik yaklaşık 2 saat süreyle aksadı.

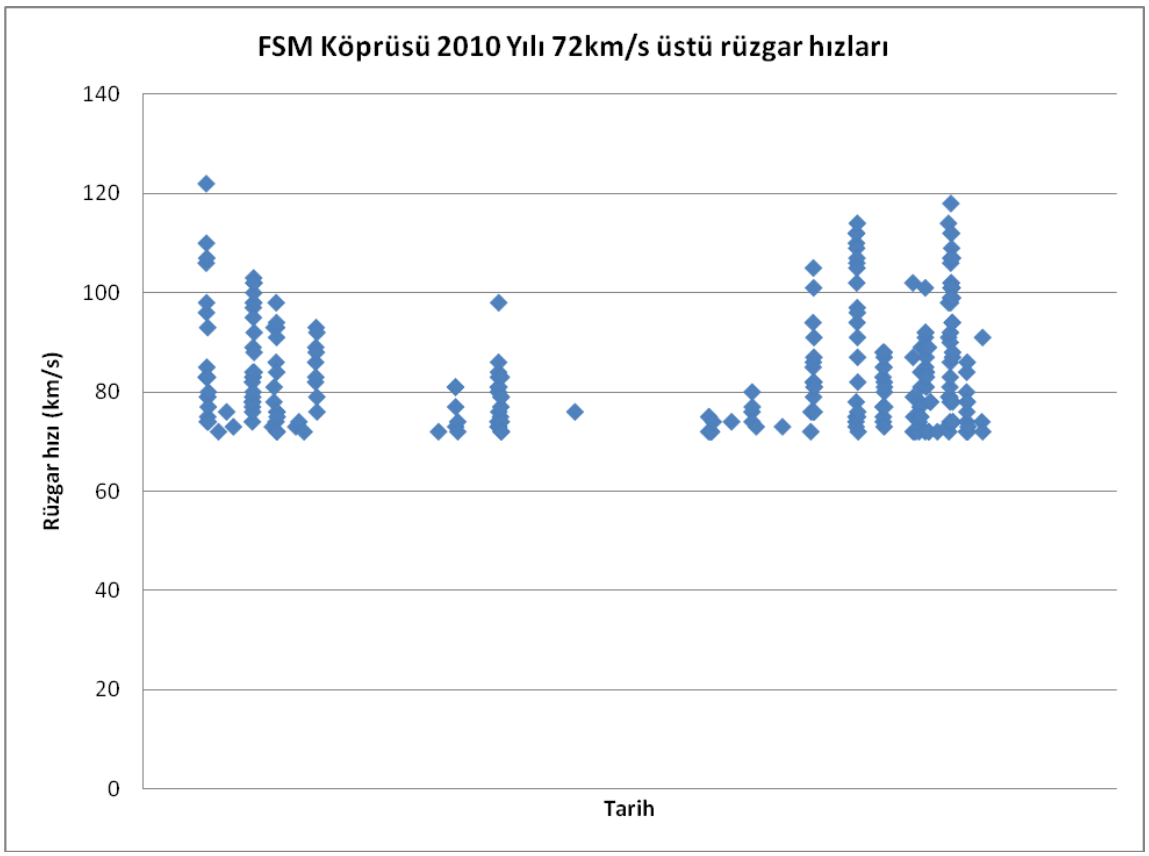
Analiz

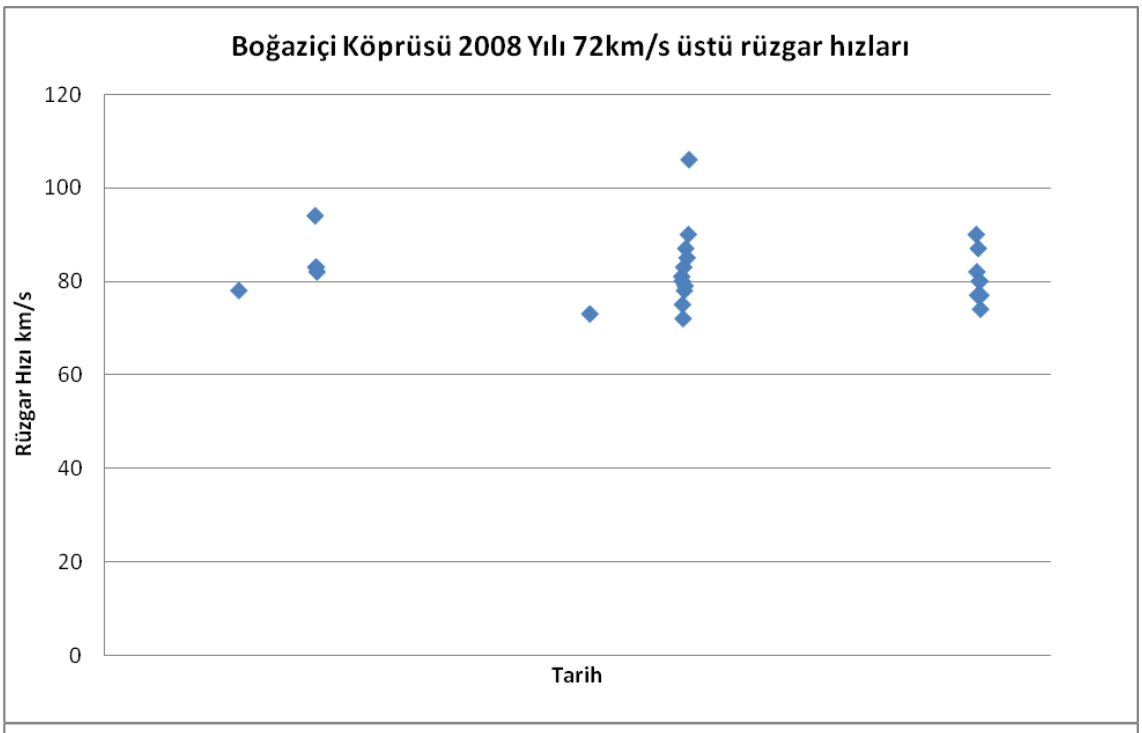
Şekil 4'de görüldüğü gibi rüzgâr hız kriterleri anlık ölçülen hız değerlerine göre uygulanmaktadır. Son 3 yılın rüzgâr hızlarına bakıldığında FSM' de 126 km/saatin üzerinde esen rüzgâr sayısı: 28, Boğaziçi köprüsünde ise 0'dır. FSM' de 100 km/ saatin üzerinde (100 ile 125 km/saat arası) esen rüzgâr sayısı 152, Boğaziçi köprüsünde ise 34 kez'dir.

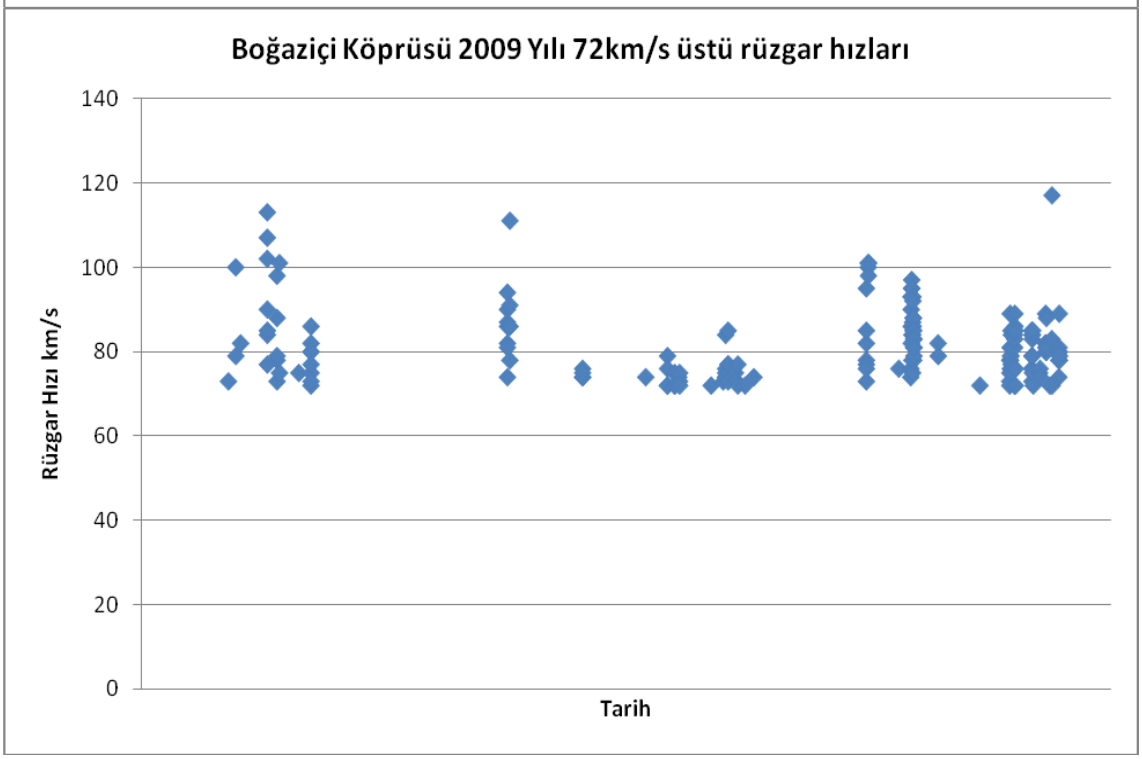
Gerek FSM, gerekse Boğaziçi köprülerinde rüzgâr hızları anlık olarak ölçülmektedir. Ancak mevcut yazılımları gereği 24 saat sonrasında bir önceki günün verileri saatlik maksimum değerler şeklinde kaydedilmektedir. Dolayısıyla bu çalışmada elde etmeyi planladığımız kritik rüzgâr seviyesine ulaşıldığında köprü geçiş kriterleri devreye girdiğinde köprü geçiş yasağı ya da sınırlaması ne kadar süreyle uygulanmalıdır? Sorusunun cevabı net olarak alınamamıştır. Bu nedenle eldeki saatlik verilere bakılarak uygulamanın en az 1 saat süreyle olabileceği sonucuna ulaşılmıştır. Ancak bundan sonraki veriler yazılımda yapılacak değişimle ileriki çalışmalarda köprünün ne kadar süreyle kapatılacağı sorusunun cevabı net olarak ortaya çıkacaktır.

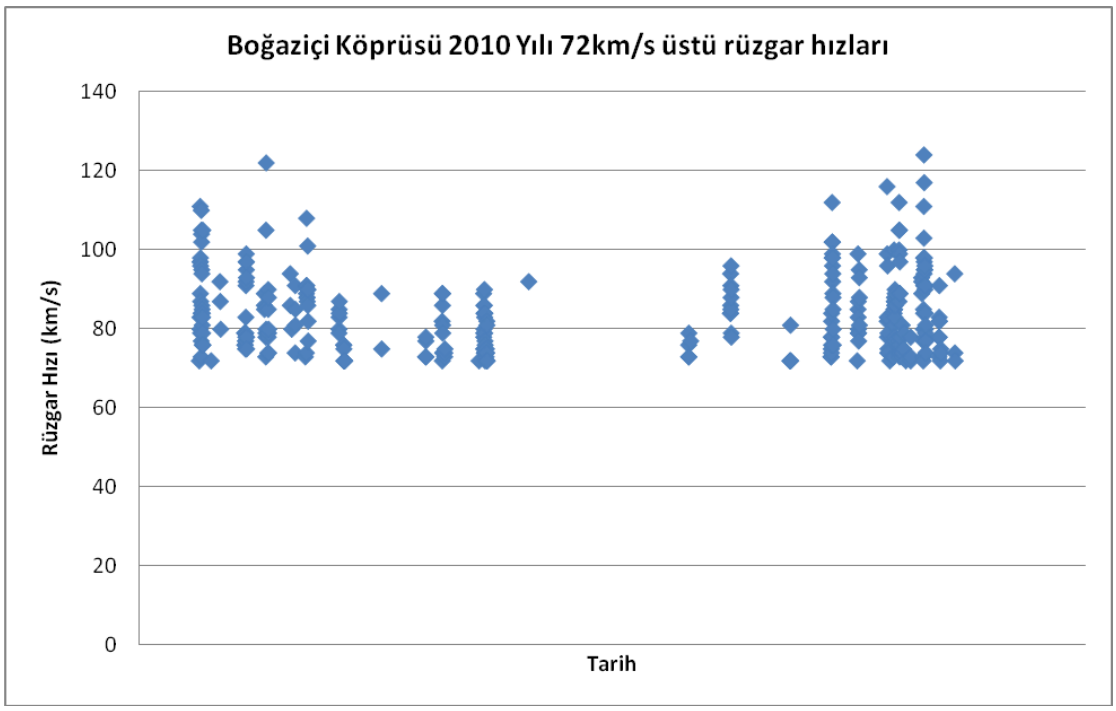



FSM Köprüsü 2009 Yılı 72km/s üstü rüzgar hızları
Rüzgar hızı (km/s)
140
120
100
80
60
40
20
0
Tarih


FSM Köprüsü 2010 Yılı 72km/s üstü rüzgar hızları
Rüzgar hızı (km/s)
140
120
100
80
60
40
20
0
Tarih


Boğaziçi Köprüsü 2008 Yılı 72km/s üstü rüzgar hızları
120
100
80
60
40
20
0
Rüzgar Hızı km/s
Tarih


Boğaziçi Köprüsü 2009 Yılı 72km/s üstü rüzgar hızları
140
120
100
80
60
40
20
0
Rüzgar Hızı km/s
Tarih



Şekil 4. FSM ve Boğaziçi Köprüsü'nün 2007-2010 yıllarına ait rüzgâr hızı analizleri.

Sonuç ve Öneriler

Rüzgâr; göremediğimiz, ancak varlığını her an bize hissettiren meteorolojik bir olaydır. Normal bir yolda rüzgârın hızı bir arabayı hareket ettirmek için genelde yetersiz kalırken köprü ve viyadüklerde artan rüzgâr hızı sürücü tarafından hissedilebilir. Rüzgâr akışının en şiddetli olduğu köprünün tepesinde karmaşık girdaplar, arabanın yan yüzeylerine köprü parmaklıkları ve destekleri gibi engelleri aşarak gelir ve çarpar. Şiddetli rüzgârlarda bu girdaplar dönen hava türbülansa dönüşerek arabanın bir yandan bir yana hareket etmesini sağlayacak şekilde ona çarpabilir. Eğer köprü üzerinde bir duvar varsa, rüzgârın duvarın etrafından dolaşıp arabaya rüzgârı geldiği yönün tersinden de çarpabilir. Bu nedenle, rüzgâr hızına göre asma köprülerdeki trafik akışı kontrol edilip yönetilir [4-8].

İstanbul 14 milyon nüfuslu, günde 12 milyon yolculuğun yapıldığı Avrupa kıtasını Asya'ya FSM ve Boğaziçi köprüleriyle bağlayan dev bir metropoldür. Küçük hasarlı tek bir şeritte yaşanan kazalar ile yağışlı havalarda bile trafiğin yoğunlaştığı şehirde fırtınalı saatlerde köprüde uygulanacak rüzgâr hız kriterleri tepkilere neden olabilir. Ancak Ocak 2004'de kar fırtınası nedeniyle 3 yüksek kasalı aracın değişik yerlerde devrilmesiyle oluşan trafikte on binlerce insan 12 saat süreyle yollarda mahsur kalmışlardır. Köprüde rüzgâr nedeniyle devrilecek yüksek kasalı bir aracın İstanbul trafiğini ve ulaşımını olumsuz yönde etkileyeceği açıkça görülmektedir. Ayrıca rüzgâr nedeniyle köprüde oluşabilecek yapısal hasarların takip edilebilmesi içinde rüzgâr hız kriterlerinin uygulanması önem arz etmektedir.

Bu nedenle, bu çalışmada FSM ve Boğaziçi Köprüsü'nün 2007-2010 yıllarına ait rüzgâr hızı analiz edilerek rüzgârın asma köprüler üzerindeki olası etkileri belirlenmeye çalışılmıştır. Yapılan analizlere göre her iki asma köprüde de tehlikeli rüzgâr hızı sınırının defalarca aşılmış olduğu görülmüştür. Bu nedenle, Dünyadaki diğer asma

köprüler gibi bu köprülerimizdeki rüzgâr izlenip belli sınır değerlerde önlemler alınmalıdır.

Bunun için de;

1- FSM ve Boğaziçi köprülerinin her birinde en az 2 farklı anemometre ile rüzgâr hız ve yönü ölçülmektedir. Rüzgâr hız kriterleri uygulanırken bunların ortalamasının alınması daha isabetli olur.
2- Köprü ve viyadüklerde rüzgâr hız ve yönleri hakkında bilgi veren rüzgâr çorapları yer almaktadır. Rüzgâr hızı 50 km/saatin üzerine çıktığında çoraplar yola paralel hali almaktadır. Bu durumda köprü ve viyadükten geçen sürücülerin hızlarını azaltması ve kontrollü bir şekilde geçmesi gerekmektedir. Ancak sürücülerin çoğu rüzgâr çoraplarının ne olduğunu dahi bilmemektedir. Bu nedenle konun mevcut ehliyet kurslarına konulması önem arz etmektedir.

Kaynaklar:

[1] J. Glover, A. C. Lazer, and P. J. McKenna, Existence and stability of large-scale nonlinear oscillations in suspension bridges, Z. Angew. Math. Phys. 40 (1989) 171-200.

[2] Asma Sistemler, Prof.Dr. Hasan Karataş, İ.T.Ü. Mimarlık Fakültesi Yayınları, 1979.

[3] Musk, L.F., 1991: 'Climate as a factor in the planning and design of new roads and motorways, ' in Highway Meteorology, ed. A.H. Perry and L.J. Symons, London: E&FN Spon, pp. 1-25.

Trafikte Hava Şartları ile Mücadele'de Meteoroloji Bilimi ve Teknolojisinin nasıl kullanacağına dair Türkçe Kaynak: Öztürk, N. ve M. Kadıoğlu, 1996: Kötü Hava Şartlarının İstanbul Trafiğini Etkileme Potansiyeli, I. Ulusal Ulaşım Sempozyumu, İTÜ-İETT Genel Müd., İstanbul 6-7 Mayıs 1996, s. 257-264. Kadıoğlu, M. ve N. Öztürk, 1996: Trafikte Kötü Hava Şartları ile Mücadele Yöntemleri, I. Ulusal Ulaşım Sempozyumu, İTÜ-İETT Genel Müd., 6-7 Mayıs 1996, İstanbul, s. 487-494.

[4] http://www.forthroadbridge.org

[5] http://www.tayroadbridge.co.uk/

[6] http://www.goldengatebridge.org/

[7] Asma Köprüler, Prof. Dr. Hasan Karataş ve ark., T.C. İstanbul Kültür Üniversitesi Mühendislik-Mimarlık Fakültesi.

MSG SEVIRI GÖRÜNTÜLERI ILE FIRTINA TEPE ÖZELLIKLERININ BELIRLENMESI

Aydın Gürol Ertürk ve Emin Servet Günyel
D.Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Hava Tahminleri Daire Başkanlığı, Ankara, Turkey

Özet
Meteorolojik karakterli afetler her yıl can ve mal kaybına neden olmaktadır. Ancak, doğru tahmin çalışmaları yaparak ve önceden gerekli önlemleri alarak bu kayıpları en aza indirmek mümkündür. McCann 1983'te konvektif fırtınaların 30-60 dakika önceden ve % 70 oranında tahmin edilebileceğini balirtmiştir. Avrupa Uydu Uygulama Teşkilatı (EUMETSAT) tarafından işletilen, 12 spektral band ve 15 dakikalık gözlem aralığına sahip MSG uydusundaki SEVERI enstrumanı, yaygın olarak çok kısa süreli tahmin yapmak için kullanılmaktadır (Ertürk ve Barbosa, 2009). İlave olarak, Hızlı Tarama Hizmeti (RSS) ve Anlık Hava Tahmini için daha uygun olan 5 dakikalık zaman aralıklı MSG görüntüleri sağlamaktadır. Özellikle VIS0.6, NIR1.6, IR3.9 WV6.3 ve IR10.8 mikron kanalları yaygın olarak konvektif fırtına tespiti için kullanılır. Uydu verisi kullanarak fırtına bulutlarının tepe özelliklerinin daha iyi anlaşılması bunların kısa vadeli tahmini için çok önemlidir. Soğuk V/U şeklindeki fırtınalar (Heymsfield ve Blackmer, 1988) ve soğuk halka şeklindeki fırtınalar (Setvak ve ark. 2007) uydu verisleri ile tespit edilebilmektedir. Şiddetli konvektif fırtınalar, nem ve kararsızlık olması, yukarı doğru hareket ve kuvvetli dikey rüzgar şiri kaynağı olması (Doswell, 2001) gibi temel özelliklere ihtiyaç duyar. Uydu verileri; fırtına gelişimine ve yoğun yağışa neden olan şiddetli konvektif alanların belirlenmesine, fırtına hücreleri ve bunların hangi evrede (gelişmekte yada zayıflamakta) olduğunun belirlenmesine, fırtına yörüngelerinin izlenmesi ve gelecekteki gelişiminin anlık olarak tahmine imkan sağlamaktadır. Bu çalışmada, soğuk U/V ve soğuk halka şeklindeki fırtınaların bulut tepe özellikleri MSG SEVIRI görüntüleri kullanılarak gösterilecektir. Ayrıca, yansıma ve MSG SEVIRI kanallarının parlaklık sıcaklığı değerleri ve bunların farklarının, konvektif fırtına tespitinde kullanımı ve uygun eşik değerleri analiz edilecektir.

***Anahtar Kelimeler**: Konvektif fırtınalar, MSG SEVIRI, Afetler.*

STORM TOP FEATURES OBSERVED BY MSG SEVIRI IMAGES

Abstract
Disasters with meteorological characters cause property and human life loss every year. However, it is possible to minimize these losses by performing proper prediction studies and taking the necessary actions beforehand. McCann (1983) has documented that convective storms can be predicted with 70% by 30-60 minutes in advance. SEVERI instrument on board MSG satellite, operated by the European Satellite Application Organization(EUMETSAT), with the 12 spectral band and 15 minute observation interval is widely used in short term forecasting(Erturk and Barbosa, 2009). Additionally Rapid Scan Service (RSS) is providing 5 minute interval MSG disks which are more applicable for nowcasting. Especially VIS0.6, NIR1.6, IR3.9 WV6.3 and IR10.8 micron channels are widely used for the convective storm detection. Better understanding of the storm top feature by using satellite data is crucial to nowcaste them. Cold V/U shaped (Heymsfield and Blackmer, 1988) and cold ring shaped (Setvak et al. 2007) storms are the ones that can already be detected by the satellite data. Severe convective storms require essential ingredients such as the presence of moisture and instability, a source of upward motion

and strong vertical wind shear (Doswell, 2001). Satellite data enables the determination of the area of intensive convection leading to storm development and connected intensive precipitation, detection of storm cells, determination of its actual phase (developing, decaying), tracking of storm trajectories and nowcasting of its future development.
In this study, cold U/V and cold ring shaped storm top features will be demonstrated by using MSG SEVIRI images. Additionally, the reflectance and the brightness temperature of the MSG SEVIRI channels including their differences will be analyzed to get the proper thresholds for convective storm determination.

***Key words**: Convective storms, MSG SEVIRI, disasters.*

1. Giriş

Multispektral uydu analizi, konvektif fırtına tepe özelliklerini anlamamız için çok önemli olduğunu göstermiştir. Daha önceki çalışmalarda su buharı ve kızılötesi pencere kanalları birleştirilerek uydu görüntülerinden konvektif fırtına tepesindeki aşırı yükselmeler tespit edilmiştir (Schmetz ve ark. 1997;.Setvak ve ark. 2007). Heymsfield ve Blackmer 1988'de bu fenomeni tanımlamak için 1979-1982 arasındaki farklı özelliklerdeki önerilen dokuz farklı konvektif sistemi ve V-şekilli oluşumdan sorumlu mekanizmaları anlamak için daha kapsamlı bir çalışma yaptı. V-şekilli fırtına biri dışında tüm fırtınalar için tutturulmuştur. Diğer araştırmacılar da şiddetli fırtınaların bu özelliği ile ilişki kurmak için çalışmalar yaptılar (Doswel, 2001) .

Avrupa sabit yörüngeli METEOSAT uydusunda bulunan ikinci nesil görüntüleme radyometresi olan SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager), şiddetli konvektif fırtınaların tahmini desteklemek için kullanılmıştır. Normal bir günde, SEVIRI radyometresi on beş dakikada bir görüntü frekansı ile 96 görüntü toplar. Her radyometre görüntülemesi, görünür (VIS), kızılötesi (IR), yakın kızılötesi (NIR), su buharı (WV) ve ek olarak alt uydu noktasında 1 km örnekleme aralığına sahip, bir adet yüksek çözünürlüklü görünür geniş-bant kanaldan (HVR) oluşan birbirine yakın on bir tane kanalın kompozitidir(EUMETSAT, 2004). Bu kanalların spektral özellikleri ve ana uygulamaları Tablo-1 de verilmiştir (Schmetz ve Diğerleri. 2002). Bu çalışmanın amacı, 5 Kasım 2007'de Türkiye'nin Batısında meydana gelen şiddetli fırtınayı araştırırken multispektral SEVIRI görüntüleri tecrübe etmektir. Buradaki V özelliği ve diğer önemli bulut tepe formlarının şiddetli fırtınalarla olan ilişkisinin analiz edilmeye değeceği yukarıda bahsedilen araştırmacılar tarafından belirtilmiştir.

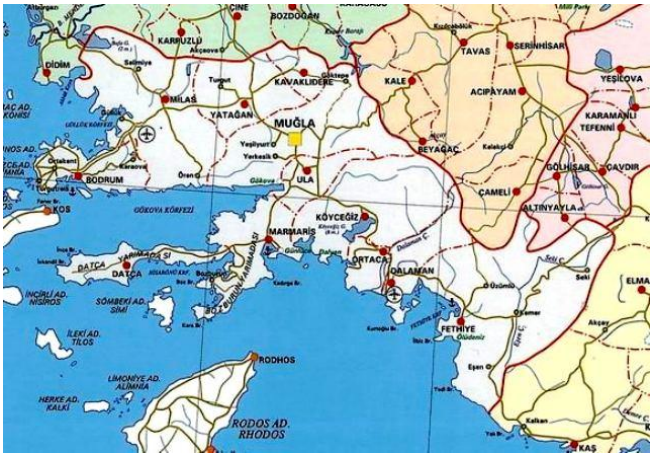
Tablo-1: SEVIRI kanallarının teknik özellikleri

Kanal No	**Spektral Bant (µm)**	***D. Spektral Bant (µm) Özellikleri***			**Ana Uygulama Alanları**
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Yer, bulut tanımlama
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Yer, bitki örtüsü, bulut tanımlama
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Yer, bulut safhası, kar
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Yer, bulut safhası, sis, orman yangını.
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Su buharı, yüksek seviye bulutlar, atmosferik kararsızlık.
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Su buharı, atmosferik kararsızlık.
7	IR8.7	8.70	8.30	9.1	Yer, bulut tanımlama, toz/kum fırtınası, atmosferik kararsızlık.

8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozon.
9	IR10.8	10.80	9.80	11.80	Yer, bulut tanımlama, atmosferik kararsızlık.
10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	Yer, bulut tanımlama, atmosferik kararsızlık.
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Cirrus bulutlarının yüksekliği, atmosferik kararsızlık.
12	HRV	Geniş bant (0.4 – 1.1 µm)			Yer, bulut tanımlama.

2. Örnek Olay İncelemesi 5 Kasım 2007

Çameli ilçesi üzerinde 5 Kasım 2007 tarihinde sabah 09:00 saatlerinde meydana gelen fırtına incelenmiştir. Çameli Türkiye'nin batı kesiminde (Şekil-1) ve Akdeniz'in güney kıyılarından 100 km uzaklıkta bulunmaktadır. Yüksek dağlarla çevrili kendine özgü coğrafi konumu nedeniyle Çameli, fırtınalar ve Orta Ölçekli Konvektif Sistemlerin (MCS) oluşumu için uygun koşullar sağlayan, aşağı atmosferik seviyelerde oldukça hafif rüzgarlı ve yüksek nemli bir yerdir. Bulut gelişimi 06:00 UTC IR Meteosat görüntüsü Şekil-3 de gösterilmiştir. Dolu, yağmur ve şiddetli rüzgar hasarı bildirilmiştir.



Şekil-1. Çalışılan bölge

3. Türkiye'de fırtına Tespitinde SEVIRI Uygulaması

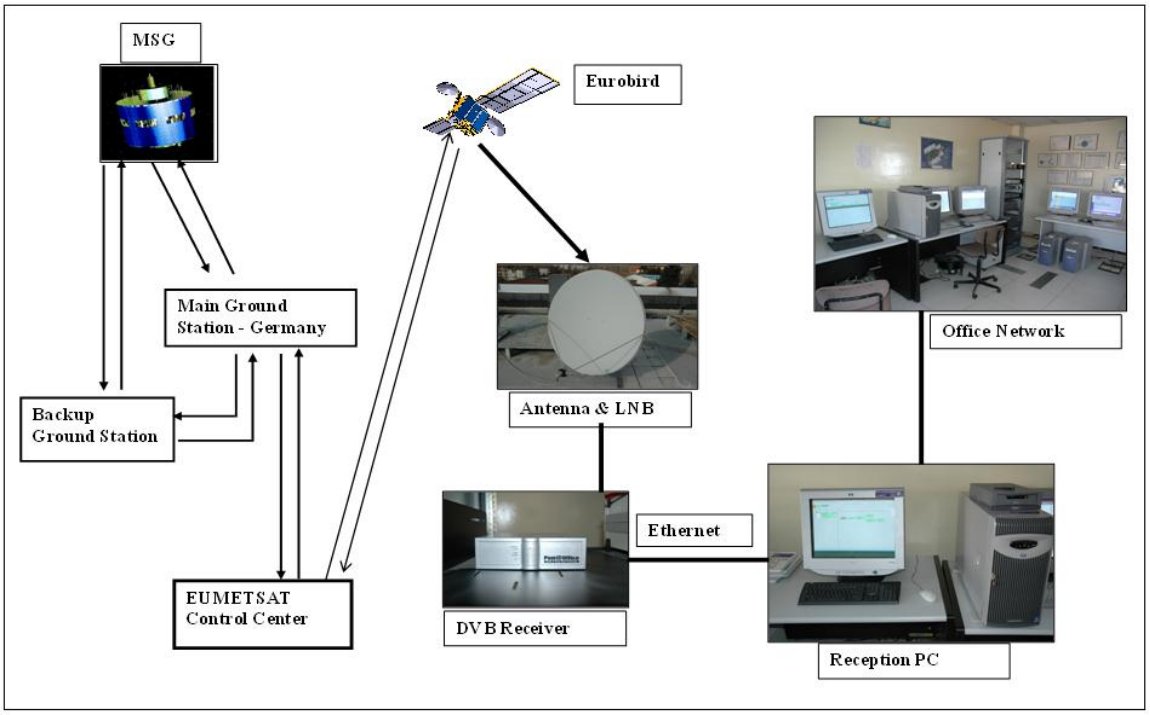
3.1 Veri toplama

15 dakikalık bir zamansal çözünürlüklü 5 Kasım 2007 SEVIRI verisi EUMETCast (EUMETSAT's Broadcast System for Environmental Data) servisinden DMİ'deki alıcı istasyonu ile temin edilmiştir (Şekil-2). Alınan bu veriler MSGView (Ertürk 2010) yazılımı ile yansıma (kanal 1, 3 ve 12) ve BT (Parlaklık Sıcaklığı) (Kanal 4, 5, 6, 9 ve 10) olarak işlenmiş ve görüntülenmiştir. Her iki yansıma ve BT zaman serisi çalışılan bölgedeki sınırlı grid hücre üzerinde jeo-rektifiye edilmiş ve ayıklanmıştır. Her kanal için çalışılan grid hücrenin üzerine çıkarılan piksel değerleri daha sonra bir giriş matrisi olarak dağılım çizim grafiğini belirlemek için düzenlenmiştir. Bu kanallardan elde edilen bulut tepe radyansının belirlenmesi aşağıdaki iki varsayıma dayanmaktadır;

1) Bu bulutlar optik olarak kalın sayılabilecek kadar Cumulonimbus olduğu; ve

2) Bunların siyah cisim kabul edileceği.

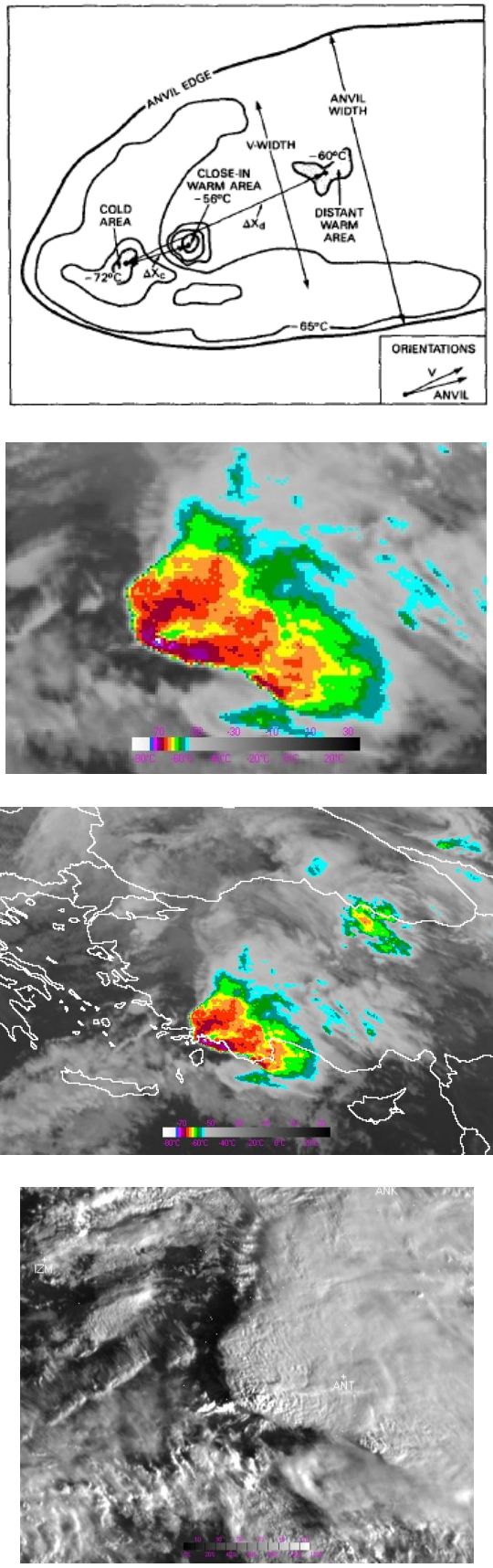
Schmetz ve arkadaşları 1997'de WV ve IR arasında pozitif BT farklılıklarının sadece stratosferde derin konvektif bulutların nem taşıfığı zaman mümkün olduğunu öne sürmektedir. Bu sıcaklık farklarının pozitif değerde olması çok derin konveksiyon bulutları (overshooting durumları) için bir belirteç gibi kullanılabilir.



Şekil-2. DMİ deki yer alıcı ve veri işleme sistemine genel bakış.

3.2 Soğuk-U/V ve V-Fırtına Yapıları

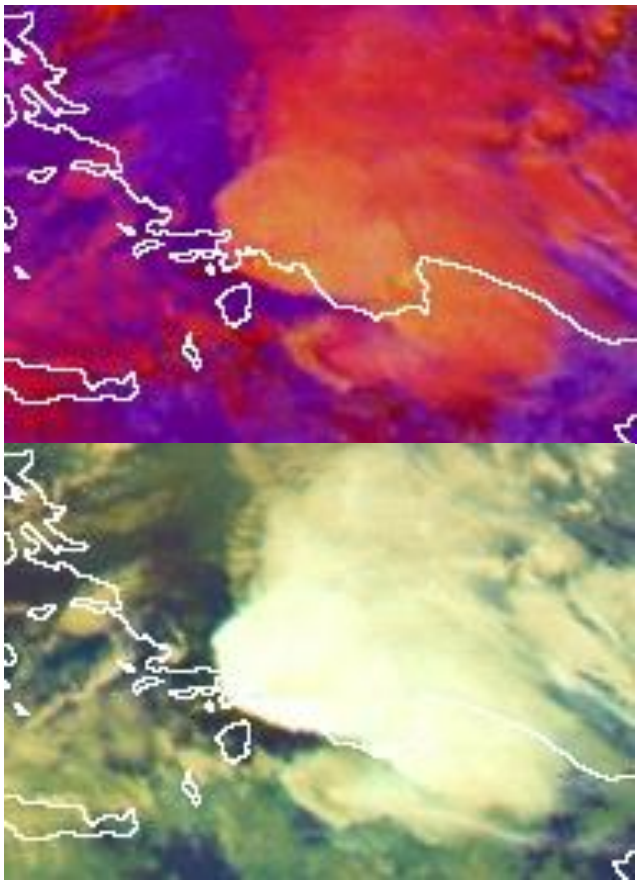
Şekil-3'de "Soğuk-U/V" (Şekil-3b) ve "V-şekilli" (Şekil-3d) kuvvetli fırtına tepesi modeli gösterilmektedir. Bu sonuçlar ile daha önce yapılan çalışmalar arasında çok iyi bir uyum vardır (McCann, 1983; Heymsfield ve Blackmer 1988). Şekil-4b de, bu bulut tepelerinde bulunan "Soğuk V" şekilndeki fırtına oluşumu gösterilmektedir. 201 K (yaklaşık -72 ° C) minimum sıcaklık değeri, bu fırtınadaki 'updraft' (yukarı doğru hava hareketi) ların stratosfer'e yaptığı sıçramadan anlaşıldığı üzere çok güçlü olması gerektiğini göstermektedir. Ayrıca, yüksek çözünürlüklü uydu görüntüsünden yapılan (Şekil-3d) bulut tepe yapılarının görsel analizinden de tipik bir V-şekilli fırtına özelliği göstermektedir. Yine aynı görüntüdeki yerçekimi gradyenlerinin sıklığı ve tepedeki cirrus bulutlarının yayılması (plume) fırtınanın şiddetini gösteren faktörlerdendir (Setvak ve ark. 2007).



Şekil-3. Görsel karşılaştırma a) kuvvetli fırtına tepesinde Soğuk-U/V modeli, b) yakınlaştırılmış IR 10,8 görüntüsü, c) IR 10,8 görüntüsü ve d) HVR görüntüsü.

3.3 MSG RGB Uygulamaları

Derin konvektif bulutlarda buz parçacıklarının boyutları ve su buharı anomalileri arasında güçlü bir ilişiki vardır. Mikrofiziksel özellikleri ve bulut dinamiği arasındaki bu ilişki kullanılarak, multi-spektral RGB uygulamaları yapılabilmektedir (Şekil 4). Bu uygulamalar hava kütleleri ve fırtına RGB'lerdir ve konvektif bulut çalışmaları için mükemmel araçlardır. RGB kanal kombinasyonuna (WV 6.2 µm – WV 7.2 µm; IR3.9 µm – IR 10.8 µm; NIR1.6 µm –VIS0.6 µm) dayanarak, kırmızı renk ile büyük buz partiküllü, koyu turuncu ile daha küçük buz partiküllü bulutlar görülmekteyken (Şekil-4a), (WV 6.2 µm – WV7.3 µm; IR 9.7 µm –IR 10.8 µm; WV 6.2 µm) RGB kombinasyonu ile sıcak hava kütlesi yeşil, soğuk hava kütlesi mavi ve kalın yüksek-seviye bulutlar ise beyaz olarak görülmektedir (Şekil-4b).



Şekil-4. RGB görüntüleri:a) RGB = (WV 6.2 - WV7.3; 3.9 IR - IR 10,8; NUR 1.6 - VIS 0.6) ve b) Hava kütlesi RGB (WV 6.2 - WV 7.2; IR 9.7 - IR 10.8; WV6.2i .)

4. Sonuç

Türkiye'nin batısındaki Çameli ilçesinde 5 Kasım 2007'deki fırtına hadisesinde bulut tepe özelliklerini değerlendirmek için multi-spektral MSG SEVIRI verilerinin kombinasyonu kullanıldı. Yukarıdaki sonuçlar, soğuk V şeklindeki konvektif fırtına tepelerinin MSG SEVIRI kanalları kullanılarak tespit edilebileceğini göstermiştir.

Kaynaklar

Doswell, C. A. III, (Ed.), 2001: Severe Convective Storms. Meteor. Monogr. 28(59), Amer. Meteor. Soc., Boston, 561 pp

EUMETSAT, 2004: Technical document EUM TD 15. issue 3.2, 5 September 2004. Darmstadt, Germany.

Ertürk A.G. and H. Barbosa: Monitoring V-STORMS Using MSG SEVIRI Image And Its Applications: A Case Study Over Western Turkey, IGARSS Cape Town, 2009.

Ertürk A. G. "MSGView: An operational and training tool to process, analyze and visualization of MSG SEVIRI data", /Proceedings of 10^th EUMETSAT Conference/, EUMETSAT P.57, Darmstadt, Germany, 2010.

Heymsfield, G. M., and R. H., Blackmer, 1988: Satellite-observed characteristics of Midwest severe thunderstorm anvils. Monthly Weather Review, 116, 2200-2224.

McCann, D.W., 1983: The enhanced-V: a satellite observable severe storm signature. Monthly Weather Review, 111, 887-894.

Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota and A. Ratier, 2002: An Introduction to MSG. Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 83, No. 7, 977-992.

Schmetz, J., Tjemkes, S. A., Gube, M., and Van de Berg, L., 1997: Monitoring deep convection and convective overshooting. Adv. Space Res.19 (3), 433-441.

Setvák, M., R.M. Rabin and P. K. Wang, 2007: Contribution of the MODIS instrument to observations of deep convective storms and stratospheric moisture detection in GOES and MSG imagery. Atmos. Res. 83, 505-518.

1.5 KW'LIK RÜZGAR TÜRBİNİNİN İSTANBUL İKLİM ŞARTLARINDA ENERJİ VE EKSERJİ ANALİZİ

Mustafa Kemal Kaymak[1], Bihter Yerli[1], Ercan İzgi[2], Ahmet Öztopal[1] and Ahmet Duran Şahin[1]

[1] İstanbul Teknik Üniversitesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, Enerji Grubu, 34469 Maslak/İstanbul
[2] Yıldız Teknik Üniversitesi, Elektrik Mühendisliği Bölümü Yıldız/İstanbul,
kaymak@itu.edu.tr; yerlib@itu.edu.tr; oztopal@itu.edu.tr; sahind@itu.edu.tr, izgi@yildiz.edu.tr

ÖZET

Yenilenebilir enerji kaynaklarına olan yatırımlar gün geçtikçe artmaktadır. Bununla beraber, yenilenebilir enerji kaynaklarının kendi içinde büyük problemleri bulunmaktadır. Özellikle yenilenebilir enerjiler içinde en fazla uygulama alanı bulan rüzgar ve güneş enerjilerinde süreksizlik problemi en üst seviyededir. Süreksizliklere en iyi (optimum) çözüm, belirtilen enerjilerin birlikte kullanımını sağlayan hibrit sistemlerdir. Uygun alanların seçilmesi ile zaman ve alana bağlı olarak yenilenebilir enerji kaynaklarındaki süreksizlikler en aza indirgenebilmektedir.

Bu çalışmada, İTÜ Meteoroloji gözlem parkına kurulan 1.5 kW'lık bir rüzgar türbinine gelen akışta türbin kaynaklı kayıplar hesaplanarak bunların hesaplamalarında termodinamik açıdan son yıllarda gittikçe önem kazanan ekserji analizi yöntemleri uygulanmıştır. Özellikle rotor alanı önü ve gerisinde önemli sıcaklık ve bağıl nem farkları gözlemlenmiştir. Belirtilen türbinin düşük rüzgar hızlarında başarılı olduğu fakat orta ve yüksek rüzgar hızlarında aynı başarının yaklanamadığı görülmüştür.

Anahtar Kelimeler: *Ekserji, enerji, rüzgar turbini, verimlilik, İstanbul*

ABSTRACT

Investmens to renewable energy sources have been increased recent years. Besides, these investments, sources and technologies have many problems. Especially, discountiunity is a very important problem and this situation has reached to maximum level in wind-solar energies. The best solution for discontinuity is considered to use these sources together as hybrid system. Discountiunity could be minimized firstly selecting best convenint application areas and secondly by using these sources together.

In this paper, losses of flow that perturbated by a 1.5 kW wind turbine is considered in detail. Losses of the system could be understood by using exergy estimation methodologies that are used recent years rarely. Especially there are high temperature and moisture differences between infront and behind of the rotor areawind turbine. It is seen that at low wind speed this turbine gives high performance but unfortunately the same performance could not seen.

Keywords: *Efficieny, energ, exergy, wind turin*

GİRİŞ

Yenilenebilir enerji sistemlerinde temel problemler süreksizlik ve düşük verim olarak iki gruba ayrılabilirler. Düşük verim probleminin temelinde ise sistemden kaynaklanan kayıplar yatmaktadır. Ekserji termodinamiğin ikinci kanunu ile alakalı bir ifadedir ve enerji teriminin bazı eksikliklerinden dolayı ortaya çıkmıştır. Ekserji, elde edilebilir maksimum iş olarak ifade edilmektedir. Dincer ve Rosen (2005), yenilenebilir enerjiler ile sürdürülebilir kalkınmayı termodinamik açısından ele almışlardır. Ayrıca Şahin ve diğ.

(2005) ilk defa rüzgar enerjisinin ekserjetik modelini geliştirmişlerdir. Ayrıca fotovoltaik pillerin kayıpları ve verimlilikleri Şahin ve diğ., (2007) tarafından önerilen ekserjetik bir model ile gerçekleştirilmiştir. Bütün bu çalışmalarda eksik olan en büyük yön, bire bir ölçümlerin kullanılmamasıdır. Yapılacak bir çalışmada ayrıntılı ölçüm değerlerinin kullanılması, oluşturulan, kabul görmüş modeli güçlendirecektir.

Ekserji yıkımı, boşa giden enerjinin bir göstergesidir. Sistemlerde entropi üretimini en az seviyeye indirmek bu yaklaşımın termodinamik anlamda en önemli parçasıdır (Çengel, 2007).

Ekserji verimliliği, sistem konusunda ve durumu hakkında bilgi vermesi bakımından enerji verimliliğinden daha üstündür. Enerji verimliliği, termodinamiğin birinci kanununa dayanırken ekserji ise ikinci kanununa dayanmaktadır. Çünkü ekserji, sistemin çevresiyle denge durumunda yapabileceği maksimun işi vermektedir.

Literatürde görece yeni olan ekserji analizi üzerine çok sayıda çalışma bulunmakta, ancak ekserji tahmini üzerine olan çalışmalara nadiren ulaşılmıştır. Şahin ve diğ. (2006) rüzgar enerjisi ekserji haritaları yapmışlardır. Bu haritalar rüzgar güç sistemlerinin alansal verimliliğini vermesi açısından büyük önem taşımaktadır. Bu çalışmanın önemli bir eksikliği, düşünülen sistemin ölçüm değerlerinden ziyade fiziksel denklem temellerine dayanmasıdır. Kaymak (2011) tarafından yapışan tez çalışmasında ise ölçüm verileri kullanılmıştır. Bu bildirinin temelini Kaymak (2011) tarafından yapılan çalışma oluşturmaktadır. Bu çalışmanın temel hedefi ölçüm esasına dayalı küçük bir rüzgar turbini için ekserji analizi yapmak ve termodinamik bileşenleri ele almaktır.

KURULAN SİSTEM

Bu çalışmada yapılan hesaplamaların temelinde TÜBİTAK 107M331 numaralı projeye dayalı olarak kurulan sistem yatmaktadır. Bu ölçüm düzeneğinde, 1 rüzgar türbin sistemi, 1 fotovoltoik sistem ve yer meteoroloji istasyonu bulunmaktadır. Burada sadece rüzgar turbini ve özellikleri üzerinde durulacaktır.

Sözü geçen bu proje kapsamında, yerden 17 metre yükseklikte Unitron marka rüzgar türbini kurulmuştur ve modeli ise UE15'tir. Bu türbine ait özellikler Tablo 1'de de verilmiştir.

Tablo 1 : İTÜ Meteoroloji Parkına kurulan rüzgar türbininin bazı özellikleri

Açıklama	Özellik
Nominal Güç	**1500W**
Nominal Güce Ulaşma Hızı m/s / mph	**10.5 / 25**
Pik Üretim	**1750W**
Devreye Girme Hızı m/s / mph	**2.7/ 6**
Kutuplar RPM - 50hz RPM - 60hz	**10 / 600 / 720**
Rotor Çapı	**3.20m ./ 11 ft**
Kanat Sayısı	**3**
Kanat Malzemesi	**Karbon Fiber Bileşim**
Taranan Alan	**9.2 / 95 Sq.m / sq.feet**
Devreden Çıkış Hızı	**27mph**
Devreden Çıkış	**Elektro Dinamik Anahtar**
Birim Ağırlık	**34 Kg**
Jeneratör	**PM 3 fazlı alternatör**
Ulaşılan Voltaj	**12 – 240 HV/LV**
Garanti	**2 yıl**
Kullanım Süresi	**20 yıl**
Maksimum Rüzgar	**55 m/s**

Bu çalışmanın önemli bir adımı, rüzgar türbinlerinden kaynaklanan gerek akış gerekse mekanik kayıpların bulunmasıdır. Bu kayıpların sahada tespiti için rüzgar türbini farklı bir şekilde dizayn edilmiştir. Rüzgar türbini rotor alanının önüne ve arkasına meteorolojik değişkenleri ve değişimleri incelemek üzere aletler yerleştirilmiştir. Bu aletler;

- Anemometre (Rotor alanı önü ve arkası, 2 adet)
- Sıcaklık ölçer (Rotor alanı önü ve arkası, 2 adet)
- Bağıl nem (Rotor alanı önü ve arkası, 2 adet)
- Rotor alanı önü ve arkası basınç farkları (1 adet)

Bu değişkenlerin yanında, türbin jeneratör bölgesinin iç sıcaklığını ölçmek üzere 1 adet sıcaklık ölçer yerleştirilmiştir (Şekil 1).

YÖNTEM

Bu çalışmada, rüzgar sistemi ekserji hesaplamalarına temel olarak Şahin ve diğ. (2006) tarafından ortaya konan rüzgar ekserji yöntemleri kullanılacaktır.

Rüzgar Ekserji Analizi

Rüzgardan enerji üretmesi neticesinde, ekserji tüketimi de tersinir haline bağlı olduğundan üretilen entropi ile orantılıdır. Entalpisi h olarak belirlenen, kinetik ve potansiyel enerjileri sırasıyla ke, pe, birim zamandaki ısı ve iş etkilerşimleri $\dot{\mathbf{Q}}$ ve $\dot{\mathbf{W}}$ olan birim kütleli, $\dot{\mathbf{m}}$, bir sistemdeki akışın enerji ve ekserji eşitliği Denklem (1)'deki gibi ifade edilir (Dinçer, 2004).

$$\sum_{in}(h+ke+pe)_{in}\dot{m}_{in}-\sum_{ex}(h+ke+pe)_{ex}\dot{m}_{ex}+\sum_{r}\dot{Q}_r-\dot{W}=0$$
$$\sum_{in}ex_{in}\dot{m}_{in}-\sum_{ex}ex_{ex}\dot{m}_{ex}+\sum_{r}Ex^{q}-Ex^{w}-I=0 \qquad \textbf{(1)}$$

Şekil 1 :Rüzgar türbini için kurulan sistem

Akışın Ekserjisi

Hareket halinde bir madde düşünelim ve sıcaklığı T, basıncı P, kimyasal kompozisyonu μj , kütlesi m, belirlenen entalpisi h, belirlenen entropisi s olsun. Bu hareketli maddenin ekserjisi ise denklem **(2)'**deki gibi ifade edilir (Dinçer 2004).

$$ex = \left[ke + pe + (h - h_0) - T_0(s - s_0)\right] + \left[\sum_j (\mu_{j0} - \mu_{j00}) x_j\right] \qquad \textbf{(2)}$$

Rüzgar enerjisi düşünüldüğünde ise potansiyel enerji ve kimyasal kompozisyon ihmal edildiğinde rüzgarın hesaplanan ekserjisi ise denklem **(3)'**deki gibi ifade edilir.

$$ex = \left[ke + (h - h_0) - T_0(s - s_0)\right] \qquad \textbf{(3)}$$

Rüzgar ekserjisinde kimyasal değişken ihmal edilebildiğinden, rüzgar ekserjisi iş terimi **(4)** ile kolayca ifade edilebilir.

$$\dot{E}x^{W} = \dot{W} \qquad (4)$$

Tersinmezlikler sürecinde ekserji üretimi ise denklem **(5)** ile ifade edilir.

$$\dot{I} = T_0 \dot{S}_{gen} \qquad \textbf{(5)}$$

Üretilen entropi değeri ise denklem **(6)** ile hesaplanır.

$$\dot{\Delta S} = \dot{m} T_{at} (C_p \ln(\frac{T_2}{T_1}) - R \ln(\frac{P_2}{P_1}) - \frac{\dot{Q}_{loss}}{T_{at}} \quad \textbf{(6)}$$

Örneğin T_1 durumu akışın kanatlardan önceki sıcaklığıyken, T_2 durumu ise kanatlardan çıkan akışın sıcaklığını temsil etmektedir. Rüzgar ekserjisi hesaplanırken üretilen elektrik enerjisi, rüzgarın kinetik enerjisi, entalpi, entropi ve ısı kayıpları ele alınması gereken değişkenlerdir.

Sistemdeki ısı kayıplarının belirlenebilmesi için rüzgar türbininin içerisinden sıcaklık ölçümleri alınmıştır. Bilindiği üzere ısı kayıpları sıcaktan soğuğa doğru olacaktır. Rüzgar türbini elektrik üretimi gerçekleştirdiği durumda birim zamandaki entalpi değişimi denklem (7)'deki gibi olacaktır.

$$\dot{\Delta H} = \dot{m} c_p (T_2 - T_1) \quad (7)$$

Burada T_2, rotorun içerisinde ölçülen sıcaklık değeriyken T_1 atmosfer sıcaklığıdır.

$$\Delta Ex = E_{üretilen} + \dot{m} C_p (T_2 - T_1) + \dot{m} T_{at} (C_p \ln(\frac{T_2}{T_1}) - R \ln(\frac{P_2}{P_1}) - \frac{Q_{loss}}{T_{at}}) \quad \textbf{(8)}$$

Denklem **(8)** ile elde edilen ekserji modelinde lson terim çok küçük olacağından ihmal edilebilir seviyededir. Bu modelin verimlilik denkleminde yerine yerleştirilmesiyle birlikte ekserji verimliliği elde edilecektir. Böylece ekserji verimliliği denklem **(9)** ile ifade edildiği şekilde hesaplanabilir.

$$\psi = \frac{E_{üretilen} + \dot{m} c_p (T_2 - T_1) + \dot{m} T_{at} (c_p \ln(\frac{T_2}{T_1}) - R \ln(\frac{P_2}{P_1}) \;) - \frac{Q_{loss}}{T_{at}}}{E_{potansiyel}} x100 \quad \textbf{(9)}$$

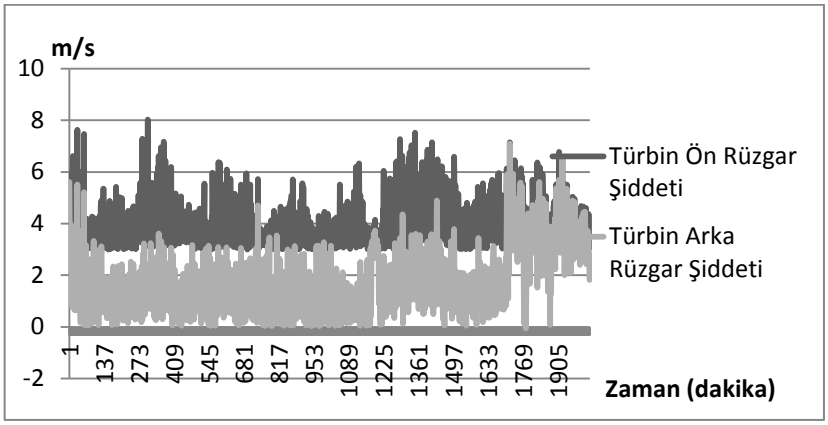
Geliştirilen bu modelin detaylarına ve yapılan uygulama çalışmasına Şahin ve diğ. (2006) yaptıkları araştırmadan ulaşılabilir. Bu çalışmada türbin kanatlarının arkasındaki rüzgar, sıcaklık ve basınç değerleri için bazı yaklaşımlarda bulunulmuştur. Bu yaklaşımlar ölçüme dayanmadığı için sorun oluşturabiliyordu. Burada ise sistem ölçüme dayanmaktadır.

UYGULAMA

Sistem Değişkenlerinin Analizi

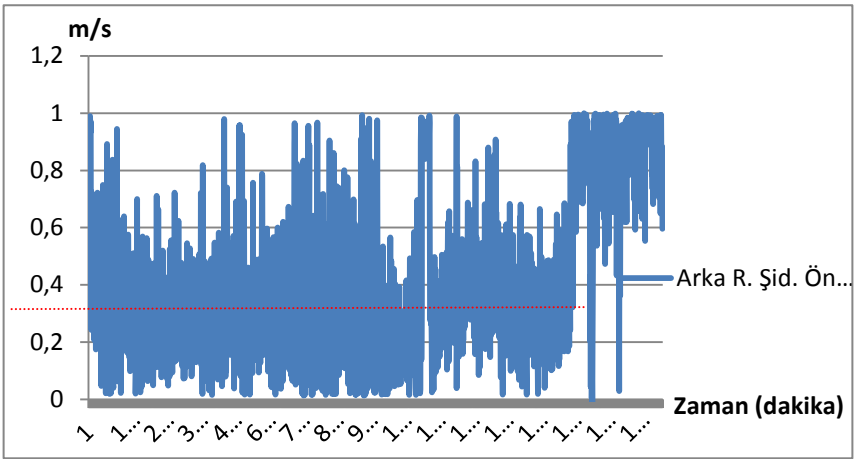
Bu bölümde sistem detaylı irdelenecek ve parametreler arası ilişkiler teker teker ele alınacaktır. Şekil 1'de gösterildiği gibi, rüzgar türbininin enerji ve ekserji değerlerini hesaplamak için 17 m de rüzgar türbini önünde rüzgar şiddeti, sıcaklık, bağıl nem ve arkasında da aynı parametreler dakikalık ölçülmüştür. Bunun yanında ön ve arka basınç farkları da dakikalık ölçülmüştür. Bu çalışmada öncelikle türbin kanatlarının yaklaşık 1.5 m önüne yerleştirilen anemometre ile türbin ön rüzgar şiddetleri ölçülmüştür. Şekil 2'de türbin ön rüzgar şiddetleri verilmiştir. Buradan da anlaşılacağı üzere, zaman zaman 7-8 m/s'ye ulaşan rüzgar şiddetleri gözlemlenmiştir.

Bazı durumlarda türbin ön ve arka rüzgar şiddetleri arasında çok farklar olmadığı görülmüştür. Bunun temel sebebi rüzgar şiddetindeki ani yön değişimleridir Bazı durumlarda ise önemli farklar oluşmuştur, özellikle 3 m/s'nin üzerindeki değerlerin genel anlamda 0-3 m/s'nin arasına düştüğü görülmektedir. Bir anlamda türbin rotor alanı gerisinde kullanılabilir şidette rüzgar kalmamıştır. Bilindiği gibi bir akışın kinetik enerjisinin maksimum % 59'u Betz limitine gore türbin kanatları tarafından kullanılabilmektedir. Özellikle orta ve yüksek rüzgar şiddetlerinde türbinin kinetik enerji kullanım miktarı azalmaktadır.



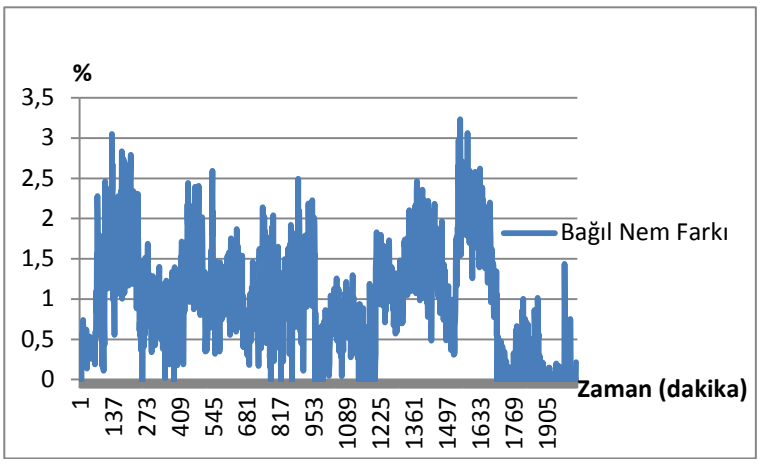
Şekil 2: Türbin ön-arka rüzgar şiddetleri

Aslında, türbin ön ve arka rüzgar şiddetleri genel anlamda pek araştırılmamıştır. Türbin ön rüzgarlarının maksimum oranda kullanımı türbinin bir anlamda verimini de etkileyecektir. Bu çerçevede türbin arka rüzgar şiddetlerinin ön rüzgar şiddetlerine oranı hesaplanmış ve Şekil 3'te verilmiştir. Türbin ön rüzgar şiddetleri ve arka rüzgar şiddetleri arasında bulunan oran türbin kanatlarının rüzgar kullanım miktarını verecektir.



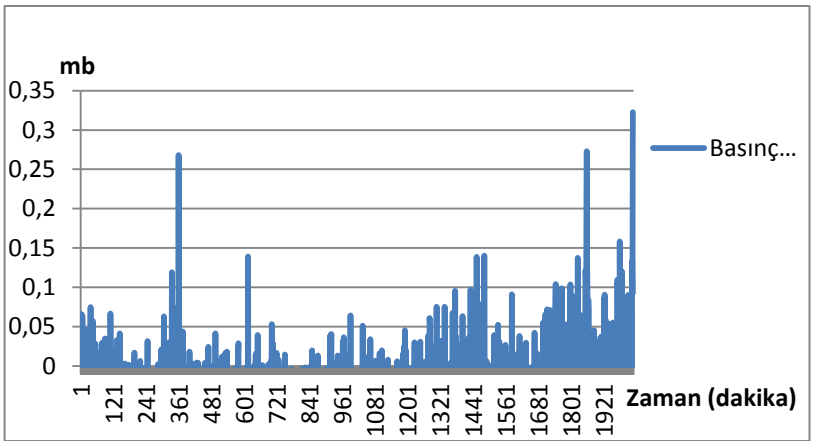
Şekil 3: Arka rüzgar şid./ön rüzgar şid. oranı - zaman

Ön rüzgar ve arka rüzgar şiddetleri yanında aynı seviyelerde bağıl nem değerleri de ölçülmüştür. Buna bağlı olarak çok büyük değişimlerin olmadığı gözlemlenmiştir (Şekil 3). Fakat % 1-3 arasında sık tekrarlanan bağıl fark değerleri değişimin kayda değer olduğunu göstermektedir (Şekil 4). Bu durumda rüzgar turbin kanatlarının türbin arkasına nem taşınımını engellediği anlaşılmaktadır.



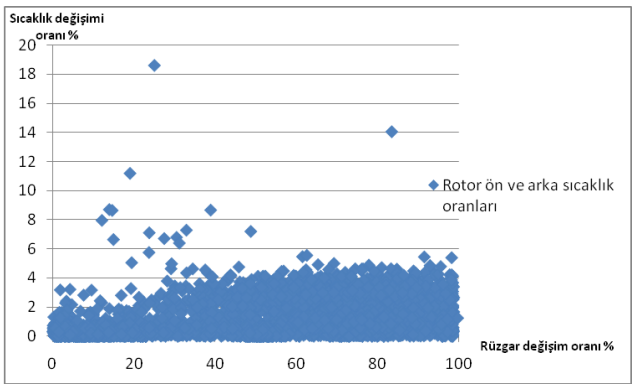
Şekil 4 : Türbin rotor alanın önü ve arkası bağıl nem bağıl yüzde farkı

Bu değişkenlerle birlikte rüzgar türbini ön ve arka basınç farklarına bakılmıştır. Genelde rüzgar türbini ön basınçları arka basınçlardan daha yüksek çıkmaktadır (Şekil 5). Aslında değişkenlerin bu farkları rüzgar enerjisi çalışmalarına yeni yorumlar katmaktadır. Türbin alanı gerisinde oluşan bağıl nem oranındaki düşüş benzer şekilde basınca yansımaktadır.

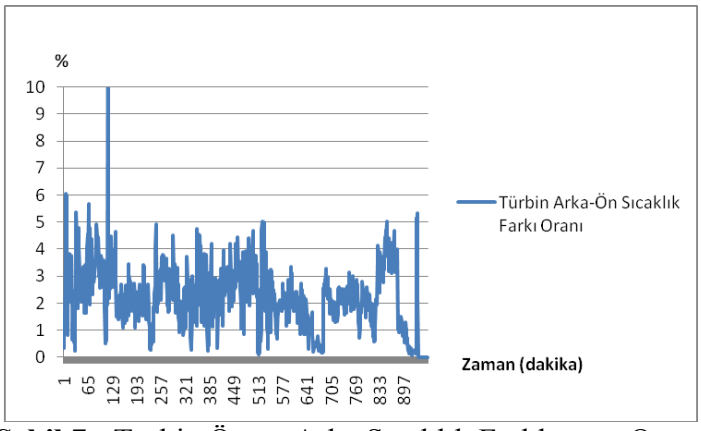


Şekil 5 : Türbinin ön ve arkasındaki basınç farkı

Bu çalışma yapılırken özellikle iki değişken merak edilmekteydi. Bunlardan biri rüzgar şiddeti iken diğeri de sıcaklık farklarıdır. Bilindiği üzere rüzgarın soğutucu etkisi (Wind chill effect) genelde insanlar ve canlılar üzerine yapılan çalışmalarda kabul görmektedir. Arada pervane gibi bir engelleyicinin bulunması durumunda sistem içerisinde sıcaklık farkı oluşmayacağı kabulü gerek termodinamikte gerekse diğer uygulamalarda yaygın olarak bulunmaktadır. Bundan dolayı entropi hesaplamalarında ortalama atmosfer sıcaklığı ile o an ölçülen değerler oranlanmaktadır. Yapılan bu proje çalışmasında, rüzgar türbininin ön ve arkasında yerleştirilen aynı özellikteki termometrelerden sıcaklıklar gözlemlenmiştir (Şekil 6). Belirtilen farkların rotor alanı ön ve arkası için yapılan ölçümlerde bağıl fark yöntemine göre bakıldığında bazı zamanlarda %5'i geçtiği gözlemlenmiştir (Şekil 7). Belirtilen türbinin maksimum miktarda rüzgar şiddeti kullanması durumunda bu sıcaklık farkı daha da yükselecektir. Aslında bu durum katı maddeler içinde bir rüzgar soğutucu indeksinin çıkarılması gerektiğini göstermektedir.
Diğer ölçümlerin yanında rotor ön ve arkasında oluşan sıcaklık farkları bu çalışmaya ayrı bir yenilik getirmiştir.

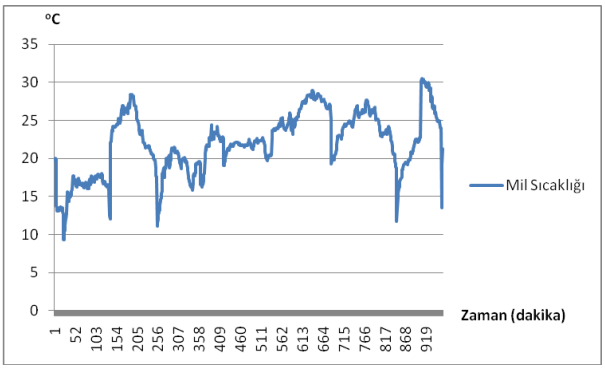


Şekil 6 : Rotor ön ve arka sıcaklık değişiminin rüzgar değişimine oranı



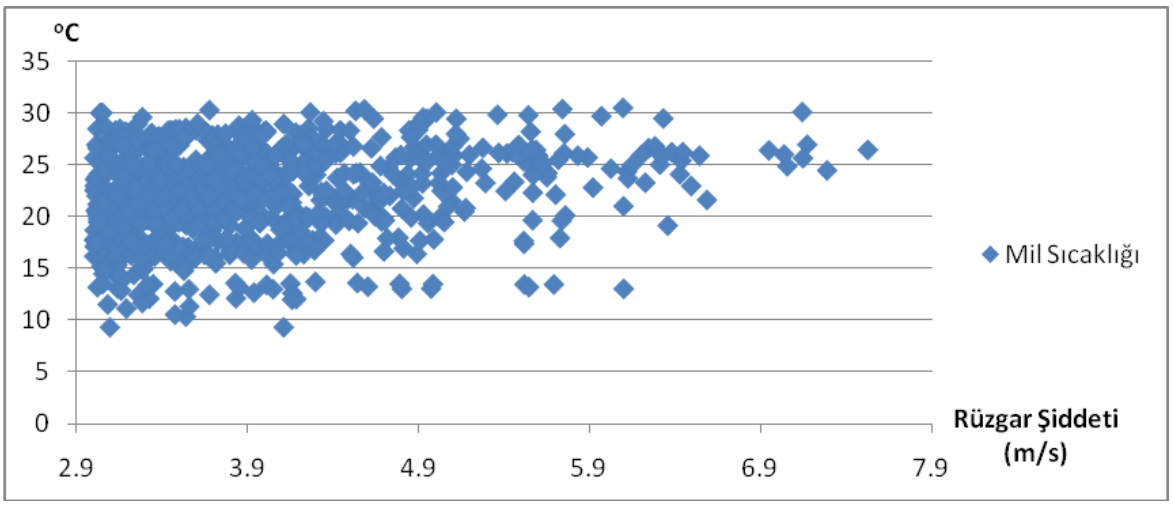
Şekil 7 : Türbin Ön ve Arka Sıcaklık Farklarının Oranı

Bu durumda rüzgarın soğutucu etkisi sadece canlılar üzerinde değil aynı zamanda gaz halindeki akışkan üzerinde de yani havada da gözlemlenmiştir. Rüzgar türbinlerine göre rüzgarın soğutucu etkisini ele almak için öncelikle rotor arka ve ön sıcaklıkları ile rüzgar şiddetleri oranlanmış ve ilişkiye bakılmıştır. Belirtilen bu meteorolojik değişkenler yanında türbine ait değişken olmasından dolayı türbin içi mil sıcaklığı da büyük önem taşımaktadır. Belirlenen bir zaman aralığı için türbin mil sıcaklığının değişimi Şekil 8'de verilmiştir.



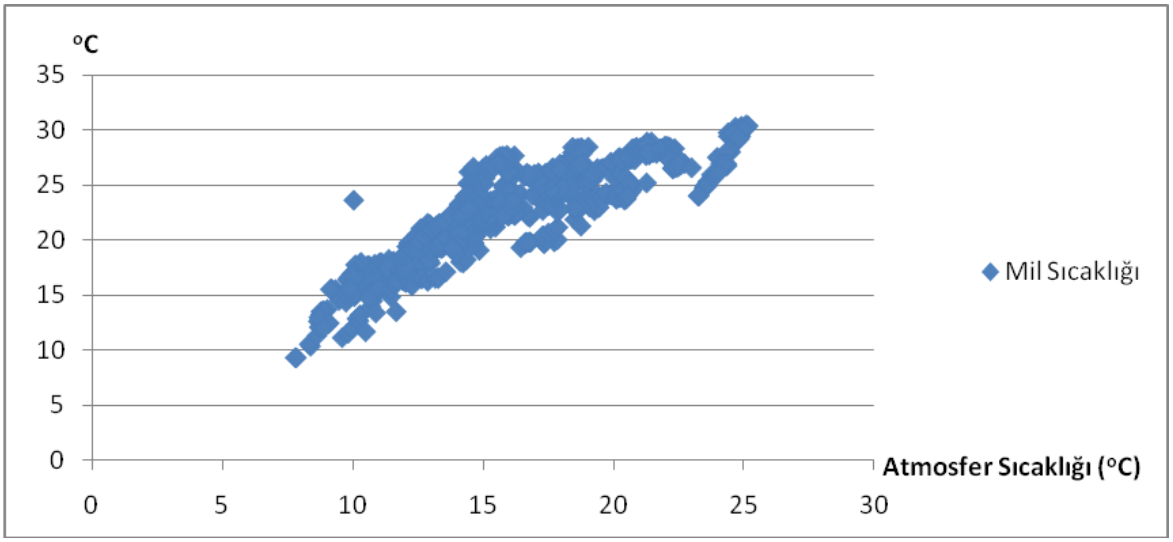
Şekil 8 : Türbin mil sıcaklığı

Türbin mil sıcaklığının rüzgar şiddetine ve atmosfer sıcaklığına bağlı değişimi Şekil 9 ve Şekil 10 de verilmiştir.



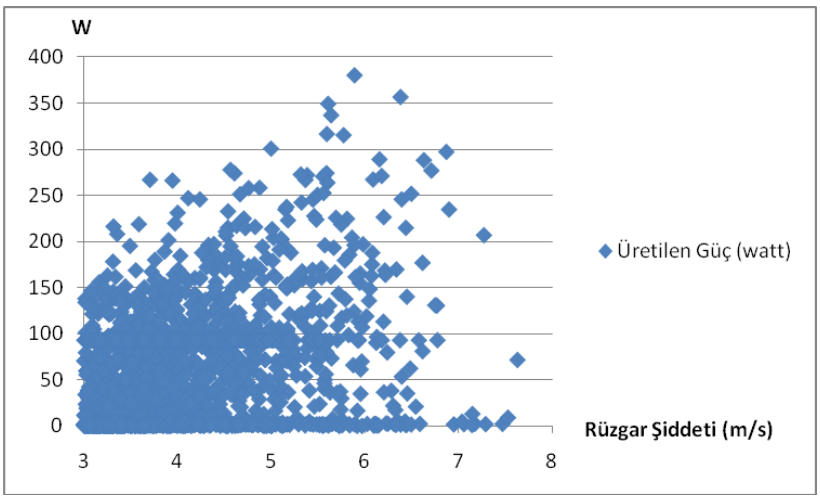
Şekil 9 : Mil sıcaklığının – rüzgar şiddetine bağlı değişimi

Bunun yanında rüzgar türbini mil sıcaklıkları atmosfer sıcaklığından 5-10^{o}C daha yüksek olmaktadır (Şekil 9). Bu durum termodinamikte önemli bir konu olan entropi bozunumuna neden olacaktır. Bir anlamda türbinde elektrik üretimine harcanması gereken enerji yüksek sıcaklık farkından dolayı ısı olarak dışarıya atılmaktadır. Rüzgar türbinlerinde kayıpların önüne geçmek için bu sıcaklık farklarının en aza indirgenmesi gerekmektedir.



Şekil 10 : Türbin iç sıcaklığının - atmosfer sıcaklığıyla değişimi

Şekil 10'da görüldüğü üzere düşük rüzgar şiddetlerinde yüksek sıcaklıklar sıklıkla gözlemlenirken yüksek rüzgar şiddetlerinde daha az sıklıkla oluşmaktadır. Rüzgar türbininin ürettiği elektrik enerjisini belirleyebilmek için türbinden üretilen elektriğin akım ve gerilim değerleri ayrı birer değişken olarak bakılmıştır. Üretilen güç ile rüzgar şiddeti arasındaki ilişki Şekil 11'de verilmiştir. Rüzgar değerlerinin genelde düşük olmasından dolayı türbin güç eğrisi üreticinin verdiği şekilde elde edilememiştir. Fakat bu durumu genel gidişatı yansıtmaktadır.



Şekil 11: Üretilen güç ve rüzgar şiddeti arasındaki ilişki

Termodinamik Parametreler

İTÜ meteoroloji istasyonunda kurulan rüzgar-güneş hibrit sisteminin parametreleri ve değişkenlikler şu ana kadar detaylı ele alınmıştır. Bu değişkenlerin termodinamik anlamdaki ilişkileri bu bölümde ele alınacaktır.

Daha önce anlatıldığı üzere hatırlanacağı üzere rüzgar enerjisinde enerji ve ekserji verimliliklerinden bahsedilmiştir. Bunların yanında diğer bir parametre ise Kapasite Faktörüdür (KF). Kapasite faktörü, enerji ve ekserji verimlilikleri sırasıyla

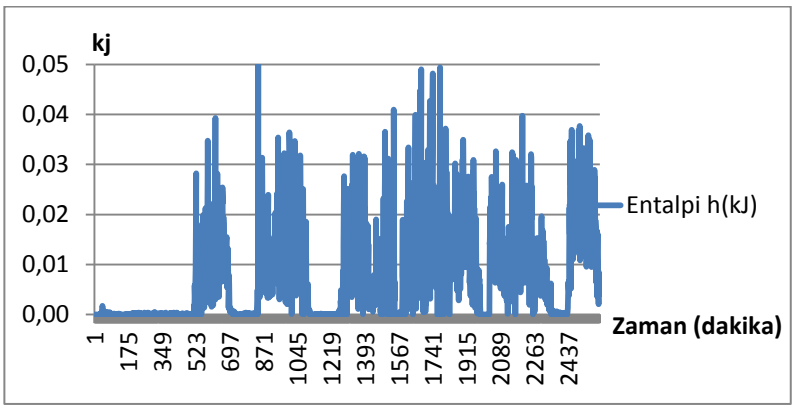
$$KF = \frac{Üretilen\ Elektrik\ Miktarı}{Nominal\ Güç} \quad \textbf{(10)}$$

$$\eta_{enerji} = \frac{Üretilen\ Elektrik\ Miktarı}{Maksimum\ Enerji\ Potansiyeli} \quad \textbf{(11)}$$

$$\eta_{ekserji} = \frac{Ekserji\ Miktarı}{Maksimum\ Enerji\ Potansiyeli} \quad \textbf{(12)}$$

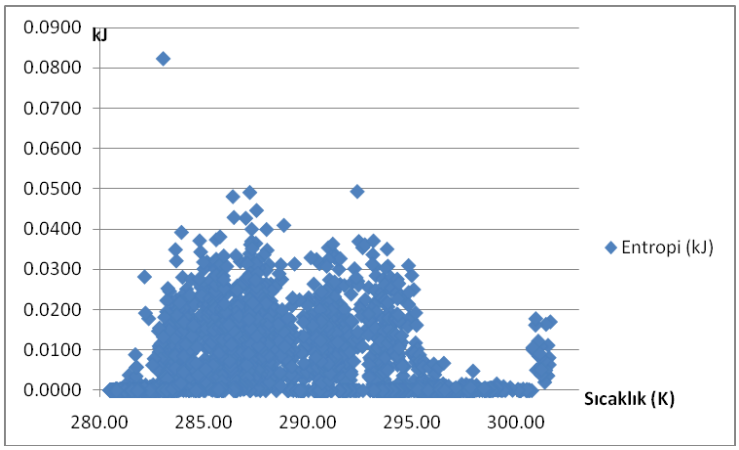
Yukarıda sıralanan bu üç verimlilik değerinin rüzgar türbini için değişimi ayrıntılı ele alınacaktır. Denklem 9'da hatırlanacağı üzere, rüzgar türbini- ekserji eşitliğinde üretilen elektrik, E_{gen}, entalpi değişimi, ΔH, entropi değişimi, ΔS ve ısı kayıpları, Q_{loss} değişkenlerinden bahsedilmiştir. Buna göre üretilen elektriğin rüzgar şiddetiyle değişimi Şekil 11'de verilmiştir. Burdaki termodinamik yaklaşımda rüzgar açısından alışın termodinamik analizi ve türbinden kaynaklanan entropi değerleri ele alınmıştır. Bunun yanında entalpi değişim değerlerinin zamansal değişimi ise Şekil 12'de verilmektedir. Özellikle 0.03 kj/kg civarındaki entalpi değişim değeri sistemdeki sıcaklık farkının etkisini göstermektedir.

Ekserji denkleminde en önemli değişken şüphesiz ki entropi üretimi yani ΔS dir. Entropi üretimi ile sıcaklık, basınç farkları, akış ve türbindeki ısı kaybına bağlı olarak değişmektedir. Entropi üretiminin rüzgar türbini, ön ve arka sıcaklığı ile değişimi sırasıyla Şekil 13 ve 14'te verilmiştir. Sıcaklık arttıkça akışa ait entropi üretiminin artması sistmlerin kayıplarının önemli kısımlarının bu değişkene bağlı olduğu göstermektedir.

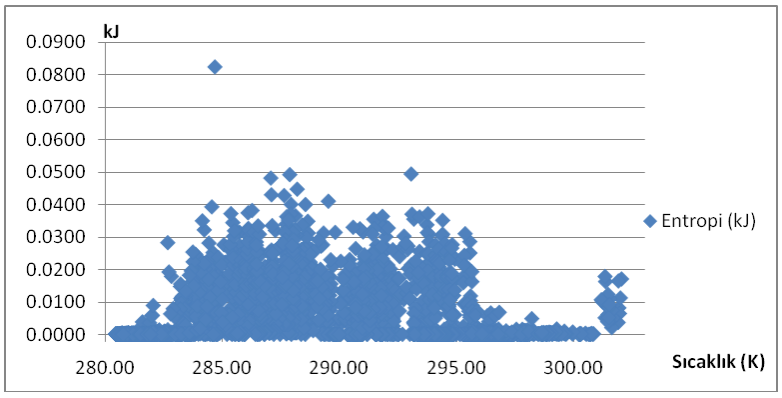


Şekil 12: Entalpinin zamanla değişimi

Gerek akışın gerekse türbinden kaynaklanan entropi değişmlerinin türbin ön ve arka sıcaklıklarıyla değişimi Şekil 13-14'te verilmiştir.

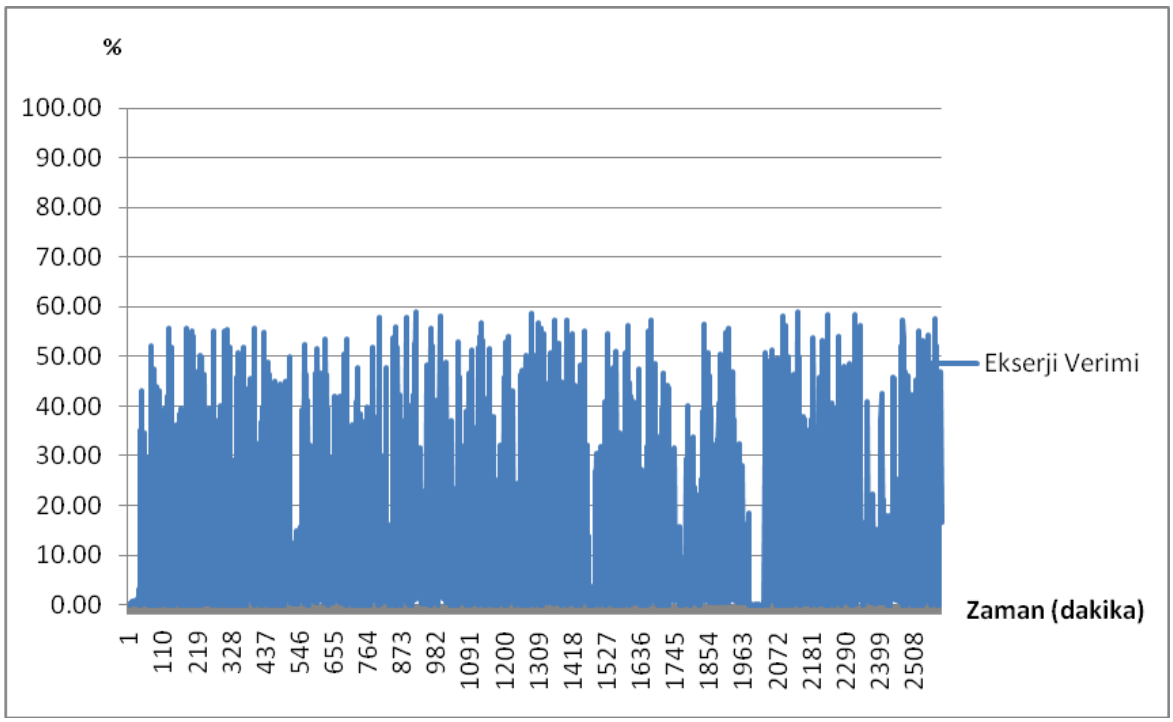


Şekil 13: Entropinin türbin ön sıcaklığıyla değişimi



Şekil 14 : Entropinin türbin arka sıcaklığıyla değişimi

Bütün bu değişkenler rüzgar ekserji verimlilik denkleminde denklem **(9)**'da yerine yerleştirildiğinde elde edilecek ekserji verimliliğinin zamanla değişimi şekil 15'te verilmiştir.



Şekil 15: Rüzgar ekserji verimliliği

SONUÇLAR

Bu çalışmada rüzgar enerjisindeki termodinamik kayıplar ayrıntılı olarak ekserji timeline dayalı ele alınmışlardır. Çalışma deneysel bir temele dayanmakta olup bütün veriler birer dakikalık zaman aralığında ele alınmıştır. Özellikle rotor alanı önü ve gerisinde oluşan sıcaklık, bağıl nem ve basınç farkları bir anlamda türbin kanatlarının akışı kullanım verimliliğini temsil etmektedir. Düşük hızlarda türbinin iyi sonuçlar verdiği görülmekle birlikte orta ve yüksek şiddetli rüzgarlarda tersi bir durum sözkonusu olmaktadır.

KAYNAKLAR

Çengel Y. A., 2007: Green thermodynamics, *International Journal Of Energy Research,* Vol. 31, pp. 1088–1104

Dincer I. Rosen MA. 2004. Exergy as a driver for achieving sustainability. *International Journal of Green Energy* **1**(1): 1-19.

Dincer I. Rosen MA. 2005. Thermodynamic aspects of renewables and sustainable development. *Renewable & Sustainable Energy Reviews* **5**(9): 169-189.

Kaymak, M., 2011. İstanbul İklim Şartlarında Rüzgar ve Güneş Sistemlerinin Modellenmesi ve Ekserji Analizi, İTÜ, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi.

Şahin, A.D., Dincer, I and Rosen M.A. "Thermodynamic Analysis of Solar Photovoltaic Cell Systems" *Solar Energy Materials and Solar Cell*, **91**, 153-159, (2007).

EFFORTS TO PROMOTE RENEWABLE ENERGY RESEARCH IN NEVADA

Alan W. Gertler
Desert Research Institute, 2215 Raggio Parkway, Reno, NV, 89512, USA, alang@dri.edu

ABSTRACT
Renewable energy (RE) has been promoted as a means to address our energy needs while simultaneously reducing the impact of energy generation on air pollutant and green house gas (GHG) emissions. In addition, the development of RE has been touted as a means to stimulate new technologies and job growth as part of a Green Economy. To achieve this overarching goal in Nevada, US, a comprehensive program to develop and commercialize RE has been implemented. Initial efforts have focused primarily on biofuels, solar, and geothermal energy. Recently we have extended our scope to include wind energy and related technologies.

Key words: *Renewable energy, new technologies.*

INTRODUCTION
Many regions of the world suffer from elevated levels of air pollution due, in part, to the use of fossil fuels for transportation and energy. In addition, we are facing the potential impact of climate change on our environment. As described by Hicks (2010), there is a relationship between air pollution and climate change. Hence, the development of integrated strategies to address these issues simultaneously has the potential to mitigate air pollution and climate change impacts at a financial savings. This concept of co-benefits has recently become a key strategy in the development of air quality improvement programs.

Along these lines, renewable energy (RE) has been promoted as a potential strategy to address our energy needs, while minimizing environmental impacts and reducing green house gas (GHG) emissions. Further, the development and implementation of RE systems has the potential to stimulate new technologies and job growth as part of a Green Economy.

In spite of the potential air quality, GHG, and economic benefits, at many academic institutions there is little emphasis or expertise in the basic research required to develop RE-related technologies. In this paper, we describe a comprehensive program to develop and commercialize RE within the research institutions of the University of Nevada, US.

NEVADA RENEWABLE ENERGY CONSORTIUM
The Nevada Renewable Energy Consortium (NVREC) is an association among the three Nevada System of Higher Education (NSHE) research institutions (the Desert Research Institute and the Universities of Nevada at Reno and Las Vegas) and is funded by the US Department of Energy. The basic concept, when the consortium was formed in 2009, was to help Nevada become a leader in renewable energy research, development, and work force development. To achieve this overarching goal, a number of specific objectives were developed. These included:

1. Increase the national research competiveness of the Nevada research institutions by developing and fostering unique research collaborations.
2. Implementing a management infrastructure to coordinate activities among the institutions.

3. Develop an inventory of research capabilities, facilities and educational and outreach programs, and develop a clear strategic plan for future growth.
4. Enhance outreach, training, and workforce development programs.
5. Build partnerships with industry to better understand their needs and enhance the opportunities for expanding the economic impact of renewable energy programs in Nevada.
6. Increase commercialization, economic analysis, public policy and outreach capabilities in renewable energy.
7.

During the first year of the project (2010), the goal was to increase the national renewable energy research competitiveness of the research institutions by fostering research collaboration through the Consortium. Efforts focused primarily on biofuels, solar, and geothermal energy because expertise in these areas already existed. Following this effort, additional projects undertaken included the development of complimentary research activities in resource assessment (wind energy), and new technologies (fuel cells and smart grid development). Two workforce development and training initiatives were also established. In addition, the Consortium now serves as a point of entry for renewable energy-associated businesses, technical organizations, and academic entities seeking science and engineering support in Nevada.

CURRENT PROJECTS

Our first step in implementing the process to achieve the goals of the Consortium was to identify a number of RE focal areas to stimulate research. The areas identified included: biofuels/biomass, geothermal energy, solar energy, resource assessment, and new technologies.

The biofuels/biomass focal area had a number of active R&D programs, ma involving collaborative efforts among the research institutions. We expanded these existing collaborations in a number of topic areas with the general goal of reducing reliance on fossil energy by developing energy sources that are domestic, renewable, and sustainable. In particular, the research was designed to developed advanced biofuels from non-edible feedstocks. Projects include:

- *Pre-treatment of lignocellulosic biomass:* The principal objectives were to increase the energy density and homogeneity of various forms of biomass, to improve the practicality of transporting, handling, and thermally processing biomass to energy and fuels. In particular, researchers have been exploring a pre-treatment process whereby hot, pressurized water is used to extract the hemi-cellulose components of biomass, while concentrating the cellulose and lignin components. This hydrothermal process has become known as “wet torrefaction,” as opposed to the well established “dry torrefaction” process used to prepare charcoal.

- *Thermal treatment of biomass:* This research involves the use of a commercially available biomass gasification unit, called the Biomax 15. The unit is being used to gasify a set of the raw and pre-treated biomass feedstocks. Pre-treatment by both wet torrefaction and dry torrefaction is of interest. In addition to obtaining measurements of energy output, researchers are characterizing the detailed chemical composition of the syngas produced from each feedstock In particular, compositions of impurities (both organic and inorganic) are bring determined by a variety of chromatographic and spectroscopic analysis techniques. This information is critical to assessing the

feasibility of producing liquid fuels by subsequent reaction of the syngas because catalysts used in such conversion processes are often poisoned by impurities present in the syngas. Also of interest is utilization of the gasification byproduct, called biochar, as a soil amendment. This approach has been promoted by some as a way to improve plant growth and sequester carbon in the soil, thereby serving as a possible greenhouse gas mitigation measure.

- *Algal-based fuels:* New analytical techniques to provide rapid, direct characterization of triglycerides in algal samples, without requiring pre-treatment to isolate the fatty acid component from algae are being developed. This involves use of an ultra high performance liquid chromatograph (UHPLC) combined with a mass spectrometer detector. Researchers are also creating a culture collection of indigenous microalgae for biofuel research by screening natural aquatic habitats, such as hot springs, and anthropogenic habitats, which consists of treated wastewater, for algae that could be potentially mass produced as feedstock for biofuel production. The lipid content of isolates is being determined and, for the lipid-rich isolates, optimal abiotic growth conditions is assessed. Investigate the use of wastewater as a nutrient source and growth medium for lipid-rich algal species is being performed. This involves laboratory experiments in which wastewater is introduced to algal cultures, and impacts on growth rate, CO_2 uptake, nutrient uptake, light intensity/wavelength and other parameters determined within a photo-bioreactor and artificial illumination.

- *Chemically promoted mechanical dewatering of wastewater sludge:* The objective of this research is to develop a chemical means of improving the efficiency of mechanical dewatering of wastewater sludge. Municipal wastewater treatment plants in the US annually dispose of 6.5 million metric tons of solid residuals, often called sludge or biosolids. The potential exists to convert this waste into renewable power through chemically promoted mechanical dewatering, drying, gasification and conversion in a gas turbine. Separation of the biomass substrate from the water is critical for economic conversion. Researchers have identified a likely chemically promoted means of using existing mechanical methods (centrifugation, filter press) to dewater to higher efficiencies. In addition, the value of several chemical additives (enzymatic materials, ionic materials, and surfactants) in improving mechanical dewatering is being determined by use of a belt filter press.

- *Theromophilic microorganisms and cellulases:* Plant-derived biomass offers the immediate potential to provide liquid transportation fuels compatible with our extant distribution infrastructure. Currently, the major sources of plant-derived biofuels are valuable foodstuffs such as corn kernels and cane sugar, which are converted by microbial fermentation to bioethanol – first-generation biofuels. However, a variety of limitations have mandated greater emphasis on second-generation biofuels from abundant lignocellulosic feedstocks. The major technological hurdle to second-generation biofuels is the difficulty in efficiently converting structurally complex lignocellulose feedstocks to fermentable sugars or directly to biofuels. This project addresses this limitation by focusing on novel thermophilic ("heat-loving") microorganisms and enzymes with the goal of decreasing the energy and water demands of this process.

- *Biomass and biofuel production:* Dependence on fossil fuels as a primary source of energy is physically, economically and environmentally unsustainable. One solution

to this problem is to develop energy crops that can be produced on arid lands not currently being used for agricultural production. To achieve this goal two such species have been identified: *Grindelia squarrosa* (gumweed) and *Euphorbia lathryis* (gopherweed), which produce copious amounts of energy rich hydrocarbon compounds that are highly suited for the production of liquid biofuels. These plants are also capable of producing a large amount of biomass with low growth input requirements with regard to water and fertilizer. Both species are adapted to cold and hot arid environments and are as such good candidate energy crops for Nevada. The goals of this study include developing the agronomic expertise to grow these plants in both Northern and Southern Nevada and to develop the infrastructure to process these and other energy crop species for liquid fuel production and direct thermal conversion to electricity.

In the area of solar energy, active solar energy R&D efforts include improving the efficiency and cost of solar energy production, as well as the use of solar energy in hybrid energy systems. The overall goal is to develop enhanced applications of solar resources for power generation and heat. This is particularly relevant in the desert southwest region of the U.S., where solar resources are most abundant.

- *Low cost, high capacity, visible light efficient, flexible solar cell:* Researchers have has developed a technology to create renewable energy sources from flexible titania (TiO_2) nanotube membranes. This solar cell is different from the conventional silicon based solar cell as well as the conventional nanotube-based solar cell. The TiO_2 nanotubes are filled with (a) dye-sensitized TiO_2 nanoparticles that increase the efficiency drastically, and (b) solid semiconductor like cadmium sulfide nanoparticles which overcome the problems with wet dye-sensitized solar cells (DSSC). The average efficiencies of silicon based and DSSC solar cells are 12% and 8%, respectively. The efficiency that can be achieved by the solar cell being developed is 12 %, with less than half the cost of silicon solar cells.

- *Hydrogen generation using molten salt solar thermal storage:* Solar energy can be stored using relatively cheap storage systems such as inorganic eutectic molten salt mixtures that store thermal energy. When completely insulated, the stored energy can be utilized whenever the solar intensity is low or to meet demand peaks. As part of this work, solar thermal energy stored in a molten salt system is being used for reforming natural gas into hydrogen. The major advantages of this concept are: 1) possibility of generating hydrogen from methane without emitting green house gases and 2) utilization of renewable energy for the methane reformation.

- *Solar research tower:* Researchers have designed a 1-15 MW solar tower research facility to be located in or near Las Vegas, as well as investigating several novel solar tracker mechanisms to incorporate and test at the facility. The design of interest is a beam-down system, i.e., an optical system that pipes the concentrated sunlight from an elevated collector to ground level to allow easy-access to an experimental facility. A solar tower provides concentrated solar energy that can be used for pilot scale testing of new types of solar cells for high yield photovoltaic production utilizing the intense light from this facility. The other applications center on the thermal energy produced that can range from testing molten salt systems to metal-oxide hydrogen production cycles.

- *High performance wall sections and windows:* As new building designs move toward zero energy utilization over a year, a number of elements must come into play. Solar energy utilization is one such element for PV, light and heat. The building skin is the place where sunlight interacts with the building and that skin should be able both to conserve energy and allow for passive aspects like natural lighting. Furthermore, integrated PV into the building skin can actively generate electric energy for user consumption. Under this research, a laboratory for the performance evaluation of building skin elements was developed and used to evaluate new concepts of this nature. In the general case the elements evaluated were both energy and light transmitting, so both performance aspects were evaluated.

- *Liquid crystal-based photovoltaic cells:* Organic photovoltaic cells (OPVC) promise inexpensive electricity from sunlight but the state of the art OPVCs do not last long. They are unstable because the light-harvesting nanoscale structures aggregate, forming large, inert domains. This aggregation is unavoidable in the current generation of OPVCs because they require two components that must be immiscible. To circumvent the aggregation problem, this work is taking advantage of the unique and tunable phase behavior of OPVC based liquid crystals. Two liquid crystalline components, an electron donor and an electron acceptor, are being developed to spontaneously form single-component stacks. These single-component stacks will mix while maintaining their homogeneity to provide the ideal nanoscale organization. The liquid crystal approach also allows the electronic and optical properties of the OPVC's components to be tuned for efficiency. Molecular systems are being developed and their liquid crystal behavior studied. The electronic properties of the OPVC components are being characterized and prototype liquid crystal-based OPVCs built.

- *Solid state dye sensitized solar cells:* Dye sensitized solar cells (DSSC) are a potential alternative for silicon based solar cells. For large scale power production utilization of solar grade silicon is expensive and therefore DSSC or organic solar cells are a promising approach to fill this gap. It should be noted the solid state DSSC is different from an organic or plastic solar cell. The solid state DSSC device combines the advantages of both inorganic dye sensitized solar cells and organic hetero-junction based solar cells. Conventional TiO_2-based DSSC consist of liquid iodide/tri-iodide electrolyte for regeneration of the dye. However, there are significant issues with the use of such liquid-based electrolytes: the presence of liquid electrolyte increases the operating cost of the solar cells and it can limit the configuration of the cell since flexible solar cells and roll-to-roll manufacturing process cannot be implemented. Further, the stability of the dye to oxidative degradation may be compromised by attempting to eliminate the redox couple. Hence there is a need to develop an alternate to the redox couple. This research seeks to address these issues by: (1) developing organic polymer based materials that can conduct holes and offer transparency when cast as films; (2) demonstrating the applicability of such polymers as replacements for iodine – iodide couples; (3) assisting with building the necessary open circuit potential for promoting charge separation and; (4) proving that a TiO_2-nanotube based polymer electrolyte solar cell provides stable direction independent solar to electric conversion.

- *Synthesis and characterization of (IV, II) VI group materials:* The development of inexpensive methods for synthesizing materials that demonstrate both visible light activity and high solar energy utilization along with stability is a challenge. This work addresses this critical challenge by focusing on optical, electronic, and catalytic

properties of crystalline/polycrystalline and amorphous galena doped by zinc thin films/composites/nano-particles. The unusual electronic structure and capability for controlling the locations of the conduction and valence band edges of these alloys offer an opportunity for using them as novel solar PV devices. Expected wide band gap tunability of this alloy system covering a 400-2800 nm wavelength range provides an almost perfect match to the solar spectrum. The absolute movement of the conduction and valence bands cannot be derived from optical measurements. A combination of X-ray emission (XES) and absorption (XAS) spectroscopy is being used to measure directly the band positions and to investigate the electronic structure of these novel crystalline/amorphous PbZnS films. The knowledge gained from this research offers the opportunity to design new high efficiency multi-junction solar cells using a single ternary alloy system.

- *Technologies for solar energy development:* Large-scale solar facilities where trackers/heliostats are used to concentrate sunlight onto a collector have the potential to be the most economical arrangement for solar power generation. This project examines cost reductions of these facilities through three types of improvements. First, the potential benefits of encasing heliostats within protective domes, which reduce the structural, mechanical, and electrical requirements for tracker mechanisms will be studied. The underlying premise is to isolate the mechanisms needed for fine adjustment from those needed to withstand adverse environmental conditions such as dust and wind. Second, a system that separates the high-load function of moving large numbers of heliostats from the low-load, high-precision function of fine tuning the heliostat orientation will be evaluated. Third, assess the coupling between windblown dust and the presence of large-scale solar installations with respect to how best to keep optical components free of dust and to stabilize degraded land by installing solar arrays.

- *Salinity gradient ponds:* The abundance of solar energy in Nevada and other areas presents an opportunity for developing solar-driven renewable energy sources. At the same time, fresh water resources, which are critical for solar and geothermal energy production, in addition to potable water supply, are far scarcer. Previous research has demonstrated that passive solar collection systems combined with membrane distillation can generate high temperatures. In addition, the results demonstrated that renewable energy production can be combined with terminal lake restoration. This builds on these promising preliminary results by implementing a unique model to perform inorganic chemistry analyses in high-temperature systems. The coupled solar pond membrane distillation system represents a highly synergistic strategy for renewable energy collection and storage and water desalination. This strategy requires little electrical energy and relies almost entirely on renewable solar energy. The objective of this study is to develop a greater understanding of aquatic chemistry and evaporation aspects of the solar pond as well as to gain insight into the scaling potential for the membrane distillation system. Greater understandings of both are essential for the eventual goal of development of pilot-scale and operational-scale test beds.

Nevada has an unusual abundance of geothermal resources. Researchers have been developing and refining several new methods for identifying hidden geothermal reserves. Research projects under this focal area seek to advance several particularly promising

avenues of research, including thermal remote sensing of mineral associates, direct soil temperature and gas measurements, and isostatic rebound mapping.

- *Hyperspectral remote sensing:* Researchers have advanced the use of visible-near infrared and short-wave infrared hyperspectral remote sensing of borate and sulfate evaporate minerals as a means of identifying hidden geothermal systems. This technique helped identify a new geothermal system in the southwestern portion of the Columbus Salt Marsh, Esmeralda County, Nevada. Under this project, scientists are using this site to test the utility of using thermal infrared data to identify evaporate minerals.

- *Shallow temperature and soil gas surveys:* Researchers are developing improved shallow temperature measurement techniques and soil gas techniques for detecting heat flux anomalies associated with hidden geothermal systems. Earlier work employing these techniques has been highly successful, providing key information leading to the discovery of at least five geothermal systems. Techniques for filtering and compensating for solar radiation and surface environmental effects which influence shallow temperature measurements are being developed. In addition, surveys of soil gas anomalies, which may be indicative of geothermal activity, are being improved with the addition of new analytical equipment.

- *Relationships between regional heat flow and isostatic rebound:* The pattern of isostatic rebound in the Lahontan basin—coupled with geothermal, geologic, and geophysical data—as a reconnaissance tool for identifying new geothermal resources that may have little or no surface manifestations is being used to identify potential geothermal resources. The spatial pattern of rebound anomalies appears to correlate with the locations of several active geothermal areas, indicating that there is probably a causative relationship between high heat flow and positive rebound anomalies. Development of this approach provides a well-constrained, three-dimensional view of heat anomalies in the western Great Basin.

- *Life cycle analysis for geothermal energy exploration:* A life cycle analysis approach (LCA) "cradle to grave" framework for the evaluation of geothermal energy projects in Northern Nevada is being developed. The framework follows traditional guidelines in LCA practice and incorporates dynamic scenarios including policy, technology, and economical changes. The work includes the definition of the methodology and procedures typical for the region, namely definition of scope, objectives, system boundaries, functional units, life-cycle inventories including energy content, availability, air, water, and solids emissions among others. The framework developed includes dynamic scenarios such as future power plants, improvements in drilling technology, further processing for added value bi-products, and impact of other renewable energy technologies such as biomass conversion into fuels.

Key to the implementation of any renewable energy system is an assessment of the available resources. Researchers have been developing and refining methods for quantifying the temporal and spatial distribution of wind and solar resources.

- *Forecasting in complex terrain:* The main objective of this research is to develop a forecasting methodology for daily predictions of winds and solar resources in areas with complex terrain. This advanced methodology supports wind and solar resource planning and provide guidance for renewable storage feasibility using pump-storage

technology. Locations with sufficient potential for storage facilities are being identified. Reliable integration of the renewable sources to the power grid is also being investigated. Optimal integration for real-time grid operation and future planning using increased pump-storage systems is included in this work, along with reliable grid operation paradigms.

In addition to issues related to the generation of energy from renewable resources, there is a critical need to develop technologies to efficiently integrate, transfer, and store the energy produced in order to facilitate its use. The research institutions have active programs in the development and implementation of new technologies related to hydrogen generation and storage, fuel cell development and application, energy efficiency assessment, and smart grid development. Two projects are underway.

- *Fuel cells:* The development of proton exchange membrane fuel cells (PEMFCs) is currently based on sulfonated perfluoropolymer structures such as Nafion. Unfortunately, these materials have shortcomings that limit wide commercial application. PEMFCs use a proton exchange membrane (PEM) made of polymer electrolytes. The research seeks to develop new proton-conductive materials that will significantly advance progress in fuel cell membrane technology. This goal will be achieved by enhancing our understanding of the chemical structure–membrane property relationships of these materials at the molecular level. The outcome of the work will advance the understanding of a membrane's properties in fuel cell operation and lead to the development of PEMs that have high proton conductivity at low relative humidity without sacrificing mechanical integrity.

- *Smart grid:* The development of the smart grid will facilitate the integration of renewable energy sources into the power grid. This work focuses on the smart integration of intermittent renewable generation, namely wind and photovoltaic energy, by matching the output of these generators with heating, ventilation and air conditioning (HVAC) loads on actual Nevada Energy distribution feeders in Northern and Southern Nevada. The study considers factors that are critical to the successful exploitation of renewable energy including: intermittency, integration, penetration, coordination, reliability, power quality and optimal operation.

TECHNICAL RESULTS

Highlights and results of the research activities to-date include:

- Biomass pre-treatment processes using hydrothermal carbonization have been developed to increase the energy density of lignocellulosic biomass feedstocks having a variety of sizes, shapes, compositions, and densities. Feedstocks include rice straw, rice hulls, pinion pine, juniper, and a mixed forest blend of wood chips. The products produced have similar energy content to coal and can be used to replace coal in existing power plants.

- New analytical techniques to provide rapid, direct characterization of the lipid profile of algae been developed. Techniques developed include GC/MS/FTIR and HPLC. This is critical for the production of biofuels.

- Nevada indigenous microalgae have been characterized for use in biofuel production. Forty strains of algae were identified, characterized, and grown.

Growth kinetics using waste water was evaluated and the most likely species for future experiments were determined.

- Flexible substrates for photovoltaic materials are being developed and studied. A flexible TiO2-mesh with a visible light absorbing dye was combined to prepare a photoanode for a dye sensitized solar cell. The anode was used in a DSSC and tested successfully for its photoelectrochemical properties. This will enable better performance and expand the form and placement scenarios of solar cells.

- Catalysts are being developed to reduce the conversion temperature and increase the kinetics of a system using solar thermal energy to produce hydrogen from water. As part of this work, a proof-of-concept experimental approach for examining hydrogen production by high temperature cracking of a hydrocarbon was set up, mixtures of salt and a metal catalyst to evaluate the possibility of hydrocarbon cracking at reduced temperatures were prepared, and analysis of the gas products using gas chromatography was performed.

- Evaluation of different types of façades, such as double pane windows, building integrated photovoltaic (BIPV) panels and airflow windows are being studied. The facility was designed and fabricated. Initial work has focused on evaluating various double pane window systems. This will aid with developing and building energy efficient structures relevant to Nevada's climate.

- High spectral resolution remote sensing data is being used to identify geothermal-indicator minerals with high spatial resolution. One interesting observation was that the borate mineral, tincalconite, exists in at least two, large high-purity locations but did not display strong spectral features in the SEBASS data that are apparent in library reference spectra. The results of this survey provide exploration geologists some guidance for using and interpreting SEBASS data. In addition to analysis of the SEBASS data a gravity survey, centered on a shallow temperature anomaly, was conducted. The gravity survey results reported begins to provide the geothermal exploration community with insight to the relationship of shallow temperature anomalies and sub-surface geologic data. This will help to reduce the cost of drilling by developing more robust structural models based on better interpretations of interrelated data sets.

- Improved shallow temperature measurement techniques and soil gas techniques for detecting heat flux anomalies associated with hidden geothermal systems are being developed. Results include the development of a down-hole sensor for measuring thermal conductivities, which in turn makes it possible to correct temperature measurements for the effects of thermal diffusivity variations. This makes it possible to better discriminate real geothermal anomalies from false anomalies produced by ground conductivity differences. In addition, a statistical approach (regression) that uses independently derived information on surface albedo, topographic slope orientation, and elevation to correct 2-meter temperatures for the effects of elevation and solar radiation was developed. This has the potential to greatly improve our ability to develop geothermal wells for power production.

- The pattern of isostatic rebound in the Lahontan basin, which is in part a reflection of crustal thickness, is being utilized to develop a reconnaissance tool for

identifying new geothermal resources that may have little or no surface manifestations. When comparing the pattern of rebound anomalies to a recent geothermal potential map, there is a close correspondence between some of the high potential areas and positive rebound anomalies, but commonly the spatial extent of the anomalies cover a broader area than do the regions that have been mapped with the highest potential. This pattern may indicate that areas of highest potential are larger than have previously been mapped. This will aid with the identification of potential targets for geothermal exploration.

- Life cycle assessment methods are being applied to support efforts in exploration and utilization of geothermal energy resources by closing the loop on the life cycle analysis of these activities.

COMMERCIALIZATION EFFORTS

Since many of the outcomes from this program are in the early stage of development, the formation of public/private partnerships and technology commercialization aspect of the work have been limited. To enhance the efforts in this area, we have undertaken the following:

- Linking with the Nevada Institute for Renewable Energy Commercialization (NIREC) to work with investigators to assess the potential for, and development of, commercial products based on the findings of their research programs. This linkage provides a model in which renewable energy ideas proposed by faculty can be researched, developed and commercialized.
- Providing a point of contact for private entities wishing to link with research investigators to respond to requests for proposals, such as the recent Department of Energy commercialization requests for proposals.
-

OTHER EFFORTS

Funding is being used to train undergraduate and graduate students from the research institutions in renewable energy research and technological development. In addition, internships are being provided for students so that they can get hand-on experience in laboratory and field research projects. The overall goal of this component of the program is to develop a trained workforce for RE efforts.

SUMMARY

Renewable energy has been promoted as a means to address our energy needs while simultaneously reducing the impact of energy generation on air pollutant and GHG emissions. In addition, the development of RE has been touted as a means to stimulate new technologies and job growth as part of a Green Economy. To develop the capability to address the needs of developing RE, we have initiated a comprehensive research and educational program within the University of Nevada. Specific goals of this program include: (1) expanding the research efforts and capabilities of universities and research institutions, (2) fostering research collaboration, (3) developing an inventory of research capabilities, facilities, and educational and outreach programs, (4) enhancing outreach, training, and workforce development programs, (5) building partnerships with industry to better understand their needs and enhance the opportunities for expanding the economic impact of renewable energy programs, and (6) increasing commercialization, economic analysis, public policy, and outreach capabilities in renewable energy. Efforts have focused primarily on biofuels, solar, geothermal, and wind energy, along with related

technologies (i.e., fuel cells and smart grid applications). Mechanisms have also been implemented to promote the commercialization of the technologies under development.

REFERENCES

Hicks, K. (2010). Air Pollution and Climate Change – Progress Towards Integrated Strategies and Co-Benefits. *EM*, December 2010.

MAGNETOSPHERIC ENERGY BUDGET DURING GEOMAGNETIC STORMS: A CASE STUDY

Emine Ceren Kalafatoglu Oner, Zerefsan Kaymaz
İstanbul Technical University, Faculty of Aeronautics and Astronautics[1,2],
Department of Meteorological Engineering, İstanbul, TR
ceren.kalafatoglu@itu.edu.tr, zerefsan@itu.edu.tr

ABSTRACT:
Geomagnetic storms are days-lasting disturbances in Earth's magnetosphere which tranfer solar wind energy to the magnetospheric system by means of several dissipation channels. During geomagnetic storms, currents in the magnetosphere intensify, earthward particle injection and particle precipitation to the ionosphere increase, thermospheric temperatures rise and as a visual signature, aurorae are observed, as well as ground induced currents(GIC) are triggered at the ground level. Geomagnetic storms carry more importance each day as our electronic based technology is very fragile to external effects ranging from atmospheric drag to satellites to GIC effects on transformators and energy plants. In this study, we explore the relationship between geomagnetic storms and upper atmospheric effects using Dst, dynamic pressure, IMF direction and calculated hemispheric power index measured on the ground.

Keywords: *geomagnetic storms, energy budget, magnetosphere, upper atmosphere*

1. INTRODUCTION:

Geomagnetic storms and substorms are like the cyclones of the weather forecasters in meteorology. Geomagnetic storms are long-lasting and more intense disturbances while substorms are short-lived (on the scale of hours) and created mostly by nightside reconnection affecting the nightside ionosphere more. For brief explanation, hurricanes occur over the oceans and could last weeks and release enormous amounts of energy in the form of latent heat release or kinetic energy resulting from friction. For the purpose of comparison, a hurricane with an eye radius 665 km can produce heat energy on the order of 5.2×10^{19} Joules/day or 6.0×10^{14} Watts and this is equivalent to 200 times the world-wide electrical generating capacity. Magnetic substorms occur in the magnetosphere, at about 10 Re (60000 km) farther on the nightside of the Earth. There are on average six substorms occurring in each day in the magnetotail depending on the solar activity. Each substorm can release energy into the upper atmosphere in the form of joule heating on the order of 10^{17} joules (e.g. Baker et al., 1985). The dynamical mechanisms of the substorms are not fully understood and resolved but a southward directed IMF Bz is generally agreed for their occurrences. Magnetic energy is converted into particle energy through magnetic reconnection in magnetotail and this is followed by the particles streaming out toward the Earth resulting in the magnificent aurorae in the upper atmosphere. The effects of storms/substorms are seen as the heating of the atmosphere and on the presence of the upper air circulation in the atmosphere. The heating of the atmosphere can be caused by the auroral particle precipitation thorough the field aligned currents and Joule heating caused by the electrical currents in the ionosphere as a result of the particle precipitation. These in turn give rise to heating related changes in the global upper atmospheric circulation. Understanding the relation between the geomagnetic storm/substorms and the upper atmospheric processes is still under debate as there are many complicated dynamics behind the processes for the storm and substorms and their end effects in the upper atmosphere.

Previously, total electron content distribution (Rao et al., 2010), field aligned current intensification (Wang et al, 2010), studies about the GICs (Pulkkinen et al., 2003), propagation of travelling atmospheric distubances during storms (Liu et al., 2002), efforts to understand the dynamics and to model the mechanisms(Huttunen et al., 2002) were made for several geomagnetic storms.

In this study, we intend to give scale comparison of three geomagnetic storm events by means of energy deposited to ionosphere and magnetosphere, additionally looking at the most effective parameters such as dynamic pressure, interplanetary magnetic field (IMF) direction and magnitude, and look at their consequences at the upper atmosphere using hemispheric power index and auroral displays. The disturbance in the whole magnetosphere is also considered by investigating the variation in disturbance storm time index (Dst).

2. DATA AND METHOD:

During a geomagnetic storm, four main channels of energy dissipation exist: energy transfer to the ring current, energy transfer to the ionosphere (auroral particle precipitation and Joule heating), and tailward plasmoid release (Koskinen, 2002). Total amount transferred to the magnetosphere is calculated by the epsilon parameter, whereas energy dissipation channels are estimated using proxies.

Akasofu's epsilon (ε) parameter gives a measure of the total energy transferred from the solar wind into the magnetotail via reconnection on the dayside. ε can be calculated by

$$\varepsilon = VB^2 Sin^4(\theta/2)(l_o)^2 \tag{2.1}$$

, where V is solar wind velocity, B is IMF strength, θ is the IMF clock angle defined as $tan\theta = (IMF\ B_y / IMF\ B_z)$ and l_o is empirically determined value of the merging region at the subsolar magnetoapuse and assumed to be 7 Re (Alex et al., 2006). This later has been replaced by Chapman-Ferraro distance of the magnetopause determined by the balance between the dynamic pressure of the solar wind and the magnetic pressure of the Earth's magnetosphere.

The total magnetospheric energy consumption rate (U_T) is the sum of the energy consumed by auroral particle precipitation, Joule heating in the ionosphere and ring current injection. Plasmoid release is found to have a minor contribution to the energy budget. As a result, it is not included in the calculation of U_T which can be expressed as

$$U_T = U_R + U_J + U_A \tag{2.2}$$

Here U_R is the ring current injection, U_J is Joule heating and U_A is the auroral particle precipitation. Using the formulas given by Pulkkinen et al., the estimate of ring current energy consumption in Watt can be calculated through

$$Q(t) = \frac{dDst^*}{dt} + Dst^*/\tau \tag{2.3}$$

$$Q(t) = -4.4(V \cdot B_z - E_c) \tag{2.4}$$

when $VB_s \geq E_c$. E_c that is the threshold value of electric field for the driver function in this equation is 0.49mV/m. If $VB_s \leq E_c$ the driver function ($Q(t)$) becomes zero

indicating that there is no ring current energy consumption. The ring current energy consumption rate is given as

$$U_R = 4 \text{ x } 10^{13} \left(\frac{dDst^*}{dt} + Dst^*/\tau\right) \quad (2.5)$$

by Akasofu in 1981. Here, dD_{st}^*/dt is the rate of change of D_{st}^* is the average value of pressure corrected D_{st} and τ is the ring current life time in seconds (Alex et al., 2006). τ can be calculated as

$$\tau = 2.40 \exp\left(\frac{9.74}{4.69 + VB_S}\right) \quad (2.6)$$

, while the modified, or pressure corrected Dst is found by using the equation given in McPherron and O'Brien's work (2000) as

$$Dst^* = Dst - 7.26\sqrt{P_{dyn}} + 11.0 \quad (2.7)$$

From these,

$$U_R = 4 \text{ x } 10^{13}(Q(t)) \quad (2.8)$$

can also be used for the calculation of the ring current energy consumption which is the formula used in this study for the calculation of U_R.

U_J can be calculated in Watts as given by Ostgaard et al. (2002)

$$U_J = (0.54*AE + 1.8)x10^9 \quad (2.9)$$

Energy consumption by the auroral particle precipitation in both hemispheres can be calculated in Watts as given by Spiro et al. (1982)

$$U_A = [1.75*(AE / 100 + 1.6)]*10^{10} \quad (2.10)$$

The rate at which energy is deposited in the upper atmosphere by auroral electrons is found to decrease exponentially after reaching its peak value. Since hemispheric power is a very useful parameter for describing the rate of energy deposition by auroral electrons during particularly large scale auroral disturbance such as geomagnetic storms, hemispheric power shows this decay as well, and this decay of the hemispheric power is described by Chua et al. (2000) as

$$HP(t) = HP_{max} exp(t/\tau) + HP_o \quad (2.11)$$

Here the HP_{max} is the maximum enhancement of the hemispheric power above its pre-onset value during a substorm. HP_o is the asymptotic value of the hemispheric power during substorm recovery and represents the quiet time, baseline value of the energy deposition by auroral electrons. τ is called the e-folding time and gives how long the recovery phase will last from the time of the maximum in hemispheric power. Since the area of the auroral precipitating electrons decreases during this time, hemispheric power decreases as well which means the energy deposited into the upper atmosphere ceases.
Time series variation of the dynamic pressure, the magnetopause distance variation at the subsolar point were also inspected. The magnetopause distance was computed using

$$R_{mp} = \sqrt[6]{\frac{M^2}{\mu_o n m_p V^2}} \quad (2.12)$$

,where M is the magnetic moment of Earth, μ_{oc} is the magnetic permeability in vacuum, n is the number density of the particles in the solar wind, m is the mass of a proton, V is the speed of the solar wind.

In our study, we have chosen three events for the investigation: April 6, 2000, September 22, 1999 and March 31, 2001 geomagnetic storms and computed the total energy budget for these storms.

We used WIND satellite data for solar wind parameters and IMF components. For each event, delay time was also calculated. Delay time is dependent on the solar wind speed and the position of the spacecraft. In the discussions, we consider 30-50 minutes earlier solar wind and IMF data from Wind, corresponding to the substorm events. However, our calculations are just a first approximation for the delay time and this approximate delaying should introduce some timing errors. However, in this study, our purpose is to describe the magnetospheric and atmospheric features and variations seen during the substorms qualitatively rather than quantitatively. Dst values were taken from World Data Center(WDC), Kyoto.

3. RESULTS:

Four effects caused by the southward IMF and dynamic pressure can be clearly seen in these three geomagnetic storm events:

1. Compression on the dayside and decrease in the magnetopause distance
2. Geomagnetic storm starts with a sudden commencement corresponding to the first compression of the solar as seen in Dst index.
3. Magnetic energy resulted from the dayside reconnection in the presence of southward IMF is stored in the geomagnetic tail.
4. Substorms start following the near earth reconnection and the energetic electrons injected into the upper atmosphere causing auroral displays, heating in the upper atmosphere, changes in the upper atmospheric circulation.

Figure 1 illustrates the variation of the dynamic pressure(blue line-left axis) and magnetopause distance(red line-right axis) for these three events. X axis represents the time passed from the beginning of the storm for all the plots in the results section. From Figure 1, we observe that magnetopause variation is ranging between 3 Re and 5 Re for the selected storms. During quiet conditions, average solar wind exerts a dynamic pressure of 2 nPa to the magnetopause with 5 particles/cm^3, and velocity around 400 km/sec. During geomagnetic storms, which are generally associated with coronal mass ejections or high speed streams, solar wind density, and velocity increase leading to a proportional increase in dynamic pressure. In figure 1, we can see that maximum pressure values were reached during the March 31, 2001 storm which was about 40 nPa, 5 hours later than the storm commencement. Ion pressure and magnetopause distance are inversely related to each other in all cases as expected. As the dynamic pressure increased, magnetopause distance decreased which shows the force applied on the magnetopause got higher.

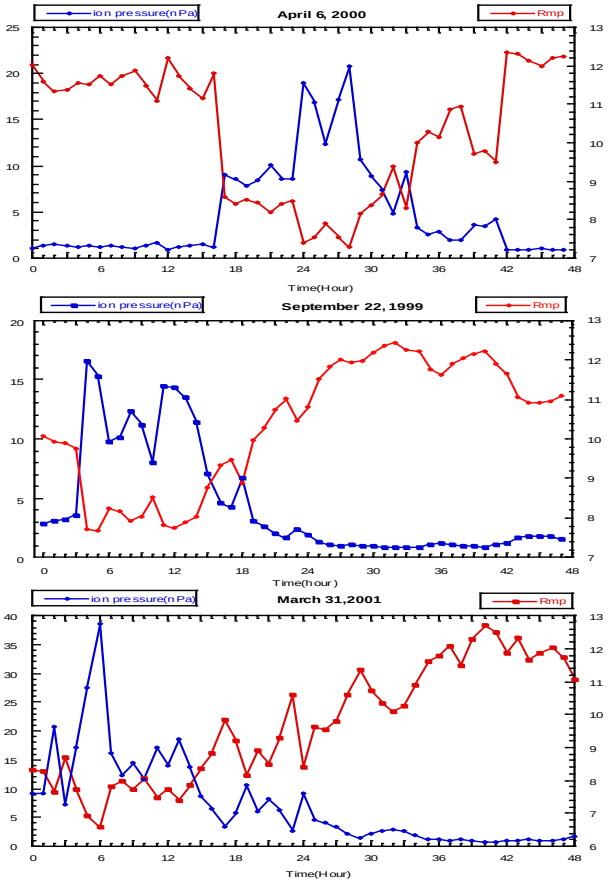


Figure 1: Ion pressure and magnetopause distance variation in one plot

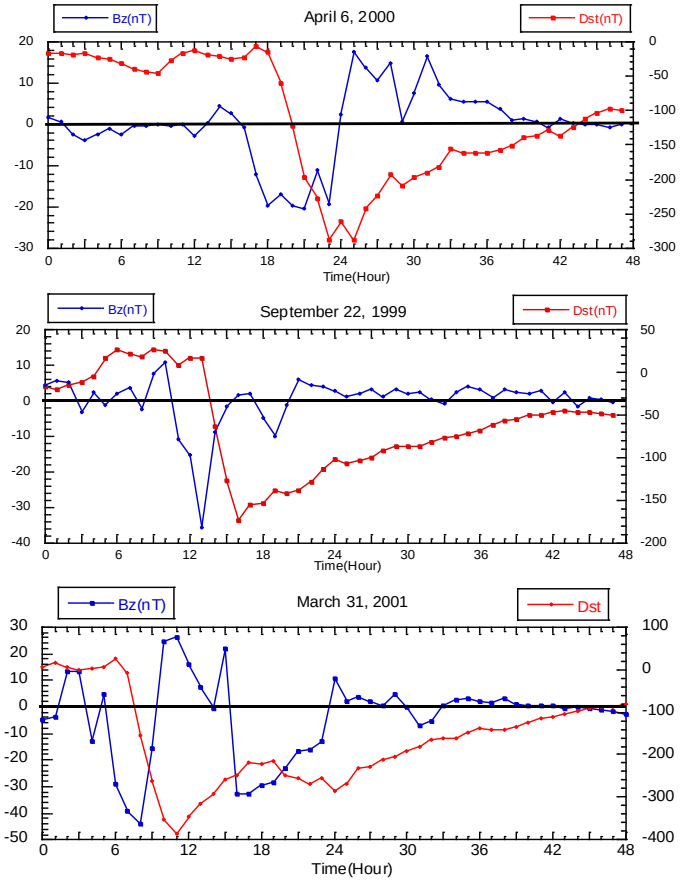


Figure 2: Time series of Dst and Bz in one plot

Geomagnetic storms are divided into 3 phases according to the variation of Dst index. The first positive rise in the Dst indicates the beginning of the storm. The decrease in the positive Dst values and the following amplification in negative Dst imply particle injection to the ring current as Dst is strongly influenced by the changes in the ring current system. After the maxima in Dst, values slowly start to turn to their quiet time averages, and this stage is named as the recovery phase. Figure 2. presents Dst(red line-right axis) and IMF Bz(blue line-left axis) variation together. Southward IMF Bz conditions enhance the energy transfer to the magnetosphere, making favorable conditions for reconnection. The increase in solar wind dynamic pressure during storms also leads to the sudden commencement phase of the storm which marks the beginning of the magnetospheric disturbance. The positive values of Dst index at the beginning of the storm show the strong push of the solar wind in all three cases. Dst enhancement and the southward stage of IMF Bz have a time lag in their variation. The maxima in Dst follows the southward IMF conditions. In all cases, recovery phase began after IMF Bz turned northward.

Figure 3 demonstrates the storm time energy depositions and its relationship with IMF and hemispheric power given with auroral displays. In auroral displays which are given below the plots, red color points to maximum values and represents the brightening in the auroras. This brightening is associated with the energy transfer to upper atmosphere. In each storm, the maximum in Hemipheric Power index(blue line-right axis) coincides with the intensification in the auroral brightening. Additionally, this intensification overlaps

with IMF Bz(black line-left axis) southward periods suggesting the improvement in the energy input.

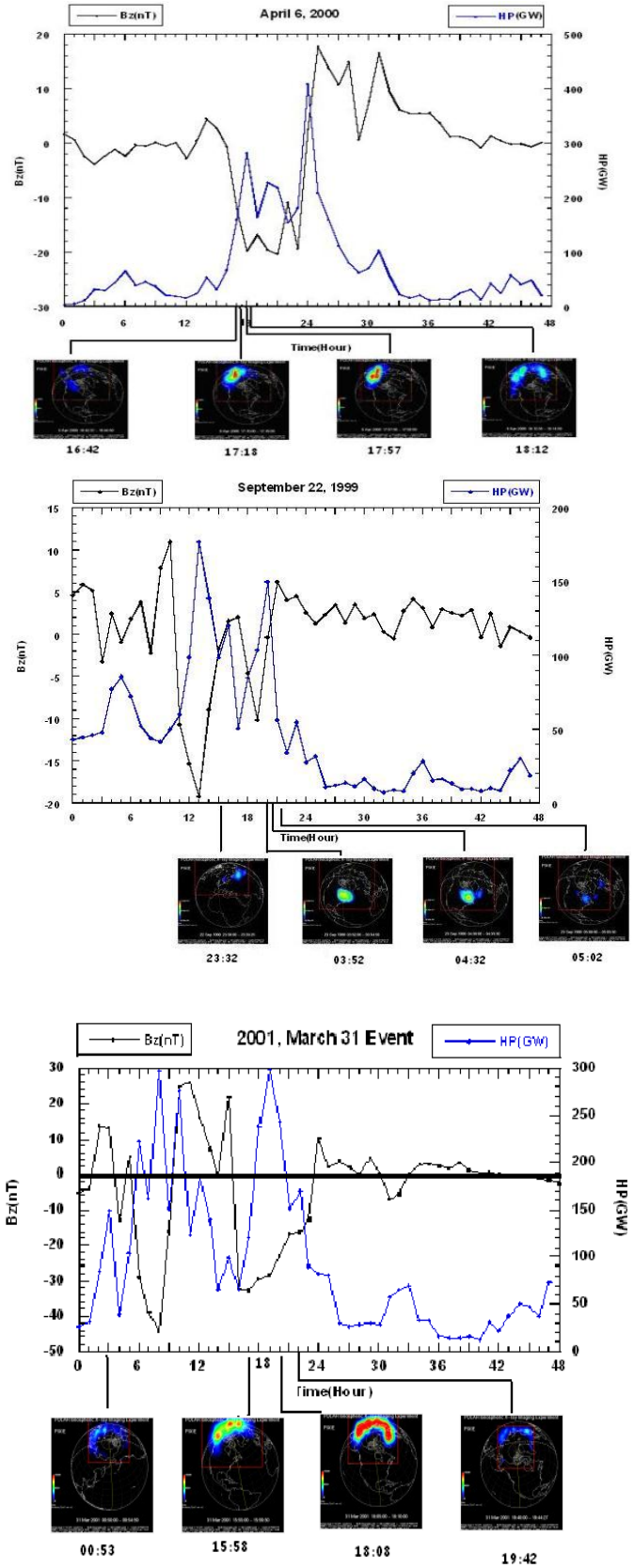


Figure 3: Storm time energy depositions and its relationship with IMF and hemispheric power given with auroral displays

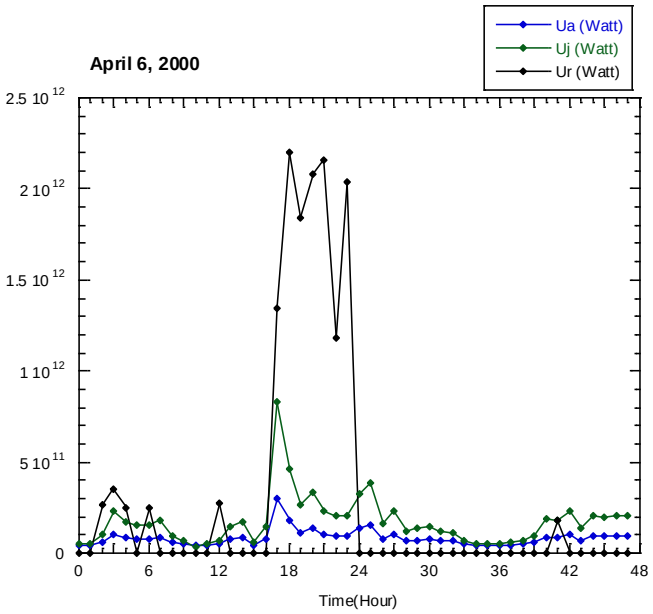


Figure 4: Storm time energy budget; auroral particle precipitation, Joule heating and Ring current injection for April 6, 2000 event.

Figure 4 is an example of storm-time energy budget in the magnetosphere. The highest dissipation is calculated as the ring current dissipation and it was on the order of 10^{12} Watt, whereas Joule heating was the second highest dissipation channel for April 6, 2000 event. Auroral particle precipitation had a minor contribution to the budget staying on the order of 10^{11} Watt for all cases.

In discussion section analysis of the three events are summarized.

4. DISCUSSION:

We summarize our findings in the Table 1 and Table 2 that give the substorm phases for all events and the peak values of the parameters examined in this study.

Table 1: Summary of the storm and substorm phases.

	September 22, 1999	April 6, 2000	March 31, 2001
SSC time	12:00 -September, 22	16:00 - April, 6	01:00-March, 31
Main phase time	21:00-00:00 -September, 23	17:00-24:00- April, 6	04:00-March, 31- 09:00-March, 31-
Recovery phase	00:00 -September, 23 00:00 -September, 26	00:00 - April, 7 12:00 - April, 9	09:00-March, 31- 00:00- April, 4
Duration of IMF Bz	~6,5 hours	~7,5 hours	~11 hours

Table 2: Energy budget for three substorm events

	September 22, 1999	April 6, 2000	March 31, 2001
SSC amplitude	32 nT	16 nT	26 nT
IMF B_z (min)	-28 nT/20:00- September, 22	-30 nT /22:15-April,6	-40 nT/05:00-March,31
Dst and Dst*	-173 nT/00:00-September,23	-368 nT/01:00-April,7	-387 nT/09:00-March,31
AE_{max}	820 nT/04:00-September,23	1537 nT/17:00-April,6	1486 nT/16:00- April,1

AU_{max}	269 nT/05:00-September,23	265 nT/ 17:00-April,6	430 nT/03:00- April,1
AL_{max}	-501 nT/21:00-September,22	-1160 nT/17:00-April,6	-1374 nT/03:00-April,1
V_{sw}	500-600 km/sec	600 km/sec	600-700 km/sec
N_{max} proton	60# /cc	55 #/cc	Max: 180#/cc average: 70(#/cc)
$Epsilon_{max}$(W)	5.4e+14	6.8e+14	3e+15
U_A(W)	1.8561e+11	9.5e+10	2.8807e+11
U_J(W)	4.8815e+11	3.8600e+11	8.0429e+11
U_R(W)	2.1960e+12	2.2046e+12	5.3590e+12
UT (W)	6.7376e+11	5.3908e+12	4.2605e+12
Hpmax (Hemispheric Power)	280 GW	525 GW	620 GW

From Table 1. And Table 2. it is seen that March 31, 2001 geomagnetic storm lasted longer (~11 hours) having the maximum difference of Dst(-387 nT) from quiet time values. Hemispheric power also shows the highest value for March 31 case likewise the total energy transferred to the magnetosphere (epsilon). Looking at the maximum value of southward IMF, it can be said that high value of hemispheric power and Dst maybe due to the reconnection efficiency. For March 31, minimum value of Bz was -40 nT though it was -30 nT for September event and -28 nT for April event. Energy deposition to auroral particle precipitation and Joule heating was on the order of 10^{11} Watt in all cases, whereas dissipation was one magnitude higher for ring current injection. This result suggest that main consumption came from the ring current for our cases.

This study is a preliminary work for an extended statistical analysis of storms and substorms and their subsequent effects on the upper atmosphere. Our results have shown that the strength of the three storm events indicate strong dependence on the southward IMF Bz and related physical processes at the subsolar magnetopause region. This work needs to be done by more carefully calculating time delay from the Wind spacecraft to the magnetopause and comparing the features at the exact times. In this study, we assumed a constant delay time. There is also little work on the correlations between the substorms and the energy in the upper atmosphere and its consequences on the upper atmospheric wind circulation. This is going to be explored in the future using upper atmospheric models in which the magnetospheric energy calculated for these storms is used as input to drive the models.

5. ACKNOWLEDGEMENT:

The data in this study is provided by the CDAWeb of NASA. We also acknowledge WDC for Geomagnetism, Kyoto, Japan for providing the preliminary quick look AU, AL and AE indices and the Dst index. This study has been supported by TUBITAK with project no: 109Y-058.

REFERENCES:

Akasofu, S.I., (1981). Energy coupling between the solar wind and the magnetosphere. *Space Science Review 28, 121-190*

Alex, S.Mukherjee, S., Lakhina, G.S., (2006). Geomagnetic signatures during the intense geomagnetic storms of 29 October and 20 November 2003, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 68 (2006) 769–780*

Baker, D. N., T. A. Fritz, R. L. McPherron, D. H. Fairfield, Y. Kamide, and W. Baumjohann, (1985), Magnetotail Energy Storage and Release During the

CDAW 6 Substorm Analysis Intervals, *J. Geophys. Res.*, *90*(A2), 1205–1216, doi:10.1029/JA090iA02p01205

Chua, D., Parks, G., Brittnacher, M., Germany, G., Spann, J. (2004). Auroral substorm timescales: IMF and seasonal variations, *J. Geophys. Res. Vol. 109, A03207*

Huttunen, K. E. J., H. E. J. Koskinen, T. I. Pulkkinen, A. Pulkkinen, M. Palmroth, E. G. D. Reeves, and H. J. Singer (2002). April 2000 magnetic storm: Solar wind driver and magnetospheric response, *J. Geophys. Res.*, *107*(A12), 1440, doi:10.1029/2001JA009154.

Koskinen, H., Tanskanen, E. (2002). Magnetospheric Energy Budget and the Epsilon Parameter. *Journal of Geophysical Research* , 1415-1425.

Lee, C.-C., J.-Y. Liu, B. W. Reinisch, Y.-P. Lee, and L. Liu (2002), The propagation of traveling atmospheric disturbances observed during the April 6–7, 2000 ionospheric storm, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(5), 1068, doi:10.1029/2001GL013516.

Østgaard, N., Germany, G., Stadsnes, J., Vondrak, R.R., (2002). Energy analysis of substorms based on remote sensing techniques, solar wind measurements and geomagnetic indices. *Journal of Geophysical Research 107 (A9), 1233*.

Pulkkinen, A., Thomson, A., Clarke, E., and McKay, A., (2003). April 2000 geomagnetic storm: ionospheric drivers of large geomagnetically induced currents, *Ann. Geophys*., 21, 709-717, doi:10.5194/angeo-21-709-2003

Rao, N. Venkateswara, Madhu, T., Kishore, K. Lal, 2010. IJCSNS International Journal of Computer Science and Network Security, VOL.10 No.3.

Spiro, R.W., Reiff, P.H., Maher, L.J., (1982). Precipitating electron energy flux and auroral zone conductances: an empirical model. *Journal of Geophysical Research 87, 8215–8227.*

WANG Yuan, HONG MingHua, CHEN GengXiong, XU WenYao, DU AiMin, ZHAO XuDong, LIU XiaoCan & LUO Hao, (2010). Nightside field-aligned current during the April 6, 2000 superstorm. *Chinese Science Bulletin.* Vol. 55 (20):, pp.2175-2181*Doi: 10.1007/s11434-010-3260-y*

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN FİZİKSEL BİLİM TEMELİ: FİZİKSEL İKLİM SİSTEMİ, KUVVETLENEN SERA ETKİSİ, GÖZLENEN VE ÖNGÖRÜLEN İKLİM DEĞİŞİMLERİ

Murat TÜRKEŞ
Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Fen-Edebiyat Fakültesi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale
murat.turkes@comu.edu.tr

Özet

Bildirinin amacı, iklim değişikliğinin fiziksel bilim temeli kapsamında, iklim sistemi ve asal bileşenleri, doğal ve kuvvetlenen sera etkisi ve insan kaynaklı iklim değişikliği, gözlenen iklim değişimleri ile çeşitli sera gazı salım senaryolarına dayanan iklim modellerinin kestirdiği gelecek iklim değişikliklerinin (model kestirimleri) bilimsel bir değerlendirmesini yapmaktır. Sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinin çeşitli insan etkinlikleri nedeniyle sanayi devriminden beri hızla artması sonucunda kuvvetlenen sera etkisinin en önemli etkisi, Yerküre'nin enerji dengesi üzerinde ek bir pozitif ışınımsal zorlama oluşturarak Yerküre iklimini ısıtmasıdır. 1906-2005 döneminde küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında gözlenen artış, 0.74 °C'dir. Sera gazlarının atmosferik birikimlerindeki artışların, sıcaklık, yağış, nem, rüzgar gibi değişkenlerde bölgesel ve küresel değişikliklere yol açması bekleniyor. En gelişmiş iklim modelleri, küresel ortalama yüzey sıcaklıklarında 1990-2100 dönemi için, yaklaşık 3 °C'lik en iyi kestirmeyle birlikte olasılıkla 2-4.5 °C arasında bir artış olacağını öngörüyor.

Anahtar Kelimeler: *İklim sistemi; iklim değişikliği; kuvvetlenen sera etkisi; gözlenen iklim değişimleri; sera gazı salım senaryoları; model projeksiyonları*.

PHYSICAL SCIENCE BASIS OF THE CLIMATE CHANGE: PHYSICAL CLIMATE SYSTEM, ENHANCED GREENHOUSE EFFECT, OBSERVED AND PROJECTED CLIMATE VARIATIONS

Abstract

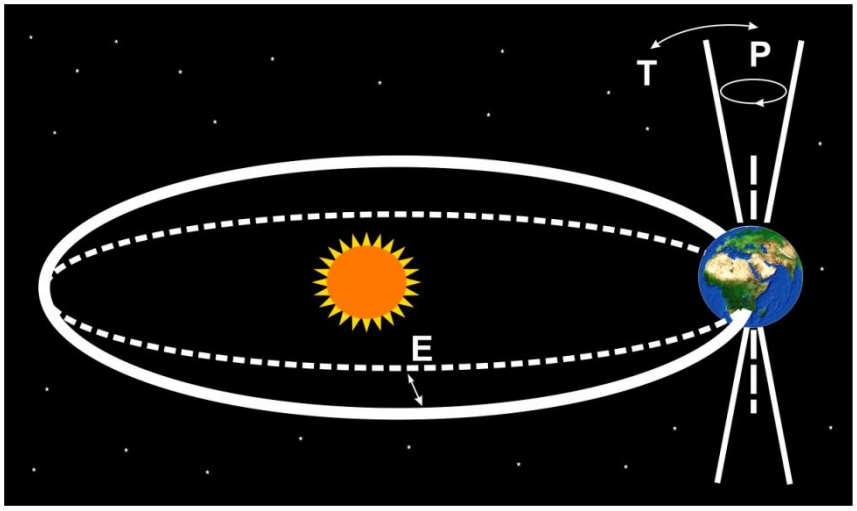
The aim of the paper is to make a scientific assessment of the climate system and its components, natural and increased greenhouse effect and human-induced climate change, observed climate variations and projected future climate changes predicted by climate models based on the various scenarios of greenhouse gases emissions, with respect to the physical science basis of the climate change. The natural greenhouse effect has been strengthening due to the significant increases in the atmospheric concentrations of greenhouse gases by the various human activities since the industrial revolution. It's the most significant effect is to cause an additional positive radiative forcing over energy balance of the Earth and thus to warm the Earth's climate. Observed increase in globally averaged annual mean surface temperatures is about 0.74 °C for the period 1906-2005. Increased atmospheric concentrations of greenhouse gases are projected to cause regional and global changes in the variables, such as temperature, precipitation, humidity and wind. The most developed climate models estimate that the global average surface warming is likely to be in the range 2 to 4.5 °C with a best estimate of about 3 °C for the period 1990-2100.

Key Words: *Climate system; climate change, increased greenhouse effect; observed climate variations; greenhouse gases scenarios; model projections.*

1. İKLİM SİSTEMİNİN VE İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN İLKELERİ

Küresel iklim, atmosfer (havaküre), hidrosfer (suküre), krayosfer (buz küre), litosfer (taşküre) ve biyosfer (yaşamküre) olarak adlandırılan başlıca beş bileşeni bulunan ve bu bileşenler arasındaki karşılıklı etkileşimleri de içeren çok karmaşık bir sistemdir ve genel olarak Fiziksel İklim Sistemi (İng: *Physical Climate System*) olarak da adlandırılır.

İklim sisteminin atmosfer bileşeni, iklimi en çok niteleyen ve denetleyen altsistemdir. Hava, *herhangi bir yerde ve zamandaki atmosfer koşullarının kısa süreli durumu* olarak tanımlandığında, iklim çok genel olarak 'bir yerdeki ortalama hava koşulları' olarak tanımlanabilir. Öte yandan, iklim teriminin, uzun süreli ve şiddetli hava anomalilerine (sapmalara) bağlı olarak kaydedilen uç değerleri, onların istatistiksel oluşma olasılıklarını ve tüm değişkenlik özelliklerini de içermesi gerekir. Bu yüzden, bu yaklaşım dikkate alınarak, son yıllarda iklim, *belirli bir alandaki hava koşullarının, atmosfer öğelerinin değişkenlikleri ve ortalama değerleri gibi uzun süreli (geleneksel olarak 30 yıl ve daha fazla) istatistikleri ile tanımlanan bireşimi* olarak da tanımlanır olmuştur (örn. Türkeş, 2008a, 2008b, 2010a). Bu yeni tanımda geçen 'bireşim' terimi, ortalama teriminden daha fazlasını içerir.



Şekil 1: Milankovitch döngülerinin yalınlaştırılmış birlikte gösterimi: Yerküre'nin yörüngesinin şeklindeki (E), eksen eğikliğindeki (T) ve presesyonundaki (P) değişiklikler [Jansen *ve ark*. (2007)'na göre Türkeş (2010a)'ten].

İklim sistemi, zaman içinde kendi iç dinamiklerinin etkisiyle olanların yanı sıra, iklimi etkileyen çeşitli dış etmen ve süreçlerde ortaya çıkan değişiklikler (zorlamalar) ile insan kaynaklı zorlamalar (örn. ışınımsal) yüzünden evrimleşir. Yerküre'nin herhangi bir yerinde egemen olan iklim, iklim sisteminin çeşitli asal bileşenleri (alt sistemleri) arasındaki karmaşık etkileşimlerin bir sonucudur. Dış zorlamalar ve etmenler, fiziksel iklim sisteminin alt sistemleri ile etkileşim içinde bulunan ve onlardan etkilenen değişiklikleri, örneğin volkanik püskürmeler ve Güneş değişimleri gibi doğal olaylar ile atmosferin bileşimindeki insan kaynaklı değişiklikleri içerir (Le Treut *ve ark.*, 2007). Örneğin, insan etkinlikleri sonucunda atmosfere salınan sera gazları ve aerosoller, etki süreleri değişmekle birlikte, iklim değişikliklerine neden olabilecek başlıca dışsal zorlama ve etmenlerdir (Türkeş, 2008b). Başka bir deyişle, dış zorlama ve etmenlerin neden olduğu değişiklikler, iklim sisteminin dışındaki doğal olaylar ile insan kaynaklı zorlama ve

etmenlerin denetiminde ve etkisiyle gelişir. İklim değişikliğinin potansiyel 'dış' nedenleri, temel olarak Yerküre'nin katı kabuğundaki (litosferdeki) levha hareketlerini, Güneş etkinliklerindeki ve Yerküre ile Güneş arasındaki astronomik ilişkilerdeki değişiklikleri içerir. Astronomik ilişkiler, Milankovitch döngüleri olarak da adlandırılan bir dizi dönemsel değişiklikleri içermekte ve uzun dönemli iklim değişikliklerinin açıklanması açısından önemli kanıtlar sunabilmektedir. Küresel iklimi etkileyebilecek olan başlıca astronomik ilişkiler, Yerküre'nin Güneş'in çevresindeki yörüngesinin şeklindeki (E) değişiklikleri (eksantrisite daha yuvarlak ya da daha eliptik) ile Yerküre'nin eksen eğikliğindeki (T) ve presesyonundaki (P) (dönüş ekseninin yönündeki) değişiklikleri içerir (Şekil 1) (Türkeş, 2010a).

Öte yandan, iç zorlama ve etmenler, doğrudan iklim sisteminin içerisinde gelişir. İklim değişikliğinin potansiyel 'iç' nedenleri, atmosferin bileşimindeki ve yerkürenin yüzey özelliklerindeki önemli doğal değişiklikleri içerir. İklim sistemindeki içsel interaktif bileşenler, atmosferi, okyanusları, deniz buzunu, kara yüzeyini ve özelliklerini (yer şekilleri, bitki örtüsü, albedo, canlı kütle ve ekosistemler), kar örtüsünü, karasal buz ve buzulu (dağ buzullarını, Antarktika ve Grönland'daki buzul kalkanlarını) ve hidrolojiyi (nehirleri, gölleri, yüzey ve yer altı sularını) içerir. Bu ana bileşenler, atmosferik süreçleri kuvvetli bir biçimde etkileme gücüne sahiptir.

Küresel iklim sistemini ya da iklim motorunu Güneş ışınımı çalıştırır (Şekil 2). Yerküre'nin ışınım dengesini değiştiren başlıca 3 temel etmen vardır: (1) Gelen kısa dalga boylu (KDB) Güneş ışınımının değişmesi (örn. Yerküre'nin yörüngesindeki ya da doğrudan Güneş'teki değişiklikler vb. yoluyla); (2) 'Albedo' olarak adlandırılan ve Güneş ışınımın çoğunlukla yeryüzünden ve atmosferden yansıtılan kısmının değişmesi (örn. bulut örtüsü, atmosferde asılı durabilen uçucu küçük parçacıklardaki ya da vejetesyondaki vb. değişiklikler yoluyla) ve (3) Yerküre'den geriye atmosfere ve uzaya doğru salınan uzun dalga boylu (UDB) ışınımın (termal kızılötesi) değişmesi (örn. atmosferdeki sera gazlarının birikimlerinin değişmesi vb. yoluyla). İklim ise, ortaya çıkan böyle değişiklikleri çeşitli geribesleme (İng: *feed-back*) düzenekleri yoluyla doğrudan ve dolaylı olarak yanıtlar.

Dünyamız bir küre olduğu ve buna bağlı olarak KDB Güneş ışınları (görünür ışık) ekvatoral bölgede ve tropiklerde yıl boyunca atmosfere daha dik bir açıyla geldiği için, bu bölgelere daha yüksek enlemlere göre yıl boyunca daha fazla Güneş enerjisi ulaşır. Ekvatoral ve tropikal bölgelerde alınan fazla enerji, geniş ölçekli atmosfer ve okyanus dolaşımları yoluyla, özellikle gezici cephesel alçak basınç sistemlerinin (orta enlem siklonları) yardımıyla daha yüksek enlemlere taşınır. Ayrıca, bu enerjinin deniz ya da kara yüzeylerinden su buharlaştırması da gerekir. Suyun buharlaşması sırasında kullanılan ve 'gizli ısı' olarak adlandırılan bu enerji (buharlaşma gizli ısısı), havadaki su buharının çeşitli yükselmeyle soğuma düzenek ve süreçleriyle yoğuşarak (yoğunlaşarak) bulutları oluştururken geri salınır (yoğunlaşma gizli ısısı). Atmosfer dolaşımı, birincil olarak bu gizli ısının (yoğunlaşma gizli ısısının) salınmasıyla yönetilir. Atmosfer dolaşımıysa, okyanusların yüzey suları üzerindeki rüzgar hareketlerinin yanı sıra, okyanus yüzey sıcakları, yağış ve buharlaşma ilişkileri yoluyla tuzlulukta ortaya çıkan değişiklikler aracılığıyla okyanus dolaşımını ağırlıklı olarak yönetir. Bu ilişkiler, gerçekte iklim sistemini oluşturan öteki alt sistemlerdeki değişikliklerden de etkilenir ve onları etkileme gücüne sahiptir.

İklim sistemindeki süreçler arasında gelişen karşılıklı bir etkileşim düzeneği, bir başlangıç sürecinin (ya da ilk süreç) etkisi sonucu bu ilk süreci etkileyecek olan ikinci bir süreçte

değişikliklerin oluşmasına ya da ortaya çıkmasına yol açtığında, *iklim geribeslemesi* (İng: *climate feedback*) olarak adlandırılır (IPCC, 2001, 2007). Geribesleme düzenekleri, pozitif ve negatif olarak ikiye ayrılarak değerlendirilir. Bir *pozitif geribesleme* orijinal (ilk) süreci kuvvetlendirirken, bir *negatif geribesleme* süreci zayıflatır. İklim geribeslemesi, iklim duyarlığını (İng: *climate sensitivity*) belirleyen geribesleme etmenlerinin toplamı olarak da kabul edilir (Wallace ve Hobbs, 2006). Bu kapsamda, *iklim geribesleme parametresi* (değişkeni) de, iklim sisteminin ışınımsal zorlama ($W \cdot m^{-2}$) kaynaklı bir küresel yüzey sıcaklığı değişikliğine (K ya da °C) olan ışınımsal zorlamasını ölçmenin bir aracı olarak tanımlanabilir. İklim geribesleme parametresi (Λ), aşağıdaki şekilde tanımlanır:

$$\Lambda = (\Delta Q - \Delta F) / \Delta T \qquad (1)$$

Burada, Q, küresel ortalama ışınımsal zorlama ($W \cdot m^{-2}$); T, küresel ortalama yüzey sıcaklığı (°C) ve F, okyanuslara yönelik ısı akısıdır. Δ ise, bozulmamış bir iklime göre ya da değişmemiş bir iklim açısından ortaya çıkan bir değişikliği gösterir.

İklim sisteminde, iklimsel zorlamadaki (İng: *climate forcing*) bir değişikliğin sonuçlarını ve/ya da etkilerini kuvvetlendiren (pozitif) ya da zayıflatıp azaltabilen (negatif) birçok geribesleme düzeneği vardır (Le Treut *ve ark*., 2007). Örneğin, fiziksel iklim sistemi, birçok geribesleme ile ortaklaşa çalışır ve bu geribeslemeler sistemin pek çok davranışından ve değişiminden sorumludur. Bir pozitif geribesleme ya da ışınmsal zorlama 'sinyali' ısınmayı kuvvetlendirirken, bir negatif geribesleme ya da ışınmsal zorlama 'sinyali' zayıflatır. İklim geribesleme etmen ve düzeneklerinin doğasının iyi anlaşılması ve niceliğinin doğru olarak belirlenmesi ve kestirilmesi, Yerküre ikliminin karmaşıklığını inceleyen ve onu çözmeye çalışan bilimcilerin odaklandıkları en önemli araştırma konularından biridir. İklim geribesleme etmenleri, çoğunlukla, (a) atmosferik konsantrasyonları (birikimleri) insan etkinliklerinden etkilenen ve bu yüzden değişen karbondioksitin (CO_2) ve öteki sera gazlarının (metan - CH_4, diazotmonoksit - N_2O, kloroflorokarbonlar - CFCs, vb.) geribeslemelerini; (b) su buharı geribeslemesini; (c) buz-albedo geribeslemesini ve (d) bulut-albedo ya da bulut zorlama geribeslemesini içerir.

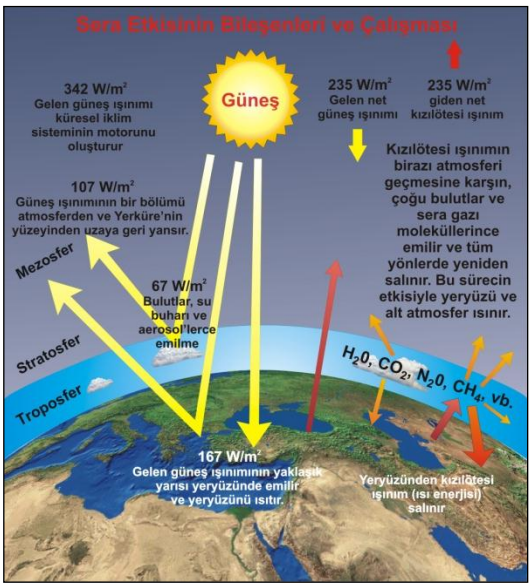
(a) CO_2 ve öteki sera gazlarının geribeslemeleri, kendilerinin var olan egemen ışınımsal zorlaması ve ilişkili sera etkisi ısınmasıyla kuvvetli düzeyde bağlantılıdır (Türkeş, 2010a). Örneğin, sera gazlarının atmosferdeki birikimlerinin artması, yüzey ve alt atmosfer hava sıcaklıklarının artması yoluyla Yerküre iklimini ısıtır, bu ısınmaya koşut olarak kar ve buz/buzul örtüleri erimeye başlar.

(b) Su buharı geribeslemesi, havadaki su buharı basıncının hava sıcaklığıyla ilgilenilen sıcaklık aralığında (K) yaklaşık % 7 oranında üstel olarak arttığını açıklayan Clausius-Clapeyron eşitliğinin bir sonucu olarak, iklim duyarlılığı üzerinde önemli bir etkiye sahiptir. Artan yüzey (kara ve deniz) hava sıcaklıkları nedeniyle buharlaşmadaki artışa bağlı olarak, atmosferdeki su buharında (ve su buharı basıncında) oluşan bir artış, pozitif geribesleme için iyi bir örnektir. Su buharı önemli bir sera gazıdır ve bu nedenle de su buharı birikimindeki herhangi bir artış, özellikle böyle bir ısınma sürecinin başında doğal sera etkisini kuvvetlendirerek daha fazla ısınmaya yol açar. Bunun dışında, su buharı geribeslemesinin kuvveti hava sıcaklıklarındaki yükselişle artar ve kuvvetlenen su buharı geribeslemesi hidrolojik döngüyü hızlandırarak şiddetli yağışlar ve kuraklık olayları gibi bağlantılı hava ve iklim olaylarının oluşmasına yol açabilir.

(c) Kar örtüsü ile kara ve deniz buzullarının ve buzlarının erimesi sonucunda, bu örtünün altından açığa çıkan daha koyu renkli kara ve su yüzeylerinin daha fazla gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımı emerek yüzey albedosunu (yüzeydeki cisim ve maddelerin

gelen Güneş ışınımını yansıtma oranı, %) azaltması da, daha fazla ısınmaya neden olur (Le Treut *ve ark.*, 2007; Wallace ve Hobbs, 2006). Bu bir pozitif geribeslemedir. Ortaya çıkan daha fazla ısınma daha fazla erimeye, azalan albedo ise daha fazla ısınmaya neden olan ve kendini yöneten bir döngünün oluşmasına yol açar. Buz-albedo geribeslemesi olarak da bilinen bu geribesleme döngüsü, atmosferdeki birikim düzeyleri artan sera gazlarının neden olduğu kuvvetlenen sera etkisinin oluşturduğu başlangıçtaki ısınmayı kuvvetlendirdiği için pozitif bir geribesleme etmenidir. Bu albedo geribeslemesi, açık bir biçimde mevsimseldir ve Yerküre'nin yüksek enlemlerindeki bulutların, kara yüzeyi hidrolojisinin ve vejetasyonun özelliklerine ve/ya da davranış tarzına yakından bağımlıdır.

(d) Bulut-albedo ya da bulut zorlama geribeslemesi, bulut çeşitlerinin farklı atmosfer yükselti düzeylerindeki (çoğunlukla troposferde) varlığı ya da yokluğunun yarattığı etkiler ile yakından ilişkilidir. Bulut geribeslemesi temel olarak, bulutlar olmasaydı Yerküre'nin yüzeyince emilecek olan kısa dalga boylu Güneş ışınımının bulut örtüsü tarafından yansıtılan kısmıyla ve onların atmosferin doğal sera etkisine yaptıkları önemli katkıyla ilgilidir (Türkeş, 2010b). Bulutlar, bulut çeşidine bağlı olarak Yerküre'nin ısınması açısından pozitif ya da negatif bir geribesleme oluşturabilir. Hava sistemlerinin (örn. hızlı sıcak ya da soğuk adveksiyonlar) ve gece-gündüzün etkileri dikkate alınmadığı zaman, genel olarak bir ısınmaya yol açan pozitif geribesleme, yüksek düzeylerdeki (üst troposfer) bulut oluşumundan kaynaklanırken, soğumaya neden olan negatif geribesleme alçak düzeylerdeki (üst troposfer) bulut oluşumlarından kaynaklanır.



Şekil 2: Sera etkisinin çizimsel gösterimi (Türkeş, 2010b). Yerküre'nin sıcaklık dengesinin kuruluşundaki en önemli süreç olan doğal sera etkisi, temel olarak, atmosferin yüksek enerjili kısa dalga boylu Güneş ışınımını geçirme, buna karşılık düşük enerjili uzun dalga boylu yer ışınımını tutma eğiliminde olması nedeniyle oluşur.

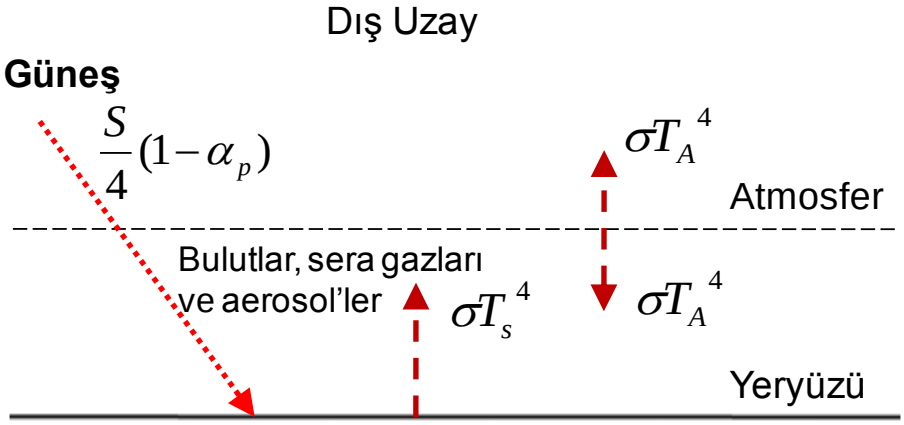
2. DOĞAL SERA ETKİSİ

2.1 Doğal Sera Gazları ve Sera Etkisi

Yeryüzündeki tüm yaşam biçimleri için vazgeçilmez bir ortam olan atmosfer, temel olarak birçok gazın karışımından oluşur. Atmosferdeki başlıca gazlar durumundaki azot (% 78.08) ve oksijen (% 20.95), temiz ve kuru hava hacminin % 99'unu oluşturur. Kalan yaklaşık % 1'lik kuru hava bölümü, etkisiz bir gaz olan argon (% 0.93) ile nicelikleri çok

küçük olan bazı eser gazlardan oluşur. Atmosferdeki birikimi çok küçük olmakla birlikte, önemli bir sera gazı olan karbondioksit (CO_2), % 0.038 oranı ile dördüncü sırada yer alır. Doğal sera gazlarının en önemlileri, başta en büyük katkıyı sağlayan su buharı (H_2O) ve CO_2 olmak üzere, metan (CH_4), diazotmonoksit (N_2O) ve ozon (O_3) gazlarıdır.

İklim sistemi için önemli olan doğal etmenlerin başında sera etkisi gelir. Bulutsuz ve açık bir havada, kısa dalga boylu Güneş ışınımının önemli bir bölümü atmosferi geçerek yeryüzüne ulaşır ve orada emilir (Şekil 2). Ancak, Yerküre'nin yüzeyinden salınan kızıl ötesi ışınımının bir bölümü, uzaya kaçmadan önce çoğunluğu alt atmosferde (troposfer) bulunan ışınımsal olarak etkin sera gazlarınca emilir ve sonra tekrar salınır. Enerji akılarının nicelikleri dikkate alındığında, gelen Güneş ışınımının (342 Wm^{-2}) yaklaşık % 31'i (107 Wm^{-2}) yüzeyden, atmosferdeki aerosol'lerden ve bulut tepelerinden yansıyarak uzaya geri döndüğü görülür (Şekil 2). Bu yüzden, Yerküre'nin ortalama albedosu yaklaşık % 31 ve sisteme giren Güneş ışınımı net olarak % 69'dur (235 Wm^{-2}). Gelen net Güneş ışınımının, yaklaşık üçte ikisi (168 Wm^{-2}) yüzey ve üçte biri (67 Wm^{-2}) atmosferce emilir. Güneş enerjisinin Yer-atmosfer birleşik sisteminde tutulan bu % 69'luk bölümü, iklim sistemini oluşturan ana bileşenlerce (atmosfer, hidrosfer, litosfer ve biyosfer) emilir ve onların ısınmasını sağlar. Sonuç olarak, Güneş ışınımının net girdisi (235 Wm^{-2}), kızılötesi yer ışınımının net çıktısı (235 Wm^{-2}) ile dengelenir (Şekil 2).



Şekil 3: Yer ışınımına karşı kısmen ve zayıf geçirgen, Güneş ışınımına karşıysa kuvvetli geçirgen olan Yerküre atmosferindeki enerji akılarının temel eşitlikleriyle birlikte gösterimi. Kuramsal olarak, gelen kısa dalga boylu net Güneş enerjisi [$(S/4) \times (1-\alpha_p)$] önce yeryüzünde emilir; sonra yeryüzünden uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (ısı enerjisi) olarak (σT_s^4) atmosfere salınır. Yeryüzünden salınan kızılötesi ışınım, atmosferdeki bulutlar, su buharı, karbondioksit, diazotmonoksit, metan ve ozon gibi sera gazlarınca emilir ve atmosfer tarafından yeniden hem aşağıya hem de dış uzaya doğru uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (σT_A^4) olarak salınır [Çeşitli kaynaklara ve Hartmann (1994)'a göre Türkeş (2010a)'ten].

2.2 Enerji Dengesi ve Doğal Sera etkisi

Sera etkisi, Yerküre'nin salım sıcaklığını tanımlamada kullanılan enerji dengesinin çok yalın bir açıklamasıyla gösterilebilir (Türkeş, 2010a). Uzun dalga boylu yer ışınımı açısından bir siyah cisim, buna karşın kısa dalga boylu Güneş ışınımına karşı geçirgen olduğu kabul edilen atmosfer, küresel enerji dengesinin kurulmasında anahtar rol oynar (Şekil 3). Güneş ışınımı çoğunlukla görünür ve kızıl ötesi yakınındaki dalga boylarında olduğu, buna karşın yeryüzü temel olarak uzun dalga boylu kızılötesi ışınım (ısı enerjisi) saldığı için, atmosfer Güneş ve yer ışınımını çok farklı olarak etkileyebilir. Atmosfer

katmanı, altındaki yüzeyin saldığı enerjinin tümünü etkili bir biçimde emdiği ve bir siyah cisim gibi saldığı için, uzaya salınan tek radyasyon bu modelde atmosferden olandır. Bu yüzden, atmosferin tepesindeki enerji dengesi aşağıdaki gibi yazılabilir (*Denk.* 2).

$$\frac{S}{4}(1-\alpha_p) = \sigma \cdot T_A^4 = \sigma \cdot T_e^{\,4} \qquad (2)$$

Bu nedenle, enerji dengesine ulaşmak için, denge durumundaki atmosferin sıcaklığının salım sıcaklığı olması gerektiğini görüyoruz. Ancak, enerji dengesini atmosfer ve yüzey için elde ederek görebildiğimiz gibi, yüzey sıcaklığı daha yüksektir. Atmosferin enerji dengesi aşağıdaki şekilde verilir (*Denk.* 3):

$$\sigma \cdot T_s^{\,4} = 2\sigma \cdot T_A^4 \Rightarrow \sigma \cdot T_s^{\,4} = 2\sigma \cdot T_e^{\,4} \qquad (3)$$

Yüzey enerji dengesi ise, aşağıdaki yaklaşımlarla açıklanır (*Denk.* 4):

$$\frac{S}{4}(1-\alpha_p) + \sigma \cdot T_A^4 = \sigma \cdot T_s^{\,4} \Rightarrow \sigma \cdot T_s^{\,4} = 2\sigma \cdot T_e^{\,4} \qquad (4)$$

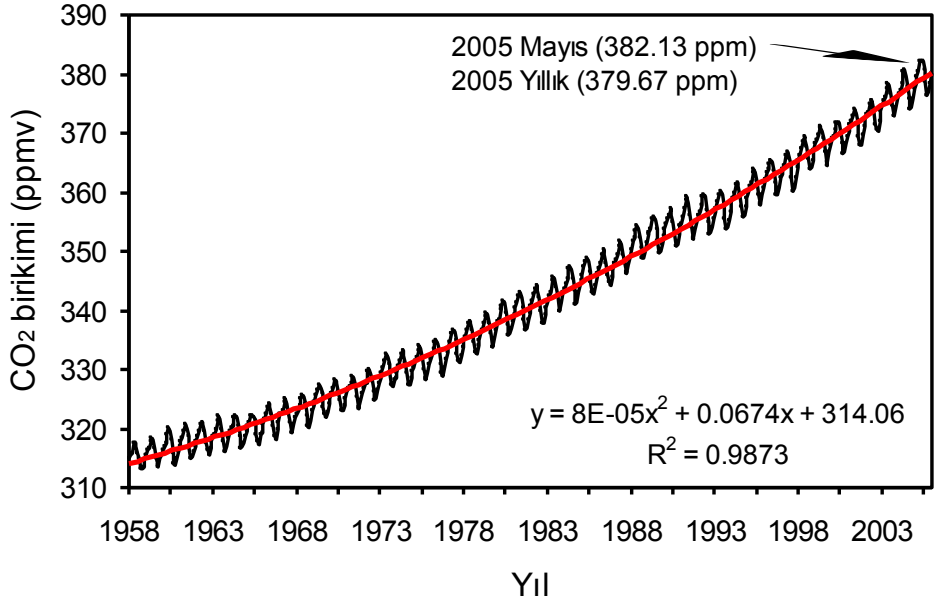
Yüzey enerji dengesine (*Denk*. 4) ek olarak Şekil 2 ve 3'ten açıkça gördüğümüz gibi, atmosfer, gelen Güneş enerjisi akısının yüzeye ulaşmasına engel olmamasına karşın, kendi uzun dalga boylu ışınımını yeniden aşağıya doğru salarak, yüzeyin Güneş ısınmasını arttırdığı için ki, bu kez Güneş ısıtmasına eşittir, yüzey sıcaklığı artar.

Sonuç olarak, atmosferin sera etkisi, atmosfer gelen kısa dalga boylu Güneş ışınımına karşı görece geçirgen olduğu, buna karşın uzun dalga boylu yer ışınımını etkili bir biçimde emdiği ve yeniden saldığı için yüzeyi ısıtır. "*Atmosferdeki gazların gelen Güneş ışınımına karşı geçirgen, buna karşılık geri salınan uzun dalga boylu yer ışınımına karşı çok daha az geçirgen olması nedeniyle, Yerküre'nin beklenenden daha fazla ısınmasını sağlayan ve ısı dengesini düzenleyen doğal süreç*" sera etkisi olarak adlandırılır (Türkeş, 2003a). Yeryüzünün ortalama hava sıcaklığı, sera etkisi sayesinde, bu sürecin bulunmadığı ortam koşullarına göre yaklaşık 33 °C daha yüksektir. Başka bir deyişle, yukarıdaki fizik yasalarına dayanarak, Yerküre'nin –18 °C olması gereken salım sıcaklığının, doğal sera etkisi nedeniyle +15 °C olduğunu belirleyebiliriz.

3. KUVVETLENEN SERA ETKISI VE KÜRESEL ISINMA

Atmosferdeki insan kaynaklı sera gazı birikimlerinde sanayi devriminden beri gözlenen artış sürmektedir. Özellikle atmosferdeki birikiminin büyüklüğü, artış hızı, 50-200 yıl arasında değişen yaşam süresi ve kızılötesi yer ışınımının büyük bölümünü emme özelliği dikkate alındığında, CO_2'nin önemi daha iyi anlaşılır. 1958 yılından beri yapılmakta olan Mauna Loa ölçümlerine göre, Yerküre atmosferindeki CO_2 birikimi çok hızlı bir biçimde artmaktadır (Şekil 4). Aylık ortalama CO_2 zaman dizileri incelendiğinde, sanayi öncesinde yaklaşık 280 ppm ve 1958 yılında yaklaşık 315 ppm olan atmosferdeki yıllık ortalama CO_2 birikiminin, 2005'te yaklaşık 380 ppm'e ulaştığı görülür (Şekil 5). Atmosferdeki CO_2 birikiminin günümüzdeki düzeyi geçmiş 420 yıllık kayıttaki doğal CO_2 birikimi değişimlerinin (yaklaşık 180-300 ppm arasında değişmiş) çok üzerindedir. Sera gazı birikimlerindeki bu artışlar, Yerküre'nin uzun dalga boylu ışınım yoluyla soğuma etkinliğini zayıflatarak, onu daha fazla ısıtma eğilimindeki bir pozitif ışınımsal zorlamanın oluşmasını sağlar. Bu yüzden, *Yerküre/atmosfer ortak sisteminin enerji dengesine yapılan pozitif katkı*, kuvvetlenen sera etkisi olarak adlandırılır (Türkeş, 2008b). Bu ise, Yerküre atmosferindeki doğal sera gazları (su buharı, CO_2, CH_4, N_2O ve O_3) yardımıyla yüz milyonlarca yıldan beri çalışmakta olan doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi anlamını taşır.
Küresel ısınma ise, s*anayi devriminden beri, özellikle fosil yakıtların yakılması, ormansızlaşma, tarımsal etkinlikler ve sanayi süreçleri gibi çeşitli insan etkinlikleri ile*

atmosfere salınan sera gazlarının atmosferdeki birikimlerindeki hızlı artışa bağlı olarak, şehirleşmenin de etkisiyle doğal sera etkisinin kuvvetlenmesi sonucunda, yeryüzünde ve atmosferin alt katmanlarında (alt ve orta troposfer) saptanan sıcaklık artışı olarak tanımlanabilir (Türkeş, 2008b).



Şekil 4: 1958-2005 döneminde Mauna Loa (Hawaii) Gözlemevi'nde ölçülen (Keeling ve Whorf, 2009) aylık ortalama atmosferik CO_2 birikimindeki değişimler (Türkeş, 2010a). Aylık ortalama CO_2 birikimi dizilerindekiyıllararası değişimlere ve mevsimlik döngülere, ikinci dereceden polinom regresyon eğrisi uyduruldu.

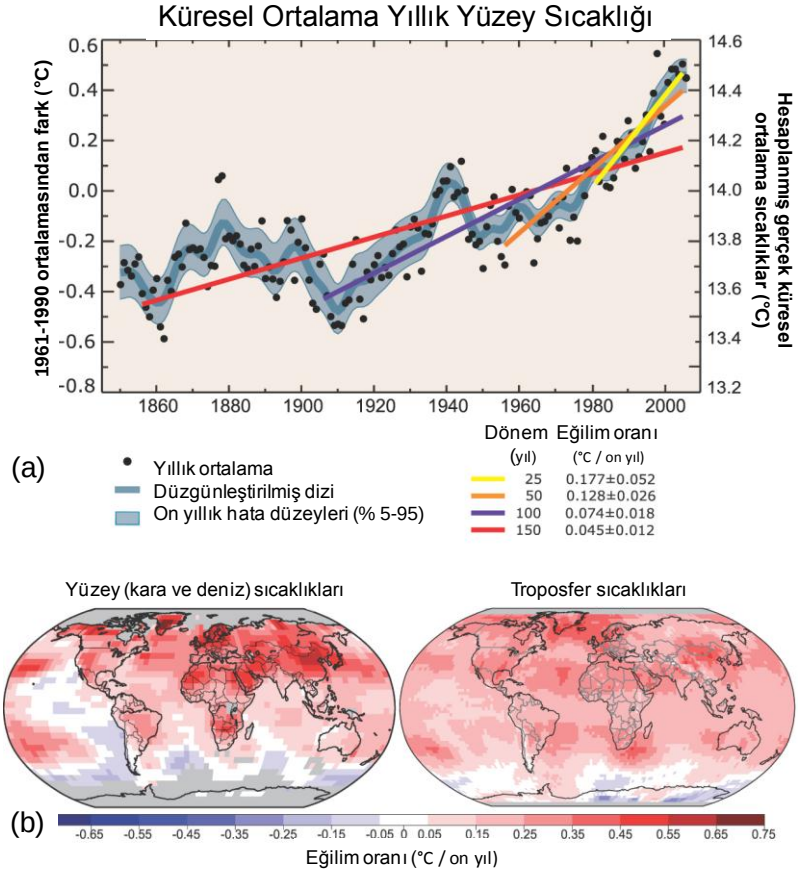
Tanımdan da anlaşılabileceği gibi, insan kaynaklı iklim değişikliğine ve küresel ısınmaya yol açan sera gazları; çoğunlukla fosil yakıtların yakılması (enerji ve çevrim), sanayi (enerji ilişkili; kimyasal süreçler ve çimento üretimi, vb. enerji dışı), ulaştırma, arazi kullanımı değişikliği, atık yönetimi ve tarımsal (enerji ilişkili; anız yakma, çeltik üretimi, hayvancılık ve gübreleme vb. enerji dışı) etkinliklerden kaynaklanır. Kuvvetlenen sera etkisinden kaynaklanan insan kaynaklı iklim değişikliğinin ve onun en kolay algılanan ve nesnel olarak saptanan (ölçülen) en önemli sonuçlarından birisi olan küresel ısınmanın boyutu, her sera gazının birikimindeki artışın büyüklüğüne, bu gazların ışınımsal özelliklerine (küresel ısınma potansiyellerine), atmosferik yaşam sürelerine ve atmosferdeki varlıkları sürmekte olan öteki sera gazlarının birikimlerine bağlıdır.

4. GÖZLENEN İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

Temel olarak insan etkinlikleri sonucunda atmosferin bileşiminde ortaya çıkan önemli değişiklikler sonucunda, yüzey sıcaklıklarında 19. yüzyılın sonlarında başlayan ısınma, 1980'li yıllarla birlikte daha da belirginleşerek, hemen her yıl bir önceki yıla göre daha sıcak olmak üzere, küresel rekorlar kırmaktadır (IPCC, 2001, 2007; Türkeş, 2001, 2003a, 2004, 2008a, 2008b; WMO, 1999). Küresel ortalama yüzey sıcaklığı, 20. yüzyılın başından günümüze değin yaklaşık olarak 0.7 °C artmış; küresel olarak, 1990'lı ve 2000'li yıllar aletli gözlem kayıtlarındaki en sıcak yıllar, 1998 ise, +0.58 °C'lik anomali ile en sıcak yıl olmuştur (Türkeş, 2001, 2003a, 2008b; WMO, 1999) (Şekil 5a).

Benzer ısınma eğilimleri ve yüksek sıcaklık rekorları, Güney Yarımkürenin ve özellikle Kuzey Yarımkürenin yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarında da gözlenir (Şekil 5a). Küresel ölçüm sonuçlarına göre, 2005 yılı 1961-1990 dönemi ortalamasına göre 0.485 °C'lik bir

pozitif sapma ile tüm Yeryüzünün, 0.648 °C'lik bir artış ile de Kuzey Yarımkürenin en sıcak ikinci yılı oldu. Ayrıca, ortalama minimum (gece en düşük) hava sıcaklıklarında yaklaşık her on yılda 0.2 °C olarak gerçekleşen artış, ortalama maksimum (gündüz en yüksek) hava sıcaklıklarındaki artışın yaklaşık iki katı oldu.

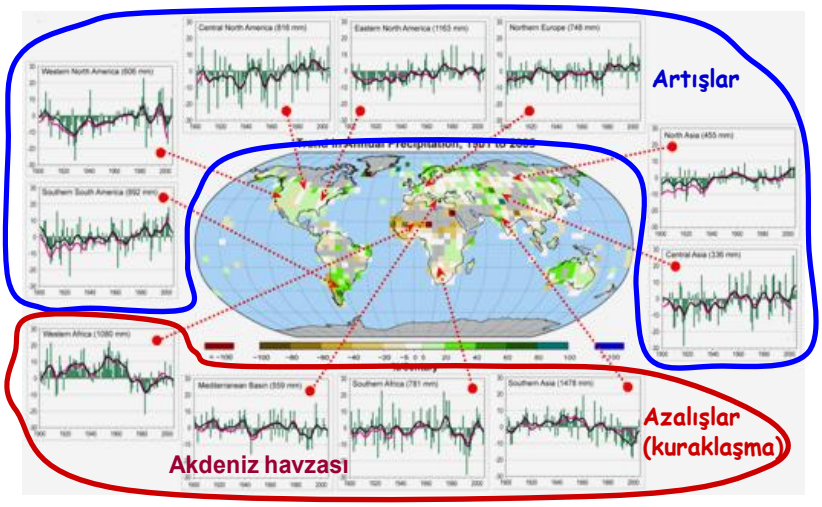


Şekil 5: (a) Yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarının (siyah noktalar) düzgünleştirilmiş (mavi eğri) zamansal değişim desenleri (IPCC, 2007; Solomon *ve ark*., 2007). Yıllık ortalama sıcaklık değişimlerinden 150 yıldan 25 yıla kadar değişen çeşitli dönemler için doğrusal eğilim eğrileri geçirilmiştir. Sol eksen 1961-1990 ortalamasına göre yıllık sıcaklık farklarını (değişikliklerini), sağ eksen ise hesaplanmış gerçek küresel yüzey sıcaklığı ölçeğini (°C) gösterir. Doğrusal trentler, sırasıyla 1981-2005, 1956-2005, 1906-2005 ve 1856-2005 dönemlerine karşılık gelen son 25 (sarı), 50 (turuncu), 100 (mor) ve 150 (kırmızı) yıllık doğrusal eğilimleri gösterir. Yıllık sıcaklık değişimlerini düzgünleştirerek 10 yıllık değişimleri göstermek için uygulanan süzgeç mavi, 10 yıllık değişimlerin % 90 hata aralığı ise soluk mavi bant ile belirtilmiştir. 1906-2005 dönemindeki toplam doğrusal sıcaklık artışı (mor) 0.74 °C'dir. (b) 1979-2005 döneminde yüzey ve uydu gözlemlerinden elde edilen küresel ortalama yıllık yüzey (sol) ve troposfer (sağ) sıcaklık değerlerindeki doğrusal sıcaklık eğilimlerinin dünya üzerindeki coğrafi dağılış desenleri.

IPCC'nin son değerlendirmeleri de, iklim sistemindeki ısınmanın kuvvetlendiğini gösteriyor (IPCC, 2007). Küresel ortalama yüzey sıcaklıkları için güncellenen 100 yıllık (1906–2005) doğrusal artış eğiliminin büyüklüğü 0.74 °C'ye ulaşmıştır (0.74 ± 0.18 °C) (Şekil 5a). Doğrusal ısınma eğilimi, son 50 yıllık dönemde geçen 100 yıllık dönemin yaklaşık iki katı olmuştur (0.13 °C/10 yıl). Paleoiklim çalışmalarından elde edilen yeni bulgulara dayanan son değerlendirmelere göre (IPCC, 2007), geçen yarım yüzyıldaki ısınma, en azından geçmiş 1,300 yıldakine göre olağandışıdır. Kentsel ısı adasının etkisi, daha çok yerel düzeydedir ve sıcaklık değerleri üzerindeki etkilerinin (karalar üzerinde 0.006°C/10 yıl'dan daha küçük) göz ardı edilebilir düzeyde olduğu kabul edilmiştir. Şekil 5b, 1979-2005 döneminde yüzey ve uydu gözlemlerinden elde edilen küresel ortalama yıllık yüzey (sol) ve troposfer (sağ) sıcaklık değerlerindeki doğrusal sıcaklık eğilimlerinin

dünya üzerindeki coğrafi dağılış desenlerini gösterir. Haritalardaki gri renkler, verisi eksik olan alanlara karşılık gelir. Buna göre, Yerküre'nin yüzey hava sıcaklıklarında gözlenen kuvvetli ısınma eğilimlerine ek olarak, temel olarak atmosferin alt ve orta troposfer katmanlarına karşılık gelen en alt 8 kilometrelik bölümündeki hava sıcaklıkları da, geçen yaklaşık 30 yıllık dönemde belirgin bir artış eğilimi gösterir (Şekil 5b). Öte yandan, uydu troposfer kayıtlarında alansal olarak daha türdeş ısınma görülürken, yüzey sıcaklıklarındaki kuvvetli ısınma eğilimlerinin karalarla daha yakından bağlantılı olması, başka bir deyişle daha çok karalar üzerinde egemen oluşu dikkat çekicidir.

Dünyanın birçok bölgesi ile Avrupa ve Akdeniz havzasına komşu ülkelerin çoğunda olduğu gibi, Türkiye'nin pek çok kentinde de özellikle ilkbahar ve yaz mevsimi gece en düşük hava sıcaklıkları, istatistiksel ve klimatolojik açıdan önemli bir ısınma eğilimi göstermiştir (Türkeş *ve ark.*, 2002a, 2002b; Türkeş ve Sümer, 2004).



Şekil 6: Yerküre karalarında ölçülen yıllık yağışlardaki bölgesel değişimler ve eğilimler (Trenberth *ve ark.*, 2007).

Öte yandan 20. yüzyılda, orta enlem ve kutupsal kar örtüsü, kutupsal kara ve deniz buzları ile orta enlemlerin dağ buzulları eriyerek alansal ve hacimsel olarak azalırken, gel-git ve deniz seviyesi ölçerlerinin gözlem kayıtlarına göre küresel ortalama deniz seviyesi, yaklaşık 0.17 m (0.12-0.22 m arasında) yükseldi ve okyanusların ısı içerikleri arttı (IPCC, 2001, 2007). Deniz düzeyi yükselmesinin belirlenmesinde karşılaşılan başlıca belirsizlik, düşey yerkabuğu hareketlerinin (epirojenik hareketler) gel-git ve deniz seviyesi ölçümlerinin üzerindeki etkisidir. Yağışlar kuzey yarımkürenin orta ve yüksek enlem bölgelerinde her on yılda yaklaşık % 0.5 ile % 1 arasında artarken, Akdeniz Havzası'nı da içeren subtropikal kuşak karalarının önemli bir bölümünde her on yılda yaklaşık % 3 azaldı (IPCC, 2001). Türkiye'de ise özellikle kış toplam yağışlarında ve Akdeniz yağış rejiminin egemen olduğu bölgelerde belirgin bir azalma eğilimi, başka bir sözle 'kuraklaşma' gözlenmektedir.

Çok kurak ile yarınemli arasındaki iklim kuşakları, iklimdeki kuvvetli değişimlerin etkilerine karşı açıktır. Bölgesel yağıştaki kısa süreli değişimler ve uzun dönemli dalgalanmalar, kurak ve yarıkurak arazilerin bilinen bir özelliğidir. Örneğin, Afrika'nın Sahra Bölgesi'ndeki yağış tutarı, 1960'lı yıllardan başlayarak önemli ölçüde azalmıştır (Şekil 6). Benzer kurak dönemler son jeolojik devirde (Kuvaterner) ve tarihsel geçmişte de oluşmasına karşın, Sahra'daki bu son kurak dönemin anakarasal ölçekteki bir kuraklığa

daha fazla eğilimli olduğu kaydedilmiştir. Yağışlardaki uzun süreli azalma eğilimleri ve belirgin kurak koşullar, özellikle 1970'lerin başından başlayarak, subtropikal kuşağın ve Türkiye'yi de içerecek bir biçimde Akdeniz Havzası'nın önemli bir bölümünde de etkili olmuştur.

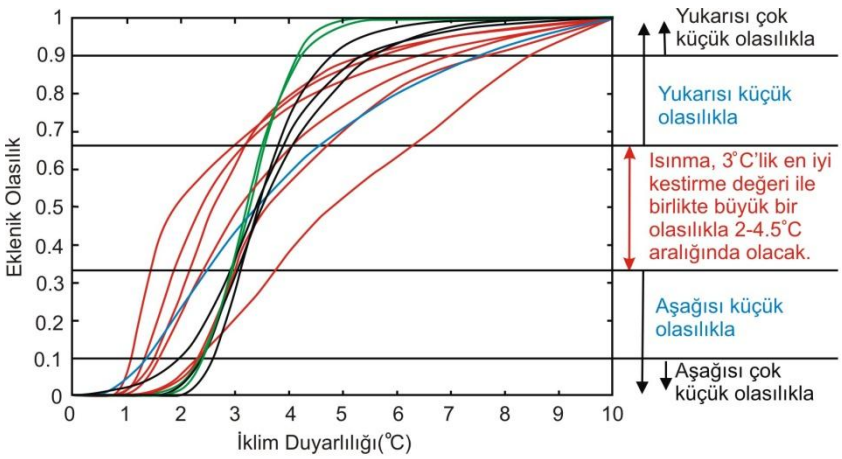
Sözü edilen bu kuraklaşma eğiliminden Türkiye'de en fazla, Ege, Akdeniz, Marmara ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri etkilenmiştir. Son 40 yılda özellikle kış mevsimindeki ve yıllık yağış değişiklikleri dikkate alındığında,Türkiye'deki kuraklık olaylarının en şiddetli ve geniş yayılışlı olanları, 1971-1974, 1983-1984, 1989-1990 ve 2007-2008 dönemleri ile 1996 ve 2001 yıllarında oluşmuştur (örn. Türkeş, 1996, 1998, 1999, 2003b, 2007, 2008a, 2008b; Türkeş ve Erlat, 2003, 2005; Türkeş ve Tatlı, 2009; Türkeş *ve ark.*, 2009a, vb.). Türkiye'nin birçok bölgesinde etkili olan bu kuraklık olaylarının ve su sıkıntısının, yalnız tarım ve enerji üretimi açısından değil, sulamayı, içme suyunu, öteki hidrolojik sistemleri ve etkinlikleri içeren su kaynakları yönetimi açısından da kritik bir noktaya ulaştığı gözlenmiştir. Öte yandan, özellikle karasal yağış rejimine sahip iç bölgelerdeki bazı istasyonların ilkbahar ve yaz yağışları ile yıllık kuraklık indislerinde (örn. Türkeş, 1998, 1999; Türkeş *ve ark.*, 2007, vb.) ve Güneydoğu Anadolu'daki yaz ve kısmen sonbahar yağışlarında (Türkeş *ve ark.*, 2005) bir artış eğilimi, başka sözlerle daha nemli koşullara doğru bir gidiş gözlenmektedir. Yeni bir çalışmaya göre (Türkeş *ve ark.*, 2009b), Karadeniz yağış rejimi bölgesinde gözlenen azalma eğilimleri de oldukça önemlidir. Türkiye yağışlarındaki uzun süreli değişimlere ilişkin bu yeni bulgu ile kuraklaşma eğilimlerinin giderek kuzey enlemlere doğru kaydığı belirlenen araştırmaların sonuçları ve öngörüler arasında benzerlik vardır.

5. ÖNGÖRÜLEN İKLİM DEĞİŞİKLİKLERİ

Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli (IPCC) Üçüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC TAR, 2001) olduğu gibi, IPCC Dördüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC FAR, 2007) da temel alınan tüm salım senaryoları ve projeksiyonları, atmosferdeki karbondioksit birikimlerinin, yüzey sıcaklıklarının ve deniz seviyesinin 21. yüzyıl süresince yükseleceğini; kara ve deniz buzlarının ve buzullarının alansal ve hacimsel olarak azalacağını öngörmektedir (IPCC, 2000, 2001, 2007)

5.1 Sıcaklık öngörüleri

IPCC'nin Dördüncü Değerlendirme Raporu'nda (IPCC, 2007), gözlemlerden kaynaklanan kısıtlara karşın, iklim modellerinin ilk kez, iklim duyarlılığı için olabilir bir değerlendirme aralığı ürettiği ve iklim sisteminin ışınımsal zorlamaya verdiği yanıtının anlaşılmasındaki güvenilirliği arttırdığı vurgulanıyor. Bu çerçevede, CO_2 birikimlerinin iki katına çıkması sonucunda, 2100 yılına kadar küresel ortalama yüzey sıcaklıklarındaki artışın, yaklaşık 3 °C'lik en iyi kestirme değeriyle birlikte, büyük bir olasılıkla 2-4.5 °C aralığında olacağı öngörülüyor (Şekil 7). Beklenen ısınma oranları, 20. yüzyılda gözlenen değişikliklerden daha büyüktür ve eski iklim verilerine dayanarak, yüksek bir olasılıkla bunun en azından son 10,000 yıl boyunca bir benzerinin gerçekleşmediği söylenebilir.



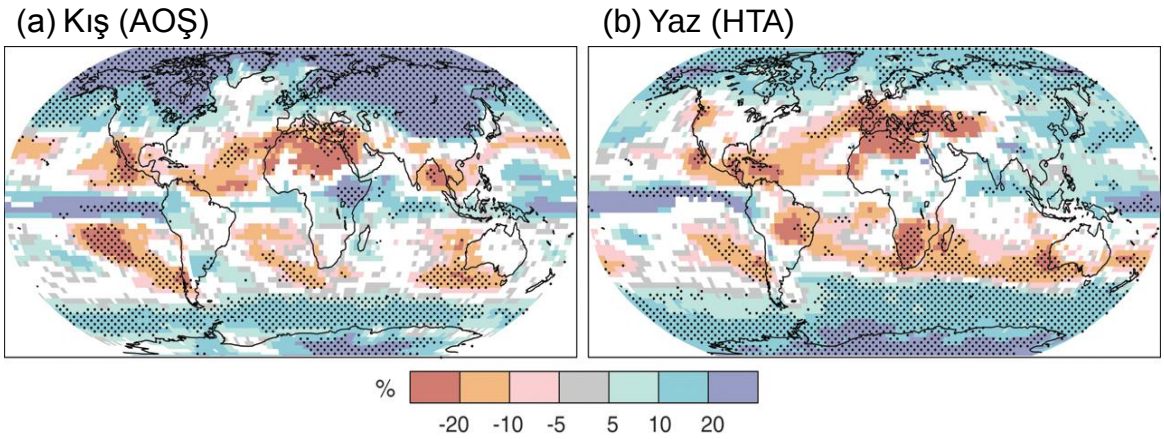
Şekil 7: IPCC (2007)'nin temel aldığı çeşitli sera gazı salım senaryolarına göre, 2100 yılına kadar gerçekleşmesi öngörülen denge iklim duyarlığı sonucunda yıllık ortalama yüzey sıcaklıklarındaki artışların büyüklüğü ve gerçekleşme olasılıkları (Solomon *ve ark.* (2007)'na göre Türkeş (2010b)'ten). Buna göre, 2100 yılına kadarki sıcaklık artışı 3 °C'lik en iyi kestirme değeri ile birlikte büyük bir olasılıkla 2-4.5 °C aralığında olacaktır. 100 yılda 1.5 °C'den küçük ve 5.5 °C'den büyük bir ısınmanın gerçekleşme olasılıkları ise çok küçüktür (% 10 ve daha düşük).

5.2 Yağış Öngörüleri

Çok sayıda senaryoya dayanarak geliştirilen küresel model benzeştirmeleri, küresel ortalama su buharı birikimi ve yağış tutarının 21. yüzyıl süresince artacağını öngörüyor. 21. yüzyılın ikinci yarısına kadar, yağışlar, kışın orta ve yüksek kuzey enlemlerde ve Antarktika'da artabilecektir. Alçak enlemlerdeki kara alanlarında, hem bölgesel artışlar hem de azalışlar bekleniyor.

IPCC 3. Değerlendirme Raporundan günümüze değin, öngörülen alansal ve zamansal yağış değişikliği desenlerinin anlaşılması ve öngörülerin iyileştirilmesi konusunda önemli bir ilerleme sağlanmıştır. IPCC 4. Değerlendirme raporundaki çoklu model ortalamalarına göre, yağış tutarları büyük olasılıkla orta ve yüksek enlemlerde artabilecekken, olasılıkla subtropikal karaların çoğu bölgelerinde yağış tutarları azalabilecektir.

Bazı kurak ve yarıkurak alanların daha da kuraklaşmasıyla birlikte, yağışlarda mevsimlik ve enlemsel kaymalar olabileceği de öngörülüyor. Subtropikal kara alanlarındaki yağış azalmaları, SRES A1B salım senaryosuna dayanan çoklu-model (ortalama) sonuçlarına göre bazı bölgelerde, örneğin, Sahra'da ve Akdeniz Havzası'nda hem kış hem de yaz mevsimlerinde % 20'nin altında olabilecektir (Şekil 8a ve 8b). Bu sonuçlar, subtropikal kuşak karalarında, özellikle kuzey Afrika, Akdeniz Havzası ve Türkiye'de gözlenen yağış azalmalarının başka bir deyişle kuraklaşma eğilimlerinin gelecekte de süreceğini açıkça gösterir. Öte yandan, kışın daha belirgin olmak koşuluyla, genel olarak yağış, yüksek enlemlerde yaz ve kış mevsimlerinde artabilecektir. Yağışların, kışın, arktik ve subarktik bölgelerde, orta enlemler ve tropikal Afrika'da yaza göre daha belirgin artacağı; yazın ise, doğu ve güneydoğu Asya'da ve Antarktika'da kışa göre daha belirgin olarak artacağı öngörülüyor (Şekil 8a ve 8b).



Şekil 8: 1980-1999 dönemi ortalamasına göre 2090-2099 dönemi için kış (a) ve yaz (b) mevsimi toplam yağış tutarlarında gerçekleşmesi öngörülen yağış değişiklikleri (%) (Meehl ve ark., 2007). Hesaplanan göreceli yağış değişikliği değerleri, IPCC'nin SRES A1B salım senaryosuna dayanan çoklu-model ortalamalarıdır. Beyaz alanlar, modellerin % 66'sından daha azının öngörülen değişikliğin işaretiyle uyumlu olduğu (tutarlılık düşük) yerlere karşılık gelirken, noktalı alanlar modellerin % 90'ından daha çoğunun öngörülen değişikliğin sinyali ile uyumlu olduğu (tutarlılık yüksek) yerleri karşılar.

Ortalama yağışlar için bir artışın öngörüldüğü pek çok bölgede, yıldan yıla yağış değişkenliği daha yüksek olabilecektir. Model hesaplamaları, daha sıcak iklim koşulları altında buharlaşmanın artacağını, küresel ortalama yağış tutarında ve şiddetli yağış olaylarının sıklığında bir artış olacağını gösteriyor. Buna karşılık, bazı bölgelerde yağış artışı olurken, başka alanlarda yağış azalışları yaşanacağı; hatta yağışlarda artış olan kara alanlarında artan buharlaşma yüzünden akışlarda ve toprak neminde azalışlar olabileceği öngörülüyor.

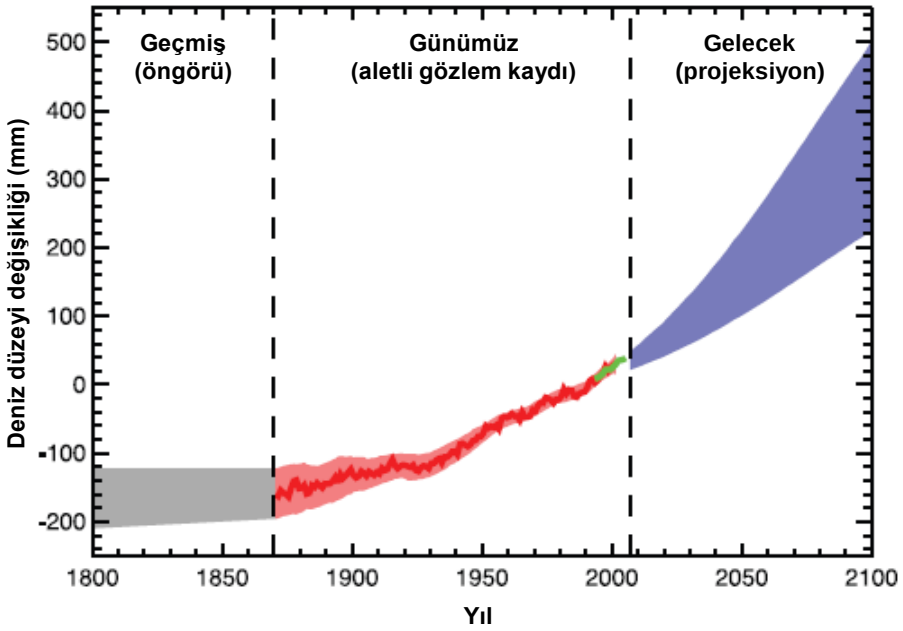
5.3 Kar ve Buz Öngörüleri

SRES senaryolarına (IPCC, 2000) dayanan çeşitli model kestirimleri, kuzey yarımküredeki kar örtüsü ve deniz buzu yayılışının daha da azalacağını öngörüyor. Örtü buzullarının, buz şapkalarının ve vadi buzullarının küresel ölçekteki dikkat çekici geri çekilmesinin 21. yüzyılda da süreceği bekleniyor. Antarktika buz kalkanının, daha fazla yağış nedeniyle kütle kazanması beklenirken, akışlardaki artışın yağıştan fazla olacağı öngörüldüğü için, Grönland buz kalkanının kütle kaybetmesi bekleniyor. Bunların dışında, deniz seviyesinin altında kaldığı için, batı Antarktika buz kalkanının gelecekteki kararlılığı konusunda kaygılar bulunuyor.

5.4 Deniz Düzeyi Değişimleri ve Öngörüleri

Küresel deniz düzeyi Kuvaterner devrinin son buzul çağı Würm'ün şiddetli olduğu yaklaşık 21,000 yıl öncesinden günümüze kadar geçen binlerce yılda yaklaşık 120 m kadar yükselmiş ve günümüzden yaklaşık 3000-2000 yıl önce kararlı bir duruma ulaşmıştır. Çeşitli deniz düzeyi göstergeleri, deniz düzeyinin o zamandan 19. yüzyılın sonuna kadar önemli düzeyde değişmediğini gösterir (Şekil 9). Güncel aletli deniz düzeyi değişikliği kayıtları, deniz düzeyinin 19. yüzyılda yükselmeye başladığına ilişkin kanıtlar sunmaktadır. 20. yüzyıla ilişkin hesaplamalar, küresel ortalama deniz düzeyinin yılda yaklaşık 1.7 mm'lik bir oranla (1.7 mm/yıl) yükseldiğini gösterir (Şekil 9). Bunlara ek olarak, 1990'ların başından beri yapılmakta olan uydu gözlemleri neredeyse küresel ölçekte daha doğru deniz düzeyi verileri sağlamaktadır. Henüz kısa sayılabilecek olan bu uydu altimetresi temelli veri seti, deniz düzeyinin 1993 yılından beri yaklaşık 3 mm/yıl'lık

bir oranla yükselmekte olduğunu gösterir. Bu oran, önceki yarım yüzyıllık dönemin ortalamasından önemli düzeyde daha yüksektir. Kıyısal gel-git ölçümü aletleri bu gözlemi doğrulamakta ve benzer yükselme oranlarının daha önceki on yıllarda oluştuğunu da gösterir.



Şekil 9: 1980-1999 dönemi ortalamasından sapmalara göre, küresel ortalama deniz düzeyi zaman dizisinde geçmişte (gri bant), günümüzde (kırmızı ve uçta yeşil çizgi) ve gelecekte (mavi bant) görülen değişiklikler (IPCC, 2007). Küresel deniz düzeyi ölçümlerinin bulunmadığı 1870 öncesi dönem bir belirsizlik düzeyiyle birlikte tahmin edilmiştir. Kırmızı çizgi gelgit ve deniz düzeyi ölçerlerden elde edilen küresel ortalama deniz düzeyini (aletli gözlem kaydı), kırmızı gölge düzgünleştirilmiş eğriye göre değişim aralığını ve kırmızı çizginin ucundaki yeşil çizgiyse, uydu altimetrelerinden elde edilen küresel ortalama deniz düzeyini gösterir. Mavi bant, 1980-1999 dönemi ortalamasına oranla 21. yüzyıl için IPCC SRES A1B senaryosuna dayananan çeşitli model kestirimlerinin verdiği küresel deniz düzeyi değişim aralığıdır. 2100 sonrası deniz düzeyi değişikliklerinin büyüklüğü, temel alınacak olan sera gazı salım senaryolarına yakından bağlıdır.

IPCC TAR'da temel alınan tüm senaryolara göre, küresel ortalama deniz seviyesinin 1990 ve 2100 arasında yaklaşık olarak 10 cm ile 0.90 cm kadar yükseleceği öngörülmüşken, IPCC FAR'da temel alınan tüm senaryolara göre ise küresel ortalama deniz düzeyinin 20 cm ile 50 cm kadar yükseleceği kestirilmiştir (Şekil 9). IPCC FAR'da 21. yüzyıl için öngörülen yükselme oranları, 1961-2003 döneminde gerçekleşen deniz düzeyi yükselmesinden daha büyüktür. Öngörülen bu yükselme, olasılıkla temel olarak okyanusların termal genleşmesi ile vadi buzulları, buz şapkaları, buz kalkanları (Grönland ve Antarktika) ve deniz buzlarından olan kütle kayıplarıyla (erime) bağlantılı olacaktır.

6. SONUÇ

İklim Değişikliği günümüzde üzerinde en çok durulan, en çok bilimsel araştırma yapılan ve hükümetlerarası düzeyde en çok tartışılan küresel değişiklik konularının başında gelmektedir. Öngörülen iklim değişiklikleri, su kaynakları, tarım, doğal ekosistemler ve insan sağlığı üzerinde hem olumlu hem de olumsuz etkilere sahiptir. İklimdeki

değişiklikler büyüdükçe, olumsuz etkilerin egemenliği de artar. Sosyoekonomik sektörler (örn. tarım, ormancılık, balıkçılık, su kaynakları ve insan yerleşmeleri, vb.), kara ve su ekosistemleri ile insanoğlunun gelişimi ve refahı için çok yaşamsal olan insan sağlığı, iklim ekstremlerindeki ve iklimsel değişebilirlikteki değişikliklerde olduğu kadar, iklim değişikliğinin büyüklüğüne ve oranına karşı oldukça duyarlıdır.

Etkileri açısından bu kadar çok farklı ve önemli değişiklik öngörüsü, uyumun, iklim değişikliğinin etkilerini en aza indirme çabalarını sürdürme ve tamamlama açısından gerekli ve yaşamsal bir strateji olduğunu gösterir. Sera gazı salımlarının bugünkü düzeyinde ya da üzerinde sürmesi, daha fazla ısınmaya ve büyük olasılıkla, iklim sisteminde 21. yüzyıl süresince 20. yüzyılda gözlenenden daha büyük düzeylerde olabilecek birçok değişikliğe neden olacaktır. İnsan kaynaklı ısınma ve deniz seviyesi yükselmesi, sera gazı birikimleri belirli bir düzeyde durdurulsa bile, iklim süreçleri ve geri beslemeleri ile bağlantılı zaman ölçeklerinin çok değişik ve uzun olması yüzünden, yüzyıllarca sürebilecektir. Bu da, toplumlar için olumsuz sonuçlar yaratarak, kalkınmanın önünde büyük bir engel oluşturacaktır. Öngörülen iklim değişikliklerini ve bu değişikliklerin, sosyoekonomik sektörler, doğal ekosistemler ve insan sağlığı üzerindeki olası olumsuz etkilerini en aza indirmenin en önemli yolu, insan kaynaklı sera gazı salımlarını azaltmak ve yutakları çoğaltmaktır.

KAYNAKLAR

Hartmann, D. L. 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, San Diego.

IPCC. 2000. Special Report on Emissions Scenarios – A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), (Nakićenović, *et al*., lead authors), Cambridge University Press, New York.

IPCC, 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (*eds*.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881 pp.

IPCC, 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., et al. (*eds*.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jansen, E. *et al*. 2007. Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (*eds*.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Keeling, C.D., Whorf, T.P. 2009. http://cdiac.ornl.gov/ftp/trends/co2/maunaloa.co2.

Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather, 2007: Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. et al. (*eds*.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Meehl, G.A. *et al*. 2007. Global Climate Projections. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L.

Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Solomon, S. *et al*. 2007. Technical Summary. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Trenberth, K.E. *et al*. 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Türkeş, M. 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **16**: 1057-1076.

Türkeş, M. 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **18**: 649–680.

Türkeş, M. 1999. Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences* **23**: 363-380.

Türkeş, M. 2001. Hava, İklim, Şiddetli Hava Olayları ve Küresel Isınma. T.C. Başbakanlık Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü 2000 Yılı Seminerleri, Teknik Sunumlar, Seminerler Dizisi 1: 187-205.

Türkeş, M. 2003a. Küresel İklim Değişikliği ve Gelecekteki İklimimiz. M. Türkeş, (*ed*.): 23 Mart Dünya Meteoroloji Günü Kutlaması Gelecekteki İklimimiz Paneli, Bildiriler Kitabı, 12-37, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 23 Mart 2003, Ankara.

Türkeş, M. 2003b. Spatial and temporal variations in precipitation and aridity index series of Turkey. In: Hans-Jürgen Bolle, (*ed*.): Mediterranean Climate – Variability and Trends, Regional Climate Studies. Springer Verlag, Heidelberg, pp. 181-213.

Türkeş, M. 2004. Küresel İklim Değişikliği ve Olası Sonuçları. *Hava kuvvetleri Dergisi* **348**: 70-77.

Türkeş, M. 2007. Türkiye'nin kuraklığa, çölleşmeye eğilimi ve iklim değişikliği açısından değerlendirilmesi. *Pankobirlik* **91**: 38-47.

Türkeş, M. 2008a. Gözlenen iklim değişiklikleri ve kuraklık: Nedenleri ve geleceği. *Toplum ve Hekim* **23**: 97-107.

Türkeş, M. 2008b. İklim değişikliği ve küresel ısınma olgusu: Bilimsel değerlendirme. Küresel Isınma ve Kyoto Protokolü: İklim Değişikliğinin Bilimsel, Ekonomik ve Politik Analizi (*Yayına Hazırlayan*, E. Karakaya), 21-57. Bağlam Yayınları No. **308**, Bağlam Yayıncılık, İstanbul.

Türkeş, M. 2010a. Küresel İklim Değişikliği: Başlıca Nedenleri, Gözlenen ve Öngörülen Değişiklikler ve Etkileri (Global Climate Change: Principal Causes, Observed and Predicted Changes and Their Impacts). Çağrılı Bildiri (*Invited Paper*), Uluslararası Katılımlı 1. Meteoroloji Sempozyumu Bildiri Kitabı, 9-38. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 27-28 Mayıs 2010, Ankara.

Türkeş, M. 2010b. Klimatoloji ve Meteoroloji (Climatology and Meteorology). Birinci Baskı, Kriter Yayınevi - Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII sayfa, İstanbul.

Türkeş, M., Erlat, E. 2003. Precipitation changes and variability in Turkey linked to the North Atlantic Oscillation during the period 1930-2000. *International Journal of Climatology* **23**: 1771-1796.

Türkeş, M., Erlat, E. 2005. Climatological responses of winter precipitation in Turkey to variability of the North Atlantic oscillation during the period 1930–2001. *Theoretical and Applied Climatology* **81**: 45–69.

Türkeş, M., Sümer, U. M. 2004. Spatial and temporal patterns of trends and variability in diurnal temperature ranges of Turkey. *Theoretical and Applied Climatology* **77**: 195-227.

Türkeş, M., Tatlı, H. 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology* **29**: 2270–2282.

Türkeş, M., Koç, T., Sarış, F. 2007. Türkiye'nin yağış toplamı ve yoğunluğu dizilerindeki değişikliklerin ve eğilimlerin zamansal ve alansal çözümlemesi. *Coğrafi Bilimler Dergisi* **5**: 57-74.

Türkeş, M., Akgündüz, A. S., Demirörs, Z. 2009a. Palmer Kuraklık İndisi'ne göre İç Anadolu Bölgesi'nin Konya Bölümü'ndeki kurak dönemler ve kuraklık şiddeti. *Coğrafi Bilimler Dergisi* **7**: 129-144.

Türkeş, M., Koç, T., Sarış, F. 2009b. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology* **29:** 1056-1074.

Türkeş, M., Sümer, U. M., Demir, İ. 2002a. Türkiye'nin günlük ortalama, maksimum ve minimum hava sıcakları ile sıcaklık genişliğindeki eğilimler ve değişiklikler. Prof. Dr. Sırrı Erinç Anısına Klimatoloji Çalıştayı 2002, Bildiriler Kitabı, 89-106. Ege Üniversitesi Coğrafya Bölümü, 11-13 Nisan 2002, İzmir.

Türkeş, M., Sümer, U. M., Demir, İ. 2002b. Re-evaluation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999. *International Journal of Climatology* **22**: 947-977.

Türkeş, M., Sümer, U. M., Yıldırım, Y. E. 2005. GAP Bölgesi'nde gözlenen uzun süreli iklimsel değişimlerin ve eğilimlerin zaman dizisi çözümlemeleri. Ulusal Coğrafya Kongresi 2005 (Prof. Dr. İsmail Yalçınlar Anısına), 29-30 Eylül 2005, Bildiriler Kitabı, 373-384. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi, Beyazıt, İstanbul.

Wallace, J. M., Hobbs, P. V., 2006: Atmospheric Science, An Introductory Survey, Second Edition. Elsevier Academic Press, New York, 483 pp.

WMO. 1999. WMO Statement on the Status of the Global Climate in 1998. WMO-No. **896**, World Meteorological Organization, Geneva.

BÖLGESEL İKLİM MODELİ PROJEKSİYONLARI; ECHAM5-B1

İsmail DEMİR
Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, İklim ve İklim Değişikliği Şube Müdürlüğü, 06120 Kalaba, ANKARA, idemir@dmi.gov.tr

ÖZET
Bu çalışmada, Türkiye için sıcaklık, yağış ve yüzey akışı parametrelerinde gelecekte muhtemel değişimleri belirlemek için İtalya Uluslararası Teorik Fizik Merkezi'nin RegCM3 bölgesel iklim modeli kullanıldı. Bölgesel iklim değişikliği simülasyonları için ECHAM5 küresel modelin SRES B1 senaryosu seçildi.
Elde edilen sonuçlara göre Türkiye ve bölge ülkelerini de kapsayan çalışma alanı için sıcaklıklardaki belirgin değişikliklerin 2050 yılından sonra gözlendiği ve en yüksek değişimlerin (3-4 °C) ise özellikle güney bölgelerimizde yaz mevsiminde gerçekleşeceği beklenmektedir. Yağışlardaki belirgin değişikler kış mevsiminde ülkemizin güney kesimlerinde azalmalar şeklinde beklenirken kuzeydoğu bölümlerde ise artışlar beklenmektedir. Yağışta azalma beklenen bölgelerde kuraklık tehdidi artarken yağışta artış öngörülen bölgelerde ise sel ve taşkın riskleri artacaktır. Sıcaklık artışına bağlı olarak özellikle Doğu Anadolu Bölgesinde kar kalınlıklarında beklenen azalma yüzey akışlarını azaltmasının yanında erken erimeden dolayı mevsimsel kaymalara neden olacaktır. Kar kalınlıklarındaki değişim ise bölgedeki su potansiyelini olumsuz yönde etkileyecektir.

Anahtar kelimeler: *İklim değişikliği, iklim modeli, RegCM3, sıcaklık, yağış, yüzey akışı.*

ABSTRACT
In this study, RegCM3, the regional climate model of International Centre for Theoretical Physics in Italy, was used to obtain future temperature, precipitation and runoff potential expected changes for Turkey. We choose ECHAM5 output for the SRES B1 scenario for regionalization of climate change simulations.
According to the results, for Turkey and her neighboring countries located study area, the significant changes on temperatures will be seen after 2050 and the maximum changes will range 3-4 ° C in summer season over southern regions. Significant changes in precipitation will be expected in winter season decreasing over southern part and increasing over northeastern part of Turkey. Drought threat will be expected over the decreasing areas while increasing in precipitation will cause to flood risks. Depending on the temperature increase, expected decrease of snow depth will cause decrease in surface runoff at the Eastern Anatolia region, besides, due to the earlier snow melting seasonal shifts will occur. Water potential will be negatively affected by decreasing in snow depth at this region.

Key words: *Climate change, climate model, RegCM3, temperature, precipitation, runoff.*

GİRİŞ
İklim sistemini anlamak, geleceğe yönelik tahminler oluşturmak ve model içerisindeki belirsizliklerin en az düzeye indirilmesi amacıyla yapılan çalışmaların önemi gün geçtikçe artmaktadır. Gelişen teknolojiye paralel olarak bilgisayar sistemlerindeki gelişmelerle birlikte hesaplama gücünün artması bu çalışmaların gelişmesinde en önemli faktörlerdendir. Farklı çözünürlük ve kabullere dayanan dünya üzerinde iklim sistemiyle ilgili birçok model kullanılmaktadır. Bu modeller kullanıldıkları amaca göre farklılıklar göstermektedirler. Büyük ölçekte yapılan öngörülerde genel dolaşım modelleri kullanılmaktadır. Çözünürlüğü 200 km civarında olan genel dolaşım modellerinin (GDM) dışında, daha yüksek çözünürlüğe sahip bölgesel iklim modelleri de yaygın olarak

kullanılmaktadır. Genel dolaşım modellerinin bölgesel ihtiyaçlara cevap verememesi bölgesel iklim modellerinin başlıca çıkış noktasıdır. Artık sadece iklimsel ortalamalar insanlığın ihtiyaçlarına yetmemektedir. Sayısal hava tahmin modelleri ile 10 güne kadar kabul edilebilir nitelikte hava tahminleri yapılabilmektedir. GDM'ler ile 50-100 yıllık simülasyonlar yapılabilmektedir. Ama çözünürlükler çok az (200 km) olduğundan yerel anlamda istenilen verim alınamamaktadır. İşte bu iki modelin yapılmasına izin vermediği simülasyonları yani hem lokal etkileri içine alma hem de daha uzun dönemlerde iklimi simüle etme işlevini Bölgesel İklim Modelleri üstlenmektedir. Çözünürlüğü sayısal hava tahminlerine yakın bu modeller bugün artık dünyanın değişik iklimsel özelliklerine sahip bölgelerinde yaygın olarak kullanılmaktadır (Önal B.,2001).

Dünya Meteoroloji Teşkilatı (WMO) ve Birleşmiş Milletler Çevre Programı (UNEP) tarafından 1988 yılında kurulan Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli (IPCC)'nin düzenli aralıklarla yayınladığı değerlendirme raporlarında iklim değişikliği ile ilgili birçok sorulara bilimsel yanıtlar bulunurken iklim değişikliğinde gelinen son nokta gözlemler, araştırmalar ve değerlendirmelere dayalı olarak ortaya konmaktadır. Rapor sonuçları küresel ve kıtasal ölçekte anlamlı olmakla birlikte ülke, havza ve tarımsal bölge için yeterli ayrıntı içermemektedir. Ülkelerin olası iklim değişikliğinin etkilerini belirlemesi ve önlemlerini alabilmesi için bölgesel ayrıntılar içeren gelecek iklim değişikliği senaryolarını oluşturması gerekecektir. İklim değişikliğinin etkileri alansal ve zamansal ölçekte farklılık göstereceğinden hangi bölgelerde hangi sektörlerin hangi düzeyde etkileneceğinin belirlenmesi, ülkelerin iklim değişiklinin sonuçlarına hazırlıklı olması ve iklim değişikliğine uyum bakımından çok önemlidir (Demir ve ark.2007).

Türkiye'nin, IPCC Dördüncü Değerlendirme Raporu'na göre, küresel ısınmadan en çok etkilenecek bölgelerden biri olan Akdeniz Havzası'nda yer alması nedeniyle, iklim değişikliğinin etkilerinin önlenmesi ya da en aza indirilmesi bakımından Türkiye'nin gelecekteki ikliminin tahmin edilmesi büyük önem taşımaktadır (Demir ve ark.2008). Türkiye ve bölgesi için iklim değişikliği öngörülerine yönelik bölgesel iklim modeli çalışmaları son dönemde artmasına rağmen halen sınırlıdır. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİ) ile İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nün ortaklaşa yürüttüğü, "Türkiye için İklim Değişikliği Senaryoları" TÜBİTAK projesi, bu tür çalışmaların ilklerinden sayılabilir. Proje kapsamında insan kökenli etkiler sonucu oluşmuş ve oluşacak iklim değişikliklerinin Türkiye ve bölgesine nasıl yansıyacağı araştırılmıştır.

Bu çalışmada yukarıda bahsedilen "Türkiye için İklim Değişikliği Senaryoları" TÜBİTAK projesi ile gerçekleştirilen çalışmanın DMİ tarafından tamamlanan kısımlarına ait sonuçlar ve değerlendirmeler verilmektedir.

MATERYAL ve YÖNTEM

Çalışmada ECHAM5 küresel sirkülasyon modelinin IPCC-SRES senaryo ailesinden B1 senaryosuna ait çıktısı kullanılmıştır. ECHAM5, merkezi Almanya'da bulunan Max Planck Enstitüsü tarafından geliştirilmiş ve IPCC raporlarında yer alan bir küresel modeldir. Çalışmada IPCC-SRES 'in 4 ana senaryo ailesinden (A1, A2, B1 ve B2) birisi olan B1 senaryosu kullanıldı. B1 senaryosu en olumlu senaryo ailesidir ve senaryonun kabullerinde nüfusun 21. yüzyılın ortalarına kadar artacağı ve ardından düşeceği kabul edilir. Daha verimli kaynak kullanımı ile temiz teknolojilerin üretim sektöründe hakim olduğu bir dünya öngörülmektedir.

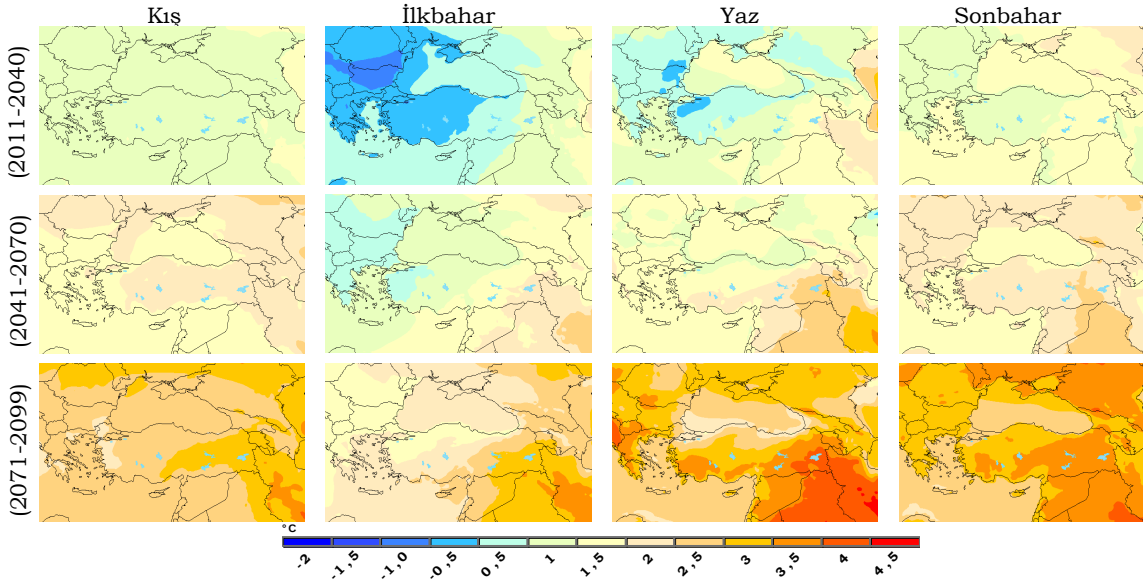
Dinamik ölçek küçültme yöntemi için RegCM3 bölgesel iklim modeli kullanılmıştır. İtalya'daki Uluslararası Teorik Fizik Merkezi (ICTP) tarafından geliştirilen RegCM3

(Giorgi ve diğ.1993a,b) temel denklemli, hidrostatik, sıkıştırılabilir ve sigma basınç seviyelerinden oluşan bir sınırlı alan atmosfer modelidir. RegCM3 model fiziği, yer yüzey modeli BATS (Dickinson ve diğ., 1993), yerel olmayan sınır tabaka şeması (Holtslag ve diğ., 1990), ısı transfer paketi CCM3 (Kiehl ve diğ., 1996), okyanus yüzey akı parametrizasyonu (Zeng ve diğ., 1998), açık nem şemasının (Hsie ve diğ., 1984) basit bir versiyonu, bulutların alt grid ölçekli değişkenliğini açıklayan geniş bir ölçekli bulut ve yağış şeması (Pal ve diğ., 2000) ve kümülüs konveksiyonu için çeşitli seçenekler (Anthes, 1977; Grell, 1993; Emanuel ve Zivkovic-Rothman, 1999) kullanır.
ECHAM5 küresel modelinin B1 SRES emisyon senaryosuna ait çıktısı RegCM3 bölgesel iklim modeli kullanılarak yatay çözünürlüğü 27 km'ye indirgenmiştir. Modelin çalışma alanı Türkiye merkezli olup 144x100 grid matrisindedir ve 18 sigma seviyesi seçilmiştir. Ayrıca kümülüs konveksiyonu parametrizasyonu olarak Grell kümülüs konveksiyon yağış Şeması (Grell, 1993) kullanılmıştır. Bölgesel model ile ilk olarak küresel modele ait 20C/RF kontrol çıktıları kullanılarak 1961–1990 dönemi için kontrol simülasyonları yapılmıştır. Gelecek dönem simülasyonları için model aynı parametreler ile 2001–2099 yılları arası için çalıştırılmıştır. Elde edilen simülasyonlar otuzar yıllık ortalamalara göre 1961–1990 periyodundan farkı alınarak değerlendirilmiştir. Çalışmada sıcaklık, yağış ve yüzey akışı olmak üzere 3 adet iklim parametresi mevsimlik olarak değerlendirilmiştir.

BULGULAR

a) Sıcaklık Öngörüleri

Model sonuçları otuzar yıllık periyotlara göre mevsimlik değişimler şeklinde modelin 1961–1990 (RF) periyoduna göre değişimleri hesaplanmıştır (Şekil 1).



Şekil 1. 2011-2099 yılları için ECHAM5 B1 senaryosuna göre Türkiye ve Bölgesi için öngörülen sıcaklık değişimi haritası (°C).

Yakın periyot olarak seçilen 2011–2040 döneminde sonbahar ve kış mevsiminde Türkiye genelinde 1 -1.5 °C ulaşan sıcaklık artışlarına karşın yaz ve ilkbahar mevsiminde doğu bölgelerde hafif artış ve batı bölgelerde düşüşler beklenmektedir. Yakın periyotta ilkbahar mevsiminde Ordu - Antalya hattının batısında kalan alanlarda sıcaklıklarda 0.5°C'ye ulaşan düşüşler tahmin edilmektedir. İlkbahar mevsimindeki bu düşüş özellikle Bulgaristan ve Romanya'nın güney kısımlarında 1.0 °C ulaşması beklenmektedir. İkinci periyot olarak seçilen 2041–2070 döneminde ise sıcaklığın genelde 0.5 ile 2.0°C arasında değişen oranlarda artacağı öngörülmektedir. İklim değişikliğinin en fazla görülmesi

beklenen uzak periyot olarak belirttiğimiz 2071–2099 döneminde ise sıcaklıklarda artışlar önceki periyoda göre daha da netleşmektedir. Türkiye genelinde bölgelere göre farklılık gösterecek artışın 1.5 ile 4.0°C arasında değişmesi öngörülmektedir. En yüksek sıcaklık değişimleri ise yaz ve sonbahar mevsiminde özellikle güney ve güney doğu bölgelerde 4.0°C'ye ulaşan artışlar tahmin edilmektedir. Aynı senaryonun 2071-2099 dönemi için model çalışma alanı içerisinde yer alan ülkeler bazında hesaplanan alansal yıllık ortalama sıcaklık değişimleri ise Tablo 1'de verilmiştir. Sıcaklık değişimi güney ve doğu bölgelerde Irak, Ermenistan, Ürdün ve Suriye'yi içeren alanda daha yüksek iken Bulgaristan, Yunanistan, Sırbistan ve Romanya'yı içeren bölgede ise değişim daha düşük olacağı beklenmektedir.

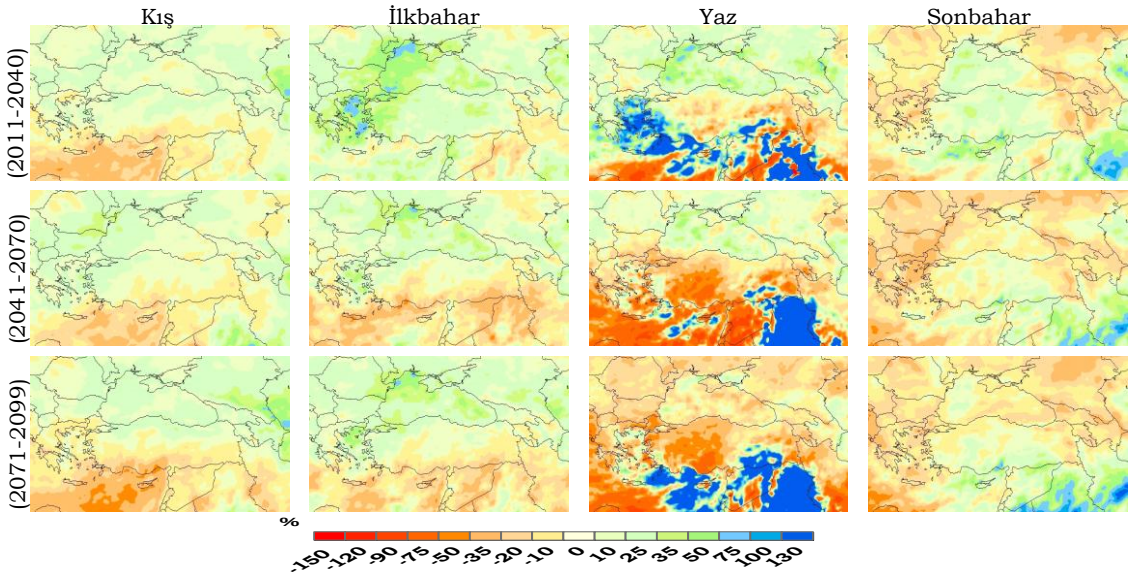
Tablo 1. Model alanı içerisinde yer alan ülkelerin sınırları itibariyle ECHAM5-B1 senaryosuna göre ortalama sıcaklık değişimleri ((2071-2099)-(1961-1990)).

Ülkeler	Minimum (°C)	Maksimum (°C)	Ortalama (°C)
Azerbaycan	2,3	3,0	2,6
Arnavutluk	2,3	2,6	2,5
Ermenistan	2,5	3,0	2,8
Bosna-Hersek	2,2	2,6	2,4
Bulgaristan	1,9	2,4	2,2
Gürcistan	2,0	3,0	2,5
Yunanistan	2,0	2,5	2,3
Hırvatistan	2,3	2,6	2,5
Macaristan	2,4	2,5	2,5
İsrail	2,2	2,7	2,4
Irak	2,9	3,4	3,1
Ürdün	2,5	3,0	2,8
Moldavya	2,3	2,6	2,5
Makedonya	2,3	2,5	2,4
Karadağ	2,3	2,6	2,4
Romanya	2,1	2,5	2,4
Slovenya	2,4	2,6	2,4
Sırbistan	2,2	2,5	2,3
Suriye	2,3	3,1	2,8
Türkiye	1,6	3,3	2,5
Batı Şeria	2,4	2,6	2,5
Kuzey Kıbrıs Türk Cumhuriyeti	2,3	2,5	2,4

Türkiye için alansal olarak ortalama 2.5 °C sıcaklık değişimi öngörülmektedir. Bu değişimin en düşük değeri 1.6 °C ile Karadeniz kıyıları ve Marmara denizi çevresinde ortaya çıkarken, en yüksek değişim ise 3.3 °C ile güney ve güneydoğuda beklenmektedir (Tablo 1).

b) Yağış öngörüleri

Toplam yağış miktarındaki değişimler mevsimlik ve % oranı olarak hesaplanmış ve 30 yıllık periyotlar halinde değerlendirilmiştir (Şekil 2). Model sonuçlarına göre 2011–2041 döneminde yağışların kış mevsiminde Türkiye'nin güney ve güneydoğu bölümlerinde %10-20 oranında azalmaya karşın, diğer alanlarda özellikle kuzey bölgelere doğru yağışlarda %20'lere ulaşan artma beklenmektedir.

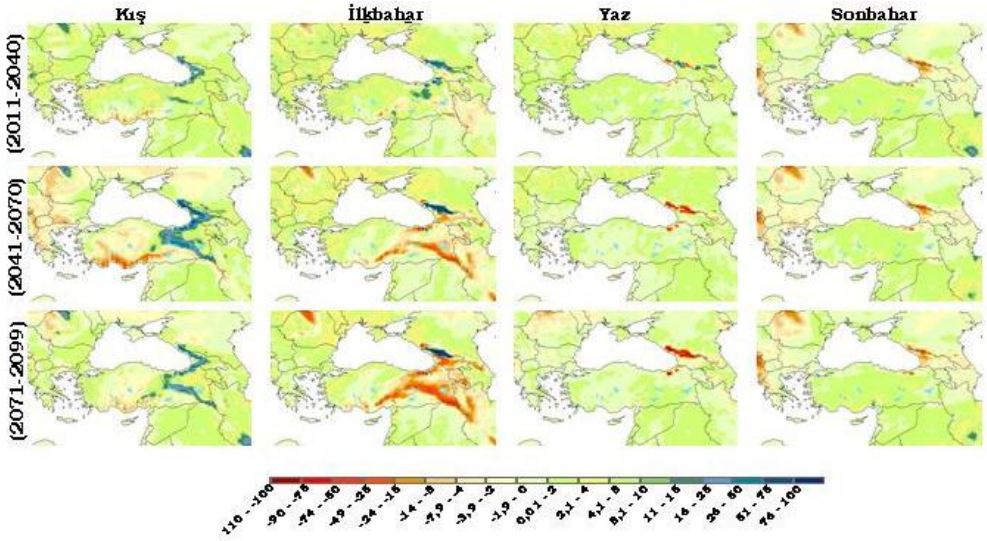


Şekil 2. 2011-2099 yılları için ECHAM5 B1 senaryosuna göre Türkiye ve Bölgesi için öngörülen yağış değişimi haritası (%).

Sonbahar mevsiminde Trabzon - Şırnak hattının doğusunda kalan alanlarda alansal değişimler göstermekle birlikte %30'lara ulaşan düşüşler, diğer alanlarda ise %10–25 oranında artışlar tahmin edilmektedir. İlkbahar mevsiminde batı bölgelerde %35 oranına ulaşan artış diğer alanlarda %10–20 arasında olacağı beklenmektedir. Kış mevsiminde 2011–2040 döneminde güney ve güneydoğu bölgelerindeki %10'luk azalma oranı, 2071–2099 periyodunda güney ve güneydoğu bölgelerinin yanı sıra iç bölgelere doğru genişleyerek %35-50'lere ulaşacaktır. Sonbahar mevsiminde doğu bölgelerinde yakın dönemde beklenen düşüşün 2099 yılına kadar devam edeceği bunun yanında özellikle Marmara, Ege bölgesi ve yer yer iç bölgelerde olmak üzere yağışta azalma beklenmektedir. Marmara bölgesinde beklenen azalma oranı ise %35 seviyesine kadar ulaşabilecektir. Yaz mevsiminde ise Kıyı Ege ve güney bölgelerde alansal olarak artışlar beklenirken İç Anadolu, Akdeniz, Orta ve Batı Karadeniz ile Marmara bölgelerinde azalma beklenmektedir.

c) Yüzey akışı öngörüleri

Su kaynakları açısından önemli bir parametre olan yüzey akışındaki değişim 30 yıllık periyotlar halinde mevsimlik olarak incelenmiştir (Şekil 3). Bu parametredeki değişiklik hem sıcaklık hem de yağıştaki değişikliklerden etkilenmektedir.



Şekil 3. 2011-2099 yılları için ECHAM5 B1 senaryosuna göre Türkiye ve Bölgesi için öngörülen yüzey akışı değişimi haritası (%).

En yüksek değişimin kış ve ilkbahar mevsiminde 2041–2099 döneminde gerçekleşeceği beklenmektedir. Kış mevsiminde doğudaki %30-45 oranında yüzey akışı artışı, güneyde 2041-2070 döneminde Toros Dağları boyunca %20 oranında azalma olarak görülecektir. Kış mevsiminde Doğu Anadolu bölgesinde beklenen yüzey akışı artışına sıcaklık artışı ile birlikte daha az kar birikmesi ve kar alanlarının daha hızlı erimesi gösterilebilir. Güneyde Toros Dağları boyunca 2041–2070 periyodunda yüzey akışının %20'ye ulaşan azalması yağışta beklenen azalmanın bir sonucudur. İlkbahar mevsiminde ise hem doğu bölgelerimizde hem de Güney Toros Dağları boyunca azalma beklenmektedir. Referans periyoduna (1961–1990) göre 2041–2099 döneminde ilkbahar mevsiminde yüzey akışının %20-45 oranında azalması beklenmektedir. İlkbahar mevsiminde yüzey akışının azalmasının nedeni ise sıcaklık artışına bağlı olarak bölgedeki kar varlığının kış mevsiminde erimesi ile ilkbahar mevsimine daha az kar varlığının kalması ve aynı zamanda yağış miktarında beklenen azalmadır.

SONUÇ

İklim değişikliğinin olumsuz sonuçlarına ülkelerin hazırlıklı olması, tarımdan insan sağlığına kadar tüm sektör ve sistemlere iklim değişikliğinin etkilerinin değerlendirilmesi için gelecekte iklimin nasıl değişeceğine ilişkin öngörülere (projeksiyonlara) gereksinim bulunmaktadır. Küresel iklim öngörüleri için kullanılan modellerin sonuçları, çözünürlüklerinin düşük olması nedeniyle bölgesel ve yerel düzeyde ayrıntılar bakımından yetersiz kaldığından etki değerlendirme ve uyum çalışmalarının ihtiyaçlarına cevap verememektedir.

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü ile İTÜ Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü'nün ortaklaşa yürüttüğü, "Türkiye için İklim Değişikliği Senaryoları" TÜBİTAK projesi ile sayısal bölgesel iklim simülasyonları ve istatistik analizler gerçekleştirilerek, Türkiye için ilk iklim öngörü verilerine kavuşulmuştur.

Bu makalede Proje kapsamında Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünce RegCM3 Bölgesel İklim Modeli'nin 1961-1990 ve 2001-2099 dönemleri için ECHAM5 B1 senaryosu ile 27 km. çözünürlüğünde elde ettiği sonuçlardan sıcaklık, yağış ve yüzey akışına ait değerlendirmeler yapılmıştır.

Model sonuçlarına göre sıcaklıklarda yakın dönem için (2011-2040) yer yer soğumalarla birlikte fazla değişiklik öngörülmezken ilerleyen dönemlerde özellikle 2071-2099 döneminde artışın bölgesel olarak farklılık göstermekle birlikte 1.5-4.0 °C arasında olması beklenmektedir. En yüksek sıcaklık artışı ise yaz ve sonbahar mevsiminde güney ve güney doğu bölgelerde gerçekleşmesi beklenirken artış oranı 2071–2099 dönemi için ortalama 3-4 °C arasında olacağı tahmin edilmektedir.

En önemli iklim parametrelerinden bir diğeri olan yağış miktarındaki değişim ise yakın dönemde (2011–2040) kış mevsiminde güney, sonbahar mevsiminde Doğu Anadolu'nun doğusu dışında genelde %10-25 oranında artış, yaz mevsiminde ise Türkiye genelinde azalma beklenmektedir. İlerleyen dönemlerde ise kış mevsiminde güney bölgelerdeki azalmalar 2071–2099 döneminde alansal olarak değişmekle birlikte azalma oranlarının %35-50'ler ulaşacağı tahmin edilmektedir. Sonbahar mevsiminde, 21. yüzyılın sonunda güney bölgelerimizde %20-35'lere ulaşan artış, Marmara, Batı ve Doğu Karadeniz ile Doğu Anadolu'nun doğusunda %10-20 oranında azalma olacağı tespit edilmiştir. İlkbahar mevsiminde ise 2011–2040 döneminde Türkiye genelinde beklenen yağış artışı Marmara ve Ege bölgelerinde %35'lere ulaşmaktadır.

Yüzey akışlarının kış mevsiminde özellikle kar potansiyelinin yüksek olduğu bölgelerimizde artış göstermesi bu alanlarda sıcaklık artışı ile birlikte bölgedeki kar potansiyelinin bu mevsimde daha fazla eriyeceğinin bir göstergesidir. Kış mevsiminde erken erime ne yazık ki ilkbahar mevsiminde olması gereken yüzey akışının da zayıflamasına neden olacaktır. Modelimizin yüzey akışı için ürettiği öngörünün bu ilişki ile uyumlu olduğu ve kış mevsiminde yüzey akışının %30-45 oranında artacağı, ilkbahar mevsiminde ise %20-45 oranında düşeceği hesaplanmıştır. Yüzey akışı bilindiği gibi sıcaklık ve yağışla doğrudan ilişkili olduğundan bölgedeki sıcaklıktaki artış ve yağış potansiyelindeki azalma bu bölgelerde yüzey akışını olumsuz yönde etkileyecektir. Bölgedeki akarsu yataklarında kış mevsiminde daha fazla su akışının gözlenmesi beklenirken bahar ve diğer mevsimlerde ise olması gerekenin oldukça altında gerçekleşmesine neden olacaktır. Bölgenin sulama ve su ihtiyacı, yer altı su dengesi bu durumdan olumsuz etkilenecektir.

Genel olarak değerlendirildiğinde Türkiye ve bölgesini içerisine alan bu çalışma sonuçları, yüzyılın sonlarına doğru mevsimlere göre faklılık gösterse de sıcaklık artışının ortalama 2-4 °C arasında gerçekleşeceğini göstermektedir. Türkiye için 2070-2099 döneminde alansal olarak hesaplanan yıllık ortalama sıcaklık değişimi 2.5 °C iken en düşük değişim 1.6 °C ile Karadeniz kıyıları ve Marmara denizi çevresinde, en yüksek değişim ise 3.3 °C ile güney ve güneydoğu bölgelerimizde beklenmektedir.

Yağışlar alansal olarak farklılık göstermekle birlikte özellikle yağışlarımızın yaklaşık %40'nın gerçekleştiği kış mevsiminde yüzyılın sonlarında Marmara, Ege, Akdeniz ve Güney Doğu Anadolu bölgelerinde yağışın %10-45 arasında azalacağı beklenmektedir. Yağışlarda öngörülen azalma su kaynaklarını ve tarımsal üretimi olumsuz etkileyecektir. Yağışta azalma beklenen bölgelerde kuraklık tehdidi artarken, yağışta artış öngörülen bölgelerde ise sel ve taşkın riskleri artacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, TÜBİTAK 105G015 numaralı proje kapsamında gerçekleştirilmiş ve hesaplama kaynakları Ulusal Yüksek Başarımlı Hesaplama Merkezi (UYBHM), 20172007 ve Ulukbim desteğiyle, sağlamıştır.

KAYNAKÇA

Anthes, R.A., 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, Mon. Weather Rev., 117, 1423-1438

Demir, İ. Kılıç, G., Coşkun, M., 2007. "PRECIS Regional Climate Model Studies for Turkey and Its Region". I. National Climate Change Conference - TİKDEK 2007. 11 - 13 April, 2007, Istanbul.

Demir, İ. Kılıç, G., Coşkun, M., 2008."Climate Change Projections for Turkey-PRECIS Regional Climate Model HadAM3P SRES A2 Scenarios". IV. Atmospheric Sciences Semposium, Proceedings, p. 365-373. ITU Faculty of Aeronautics and Astronautics, Department of Meteorological Engineering, 25-28 March 2008,Istanbul.

Dickinson, R., Henderson-Sellers, A. and Kennedy, P.,1993: Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the ncar community climate model, Technical report, National Center for Atmospheric Research.

Emanuel, K.A., and M. Zivkovic-Rothman, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, J. Atmos. Sci., 56, 1766-1782.

Giorgi, F., M.R. Marinucci, and G.T. Bates, 1993a: Development of a second generation regional climate model (RegCM2), I, Boundary layer and radiative transfer processes, Mon. Wea. Rev., 121, 2794-2813.

Giorgi, F., M.R. Marinucci, G. De Canio, and G.T. Bates, 1993b: Development of a second generation regional climate model (RegCM2), II, Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions, Mon. Weather Rev., 121, 2814-2832.

Grell, G.,1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameteriza tions, Mon. Wea. Rev.

Holtslag, A., de Bruijn, E., and Pan., H. L., 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. Mon. Wea. Rev., 118, 1561–1575.

Hsie, E.Y., R.A. Anthes, and D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere, J. Atmos. Sci., 41, 2581-2594.

Kiehl, J., Hack, J., Bonan, G., Boville, B., Breigleb, B., Williamson, D., and Rasch, P., 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR / TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research.

Onal, B, "Türkiye ve Civarı İkliminin Bölgesel Bir İklim Modeliyle Simülasyonu: Yüzey Koşullarına Duyarlılık" Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 2001.

Onol B., Semazzi, F., Unal, Y. S., Dalfes H. N., 2007. "Regional Climatic Impacts of Global Warming over the Eastern Mediterranean", Proceedings of the International Conference on Climate Change and Middle East; Past, Present and Future, 20-23 November 2006, İstanbul.

Onol, B. and Semazzi, F., H., 2007. Regionalization of Climate Change Simulations over Eastern Mediterranean, Journal of Climate. Submitted.

Pal, J., Small, E. and Eltahir, E., 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm, J Geophys Res-Atmospheres.

Zeng, X., Zhao, M. and Dickinson, R. E., 1998: Intercomparison of bulk aerodynamic algoriths for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data, Journal of Climate

SRES A1B SENARYOSU ALTINDA 2010-2040 YILLARI ARASI TÜRKİYE İKLİM PROJEKSİYONLARI

Yurdanur ÜNAL ve Barış ÖNOL
İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendsiliği Bölümü Maslak 34469 İstanbul

ÖZET
Bu çalışmada Türkiye ve civarını kaplayan bir bölge üzerinde 3 farklı 30 yıllık simülasyon, RegCM3 bölgesel iklim modeli ile yapılmıştır. Model parametreleri, iklimsel ortalamaların en iyi çözümleyebileceği durumlar için, modelin farklı konfigürasyonlarda ürettiği çözümler irdelenerek tespit edilmiştir. Bu çalışmada günümüz iklim şartlarının simulasyonu için 1971-2000 yılları arası için seçilmiştir. Birinci 30 yıllık simülasyon, mükemmel sınır koşulları (gözlem verisi, ERA40) altında üretilmiştir ve simülasyonun ortalama atmosfer koşullarını oldukça iyi ortaya koyması, gelecek çalışmaları için modelin kullanımı konusundaki güveni arttırmıştır. İkinci 30 yıllık simülasyon, yine aynı periyoda (1971-2000) karşı gelecek şekilde, ECHAM5 Hadley Küresel İklim modelinin sonuçlarının sınır koşulları olarak kullanılmasıyla gerçekleştirilmiştir (RF). Hadley Küresel İklim modelinin SRES A1B senaryosu altında ürettiği gelecek iklim simülasyonu sonuçları, 2010-2040 yılları arası için Türkiye ve civarı ikliminin tahmini için kullanılmıştır.

Anahtar Kelimeler: *Bölgesel İklim Modellemesi, Türkiye gelecek iklimi, RegCM3*

CLIMATE PROJECTIONS FOR TURKEY BETWEEN 2010 AND 2040 UNDER SRES A1B SENARIO

ABSTRACT
Three different 30 year climate simulations have been conducted by using regional climate model, RegCM3. First, optimal model configuration has been determined by using different configurations and then the simulations were compared with the observations. Study period covers the years between 1971 and 2000. The first 30 year simulation is driven by perfect boundary conditions (ERA40) and it is found that the simulations mimic reasonably well the average atmospheric conditions. The second 30 year simulation is performed for the same period by using Hadley Global Circulation Model (ECHAM5) global model outputs as initial and lateral boundary conditions. Future climate simulations for Turkey between 2010 and 2040 under SRES A1B senario are obtained by using ECHAM global model simulations.

Keywords: *Reginal climate modeling, Turkey's future climate, RegCM3*

GİRİŞ
İnsan etkileri ile atmosferin kompozisyonunun değiştirilmesi, atmosferik sera etkisini arttırdığı için küresel iklimi değiştirmektedir (IPCC, 2007). Atmosferdeki sera gazı olan CO_2'in konsantrasyonunun endüstri devrimi öncesinden günümüze eksponansiyel olarak artması ve bu artışın son bir kaç on yıl içerisinde hız kazanması, buna bağlı olarak da dünya ikliminin ısınma trendinin bölgesel yansımaları önem arzetmektedir. Son yıllarda artan bir ivme ile bilim adamları küresel ölçekte model çalışmalarına yönelmişler ve karbondioksitin artması durumlarını için yüzey sıcaklığındaki, yağıştaki ve buzulların erimesi halinde deniz seviyesindeki değişimleri, yani küresel iklim değişimini araştırmışlardır. Elbetteki küresel ölçekteki değişimler yerel olarak çok bilgi verici olmamaktadır. Zira problem, ölçek problemidir. Küresel modellerin bir kaç yüz

kilometrelik ölçeği, bölgesel anlamda projeksiyonlar için yeterli olamamaktadır. Bu nedenle lokal cevapların irdelenmesi için bölgesel iklim modellerinin kullanılarak dinamik ölçek küçültmek, izlenen yollardan birisi haline gelmiştir. Türkiye coğrafyasındaki iklimin çeşitli senaryolar altında nasıl değişeceğinin belirlenmesi, bölgenin günümüz ve 2000'li yıllardaki durumunun tesbiti için önemlidir.

Süperbilgisayarların hızlarındaki artışa rağmen, genel dolaşım modellerinin uzaysal çözünürlüğü, bölgesel detayları ortaya koyacak çözünürlüğe inememektedirler. Bu durum, lokal iklim zorlamalarının etkilerinin model sonuçlarına yansımaması demektir. Nispeten gerçekçi topoğrafya içeren bölgesel modellerin Avrupa'daki kış simülasyonlarının genel dolaşım modelleriyle elde edilenden farklı olduğu gösterilmiş ve sonuçların gözlemlerle daha iyi bağdaştığı kanıtlanmıştır. Aynı şekilde Bates ve arkadaşları (1995), Amerika'da Great Lakes bölgesinin yüzeysel detaylarının modele konulması ile elde edilen simülasyonlar yardımıyla, bu bölgeye etki eden hava paternlerindeki değişimi incelemişlerdir. Genel dolaşım modellerinin ortalama hava paternlerini büyük ölçekte doğru tespit etmeleri, fakat yersel detayların açıklayamamaları, iklim bilimcileri bölgesel değişkenlikleri incelemek için yeni yollar aramaya yöneltmiştir.

Sınırlı alan modellerinin (LAM) bölgesel iklim modellemesinde kullanılması düşüncesi, ilk kez 1989'da Dickinson ve arkadaşları ve 1990'da Giorgi tarafından ortaya atılmıştır. Buradaki temel düşünce tek yönlü yuvalanmadır. Dickinson (1989) ve Giorgi'den (1990) önce yuvalanmış model tekniği yaygın olarak nümerik hava öngörülerinde kullanılmıştır. Giorgi ve Bates (1989) ilk kez LAM kullanarak 1 aylık bir simülasyon gerçekleştirmişlerdir. Daha sonraki yıllarda ise bu modellerle birkaç yıllık simülasyonlar yapılmıştır (Giorgi ve Shields, 1999).

Günümüz olanaklarıyla zamana bağımlı meteorolojik yanal sınır koşullarıyla çalıştırılan bölgesel iklim modellerinden, uzun süreli simulasyonların alınması mümkün olmuştur (Bates vd., 1995, Giorgi vd. 1996, Giorgi vd., 1998, Giorgi ve Shields, 1999). Atmosferdeki CO_2'in konsantrasyonunun endüstri devrimi öncesi 300 ppm değerinden 2004'de 370 ppm'ler civarına eksponansiyel olarak artması, aynı zamanda diğer sera gazlarının emisyonlarındaki artışlar ve buna bağlı olarak da dünya ikliminin ısınma trendi bir çok atmosfer bilimcisini gelecekteki değişimlere karşı küresel iklimin cevabını araştırmaya yöneltmiştir. Küresel değişim, küresel ortalama etrafında salınan bir çok bölgesel değişimin bir toplamı olacaktır. Bu nedenle bölgesel anlamda değişimlerin açıklanabilmesi büyük önem arzeder. Küresel ölçekte model çalışmaları karbondioksitin 2000'li yıllarda, 1880'li yıllardaki değerinin iki katına ve dört katına çıkması durumlarını içeren senaryolar için yüzey sıcaklığındaki, yağıştaki, bulutluluktaki değişimleri, buzulların erimesi halinde deniz seviyesindeki değişimleri yani küresel iklim değişimini araştırmışlardır.

Çalışmalar, CO_2 konsantrasyonundaki değişimler sonucu dünyadaki küresel ısınmanın Akdeniz havzasında yer alan ülkeleri etkileyeceğini göstermektedir (Giorgi ve Lionelli, 2008, Önol ve Semazzi, 2009). Bu nedenle dünyanın ısınma trendinin Türkiye üzerindeki iklimi nasıl etkileyeceği problemi önemlidir. Global iklim projeksiyonlarının Türkiye coğrafyası gibi son derece değişken topoğrafya ve bitki örtüsüne sahip bir bölgede daha yüksek çözünürlükte tespiti, adaptasyon çalışmaları ve alınacak önlemler için stratejilerin belirlenmesinde önem arz etmektedir.

BÖLGE VE MODEL KONFİGÜRASYONU

Bu çalışmada kullanılan bölgesel iklim modeli RegCM3, Abdus Salam Teorik Fizik Uluslarası Merkezi (ICTP) tarafından dağıtılmakta ve geliştirilmektedir. Birçok farklı ülkede iklim modellemesinde kullanılmaktadır. İlk versiyonu Atmosfer Araştırmaları Ulusal Merkezi (NCAR) tarafından geliştirilmiştir. Model fiziğindeki ana gelişme 2. versiyonunda ortaya çıkmıştır (Giorgi vd. 1993a ve 1993b). Radyatif transfer paketi, konvektif parameterizasyon, açık bulut ve yağış şeması güncellenmiştir. Son versiyonunda yağış fiziği, yüzey fiziği, atmosfer kimyası ve aerosoller geliştirilmiştir. Yeni versiyonuna büyük ölçek bulut ve yağış, kümülüs konvektif şeması ve okyanus yüzey akıları parameterizasyonu eklenmiştir.

Model alanı ilgilendiğimiz bölge üzerindeki iklimi doğrudan etkileyen bütün zorlamaları ve dolaşımları içine alacak şekilde seçilmiştir ve 5^oE-55^oE boylamları ile 28^oN-51^oN enlemleri arasında yer alır. Bu simülasyonlarda 27-km çözünürlük tercih edilmiştir. Yüzey etkileşimi için Biosfer Atmosfer Transfer Şeması kullanılmıştır. Arazi kullanımını belirlemek için GLCC veri seti, yükselti için USGS GTOPO-30 verisi kullanılmıştır. Deniz yüzey sıcaklıkları Hadley Merkezinin aylık GISST verisinden elde edilmiştir. Yanal sınırlardan veri giriş için eksponansiyel relaksasyon kullanılmıştır. Fiziksel parametrizasyon olarak planetery sınır tabakası şeması Holtslag, kümülüs şeması Grell, Grell Şeması konvektif kapama şeması olarak Arakawa-Shubert, büyük ölçek yağış şeması olarak SUBEX (Pal vd. 2000) ve okyanus akı parameterizasyon şeması olarak BATS seçilmiştir (Grell, 1993, Dickinson vd., 1989).

Yanal sınır koşulları olarak ECMWF ERA40 verisi, ECHAM5 kontrol ve gelecek simülasyon verisi kullanılmıştır. İlk iki simülasyonda RegCM3 1970 yılı Eylül ayından 2000 yılı Aralık ayı sonuna ve gelecek simülasyonu 2009 Eylül ayından 2040 Aralık ayına kadar sürdürülmüştür.

2010-2040 YILLARI İÇİN GELECEK İKLİM SİMÜLASYONU

ECHAM5 küresel spektral modelinin 2010-2040 yılları simülasyonları başlangıç ve sınır koşulları olarak kullanılarak, RegCM3 modeli gelecek koşulları için çalıştırılmıştır. Bu bölümde gelecek simülasyonundan ortaya çıkan iklim parametrelerindeki değişim, günümüz koşulları olan 1971-2000 yılları arasındaki 30 yıllık simülasyonu temel alınarak irdelenmiştir ve iki simülasyonun farkı alınmıştır.

SICAKLIK

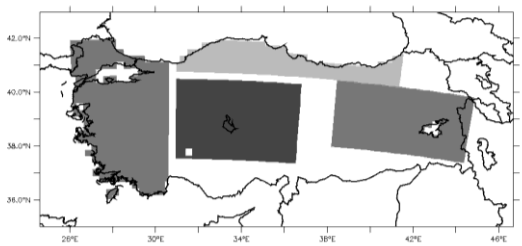
Model simülasyonları, 2010-2039 döneminde sıcaklıklarda minimum 0.5-1.0^oC artışın olacağını öngörmektedir. Kış aylarında Van gölü civarında artışlar 1.0-1.5^oC civarında olurken diğer bölgelerde 0.1^oC-1.0^oC arasındadır. İlkbahar mevsiminde Türkiye'nin kuzey ve batısındaki artışlar güneye nispeten daha azdır. Ortalama sıcaklıklarda beklenen en dramatik değişim sonbahar aylarında meydana gelmektedir. Değişim 1.5^oC ile 2.0^oC arasındadır ve Tüm Türkiye üzerinde yaklaşık homojen bir değişim mevcuttur. Mevsimsel olarak yüzey yakınındaki hava sıcaklığındaki ve 850hPa sıcaklıklarındaki değişimler dikkate alındığında, troposferin yaklaşık homojen bir şekilde ısındığı ortaya çıkmaktadır. Sirkülasyondaki değişimler küresel ısınma etkilerini bölgesel olarak arttırmaktadır.

Sıcaklıktaki değişimler 10'ar yıllık periotlar halinde incelendiğinde mevsimsel ortalama sıcaklıklardaki değişimin artışı dikkate değerdir. İlk 10 yıldaki sıcaklıklar batı Marmara ve orta Karadeniz'de değişmezken Doğu ve güney batı Anadolu'da 0.5^oC lerin biraz üzerindedir. Hatta ilkbahar aylarında orta Karadeniz ve doğu Marmara'da kısmi bir

soğuma dahi mevcuttur. Benzer soğuma Doğu Avrupa üzerinde kış mevsiminde gözlenmektedir. Bu periyottaki en şiddetli değişim sonbahar aylarındadır. İkinci 10 yıllık periyotta (2019-2029) yaz mevsimindeki değişimler doğu batı sıcaklık gradyanının şiddetlendiğini göstermektedir. Batıda sıcaklıklarda kayda değer bir değişim olmazken, Doğu Anadolu bölgesinde 1^{o}C'ler civarında bir artış tahmin edilmektedir. Bu dönemde tüm Türkiye için en büyük sıcaklık değişimleri kış aylarında meydana gelmektedir. Sıcaklıklardaki en kuvvetli değişimler son on yıllık periyot olan 2030-2039 arasında gerçekleşmektedir. Bu dönemde özellikle yaz sıcaklıklarındaki değişimler 2.0-2.5^{o}C'lere ulaşmaktadır. Kuzey-güney yönünde sıcaklık değişim hızında farklılıklar mevcuttur ve Güney Ege, Akdeniz bölgeleri ile İç Anadolu bölgesindeki sıcaklık artışları diğer bölgelerden çok daha fazladır.

Yağışlardaki azalma ve artan hava sıcaklığı nedeniyle yüzeyden olan buharlaşmanın artışı, yaz aylarında toprak neminin düşmesine neden olmaktadır. Nem eksikliği yüzeyin gizli ısı akısı ile soğumasını azalttığı için yaz mevsiminde yüzey yakınındaki hava sıcaklığındaki artış diğer mevsimlere nispeten daha fazla olmaktadır. Çalışılan bölgedeki sıcaklık değişimleri incelendiğinde, en yüksek değişimlerin Akdeniz çevresinde gerçekleştiği görülmektedr. Son on yılda ilkbahar mevsimindeki sıcaklık artışı diğer mevsimelere göre en azdır. Kuzeybatıdan güneydoğuya doğru bir ısınma gradyanı mevcuttur. En yüksek değişimler Güneydoğu Anadolu bölgesinde gözlenmektedir. Basra Körfezinden kuzey batıya uzanan bölgede değişimler yüksektir. Tam tersine sonbahar aylarında aynı bölge üzerindeki sıcaklık artışları diğer bölgeler göre daha azdır. Atmosferik sirkülasyondaki değişimler bu mevsimde bölgenin yağış mikarındaki artışı göstermektedir. Bu nedenle yüzeyin soğuması hissedilir ıs akısından ziyade gizli ısı akısı ile olmakta ve sıcaklık farklarının artmasını önlemektedir.

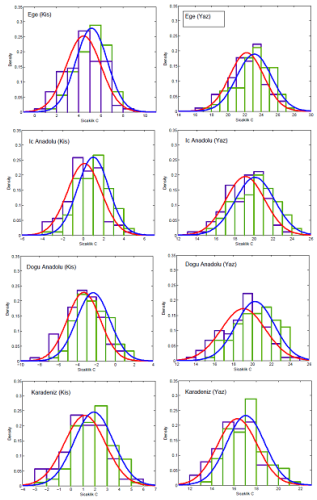
Sıcaklıktaki değişimleri bölgesel olarak irdelemek için 4 bölge seçilmiştir: Batı Türkiye, Karadeniz kıyı şeridi, İç Anadolu ve Doğu Anadolu. Bu bölgeler Şekil 1'de gösterilmektedir. Her bölge için referans ve gelecek senaryosuna ait bölgesel ortalama sıcaklıklar hesaplanmıştır. Elde edilen zaman serileri iki fraklı yaklaşımla analiz edilmiştir. Birinci yaklaşımda her bölgede mevsimsel olasılık dağılım fonksiyonlarının, referans ve gelecek senaryosu altındaki değişimleri irdelenmiş. İkinci yaklaşımda ise her iki dönem frekans ortamındaki değişintiler incelenmiştir.



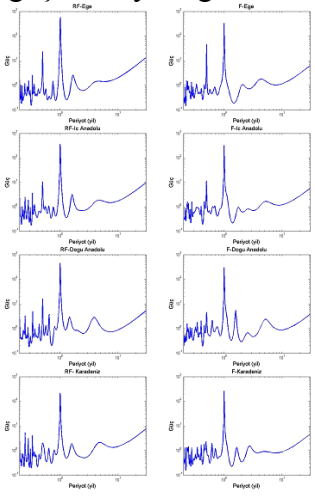
Şekil 1. Zamansal değişim analizi için seçilen bölgeler.

Şekil 1'de sınırları tanımlanan bölgeler için elde edilen mevsimsel zaman serilerinden yalnızca kış ve yaz aylarına ait olasılık dağılım fonksiyonları Şekil 2'de gösterilmektedir. Sol kolonda Kış mevsimi (Aralık-Şubat), sağ kolonda yaz mevsimi (Haziran-Ağustos) olasılık dağılım fonksiyonları yer almaktadır. 1971-2000 yılları arası referans seviyesi histogramları mor ve 2010-2039 yılları arası A1B simülasyonları yeşil renktedir. Veriyi temsil eden normal dağılım fonksiyonları kırmızı (referans) ve mavi (gelecek) ile çizilmiştir.

Batı Türkiye'de ortalama sıcaklıkların olasılık yoğunluk fonksiyonları hem kış hem yaz aylarında daha yüksek değerlere doğru kaymıştır. Kış ayında dağılım fonksiyonu daralırken yaz aylarında genişlemiştir. Kış aylarında minimumlardaki artış maksimumlardan daha fazla olmaktadır. Yazın ise dağılım fonksiyonunun basıklaşması ortalamanın biraz üzerindeki sıcaklıkların oluşma olasılıklarının artaracağını işaret etmektedir. İç Anadolu bölgesi'de hem kış hem de yaz aylarında, Batı Türkiye'ye benzer bir olasılık yoğunluk fonksiyon değişimi göstermektedir. Ortalamalar her iki mevsimde de yükselmesine rağmen, kış mevsiminde ortalamanın biraz üzerinde sıcaklıklara sahip kış aylarının sayısı artmaktadır. Bu mevsimsel sıcaklık farkının daralmasıdır. Yaz aylarında pozitif ekstremlerde dağılım fonksiyonunda bir yığılma gözlenmektedir. Doğu Anadolu bölgesi, Batı ve İç Anadolu bölgelerine kıyasla yazın daha dikleşen bir dağılım fonksiyonuna sahip olmaktadır. Bu gelecek otuz yıl içerisinde kış sıcaklıklarının ortalama ve ortalamanın biraz üzerinde seyretme olasılıklarının artacağına işaret etmektedir. Karadeniz bölgesinde ise kış sıcaklıkları olasılık yoğunluk fonksiyonu gelecekte daha dikleşecektir. Minimumlardaki artışlar maksimumlardaki kadar değildir. Bu nedenle mevsimsel sıcaklık döngüsü güçlenecektir. Hem günümüz hem de gelecek simülasyonlarında Kış ayları sıcaklıklarının kendi içindeki değişintisi, olasılık yoğunluk fonksiyonunun maksimum ve minimum sıcaklık aralığı, yaz aylarına göre daha azdır. Kış aylarında tüm bölgelerde sıcaklıkları değişintisinde gelecekte bir azalma, yaz sıcaklıklarında ise yalnızca Doğu Anadolu ve Karadenizde bir azalma oluşacaktır. Aynı bölgelerin zaman serilerinin Maksimum Entropi (Burg-Algoritması) yöntemi ile spectral çözümlemesi yapılmıştır. Şekil 3. her bölge için spectral çözümlemeleri göstermektedir. Şekillerdeki yatay eksen yıl bazında periotlara karşı gelmektedir. Sol kolon referans sağ kolon ise gelecek simülasyonlarına aittir. Batı Türkiye'de yıllık salınımın gücü gelecekte azalırken, yıllararası salınımların (2-5 yıl) genliğinde bir artış vardır. Araştırmalar küresel ısınma ile Kuzey Atlantik Salınımı, El Nino Güney Salınımı gibi belirli bölgelerde atmosfer sirkülasyonunu tanımlayan indekslerde değişimi ve güçlenmeyi öngörmektedir.



Şekil 2 . Referans ve gelecek sıcaklık simülasyonla-rının bölgeler bazındaki olasılık spektrumu yoğunluk fonksiyonları. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verilerine aittir.



Şekil 3 Referans ve gelecek sıcaklık simülasyonla-rının bölgeler bazındaki ortalamalarının güç spek-trumu. Sol kolon 1971-2000, sağ kolon 2010-2039 periyoduna karşı gelen sıcaklık verileri için güç spektrumunu gösterir.

Bu bağlamda, spektrumdaki çözümlenen alçak frekanslı değişimlerin güçlenmesi, genel sirkülasyondaki değişimlerin bölgeyi etkileyeceğini göstermektedir. Yıllık salınımın zayıflaması Karadeniz bölgesi dışındaki tüm bölgelerde mevcuttur. Yaz kış

sıcaklıklarındaki farkın azalması anlamını taşımaktadır. Öte yandan ise 3-5 yıllık perioda sahip salınım güçlenmektedir.

MAKSIMUM VE MINIMUM SICAKLIKLAR

Model simülasyonlarında günlük maksimum sıcaklıklar gelecek otuz yılda 0.5-1.5^{o}C arasında artacaktır. Yalnızca ilkbahar mevsiminde kuzeybatı Türkiye'de değişim beklenmektedir. Gündüz sıcaklıkları yaz aylarında güney enlemlerinde ve sonbahar aylarında Güneydoğu Anadolu bölgesi hariç Türkiye üzerinde daha fazla yükselecektir. Yaz mevsiminde maksimum sıcaklıkların güney enlemlerinde daha hızlı yükselmesinin sebebi, yağış eksikliği nedeniyle azalan toprak nemidir. Sonbahar mevsiminde güneydoğu Anadolu'daki gündüz sıcaklıklarındaki yavaş artış, bu mevsimdeki yağış artışı nedeniyledir.

Minimum sıcaklıklardaki (gece sıcaklıkları) artmanın en fazla yaz ve ilkbahar aylarında meydana geleceği beklenmektedir. Karadeniz kıyı şeridi ve Marmara Bölgesi hariç gece sıcaklıkları günümüze göre 1.0-1.5^{o}C daha fazla olacaktır. Orta Karadeniz'den İç Anadolu'ya doğru uzanan kuşak üzerinde ilkbahar aylarında yağıştaki artışlar ve bunu takiben toprak nemindeki artışa da bağlı olarak buharlaşmadaki artışlar, enerjinin radiatif olmayan akılarla önemli ölçüde atmosfere taşınımını mümkün kılarak, bu bölgedeki yüzey yakınındaki sıcaklığı kontrol altında tutmaktadır. Maksimum sıcaklıklara benzer olarak ilkbahar ayları gece sıcaklıklarının en az arttığı aylardır. Maksimum ve minimum sıcaklık değişimleri her bölgede aynı hızla değişmemektedir. Bu nedenle kışın Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde, yazın Güneydoğu Anadolu bölgesinde günlük sıcaklık aralığı daralmaktadır. Buna karşın Karadeniz'in kuzeybatı kıyıları boyunca (Romanya, Moldovya ve batı Ukrayna) günlük sıcaklık aralığı genişleyecektir. Maksimum ve minimum sıcaklıklardaki en büyük artışlar Rusya, Suudi Arabistan ve Mısır üzerinde ve 2.0-2.5^{o}C civarındadır.

YAĞIŞ

2010-2039 yılları arasındaki kış yağışlarında aşağı seviye sirkülasyonundaki değişimlere paralel olarak Ege, Marmara, Akdeniz kıyı bölgeleri ve Doğu Karadenizde 50 mm'lere ulaşan artışlar mevcuttur. Bu mevsimde batılı akışın güçlenmesi ve nispeten daha sıcak deniz suyu sıcaklıkları akışın nem kazanmasını sağlamaktadır. Daha sıcak atmosfer, havanın nem taşıma kapasitesini arttırmaktadır. Kış sirkülasyonundaki değişim aşağı seviyedeki (850hPa) nemli havanın yüzey topoğrafyası ile etkileşimi sonucu yağışların artmasına sebep olmaktadır. Akdağlar, Katrancık Dağı ve Bey Dağları gibi Antalya'nın doğusunda yer alan topoğrafik bariyerlerin Lee kısmında yağışta azalma mevcuttur. Genel olarak siklonik sirkülasyon Kış mevsiminde tüm Türkiye üzerinde güçlenmektedir. Küresel modeller gelecekte deniz seviyesi basıncında tüm mevsimlerde yukarı enlemlerde bir azalmanın olacağına işaret etmektedir. Dengeleyici artış orta enlemler ve subtropikal okyanuslar üzerinde olacaktır. Sirkülasyondaki değişim Hadley Hücresinin genişlemesi ve orta enlem fırtına yollarının kutup bölgelerine doğru kayması ile ilişkilidir. Bu değişim genel olarak yukarı enlemlerdeki yağışın artmasını ve subtropiklerde yağışın azalmasını sağlamaktadır. Buna karşılık ilkbahar sirkülasyonundaki kuzeydoğulu akışın güçlenmesi, Orta Karadeniz'den İç Anadolu'ya uzanan bölgede yağışların artmasını sağlarken Doğu Anadolu ve Türkiye'nin batısında 50 mm'lere ulaşan yağış azalmaları görülmektedir. Yağışlarda azalmanın olduğu bölgelerde sıcaklıkların nispeten daha hızlı artması, toprak neminin azalmasının bir sonucudur. Bahar aylarında gizli ısı akısında azalma, yüzey yakınındaki hava sıcaklığının daha fazla artmasını sağlamaktadır. Hem sirkülasyondaki değişimler hem de termodinamik faktörler, simüle edilen yağışın mevsimsel salınımını

etkilemektedir. Daha hızlı ısınan karasal alanlar üzerinde aşağı seviyelerde azalan nem ve ilkbaharın başlarında ısınma etkisiyle erken kar erimesi gibi termodinamik süreçler, yağışın ilkbahar ve yaz aylarında azalmasını sağlamaktadır. Özellikle kompleks topoğrafya üzerinde yağış değişimleri daha fazladır.

Onar yıllık periyotlar halinde mevsimsel yağışlardaki değişim incelendiğinde, bu değişimlerin mevsimsel olarak lineer olmadığı görülmektedir. İlk on yıllık periyotta ilkbahar mevsiminde batı Türkiye hariç hemen hemen her yerde yağışta artış vardır. Kış ve sonbahar mevsimlerinde Zagros dağlarının batısı ve Karadeniz sahil şeridinde artışlar 75 mm'lere kadar yükselmektedir. Özellikle sonbahar aylarında Basra Körfezi üzerinden gelen sıcak ve nemli hava, Doğu Anadolu ve Güneydoğu Anadolu iklimini etkilemektedir. İlkbahar mevsiminde ise ilk onyıllık periyotta (2010-2019) başlayan daha kurak koşullar son on yıllık periyotta (2029-2039) orta Karadeniz haricinde tüm Türkiye'yi etkisi altına almaktadır. İkinci on yıllık periyotta kışın Ege Bölgesi ve sonbaharda ise tüm Türkiye referans periyoduna göre daha yağışlı olacaktır. Son on yıllık periot 2029-39 yıllarında yağış eksikliği İlkbaharda Ege, Akdeniz, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgelerinde 75 mm'ler civarına yaklaşırken, sonbahar mevsiminde orta ve batı Türkiye'de de mevcuttur. Özellikle yaz aylarında Karadeniz sahilleri boyunca yağışlarda azalma beklenmektedir.

Şekil 4, daha önce Şekil 1'de tanımlanan bölgelerdeki günlük yağışların aylık ortalamalarının yağış hızına bağlı olarak frekans dağılımlarını göstermektedir. Sol kolondaki grafikler referans dönemine, sağ kolondakiler ise SRES A1B senaryosuna aittir. Yatay eksen günde mm olarak düşen yağış miktarlarına karşı gelmektedir. Üst panel Batı Türkiyedeki (Ege) yağışların dağılımının referans periodu ve 2010-2039 periodu için dağılımıdır. Gelecek simülasyonunda batı Türkiye'de 1 mm/gün'den daha az ve aynı zamanda günde ortalama 6 mm'den daha fazla yağış düşen ayların sayısı artmaktadır. Buradan kurak periodların daha uzun olacağı ve ekstrem yağışların sıklaşacağı sonucu çıkarılabilir. Bu sonuçlar Giorgi ve arkadaşları (2004)'ın sonuçlarıyla paralellik göstermektedir. Giorgi ve arkadaşları (2004) Akdeniz havzasındaki günlük yağış değişintilerini incelemiş ve ilkbahar ve sonbahar aylarında yağış şiddetinde bir artmanın, kış ve yaz aylarında ise azalmanın olduğunu göstermiştir. Bu, toplam kış yağışlarının arttığı, Türkiye'de ekstrem yağışların meydana geldiği günlerin artacağını anlamındadır. İç Anadolu ve Doğu Anadolu bölgesi halihazırda otuz yıllık dönemde 80 aydan fazla yağışşız aya sahiptir. Bu durum gelecek otuz yıl içinde daha da şiddetlenecektir. Her iki bölgede de dağılımlar pozitif ekstremler yönünde genişlemektedir. Bu dağılımlar kurak ayların yanısıra aşırı yağışlı ayların artacağının bir göstergesidir. Karadeniz bölgesi, özellikle Doğu Karadeniz tüm mevsimler boyunca yağış alan ve Türkiye üzerinde maksimum toplam yağışın gözlendiği bir bölgedir. Gelecek simülasyonları Karadeniz bölgesinde az yağışlı periodların azalacağını ve ekstrem yağışlı ayların sayısının ise artacağını tahmin etmektedir.

EVAPOTRANSPIRASYON

İklim değişikliğinin sonuçlarından olan ısınmanın getirdiği bir başka önemli etki de gelecekte buharlaşmada görülecek artıştır. Hidrolojik çevrimin en önemli bileşeni olan buharlaşmadaki artış ve azalışların belirlenmesi, gelecekte olması muhtemel iklimsel değişimlere uyum sağlanmasında çok önemli katkılar sağlayacaktır. Bu çalışmada uygulanan A1B senaryosu kapsamında üretilen model çıktılarından biri de, yerden ve bitkilerden olan toplam buharlaşmanın hesaplandığı evapotranspirasyondur. Şekil 5'de gösterilen dört mevsim için yapılan analizlerde, kış aylarında Orta Karadeniz ve Güneydoğu Anadolu bölgeleri üzerinde evapotranspirasyonda 10 ila 20 mm arası artışlar

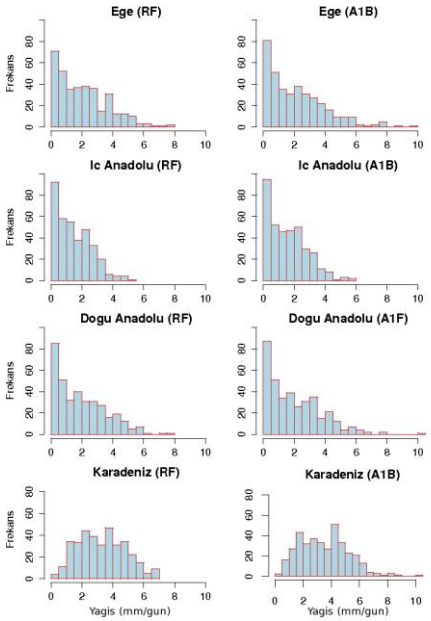
hesaplanmıştır. İlkbahar mevsiminde ise Kuzey Ege'den başlayarak İç Anadolu bölgesine kadar uzanan alanda 20 mm civarında artışlar gözlenmektedir. Yine aynı bölgeyi kapsayan alan içinde bu mevsimde yağıştaki artışlar, gelecek senaryosundaki sıcaklık artışıyla desteklendiğinde evapotranspirasyondaki artışı açıklamaktadır. İlkbahar mevsiminde Doğu Anadolu bölgesinde, Van gölünün güneyinden başlayarak batıya doğru uzanan hat uzerindeki artış ise, yine aynı bölge üzerinde hesaplanan kar kalınlığı azalmasına karşılık gelmektedir. Bu sonuç gelecekte ortalama sıcaklıkların yükselmesi ile birlikte buharlaşmadaki artışın kar kalınlıklarında azalmaya sebep olacağını göstermektedir.

A1B simülasyonunda yaz aylarında yağışta bir değişim gözlenmediği halde evaptrans-pirasyonda Karadeniz ve doğu Marmara bölgesi üzerinde ciddi artışlar olduğu görülmektedir. Yaz yağışlarının Türkiye'nin sadece bu bölgelerinin üzerinde etkili olduğu daha önce yapılan RF simülasyonu analizlerinden bilinmektedir. Evapotranspirasyondaki 30 yıllık ortalama-lardaki 40 mm'lere ulaşan bu artış, özellikle bölgedeki sulak alanların ve küçük baraj göllerinin geleceği açısından önemli bir problem oluşturabilir. 2030'lu yıllarda bölgedeki yaz ayı ortalamalarında 2^{o}C'ye varan artışlar olduğu gelecek simülasyonunda hesaplanmıştır.

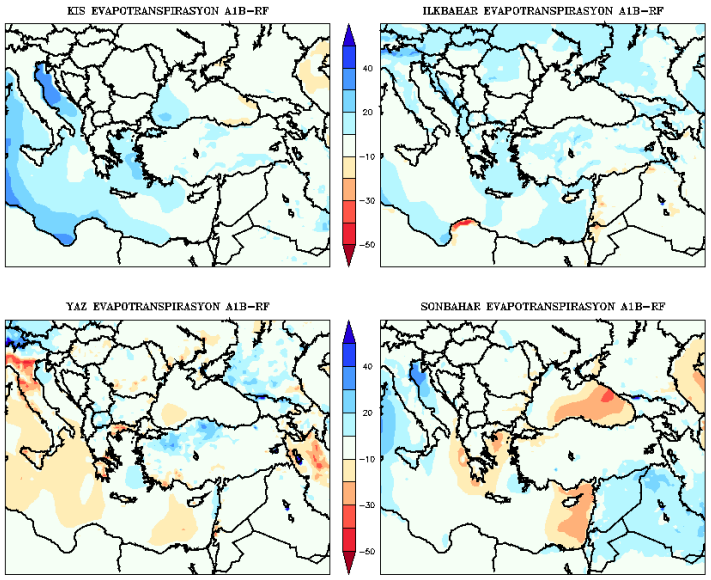
Sonbahar mevisiminde ise sadece Güneydoğu Anadolu sınır bölgelerinde artış görülmektedir. Bu artışın yine aynı bölgenin daha fazla yağış almasından dolayı olduğu açıktır. GAP bölgesini kapsayan bu bölge üzerinde sulama yapıldığı da göz önünde bulundurulduğunda, mevsimlik net su bütçesinin artış eğiliminde olduğu söylenebilir.

KAR

Gelecekte artarak devam etmesi beklenen insan kaynaklı iklim değişikliğinin etkilerinin görüleceği bir başka önemli meteorolojik değişken de kar yağışlarıdır. Yağış karaketerlerinin gelecekteki olası değişiminin en kuvvetli hissedileceği alan olan kar örtüsü ve kalınlığı, hidrolojik çevrimde ve dolayısıyla su kaynaklarının sürdürülebilirliğinde çok önemli bir role sahiptir. Bugüne kadar yapılan küresel modelleme çalışmalarında da, gelecekte iklim değişikliğine bağlı sıcaklık artışının kar örtüsü ve kalınlığını ciddi ölçüde azalttığı görülmüştür. Bu çalışmada A1B iklim değişikliği senaryosundan üretilen bölgesel iklim modeli simülasyonunda, 2010-2039 yılları arasında Türkiye üzerinde kar kalınlıklarında özellikle yüksek ve dağlık bölgelerimizde kayda değer biçimde azalmalar tespit edilmiştir. Şekil 6'da görüldüğü gibi, dört mevsim için gelecek 30 yıldaki (2010-2039) olası ortalama kar kalınlığı değişimleri gösterilmiştir. Referans (RF) olarak alınan dönem daha önceki değişkenlerdeki gibi 1971-2000 yılları arasıdır



Şekil 4. Aylık yağış toplamlarının 1971-2000 (RF) ve 2010-2039 (A1B) yılları arasındaki periyotlar için Şekil 1'de gösterilen bölgelerdeki frekans dağılımları.

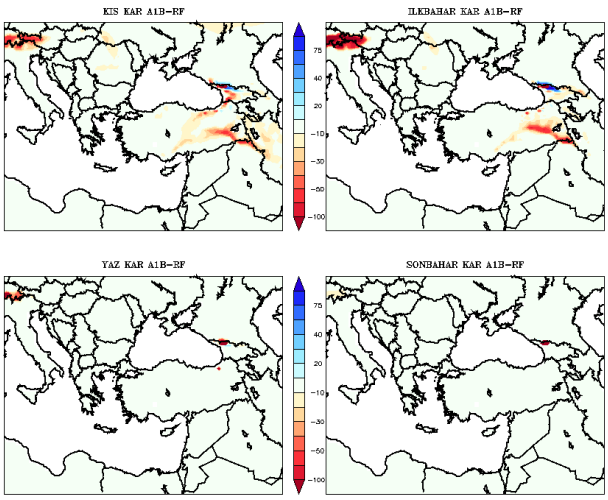


Şekil.5. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu evapotranspirasyon ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

Özellikle kar yağışının daha fazla olduğu kış aylarında, Doğu Anadolunun dağlık bölgelerinde 50 ila 100 mm arasında azalmalar model sonuçlarından hesaplanmıştır. Van gölünün güneyinde başlayıp İç Anadolunun sınılarına ulaşan bölge üzerindeki dağlık hat boyunca, kış mevsiminde kar kalınlığındaki azalmalar görülmektedir. Bu bölgenin Fırat ve Dicle havzası içinde kaldığı değerlendirildiğinde, su kaynaklarımızın durumu ve hidroelektirik santrallerinin devamlılığı açısından gelecekte ciddi sorunlarla karşılaşılması olası sonuçlar arasındadır. Yine aynı bölgeyi daha da genişleyerek kapsayan alan üzerinde ilkbaharda hesaplanan azalmaların da kış aylarına göre daha yoğun olduğu görülmektedir. Bilindiği gibi bölgedeki nehirlerin debisi ilkbahar mevsimiyle birlikte eriyen karlarla artmaktadır. Gelecekte oluşan sıcaklık artışı ile birlikte olası kar erimesinin hızlanması bu çalışmada yapılan A1B iklim simülasyonuda açıkca görülmektedir.

Yine gelecek simülasyonu sonuçlarında, Karadeniz bölgesinde kıyıya paralel uzanan dağlar üzerinde, kış ve ilkbahar aylarında kar kalınlığında ciddi azalmalar hesaplanmıştır. 20 ila 100 mm arasında görülen azalmalar kış mevsiminde bütün doğu Karadeniz dağları üzerinde etkilidir. Kış mevsimine göre şiddeti daha az olmakla birlikte, ilkbahar aylarında da kar kalınlığında Giresun-Rize hattına karşılık gelen bölgede önemli azalmalar olduğu görülmektedir. Kar miktarındaki bu azalmalar Doğu Anadolu bölgemizde olduğu gibi Karadeniz bölgesinde de akarsu kaynaklarının sürekliliği ve halihazırda yapılmış ve yapılmakta olan hidroelektrik santrallerinin kullanımı açısından önemli sonuçlar doğuracaktır.

Yaz ve Sonbahar mevsiminde RF simülasyonunda kar kalınlığı çok az miktarda olduğu için ülkemiz üzerinde gelecekte kayda değer bir değişim (azalma veya artma) görülmemiştir. Bununla birlikte, gelecek 30 yıl boyunca kış ve ilkbahar aylarında kar kalınlığında hesaplanan olası azalmaların, yağış-akış ilişkisi düşünüldüğünde ciddi hidrolojik etkileri olacaktır.



Şekil.6. 2010-2039 yılları arası A1B senaryosu kar derinliklerinin ortalamalarının günümüz (1971-2000) simülasyonlarından farkı a) Kış mevsimi, b) İlkbahar mevsimi, c) Yaz mevsimi ve d) Sonbahar mevsimi.

SONUÇLAR

Son yüzyıl içinde küresel iklim değişiminin %90 oranında insan etkileri ile atmosferin kompozisyonunun değiştirilmesinin bir sonucu olduğu bilim insanlarınca yaygın olarak kabul edilmektedir (IPCC, 2007). Atmosferdeki sera gazlarındaki artışlar ve bu artışın son bir kaç on yıl içerisinde ivme kazanmasıyla, iklim sistemi bileşenlerinin bu değişimlere zamansal ve uzaysal ölçeklerde nasıl tepkiler vereceğinin araştırılmasına hız verilmiştir. Küresel ölçekteki değişimlerin tespiti bölgesel olayları açıklamakta yetersiz kalmış ve yerel tepkilerin irdelenmesi için bölgesel çalışmalara ihtiyaç duyulmuştur. Bu noktada yüksek çözünürlüklü sınırlı alan iklim modelleri bilim dünyasında yaygın olarak kullanılmaya başlanmıştır.

Literatürde küresel iklim değişiminin Akdeniz havzasında yer alan ülkeleri etkileyeceğini gösteren bir çok çalışma mevcuttur. Bu nedenle dünyanın ısınma trendinin Türkiye üzerindeki bölgesel etkilerinin tespit edilmesi önemlidir. Global iklim projeksiyonlarının Türkiye coğrafyası gibi son derece değişken topoğrafya, kara-deniz dağılımı ve bitki örtüsüne sahip bir bölgede daha yüksek çözünürlükle tespit edilmesi, adaptasyon çalışmaları ve alınacak önlemler için stratejilerin belirlenmesi için bir ilk adımdır. Zira iklim değişimi tarım, su kaynakları, sağlık ve turizm alanları gibi ülkemiz için son derece önemli sektörlerde anlamlı etkiler yaratabilir.

Bu çalışmada, Hadley Küresel İklim modelinin SRES A1B senaryosu altında ürettiği gelecek iklim simülasyon sonuçları kullanılarak, 2010-2039 yılları arası için Türkiye ve civarı gelecek ikliminin tahmini amaçlamıştır. Sonuçlar, sıcaklıklarda ortalama 0.5-1^{o}C arasında artışlar göstermektedir. Her ne kadar artışlar ilk on yıllık periyot içerisinde az olsa da son on yıllık periyotta özellikle yaz ve sonbahar aylarında oldukça yüksektir. Gündüz ve gece sıcaklıklarının artışı Türkiye'de sıcak dalgalarının hem sıklığını hem de süresini arttıracaktır. Buna bağlı olarak yaz aylarında soğutma amaçlı enerji kullanımında artışlar beklenmelidir. Gelecek otuz yıllık periyot içerisinde ortalama olarak toplam yağışta artış gözlense de, onar yıllık periyotlar halinde incelendiğinde, son on yıl içerisinde ilkbahar, yaz ve sonbahar aylarında yağışta azalma tahmin edilmektedir. Tüm onar yıllık periyotlar kış mevsiminde genel olarak yağışlarda artış olacağını göstermektedir. Sonbahar mevsiminde yalnızca Türkiye'nin doğusunda yağışlarda artış tahmin edilmiştir. Aynı bölgede kış ve ilkbahar aylarında kar örtüsü kalınlığının azalması,

yağışların karakterinde değişimin varlığını göstermektedir. Kar doğanın doğal su rezervuarlarıdır. Doğu Anadolu bölgesindeki karın azalması günümüzde erimenin gerçekleştiği bahar ve yaz aylarında akarsuların debilerinde ciddi düşmelere sebep olabilir. Bu da Türkiye'nin tarım sektörü ve enerji sektöründe ekonomik kayıplara neden olacaktır. Özellikle sıcaklıkların artışına bağlı olarak değişen evapotranspirasyon, tarım sektöründe sulama ihtiyacını arttıracaktır.

KAYNAKLAR

Bates, G.T., Hostetler, S.W., Giorgi, F., 1995. 2-Year Simulation of the Great- Lakes Region with a Coupled Modeling System, *Mon. Weather Rev.* 123, 1505-1522.

Dickinson, R.E., Errico, R.M., Giorgi, F., Bates G.T, 1989. A Regional Climate Model for the Western United States, *Climate Change*, 15, 383-422.

Giorgi, F., 1990. Simulation of Regional Climate Using a Limited Area Model Nested in a General Circulation Model, *Journal of Climate*, 3, 941-964.

Giorgi, F., and G.T. Bates, 1989, On the climatological skill of a regional model over complex terrain. *Mon. Weather Rev.*, 117, 2325-2347.

Giorgi, F., ve Lionello P., 2008, Climate Projections for the Mediterranean Region, *Global and Planetary Change.*, 63, 90-104.

Giorgi, F., Marinucci, M.R. ve Bates, G.T., 1993a. Development of a Second Generation Regional Climate Model (RegCM2), Boundary Layer and Radiative Transfer Processes, *Mon. Weather Rev.*, 121, 2794-2813.

Giorgi, F., Marinucci, M.R. ve Canio, D., 1993b. Development of a Second Generation Regional Climate Model (RegCM2), Cumulus Cloud and Assimilation of Lateral Boundary Conditions, *Mon. Weather Rev.*, 121, 2814-2832.

Giorgi F., Mearns L.O., 1999. Introduction to special section: Regional climate modeling Revisited, *J Geophys Res-Atmos*, 104, 6335-6352.

Giorgi F., Mearns O.L., Shields C., Mayer L., 1996. A Regional Model Study of the Importantce of Local Versus Remote Controls of the 1988 Drought and the 1993 Flood over the Central United States, *J. Climate*, 1150-1162.

Giorgi F., Mearns L.O., Shields C., et al., 1998. Regional nested model simulations of present day and 2xCO2 climate over the central plains of the US, *Clim. Ch.*, 40, 457-493.

Giorgi F., Shields C., 1999. Tests of precipitation parametrizations available in latest version of NCAR regional climate model (RegCM) over continental United States, *J Geophys Res-Atmos*, 104, 6353-6375.

Giorgi, F., X. Bi and J.S. Pal, 2004: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. Part II: Future climate scenarios (2071-2100). *Clim. Dyn.*, 23, 839-858.

Grell, G.A., 1993. Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations, *Mon. Weather Rev.*,121, 764-787.

Metz B., O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer, 2007, IPCC: Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: Mitigation. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Uni. P., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Önol, B.,ve F. H. M. Semazzi, 2009: Regionalization of Climate Change Simulations over the Eastern Mediterranean, *Journal of Climate*, **22**, 1944–1961.

Önol, B ve Y.S. Ünal, 2009, Expected Climate Change over Turkey under SRES A2 Scenario, AOGS, 2009, Singapur.

Pal, J.S., E.E. Small, and E.A.B. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *JGR-Atmospheres*, 105, 29579-29594.

Ünal, Y.S., T. Kındap and M. Karaca, 2004 'Redifining climate zones of Turkey using cluster analysis', *Int. Journal of Climatology*, 23, 1045-1055

Ünal, Y.S., Önol, B., Karaca, M. And Dalfes, N., 2001, 21. Yüzyılda Gap Havzalarının İklimi: Orta Ölçekli Bir Modelle Simülasyonlar, İTÜ Araştırma Fonu, 833.

DİYARBAKIR'DA KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİMİ BELİRTİLERİ

M.Latif GÜLTEKİN[1], Mahmut MÜSLÜM[2], Alper AKÇAKAYA[3]
Diyarbakır Meteoroloji Bölge Müdürlüğü
[1]lgultekin@dmi.gov.tr, [2]mmuslum@dmi.gov.tr, [3]aakcakaya@dmi.gov.tr

ÖZET
Dünyamız ve atmosfer insanoğlunun yaşam şartlarına uygun olarak mükemmel bir dengede yaratılmıştır. 1800'lü yıllardan sonra sanayi devrimiyle birlikte insanoğlu, saldığı sera gazları ile atmosferi kirleterek bu dengeyi bozmaya başlamıştır. Çılgınca tüketim ve israfın da artmasıyla küresel ısınma sorunu ortaya çıkmış ve son yıllarda hızla artarak, batı toplumları da dahil, bütün insanlığı tehdit edecek boyutlara ulaşmıştır. Adeta insanoğlu kendi eliyle sonunu hazırlamıştır. Bu aşama'dan sonra, dünya milletleri bu kötü süreci durdurmak veya en azından yavaşlatmak amacıyla bir takım arayışlar içerisine girmiştir. Bu çalışmada küresel iklim değişiminin Diyarbakır'da ortaya çıkan belirtileri üzerinde durulacaktır.

Anahtar Kelimeler: *İklim Değişimi, Isınma, Küresel, Diyarbakır, Belirtiler.*

EVIDENCES OF GLOBAL CLIMATE CHANGE IN DİYARBAKIR

ABSTRACT
The world and its atmosphere is created in an excelent balance for human beings. Human beings has produced more and more greenhouse gases by 1800's years. The pollution of atmosphere has increased and this balance has begun to up set. Human beings has been consuming more and more than it should be. All these reasones caused the global warming in the world. Global warming has rapidly increased in recent years and influence all beings, also western societies, life in the world. It look likes that the end of mankind will have created by his own hands. After this stage, the nations of the world have entered into a number of searches to stop or at least to slow this avil process. In this study, it will be focused on the symptoms of global climate changes appared in Diyarbakır.

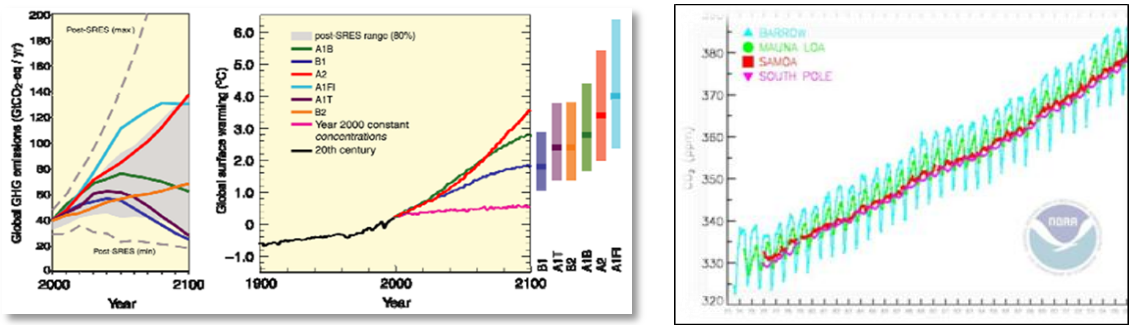
Key Words: *Climate Change, Warming, Global, Diyarbakir, Symptoms*.

1. GİRİŞ
İnsanoğlunun tek yaşam alanı olan dünyamız hızla kirletilirken, iklim şartları da giderek kötüleşmektedir. Durum böyle olunca, küresel iklim değişimi ile ilgili çalışmalar dünya genelinde büyük artış göstermiştir (Richard, 1990; Cao and Woodward, 1998; Karl and Trenberth, 2003; Menzel and Friends, 2006; Yadvinder and Friends, 2008; Pastor and Post, 1988; Dickinson and Cicerone, 1986). Türkiye'de de, küresel iklim değişiminin farklı bölgeler üzerindeki etkileri ile ilgil pek çok çalışma yapılmıştır (Türkeş, 2000; Gültekin, 2001; Kayhan, 2007; Kadıoğlu, 2008). İklim, hava şartlarının uzun yıllar ortalaması olarak tanımlanabilir. Oysa, halk arasında hava şartlarındaki kısa süreli (günlük, haftalık, aylık ve yıllık) değişimler iklimin değişimi zanedilerek yanlış kanıya varılmaktadır. Bir yerin en az 25-30 yıllık iklim verisinin ortalaması o yerin iklim bilgisi olarak değerlendirilebilir (Şekil 4a-f). Dolayısıyla bir yerde iklim değişiminden bahsetmek için, o yerin iklim verilerinin uzun yıllar ortalamalarındaki sapmalara bakmak gerekir (Şekil 4a-f).

Küresel iklim değişimine yol açan büyük ölçekli faktörleri şöyle sıralayabiliriz (Kadıoğlu, 2008); astronomik nedenler, okyanuslarda mercanların ölümü, buzulların erimesi, güneşteki durum, volkanik patlamalar, kıtaların yer değiştirmesi (Şekil 2).

Tablo 1. Küresel İklim Senaryolarına Göre Sıcaklık ve Deniz Seviyesinde Beklenen Artış (2100'e kadar)

	Temperature change (°C at 2090-2099 relative to 1980-1999) [a, d]		Sea level rise (m at 2090-2099 relative to 1980-1999)
Case	Best estimate	*Likely* range	Model-based range excluding future rapid dynamical changes in ice flow
Constant year 2000 concentrations [b]	0.6	0.3 – 0.9	Not available
B1 scenario	1.8	1.1 – 2.9	0.18 – 0.38
A1T scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.45
B2 scenario	2.4	1.4 – 3.8	0.20 – 0.43
A1B scenario	2.8	1.7 – 4.4	0.21 – 0.48
A2 scenario	3.4	2.0 – 5.4	0.23 – 0.51
A1FI scenario	4.0	2.4 – 6.4	0.26 – 0.59



a **b** **c**

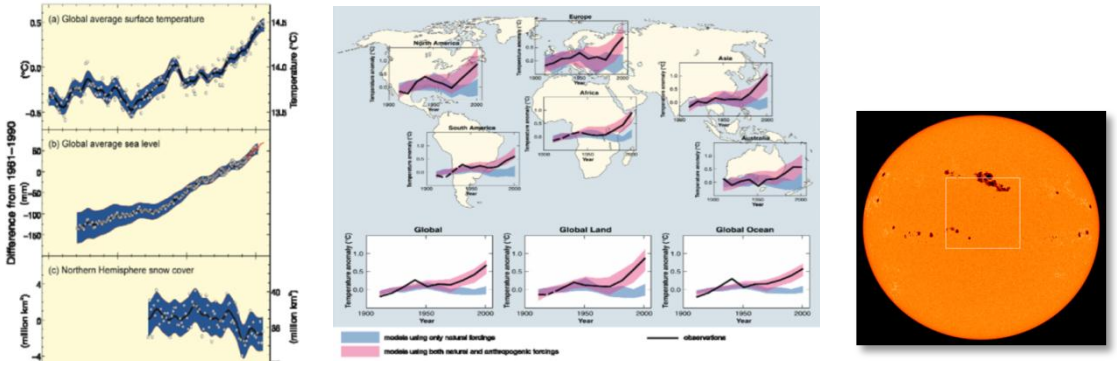
Şekil 1. *Küresel İklim Senaryolarına göre 2100'e Kadar;* **a)** Sera Gazları; **b)** Sıcaklık ve Denizlerdeki Su Seviyesinde *Beklenen Değişiklikler* **c)** 1973–2006 Arası Aylık Ortalama CO_2 değişimi

2. KÜRESEL İKLİM SENARYOLARI

Küresel iklim senaryolarına göre (IPCC, 2007) dünyayı ciddi olarak tehdit eden iklim değişiminin etkilerini şu şekilde sıralayabiliriz (Gültekin, 2001; Kadıoğlu, 2008, Türkeş ve arkadaşları, 2000);

- Doğal kaynaklar azalacak ve ekonomik bakımından bölgesel farklılıklar artacak. Taşkın riski ve toprak erozyonu, özellikle de sahil kesimlerinde, artacak (Deniz seviyesinin yükselmesi ve fırtınaların artmasından dolayı).
- Dağlık alanlarda buzullar eriyecek, kar tabakası azalacak (Şekil 2a), kış turizmi gerileyecek.
- Kötümser senaryolara göre 2080'li yıllarda bazı bölgelerde canlı türlerinde %60'a varan azalmalar olacak.
- İklim değişimi Güney Avrupa'da, yüksek sıcaklık ve kuraklık gibi kötü şartlar doğurabilir. Bu da, kullanılabilir su miktarı, hidroelektrik enerji potansiyeli, yaz turizmi ve genel olarak ürün hâsılatının azalmasına yol açabilir.
- İklim değişimi sonucu oluşacak sıcaklık dalgaları ve orman yangınları insan sağlığını ciddi olarak tehdit edebilir (Şekil 5a).
- 2100'e kadar sıcaklık 1,8 ile 4 derece artacak. Bu binlerce yıldır iklimde meydana gelen en dramatik değişiklik (Şekil 1b, Tablo 1).

- Uzun süreli ve yoğun sıcak hava dalgalarıyla daha sık karşılaşacağız
- Uygarlaşma ne kadar yavaşlarsa yavaşlasın ya da sera gazlarının salımı ne kadar azalırsa azalsın, küresel ısınma ve deniz seviyesinin yükselmesi asırlarca sürecek. Okyanuslardaki su seviyesi 18 ile 59 santimetre yükselecektir (Şekil 1a-b, Tablo 1).



a **b** **c**

Şekil 2. a) IPCC değerlendirme Raporuna Göre Sıcaklık, Deniz Seviyesi ve Kar Tabakasında 1961-90 Yılları Arası Meydana Gelen Değişimler b**)** İklim Değişiminde İnsan Faktörü c**)** Güneş Lekeleri

- Daha şiddetli fırtınalar görülecek.
- Sıcaklık dalgaları daha sık yaşanacak.
- Kutup buzulları eriyecek. 2100 yılı yazında artık Antarktika olmayabilir.
- Bangladeş'ten Hollanda'ya pek çok kıyı ülkesi sular altında kalma tehlikesiyle karşı karşıya kalacaktır. Deniz seviyesinin 1cm yükselmesi için Kuzey kutup buzulunun 1641 cm, toplam buzul alanının ise 148 cm kalınlığında erimesi gerekmektedir (Kayhan, 2007).

3. VERİ

Küresel iklim değişiminin Diyarbakır'a etkilerini ortaya koymak amacıyla Diyarbakır'a ait iklim verilerini inceledik. Diyarbakır'ın sıcaklık (ortalama, maksimum, minimum), basınç, nem, yağış, kar yağışlı gün sayısı verilerinin 1975–2010 yılları arasındaki saatlik, günlük, aylık ve yıllık değerleri Meteoroloji Genel Müdürlüğü'nün Türkiye Meteorolojik veri Arşiv Sistemi (TÜMAS)'nden temin edildi (TÜMAS, 2010).

4. KÜRESEL İKLİM DEĞİŞİMİNİN DİYARBAKIR'A OLASI ETKİLERİ

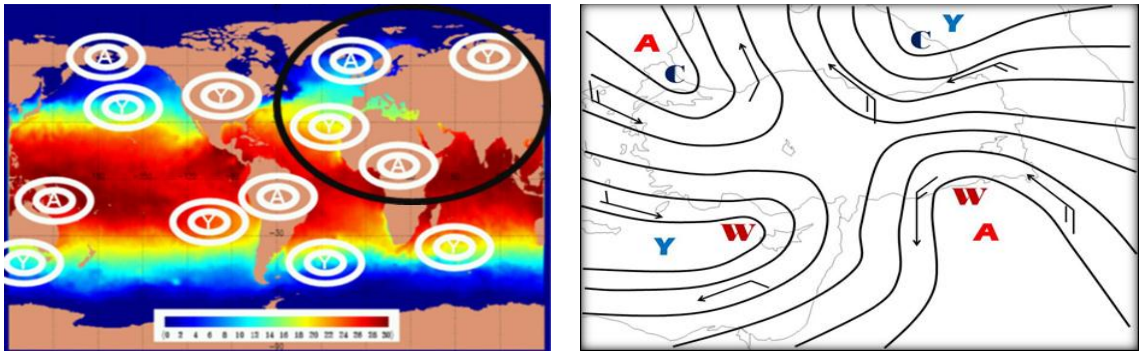
Küresel iklim senaryolarına göre Diyarbakır'ında içinde olduğu bölgelerde 2100 yılına kadar sıcaklıkta 2–3 °C artış beklendiğinden (IPCC, 2007; Kadıoğlu, 2008; Kadıoğlu ve arkadaşları, 2001) küresel ısınmanın Diyarbakır'a etkilerini mercek altına aldık.

Dünyayı etkileyen belli başlı basınç sistemleri var (Şekil 3a). Bunlardan dört tanesi (geniş daire içine alınanlar) Türkiye'yi de etkilemektedir (Şekil 3a-b). Bunlar; İzlanda Alçak Basınç Merkezi (IABM), Sibirya Yüksek Basınç Merkezi (SYBM), Azor Yüksek Basınç Merkezi (AYBM) ve Basra Alçak Basınç Merkezi (BABM)'dir. Küresel iklim senaryolarının Diyarbakır ve civarı için beklenen sıcaklık artışının ana kaynağı olarak BABM'in bölgemiz üzerinde etki alanını ve şiddetini artırması gösterilebilir. Ters muson oluğunun devamı niteliğinde olan BABM güneyli rüzgârların da etkisiyle kurak ve sıcak olan karasal tropikal havayı Diyarbakır üzerine taşıyarak sıcaklığı hızlı bir şekilde artırırken, nem oranının düşürmektedir. Ayrıca, gece (minimum) ve gündüz (maksimum) sıcaklıkları arasındaki farkın artması (çöl ikliminin karakteristik özelliği), basıncın düşmesi, kar yağışlı gün sayısının azalması ve yağış miktarlarının düşmesi bu basınç

merkezinde beklenen sonuçlardır. Bu bilgiler ışığında Diyarbakır'ın uzun yıllar (1975–2010) trendine baktığımızda şu sonuçları çıkartmak mümkündür (Şekil 4a-f);

- Günlük basınçta azalma trendi (Şekil 4a),
- Günlük bağıl nemde belirgin bir düşüş trendi (Şekil 4b),
- Yıllık sıcaklık ortalamalarında belirgin artış (Şekil 4c),
- Yıllık toplam yağış miktarlarında düşüş (Şekil 4d),
- Yıllık maksimum ve minimum sıcaklık farkı artış trendinde (Şekil 4e),
- Yıllık kar yağışlı günlerin sayısı 1990'lı yıllardan sonra düşüş trendinde (Şekil 4f).

Bütün bunlar, net olarak BABM'nin Diyarbakır ve çevresinde etkisini artırdığına işaret etmektedir.

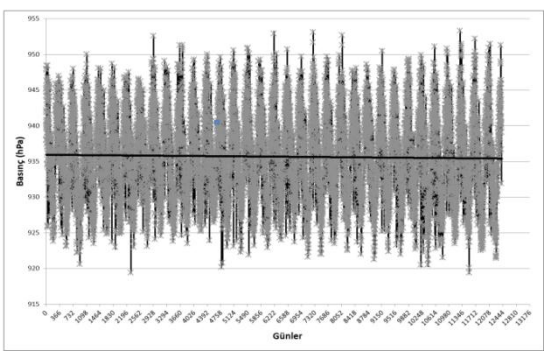


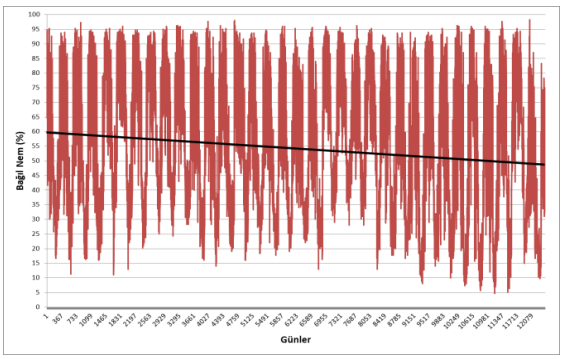
a **b**

Şekil 3. a) Basınç Merkezlerinin dağılımı (A: Alçak Basınç M., Y: Yüksek Basın M.)
b) Türkiye'yi Etkileyen Basınç Merkezleri

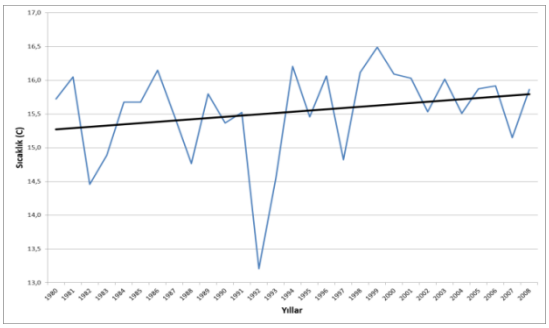
Atmosferdeki sera gazı birikimlerinin artışına bağlı olarak (Şekil 1a, Şekil 1c) önümüzdeki on yıllarda gerçekleşebilecek bir iklim değişikliğinin, Diyarbakır ve çevresinde neden olabileceği olası çevresel ve sosyoekonomik etkiler şöyle sıralanabilir;

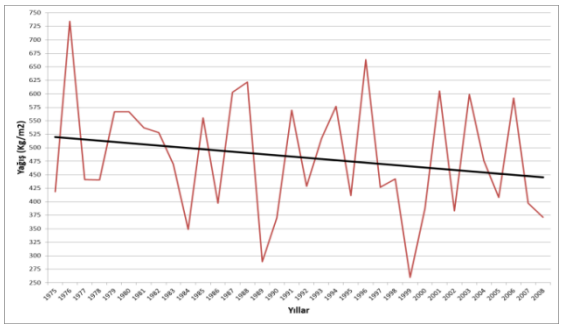
- Kuvvetli yağış ve sel olayları artacak (Şekil 5b).
- Çöl iklimi hüküm sürecek, çölleşme ve erozyon artacak (Şekil 3a-b).
- Toz ve kum fırtınalarının sıklığı ve etkisi artacak (Şekil 5c).
- Tarımsal üretim potansiyeli değişebilir.
- Kuzeye göç başlayacak.
- Yer altı ve yer üstü su kaynakları azalacak, su kalitesi düşecektir.
- İnsan sağlığı üzerindeki risk artacak (Şekil 5a).
- Soğutma ve havalandırma amaçlı enerji ihtiyacı artacak (IPCC, 2007; Gültekin, 2001).
- Diyarbakır'ın potansiyel olarak rüzgar enerjisi düşerken güneş enerjisi artacak (IPCC, 2007).
- Kar yağışları azalacak (Şekil 2a).



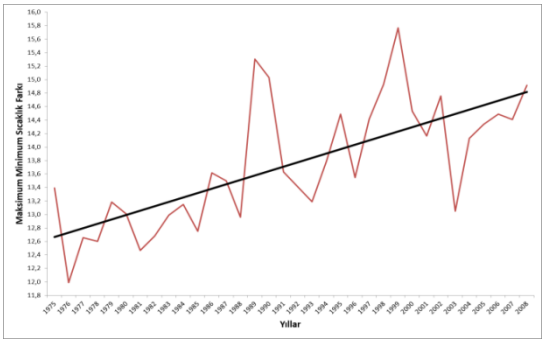


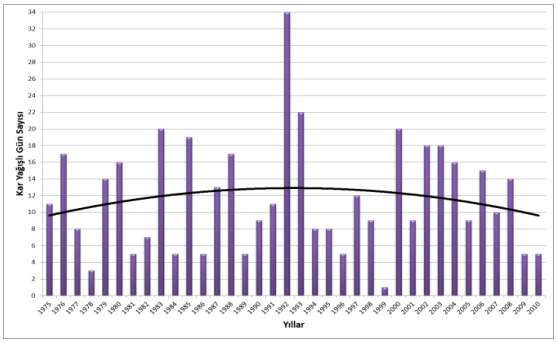
a **b**





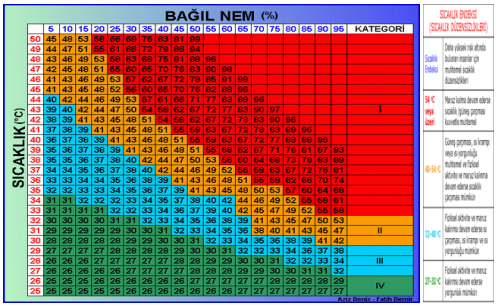
c **d**





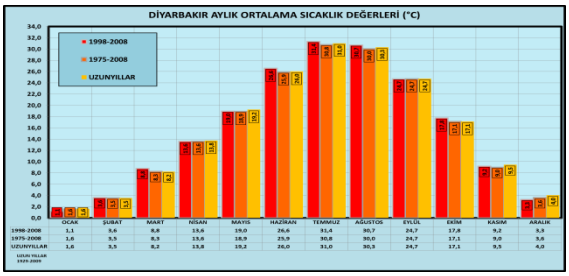
e **f**

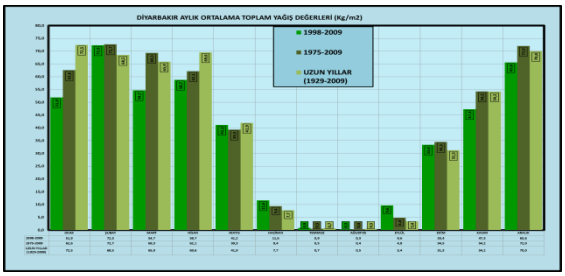
Şekil 4. *Diyarbakır'ın Uzun Yıllar;* **a)** Günlük Basınç b**)** Günlük Nem **c)** Yıllık Ortalama Sıcaklık **d)** Yıllık Toplam Yağış Miktarı **e)** Yıllık Ortalama Maksimum-Minimum Sıcaklık Farkı **f)** Yıllık Toplam Kar Yağışlı Gün Sayısı *Değişimi*



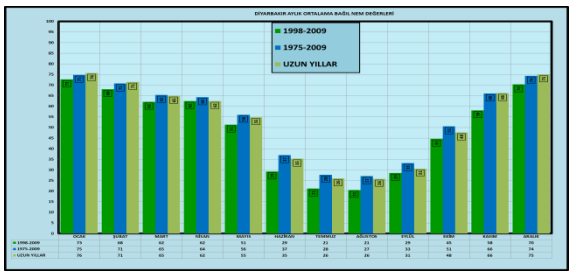
a **b** **c**

Şekil 5. a) Hissedilen Sıcaklık ve İnsan Sağlığına Etkisi; **b)** Diyarbakır'da bir Taşkın Hadisesi **c)** Güneydoğuda Bir Toz Fırtınası

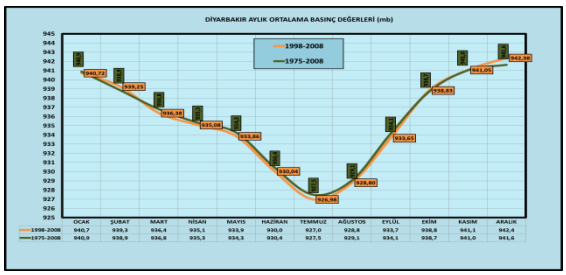




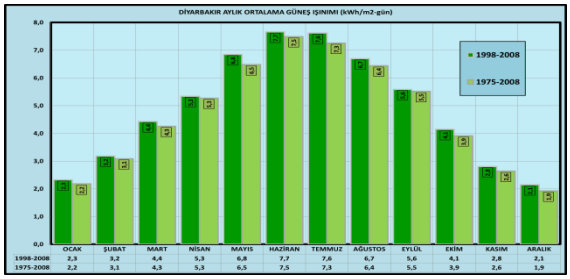
a **b**



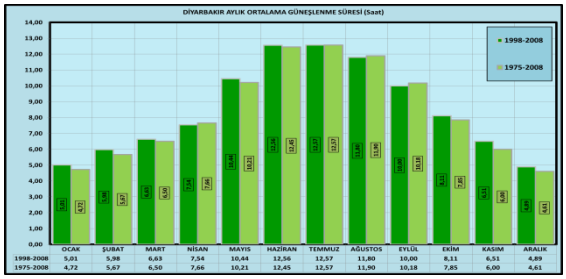
c



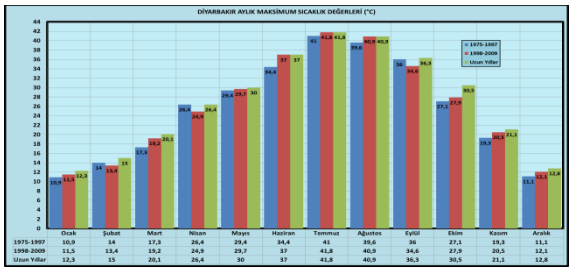
d



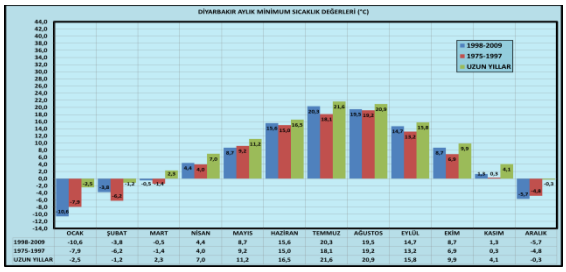
e



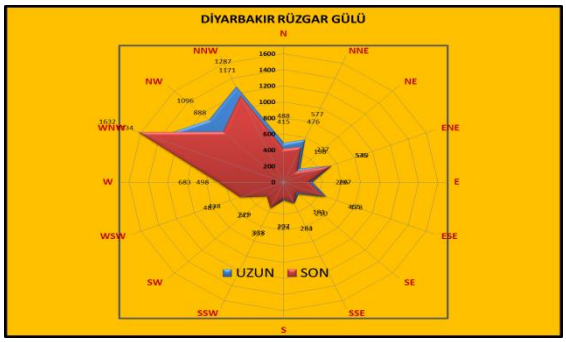
f



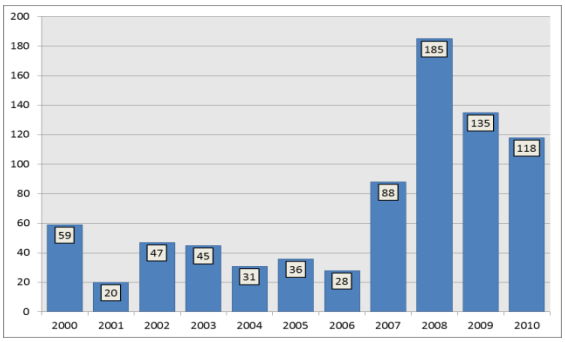
c



d



i



j

Şekil 6. Diyarbakırda son 10 yıllık ve uzun Yıllar; **a)** Sıcaklık, **b)** Yağış, **c)** Nem, **d)** basınc, **e)** Güneş Şiddeti, **f)** Güneşlenme Süresi, **g)** Mak Sıcaklık, **h)** Minimum Sıcaklık, **i)** Rüzhar Yönü, **j)** Diyarbakır'da 2000-2010 arası yıllara göre toz taşınımının dağılımı.

Son 11 yıllık ve uzun yıllar sıcaklık ortalamaları karşılaştırıldığında yaz aylarında sıcaklık artışı, kış aylarında sıcaklıklarda düşüş gözlenirken ve ilkbahar aylarında ise önemli bir değişiklik görülmemektedir (Şekil 6a). Toplam yağışların yaz aylarında hafif bir artış diğer aylarda ise düşüş göstermektedir. Son yıllarda yağış miktarlarındaki en belirgin düşüş, uzun yıllara göre 20.6 kg ile Ocak ayında gerçekleşmiştir (Şekil 6b). Son yıllarda bağıl nemin uzun yıllara göre bütün aylarda düşüş göstermektedir (Şekil 6c). Son yıllarda Diyarbakır'da basıncın ortalama 0.2 mb lık bir düşüş göstermektedir (Şekil 6d). Güneş ışınımı ve güneşlenme süresi dağılımlarında ise son yıllarda trendin artış yönünde olduğu görülmektedir. Güneş ışınımında yaz aylarında daha belirgin bir farkın oluştuğunu

söylemek mümkündür (Şekil 6e, Şekil 6f). Diyarbakır'ın son yılları en sıcak yaz ayları olarak kayıtlara geçmiştir (Şekil 6g). Ortalama aylık minimum sıcaklıkların ise son yıllarda daha düşük değerlerde olduğu görülmektedir (Şekil 6h). Ortalama maksimum ve minimum sıcaklık dağılımlarına göre son yıllarda minimum-maksimum sıcaklık farkının artığını söylemek mümkündür (Şekil 6g, Şekil 6h). Diyarbakır'da uzun yıllarda hakim rüzgar yönü kuzeyli (NNW) iken son yıllarda hakim rüzgar yönünün batılı (WWN) yönlere kaydığı görülmektedir (Şekil 6i). Son 11 yıllık periyotta toplam 792 gözlemde toz taşınımının olduğu tespit edilmiştir. 2000-2010 yılları arasında 2008 yılı Diyarbakır'da en yoğun (23%) toz taşınımının yaşandığı yıl olarak olmuştur. 2008 yılı boyunca toplam 185 gözlemde toz hadisesi gerçekleşmiştir (Şekil 6j).

5. KÜRESEL İLKİM DEĞİŞİMİNE KARŞI ALINMASI GEREKEN ACİL TEDBİRLER

Küresel iklim değişimi etkilerini azaltmak ve oluşa bilecek zararları minimize etmek amacıyla sürdürülebilir gerçekçi önlemlerin acilen alınması gerekir. Bu süreçte Devletin alması gereken acil tedbirler olduğu gibi birey olarak da üzerimize düşe görevler vardır.

5.1. Toplum Olarak Alınması Gereken Tedbirler

Diyarbakır ve çevresinde Küresel iklim değişiminin olumsuz etkilerine karşı gerekli tedbirler acilen hayata geçirilmelidir. İnsanlara otomobil kullanmayın, çevreyi daha az kirletin ve CO_2 miktarını düşürmek için tüketimleriniz azaltın, enerji kaynaklarını temiz enerjiye dönüştürün daha az enerji kullanın, suyu az tüketin gibi öneriler elbette doğru önerilerdir. Fakat bu, artan refah düzeyi ile birlikte insanları tüketim alışkanlıklarından vazgeçirmek konusundaki güçlükler nedeniyle, çok fazla uygulanabilir değildir. Bu yüzden vakit kaybetmeden aşağıdaki tedbirlerin uygulamaya geçirilmesi gerekir;

- Orman alanları bakımında çok fakir olan Diyarbakır ve çevresinin, hiç boş alan kalmayacak şekilde, daima yeşil kalabilen ve hızlı yetişen, az su isteyen ve yangına dayanıklı ağaçlarla ağaçlandırılması gerekir.
- Yer altı sularının kullanımı konusunda ciddi bir disiplin oluşturulması gerekir,
- Mümkün olduğu kadar sulak alan oluşturularak Mikro Klima alanları artırılmalıdır.
- Yeraltındaki büyük boşluklara tatlı su şarj edilerek buralar depo olarak kullanılabilir.
- Enerji tüketimi azaltılmalı ve yenilenebilir enerji kaynaklarına ağırlık verilmelidir.
- Çevrenin ve atmosferin korunmasına önem verilmeli ve gerekirse bu konuda kanuni zorlama yapılarak koruma hızlandırılmalı.
- Uluslar arası süreçleri (BM İklim Değişikliği Konferansı, Kyoto Protokolü, vb.) devam ettirirken, diğer yandan yerel bazda ulusal çareler üretilmeli.
- Su konusundaki hesaplar doğru yapılmalıdır. Çünkü tatlı su kaynakları Hidrolojik çevrimin en son ürünü olan Yağmur ve Kar'a bağlıdır. Hidrolojik döngüdeki bozulma her şeyi altüst edebilir.
- Tarım politikaları iklim değişimleri göz önünde bulundurularak doğru yapılandırılmalı ve düzenli gıda stokları tutulmalıdır.
- Sınır aşan sularla ilgili olarak, ilgili ülkelerle su paylaşımı ve su kullanımı konusunda ortak politikalar oluşturup, uyuşmazlıklar giderilmelidir.

5.2. Birey Olarak Alabileceğimiz Tedbirler

Küresel ısınmanın olumsuz etkilerine karşı birey olarak her birimizin alması gereken tedbirler vardır. Bunları şu şekilde sıralamak mümkündür;

- Kürese ısınmanın olası etkileri hakkında bilgilenelim.

- Ağaç dikelim.
- Enerjiden tasarruf edelim. Tasarruflu lambalar ve yeni teknolojiler kullanalım (Bu şekilde % 75-80 kadar enerji tasarrufu sağlanabilir).
- Suyu tasarruflu kullanalım. Bulaşık makinesine bulaşıkları koymadan önce musluk altında tutarak yıkamayalım.
- Elektrikli aletleri düğmesinden kapatalım.
- Alış verişimizi bulunduğumuz çevrede yapalım.
- Daha kısa mesafelere ve daha az sıklıkta seyahat edelim.
- Güneş enerjisinin kullanımını yaygınlaştıralım.
- Yemek pişirmeyi öğrenelim ve mümkün mertebe evde yemeye dikkat edelim.
- Az tüketip yeniden kullanalım, geri dönüştürelim. Plastik maddelerin kullanımını azaltıp mevcutları tekrar kullanalım. Kullanamadıklarımızı geri dönüşüm kutularına koyalım.
- Karar vericilere iklim değişimi problemine karşı duyarlı olduğumuzu fark ettirelim.

6. SONUÇ VE ÖNERİLER

Geçmiş 400.000 yılda CO_2 miktarı en fazla 320 ppm olmuşken, günümüzde bu miktarı 385 ppm'e kadar çıkmıştır (Kadıoğlu ve arkadaşları, 2001). Ve gelecekte CO_2 emisyonundaki yükselişin artarak devam etmesi beklenmektedir. CO_2 ile sıcaklık arasındaki paralellik (Şekil 1c) göz önüne alınarak, Diyarbakır'ı da içine alan Türkiye'nin Güneydoğusu ile Güney Avrupa bölgelerinde 2100 yılına kadar sıcaklığın 1,8 ile 4 °C artması beklenmektedir. Bu durum binlerce yıldır iklimde meydana gelen en dramatik değişikliktir.

İnsanoğlunun atmosfere saldığı CO_2 ve CFC gazları dolayısıyla küresel iklim değişiminin önüne geçmek mümkün olmayacaktır. Uygarlaşma ne kadar yavaşlarsa yavaşlasın ya da sera gazlarının salımı ne kadar azalırsa azalsın, küresel ısınma ve deniz seviyesinin yükselmesi asırlarca sürecek. Okyanuslardaki su seviyesi 18 ile 59 santimetre yükselecektir. Bu sürecin olumsuz etkilerini minimize etmek için gerek toplumsal ve gerekse bireysel olarak alınabilecek tedbirler olduğu unutulmamalıdır. Öyle görünüyor ki, insanlığın sonu insanoğlunun eliyle olacaktır.

Diyarbakır için yaptığımız bu çalışmanın bölgenin diğer yerleşim birimleri için de yapılması iklim değişiminin bölgedeki etkisi hakkında daha iyi sonuçlar ortaya çıkaracağı kanısındayız. Veri desteğinden dolayı DMİ yetkililerine teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

Cao, M. and Woodward, F. I., Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change, Nature, 393, 249-252, 1998.

Dickinson, R. E. And Cicerone, R. J., Future global warming from atmospheric trace gases, Nature, 319, 109 – 115, 1986.

Gültekin, M.L., Türkiye'de Derece-Günler Modellemesi ve Analizleri, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, *Doktora Tezi*, 242s, 2001.

IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change, Summary for Policymakers, Working Group III of the IPCC, Bangkok, Thailand, 23 pp, 2007.

Kadıoğlu, M., Küresel İklim Değişimi ve Türkiye, ISBN No: 9758621084, Güncel Yayıncılık, İstanbul, 382 s, 2008.

Kadıoğlu, M. Ve arkadaşları, Variations and Trends in Turkish Seasonal Heating and Cooling Degree-Days, *Climate Chang*, 49, 209-223, 2001.

Karl, T. R. and Trenberth, K. E., Modern Global Climate Change, Science, 302, 1719-1723, 2003.

Kayhan, M., Küresel İklim Değişimi ve Türkiye, DMİ Genel Müdürlüğü, Ankara, 16 s. www.eyd.cevreorman.gov.tr/kureselisinma/kureseliklimdegisimiveturkiye.pd, 2007.

Menzel, A. and Friends, European phenological response to climate change matches the warming pattern, Global Change Biology, 12, 1969-1976, 2006.

Pastor, J. and Post, W. M., Response of northern forests to CO_2-induced climate change,Nature, 334, 55 – 58, 1988.
Richard, M. A. and friends, Global climate change and US agriculture, Nature 345, 219–224, 1990.

Türkeş, M. ve arkadaşları, 2000. Küresel iklim değişikliği ve olası etkileri, Çevre Bakanlığı, Birleşmiş Milletler İklim Değişikliği Çerçeve Sözleşmesi Semineri, İstanbul Sanayi Odası, 13 Nisan 2000, 7-24, İstanbul.

TÜMAS, Türkiye Meteorolojik veri Arşiv Sistemi, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara http://tumas.dmi.gov.tr/wps/portal, 2010.

Yadvinder M. Y. and Friends, Climate Change, Deforestation, and the Fate of the Amazon, Science, 319, 169-172, 2008.

CLIMATIC CHANGES AND THEIR INFLUENCE ON STREAMFLOW IN CENTRAL ROMANIAN PLAIN

Adina-Eliza Croitoru, Florentina Mariana Toma
"Babes-Bolyai" University, Faculty of Geography, 5-7, Clinicilor Street, 400006, Cluj-Napoca, Romania,:
croitoru@geografie.ubbcluj.ro, florentinatoma01@yahoo.com

ABSTRACT
Temperature, precipitations and discharge flows data were used in order to analyze the general trends for a period of 43 years, in 5 weather stations and 8 hydrological observation points located in Central Romanian Plain. Mann-Kendall test and Sen's slope estimation for trends detection were applied to analyze both climatic main elements (temperature and precipitation) and discharge data sets. As main conclusion, most part of the analyzed data series show general decreasing trends for average and maximum discharge values in the whole area. They are well correlated with increasing temperature and decreasing trends in precipitations.

Keywords: *climatic changes, river discharge flow, trends, Mann-Kendall test and Sen's Slope estimates, Central Romanian Plain*.

INTRODUCTION
Most of the studies on the main climatic parameters fluctuations in Romania took into account the entire territory of the country. Usually, in those papers, only one or two stations of the Central Romanian Plain (between Olt and Arges Rivers) were considered (Iliescu, 1992, 1995). Detailed climatic studies for the area under study were not made until now. Former studies on air temperature trends in the Romanian territory gave different conclusions according to the number of weather stations and the analysed period (Neacsa and Dinca, 1980, Ciulache and Ionac, 1993, Ciulache and Cismaru, 2000, Sararu and Tuinea, 2000, Sararu, 2005). That is why it is quite difficult to compare the results. Generally, most of the studies showed increasing trends in the majority of the analysed data series; however, they did not determine the statistical significance of those trends.

Some papers on the precipitation trends in Romania established a good correlation with the NAO phases (Busuioc and Von Storch, 1996, Paul and David, 2006). Using different periods, some authors consider that the positive phase of the NAO and the reduction in blocking activity may be one of the causes generating decrease trends in winter precipitation in Romania (Tomozeiu et al., 2005) or only in the extra-Carpathian region, including our study area, too (Ghioca, 2006). Some authors identified a pronounced variability and the intensification of deficit over the southern regions after 1961 (Busuioc et al., 2008).

Hydrological analyses for the studied area are not very often. Hydrological analyses of some wider regions or for the entire country were made. Some of them considered rivers from Central Romanian Plain (between Olt and Arges rivers) (Ujvari, 1972, Zaharia, 1993, 2004).

Because this region is one of the main agricultural areas of the country, we decided to analyse in detail the changes that appeared in the last few decades, both for main climatic and hydrological parameters and also to established if there is any correlation between climatic changes and rivers discharges.

DATA AND METHODS

Data

Climatic data collected in five weather stations and hydrological data recorded in eight hydrometric stations located on six rivers from Central Romanian Plain were used for this study. They are located in the area as it is presented table 1 and figure 1.

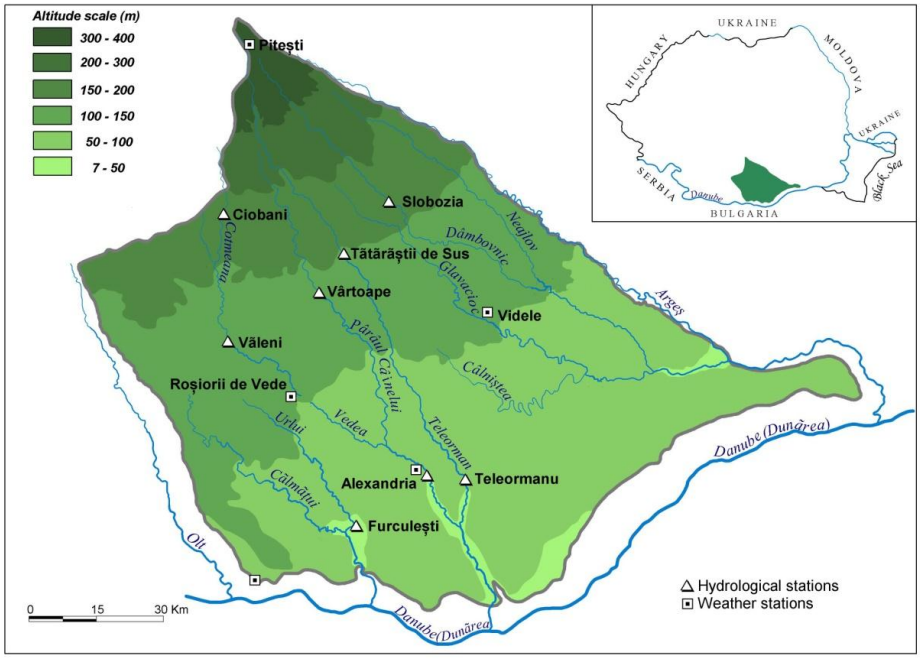


Figure 1. Location of the hydrometric and weather *stations*

Table 1. Rivers and hidrometric observations stations

Nr. crt.	River	Hidrometric station	Nr. crt.	Weather station
1.	Cotmeana	Ciobani	1.	Alexandria
2.	Dambovnic	Slobozia	2.	Rosiorii de Vede
3.	Teleorman	Tatarastii de Sus	3.	Pitesti
		Teleormanu	4.	Turnu Magurele
4.	Urlui	Furculesti	5.	Videle
5.	Paraul Cainelui	Vartoapele		
6.	Vedea	Alexandria		
		Valeni		

The analyzed data sets cover 43 years (1965-2007). The climatic data were provided by European Climate Assessment database (Klein Tank et al., 2002) and by National Meteorological Administration.

To calculate trends, 17 data series were considered for each location for climatic parameters (12 monthly series, 4 seasonal series and one annual series) while for hydrological data only monthly and annual discharge series were used.

Methods

To detect and estimate trends in the hydrological drought parameters time series, the Excel template MAKESENS (Mann-Kendall test for trend and Sen's slope estimates), developed by researchers of the Finnish Meteorological Institute (Salmi et al., 2002), was used. In Romania, the same method and software have also been used with good results to identify

trends in different data series (temperature, precipitations, fog) (Holobaca et al., 2008, Muresan and Croitoru, 2009, Croitoru and Toma, 2010).

The procedure is based on the nonparametric Mann-Kendall test for the trend and Sen's nonparametric method for the magnitude of the trend (Mann, 1945, Kendall, 1975). Sen's method uses a linear model to estimate the slope of the trend, and the variance of the residuals should be constant in time.

The MAKESENS software performs two types of statistical analyses: first, the presence of a monotonic increasing or decreasing trend is tested with the nonparametric Mann-Kendall test, and then, the slope of a linear trend estimated with Sen's nonparametric method is computed (Gilbert, 1987). In MAKESENS, the tested significance levels α are 0.001, 0.01, 0.05, and 0.1. Both methods are used here in their basic forms. To determine correlation between precipitation amounts and rivers flows, Bravais-Pearson linear correlation coefficient was employed. Recently, the method was successfully used also by Ugouwale et al. (2010). Using it, detection of the presence of a linear relation between precipitation and river discharges was possible.

(1) $$r(P,Q) = \frac{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{n}(P_i - \overline{P})(Q_i - \overline{Q})}{\sigma(P)\cdot\sigma(Q)}$$

r - Bravais-Pearson linear correlation coefficient;
N – total number of observations;
Pi, *Qi*, - values of precipitation series;
Qi – values of the discharge flow series;
$\overline{P}$ and $\overline{Q}$ - average values of precipitation and flows;
$\sigma(P)$, $\sigma(Q)$ - standard deviations of precipitation and discharge flows ranges, where:

(2) $$\sigma(P) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(P_i - \overline{P})^2}{N-1}}$$

(3) $$\sigma(Q) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(Q_i - \overline{Q})^2}{N-1}}$$

If *r* coefficient is above 0.5, one can consider that there is a direct correlation between precipitation and discharge flows data series.

RESULTS

Climatic changes

The evolution of temperature trend shows a generalized increasing slope for the entire region. The great majority of the analyzed data sets, meaning 62 out of 85 representing 72.94% indicated positive trends. For 11 data series type (eight months, annual, spring and summer datasets), upward slopes were recorded in every station (Table 2).

More, for the annual, summer and summer months dataseries increasing slopes experienced different levels of statistically significance from 90% to 99.9% (α=

0.1…0.002). The most important increasing temperature was recorded during summer season, with 99.9% significance level.

Table 2. Sen's slope estimate of air temperature (ºC/decade)

Location	Pitesti		Videle		Rosiorii de Vede		Alexandria		Tr. Magurele	
Data set	Q[1]	S[2]	Q	S[2]	Q	S[2]	Q	S[2]	Q	S[2]
J	**0.696**	*	**0.265**		**0.213**		**0.322**		**0.212**	
F	**0.354**		**0.315**		**0.289**		**0.366**		**0.298**	
M	**0.344**		**0.304**		**0.258**		**0.300**		**0.203**	
A	-0.067		0.000		0.000		0.069		-0.056	
M	**0.266**		**0.257**		**0.303**		**0.290**		**0.140**	
J	**0.667**	***	**0.636**	**	**0.614**	**	**0.750**	***	**0.442**	*
J	**0.552**	**	**0.500**	**	**0.500**	**	**0.538**	***	**0.452**	**
A	**0.553**	**	**0.500**	**	**0.500**	*	**0.545**	**	**0.467**	*
S	0.000		-0.133		-0.131		-0.080		-0.200	
O	**0.237**	+	**0.196**		**0.200**		**0.188**		**0.226**	
N	0.000		0.000		0.050		0.000		-0.065	
D	0.200		-0.086		-0.127		-0.155		-0.167	
Annual	**0.242**	*	**0.195**	*	**0.159**	+	**0.187**	+	**0.151**	+
DJF	0.333		0.133		-0.037		-0.033		-0.031	
MAM	**0.159**		**0.176**		**0.146**		**0.202**		**0.093**	
JJA	**0.532**	***	**0.504**	***	**0.497**	***	**0.539**	***	**0.444**	**
SON	0.061		0.000		0.012		0.000		0.025	

[1]–Average slope; [2]–Statistically significance: □□□□α□= 0.1; * - □α□= 0.05; ** - □α=0.01;

*** - α = 0.001; Values in bold indicate generalized trend on the entire area.

Even if some studies considering continental or global scale indicate the most important increasing during winter (IPCC, 2001), in the analysed region the increasing temperatures are present only in January and February, while for December, only one station experienced positive trends. Winter season indicated decreasing ternds for Northern stations (Pitesti and Videle) and positive trends for the South, Western and Central stations (Turnu Magurele, Rosiorii de Vede and Alexandria). At the same time it is remarkable that with one single exception (Pitesti Junuary data set) none of those slopes are statistically significant.

Beyond winter periods, some autumn and spring data sets indicated stationary or decreasing trends for the majority of the measurement locations. They are specific mostly to April and November monthes.

In order to identify trends in precipitation amounts, the same 17 data series types were analyzed. The general trend is also generalized in the area, but this time it is a decreasing one (Table 3).

For the majority of the analyzed data series, downward trends are specific. 60% of the considered datasets have negative slopes. But, contrary to temperature series, where more than half of the slopes identified are statistically significant, in the case of precipitation, only 8 series representing less than 10 % of the total amount are statistically significant with different chances to be real: 90% to 99%.

General decreasing trend for the entire area was computed for six data series (annual, summer, February, June, August and September). Increasing trends are specific, mainly, to autumn season (autumn, September and October data series).

If economical profile of the region is considered, the double number of situations with decreasing precipitation amounts compared to that of the increasing trends becomes more important (Croitoru A. and Toma F., 2009). Thus, decreasing trends are specific to those periods which are very important for agricultural crops: during end of the winter, in February, when the water reserve is very important for germination and during summer, in June and July, when water is necessary for plants growing, grain filling and maturation. The slopes are very impressive, especially if we talk about summer season or annually values. Thus, summer precipitation decreasing rate is between 6 and 24 mm/decade. The situation becomes dramatic for the area, if notice that the highest value, recorded at Alexandria weather station, in the central part of the region, is statistically significant. At the same time, the upward trends during autumn have slow slopes, especially in the south of the area and they are not enough to balance the downward trends during summer.

Table 3. Sen's slope estimate of precipitation data series (mm/decade)
(after Croitoru and Toma, 2010)

Location	**Pitesti**		**Videle**		**Rosiori de Vede**		**Alexandria**		**Tr. Magurele**	
Data set	Q[1]	α[2]	Q	α	Q	α	Q	α	Q	α
J	1.029		0.145		-1.854		-1.777		-2.396	
F	**-1.207**		**-2.297**		**-5.649**	*****	**-4.586**	**+**	**-4.125**	*****
M	1.471		2.459		1.025		0.540		-0.387	
A	1.365		1.812		-0.336		0.364		0.739	
M	-2.117		0.689		-3.520		1.386		-2.819	
J	**-10.031**		**-2.141**		**-5.319**		**-3.209**		**-7.523**	**+**
J	3.370		-0.528		-1.069		-5.101		-0.498	
A	**-3.325**		**-7.933**		**-1.818**		**-13.976**	******	**-5.426**	
S	**5.458**		**4.855**		**3.639**		**6.214**	**+**	**6.739**	
O	**5.697**		**3.240**		**3.074**		**1.986**		**2.927**	
N	**-1.125**		**-2.012**		**-4.637**		**-2.766**		**-4.390**	
D	1.146		2.244		-0.400		-0.602		-1.519	
Annual	**-11.682**		**-8.943**		**-22.511**		**-30.459**		**-30.000**	
DJF	2.889		-3.164		-9.002		-11.600	+	-12.216	+
MAM	0.825		3.277		-2.895		1.931		-3.690	
JJA	**-9.010**		**-10.906**		**-6.750**		**-24.458**	**+**	**-14.865**	
SON	**8.063**		**9.456**		**4.892**		**7.638**		**8.139**	

[1] – Average slope (Sen's slope); [2] – Statistical significance: □□□□α= 0.1; * - □α=0.05; ** - □α=0.01; *** - α=0.001; values in bold indicate generalized trend on the entire area.

The annual amounts analysis revealed general negative trend in the entire plain sector. The slope values increase from North to South where they became almost triple than those in the North. The highest values grow up to 30 mm/decade. Fortunately, they are not statistically significant.

Hydrological analysis

For hydrological analyses average and maximum discharge flows were considered. *Average discharge flows* show a generalized regime on the entire region. Maximum values, were

recorded at the end of the winter or at the beginning of the spring, while minimum values are specific to the late summer (generally August) (table 5). The highest flows can be assimilated to the high waters of late winter and early spring due both to snow melt and liquid precipitation. The low waters of late summer are considerably determined by the high values of the evapotranspiration.

Maximum discharge flows do not respect any distribution law either in space or time: maximum values vary from February till July, while minimum values were recorded from June till November.

Trends were also analyzed for average and maximum discharge flow. Monthly and annual datasets for each measurements location were considered. One can notice that both for average and maximum discharge flow values, general decreasing trend is specific to the entire area. *Average discharge flow* values analysis indicated general decreasing statistically significant trends for annual datasets (α=0.05…0.01) (Table 6). There are only two exceptions, those of the small tributaries Urlui and Dimbovnic. They experienced also negative trends, but statistically insignificant.

Table 5. Average and maximum discharge flows on rivers in Central Romanian Plain

River	Vedea		Teleorman		Urlui	Dimbovnic	P. Cainelui	Cotmeana
Station	Valeni	Alexandria	Tatarasti	Teleorman	Furculesti	Slobozia	Vartoapele	Ciobani
Average discharge								
J	3.23	6.29	2.65	3.06	0.66	2.04	3.12	0.97
F	7.97	14.45	4.93	5.61	0.74	2.72	2.12	3.09
M	9.40	18.39	4.15	7.10	0.70	2.97	3.43	2.55
A	4.30	7.82	2.34	3.61	0.59	1.91	2.44	1.64
M	4.39	6.64	2.69	2.55	0.49	1.68	2.49	1.69
J	4.12	6.34	3.43	2.44	0.43	1.86	2.82	1.54
J	4.66	7.36	1.06	2.76	0.43	1.87	1.36	1.54
A	1.46	3.45	1.36	1.63	0.36	1.45	1.66	0.53
S	1.67	3.68	2.31	2.15	0.43	1.68	2.97	1.04
O	3.27	6.97	0.95	3.07	0.58	1.93	1.52	1.03
N	1.97	4.20	0.78	2.22	0.63	1.43	1.72	0.50
D	3.00	5.46	1.16	2.50	0.66	1.63	1.39	0.81
Annual	**4.12**	**7.65**	**3.10**	**3.23**	**0.56**	**1.94**	**2.84**	**1.40**
E. Average values of the monthly maximum discharge								
J	20.59	30.20	8.04	9.26	1.03	5.81	1.46	9.65
F	53.95	74.00	18.75	20.33	1.27	10.78	3.91	18.71
M	60.66	88.04	17.31	28.10	1.24	13.77	5.41	24.27
A	32.76	42.50	12.94	13.33	1.19	9.10	2.30	18.84
M	40.19	45.19	13.51	7.93	1.01	5.62	0.74	29.99
J	42.31	31.80	7.97	8.11	0.86	5.60	1.07	16.92
J	63.39	70.87	7.91	12.15	1.41	5.42	2.24	31.78
A	11.21	14.79	3.07	4.08	0.92	3.36	0.35	14.04
S	13.17	13.70	3.85	6.23	0.89	7.35	0.37	19.19
O	19.83	26.90	5.17	9.00	1.06	3.18	1.06	8.35
N	10.13	15.78	2.72	3.57	1.17	2.16	0.44	3.69
D	19.15	23.03	5.07	5.45	1.09	3.82	0.52	7.19
Annual	**32.28**	**39.87**	**8.90**	**10.63**	**1.09**	**6.39**	**1.66**	**16.93**

Actually, Dimbovnic has a very different behavior compared to the other rivers in the area, meaning that it experienced 10 out of 13 datasets with positive slopes. It is very interesting that the only two months with negative trends (February and March) make the

annual values to have also decreasing trend. Anyway, none of the slopes has statistical significance, thus, we consider that more explanations are not necessary.

The most part of the negative statistically significant slopes in the area were recorded during cold half of the year, especially from November till March. They can be directly correlated with the decreasing in total precipitation amounts in the area also recorded during November, February and winter season. At the same time, decreasing temperature for the most part of the studied region and increasing snow cover during winter season may lead to decrease in the liquid discharge during cold months as consequence of the precipitation water storage as snow cover.

Maximum flow values showed the same decreasing trends, but maybe in a more dramatic manner, if we consider that the area make part of one of the most important agricultural one. Thus, from the total of 104 data series analyzed for this parameter, more than 95% had negative slopes, while, more than half (58%) are statistically significant (α = 0.1…0.001) (Table 6). For all rivers considered, from November till May, but also in August, all the datasets indicated decreasing flows. For the winter decreasing, causes may be considered as being the same with the up-mentioned in the analysis for flow average values.

As regards summer maximum flow values, there are only two data series showing positive trends. In this situation we can consider that, besides decreasing total amounts of precipitation, evapo-transpiration generated by the increasing

Table 6. Sen's slope estimate of average and maximum discharge trends in Central Romanian Plain for the period 1965-2007 ($m^3/s*decade$)

Series	Vedea 1 (Valeni)		Vedea 2 (Alexandria)		Teleorman 1 (Tatarastii de Sus)		Teleorman 2 (Teleormanu)		Urlui (Furculesti)		P. Cainelui (Vartoapele)		Cotmeana (Ciobani)		Dimbovnic (Slobozia)	
	Q	α	**Q**	α	**Q**	α	**Q**	α	**Q**	α	**Q**	α	**Q**	α	**Q**	α
Average discharge																
J	-0.150		-0.543	*	-0.084		-0.357	**	-0.038		-0.013		-0.025		0.061	
F	**-1.327**	*	**-2.922**	**	**-0.308**	*	**-1.141**	**	**-0.090**	**	**-0.110**	*	**-0.240**	*	**-0.186**	
M	**-0.450**		**-1.550**	*	**-0.176**	*	**-0.747**	*	**-0.056**		**-0.072**	+	**-0.111**		**-0.183**	
A	-0.115		-0.500		-0.032		-0.098		-0.002		0.016		-0.081		0.123	
M	-0.404	*	-0.652	*	-0.013		-0.131		-0.006		-0.003		-0.191	*	0.057	
J	-0.526		-0.841	*	-0.052		-0.270		-0.023		-0.011		-0.145		0.142	
J	-0.308	*	-0.742	*	-0.021		-0.178		-0.012		-0.014		-0.057		0.112	
II. A	-0.041		0.029		0.000		-0.076		0.014		-0.011	+	0.007		0.193	
S	-0.094		-0.205		0.003		-0.095		-0.044		-0.012	*	-0.002		0.162	
O	0.043		0.003		0.020		-0.043		-0.026		-0.011	+	0.006		0.194	
N	-0.025		-0.335	*	-0.037		-0.191	**	-0.037		-0.019	*	-0.011		0.150	
D	-0.246		-0.407	+	-0.094	*	-0.200	**	-0.020		-0.023	+	-0.010		0.030	
Annual	**-0.877**	*	**-1.270**	**	**-0.158**	*	**-0.429**	**	**-0.039**		**-0.059**	*	**-0.239**	**	**-0.020**	
Maximum discharge																
J	**-0.286**		**-1.057**	*	**-0.256**	*	**-1.038**	**	**-0.150**	***	**-0.035**		**-0.191**	+	**-0.179**	
F	**-5.324**	*	**-1.200**	**	**-0.861**	+	**-4.333**	**	**-0.258**	***	**-0.530**	**	**-0.933**	*	**-1.211**	*
M	**-0.931**		**-2.775**	+	**-0.427**		**-1.600**	+	**-0.202**	**	**-0.147**		**-0.366**		**-0.585**	+
A	**-0.286**		**-0.800**		**-0.193**		**-0.263**		**-0.161**	**	**-0.056**		**-0.322**		**-0.277**	
M	**-1.466**	*	**-2.374**	*	**-0.500**	+	**-0.394**		**-0.190**	**	**-0.054**	**	**-1.855**	**	**-0.172**	
J	-1.380		-0.615		-3.000	*	-1.229	**	-0.219	**	-0.054	*	3.545		-0.270	
J	-2.093	*	-3.571	*	8.040	***	-0.709	**	-0.125		-0.085	**	-0.722	**	-0.767	**
III. A	**-0.107**		**-0.193**		**-0.096**		**-0.277**	+	**-0.140**	+	**-0.040**	*	**-0.053**		**-0.016**	
S	-0.167		-0.342		-0.007		-0.329	***	-0.157	*	-0.023	*	-0.063		0.150	
O	0.072		-0.042		0.000		-0.118		-0.164	*	-0.022	*	-0.005		0.150	
N	**-0.227**		**-0.562**	+	**-0.128**	*	**-0.330**	**	**-0.176**	**	**-0.022**		**-0.092**	*	**-0.139**	
D	**-0.527**		**-0.500**		**-0.180**	+	**-0.309**		**-0.142**	**	**-0.040**	*	**-0.042**		**-0.272**	+
Annual	**-6.670**	+	**-6.898**	*	**-1.126**		**-2.308**	*	**-0.193**	***	**-0.362**	*	**-2.529**	*	**-0.670**	

Legend: ** - α□□= 0.01 significance level; * - α□□= 0.05 significance level; + - α□□= 0.1 significance level; values in bold represent generalized trend (increasing or decreasing) in the area. Values in bold indicate generalized trend on the entire region.

summer temperature become a main cause in the general decreasing trend in maximum flow values.

The extremely high positive slope value of July on Teleorman River was due to the huge amounts of precipitation (226 mm, more than three times higher than the multiannual average value) that generated the catastrophic flood affecting the area during summer of the year 2005 gave. The maximum-recorded flow value was 75.2 cm/sec, the highest for July month.

Analyzing trend slopes of the main rivers or the region, Vedea and Teleorman, the average flows decrease with a rate between 0 and 22 % and respectively, between 0 and 9% per decade. These rates are much higher than those given by models that estimated 0-23 % in average discharge flow reduction for Southern Europe until 2020 (IPCC, 2007).

Correlation between precipitation and discharge flows

Correlation between precipitation and discharge flows considered sum of annual precipitations and the average values of annual discharge flows of rivers in the area. Correlation coefficient was calculated between the discharge flow of every hydrological station and the precipitation range recorded in the closest weather station for each location (table 7).

The analysis showed different results for rivers in the studied region. Thus, for the main river of the area, Vedea, the values of *r* coefficient indicate that there is a linear correlation between annual precipitation amounts and average annual discharge flows ($r > 0.50$) for the two couples of data series. For the second river in order of importance, Teleorman, the linear correlation was found only for one of the two analyzed couple of data series.

Little tributaries discharges do not correlate with precipitation ranges to any of the stations.

Table 7. Bravais-Pearson correlation coefficient

River	Hydrometric station	Weather station	Bravais-Pearson Coefficient
Vedea	Alexandria	Alexandria	**0.59**
	Valeni	Rosiorii de Vede	**0.67**
Teleorman	Tatarastii de Sus	Pitesti	**0.53**
	Teleormanu	Alexandria	0.17
Cotmeana	Ciobani	Pitesti	**0.54**
Dimbovnic	Slobozia	Pitesti	0.36
Urlui	Furculesti	Tr. Magurele	0.40
P. Cainelui	Vartoape	Rosiorii de Vede	0.34

CONCLUSIONS

Analyzing both climatic and hydrological parameters, we reached few conclusions.

Temperature analysis indicated important statistically significant positive slopes. Annual data series slopes varied between 0.15 and 0.25°C/decade. Contrary to long term trend for global and regional scales, which, showed a more important increasing during winter time, in Central Romanian Plain, the highest slopes were recorded during summer months when slopes over passed, generally, 0.5°C/decade.

Total amounts of precipitation recorded decreasing trends in the entire area, especially for summer months and for annual values. Slopes vary from one station to another and depending on time series, but only few data sets of Southern stations show statistical significance.

Hydrological analysis showed generalized regime on the entire region. The highest values of average flows recorded at the end of the winter or at the beginning of the spring while minimum values were specific to the late summer. An overall decreasing trend both for average and maximum discharge flows was recorded. The slopes are higher during the cold period of the year having as main cause, the most probable, and the changes in climatic factors. Thus, lower flows may be caused both by the general decreasing of precipitation amounts and by the increasing of snow cover depth which, "keeps" the water in its solid form (Croitoru and Toma, 2010).

Bravais-Pearson linear correlation coefficient analysis showed the best correlation between precipitation and discharge flows for the biggest rivers of the analyzed area, Vedea and Teleorman.

REFERENCES

Bojariu Roxana (2009), *Romania, afectata de reducerea resurselor de apa* (interviu acordat ziarului Evenimentul zilei, 4 mai 2009), http://www.resursenaturale.org/romania-afectata-de-reducerea-resurselor-de-apa , Accessed on January 31, 2009.

Bordei-Ion, Ecaterina (1983), *Rolul lantului alpino-carpatic in evolutia ciclonilor mediteraneeni*, Editura Academiei, Bucuresti.

Busuioc, Aristita, Von Storch, H. (1996), *Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large-scale circulation*, Tellus, 47, 4.

Busuioc, Aristita, Boroneant, Constanta, Baciu, Madalina, Dumitrescu, Al. (2008), *Observed temperature and precipitation variability in Romania* (PowerPoint presentation), http://meteo.hr/SEECOF08/day2/2-19.pdf, accessed on February 1, 2010.

Ciulache, S., Ionac, Nicoleta (1993), *General Evolution Trends of Air Temperature in Romania*. Analele Universitatii din Bucuresti, seria Geografie, XLII.

Ciulache, S., Cismaru, C. (2000), *Climatic Changes in Romania (Air Temperature).* Analele Stiintifice ale Universitatii 'Al.I.Cuza' Iasi, XL, s.II.s. Geografie.

Croitoru, Adina-Eliza, Toma, Florentina Mariana (2010), Trends in Precipitation and Snow Cover in Central Part of *Romanian Plain*, in Geographia Technica, 1.

Croitoru, Adina-Eliza, Chiotoroiu, Brindusa, Iancu, Ioana (2011), *Precipitation Analysis Using Mann-Kendal Test and WASP Cumulated Curve in Southeastern Romania* in Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geographia, 1 (in press).

Ghioca, Monica (2006), *Spatial and temporal variability of Romanian precipitation and river flows on winter period in connection with the North Atlantic Oscillation*, Balwois conference, http://balwois.com/balwois/abstract.php?id=559 , accessed on January 30 2010.

Ghioca, Maria-Monica (2008), *Evaluarea fizica a impactului climatic asupra extremelor hidrologice*, Teza de doctorat, Universitatea Bucuresti.

Gilbert, R.O. (1987), *Statistical methods for environmental pollution monitoring,* Van Nostrand Reinhold , New York.

Holobaca I.-H., Moldovan F., Croitoru Adina-Eliza (2008), *Variability in Precipitation and Temperature in Romania during the 20th Century*, Fourth International Conference, Global Changes and Problems, Theory and Practice, 20-22 April 2007, Sofia, Bulgaria, Proceedings, Sofia University "St. Kliment Ohridski",

Faculty of Geology and Geography, "St. Kliment Ohridski" University Press, Sofia.

Iliescu, Maria-Colette (1992), *Tendinte climatice pe teritoriul Romaniei*, Studii si cercetari de geografie, XXXIX.

Iliescu, Maria-Colette (1995), *Characteristics of Romania's climate secular variation as expressed by thermal-pluviometrical indices*, Revue Roumaine de Geographie, 39.

Kendall, M.G. (1975), *Rank Correlation Methods*, 4th Edition, Charles Griffin, London.

Klein Tank A.M.G. and Coauthors (2002), *Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment*, Int. J. of Climatol., 22, 1441-1453. Data and metadata available at http://eca.knmi.nl .

Mann, H.B. (1945), *Non-parametric tests against trend*, Econometrica, 13.

Muresan, Tatiana, Croitoru, Adina-Eliza (2009), *Considerations on Fog Phenomenon in the North-Western Romania*, Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geographia, LIV, 2.

Neacsa O., Dinca I. (1980), *Tendencies of winter and summer air temperature variation in Romania*, Revue Roumaine de Géologie; Géophisique et Géographie Géographie, 24.

Ogouwale, R., Donou, B., Houssou, C., Boko, M. (2010), *Vulnerabilité des établissements humains aux événements pluviométriques extrèmes dans le bassin de l'Oueme à Bonou (Benin)*, Geographia Technica, 1.

Paul, P., David, B.S. (2006), *Analysis of the hystorical precipitation sums of Sulina station by means of power spectra in relation to Sibiu station and NAO and SOI indexes*, Geographia Technica, 2.

Salmi, T., Määttä, A., Anttila, Pia, Ruoho-Airola, Tuija, Amnell, T. (2002), Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates –the Excel template application MAKESENS, Publications on Air Quality No. 31, Report code FMI-AQ-31.

Sararu L.I. (2005), *Differentiation by Season of the Air Temperature Regime Trend in Romania* (in Romanian). Analele Universitatii Spiru Haret, 8, Bucuresti.

Sararu L., Tuinea P. (2000), *Variation and Regime Tendencies of Winter in Northern Moldavia, A Climate Variability Index*. Analele Stiintifice ale Universitatii 'Al.I.Cuza' Iasi, XL, s.II.s. Geografie.

Tomozeiu, Rodica, Stefan, Sabina, Busuioc, Aristita (2005), *Winter precipitation variability and large-scale circulation patterns in Romania*, Theoretical and Applied Climatology, 81.

Ujavari, I. (1972), *Geografia apelor Romaniei*, Editura Stiintifica Bucuresti.

Zaharia, Liliana (1993), *Cateva observatii asupra scurgerii medii a unor rauri tributare Dunarii romanesti*, in Analele Universitatii Bucuresti, Geografie.

Zaharia, Liliana (2004), *Water resources of Rivers in Romania*, in Analele Universitatii Bucuresti, Geografie.

Administratia Nationala de Meteorologie (2009), *Clima Romaniei*, Editura Academiei Romane, Bucuresti.

IPCC (2001), *Third Assessment Report - Climate Change,Chapter 2 - Observed Climate Variability and Change*, Christy J.R., Clarke R.A., Gruza G.V., Jouze J., Mann M.E., Oerlemans J., Salinger M.J., Wang S.W. Lead Authors; http://www.grida.no/publications/other/ipcc_tar . Accessed 22 September 2010.

IPCC (2007), *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Cntribution to Working Group II to the Fourth Assessement Report of the Intergovernamental Panel on Climate Change*, Parry, M.L, Canziani, O.F., Palutikof, J.P., Van der Linden, P.J., Hanson, C.E. Eds., Cambridge University Press, Cambridge, UK.

TÜRKİYE'DE KAR YAĞIŞLARININ BAŞLANGIÇ VE BİTİŞ TARİHLERİNDE GÖZLENEN DEĞİŞİKLİKLER VE EĞİLİMLER

[1]Şeyda KARTUM, [2]Telat KOÇ, [2]Murat TÜRKEŞ
[1]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale
[2]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale

Özet
Kar yağışı özelliklerindeki alansal ve zamansal değişimler, hidroloji ve su kaynaklarını doğrudan etkilediği için, kar yağışlı dönemlerin başlangıç ve bitiş tarihlerindeki değişimler temel belirleyici kar yağışı özelliklerinden birisi olarak görülür. Buna bağlı olarak, çalışmanın amacı, Türkiye'de kar yağışlı günlerin başlangıç ve bitiş özelliklerinde gözlenen uzun süreli değişiklikler ve eğilimlerin belirlenmesidir. Çalışmada verileri kullanılabilir 217 klimatoloji/meteoroloji istasyonun kar yağışlarının başlangıç ve bitiş dönem özelliklerindeki uzun süreli eğilimler, Mann-Kendall sıra ilişki katsayısı yöntemi uygulanarak sınandı ve çözümleme sonuçları Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ortamında haritalandırıldı.

Mann-Kendall sınamasına göre, Türkiye'de kar yağışlı dönemlerin başlangıcında artış bitişinde ise azalma eğilimi egemendir. Kar yağışlarının başlangıç tarihinde anlamlı artış görülen (kar yağışlı dönemin başlangıcındaki daralmayı gösterir) istasyonlar, Sarıkamış, Erzurum, Doğubayazıt, Elazığ, Bingöl, Solhan, Hınıs ve Tatvan'dır. Kar yağışlarının bitiş tarihlerinde anlamlı azalma (kar yağışlı dönemin bitişindeki daralmayı gösterir) görülen istasyonlarsa, Yozgat, Nevşehir, Develi, Tomarza, Ulukışla, Erciş ve Hınıs'tır. Kar yağışlı dönemin başlangıç ya da bitişindeki daralma karşıt dönemin değişmemesi durumunda, kar yağışlı dönemdeki daralmayı gösterir.

Anahtar Kelimeler: *İklim değişikliği ve değişkenliği; karyağışı; Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS); uzun süreli eğilim; Mann-Kendall sınaması.*

OBSERVED CHANGES AND TRENDS IN BEGINNING AND ENDING DATES OF SNOWFALL DAYS IN TURKEY

Abstract
Variations in beginning and ending dates of the snowfall periods are seen as one of the fundamental snowfall characteristics, because spatial and temporal variations of the snowfall characteristics directly influence the hydrology and water resources. Therefore, the aim of the study is to determine the long-term variations and trends in beginning and ending characteristics of the snowfalls. In the study, long-term trends in the beginning and ending characteristics of the snowfalls of 217 climatology/meteorology stations that are usable for the study were tested by applying the Mann-Kendall rank correlation coefficient method to these data. Results of the analysis were mapped with the Geographical Information Systems (GIS).

According to the Mann-Kendall test, increasing trend dominates over the beginning of the snowfall periods, whereas decreasing trend dominates over the ending periods. Stations that indicated significant increase in the beginning dates are of Sarıkamış, Erzurum, Doğubayazıt, Elazığ, Bingöl, Solhan, Hınıs and Tatvan. Stations that indicated significant decrease in the ending dates are of Yozgat, Nevşehir, Develi, Tomarza, Ulukışla, Erciş and Hınıs.

Key Words: *Climate change and variability; snowfall; Geographical Information Systems (GIS); long-term trend; Mann-Kendall test.*

GİRİŞ

Yersistemi olarak tanımlanan dünyada; insan ortam etkileşimi sonucu oluşan, güncel konulardan/sorunlardan biri de artan su ihtiyacının karşılanamamasıdır. Bazı tahminler, 2025 yılından itibaren 3 milyardan fazla insanın su kıtlığı ile yüz yüze geleceğini göstermektedir (WSSD). Bunun nedeni, dünyadaki su kaynakları miktarının yetersiz olması değil, yönetiminin iyi yapılamamasından kaynaklanmaktadır. Dolayısıyla dünya su krizi bir kıtlık değil, yöneti(şi)m krizidir. Küresel ölçekte herkese yetecek kadar kaynak bulunmasına rağmen, iyi ve sürdürülebilir bir yönetim politikası benimsenmediği için geleceğe ilişkin tehditler ciddi boyutlara ulaşmıştır. Sürdürülebilir bir su yönetim politikası sosyo-ekonomik, teknik ve kurumsal olguların bir arada düşünülmesini zorunlu kılmaktadır. Bu yaklaşım ise "bütünleşik su kaynakları yönetimi" kavramının ortaya çıkmasına yol açmıştır (Orhan vd. 2002). Türkiye'de; iklim değişikliğine bağlı su kıtlığının beraberinde sağlık sorunları ile gıda güvenliği başta olmak üzere birçok yaşamsal problem oluşturması beklenir (Apak vd. 2007). Akarsu havzalarında gerçekleşen su döngüsünde havzalara düşen kar yağışlarıyla, bu kar yağışlarının özelliklerindeki değişimlerin belirleyici etkisi olduğu bilinmektedir (Önol vd. 2006, Apak vd. 2007, Türkeş 2008 – 2007, DPT 2000).

Bu çalışmada amaç, Türkiye'de kar yağışlarının başlangıç ve bitiş dönem özelliklerini belirleyerek, bu özelliklerin zamana bağlı değişimini ortaya koyabilmektir. Böylece Türkiye'de kar yağışı özellikleriyle zamana göre değişiminin belirlenmesi konusunda bilimsel eksiklerden biri giderilmiş olacaktır. Buna ek olarak sunulan araştırmanın Türkiye kar klimatolojisi özelliklerinin belirlenmesinde katkıda bulunarak bütünleşik su yönetimlerinin gerçekleştirilmesinde bir adım olacağı düşünülmektedir.

VERİ VE YÖNTEM

"Türkiye'de Kar Yağışlı Günlerin Başlangıç ve Bitiş Tarihlerindeki Değişim' adlı bu çalışmada DMİ (Devlet Meteoroloji İşleri)'den alınan kar yağışlarının başlangıç ve bitiş tarihleri verileri kullanılmıştır. Kullanılan seri 1975 – 2006 tarihleri arası olup, 32 yıllık veridir. Veriler amacına uygun olması açısından belli bir zaman dilimini kapsar. Bu da Türkiye'nin soğuk dönemini kapsadığı varsayılan Ekim – Kasım – Aralık – Ocak – Şubat – Mart olmak üzere 6 aylık dönemdir.

Kar yağışlarının başlangıç ve bitiş tarihleri verilerine zaman serilerinin çözümlenmesinde Man Kendall Sıra Korelasyon (ilişki) *Katsayısı* yöntemi (Türkeş 2004) uygulanmıştır. Bu yöntem verilerin hazır hale getirilmesiyle SPSS programında yapılmıştır.

Çalışmanın bu aşamasında kullanmak istenilen tüm analiz yöntemleri uygulanmış, veri setleri oluşturulmuş ve haritalama için uygun hala getirilmiştir. Haritalama işlemleri CBS (Coğrafi Bilgi Sistemleri) 9.0 programı ile yapılmış olup, Vertical Mapper 3.1 menüsünün Doğal Komşuluk (Natural Neighbour) sekmesi kullanılmıştır.

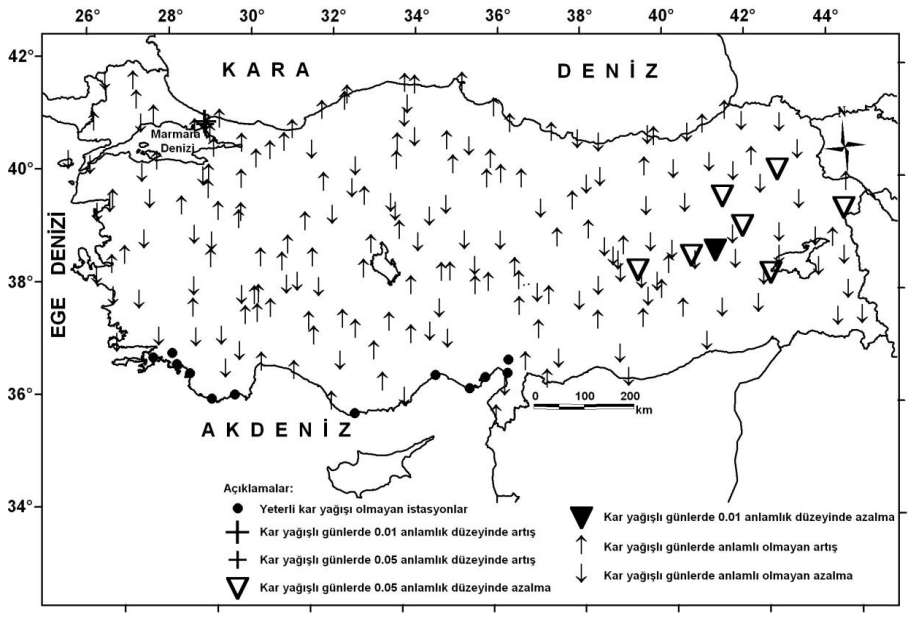
BULGULAR

Mann-Kendall Sıra Korelasyon Katsayısı analiz sonuçlarına göre Türkiye'de istasyonların çoğunluğunda kar yağışları başlangıç tarihlerinde artış eğilimi olup anlamlı artışlar Doğu Anadolu'nun yüksek merkezlerinde görülür. Bu sonuç kar yağışlarının geç başlama eğilimini, aynı zamanda kar yağışlarındaki azalmayı ifade eder. Türkeş vd. (2007)'nin Türkiye'nin yağış toplamı ve yoğunluğu eğilimlerini araştırdıkları çalışmalarında, yıllık toplam yağışlarda azalma eğilimleri saptanmış, mevsimsel olarak da bu azalmaların en çok

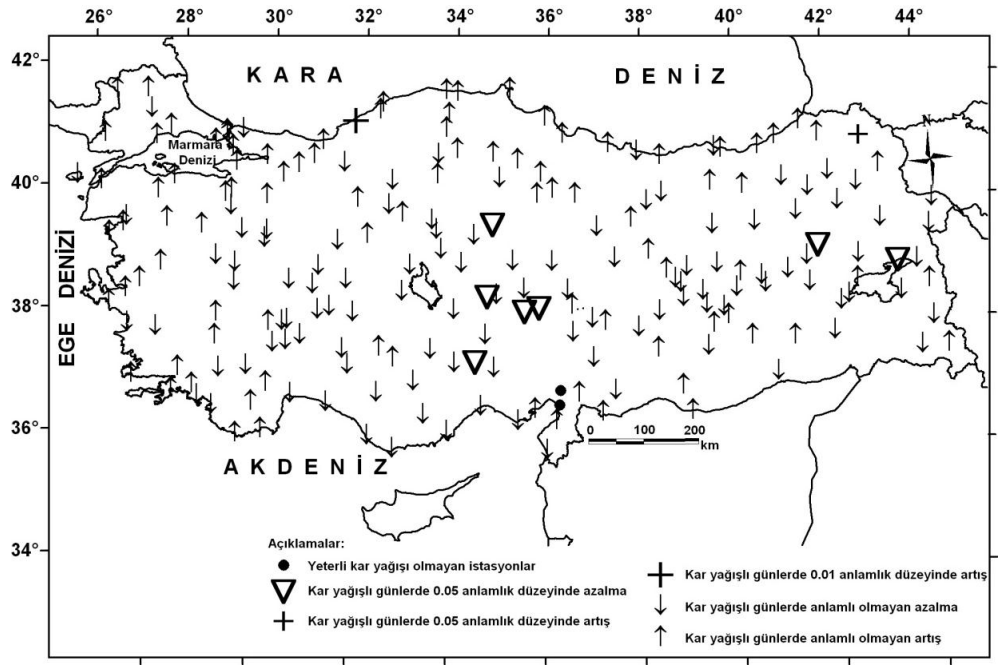
kendini kış mevsiminde belli ettiği sonucuna ulaşılmıştır. Bu çalışmada ulaşılan bulguları da işaret etmesi açısından, kış yağışlarında belirlenen azalmalar, Türkiye'de kar yağışının kış aylarında gerçekleştiği düşünüldüğünde, kar yağışlarındaki azalmayı ifade etme açısından destek bir bilgidir.

Türkiye'nin kar yağışları başlangıç tarihlerinde yıllar arası azalmalar daha çok Doğu Anadolu Bölgesi'nde (0.01 ve 0.05 alam düzeylerinde) anlamlı sonuçlar vermiştir. Türkiye'nin kar yağışı yağma olasılığı en yüksek alanı olan Doğu Anadolu Bölgesi'ndeki bu azalmaların anlamlılığı, kar yağışları başlangıç tarihlerinde anlamlı bir gecikmenin olduğunu gösterir. Bu azalmaların 0.05 anlam düzeyinde sonuç verdiği istasyonlar kuzey doğudan başlamakla birlikte daha çok Van Gölü çevresi istasyonlarını kapsar. Bunlar Sarıkamış, Erzurum, Doğubayazıt, Elazığ, Bingöl, Solhan, Hınıs ve Tatvan istasyonlarıdır (Şekil 3.1). Bu istasyonlarda azalmalar 0.05 anlam düzeyinde olmakla birlikte, Solhan istasyonunda 0.01 anlam düzeyine ulaşmıştır. Kar yağışı başlangıç tarihlerindeki değişimler istatistiki bakımdan anlamlı olmamakla birlikte Türkiye genelinde eğilim azalma yönündedir. Kar yağışları başlangıç tarihlerinde anlamlı artış veren iki istasyon ise İstanbul'da gözlem yapan Kumköy ve Bahçeköy istasyonlarıdır. Bunlardan Kumköy'de artış 0.01 anlam düzeyindeyken, Bahçeköy'de 0.05 anlam düzeyindedir. Genel olarak anlamlılık vermese de Trakya'da eğilim olarak bir artış söz konusudur. Bu artış eğilimi Yıldız Dağları sırası boyunca bulunan istasyonlardadır. (Şekil 3.1).

Türkiye'de kar yağışları bitiş tarihlerinde anlamlı (0.05) azalma veren istasyonlar İç Anadolu Bölgesi'nde Yozgat, Nevşehir, Develi, Tomarza ve Ulukışla; Doğu Anadolu'da Erciş ve Hınıs istasyonlarıdır (Şekil 3.2). Hınıs başlangıç tarihlerinde de anlamlı bir azalmanın belirlendiği istasyondur. Doğu Anadolu'da azalma veren istasyonlar başlangıç tarihlerindekiyle benzer şekilde Van Gölü etrafındadır. Kar yağışı bitiş tarihlerinde artış veren iki istasyondan biri Zonguldak (0.01) ve diğeri Ardahan (0.05) olmak üzere Karadeniz Bölgesi'ndedir. Fakat daha önce de değinildiği gibi ülke çapında genel eğilim azalma yönündedir. Diğer bir ifadeyle kar yağışlı günler, geçmiş zamana oranla daha erken bitmektedir.



Şekil 3.1: Türkiye'de kar yağışlı günlerin başlangıç tarihlerindeki zamansal değişim



Şekil 3.2: Türkiye'de kar yağışlı günlerin bitiş tarihlerindeki zamansal değişim

Türkiye'de kar yağışları bitiş tarihleri, başlangıç tarihleriyle tamamen benzer sahaları işaret etmemekle birlikte, benzer bir şekilde ülke genelinde azalma eğilimi vermektedir. Bu durum, Türkiye'de kar yağışlarının yıllar arası değişkenliğinde daha erken bitişler olduğu şeklinde vurgulanabilir. Yani sayısal bir azalma söz konusudur ve bu bitiş tarihlerindeki daralmayla, kar yağışlı günlerin de azaldığını gösterir (Şekil 3.2).

SONUÇLAR

Türkiye'de kar yağışlı dönemlerin başlangıcında artış bitişinde ise azalma eğilimi egemendir. Kar yağışlarının başlangıç döneminde anlamlı artış görülen (kar yağışlı dönemin başlangıcındaki daralmayı ifade eder) istasyonlar Sarıkamış, Erzurum, Doğubayazıt, Elazığ, Bingöl, Solhan, Hınıs ve Tatvan olarak belirlenmiştir. Kar yağışlarının bitiş tarihlerinde anlamlı azalma (kar yağışlı dönemin bitişindeki daralmayı ifade eder) görülen istasyonlar ise Yozgat, Nevşehir, Develi, Tomarza, Ulukışla, Erciş ve Hınıs olarak sıralanır. Kar yağışlı dönemin başlangıç ya da bitişindeki daralma karşıt dönemin değişmemesi durumunda kar yağışlı dönemdeki daralmayı ifade eder. Kar yağışlı dönemdeki daha etkili daralmayı ifade edecek şekilde Hınıs istasyonunda hem başlangıç hem de bitiş dönemlerinde daralma belirlenmiştir.

Norrant ve Douguedroit (2006) Akdeniz yağışlarını inceledikleri çalışmada, yağışlarda anlamlı bir azalmanın gözlendiğine; bu azalmaya Doğu Akdeniz'de yıl boyunca, ama özellikle kış mevsiminde rastlandığına işaret etmiştir. Türkeş vd. (2007) tarafından kış mevsimi toplam yağışlarında belirgin bir azalma eğilimi saptanmıştır. Bunun yanın sıra Önol vd. (2009-a) yaptıkları çalışmada da kış yağışlarında çok ciddi azalmalar (%34) saptamakla birlikte, gelecek simülasyonundaki kış mevsimi minimum sıcaklık artışını 2-3°C olarak hesaplamışlardır. Ayrıca gene aynı çalışmada sıcaklık değişiminin en fazla olacağı kesim olarak Doğu Anadolu bölgesi saptanmıştır. Araştırmamızda Doğu Anadolu Bölgesi kar yağışı olasılığının en yüksek olduğu saha olarak belirlenmiştir. İrdem (2005) Türkiye genelinde özellikle kış mevsiminde hafif yağışlarda (0-10 mm) artış eğilimi olduğunu vurgulamıştır. Türkiye'de kış yağışlarının hafif şiddette gerçekleşme olasılığının artıştı ve kış sıcaklıklarının artış olasılığı (Önol vd. 2009-b) birlikte değerlendirildiğinde

kar yağışı görülme olasılığının azalması beklentisini gündeme getirir. Sarış (2006), Türkiye'de yağış yoğunluğunun zamansal ve alansal değişimini ele aldığı çalışmasında, kış mevsimi ve yıllık yağış yoğunluğu serilerinde 20. yy'lın ikinci yarısından beri süregelen bir azalmanın olduğunu ortaya koymuştur. Erbekçi (2006), zamansal olarak kış mevsimi dışında Türkiye genelinde yağış olasılıklarında artış eğilimi olduğunu belirtmiştir. Türkiye'de kış mevsimi dışındaki gerçekleşen yağışların yağmur yağışı şeklinde gerçekleştiğini, kar yağışlarının kış mevsiminde gerçekleştiğini burada tekrar hatırlamak yerinde olur. Ulaşılabilen çalışmalarda kış mevsiminde yağışlarda azalmaya işaret edilmiştir. Türkiye'de kış yağışlarının azalması sonucuyla araştırmada ulaşılan kar yağışlı dönemdeki daralma sonucu arasında uyum vardır. Ramos (2001) Akdeniz havzasındaki yağışların gerçekleşme olasılığının baharlara kaydığını saptamıştır. Türkiye'de bahar yağışları yağmur yağışı şeklinde gerçekleşir.

Yaklaşık son 20 yılda çeşitli araştırmacılarca gerçekleştirilen bölgesel yağış değişikliği ve değişebilirliği çalışmaları, Afrika'nın geniş Sahra bölgesinde ve Subtropikal kuşaktaki yağışlarda 1960'lı yıllarda başlayan ani azalmanın, 1970'li yıllarla birlikte Doğu Akdeniz Havzası'nda ve Türkiye'de de etkili olmaya başladığını ortaya çıkarmıştır (Türkeş vd 2007). Türkeş (1996, 1998, 2003)'e göre, Türkiye yağışlarındaki önemli azalma eğilimleri ve kuraklık olayları, kış mevsiminde daha belirgin olarak oluşmuştur. Gerek Akdeniz Havzası ve Türkiye yağışlarında gözlenen kış mevsimindeki kuvvetli azalma eğilimleri, gerekse Türkiye'de hafif şiddetteki yağışların gerçekleşme frekansındaki artış eğilimi ve kış mevsiminde yağışın gerçekleşme olasılığının giderek azaldığına ilişkin bulgular çalışmada elde edilen sonuçlarla uyumlu bulgulardır (Türkeş vd. 2007:890). Türkeş vd. (2007) çalışmasının sonuçlarıyla diğer çalışmalar arasında vurgulanan uyum kar yağışıyla ilgili gerçekleştirilen bu çalışma için de geçerlidir. Diğer bir ifadeyle Türkiye ve yakın çevresinde gerçekleştirilen çalışmalarda yağışlarda ve özellikle kış yağışlarında belirlenen azalma eğilimi bu araştırmada kar yağışları içinde elde edilmiştir. Türkiye ve yakın çevresinde kar yağışlarının kış döneminde gerçekleşiyor olması bu ilişkiyi hazırlar. Türkiye ve yakın çevresiyle ilgili olarak kar yağışı olasılığı ve kar yağışlı dönem özellikleri konusunda çalışmaya ulaşılamaması nedeniyle araştırmanın sonuçları yalnızca toplam ve kış yağışları ile ilgili yapılan çalışma sonuçlarıyla karşılaştırılabilmiştir.

Bu araştırma Türkiye'nin kar yağışı özelliklerinin belirlenmesinde, ulaşılabilen önceki çalışmaların eski tarihli olması nedeniyle giriş niteliğinde bir çalışmadır. Bu araştırmada kar yağışı olasılığı ile kar yağışlı dönemlerin başlangıç ve bitiş tarihlerinin özellikleri değerlendirildi. Devam edecek çalışmalar ile Türkiye'nin kar yağışlarının özelliklerinin belirlenmesi çabası içinde olunacaktır. Böylece Türkiye'de hidrolojik döngünün anlaşılması, su kaynakları ve havzaların planlanması, su kaynaklarının yönetimi gibi temel kaynak yönetimi ve planlanması konusunda temel eksiklerden birinin giderilmesi çabası verilmektedir. Bununla birlikte çalışmanın yürütülmesi sırasında yüksek dağ istasyonlarının eksikliği hissedilmiştir. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü aracılığıyla kullanılabilir verisi bulunan yüksek dağ istasyonu olarak yalnız Uludağ (1852 m) istasyonu değerlendirilmiştir. Türkiye'nin kar yağışı özelliklerinin ortaya konulmasında yüksek dağ istasyonu verileri eksiktir ve bu eksikliğin giderilmesi önerilir.

KAYNAKLAR

Apak, G.; Bahar Ubay 2007. *Türkiye İklim Değişikliği Birinci Ulusal Bildirimi,* Çevre ve Orman Bakanlığı, Ankara.

DPT. 2000. Sekizinci Beş Yıllık Kalkınma Planı (2001-2005) İklim Değişikliği Özel İhtisas Komisyonu Raporu, (Raportör: M. Türkeş), Devlet Planlama Teşkilatı (DPT), Yayın No: DPT-2532-ÖİK:548, Ankara.

Erbekçi, E. 2006 Türkiye'de Yağış Olasılığının Zamansal ve Alansal Değişimleri, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale, 87s.

İrdem, C. 2005 Türkiye'de Yağışların Şiddet Bakımından Alansal ve Zamansal Değişikliği, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale, 139s.

Norrant, C., Douguédroit, A. 2006. Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theoretical and Applied Climatology* 83, 89-106.

Orhan, D.; Sözen, S.; Üstün, B.; Görgün, E. ve Gül, Ö. 2002. Su Yönetimi ve Sürdürülebilir Kalkınma: Ön Raporu. Vizyon 2023: İstanbul, Bilim ve Teknoloji Stratejileri, Teknoloji Öngörü Projesi, Çevre ve Sürdürülebilir Kalkınma Paneli.

Önol B., F.H.M. Semazzi 2006. Regional Impact of Climate Change on Water Resources over Eastern Mediterranean: Euphrates Tigris Basin, 86th AMS Annual Meeting, the 18th Conference on Climate Variability and Change, Atlanta, GA, February.

Önol B., Y.S. Unal, H.N. Dalfes 2009-a "İklim değişimi senaryosunun Türkiye üzerindeki etkilerinin modellenmesi", İTÜDERGİSİ/d, Vol. Cilt 8, No. Sayı , 10/2009

Önol B., F.H.M. Semazzi 2009-b. Regionalization of Climate Change Simulations over the Eastern Mediterranean. Journal of Climate, 22. 1944-1961.

Ramos, M.C. 2001. Rainfall distribution patterns and their change over time in Mediterranean area. *Theoretical and Applied Climatology* 69, 163-170.

Sarış, F. 2006 Türkiye'de Yağış Yoğunluğunun Alansal ve Zamansal Değişimi, Basılmamış Yüksek Lisans Tezi, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Sosyal Bilimler Enstitüsü, Çanakkale,116s.

Türkeş, M. 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* 16, 1057-1076.

Türkeş, M. 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* 18, 649–680.

Türkeş, M. 2003. *Spatial and temporal variations in precipitation and aridity index series of Turkey*. In: Hans-Jürgen Bolle, (*ed*.): Mediterranean Climate – Variability and Trends, Regional Climate Studies. Springer Verlag, Heidelberg, pp.181-213.

Türkeş, M. 2004. İklimsel ve Atmosferik Verilerin Türdeşlik ve Rasgelelik Çözümlemesi. Temel İstatistik Kursu Notları, Şubat 2004. T.C. Çevre Bakanlığı, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

Türkeş, M. 2007. Küresel İklim Değişikliği Nedir? Temel Kavramlar, Nedenleri, Gözlenen ve Öngörülen Değişiklikler. A. Öztopal ve Z. Sen, (*ed*.): I. Türkiye İklim Değişikliği Kongresi, T_KDEK 2007, Bildiriler Kitabı (CD-R), 38-53, İstanbul.

Türkeş, M. 2008. İklim değişikliğiyle savaşım, Kyoto Protokolü ve Türkiye. Mülkiye 259: 101-131.

Türkeş, M., Koç, T. ve Sarış, F. 2007. Türkiye'nin yağış toplamı ve yoğunluğu dizilerindeki değişikliklerin ve eğilimlerin zamansal ve alansal çözümlemesi (Spatial and temporal analysis of the changes and trends in precipitation total and intensity series of Turkey). Coğrafi Bilimler Dergisi 5: 57-74.

WSSD World Summit on Sustainable Development 2002. Implementation Report, Johannesburg, 26 Ağustos – 3 Eylül 2002. Güney Afrika, www.johannesburgsummit.org

İKLİM DEĞİŞİMİ VE KURAKLAŞMA SÜRECİNDE ERGENE HAVZASI'NDA SU İHTİYACININ ARTIŞI İLE SU KAYNAKLARININ KORUNMASI KONUSUNDA DEĞERLENDİRMELER

M. Doğan Kantarcı
İst. Üni. Orman Fakültesi Toprak İlmi ve Ekoloji Abd. (EM)
mdkant@istanbul.edu.tr

ÖZET

Atmosferdeki karbondioksit (CO_2) oranının 280 ppmv olan CO_2 oranının 384-386 ppmv oranına yükselmesine bağlı olarak kuzey yarı kürede yıllık ortalama sıcaklığın da 1.4 C° arttığı bildirilmektedir. Atmosferdeki CO_2 artışının 2050 yılında yaklaşık 600 ppmv oranına yükseleceği ve 2.5 C° artacağı, 2100 yılında ise CO_2'nin 1200 ppmv oranına yükseleceği ve sıcaklığında 5.8 C° artacağı tahmin edilmektedir. Yeryüzüne yakın hava tabakalarının ısınması özellikle kurak bölgelerimizde, bozkırlarda kuraklaşmanın artmasına ve çölleşmeye doğru bir gelişme sağlayacaktır. Trakya'da Ergene Havzası böyle bir kuraklaşma tehlikesi ile karşı karşıyadır. İç Trakya kurak bir bozkırdır. Ergene Havzasındaki 36 meteoroloji istasyonunda 1970 yılına kadar yapılmış olan ölçmelerin ortalamasına göre; yıllık ortalama sıcaklık 13,4 C°, ortalama yüksek sıcaklık 18,8 C° ve yıllık ortalama yağış 627,5 mm olarak hesaplanmıştır. Bu meteoroloji istasyonlarından 1970'ten sonra ölçmelere devam eden 4 istasyondaki sıcaklık artışlarının dönemsel değişimi çok dikkat çekici bir ısınma ve buharlaşma artışını ortaya koymaktadır. Yıllık ortalama sıcaklık değerlerinin 1929-70 dönemine göre 1994-2006 dönemindeki artışı; Edirne'de 0,4 C°, Kırklareli'de 0,3 C°, Lüleburgaz'da 1,2 C° ve Çorlu'da 0,9 C° olarak hesaplanmıştır. Yaz aylarında ortalama sıcaklık değerlerindeki artış daha fazladır. Temmuz ayında; Edirne'de 1,1 C°, Kırklareli'de 1,0 C°, Lüleburgaz'da 2,2 C° ve Çorlu'da 1,0 C° olarak hesaplanmıştır. Ortalama sıcaklık değerlerindeki artışlar özellikle 4 yaz ayı döneminde açık su yüzeyinden buharlaşma miktarlarını; Edirne'de 607 mm/m², Kırklareli'de 841 mm/m², Lüleburgaz'da 947 mm/m² miktarlarına yükseltmiştir (Çorlu'da ölçme verilmemiştir). Isınma/kuraklaşma dönemindeki yıllık ortalama sıcaklık ve toplam yağış miktarları incelendiğinde; yıllar arasında önemli farkların bulunduğu görülmektedir. Bu farkların bir bölümünün yanardağ püskürmeleri ile stratosfere (> 10 000 m) atılan tozlar ve gazların güneş ışınlarını emme ve geri yansıtma özelliklerinden kaynaklandığı bilinmektedir. Ergene Havzasındaki 4 meteoroloji istasyonunun verileri ile yanardağ püskürmeleri arasında belirgin bir ilişki görülmektedir. Eğer bu yanardağ püskürmeleri olmasaydı, Ergene Havzasındaki ısınma/kuraklaşma sürecinin daha etkili olacağı sonucuna varılmaktadır. Lüleburgaz'daki ortalama sıcaklık değerlerinin artışındaki yükseklik, Hamitabat Termik Santralı'nın atmosfere verdiği CO_2 gazlarının alçak arazide çökelmesi ve sera etkisi yapmasından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır. Ergene Havzasında orman, otlak ve tarım alanlarına düşen yağış ile toprakta depolanan su ve potansiyel evapotranspirasyon (buharlaşma+terleme) miktarları karşılaştırıldığında; yıllık su noksanı 3,5 milyar m³ olarak hesaplanmıştır. Yıllık ortalama sıcaklığın 1,4 C° artması ve yağışın % 10 azalması (özellikle kar yağışlarının) oluşacak yıllık su noksanı ise 4,8 milyar m³ olarak hesaplanmıştır. Aradaki fark 1,3 milyar m³ kadardır. Bu suyun Ergene Havzası ormanlarından üretilmesi, depolanması ve eksiğinin Karadeniz Havzasına akan sular ile Meriç Nehri'nden karşılanması gerekmektedir. Bu sebeple Demirköy ormanlarından Karadeniz'e akan suların İstanbul'a alınmaması sağlanmalıdır. Yamaç arazide yapılacak bentlerde kış aylarındaki fazla su biriktirilmelidir. Tarım alanlarının sulanmasındaki yöntemlerin de değiştirilmesi, geliştirilmesi gerekmektedir. Ergene

Havzasının su kaynaklarının arasında en önemli arazi Kuzey Trakya Dağlık Kütlesine yaslanmış olan eosen kireç taşı kuşağıdır. Eosen kireç taşlarının altından ve çatlaklarından sızan sular Ergene Havzasının yer altı sularını beslemektedir. Bu sebeple eosen kireç taşı kuşağındaki ormanların korunması, bu arazide Kırmataş ocaklarına ve kireç taşı işleyen sanayi tesislerine izin verilmemesi gerekmektedir. Sonuç olarak; Ergene Havzası'nın su dengesi bir yağış/akış düzenine bağlıdır. Çünkü Havzadaki yer altı suyu kaynakları önemli ölçüde tüketilmiş veya kirletilmiştir. Kış mevsiminde akışa geçen su fazlasının ormanlar ve orman toprakları korunarak toprağa sızdırılması ve yer altı suyunun beslenmesi, yüzeysel akışın yamaç arazideki ormanlarda yapılacak bentlerde biriktirilmesi gerekmektedir. Ergene Havzasındaki tarım alanlarının ve tarımsal üretimin devamlılığının sağlanması halkın beslenmesi, ülkemizin devamlılığında çok önemli olup, "üstün kamu yararı" kapsamındadır.

STATE OF ERGENE BASIN IN CLIMATE CHANGE AND ARIDIFICATION PROCESS AND ASSESSMENTS ON THE INCREASE IN WATER DEMAND WITH PROTECTION AND DEVELOPMENT OF WATER RESOURCES

ABSTRACT

There is a direct relationship between the increase in the atmospheric carbon dioxide (CO_2) amount and the increase of temperature in the air layer close to the earth and thus the decrease in rainfall which gives rise to drought. It has been reported that CO_2 ratio which was 280 ppmv in the northern hemisphere during 1860-70s, which is considered as the beginning of the process of industrialization, increased to 360 ppmv in 1992, accordingly annual average temperature in the northern hemisphere increased by 1.4 °C. It is estimated that this increase in atmospheric CO_2 will rise to 600 ppmv and the temperature will increase by 2.5 °C in 2050, and departing from this assumption the temperature is expected to rise by 5.8 °C with 1200 ppmv CO_2 amount in 2100. Hawaii Island, Mauna Loa station has reported that in winter the rate of CO_2 in the atmosphere rises to 386 ppmv, while the annual average exchange of CO_2 is at a value of 384-386 ppmv. Warming of the air layers close to the earth will lead to an increase in aridification especially in our arid regions, and in steppes and a development towards desertification. In Thrace, the Ergene Basin faces such a danger of aridification. Interior Thrace is an arid steppe. According to the measurements of 20 meteorological stations in Internal Thrace Habitat Site Region between the years 1948-70, the annual average rainfall was 604.7 mm, annual average temperature was 13.4 °C and annual average high temperature was 19.0 °C. If the average of measurements of meteorological stations (36) in Ergene basin (1948-70) is taken, the annual average rainfall is calculated as 627.5 mm, average temperature as 13.4 °C and average high temperature as 18.8 °C. Given that the meteorological stations in Ergene Basin are located below 300 m altitude, the change of rainfall and temperature in mountainous slopes of the basin due to elevation should be calculated. The elevation of the mountainous terrain is between 300-1000 m (Mahya Mountain 1031 m, Işıklar Mountain 945 m), and annual average rainfall was calculated as 800 mm for an average altitude of 600 m, annual average temperature as 11 °C and annual average high temperature as 17 °C. Water balances have been calculated by making use of the average rainfall and temperature values of Ergene Basin which belonged to the period prior to 1970. In the implementation of this process, the calculation of water balances, the version of C.W. Thornthwaite method amended by M.D. Kantarcı was used. (By calculating the amount of water stored in soil with respect to the characteristics of the soil). According to

the same method, water balances of the soils were calculated in case the annual average rainfall decreases by 10 %. The values of the basin measured by 4 meteorological stations within 1970-2006 were considered on the basis of the seasonal variations. The results obtained are listed below:

1. Annual average water deficiency was calculated as 281.8 mm/m^2.m, average water surplus as 149.3 mm/m^2.m in case annual average rainfall is 627.5 mm; average temperature is 13.4 °C in Ergene Basin, in a terrain with an elevation up to 300 m. In the calculation based on temperature increase and decrease in rainfall, it is determined that annual average water deficiency will reach to 375.8 mm/m^2.m, average water surplus to 116.8 mm/m² (Table 4).
2. Annual average water deficiency was calculated as 61.5 mm/m^2.m, average water surplus as 192 mm/m2.m for an average rainfall value of 800 mm/m^2.m and average temperature of 11.0 °C in Ergene Basin, in a terrain with an average elevation of 600 m(in the range 300-1000 m). It is determined that annual average water deficiency will reach to 138.5 mm/m².m, average water surplus to 133.6 mm/m² in case annual average temperature increases by 1.4 °C and average rainfall decreases by 10% (Table 4).
3. Ergene Basin has 1 067 475 hectares of agricultural fields. When we calculate the results of water balance in an area with an elevation up to 300 m according to agricultural fields, it is understood that the rainfall amount to agricultural fields in there can be 6 698 405 625 m^3, water deficiency can be 3 008 144 550 m³, and water surplus can be 1 594 134 327 m³ (Table 2).
4. Considering the fact that forest area is 279 990 ha and grazing land area is 106 274 ha, the rainfall to a forest area has been determined as 2 239 920 000 m^3, and to a grazing land area as 666 869 350 m^3 according to the water balance at an elevation of 600 m. In a forest area, water deficiency is determined as 172 193 850 m^3, and water surplus as 537 580 800 m^3 (Table 4).
5. According to these values, total rainfall to Ergene Basin is 9 605 194 975 m^3 and, 7 314 033 169 m^3 of this rainfall evaporates as real evapotranspiration (GET) and 2 290 382 209 m³ of it passes to surface flow as water surplus. The difference between water surplus in water balance of Ergene basin (2.290 billion m^3) and the total of average amount of flow and amount of used water according to the flow measurements performed in the basin (2.202 billion m^3) is 88 million m^3 , and it has been considered that this water returns to the atmosphere as winter and spring evaporation and certain part of it reaches underground sources or flows as ground water.
6. During aridification process, water deficiency in Ergene Basin will reach to 4 798 734 892 m^3.
7. (+1 318 916 360 m^3, 37.9 %). This increase of 1.3 billion m^3 in water deficiency is higher than 1.2 billion m^3 which is the total of agricultural land irrigation water (988 780 000 m^3) and potable and utility water (213 600 000 m^3) used in Ergene Basin. These results indicate that climate change will lead to significant aridification in agricultural lands. During aridification process, water surplus in Ergene Basin will drop to 1 745 005 472 m^3 (- 543 376 737 m^3). There is a 50% decrease in surface flow considering the fact that the water from Ergene Basin and other basins reaching to Meriç River is 1 billion m^3. This decrease in water surplus will bring about serious problems in irrigated farming lands (rice and beet cultivation sites).
8. The forests in limestone zone which supplies water to Ergene Basin should be protected and improved. Rain water quickly infiltrates into the forest lands, and doesn't transform into floods. Water leaking from soil and crack system of limestone

feeds underground waters of Ergene Basin. Therefore, attempts like destruction of forests in limestone zone, opening broken stone quarries etc should be prevented.

The evaluations given above and water balance results presented in tables and figures indicate that the subject of supplying irrigation water for agricultural lands, in addition to the requirement for potable and utility water in Thrace stands as one of the most important and strategic problems of the region. Water problem is a serious concern within the scope of supreme public welfare especially with regard to continuance of agricultural production and public nutrition.

GİRİŞ

Ergene Nehri Havzası, kuzeyde Yıldız Dağları Kütlesi, güneyde Koru Dağ-Işıklar Dağı kütleleri ile çevrelenmiştir. Havza iki yönden de deniz etkisine kapalı olup, bu etkiyi ancak iki gedikten alabilmektedir. Yıldız Dağlık Kütlesinin en yüksek tepesi Mahya Dağı 1031 m, Işıklar Dağı Kütlesinin en yüksek tepesi Işık Tepe 945 m'dir. Yeterince yüksek olmayan bu dağlık araziye yağan kar en geç nisan ayı sonlarına doğru erir. Ergene Nehri de yaz başında bir dereye dönüşür.

Ergene Havzasının 200-250 m'den alçak arazisi "İç Trakya Yetişme Ortamı Bölgesi" olarak ayırtedilmiştir. Havzanın kuzeyindeki tepelik arazi "Yıldız Dağlık Kütlesi'nde" olup, , güneydeki tepelik arazi de "Güney Trakya tepelik ve dağlık arazisini" oluşturur (Harita 1, Kesit 1). Ergene Havzasının alt yükseltileri; Lüleburgaz'da 46 m, Meriç-Ergene nehirleri kavşağında ise 10 m'dir.

Ergene Havzasında 1970 öncesinde çalıştırılan 36 meteoroloji istasyonunda çok değerli sıcaklık ve yağış ölçmeleri yapılmıştır (Tablo 1). Havzada 1970 yılından sonra ölçmeleri verilen sadece 4 meteoroloji istasyonu kalmıştır. Ergene Havzası 1 453 739 ha'lık bir araziyi kapsamaktadır. Havza alanının % 19,3'ü orman (279 990 ha), % 7,3'ü otlak (106 274 ha), % 73,4'ü (1 067 475 ha) tarım alanıdır (Tablo 2). Tarım alanlarını sulamak için yer altı sularından da önemli ölçüde yararlanılmıştır. Ancak Havzadaki yer altı suları azalmıştır. Havzada ölçmeye devam eden 4 meteoroloji istasyonunun 1970-2006 arasındaki sıcaklık ölçmeleri belirgin bir ısınmayı işaret etmektedir. Bu ısınma/kuraklaşma süreci Ergene Havzası'ndaki su kaynakları üzerinde kapsamlı bir değerlendirmeyi ve planlamayı gerektirmektedir.

ERGENE HAVZASINDA ORTALAMA SICAKLIK VE YAĞIŞ İLE BUHARLAŞMA DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ VE SU BİLANÇOSU

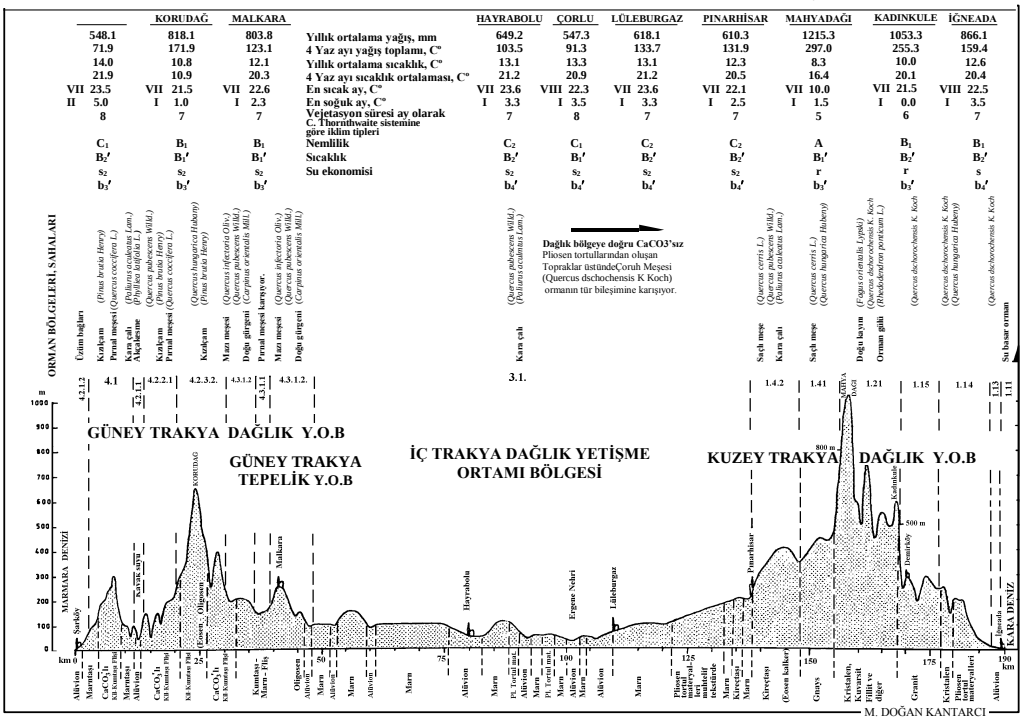
Ergene Havzası'nda 1970 yılına kadar ölçme yapan 36 meteoroloji istasyonundan (Bir bölümü sadece yağış ölçer) 33 tanesi 200 m yükseltinin altında yer almaktadırlar (Kırklareli 232 m, Üsküp 300 m, Sergen 440 m). Bu istasyonların ölçmelerine göre; Havzada 300 m yükseltinin altındaki arazide yıllık ortalama sıcaklık 13,4 C°, yıllık ortalama yağış toplamı 627,5 mm olarak hesaplanmıştır. Yükseltisi 300-1000 m arasında olan arazide ortalama yükselti 600 m için yıllık ortalama sıcaklığın 11,0 C°, yağışın da 800 mm olabileceği hesaplanmıştır (Tablo 1, şekil 1 ve 2).

Ergene Havzası'nda 1970 yılına kadar yapılan ortalama sıcaklık ve yağış ölçmelerine göre; orman, otlak ve tarım alanlarına düşen yağış, olabilecek potansiyel evapotranspirasyon (PET), toprakta depo edilen su hesaba eklenerek gerçekleşebilecek evapotranspirasyon (GET), yaz dönemindeki su noksanı ile kış dönemindeki su fazlası

hesaplanmıştır (Tablo 2). Ayni hesaplamalar yıllık ortalama sıcaklığın 1,4 C° artması ve yağışın % 10 azalması durumuna göre de yapılmıştır (Tablo 2).

KESİT 1. TRAKYA'DA ŞARKÖY-KORUDAĞ-MALKARA-LÜLEBURGAZ-MAHYA DAĞI-DEMİRKÖY-İĞNEADA KESİTİNDE ANAKAYA İLE YERYÜZÜ ŞEKLİ İLİŞKİSİNE BAĞLI OLARAK İKLİM ÖZELLİKLERİ İLE ORMAN KURAN AĞAÇ VE ÇALI TÜRLERİNİN DEĞİŞİMİ (Kaynak : Kantarcı, M.D. 1976)

KORUDAĞ	MALKARA		HAYRABOLU	ÇORLU	LÜLEBURGAZ	PINARHİSAR	MAHYADAĞI	KADINKULE	İĞNEADA
818.1	803.8	Yıllık ortalama yağış, mm	649.2	547.3	618.1	610.3	1215.3	1053.3	866.1
171.9	123.1	4 Yaz ayı yağış toplamı, C°	103.5	91.3	133.7	131.9	297.0	255.3	159.4
10.8	12.1	Yıllık ortalama sıcaklık, C°	13.1	13.3	13.1	12.3	8.3	10.0	12.6
10.9	20.3	4 Yaz ayı sıcaklık ortalaması, C°	21.2	20.9	21.2	20.5	16.4	20.1	20.4
VII 21.5	VII 22.6	En sıcak ay, C°	VII 23.6	VIII 22.3	VII 23.6	VII 22.1	VII 10.0	VII 21.5	VIII 22.5
I 1.0	I 2.3	En soğuk ay, C°	I 3.3	I 3.5	I 3.3	I 2.5	I 1.5	I 0.0	I 3.5
7	7	Vejetasyon süresi ay olarak	7	8	7	7	5	6	7
		C. Thornthwaite sistemine göre iklim tipleri							
B_1	B_1	Nemlilik	C_2	C_1	C_2	C_2	A	B_1	B_1
B_1'	B_1'	Sıcaklık	B_2'	B_1'	B_2'	B_2'	B_1'	B_2'	B_2'
s_2	s_2	Su ekonomisi	s_2	s_2	s_2	s_2	r	r	s
b_3'	b_3'		b_4'	b_4'	b_4'	b_4'	b_3'	b_3'	b_4'



TABLO 1. ERGENE HAVZASINA SU VEREN ARAZİDEKİ METEOROLOJİ İSTASYONLARINDA ORTALAMA YAĞIŞ VE SICAKLIK DEĞERLERİ (1970'E KADAR)

TABLO 1.1. KUZEY TRAKYA DAĞLIK YETİŞME ORTAMI BÖLGESİ
ERGENE HAVZASINA SU VEREN ARAZİDEKİ ÖLÇMELER

SIRA VE İSTASYON nu.	METEOROLOJİ İSTASYONU	YÜKSELTİ m	ORTALAMA YAĞIŞ mm	ORTALAMA SICAKLIK C°	ORTALAMA YÜKSEK SIC. C°	ORTALAMA DÜŞÜK SIC. C°
1/ 17052	KIRKLARELİ	232	576,0	13,2	18,4	8,4
2	SÜLOĞLU	100	530,0	12,7	18,1	7,6
3	YOĞUNTAŞ	200	536,0	13,2	18,4	
4	PINARHİSAR	190	630,0	13,2	18,7	
5	VİZE	200	689,0	13,2	18,7	
6	SERGEN	440	815,0	12,7	17,7	
7	SARAY	140	553,0	12,7	17,7	
8	ÜSKÜP	300	648,0	13,2	18,4	
	ORTALAMA		622,1	13,0	18,3	

TABLO 1.2. KUZEY TRAKYA DAĞLIK YETİŞME ORTAMI BÖLGESİ
KARADENİZ HAVZASINA SU VEREN ARAZİDEKİ ÖLÇMELER

SIRA VE İSTASYON nu.	METEOROLOJİ İSTASYONU	YÜKSELTİ m	ORTALAMA YAĞIŞ mm	ORTALAMA SICAKLIK C°	ORTALAMA YÜKSEK SIC. C°	ORTALAMA DÜŞÜK SIC. C°
1.	İĞNEADA	5	846,0	13,5	17,4	
2.	KIYIKÖY(MİDYE)	15	792,0	13,5	17,4	
3.	DEMİRKÖY	300	818,0	12,0	17,3	7,4
4.	DEREKÖY		582,0	13,2	18,4	
5.	KOFÇAĞIZ (KEŞİRLİK)	640	704,0	13,2	18,4	
6.	KARACAKÖY	50	960,0	13,7	18,2	
	ORTALAMA		783,7	13,2	17,8	

TABLO 1.3. İÇ TRAKYA YETİŞME ORTAMI BÖLGESİNDEKİ METEOROLOJİ İSTASYONLARI

SIRA VE İSTASYON nu.	METEOROLOJİ İSTASYONU	YÜKSELTİ m	ORTALAMA YAĞIŞ mm	ORTALAMA SICAKLIK C°	ORTALAMA YÜKSEK SIC. C°	ORTALAMA DÜŞÜK SIC. C°
1/ 17050	EDİRNE	48	599,0	13,5	19,1	8,0
2.	HASKÖY(HAVSA)		545,0	13,5	19,1	
3.	HAVSA	31	619,0	13,5	19,1	
4.	BABAESKİ	150	513,0	13,8	19,5	
5.	ALPULLU		601,0	13,8	19,5	8,2
6/ 17631	LÜLEBURGAZ	46	614,0	13,1	19,2	7,0
7/ 17054	ÇORLU	183	569,0	12,7	17,7	8,0
8.	ÇERKEZKÖY		590,0	12,7	17,7	
9.	KARAKASIM		532,0	13,5	19,1	
10.	KIRCASALİH	10	623,0	13,6	19,3	
11.	LALAPAŞA	72	484,0	13,5	19,1	
12.	PEHLİVANKÖY	25	582,0	13,5	19,1	
13.	İPSALA	10	627,0	14,0	19,4	8,7
14.	UZUNKÖPRÜ	53	677,0	13,6	19,3	9,0
15.	HAYRABOLU	90	619,0	13,3	19,3	8,3
16.	BANARLI		657,0	13,1	19,2	
17.	ÇÖPKÖY		628,0	13,7	18,2	
18.	DAMBASLAR		635,0	13,3	19,3	
19.	HAMİDİYE		653,0	13,6	19,3	
20.	MURATLI	80	726,0	13,6	19,2	8,1
	ORTALAMA		604,7	13,6	18,5	

TABLO 1.4. GÜNEY TRAKYA YETİŞME ORTAMI BÖLGESİNDE
ERGENE VE MERİÇ HAVZALARINA SU VEREN METEOROLOJİ İSTASYONLARI

SIRA VE İSTASYON nu.	METEOROLOJİ İSTASYONU	YÜKSELTİ m	ORTALAMA YAĞIŞ mm	ORTALAMA SICAKLIK C°	ORTALAMA YÜKSEK SIC. C°	ORTALAMA DÜŞÜK SIC. C°
1.	KEŞAN	185	649,0	14,4	19,5	9,9
2.	YERLİSU	162	692,0	14,4	19,0	
3.	İNECİK		706,0	13,8	17,6	
4.	MALKARA	275	781,0	12,0	18,0	
	ORTALAMA		707,0	13,6	18,5	

TABLO 1.5. MERİÇ-HİSARLI DAĞ YETİŞME ORTAMI BÖLGESİNDE
ERGENE VE MERİÇ HAVZALARINA SU VEREN METEOROLOJİ İSTASYONLARI

SIRA VE İSTASYON nu.	METEOROLOJİ İSTASYONU	YÜKSELTİ m	ORTALAMA YAĞIŞ mm	ORTALAMA SICAKLIK C°	ORTALAMA YÜKSEK SIC. C°	ORTALAMA DÜŞÜK SIC. C°
1.	ENEZ	10	550,0	14,8	18,6	
2.	MERİÇ	34	708,0	13,6	19,3	
3.	İBRİKTEPE		737,0	14,4	19,5	
4.	KÜPLÜ	125	697,0	13,6	19,3	
	ORTALAMA		673,0	14,1	19,2	

HAVZA ORTALAMASI (36 METEOROLOJİ İSTASYONU)	< 300 m	627,5	13,4	18,8	TARIM
	600 m (300-1000 m)	800,0	11,0	17,0	ORMAN

M. DOĞAN KANTARCI

KAYNAK: Devlet Meteoroloji Gni. Md'lüğü 1974 verilerinden derlenip, düzenlenmiştir.

İki hesap arasındaki farklara göre;

(1) Ergene Havzası'nda yıllık PET 1970 verilerine göre 10,8 milyar m³ miktarından, ısınma/kuraklaşma sürecinde 11,7 m³'e yükselecektir. Aradaki fark 0,9 milyar m³'tür.

(2) Yağışlar 9,60 milyar m³/yıl miktarından, 8,64 milyar m³/yıl miktarına gerileyecektir. Aradaki fark 0,96 milyar m³/yıl kadardır.

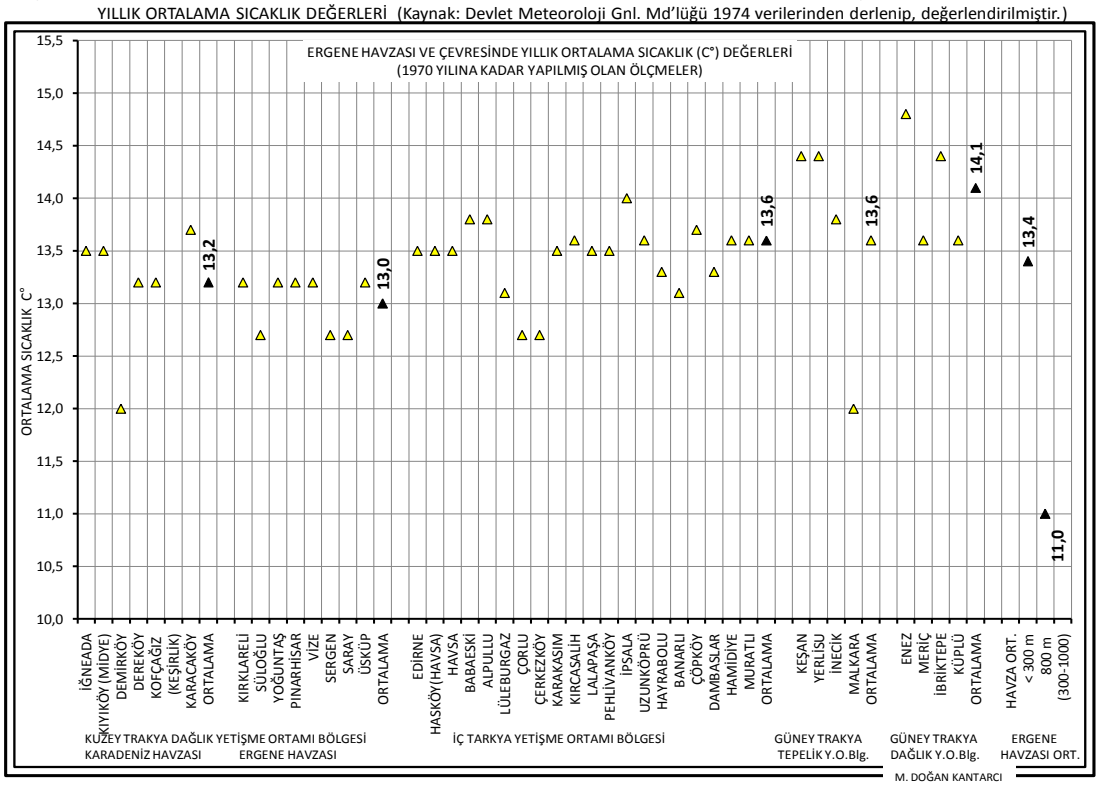
(3) Gerçek evapotranspirasyon (GET) sulu tarım yapılmayan alanlar için toprakta depo edilen su miktarına bağlı olarak 7,3 milyar m³/yıl olarak hesaplanmıştır. GET miktarı değişmemektedir.

Ancak GET miktarının değişmemesi toprakta depolanmış olan suyu erken tükenmesi ve yaz kuraklığının uzaması ve su noksanının artması anlamına gelmektedir.

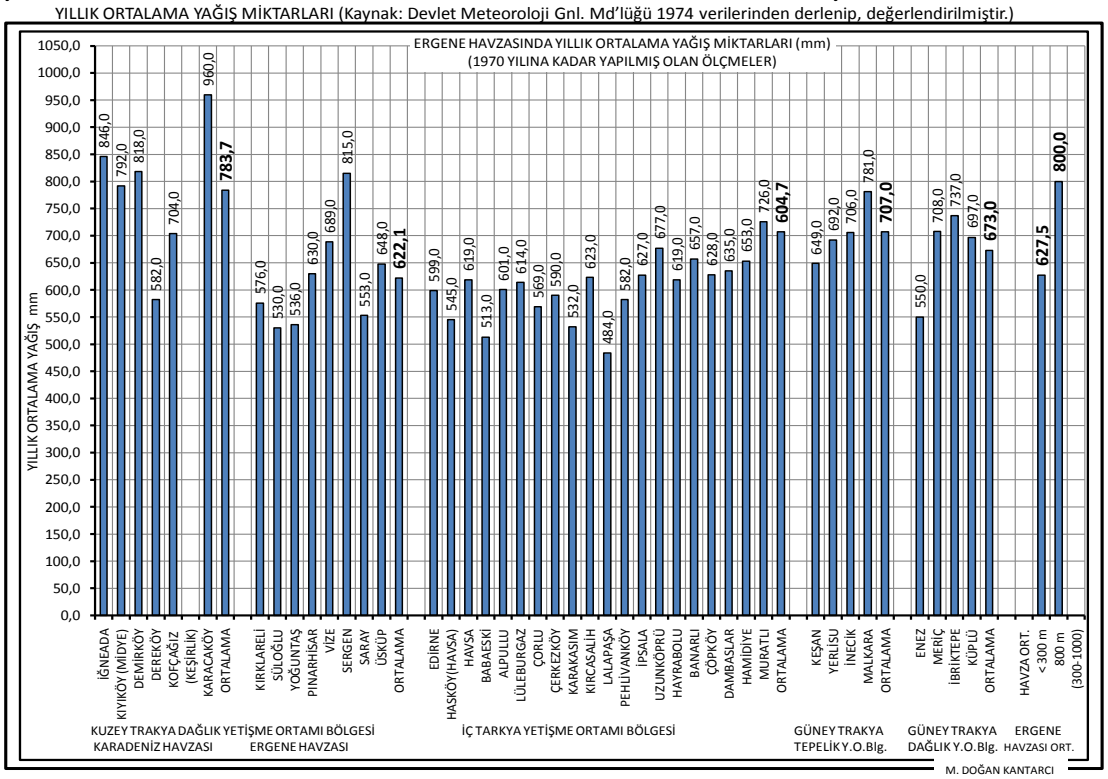
(4) Su noksanı 3,48 milyar m³/yıl miktarından, 4,80 milyar m³ miktarına artacaktır. Aradaki fark 1,32 miyar m³/yıl kadardır. Su noksanındaki artış % 38 oranındadır.

(5) Su fazlası 2,290 milyar m³/yıl miktarından, 1,745 milyar m³/yıl miktarına azalacaktır. Aradaki fark 0,545 milyar m³/yıl kadardır.

ŞEKİL 1. ERGENE HAVZASINA SU VEREN ARAZİDEKİ METEORORLOJİ İSTASYONLARINDA 1970 YILINA KADAR ÖLÇÜLEN YILLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİ (Kaynak: Devlet Meteoroloji Gnl. Md'lüğü 1974 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir.)



ŞEKİL 2. ERGENE HAVZASINA SU VEREN ARAZİDEKİ METEORORLOJİ İSTASYONLARINDA 1970 YILINA KADAR ÖLÇÜLEN YILLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARI (Kaynak: Devlet Meteoroloji Gnl. Md'lüğü 1974 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir.)



TABLO 2. ERGENE HAVZASININ SU BİLANÇOSUNUN ISINMA / KURAKLAŞMA SÜRECİNDE DEĞİŞİMİ
(M. D. Kantarcı 2005'ten sadeleştirilerek.)

ERGENE HAVZASINDA 1970 YAĞIŞ VE SICAKLIK DEĞERLERİNE GÖRE SU BİLANÇOSU

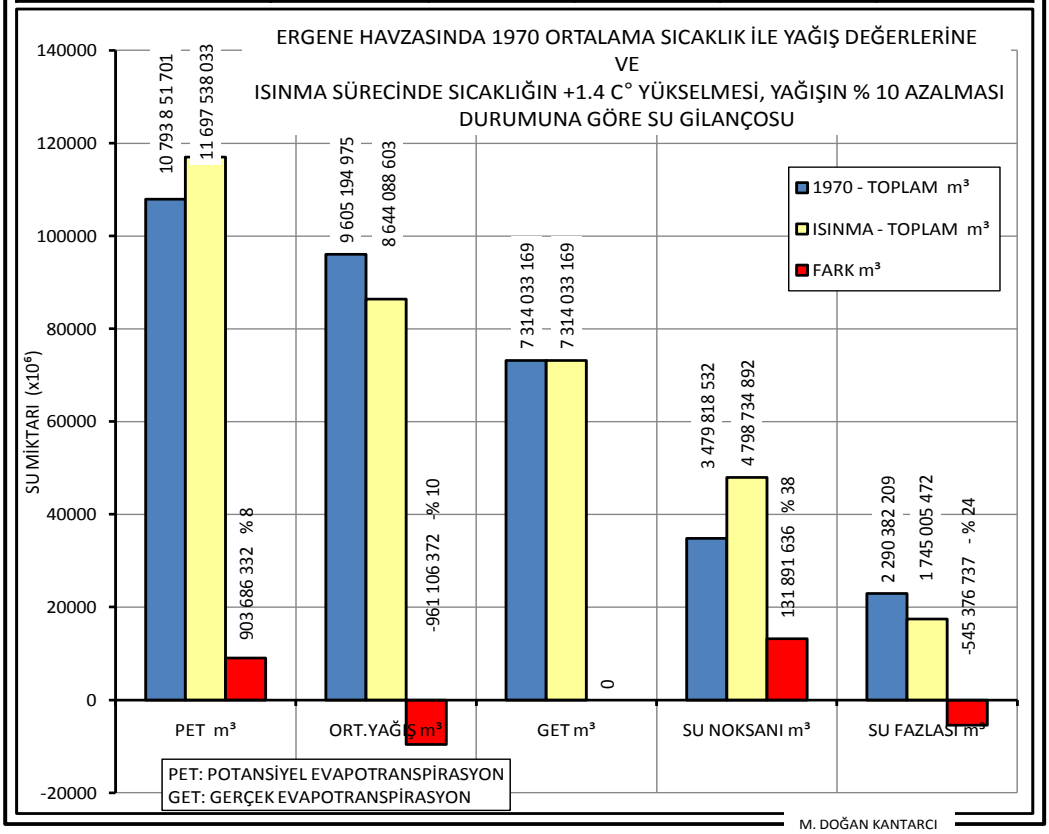
	ALAN ha	ORAN %	PET m³	ORT.YAĞIŞ m³	GET m³	SU NOKSANI m³	SU FAZLASI m³
ORMAN ALANINDA	279 990	19,3	1 874 533 050	2 239 920 000	1 702 339 200	172 193 850	537 580 800
OTLAK ALANINDA	106 274	7,3	807 576 126	666 869 350	508 095 994	299 480 132	158 667 082
TARIM ALANINDA	1 067 475	73,4	8 111 742 525	6 698 405 625	5 103 597 975	3 008 144 550	1 594 134 327
HAVZADA TOPLAM m³	1 453 739	100	10 793 851 701	9 605 194 975	7 314 033 169	3 479 818 532	2 290 382 209

2. ERGENE HAVZASINDA SICAKLIĞIN 1,4 C° ARTMASI, YAĞIŞIN % 10 AZALMASINA GÖRE SU BİLANÇOSU

	PET m³	ORT.YAĞIŞ m³	GET m³	SU NOKSANI m³	SU FAZLASI m³
ORMAN ALANINDA	2 029 367 520	2 015 928 000	1 641 581 370	387 786 150	374 066 640
OTLAK ALANINDA	875 378 938	600 129 278	476 001 246	399 377 692	124 280 032
TARIM ALANINDA	8 792 791 575	6 028 031 385	4 781 220 525	4 011 571 050	1 246 810 800
HAVZADA TOPLAM m³	11 697 538 033	8 644 088 603	6 898 803 141	4 798 734 892	1 745 005 472

3. ERGENE HAVZASININ SU BİLANÇOSU

	PET m³	ORT.YAĞIŞ m³	GET m³	SU NOKSANI m³	SU FAZLASI m³
1970 - HAVZADA TOPLAM m³	10 793 851 701	9 605 194 975	7 314 033 169	3 479 818 532	2 290 382 209
ISINMA - HAVZADA TOPLAM m³	11 697 538 033	8 644 088 603	7 314 033 169	4 798 734 892	1 745 005 472
FARK m³	903 686 332	-961 106 372	0	1 318 916 360	-545 376 737



Ergene Havzası'nda 1970-2006 yılları arasında çalıştırılabilen 4 meteoroloji istasyonunun ölçmeleri; 1970-1982, 1983-1993, 1994-2006 arasında olmak üzere, 3 döneme ayrılarak incelenmiştir. Son dönemde ortalama sıcaklık değerlerinin 1929-1970 ortalama değerlerine göre artışı dikkat çekicidir. Özellikle Lüleburgaz'daki yıllık sıcaklık artışı 1,2 C° olup, bu ısınmanın yaz aylarına yansıması 2,2 C°'ı bulmaktadır. Diğer 3 istasyonda VI. Ve VII aylardaki ısınma değerleri 1,0 – 1,1 C° arasındadır (Şekil 3, 5, 7, 9). Lüleburgaz'daki ısınmanın daha fazla oluşu, Hamitabat Termik Santralı'nın atmosfere saldığı CO_2 gazının geceleri soğuk hava ile alçak araziye çökelmesi ve sera etkisi yapmasına bağlı görünmektedir (Kesit 2). Ergene Havzası'nda ısınmanın etkisi açık su yüzeyinden buharlaşma miktarlarının artışında belirgin olarak görülmektedir. Edirne'de 4 yaz ayındaki buharlaşma 1970 öncesi ölçmelerine göre 527,1 mm/m² iken, 1975-2005 döneminde 607,1 mm/m² miktarına yükselmiştir. Kırklareli'deki buharlaşma miktarı 1970 öncesinde ölçülmemiş olup, 1975-2005 arasında 841,0 mm/m²'dir.

Lüleburgaz'daki buharlaşma miktarı 1970 öncesinde 826,1 mm/m² iken, 1975-2005 arasında 947,0 mm/m² miktarına yükselmiştir. Çorlu'da buharlaşma miktarı 1970 öncesinde 543,2 mm/m² olup, 1970 sonrası için bir ölçme değeri verilmemiştir (Tablo 3 ve Şekil 11).

Açık su yüzeyinden gerçekleşen buharlaşma miktarları ile yıllık ısınma/kuraklaşma süreci için hesaplanmış yıllı PET miktarları karşılaştırıldığında;

(1) Kırklareli'de hesaplanan PET miktarının 4 yaz ayında ölçülen açık su yüzeyinden buharlaşma miktarına denk olduğu,
(2) Lüleburgaz'da ölçülen buharlaşmanın, hesaplanan PET miktarından daha fazla olduğu görülmektedir (Tablo 4 ve şekil 12).

Açık su yüzeyinden gerçekleşen buharlaşma miktarı, topraktan ve yapraklardan ortalama sıcaklık değerlerine göre buharlaşacağı hesaplanan PET miktarından doğal olarak daha fazladır. Burada dikkat çekilmesi gereken iki özellik vardır:

(1) Açık su yüzeyinden buharlaşma ölçmelerindeki artış, sulu tarımda salma veya yağmurlama sulama ile önemli miktarda su kaybının olabileceğini göstermektedir.
(2) PET miktarlarının havanın sıcaklığına bağlı olara hesaplanması düz bir aritmetik hesap yöntemi ile yapılmaz. Bu hesaplama C.W. Thorntwaite'ın mısır bitkisi ekilmiş toprağın (Bir evoporametre düzeneğinde) su bilançosuna göre deneysel verilere dayanarak yapılmaktadır.

Ergene Havzası'nda yağış miktarlarının Edirne ve Çorlu'da biraz arttığı, Kırklareli ve Lüleburgaz'da biraz azaldığı görülmektedir (Şekil 4, 6, 8, 10). Yağışları 1970 ortalamalarına göre değişimi çok belirgin değildir. Sıcaklıkların özellikle yaz aylarında artması, buna karşılık yaz yağışlarının az olması buharlaşmanın da önemli ölçüde artmasına sebep olmuştur.

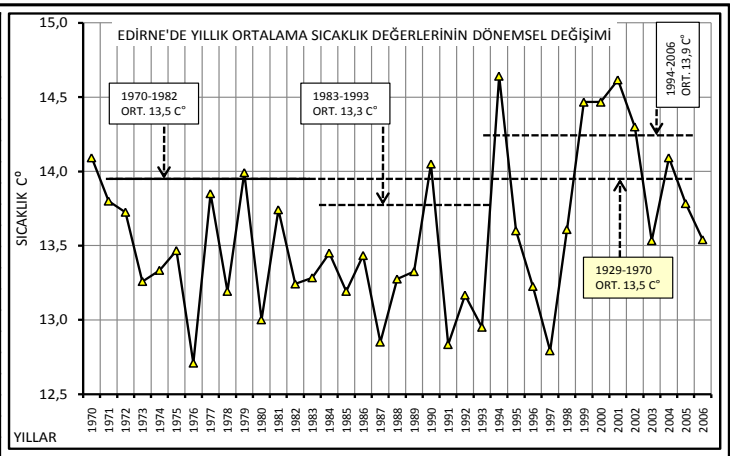
YANARDAĞLARIN SICAKLIK VE YAĞIŞ ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

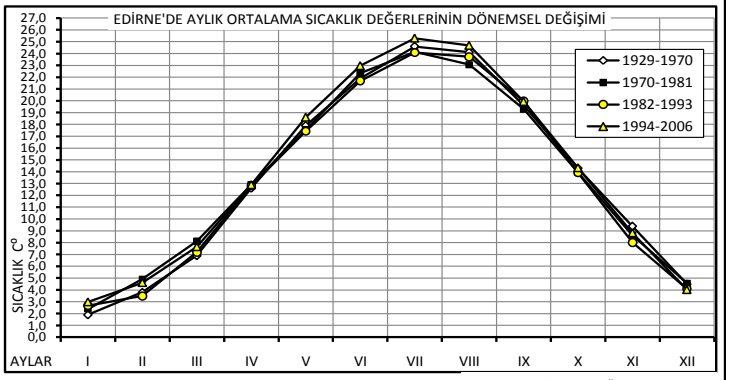
Yanardağlardan bazılarının püskürttükleri tozlar (küller) ve gazlar 10 000 m'den yukarı çıkmakta ve stratosfere yayılmaktadır. Stratosfer sakin olduğu için buraya ulaşan tozlar ve gazlar uzun süre dağılmadan/değişmeden kalabilmektedirler. Stratosferdeki tozlar ve gazlar güneş enerjisinin bir kısmını emerek, bir kısmını da uzaya geri yansıtarak atmosfere geçmelerini önlemektedirler. Böylece Dünya'nın güneş ışınlarını alması ve ısınması da bir ölçüde engellenmektedir. Dünya'da 1982 yılında 2 (El Chikon ve Nevada Delruiz) ile 1991 yılında 2 (Unzen ve Pinatubo) yanardağ patlaması olmuştur. Bu yanardağların stratosfere kadar ulaşan külleri ve gazlarının Dünya'da yaklaşık 1 C° kadar soğumaya sebep oldukları bilinmektedir. Konu biraz daha yakından incelendiğinde 1975-2006 yılları arasında patlayan 13 yanardağın, püskürme tarihlerine bağlı olarak aynı yıl içinde veya ertesi yılda sıcaklık azalmalarına sebep oldukları anlaşılmaktadır (Şekil 3, 5, 7, 9).

Yanardağların yağışları da etkiledikleri anlaşılmaktadır (Şekil 4, 6, 8, 10). Yıllık ortalama sıcaklık değerleri ile yağış ortalamaları 1983-1993 döneminde, 1970-1983 ve 1994-2006 dönemlerindeki ortalama değerlere göre daha azdır. Ancak yağışların oluşumuna daha farklı faktörlerin de etkili olduğunu gözden uzak tutmamak gerekir. Eğer 1970-2006 arasında yanardağ patlamaları olmasaydı, Ergene Havzası'ndaki sıcaklık artışları ve buharlaşma miktarları daha fazla olabilirdi.

ŞEKİL 3. EDİRNE'DE YILLIK VE AYLIK ORTALAMA SICAKLIKLARIN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ VE YANARDAĞLARIN ETKİSİ

EDİRNE YILLAR	YILLIK ORT. C°
1970	14,1
1971	13,8
1972	13,7
1973	13,3
1974	13,3
1975	13,5
1976	12,7
1977	13,9
1978	13,2
1979	14,0
1980	13,0
1981	13,7
1982	13,2
1983	13,3
1984	13,5
1985	13,2
1986	13,4
1987	12,9
1988	13,3
1989	13,3
1990	14,1
1991	12,8
1992	13,2
1993	13,0
1994	14,6
1995	13,6
1996	13,2
1997	12,8
1998	13,6
1999	14,5
2000	14,5
2001	14,6
2002	14,3
2003	13,5
2004	14,1
2005	13,8
2006	14,6





EDİRNE'DE AYLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK ORT. C°
1929-1970	1,9	3,8	6,9	12,6	17,9	21,9	24,6	24,1	19,6	14,3	9,4	4,5	13,5
1970-1981	2,4	4,9	8,1	12,9	17,6	22,3	24,1	23,1	19,3	13,9	8,6	4,6	13,5
1982-1993	2,7	3,5	7,2	12,8	17,4	21,7	24,1	23,7	20,0	13,9	8,0	4,1	13,3
1994-2006	3,0	4,6	7,6	12,9	18,6	23,0	25,3	24,7	19,9	14,3	8,8	4,0	13,9
FARK	1,1	0,8	0,7	0,3	0,7	1,1	0,7	0,6	0,3	0,0	-0,5	-0,5	0,4

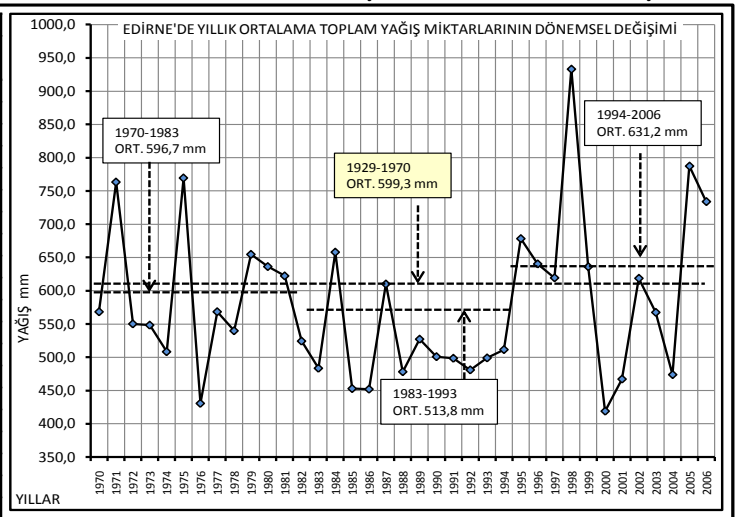
1975 TOLBACHİK YANARDAĞI-KAMÇATKA
1975 PAVLOF YANARDAĞI-ALASKA
1982 EL CHİCON YANARDAĞI (MEKSİKA)
1982 NEVADO DELRUİZ (KOLOMBİYA)
1986 AUGUSTİN ALASKA
1991 UNZEN YANARDAĞI (GÜNEY JAPONYA)
1991 PİNATUBO YANARDAĞI (FİLİPİNLER)
OCAK-ŞUBAT 1991 I. KÖRFEZ SAVAŞI KUVEYT PETROL KUYULARI YANGINI
1994 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI
1996 PAPUA YENİ GİNE YANARDAĞI
1997 OLMOK CALDERA YANARDAĞI-ALASKA
2002 PAGO YANARDAĞI
2004 BAGANA YANARDAĞI
2006 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI

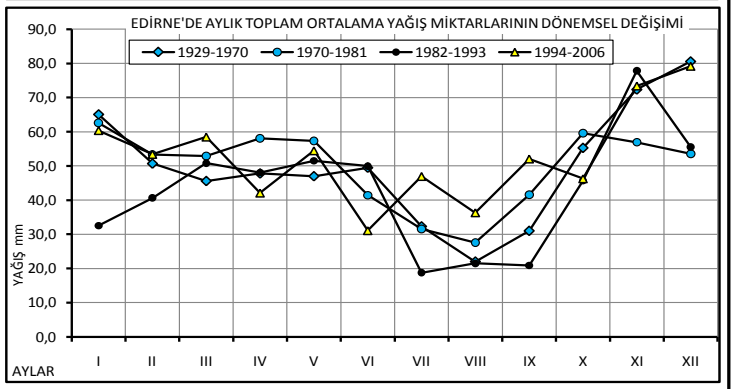
Kaynak: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir.

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 4. EDİRNE'DE YILLIK TOPLAM VE AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

EDİRNE YILLAR	YILLIK ORT. mm
1970	568,3
1971	763,4
1972	550,2
1973	548,3
1974	508,3
1975	769,5
1976	430,7
1977	568,4
1978	539,8
1979	654,7
1980	636,3
1981	622,3
1982	524,3
1983	483,5
1984	658,0
1985	452,9
1986	452,0
1987	610,1
1988	478,2
1989	527,2
1990	500,9
1991	498,5
1992	481,0
1993	499,0
1994	511,5
1995	678,3
1996	640,3
1997	619,4
1998	933,1
1999	636,1
2000	419,0
2001	467,2
2002	618,7
2003	567,5
2004	473,9
2005	787,4
2006	734,0





EDİRNE'DE AYLIK TOPLAM ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

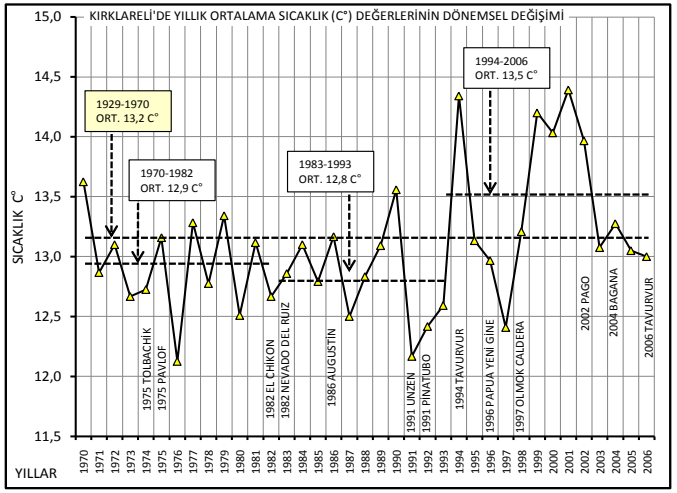
DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK ORT. mm
1929-1970	65,1	50,7	45,6	47,8	47,0	49,5	32,3	22,0	31,0	55,3	72,4	80,6	599,3
1970-1981	62,6	53,4	52,9	58,1	57,4	41,4	31,5	27,6	41,6	59,6	57,0	53,6	596,7
1982-1993	32,6	40,7	50,8	48,1	51,5	50,0	18,8	21,5	20,9	45,7	77,9	55,5	513,8
1994-2006	60,4	53,4	58,5	42,1	54,5	31,1	47,0	36,4	52,1	46,3	73,4	79,2	631,2

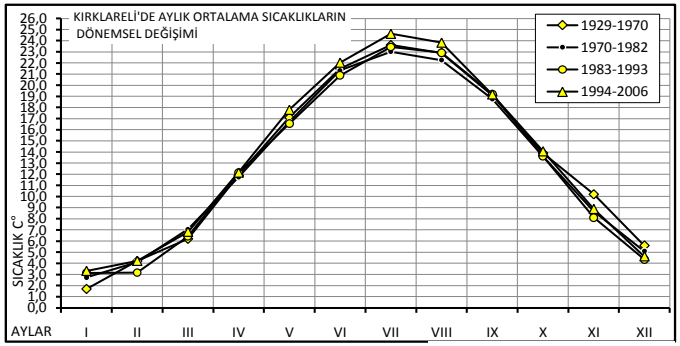
KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, düzenlenmiştir.

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 5.KIRKLARELİ'DE YILLIK VE AYLIK ORTALAMA SICAKLIKLARIN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ VE YANARDAĞLARIN ETKİSİ

KIRKLARELİ YILLAR	YILLIK ORT. C°
1970	13,6
1971	12,9
1972	13,1
1973	12,7
1974	12,7
1975	13,2
1976	12,1
1977	13,3
1978	12,8
1979	13,3
1980	12,5
1981	13,1
1982	12,7
1983	12,9
1984	13,1
1985	12,8
1986	13,2
1987	12,5
1988	12,8
1989	13,1
1990	13,6
1991	12,2
1992	12,4
1993	12,6
1994	14,3
1995	13,1
1996	13,0
1997	12,4
1998	13,2
1999	14,2
2000	14,0
2001	14,4
2002	14,0
2003	13,1
2004	13,3
2005	13,1
2006	13,0





KIRKLARELİ'DE AYLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK C°
1929-1970	1,7	4,2	6,2	11,9	17,1	21,5	23,6	22,9	19,1	13,9	10,2	5,6	13,2
1970-1982	2,7	4,1	7,1	11,7	16,7	21,3	23,0	22,3	18,8	13,6	8,7	5,1	12,9
1983-1993	3,1	3,2	6,4	12,1	16,5	20,9	23,4	22,9	19,2	13,6	8,1	4,4	12,8
1994-2006	3,3	4,2	6,8	12,2	17,8	22,0	24,6	23,8	19,2	14,1	8,9	4,6	13,5
FARK	1,6	0,0	0,4	0,3	0,7	0,5	1,0	0,9	0,1	0,2	-1,3	-1,0	0,3

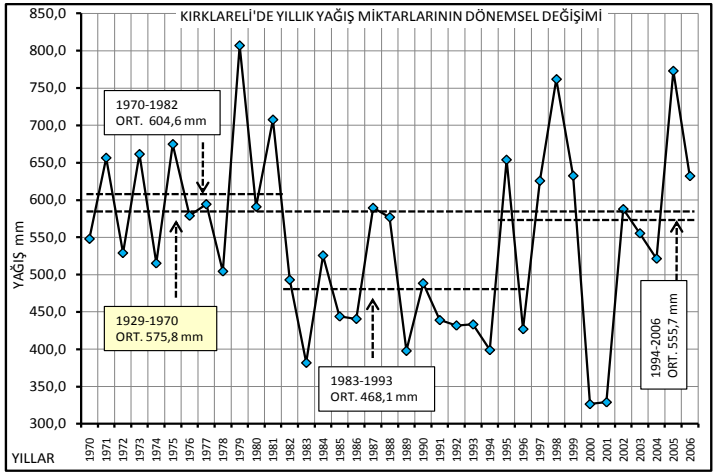
KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, düzenlenmiştir.

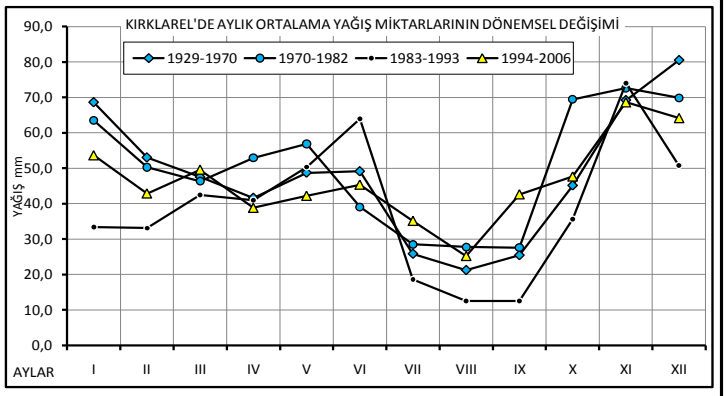
1975 TOLBACHİK YANARDAĞI-KAMÇATKA
1975 PAVLOF YANARDAĞI-ALASKA
1982 EL CHİCON YANARDAĞI (MEKSİKA)
1982 NEVADO DELRUİZ (KOLOMBİYA)
1986 AUGUSTİN ALASKA
1991 UNZEN YANARDAĞI (GÜNEY JAPONYA)
1991 PİNATUBO YANARDAĞI (FİLİPİNLER)
OCAK-ŞUBAT 1991 I. KÖRFEZ SAVAŞI KUVEYT PETROL KUYULARI YANGINI
1994 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI
1996 PAPUA YENİ GİNE YANARDAĞI
1997 OLMOK CALDERA YANARDAĞI-ALASKA
2002 PAGO YANARDAĞI
2004 BAGANA YANARDAĞI
2006 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 6. KIRKLARELİ'DE YILLIK TOPLAM VE AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

KIRKLARELİ YILLAR	YILLIK YAĞIŞ mm
1970	547,9
1971	656,4
1972	529,0
1973	661,4
1974	515,2
1975	674,7
1976	578,9
1977	594,3
1978	504,4
1979	806,8
1980	590,8
1981	707,5
1982	493,0
1983	381,9
1984	525,7
1985	444,0
1986	440,7
1987	589,4
1988	576,9
1989	397,9
1990	488,4
1991	439,1
1992	431,9
1993	433,3
1994	399,0
1995	653,8
1996	427,0
1997	625,6
1998	761,7
1999	632,4
2000	326,6
2001	329,1
2002	587,7
2003	555,3
2004	521,4
2005	772,8
2006	632,0





KIRKLARELİ'DE AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

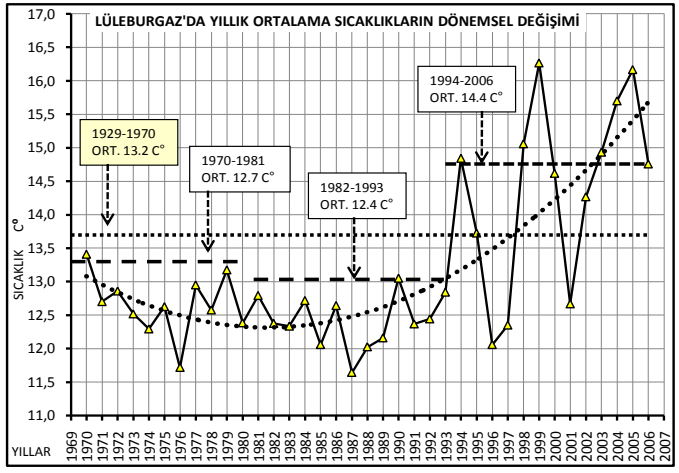
DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK YAĞIŞ mm
1929-1970	68,6	53,0	47,5	41,6	48,7	49,1	25,8	21,2	25,4	45,1	69,2	80,5	575,8
1970-1982	63,5	50,3	46,3	52,9	56,8	39,0	28,5	27,7	27,6	69,5	72,6	69,9	604,6
1983-1993	33,3	33,1	42,4	41,0	50,3	64,0	18,6	12,5	12,5	35,6	74,0	50,8	468,1
1994-2006	53,6	42,9	49,6	38,8	42,2	45,3	35,1	25,2	42,6	47,7	68,6	64,2	555,7

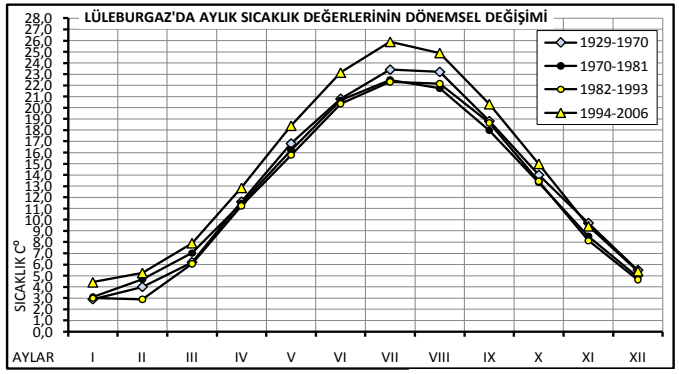
KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, düzenlenmiştir.

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 7. LÜLEBURGAZ'DA YILLIK, AYLIK ORTALAMA SICAKLIKLARIN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ İLE YANARDAĞLARIN ETKİSİ

LÜLEBURGAZ YILLAR	YILLIK C°
1970	13.4
1971	12.7
1972	12.9
1973	12.5
1974	12.3
1975	12.6
1976	11.7
1977	13.0
1978	12.6
1979	13.2
1980	12.4
1981	12.8
1982	12.4
1983	12.3
1984	12.7
1985	12.1
1986	12.6
1987	11.6
1988	12.0
1989	12.2
1990	13.1
1991	12.4
1992	12.4
1993	12.8
1994	14.8
1995	13.7
1996	12.1
1997	12.4
1998	15.1
1999	16.3
2000	14.6
2001	12.7
2002	14.3
2003	14.9
2004	15.7
2005	16.2
2006	14.8





LÜLEBURGAZ'DA AYLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK ORT. C°
1929-1970	3,5	4,1	7,0	11,7	16,9	21,6	23,7	23,0	19,1	14,1	8,8	5,1	13,2
1970-1981	3,1	4,7	7,0	11,4	16,2	20,7	22,5	21,7	18,0	13,3	8,5	4,9	12,7
1982-1993	3,0	2,9	6,1	11,3	15,8	20,4	22,3	22,1	18,7	13,5	8,1	4,7	12,4
1994-2006	4,4	5,3	7,9	12,9	18,4	23,2	25,9	24,9	20,3	15,0	9,4	5,4	14,4
FARK	0,9	1,2	0,9	1,2	1,5	1,6	2,2	1,9	1,2	0,9	0,6	0,3	1,2

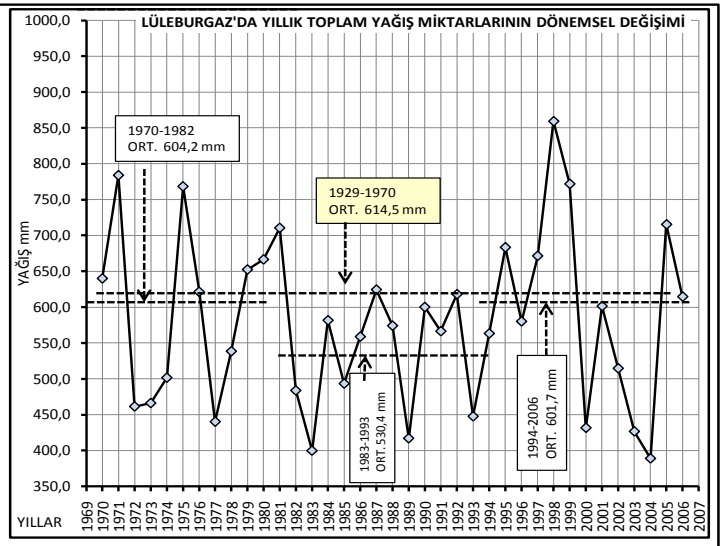
1975 TOLBACHİK YANARDAĞI-KAMÇATKA
1975 PAVLOF YANARDAĞI-ALASKA
1982 EL CHİCON YANARDAĞI (MEKSİKA)
1982 NEVADO DELRUİZ (KOLOMBİYA)
1986 AUGUSTİN ALASKA
1991 UNZEN YANARDAĞI (GÜNEY JAPONYA)
1991 PİNATUBO YANARDAĞI (FİLİPİNLER)
OCAK-ŞUBAT 1991 I. KÖRFEZ SAVAŞI KUVEYT PETROL KUYULARI YANGINI
1994 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI
1996 PAPUA YENİ GİNE YANARDAĞI
1997 OLMOK CALDERA YANARDAĞI-ALASKA
2002 PAGO YANARDAĞI
2004 BAGANA YANARDAĞI
2006 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI

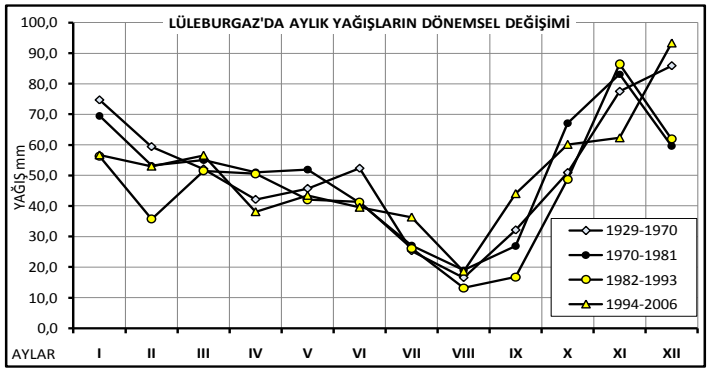
KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir.

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 8. LÜLEBURGAZ'DA YILLIK TOPLAM VE AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

LÜLEBURGAZ YILLAR	YILLIK mm
1970	640.0
1971	784.0
1972	461.4
1973	466.1
1974	501.5
1975	768.4
1976	621.4
1977	440.1
1978	538.4
1979	652.4
1980	666.5
1981	710.5
1982	483.7
1983	399.7
1984	581.6
1985	493.3
1986	558.8
1987	624.4
1988	574.0
1989	417.0
1990	600.1
1991	566.4
1992	618.0
1993	447.6
1994	563.2
1995	683.4
1996	580.1
1997	671.4
1998	859.3
1999	771.9
2000	431.6
2001	601.4
2002	514.6
2003	426.6
2004	388.9
2005	715.4
2006	614.6





LÜLEBURGAZ'DA AYLIK YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

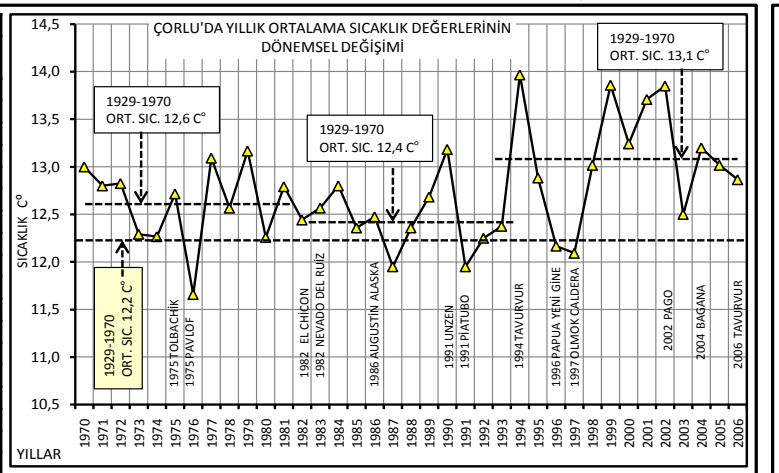
DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YILLIK mm
1929-1970	74.7	59.4	52.1	42.1	45.7	52.3	25.3	16.5	32.1	50.9	77.5	85.9	614.5
1970-1981	69.5	53.2	55.0	51.0	51.9	41.0	27.1	19.0	26.9	67.1	83.1	59.7	604.2
1982-1993	56.2	35.7	51.5	50.5	42.1	41.3	26.1	13.1	16.7	48.7	86.4	61.9	530.4
1994-2006	56.7	53.0	56.5	38.1	43.4	39.5	36.3	18.6	44.0	60.1	62.3	93.3	601.7

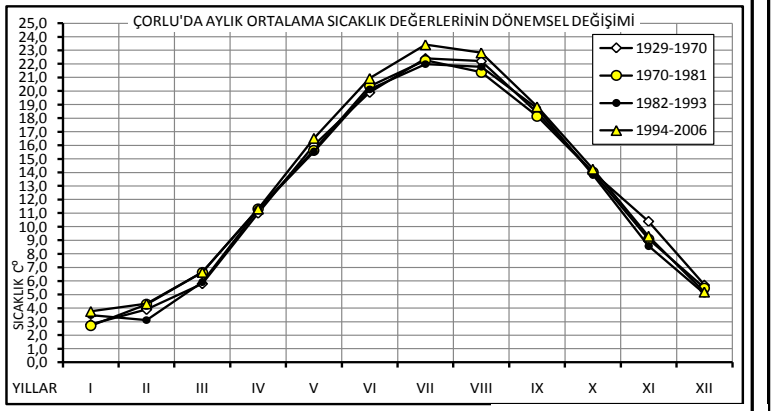
KAYNAK: Devlet meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir.

M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 9. ÇORLU'DA YILLIK VE AYLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ VE YANARDAĞLAR

ÇORLU YILLAR	YILLIK ORT. C°
1970	13,0
1971	12,8
1972	12,8
1973	12,3
1974	12,3
1975	12,7
1976	11,7
1977	13,1
1978	12,6
1979	13,2
1980	12,3
1981	12,8
1982	12,4
1983	12,6
1984	12,8
1985	12,4
1986	12,5
1987	12,0
1988	12,4
1989	12,7
1990	13,2
1991	12,0
1992	12,3
1993	12,4
1994	14,0
1995	12,9
1996	12,2
1997	12,1
1998	13,0
1999	13,9
2000	13,2
2001	13,7
2002	13,9
2003	12,5
2004	13,2
2005	13,0
2006	12,9





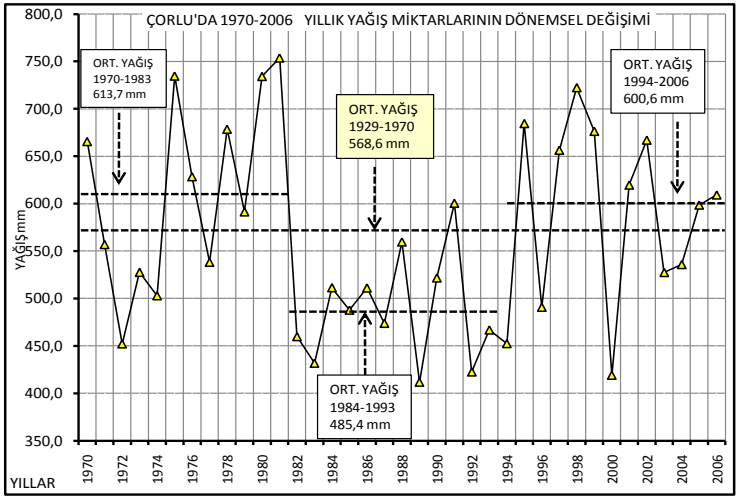
ÇORLU'DA AYLIK ORTALAMA SICAKLIK DEĞERLERİNİN DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ													YILLIK
DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ORT. C°
1929-1970	2,8	3,9	5,8	11,0	16,0	19,9	22,4	22,2	18,4	14,0	10,4	5,7	12,2
1970-1981	2,7	4,3	6,6	11,3	15,6	20,4	22,3	21,4	18,1	14,0	9,1	5,5	12,6
1982-1993	3,5	3,1	5,9	11,3	15,5	20,1	22,0	21,8	18,7	13,8	8,6	5,1	12,4
1994-2006	3,8	4,3	6,6	11,3	16,5	20,9	23,4	22,8	18,8	14,2	9,3	5,2	13,1
FARK	1,0	0,4	0,8	0,3	0,5	1,0	1,0	0,6	0,4	0,2	-1,1	-0,5	0,9

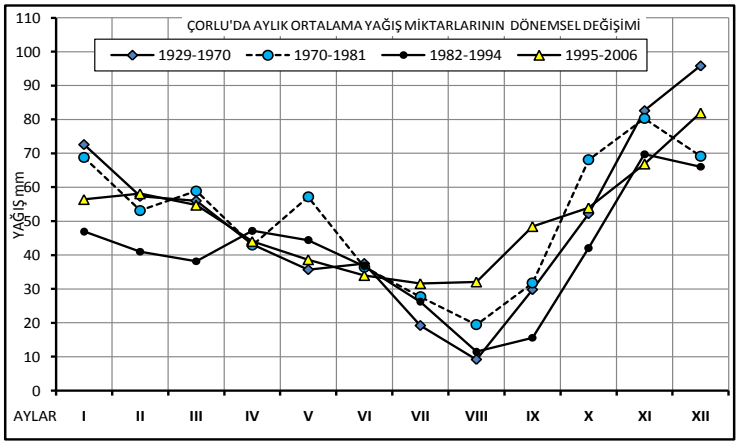
1975 TOLBACHİK YANARDAĞI-KAMÇATKA
1975 PAVLOF YANARDAĞI-ALASKA
1982 EL CHİCON YANARDAĞI (MEKSİKA)
1982 NEVADO DELRUİZ (KOLOMBİYA)
1986 AUGUSTİN ALASKA
1991 UNZEN YANARDAĞI (GÜNEY JAPONYA)
1991 PİNATUBO YANARDAĞI (FİLİPİNLER)
OCAK-ŞUBAT 1991 I. KÖRFEZ SAVAŞI KUVEYT PETROL KUYULARI YANGINI
1994 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI
1996 PAPUA YENİ GİNE YANARDAĞI
1997 OLMOK CALDERA YANARDAĞI-ALASKA
2002 PAGO YANARDAĞI
2004 BAGANA YANARDAĞI
2006 TAVURVUR YANARDAĞI-METAPİT ADASI

KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir. — M. DOĞAN KANTARCI

ŞEKİL 10. ÇORLU'DA YILLIK TOPLAM VE AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

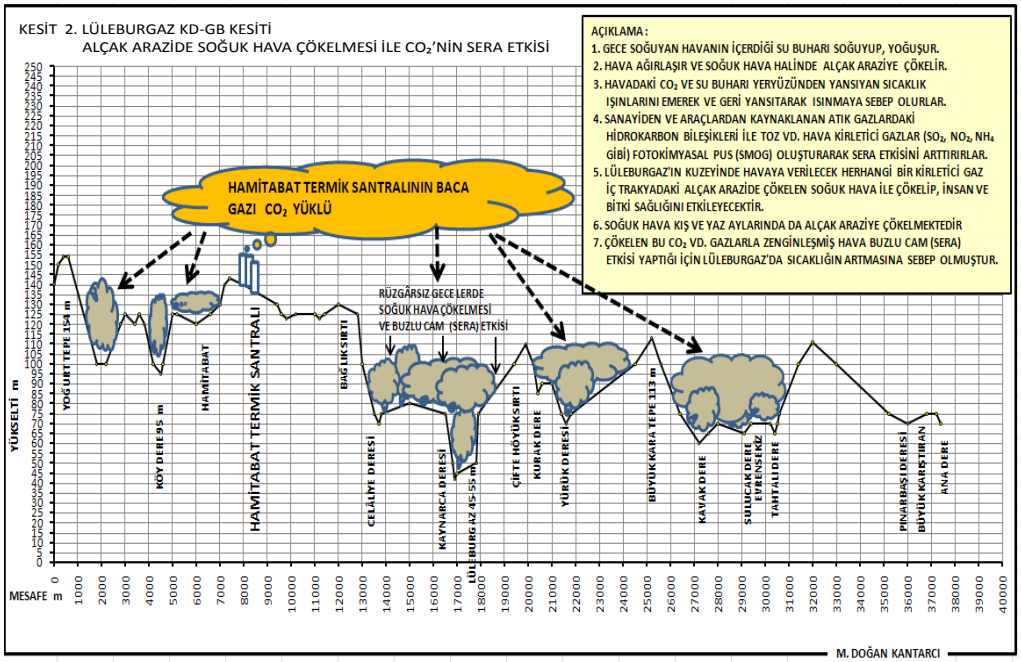
ÇORLU YIL	YILLIK YAĞIŞ mm
1970	665,6
1971	556,9
1972	452,1
1973	527,6
1974	502,9
1975	734,7
1976	628,5
1977	538,2
1978	678,6
1979	591,4
1980	734,3
1981	753,8
1982	459,8
1983	431,7
1984	511,4
1985	487,7
1986	511,1
1987	473,8
1988	559,7
1989	411,7
1990	521,7
1991	600,5
1992	422,5
1993	466,8
1994	452,4
1995	684,6
1996	490,7
1997	656,4
1998	722,5
1999	676,4
2000	419,0
2001	619,7
2002	667,1
2003	527,4
2004	535,8
2005	598,6
2006	609,3





ÇORLU'DA AYLIK ORTALAMA YAĞIŞ TOPLAMLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ													YILLIK
DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	YAĞIŞ mm
1929-1970	72,6	57,3	56	43,1	35,7	37,5	19,2	9,2	29,8	52,2	82,6	95,8	568,6
1970-1981	68,8	53,1	58,9	42,9	57,1	36,4	27,7	19,5	31,7	68,1	80,3	69,2	613,7
1982-1994	46,9	41,0	38,2	47,2	44,4	36,7	26,2	11,5	15,6	42,1	69,7	66,0	485,4
1995-2006	56,4	58,1	54,7	44,0	38,6	34,0	31,6	32,1	48,4	53,9	66,9	81,9	600,6

KAYNAK: Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden derlenip, değerlendirilmiştir. — M. DOĞAN KANTARCI



ERGENE HAVZASI'NIN SU KAYNAKLARI, BU KAYNAKLARIN KORUNMASI VE GELİŞTİRİLMESİ KONUSUNDA İNCELEMELER VE DEĞERLENDİRMELER

Ergene Havzası'nın 3 su kaynağı vardır; (1) Ergene Havzası'ndan yüzey akışı ile gelen sular, (2) Yer altı suları ve dağlık araziden sızan suların yer altı sularını beslemesi, (3) Meriç Nehrinin (Meriç, Arda ve Tunca) getirdiği sular. Yüzeysel akışa geçen yağmur ve kar suları Ergene Nehri ile kollarında mevsimlik olarak farklı akış debileri ile akmaktadırlar. Karların erimesi bitince Ergene ve kollarındaki su akışı da azalmaktadır. Kış aylarındaki yağış fazlası Ergene Havzası'nın uygun yerlerine yapılmış olan birkaç baraj ile çoğunluğu su benti olan tesislerde biriktirilmektedir. Havzadaki vadilerin yayvan oluşu ve buralardaki tarım alanlarının yaygınlığı daha fazla baraj ve bent yapılmasını engellemektedir. Yer altı suyu Ergene havzasındaki pliosen ve miosen tortullarının kumlu tabakalarında yüzyıllar boyunca birikmiş olan sudur. Tarımda makineleşme ve kimyasal gübreleme sulamayı da yaygınlaştırmıştır. Ergene Havzası'ndaki yer altı suları son 60 yıllık süreçte kullanılmış ve hızla tüketilmiştir. Artık yer altı sularına daha derinlerde (200 m gibi) ulaşılabilmektedir. Bazı yerlerde suyu çekilen materyaller çökmeğe ve obruklar oluşmağa başlamıştır (Resim 1).

Ergene Havzası'nın kuzeyindeki Yıldız Dağlık Kütlesinin güney yamaçlarına yaslanmış olan ve Havza'daki tortul materyallerin altına dalan eosen kireç taşı kuşağı yer altı sularını beslemektedir. Havzanın güneyindeki oligosen flişleri ile Eosen-oligosen flişleri de benzer şekilde yağış sularını sızdırarak yer altı suyunu beslemektedirler (Harita 2 ve kesit 1).

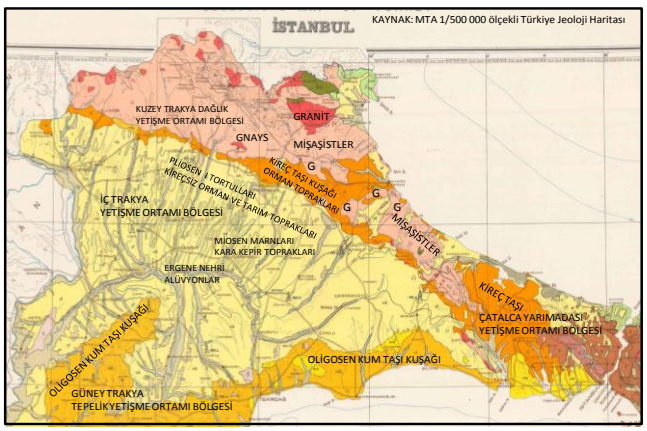
Yıldız Dağlık Kütlesinin güney eteklerindeki eosen yaşlı kireç taşları tabakalı oldukları için zaman içindeki tektonik olayların da etkisi ile çatlaklı bir yapı kazanmışlardır (Tam bir kartlaşma değil). Kireç taşlarındaki çatlak sistemi suyu sızdıracak durumdadır. Bazı geniş çatlaklardan yüzeye açılanlar gür su kaynaklarını oluşturmuşlardır (Vize'de Karpuz kaldıran kaynağı, Pınarhisar-Kırklareli arasında Kaynarca gibi). Dağlık Kütleye ve kireçtaşı kuşağına düşen yağışlar bu çatlak sisteminden ve kireç taşı tabakalarının altındaki çakıllı materyallerden sızarak yeraltı suyuna ulaşmaktadırlar (Kesit 3).

Kireç taşlarındaki $CaCO_3$ su ile birleşerek $Ca(HCO_3)_2$ 'ye dönüşmekte ve yıkanıp gitmektedir. Bu olay çok uzun bir sürede ve yavaş, yavaş oluşmaktadır. Kireç taşının içindeki katık maddeler (Genellikle kil) yerinde çökelmekte ve giderek topraklaşmaktadır. Böylece suya karışıp giden 1 m³'lük bir kireç taşı kütlesinden 1-2 cm'lik katık materyali geri kalabilmektedir. Bu sebeple kireç taşlarından oluşan topraklar daha az derin ve killidirler. Kireç taşı toprakları orman altından korunmuşlarsa orta derin veya derin topraklar halinde bulunabilirler (Birkaç bin yıllık bir süreç gerektiriyor). Ergene Havzası'ndaki kireç taşı topraklarında yetişmiş olan meşe türleri ve Doğu Gürgeni ormanları yüzyıllar boyunca baltalık olarak işletildikleri ve otlatma baskısı altında kaldıkları için çalılaşmışlardır. Toprak ta erozyona uğrayıp sığlaşmıştır. Bu çalılaşmış ormanlardan toprağı derin olanlar ağaçlandırılmıştır. Toprağı sığ olan ormanlar ise su üretimi için olduğu gibi korumaya alınmışlardır. Odun verimi düşük olan bu çalılaşmış, sığ topraklı ormanların asıl görevi su üretmektir (Şekil 13). Orman altında yaprak dökümü ile oluşan ölü örtü ayrışıp, humuslaşarak ve giderek kolloid humus bileşiklerine dönüşerek toprağın kırıntılanmasını, gözenek çaplarının büyümesini sağlamaktadır. Çapı 50µm'den geniş olan gözeneklerden su hızla sızar. Orman, ölü örtü ve humus yağış sularını hızla toprağa sızdırmaktadırlar. Böylece yağış suları yüzeysel akışa geçerek sellere dönüşemez (Şekil 14). Bu sebeple Ergene Havzası'nın kuzey kesimindeki kireç taşı kuşağı ile bu kuşaktaki ormanlar çok değerli su üretimi kaynaklarıdır.

Ormanın ve toprağın yok edilip, kireç taşlarının kırma taş ocağı vb. amaçlar için işletilmeğe kalkışılması su üretimini engellemektir. Ergene Havzası'nın eosen kireç taşları Toros Dağlarındaki kireç taşları kadar karstlaşmamıştır. Diğer bir deyimle, eosen kireç taşlarının çatlak sistemi daha ince olup, daha kolay tıkanır. Taş ocağı patlatmalarında binlerce yılda oluşmuş olan çatlak sistemi ve su sızdırma yolları daha kolay kapanır. Taşocağı işletilen alanda yağış kolayca yüzeysel akışa geçer ve sele dönüşerek akıp gider. Ergene Havzası'nın yer altı suyunu beslemek, tarım alanlarını sulamak, halkın beslenmesi için gerekli tarımsal üretimi arttırmak için kireçtaşı kuşağında kırma taş ocakları vb. işletmeleri yapmamak, yapılmasına da izin vermemek gerekmektedir (Kesit 3).

Ergene Havzası'nda kış yağışlarının bir bölümü yüzeysel akış ile veya yüzeye çıkan kaynak suları ile derelere ulaşmakta ve akıp gitmektedir. Bu su miktarı tablo 2'de verilen su bilançosunda " su fazlası" olarak gösterilmiştir. Su fazlasının önemli bölümü dağlık ve tepelik arazideki ormanlardan gelmektedir. Bu arazideki vadiler daha derin oldukları için küçük bentlerin yapılmasına ve suyun bu biriktirilmesine uygundur. Bu bentlerde biriktirilecek temiz su, yer altı suları tükenen ve kirletilen Ergene Havzası'nda halkın içme suyu olarak çok değerlidir (Kesit 3 Dere vadileri).

HARİTA 2. KUZEY TRAKYA DAĞLIK KÜTLESİ İLE ERGENE HAVZASI'NIN JEOLOJİK YAPISI

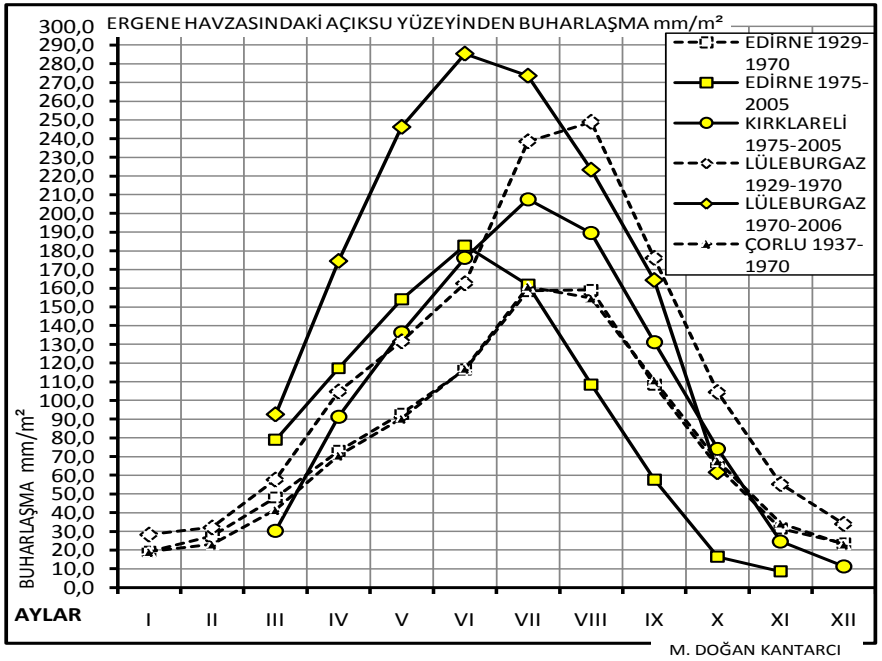


TABLO 3. ERGENE HAVZASINDAKİ 4 METEOROLOJİ İSTASYONUNDA AÇIK SU YÜZEYİNDEN BUHARLAŞMA MİKTARLARININ DÖNEMSEL DEĞİŞİMİ

KAYNAK: Devlet Meteoroloji işleri Gnl. Md'lüğü 1974 ve 2006 verilerinden düzenlenmiştir.

DÖNEMLER	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	4 YAZ AYI mm/m²	YILLIK mm/m²
EDİRNE														
1929-1970	19,2	27,4	48,1	72,9	92,9	116,5	158,6	159,1	108,4	64,5	31,5	23,5	527,1	922,5
1975-2005			79	117,2	154	182,8	161,8	108,5	57,7	16,4	8,6		607,1	
FARK mm					61,1	66,3	3,2	-50,6					80,0	
KIRKLARELİ														
1975-2005			30,3	91,3	136	176,2	207,6	189,4	131,2	74,1	24,6	11,3	841	1072
LÜLEBURGAZ														
1929-1970	28,3	32,1	57,7	104,8	132	162,6	238,5	248,9	176,2	105	55,3	34	826,0	1374,8
1970-2006			92,5	174,5	246	285,4	273,6	223,3	164,3	61,5			947,0	
FARK mm						122,8	35,1	-25,6	-11,9				121,0	
ÇORLU														
1937-1970	19,1	23,1	41,5	70,6	90,3	117	160,8	154,6	110,8	67,6	34,3	23,1	543,2	912,8

ŞEKİL 11.ERGENE HAVZASINDA AÇIK SU YÜZEYİNDEN BUHARLAŞMA MİKTARLARI



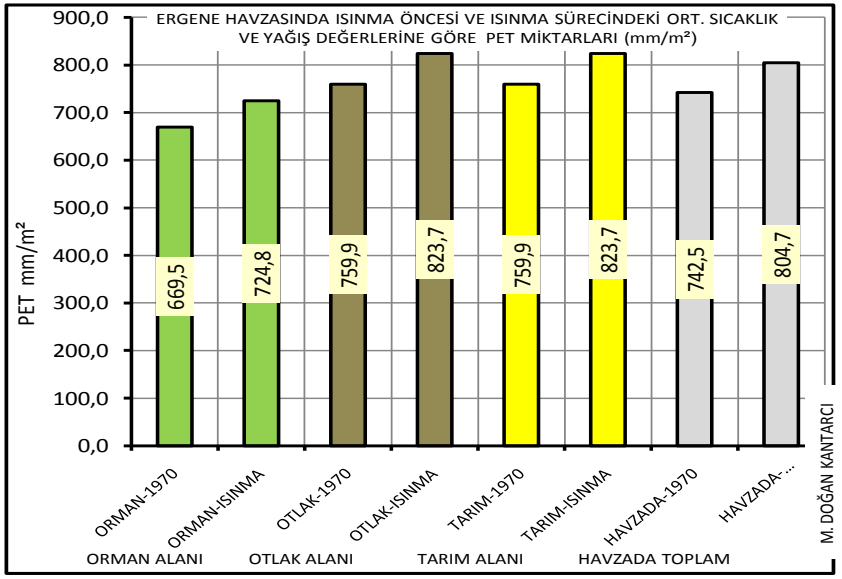
TABLO 4. ERGENE HAVZASINDA 1970 YILINA KADAR ÖLÇÜLEN ORTALAMA SICAKLIK VE YAĞIŞ MİKTARLARINA GÖRE SU BİLANÇOSU

	PET mm/m²	YAĞIŞ mm/m²	GET mm/m²	SU NOKSANI mm/m²	SU FAZLASI mm/m²
ORMAN ALANINDA	669,5	800,0	608,0	61,5	192,0
OTLAK ALANINDA	759,9	627,5	478,1	281,8	149,3
TARIM ALANINDA	759,9	627,5	478,1	281,8	149,3
HAVZADA TOPLAM m³	742,5	660,7	503,1	239,4	157,6

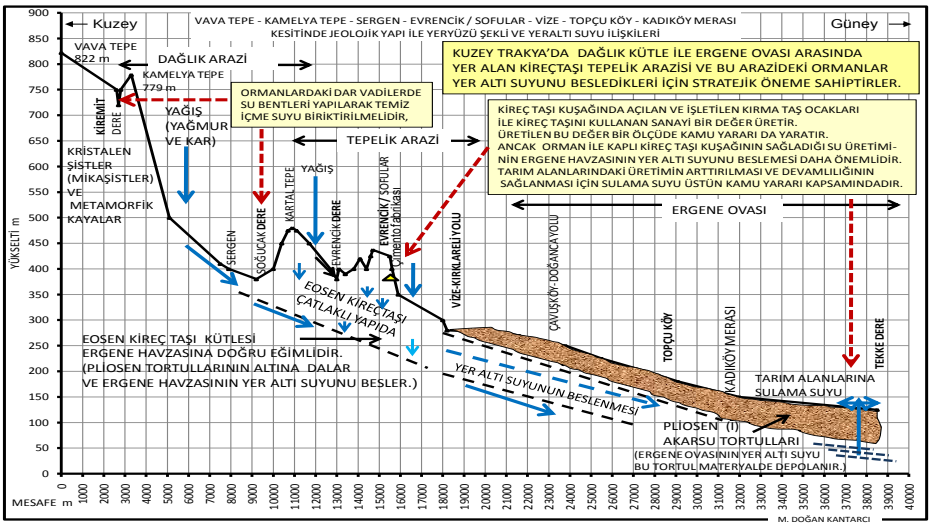
TABLO ERGENE HAVZASINDA ORTALAMA SICAKLIĞIN 1,4 C° ARTIŞI VE YAĞIŞLARIN % 10 AZALMASI DURUMUNDA SU BİLANÇOSU

	PET mm/m²	YAĞIŞ mm/m²	GET mm/m²	SU NOKSANI mm/m²	SU FAZLASI mm/m²
ORMAN ALANINDA	724,8	720,0	586,3	138,5	133,6
OTLAK ALANINDA	823,7	564,7	447,9	375,8	116,9
TARIM ALANINDA	823,7	564,7	447,9	375,8	116,8
HAVZADA TOPLAM m³	804,7	594,6	474,6	330,1	120,0

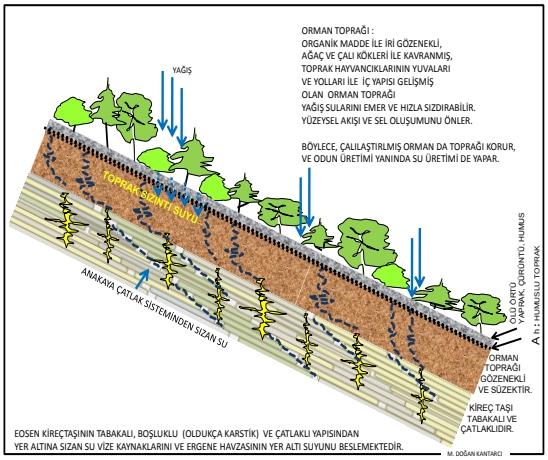
ŞEKİL 12.ERGENE HAVZASINDA ISINMA/KURAKLAŞMA SÜRECİNDE POTANSİYEL EVAPOTRANSPİRASYON MİKTARLARININ DEĞİŞİMİ



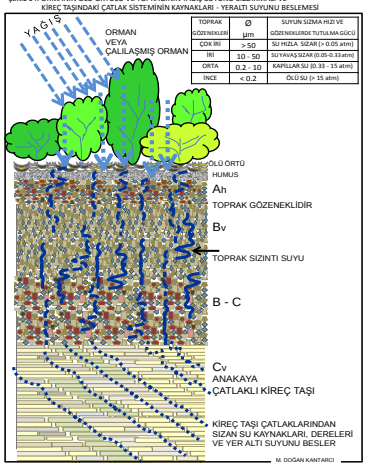
KESİT 3. YÜKSEK YILDIZ - DAĞLIK (KRİSTALEN) – TEPELİK (KİREÇ TAŞI) – ERGENE OVASI (PLİYOSEN) ARAZİSİ KESİTİNDEKİ SU İLİŞKİLERİ



ŞEKİL 13. KİREÇTAŞI ANAKAYASI VE BU KAYADAN OLUŞMUŞ ORMAN TOPRAĞINDA YAĞIŞ SULARININ SIZMASI



ŞEKİL 14. ORMANIN ÖLÜ ÖRTÜSÜ VE TOPRAĞININ YAĞIŞ SUYUNU SIZDIRMASI VE KİREÇ TAŞINDAKİ ÇATLAK SİSTEMİNİN KAYNAKLARI - YERALTI SUYUNU BESLEMESİ



SONUÇ

Ergene Havzası'nda ısınma/kuraklaşma sürecinde su ihtiyacının artışı, su kaynaklarının korunması ve geliştirilmesi konusundaki incelemeler ile değerlendirmelerden elde edilen sonuçlardan önemli görülen bazıları aşağıda sıralanmıştır.

(1) Ergene Havzası'nın 200 m yükseltiden alçak kesimi "İç Trakya Yetişme Ortamı Bölgesi" olarak ayırt edilmiştir. Bu bölge Ergene Havzası'nın asıl tarım alanını kapsamaktadır.

(2) Ergene Havzası'ndaki tarım alanları 1 067 475 ha olup, bu alanın 500 000 ha'lık bölümü sulanabilir konumdadır (Yükselti olarak). Sulu tarım yapılabilecek alanın ¼'ünde sulama yapılabilmektedir (123 828 ha). Sulu tarım yapılması planlanan ve su sağlanması için çalışmalar yapılan alan 133 665 ha olarak bildirilmiştir (Kantarcı, M.D. 2005). Diğer bir deyimle Ergene Havzası'ndaki 500 000 ha'lık tarım alanının sulanabilmesi için su sağlanması gerekmektedir.

(3) Isınma/kuraklaşma süreci Ergene Havzası'nda buharlaşmayı arttırmıştır. Sulama suyunun sağlanması için yoğun olarak yer altı suyu kullanılmıştır. Ancak azalan ve tükenen yer altı suyuna ulaşmak için 200 m ve daha derin kuyular açmak gerekmektedir.

(4) Sanayi tesisleri kirli suyu yer altı sularının bulunduğu kumlu tortullara (Akiferlere) basarak, burada kirlenmelere sebep olmuşlardır.

(5) Ergene Havzası'nda dağlık ve tepelik araziye düşen yağışın yer altı suyuna ulaşmasını sağlayan kireçtaşı kuşağı ile ormanlar ve orman toprakları çok önemlidir.

Ergene Havzası'nda yer altı suyuna ulaşan her m^3 su, tarım alanlarını sulamak, üretimi arttırmak ve halkı beslemek için çok değerlidir. Isınma/kuraklaşma sürecinde su "Üstün kamu yararı" kapsamında bir üretim faktörü olarak değerlendirilmelidir. Bu sebeple kireçtaşı kuşağında taş ocakları vb. çalışmalara izin verilmemelidir.

(6) Ergene Havzası'nın dağlık ve tepelik kesimindeki ormanlarda su bentleri yapılarak kış yağışları biriktirilmelidir. Bu temiz içme suyu Havzada yaşayan halk için çok önemlidir.

(7) Yıldız Dağlık Kütlesinden Karadeniz'e akan suların İstanbul'a kullanma suyu olarak aktarılması önlenmelidir. Trakya'nın ve Ergene Havzası'nın tarım alanlarında üretimi arttırmak için olduğu kadar, halkın temiz içme suyu ihtiyacının karşılanması için de Karadeniz Havzası suları gereklidir.

(8) Meriç Nehri ile kolları Arda ve Tunca nehirlerinden gelen sulardan Ergene Havzasına aktarılan miktar belirlidir (Kantarcı, M.D.2005). Bulgaristan'da yapılan barajlar ile Meriç Nehri suları kontrol altına alınmıştır. Bol su ancak bu barajların kış sonunda dolması halinde verilmektedir. Meriç Nehrinden alınan suların bir bölümü Altınyazı barajı vb. yerlerde depolanmaktadır. Meriç Havzasındaki yüksek yağışlardan sonra Bulgaristan'daki barajlardan salınan su taşkınlara ve yerleşim alanları ile tarım alanlarında önemli zararlara sebep olmaktadır.

(9) Ergene Havzası'ndaki ısınma ve buharlaşmadaki artış en fazla Lüleburgaz meteoroloji istasyonunun ölçmelerinde belirlenmiştir. Bu artışa küresel ısınmanın yanında Hamitabat Termik Santralının baca gazlarının (Özellikle CO_2) soğuk hava ile çökelmesinin yaptığı sera etkisinin sebep olduğu değerlendirilmektedir.

(10) Isınma/buharlaşma/yağış ilişkilerinde 1970-2006 döneminde görülen düzensizliklerin ve dönemsel azalma ile artışların sebepleri arasında Akdeniz Havzası'ndaki ısınmanın yanı sıra yanardağ patlamalarının da etkisi dikkati çekmektedir. İklim değişimindeki farklar Ergene Havzası'ndaki İç Trakya bozkırında daha belirgindir. Bu sebeple su üretimini, su üreten jeolojik yapının (Kireç taşı kuşağı vb.), ormanların ve otlakların korunmasını/geliştirilmesini, suyun dağlık ve tepelik arazideki bentlerde biriktirilmesini, sulama suyu yöntemlerini, tarım alanlarında yetiştirilecek bitki türlerini vb. konuları kapsayan bir planlama gerekmektedir. Böyle bir planlama Devletin önde gelen görevlerinden olup, ancak konu ile ilgili uzmanlar tarafından başarılabilir.

KAYNAKLAR

Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 1974, Ortalama ve ekstrem kıymetler meteoroloji bülteni T.B.nu.448. Başbakanlık Basımevi – Ankara

Devlet Meteoroloji İşleri Gnl. Md'lüğü 2006, Ortalama ve ekstrem kıymetler meteoroloji verileri (CD)

Kantarcı, M.D. (1976). Trakya Ormanlarının Bölgesel Orman Yetişme Muhiti Özelliklerine Göre Doğal Ağaç ve Çalı Türleri ile Sınıflandırılması. İ.Ü. Orman Fakültesi Dergisi, Seri: A, Cilt: 26, Sayı:2, s: 138 - 210, İstanbul.

Kantarcı, M.D. (2005), Trakya'nın ekolojik özellikleri ve stratejik bir bölgesel planın gerekliliği. Trakya'da Sanayileşme ve Çevre Sorunları Sempozyumu 14-15 Ekim 2005, Edirne, TMMOB Makina Mühendisleri Odası Edirne Şubesi Yayını, Nu: E/2005/390, ISBN 975 - 395 -948-6, (1-29), Edirne.

MTA 1962, Türkiye Jeoloji Haritası İstanbul Paftası (1/500 000). Derleyen: Zati Ternek. Harita Gnl. Md'lüğü Matbaası-1962-Ankara

TÜRKİYE'NİN KURAK VE NEMLİ KOŞULLARININ MODEL ÇIKTI İSTATİSTİĞİ (MOS) İLE İNCELENMESİ

Hasan TATLI ve Murat TÜRKEŞ
Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020, Çanakkale, Türkiye
tatli.hasan@gmail.com; tatli@comu.edu.tr
comu.muratturkes@gmail.com; murat.turkes@comu.edu.tr

Özet
Bu çalışmada, Türkiye'de gözlenen aylık yağış tutarlarından elde edilen Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SPI) sınıflarının kurak ve nemli koşulları temsil ettiği varsayıldı. Bu kısıt altında, SPI değerlerinin, 2'inci Kuşak Kanada Atmosferik Genel Dolaşım Modellerinden olan CGCM2'nin yağış simülasyonlarından (benzeşim) elde edilen geniş ölçekli SPI değerlerini tahmin edici olarak kullanan çok değişkenli lojistik regresyon modelleri kullanılarak ölçek küçültmesi yapıldı. CGCM2 modelleri temelde; Hükümetlerarası İklim Değişikliği Paneli (IPCC) senaryolarına bağlı olan, başka bir deyişle sera gazları konsantrasyon düzeylerinin 20'inci yüzyıl sera gazı düzeylerine eşit olduğunu kabul eden **Kontrol Modeli** ve sosyoekonomik senaryolardan **SRES A2** ve **SRES B2**'den oluşur. Önerilen modelin başarımını sınamak için, 1940-2007 döneminde ölçek küçültme model sonuçları ile Kontrol Modeli sonuçları karşılaştırılarak, gözlem kuraklık ve nemlilik sınıflarının oluşumu ile Kontrol Modelinin tahmin ürünleri *doğruluk oranı* (DO) ya da tahminin oluşmasının bir ölçüsü olan düzeltme katsayıları tüm tahmin noktalarında hesaplanarak, modelin başarım düzeyi ortaya konuldu. Diğer taraftan, SRESS A2 ve SRESS B2 ile Kontrol modellerinden elde edilen kuraklık sınıflarının olasılık dağılımları ayrıca incelenerek, gelecek projeksiyon (kestirim) sonuçları tartışıldı.

Anahtar Kelimeler: *CGCM2, Kuraklık, Lojistik regresyon, Olasılık, SPI, Türkiye*

EXAMINATION OF THE DRY AND WET CONDITIONS IN TURKEY VIA MODEL OUTPUT STATISTICS (MOS)

Abstract
In this study, it is assumed that the Standardized Precipitation Index (SPI) classes derived from the observed monthly precipitation amounts of Turkey represent the arid and wet conditions. Under this constraint, the station based SPI values were downscaled by performing multivariate logistic regressions, which of the predictors are the SPI values obtained from the simulations of precipitation of the 2nd Generation Canadian Atmospheric General Circulation Model (Coupled with the Second Generation of the Canadian Atmospheric General Circulation Model-CGCM2). Basically CGCM2 models are based on the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) scenarios. The **Control Model** is a model of which accepts the greenhouse gas concentration equals to the 20th century level, and the CGCM2 was used to produce ensemble climate change projections using the older IS92a forcing scenario, as well as the newer IPCC **SRES A2** and **B2** scenarios. In order to test the performances of our suggested models, the results of the model of which using the Control Model's outputs were revealed with the observed SPI values by calculating an accuracy ratio or correct ratio (CR) coefficient at all stations. On the other hand, the probability distribution of the results, which were obtained from the models using the predictors from the **Control** and **SRESS A2** and **B2** were also examined and discussed.

Keywords: *CGCM2, Drought, Logistic regression, Probability, SPI, Turkey*

1. GİRİŞ

Kuraklık, meteorolojik, hidrolojik, tarımsal ve sosyo-ekonomik anlamda, özellikle Akdeniz ülkeleri dahil olmak üzere, çoğunlukla subtropikal bölgelerde, iklim değişikliğinin de etkisiyle kuvvetlen çok önemli bir yaşamsal olay olarak görülmektedir. Geniş ölçekte gözlenip modellenebilen iklim değişikliğinin, yerel ölçekteki etkisinin belirlenmesi, son kullanıcı açısından büyük önem taşıdığına göre, su yönetimi açısından oldukça karmaşık olan kuraklığın izlenmesi ve araçları çok önemli bir duruma gelmiştir (Türkeş, 2010a, 2010b; Türkeş ve Tatlı, 2009, 2010).

Bu nedenle, Genel Dolaşım Model (GDM) sonuçlarının yerel-ölçeğe indirgenmesi gerekir. Bu yaklaşım "ölçek küçültme (downscaling)" olarak adlandırılır. Ölçek küçültmede, temelde dinamik-fiziksel ve ampirik-istatistiksel olmak üzere iki tür yaklaşım vardır (örn. Karl *vd.,* 1990; Wilby *vd.,* 1999; Easterling, 1999; Timothy ve Hulme, 1999; Tatli *vd.,* 2004, 2005; Coulibaly *vd.,* 2005; Fowler *vd.*, 2007; Tolika *vd.,* 2007, Anandhi *vd.,* 2008; Radu *vd.,* 2008; Önol ve Semazzi, 2009). İklim değişkenliğine (variability) ve değişikliğine (change) bağlı etkilerden, örneğin kuraklığın belirlenmesi için öncelikli olarak yağışların hesaplanması ya da kestirilmesi gerekir. Büyük ölçekli iklim açısından önemli olan yağış tutarlarının, modeller aracılığıyla benzeşimleri yapıldıktan sonra, yerel ölçekteki durumlarının belirlenmesi de önemlidir.

Bu çalışmada, kuraklığı (kurak, normalden az yağışlı koşullar) ve nemliliği (nemli, normalden çok yağışlı) temsil eden Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SPI) kullanıldı. SPI yaklaşımı, kuraklığın belirlenmesi, değerlendirilmesi ve izlenmesi amacıyla, McKee vd. (1993, 1995) tarafından geliştirilen bir tekniktir. Sonrasında, bu yaklaşım birçok alanda kabul görme ve uygulanma olanağı buldu (örn. Guttman 1998, 1999; Hayes *vd.*,1999, Wilhelmi ve Wilhite, 2002; Steinemann, 2003; Wu *vd.,* 2005, Türkeş ve Tatli 2009; Vasiliades *vd.,* 2009).

Bu çalışmada, Türkiye üzerinde 96 adet istasyonda, 1940-2009 yılları arasında gözlemlenmiş olan aylık yağış tutarlarının SPI değerleri hesaplandı. Daha sonra, bulunan SPI değerleri ile ilgi istasyon çevresindeki 4 adet grid noktasındaki aynı döneme ilişkin 2'inci Kuşak Kanada Atmosferik Genel Dolaşım Modellerinin (CGCM2) yağış benzeşimlerinden elde edilen SPI değerleri arasında çok değişkenli lojistik regresyon modeller oluşturularak ölçek küçültmesi yapıldı. Başka bir deyişle, çalışmada, önce yağışların ölçek küçültmesi yapılmayarak, doğrudan her istasyonun çevresinde bulunan büyük-ölçekli 4 noktada hesaplanmıştır. CGCM2 modellerinde elde edilmiş olan SPI değerleri tahmin ediciler olarak kullanılarak, yerel (istasyonlardaki) SPI değerlerinin ölçek küçültmesi yapıldı. Kullanılan küresel modellerden, Kontrol Modeli; CO_2 konstrasyonunu 20'inci yüzyıl düzeyine eşit kabul eden senaryoya dayanır. Çalışmada kullanılan diğer 2 sosyo-ekonomik senaryoya dayanan modeller ise artan CO_2 konsantrasyon senaryolarına bağlıdır (Flato *vd.,* 2000).

Yukarıda verilen giriş bölümünden sonra, ikinci bölümde kullanılan veri kümeleri ve yöntemler tanıldı. Daha sonraki bölüm elde edilen sonuçları ve 4. Bölüm ise sonuçların tartışması ile önerileri kapsamaktadır.

2. VERİ VE YÖNTEM

2.1 **Veri**

Bu çalışmada kullanılan yağış verileri, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİ) tarafından gözlemleri yapılan veri kümelerinden seçilmiştir. Bu veriler ile ilgili geniş bilgi

Türkeş (1996, 1998 ve 1999) çalışmalarında görülebilir. Yağış verilerinde, özellikle homojenliği tartışmalı olanları elenerek seçilmiş olan ve çoğu 65 ile 70 yıl arasında uzunluğa sahiptir, çalışmada kullanılan istasyonların dağılımı Şekil 1'de görülmektedir. Bu çalışmada kullanılan büyük-ölçekli tahmin ediciler, daha önce değinildiği üzere CGCM2 modellerinden olan *Kontrol*, *SRES A2* ve *B2* senaryolarına bağlı modellerden elde edilen 1940-2100 yılları arasındaki büyük-ölçekli aylık yağış verileridir.

Bu veri kümesinden 1940 ile 2007 yılları arasındaki alt-döneme ait veriler ölçek-küçültme modelleri oluşturmak için kullanıldı ve 2007 yıllından sonrakiler ise önerilen ölçek-küçültme modellerinin gelecekteki projeksiyonlarının çalıştırması amacıyla kullanıldı. Ancak, önerilen ölçek-küçültme modellerimizde doğrudan CGCM2'den elde edilen yağış verileri kullanılmayarak; büyük-ölçekli olan yağışlar önce SPI indislerine dönüştürüldü ve daha sonra elde edilen büyük-ölçekli SPI verileri tahmin ediciler olarak ölçek-küçültme modellerinde kullanıldı. CGCM2 modeli 10 seviyeli spektral temelli modeldir. Modelin çözünürlüğü 3.75°'a 3.75° enlemler ve boylamları arasındadır.

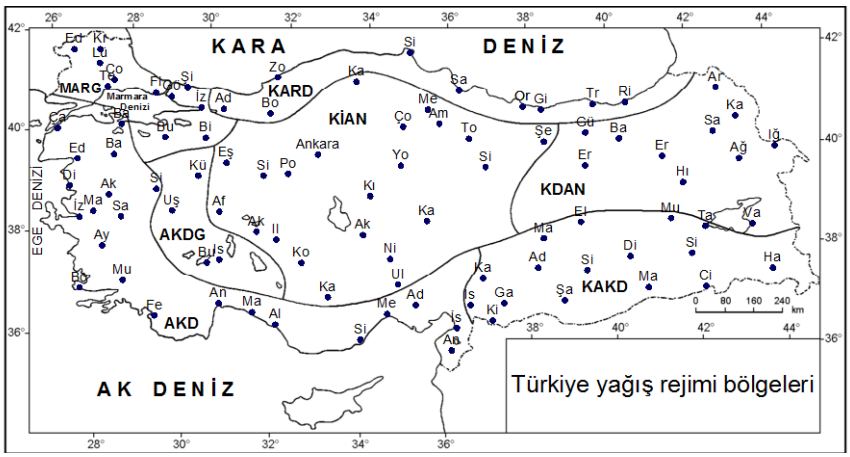
SRES A2 sosyo-ekonomik senaryosu kuvvetli, fakat bölgesel ve pragmatik anlamda, dünya ekonomisi ve teknolojisinde gelişmelerin insan sağlığı üzerine *olumlu-etki* ettiğini kabul eder. Yani yüksek seviye emisyonu (salım) kabul eden bir modeldir (kötümser model). SRES B2 ise çevreyi koruyan, ancak sürdürebilir anlamda gene bölgesel bir büyümeyi öngören, düşük seviye salımı kabul eden bir modeldir (iyimser model). Her iki sosyo-ekonomik senaryo da, gelişmiş ülkeler ile gelişmekte olan ülkeler arasındaki farkın gelecekte de çok kuvvetli olacağını kabul etmektedir. Bu iki sosyo-ekonomik senaryoya bağlı iklim modelleri, iklim değişikliğinin etkileri konusunda dünyada çok yaygın bir biçimde kullanılmaktadır (IPCC, 2007). Bundan dolayı da bu çalışmada da bu senaryolara bağlı modeller tercih edildi.

2.2 **Yöntem**

Bu çalışmada kullanılan yöntem, istatistiksel ölçek-küçültme yaklaşımıdır (Tatli, 2004, 2005). Ölçek küçültme, kısaca

$$\mathbf{y} = f(\mathbf{x}) \qquad (1)$$

şeklinde ifade edilebilir. Burada **y** vektörü GCM içinde görülemeyen küçük-ölçekli değişkenleri ve **x** vektörü ise GCM tarafında benzeşimi (simülasyonu) yapılabilen büyük-ölçekli değişkenleri temsil etmektedir. Ayrıca, f fonksiyonu **x** ile **y** arasında istatistiksel dönüşümü temsil etmektedir. Bu çalışmada, **y** vektörü istasyonlarda ölçülmüş aylık yağışlardan elde edilmiş 12-aylık SPI kuraklık sınıflarını ve **x** vektörü ise CGCM2'nin Kontrol, SRES A2 ve B2 senaryolarına bağlı modellerinden elde edilmiş olan, 25^0 ve 45^0 boylamları ile 35^0 ve 43^0 enlemler arasındaki büyük-ölçekli yağışlardan elde edilen 12-aylık SPI kuraklık sınıflarıdır [SPI ve uyarlanmış-SPI ile ilgi geniş bilgi, Türkeş ve Tatli (2009)'dan elde edilebilir].



Şekil 1. Çalışmada kullanılan 96 istasyonun yağış rejimi bölgelerine göre alansal dağılışı. Karadeniz (**KARD**); Marmara Geçiş (**MARG**); Akdeniz (**AKD**); Akdeniz Geçiş (**AKDG**); Karasal Akdeniz (**KAKD**); Karasal İç Anadolu (**KİAN**); Karasal Doğu Anadolu (**KDAN**).

Buradaki tüm büyük ve küçük ölçekli veriler, iki tabanlı sayıdır (binary). Yani ***kuraklık var (1)*** ve ***kuraklık yok (0)*** şeklindedir. Ancak, kuraklık sınıfları 2'den fazla olduğundan, çoklu-nominal (multi-nominal) şeklinde ele alınmıştır. Örneğin, 2 sayılı sistem yerine 7 sayılı sistem kullanılmıştır. Şöyle ki, *y (i), i = 1,2,3,4,5,6,7* ile *aşırı nemli*, *çok nemli*, *orta-nemli*, *normal*, *orta-kurak*, *şidetli-kurak* ve *aşırı-kurak* sınıfları kodlandı. Her bir senaryo için, yerel SPI sınıflar ile büyük-ölçekli SPI sınıfları arasında çoklu-nominal lojistik-regresyonlar kurularak, kuraklık sınıflarının doğrudan ölçek küçültmesi elde edildi. Lojistik-regresyon modeli,

$$\text{logit}\left[P(y)\right] = ln\left[odds\right] = ln\left[\frac{P(y)}{1-P(y)}\right] = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + \cdots + b_nx_n \qquad (2)$$

şeklinde gösterilebilir. Burada *P(y)*, *y* değişkenin meydana gelme olasılığını ve *logit* fonksiyonu ise onun *odd*'larının ([olma olasılığı]/[olmama olasılığı] oranı) doğal logaritmasıdır. x_i *(i = 1, 2, ..., n)*, büyük-ölçekli tahmin edici değişkenleridir. Diğer taraftan, b_i *(i = 0, 1, 2, ..., n)* ise lojistik-regresyonun katsayılarıdır. Bu katsayılar, bu çalışmada, Newton-Raphson (Tabachnick ve Fidell, 1996) yaklaşımı ile elde edildiler.

Şöyle ki:
1) Başlangıçta, $\mathbf{b}^T = 0$ alınır.
2) Ve bu katsayılar ardışık olarak aşağıdaki algoritma uygulanarak güncellenirler.

$$\mathbf{b_k} = \mathbf{b}_{k-1} + \left(\mathbf{X^T V_{k-1} X}\right)^{-1} \mathbf{X^T}\left(y - p_{k-1}\right) \qquad (3)$$

burada *k*, iterasyon adımıdır. **X**-matrisi tahmin edicileri, yani bu çalışmaya göre, bu matrisin sütunları her bir grid noktasındaki büyük-ölçekli SPI kuraklık sınıflarıdır. *P* ise küçük ölçekli, yani istasyonlardaki kuraklık sınıflarıdır. Ancak, kuraklık sınıfları *0 (sıfır)* ve *1 (bir)* ikililerden oluşmakta, yani bu çalışmaya göre, 0 (sıfır) kuraklık yok ve 1(bir) ise kuraklık var anlamında kodlandılar. $\mathbf{V_{k-1}}$ matrisi ise köşegeni $P_{i,k-1}(1-P_{k-1})$'lerden oluşan ağırlık sayılarını temsil eden bir köşegen matrisidir. Elde edilen katsayıların kovaryans matrisi ise $\left(\mathbf{X^T V X}\right)^{-1}$ ile temsil edilmiştir. Buradaki tüm hesaplamalar, kendimizin geliştirdiği ve kaynak (source) kodu Salford FORTRAN 95 derleyicisi ile oluşturulan program ile yapıldı (ücretsiz Salford FTN95 derleyicisi www.silverfrost.com adresinden indirilebilir).

3. BULGULAR

Bu çalışmada tüm SPI kuraklık sınıflarını CGCM2'nin **Kontrol**, **SRES A2** ve **B2** senaryolarına göre elde edilen ölçek-küçültme sonuçlarının yer darlığından dolayı sadece Aşırı kurak ve 1989 yılına ait 1 Aylık-SPI sonuçlarının şekilleri verildi.

3.1 Aşırı Kurak

Aşırı kurak koşullar ve 96 adet meteoroloji istasyonundaki aylık toplam yağış verilerine göre ölçek-küçültülenler, Türkiye'de aşırı-kurak SPI sınıfının hesaplanan uzun süreli (ya da klimatolojik) olasılıklarının düzeyleri Akdeniz (AKD) yağış rejiminden Karadeniz'e doğru zonal bir dağılış deseni sergiler. En yüksek kurak olma olasılığı, Akdeniz kıyı kuşağı ile Karasal Akdeniz (KAKD) yağış bölgesinin en sıcak ve kurak güney bölümünde ve Türkiye-Suriye sınırı çevresinde bulunur (Şekil 2a). Büyük-ölçekli yağış verisinin tahmin edici olarak kullanıldığı, 2-kuşak Kanada Kontrol sonuçlarına göre; aşırı-kurak olma olasılıkları, genel bir yaklaşımla %10 civarında artış gösterebilecektir.

Gözlenen yağış değişiminlerinin olasılıkları ve kuraklık koşulları dikkate alındığında, bu ölçek-küçültülen değerler, özellikle AKD ve KAKD bölgeleri için başarılı ve temsil edici kabul edilebilir (Şekil. 2b). Öte yandan, gözlemlere göre gerçekte %1'e yaklaşan olasılıkların (Şekil 2a) Kontrol modeline göre; özellikle Batı Karadeniz bölümünde %20 ve üzerine çıkması da dikkat çekici ve önemli bir konu olarak değerlendirilmelidir. Benzer olarak, bu Kontrol modeli sonuçlarına göre; Marmara Geçiş ve Akdeniz Geçiş yağış bölgelerinde ise önemli bir değişiklik görülmeyeceği görülmektedir. Diğer taraftan, SRESS A2 ve B2 sosyo-ekonomik senaryoları kullanılarak elde edilen ölçek küçültme sonuçlarının desenleri birbirine çok benzmekte ve Kontrol modeli gibi, aşırı-kurak koşulları, Akdeniz ve karasal Akdeniz yağış bölgelerinde, yaklaşık %10 kadar daha yüksek öngörürken, Batı Karadeniz bölüminde %20'lik bir aşırı-kurak olasılığını vermektedir (Şekil 2c ve d). Ek olarak, Doğu Karadeniz ve Kuzeydoğu Anadolu bölümlerinde ise, olasılıklar hem değer hem de alansal dağılış açısından büyük bir benzerlik göstermektedir.

3.2 Şiddetli Kurak

Şiddetli-kurak SPI sınıfının, klimatolojik olasılıkları çok küçük olmakla birlikte, Akdeniz ve karasal Akdeniz yağış rejimi bölgelerinden (yaklaşık $P > 0.02$) kuzeye doğru görece artış göstermektedir. Aşırı-kurak olasılıkların en küçük bulunduğu alanlardan birisi olan Doğu Karadeniz ve Kuzeydoğu Anadolu bölümlerinde ise, şiddetli-kurak olasılıklar %4'e ulaşabilmektedir (Şekil 3a). Kontrol modeli sonuçları ile elde edilen ölçek-küçültme değerleri, gözlemlerden elde edilen sonuçlarından oldukça farklı klimatolojik olasılıklar ürettiği görülmektedir. Kontrol modeli sonucuna gore, Marmara Geçiş (MART) bölgesi dışında, hem dağılış deseni sadeleşmekte hem de olasılık değerleri küçülmektedir (Şekil 3b). IPCC SRES A2 ve B2 model simülasyonlarına göre oluşturulan ölçek-küçültme değerleri, gözlemlerden elde edilen aşırı-kurak olma deseninden oldukça farklı bir alansal zonal desene sahip olabileceğine işaret etmektedir. Her iki sosyo-ekonomik senaryo modellerine göre oluşturulmuş ölçek-küçülmme sonuçlarına göre; Akdeniz ve Karasal Akdeniz bölgeleri dışında yaklaşık % 2-4 arasında gözlemlerden elde edilen aşırı-kurak olma olasılıkları düşmektedir. Ek olarak, IPCC SRES A2'nın sonuçlarının, SRES B2'ye göre görece yüksek olduğu görülmektedir (Şekil 3c ve 3d).

3.3 Orta Kurak

Gözlemlerden elde edilen orta-kurak SPI değerlerinin uzun-süreli olasılıkları, genel olarak %4-5 civarında egemen olduğu Akdeniz ve Karadeniz bölgesine doğru zonal bir artış

göstermektedir (Şekil 4a). Görece olasılıklar, yaklaşık %7-8 ile Batı Karadeniz bölümü ve yaklaşık % 8-9 ile Doğu Karadeniz bölümlerinde egemen olduğu görülmektedir. Diğer taraftan, Kontrol modeline göre elde edilen ölçek-küçültme sonuçlarının hem alansal dağılışı ve hem de değerlerinin büyüklüğü açısından, olasılıklar anlamlı şekilde değişmektedir. Şöyle ki, olasılık değerlerinin belirgin anlamda düşmesinin yanısıra, dar-alanlı olasılık merkezlerinin varlığı dikka çekicidir (Şekil 4 b). Diğer taraftan, IPCC SRES A2 ve SRES B2 senaryolarına göre oluşturulmuş ölçek-küçültme modellerinin sonuçlarına göre, gelecek yüzyıl içerisinde, SPI orta-kurak olma olasılıklarının Türkiye'de düşeceği söylenebilir (Şekil 4c ve 4d).

3.4 Normal Kurak

Gözlemlerden elde edilen SPI normal-kurak sınıfının klimatolojik olasılıkları, genel olarak, diğer sınıflara göre oldukça yüksek olan ve 0.6 – 0.7 arasında değiştiği görülmektedir (Şekil 5a). Bu normal-kurak SPI sınıfı, isatasyonlarda ölçülen yağışlardan elde edilen kuraklık sınıflarının %60'ında normal-kurak olduğunu gösterdiği için referans öneme sahiptir denebilir.

Kontrol modeli kullanılarak elde edilen ölçek-küçültme, normal-kurak uzun-süreli olasılıklarının Karadeniz kıyılarında biraz düşerek, Marmara Geçiş'ten Karasal Doğu Anadolu'ya kadar görece karasal ve gerçek karasal iç bölgelerde daha yüksek olduğu deseni vermektedir (Şekil 5b). Buna sonuçlara göre; Marmara Geçiş, Karasal İç Anadolu ve Karasal Doğu Anadolu yağış rejimi bölgelerinde, normal-kurak olma olasılıklarının 0.8 ve biraz üzerinde çıkması beklenebilir. Diğer taraftan, IPCC SRES A2 ve SRES B2 model senaryoları ile oluşturulan ölçek-küçültme sonuçlarına göre; hem birbiriyle hem de Kontrol modelindeki sonuçlar ile önemli bir benzerlik göstermektedir. Bu benzerlik, hem alansal hem de değerlerinin büyüklükleri açısından anlamlı bir tutarlılık gösterir (Şekil 5c ve 5d). Bu iki sosyo-ekonomik senaryo modellerinden elde edilen ölçek-küçültme sonuçlarına göre, Türkiye yağışlarında egemen olan normal-kurak olma olasılıklarının, yukarıda tanımlanan bölgelede yaklaşık % 10 dolayında artabileceği beklenebilir.

3.5 Orta Nemli

Bu nemli sınıf ve diğer nemlilik sınıflarına ait şekiller olmasına karşın, sayfa sınırlamasından dolayı şekilleri verilmedi. Gözlemlerden elde edilen SPI *orta-nemli* olma uzun-süreli olasılıkları, Akdeniz yağış rejimi bölgelerinden Karadeniz yağış bölgesine göre doğru azalan bir alansal desene sahip olduğu görülmektedir. Maksimum olasılıkların KAKD'de görülürken minimum olasılıkları ise Karadeniz kıyı kuşağında bulunmaktadır. Kontrol modeli kullanılarak elde edilen orta-nemli kuraklık sınıfının ölçek-küçültme sonuçlarının uzun-süreli olasıklarının Batı ve Doğu Karadeniz bölümleri ile karasal kuzey doğu Anadolu bölümleri dışında, belirgin biçimde daha düşük olacağı şekilde bir mekansal-deseni öngörmektedir. Ayrıca, gözlemlerden elde edilen orta-nemli olma maksimum olasılıklarının egemen olduğu AKD ve KAKD yağış bölgelerinde olasılıkların düşmesi beklenirken, oysa Doğu Karadeniz ve Kuzey Anadolu bölümlerinde olasılıklarda bir artış olacağı desenine sahip olduğu tespit edilmiştir. Hem IPCC SRES A2 hem de SRES B2 senaryolarına bağlı oluşturulan ölçek-küçültme model sonuçları, Kontrol modelinin sonuçlarıyla iyi bir uyum olduğu görülmüştür. Bu uyumlu tutarlılık, hem alansal dağılış hem de değerlerin büyüklüğü açısından doyurucudur denebilir.

Öngörü mekansal-desenlerindeki bu benzerlik, gelecekte orta-nemli olma olasılıklarının, özellikle Akdeniz yağış rejimi ile nitelenen güney ve batı bölgelerinde azalacağını, diğer taraftan Karadeniz bölgesi ve Kuzeydoğu Anadolu bölümünde ise artacağı şeklinde değerlendirilebilir. Diğer taftan, IPCC SRES A2 ve SRES B2 sosyo-ekonomik

senaryolardan elde edilen ölçek-küçültme modellerin sonuçları arasındaki belki de tek önemli fark, A2 senerayosundan elde edilen sonuçlarının orta-nemli olma maksimum olasılıkları Doğu Karadeniz ve Kuzeydoğu Anadolu bölümlerinde beklenirken, B2 senaryosuna göre ise aynı orta-nemli olasılıklarının maksimunun Batı Karadeniz bölümünde beklenmesidir.

3.6 Çok Nemli

Gözlemlerden elde edilen çok-nemli SPI sınıfının klimatolojik olasılıkları, çoğunlukla 0.03-0.044 oranları arasında değişmektedir. Genel olarak Ege, Akdeniz ve Karadeniz kıyılarında 0.04 dolayında olan çok-nemli olma olasılıkları, Karasal Doğu Anadolu bölgesinin Van ve Hakkari yöreleri dışında ($P > 0.002$) 0.03 dolayındadır. Maksimum olasılık değeri, 0.05 ile Kuzey Anadolu bölümünün en kuzey konumundadır.

Kontrol modeli senaryosuna göre oluşturulan ölçek küçültme model sonuçlarına göre, Türkiye'de çok-nemli olma uzun-süreli olasılıklarının düştüğü bir alansal desen öngörülmektedir. Bu çok-nemli olma olasılıkları Karadeniz bölgesi, Karasal İç Anadolu bölgesinin orta-kuzey bölümü ve Karasal Kuzeydoğu Anadolu bölümünde yaklaşık 0.01 iken, geri kalan bölgelerde neredeyse sıfırdır. Benzer bir biçimde, IPCC SRES A2 ve SRES B2 sosyo-ekonomik senaryolarına göre oluşturulan ölçek-küçültme modellerin sonuçları da, Kontrol modeliyle oluşturulanlar ile iyi bir uyum sergileyerek, çok-nemli olma olasılıklarının Türkiye'nin çok büyük bölümünde 0.01 ve altına ineceğini göstermektedir. En yüksek çok-nemli olma olasılıkları ($P > 0.02$) her iki modele göre de, Trakya bölümünün kuzeyi ile orta ve Doğu Karadeniz bölümlerinde görüleceğini göstermektedir.

3.7 Aşırı Nemli

Gözlemlerden elde edilen SPI aşırı-kurak olma olasılıkları, beklendiği gibi çok küçük ve neredeyse sıfır ile 0.02 arasında değiştiği görülmektedir. Maksimum olasılık değerleri, Kuzey Doğu Karadeniz ve Kuzeydoğu Anadolu bölümlerindeki dar alanlar ile Akdeniz kıyısındaki Antalya çevresinde olduğu görülmüştür. Kontrol modeli senaryosu kullanılarak oluşturulan ölçek-küçültme sonuçlarından elde edilen aşırı-nemli olma olasıklarının alansal desenin değişeceğini, olasılıkların çok küçük olmasına karşın, Batı karadeniz bölümü dışında ($P > 0.01$) Türkiye genelinde düşeceğini göstermektedir.

Diğer taraftan, IPCC SRES A2 ve SRES B2 sosyo-ekonomik senaryolarına dayalı oluşturulan ölçek-küçültme modellerinin sonuçları da, Kontrol modeline dayalı oluşturulan ölçek-küçültme sonuçlarını doğrular nitelikte, aşırı-kurak olma koşullarının gelecekte düşeceğini göstermektedir. Bu sonuçlara göre, gelecekte atmosferdeki sera galarının ve kükürt aerosollerinin birikimlerinde beklenen önemli artışlara karşın, insan kaynaklı iklim değişikliğinin Türkiye'de aşırı-nemli yağış koşullarının, olasılıklarının küçük olması ile birlikte, bir artıştan çok bir azalış beklenebileceği söylenebilir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Büyük-ölçekli genel dolaşım modelleri aracılığıyla, kaba ağ noktalarında çalıştırılan model sonuçlarını, yerel-öçek ya da istenilen küçük-alan ölçeğine indirgemek ve/ya da genel iklimin yerel-ölçekteki etkisini belirlemek amacıyla kullanılan uzaysal-ölçek küçültme, bu alandaki önemli yaklaşımlardandır. Bu çalışmada da, büyük-ölçekli iklim değişikliği ve/ya da değişkenliğinin yerel-ölçekteki kuraklık süreçlerine etkisini belirlemek amacıyla lojistik-regresyona bağlı istatistiksel bir yaklaşım önerildi. Lojistik regresyon doğrudan değişkenin kendisini değil, olayın meyadana gelme ve gelmeme sonuçlarını veren olasılık-temelli bir yöntemdir.

Bu çalışmada, yerel-ölçekte kuraklık izleme indislerinden olan ve hesaplanması oldukça basit olan Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SPI) değerlerinin doğrudan büyük-ölçekli SPI değerlerinden ölçek-küçültmesine dayalı bir yeni model önerildi. Çıkan sonuçlardan, tam çözünürlüklü bir sonuç elde edilemese bile, genel paternleri (desenleri) göstermesi açısından sonuçlar kabul edilebilir düzeydedir. Bu sonuç, Kontrol modeli ile gözlemlerin karşılaştırılmasıyla elde edildi. Elde edilen sonuçlar doğru kabul edilirse, onlarca yıl aralıklarla ile 2100 yılına doğru yapılan simülasyonlarda, Türkiyenin alansal kuraklık desenin değişeceği görülmektedir. Bu kapsamda, elde edilen bu sonuçların dinamik ölçek-küçültme model sonuçları ile birlikte değerlendirilmesi önerilebilir.

KAYNAKLAR

Anandhi A, Srinivas VV, Nanjundiah RS, Nagesh Kumar D (2008) Downscaling precipitation to river basin in India for IPCC SRES scenarios using support vector machine. Int J Climatol 28:401-420.

Coulibaly P, Dibike YB, Anctil F (2005) Downscaling precipitation and temperature with temporal neural networks. J Hydrometeorol 6:483-496.

Easterling DR (1999) Development of regional climate scenarios using a downscaling approach. Clim Change 41: 615-634.

Flato GM, Boer GJ, Lee WG, McFarlane NA, Ramsden D, Reader MC, Weaver AJ (2000) The Canadian Centre for Climate Modeling and analysis global coupled model and its climate. Clim Dyn 16:451-467.

Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modeling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modeling. Int J Climatol 27:1547-1578.

Guttman NB (1998) Comparing the Palmer drought index and the standardized precipitation index. J Amer Water Res Ass 34:113-121.

Guttman NB (1999) Accepting the standardized precipitation index: a calculation algorithm. J Amer Water Res Ass 35:311-322.

Hayes MJ, Svoboda MD, Wilhite DA, Vanyarkho OV (1999) Monitoring the 1996 drought using the standardized precipitation index. Bull Amer Meteor Soc 80:429-438.

Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC (2007) Climate change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt KB, Tignor M, Miller HL (Editors)). Cambridge University Press, Cambridge.

Karl TR, Wang WC, Schlesinger ME, Knight RW, Portman D (1990) A method of relating general circulation model simulated climate to the observed local climate. Part I: seasonal statistics. J Clim 3:1053–1079.

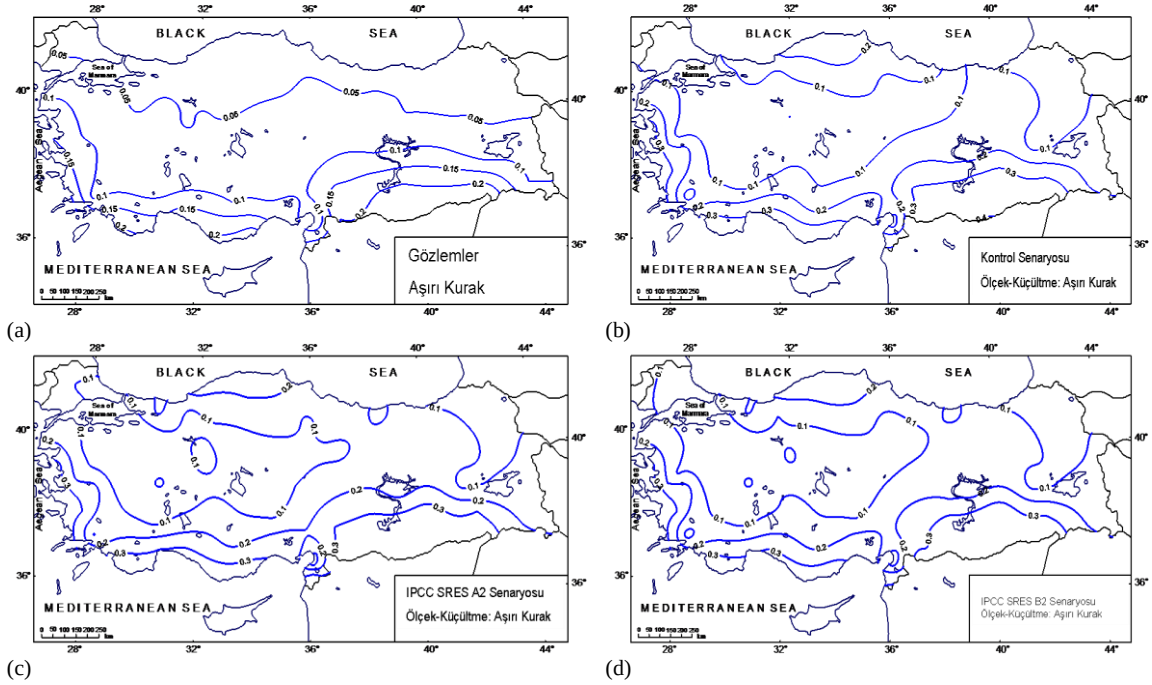
McKee TB, Doesken NJ, Kleist J (1993) The relationship of drought frequency and duration of time scales. Presented at the Eighth Conference on Applied Climatology. Anaheim CA. Amer Meteor Soc 179-186.

McKee TB, Doesken NJ, Kleist J (1995) Drought monitoring with multiple time scales. Presented at the Ninth Conference on Applied Climatology. Dallas, TX. Amer Meteor Soc 233-236.

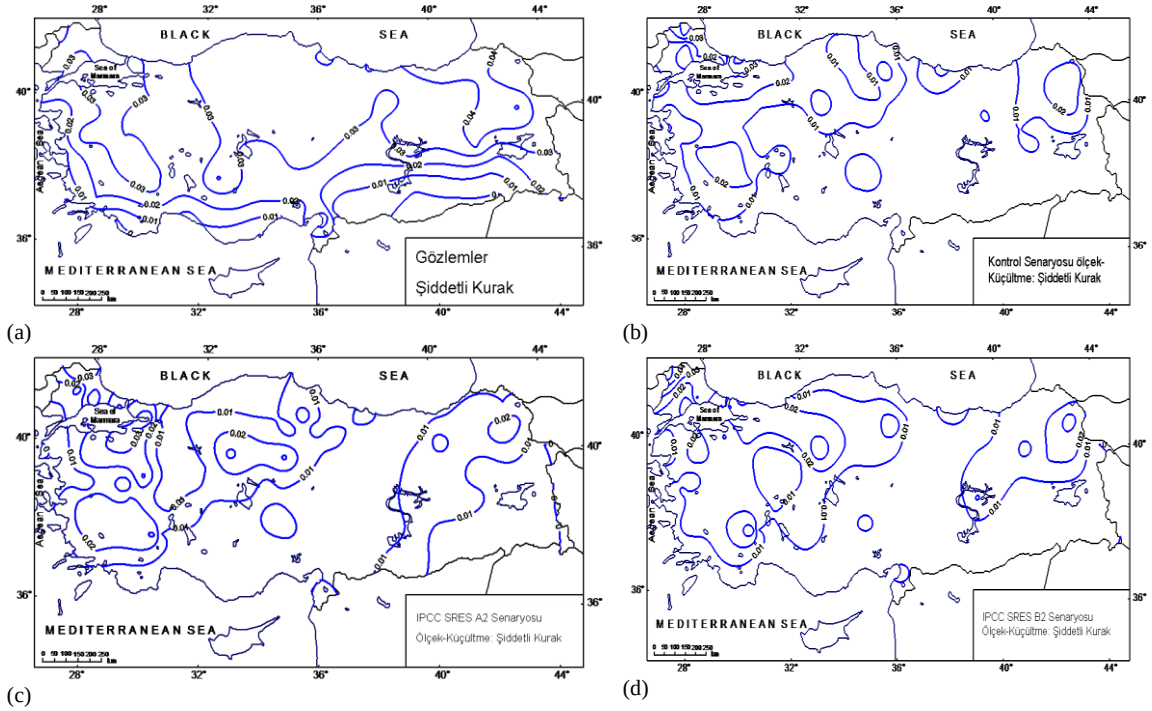
Önol B, Semazzi FHM. 2009. Regionalization of Climate Change Simulations over the Eastern Mediterranean. *J. Clim.* 22:1944-1961.

Radu R, Deque M, Somot S (2008) Spectral nudging in a spectral regional climate model. Tellus Series A-Dyn Meteor Oceanogr 60:898-910.

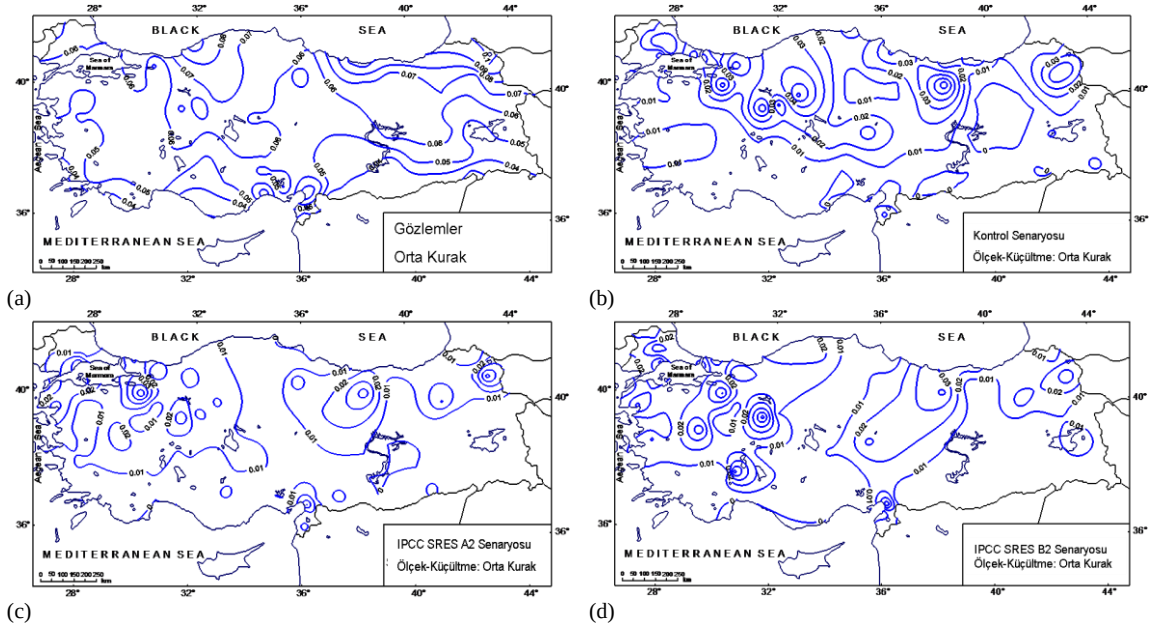
Steinemann A (2003) Drought indicators and triggers: a stochastic approach to evaluation. J Amer Water Res Ass 39:1217-1233.
Tabachnick BG, Fidell LS (1996) Using Multivariate Statistics. Harper Collins, New York.
Tatli H, Dalfes HN, Mentes SS (2004) A statistical downscaling method for monthly total precipitation over Turkey. Int J Climatol 24:161-180.
Tatli H, Dalfes HN, Mentes SS (2005) Surface air temperature variability over Turkey and its connection to large-scale upper air circulation via multivariate techniques. Int J Climatol 25:331-350.
Timothy DM, Hulme M (1999) Predicting regional climate change: living with uncertainty. Prog in Phys Geograph 23: 57 - 78.
Tolika K, Maheras P, Vafiadis M, Flocasc HA, Arseni-Papadimitriou A (2007) Simulation of seasonal precipitation and raindays over Greece: a statistical downscaling technique based on artificial neural networks (ANNs). Int J Climatol 27: 861 - 881.
Türkeş M (1996) Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. Int J Climatol 16: 1057 - 1076.
Türkeş M (1998) Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. Int J Climatol 18: 649 - 680.
Türkeş M (1999) Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. Turkish J Eng Environ Sci 23: 363-380.
Türkeş, M. 2010a. BM Çölleşme İle Savaşım Sözleşmesi'nin İklim, İklim Değişikliği ve kuraklık açısından çözümlenmesi ve Türkiye'deki uygulamalar (Çağrılı Panel Bildirisi). Çölleşme İle Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı, 601-616. T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı, 17-18 Haziran 2010, Çorum.
Türkeş, M. 2010b. Klimatoloji ve Meteoroloji (Climatology and Meteorology). Birinci Baskı, Kriter Yayınevi - Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII sayfa, İstanbul.
Türkeş, M. and Tatli, H. 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. Int J Climatol 29: 2270–2282. DOI: 10.1002/joc.1862
Türkeş, M. ve Tatli, H. 2010. Kuraklık ve yağış etkinliği indislerinin çölleşmenin belirlenmesi, nitelenmesi ve izlenmesindeki rolü. Çölleşme İle Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı, 245-263. T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı, 17-18 Haziran 2010, Çorum.
Vasiliades L, Loukas A, Patsonas G (2009) Evaluation of a statistical downscaling procedure for the estimation of climate change impacts on droughts. Natural Hazards Earth Syst Sci 9: 879-894.
Wilby RL, Hay LE, Leavesley GH (1999) A comparison of downscaled and raw GCM output: implications for climate change scenarios in the San Juan River basin, Colorado. J Hydrol 225: 67-91.
Wilhelmi OV, Wilhite DA (2002) Assessing vulnerability to agricultural drought: A Nebraska case study. Natural Hazards 25: 37-58.
Wu H, Hayes MJ, Wilhite DA, Svoboda MD (2005) The effect of the length of record on the standardized precipitation index calculation. Int J Climatol 25: 505-520.



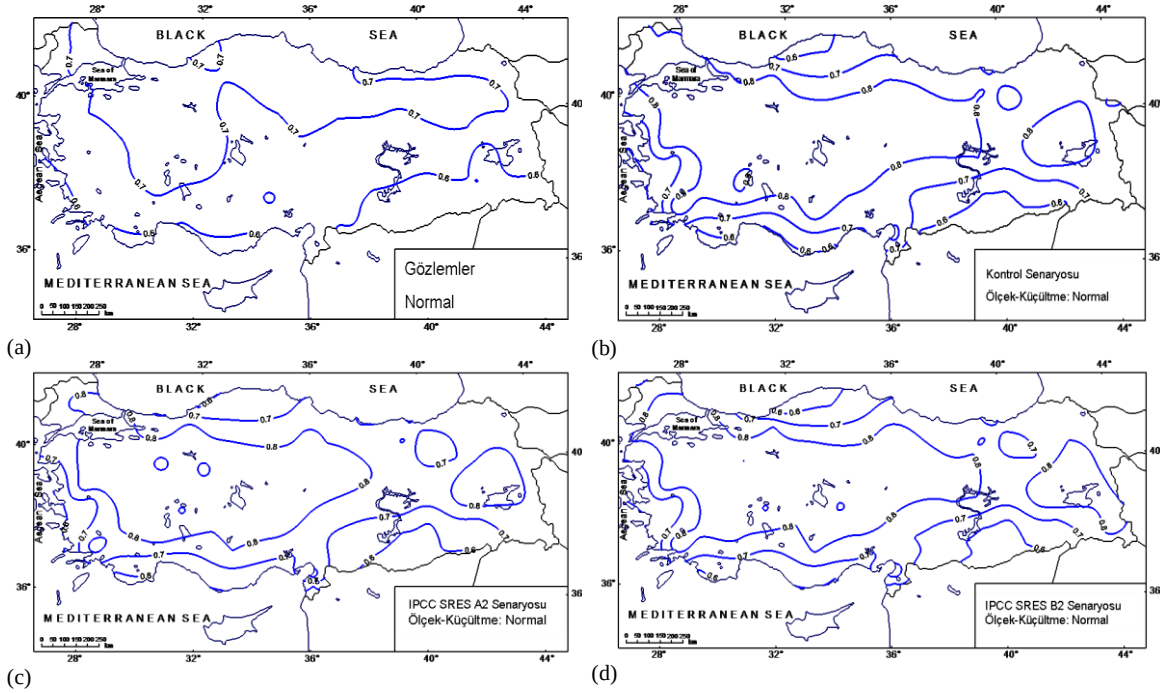
Şekil 2. Gözlemlerden, Kontrol, A2 (kötümser) ve B2 (iyimser) senaryolarından ölçek-küçültmeyle elde edilen ***aşırı-kurak*** sınıfının alansal olasılık dağılımı



Şekil 3. Gözlemlerden, Kontrol, A2 (kötümser) ve B2 (iyimser) senaryolarından ölçek-küçültmeyle elde edilen ***şiddetli-kurak*** sınıfının alansal olasılık dağılımı



Şekil 4. Gözlemlerden, Kontrol, A2 (kötümser) ve B2 (iyimser) senaryolarından ölçek-küçültmeyle elde edilen ***orta-kurak*** sınıfının alansal olasılık dağılımı



Şekil 5. Gözlemlerden, Kontrol, A2 (kötümser) ve B2 (iyimser) senaryolarından ölçek-küçültmeyle elde edilen *normal* sınıfının alansal olasılık dağılımı

PALMER KURAKLIK ŞİDDETİ VE STANDARTLAŞTIRILMIŞ YAĞIŞ İNDİSLERİNİN TÜRKİYE ÜZERİNDE KARŞILAŞTIRILMASI

Hasan TATLI ve Murat TÜRKEŞ
Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020, Çanakkale, Türkiye
tatli.hasan@gmail.com; tatli@comu.edu.tr
comu.muratturkes@gmail.com; murat.turkes@comu.edu.tr

Özet
Bir bölgenin ya da alanın üzerindeki meteorolojik kuraklığın izlenmesi ve dolayısıyla incelenmesi amacıyla birçok izleme indisleri (göstergeleri) geliştirilmiştir. Bunlardan Palmer Kuraklık Şiddeti İndisi (PDSI), Palmer Hidrolojik Kuraklık İndisi (PDHI), Palmer Nem Anomali İndisi (Z) ve Kuraklık İndisi (ya da Aridite İndisi- AI) ve Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SPI) çok yaygın kullanılan indislerdir. Bu çalışmada, Palmer Kuraklık Şiddeti İndisnin hesaplanması amacıyla, Amerika Bileşik Devletleri'nde bulunan ORNL DAAC'nin (Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Centre) 1 m'deki toprak su tutma kapasitesi verileri (available water holding capacities -AWHC) kullanıldı. Ancak, AWHC değerleri 1^o'e 1^o düzgün grid noktalarda bulunduklarından, öncelikle bu veriler ilgili istasyonlara en yakın komşu (nearest neighbor) enterpolasyon (ara değer) yöntemi kullanılarak taşındıktan sonra, ilgili kuraklık indisleri hesaplandı. Elde edilen PDSI ve SPI değerleri arasında çapraz Pearson korelasyon (ilişki) katsayıları hesaplanarak alansal dağılım haritaları elde edildi. Elde edilen sonuçlara göre, PDSI ile SPI arasındaki en büyük ilişki katsayısı değerleri, 0.7 - 0.9 ile 12-Aylık diziler arasındadır. Diğer taraftan, 1-Aylık, 3-Aylık, 6-Aylık ve 48-Aylık SPI değerleri ile PDSI değerleri arasındaki ilişki katsayıları ise, 0.2 ile 0.5 arasında değişen zayıf katsayılardır. Böylece, PDSI ya da SPI indisleri kullanılarak, kuraklık izlemede 12-Aylık ya da yıllık zaman ölçeklerinde anlamlı sonuçlar elde edileceği sonucuna ulaşıldı.

Anahtar Kelimeler: *Kuraklık, AWHC, İzleme, PDSI, SPI, Türkiye*

COMPARISON OF THE PALMER DROUGHT SEVERITY INDEX WITH THE STANDARDIZED PRECIPITATION INDEX OVER TURKEY

Abstract
Over a region or an area, many drought indices (indicators) have been developed for monitoring and examining of meteorological drought. From these indices, the Palmer Drought Severity Index (PDSI), Palmer Hydrological Drought Index (PDHI), Palmer Moisture Anomaly Index (Z) and the Aridity Index (-AI) are widely used indices. In this study, a required quantity for calculating the Palmer drought indices, the 1-meter of soil water holding capacities (available water-holding capacities AWHC) obtained from the Distributed Active Archive Centre Oak Ridge National Laboratory in the USA were used. However, data of the AWHC are on the regular grids of 1^0 by 1^0, the data at first step are interpolated by the nearest neighbor method to the stations in question, and then after the drought indices were calculated. The correlation distribution maps are drawn by the Pearson cross-correlation values obtained between the PDSI values and 1, 3.6, 12 and 48-month SPI values. According to the results, the strongest correlation coefficient between the PDSI and SPI values in the range of 0.9 to 0.7 were found between the 12-month SPI values. On the other hand, the correlation coefficients between the values of PDSI and 1-

month, 3-month, 6-Month and 48-month SPI values in the vicinity 0.2 to 0.5 and were found to be weak coefficients. Thus, it was concluded that the PDSI and SPI indices for monitoring drought using the 12-month or yearly intervals will give meaningful results.

Key words: *Drought, AWHC, Monitoring, PDSI, SPI, Turkey*

1. GİRİŞ

Kuraklık, hemen hemen tüm iklim şartlarında oluşabilen ve yavaş gelişen bir olaydır. Ancak, kuraklığın etkisi bölgeden bölgeye çok fazla değiştiğinden, yapısı oldukça karmaşıktır. Örneğin, tahminin en zor kısmının, kuraklığın başlama zamanı, bitiş zamanı, şiddeti ve frekansı olduğu söylenebilir. Kuraklığın bu özelliklerinin değişkenliğinden dolayı, onu sadece potansiyel bir doğal afet yapmaz, aynı zamanda çok tehlikeli bir görünge (fenomen) de yapar. Kuraklık tehlikelidir; çünkü hem stokastik bir doğal olaydır hem de yinelenme (periyodik değil) özelliği ile canlılar için yaşamsal olan *su açığına* neden olduğundan; su kaynakları, tarım, toprak sistemleri, çevresel-ekosistemler üzerinde negatif etkisinin yanısıra, diğer birçok ciddi ekonomik zararları da verebilmektedir (Wilhite ve Buchanan-Smith, 2005, Türkeş, 2010a; Türkeş ve Tatli, 2009, 2010).

Kuraklığın karakteristiklerini (şiddeti, süresi ve coğrafi dağılışı, vb.) belirlemek için birçok meteorolojik ve hidrolojik kuraklık izleme indisleri geliştirilmiştir. Bu kuraklık indislerini hesaplayabilmek için, birçok hidro-meteorolojik büyüklüğe; örneğin yağış, toprak su (nem) içeriği, akarsu akımı, kar örtüsü ve yeraltı su akımına gereksinim vardır (Palmer, 1965; Alley, 1984; Türkeş ve Tatli, 2009, 2010; Türkeş, 2010 a, b). Bu izleme indislerinden en yaygın kullanılanları; Palmer Kuraklık Şiddeti Endeksi (PDSI-Palmer, 1965), Yüzdeler Endeksi (DI - Gibbs ve Maher, 1967), Çin-Z-Endeksi (CZI - Wu *vd.*, 2001), Yüzey Su Temini Endeksi (SWSI - Shafer ve Dezman, 1982), Standartlaştırılmış Yağış Endeksi (SPI - McKee *vd.,*1993) ve Uyarlanmış Standartlaştırılmış Yağış Endeksi (MSPI - Türkeş ve Tatli, 2009) sayılabilir.

Kuraklığın izlenebilmesi için biraz önce verilen veya başka bir uygun izleme yöntemine gereksinim vardır. Bu indeksler yardımı ile sadece kuraklık izlenmez, aynı zamanda kuraklık olaylarının etkileri de kestirebilir (Türkeş, 2010a,b; Türkeş ve Tatli, 2010). Bu yüzden bu çalışmada, yukarıda sayılan yöntemlerden en karmaşık ve zor belirlenilen Palmer Kuraklık İndisi ile Standartlaştırılmış Yağış İndisinin bir karşılaştırması ele alındı.

2. VERİ VE YÖNTEM

Bu çalışmada kullanılan veriler, Türkeş (1996, 1998) tarafından yeniden düzenlenen, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün (DMİ) gözlem ağından elde edilen 96 adet meteoroloji istasyonun aylık sıcaklık ve yağış verileridir. Toprak su içeriği verileri ise 1m toprak derinliğinde bulunan *faydalı toprak su içeriği* olarak adlandırılan (AWHC), yani *tarla kapasitesi* su seviyesi ile *bitki solma noktası* su seviyesi arasındaki fark olarak tanımlanır. Bu AWHC verileri, Amerika Bileşik Devletleri'nde bulunan ORNL DAAC veri kümesinden elde edildi (Webb *vd.,* 2000). AWHC verileri 1^0 x 1^0 gridli noktalarda bulunduklarından, bu grid noktalarındaki veriler en yakın komşu interpolasyon yöntemi ile ilgili meteoroloji istasyonlarına taşınarak hesaplamalar yapıldı.

Palmer Kuraklık Şiddeti Endeksi (PDSI), Palmer (1965) ve Alley (1984) algoritmalarından yararlanılarak geliştirdiğimiz, FORTRAN 95 kodu ile hesaplamaları yapıldı (ücretsiz Fortan 95 derleyicisi, www.silverfrost.com adresinden indirilebilir). PDSI hesaplamalarında kullanılan Potansiyel Buharlaşma-Terleme (PET) miktarları, Thornthwaite (1948) yöntemi ile elde edildi. Standartlaştırılmış Yağış İndisi (SPI) ise

McKee *vd.* (1993) tarafından geliştirilen yaklaşımı ile yine kodları tarafımızca yazılan, FORTRAN 95 temelli hesaplamaları ile yapıldı. Tüm hesaplamalarda, eksik verilerin olabileceği dikkate alınmışr ve PDSI için gerekli olan sıcaklık normal değerleri (veya kalibre periyodu) 1975 ile 2005 yılları arası olan 30 yıllık verilerden hesaplandı. Bu çalışmada, yer darlığından dolayı sadece PDSI hesap adımları, Alley (1984) çalışmasına sadık kalınarak, aşağıda geniş bir şekilde verildi.

PDSI'nin hesaplamasında birincil kabul, toprak neminin üst bölüm veya yüzey nemi (S_s) ve alt bölüm nemi (S_u) olmak üzere 2'ye ayırarak hesaplamalar yapılır. Tüm toprak neminin 25 mm'sinin toprağın üst kısmında bulunduğu kabulü vardır. Dolayısıyla, AWHC değeri, yüzey tabakada 25 mm olmak üzere bu 2 toprak tabakası tarafından paylaştırılır. Toprak üstünden olan buharlaşma ve terlemeyle olan su kaybı potansiyel buharlaşma-terleme (PET) olarak tanımlanır. Eğer PET değeri toplam yağıştan (*P* ile gösterildi) büyük ise, yani PET > P ise

$$L_s = min\left[S_s, (PET, P)\right] \quad (1)$$

$$L_u = \left[(PET - P) - L_s\right] S_u / AWHC,\ L_u \le S_u \quad (2)$$

2 ara değişken değeri hesaplanır. Burada S_s ve S_u sırasıyla toprağın üst ve alt tabakasında depolanan nem miktarlarını temsil etmektedir. Buharlaşma-terleme (ET) ile kayıp ve su şarjı (recharge) yüzey tabaka içinde yeraldığı varsayımı yapılır. Bu yüzey tabakadaki maksimum nem kaybının, en fazla PET'e eşit olacağı varsayılır. Diğer taraftan, toprağın alt tabakasından olan nem kaybı ise başlangıçta toprakta bulunan nem içeriğine, yani başlangıç AWHC'e çok sıkı bağlı olduğudur. Bu kısıt altında, PDSI'nin AWHC'e çok sıkı bağlı olmasından dolayı, AWHC'nin arazide doğru ölçülmesi büyük önem arz ettiğini söylemeye gerek yoktur. Toprak-altı tabakasının su şarjı ise, AWHC değerinin tümü kaybolduktan sonra başlayabileceğidir. Yüzey akışının (runoff) ise bu iki toprak tabakasının neminin *tarla kapasitesine* ulaşmasından sonra başlayabileceği varsayımına dayanır. PDSI hesabında ilk adım, nem sapması (*moisture departure)* indeksi, d_j hesaplanır.

$$d_j = P_j - \hat{P}_j \quad (3)$$

Burada P_j, *j-inci* ayın toplam yağış tutarını ve $\hat{P}_j$ ise j-inci ayın klimatolojik koşulların oluşturduğu uygun yağış tutarını (*Climatologically Appropriate for Existing Conditions-CAFEC*) temsil etmektedir. Bu CAFEC değeri, su dengesi yaklaşımı kullanılarak, her *j-inci* ay için aşağıdaki denklem ile elde edilir.

$$\hat{P}_j = \alpha PET_j + \beta PR_j + \gamma PRO_j - \delta PL_j \quad (4)$$

Yukarıdaki verilen Denklem (4)'de, *PR* potansiyel toprak nemi şarjı (potential soil moisture recharge), *PRO* potansiyel akışı (potential run off) ve *PL* ise potansiyel topraktan nem kaybını (potential water loss from the soil) temsil etmektedir. Diğer tarafta, yılın her *j-inci* ayı için α, β, γ ve δ katsayıları ise aşağıda verilen ifadeler ile elde edilir.

$$\left.\begin{aligned}
\alpha_j &= \frac{\overline{ET_j}}{\overline{PET_j}};\ \text{eğer } \overline{PET}_j > 0, \text{ aksi } \alpha_j = 1 \\
\beta_j &= \frac{\overline{R_j}}{\overline{PR_j}};\ \text{eğer } \overline{PR}_j > 0, \text{ aksi } \beta_j = 0 \\
\gamma_j &= \frac{\overline{RO_j}}{\overline{PRO_j}};\ \text{eğer } \overline{PRO}_j > 0, \text{ aksi } \gamma_j = 0 \\
\delta_j &= \frac{\overline{L_j}}{\overline{PL_j}};\ \text{eğer } \overline{PL}_j > 0, \text{ aksi } \delta_j = 0
\end{aligned}\right\} \quad (5)$$

Yukarıdaki ifadelerde, üzerileri çizgili olan terimler ilgili değişkenin uzun-süreli ortalamsını temsil etmektedir (değişkenlerin kalibre süresi aritmetik ortalamalarıdır). PET miktarı ise Thornthwaite (1948) yaklaşımı ile elde edilir. Şöyle ki:

$$PET = dl \cdot 1.6 \cdot \left(\frac{10T_j}{I} \right)^b \quad (6)$$

Burada *PET*'in birimi *cm* ve *dl* ise ilgili yerin enlem-derecesinden hesaplanan gün uzunluğu düzeltme faktörüdür (*dl = 1* için gün uzunluğu 12 saat anlamına gelir). Aynı denklemde, *T* aylık ortalama sıcaklık (birimi °*C*) ve *I* ise ısı indeksi (heat index) ve 12 ayın ısı indekslerinin toplamı olarak aşağıdaki cebrik ifade ile elde edilir.

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.514} \quad (7)$$

Denklem (6)'daki *b* sabiti ise ampirik olarak ısı indeksinden elde edilir:

$$b = 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1.79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0.49 \quad (8)$$

Denklem (5)'deki potansiyel su şarjı, PR, toprağın yeniden tarla-kapasitesine gelmesi için gerekli su miktarı olarak tanımlanır ve aşağıdaki ifade ile toprak tabakalarında bulunan nem miktarları ve AWHC değerleri kullanılarak hesaplanır .

$$PR = AWHC - \left(S_s + S_u \right) \quad (9)$$

Potansiyel yağış (PRO) ise potansiyel yağıştan, potansiyel su şarjının (PR) çıkarılması ile elde edilen bir büyüklüktür.

$$PRO = AWHC - PR = S_s + S_u \quad (10)$$

Topraktan olan potansiyel nem kaybı (*PL*) yağış periyotunun sıfır olduğu durumda, buharlaşma-terleme için topraktan olan su miktarı kaybı olarak tanımlanır.

$$PL = PL_s + PL_u \quad (11)$$

Bu denklemdeki PL_s ve PL_u terimleri aşağıda gibi tanımlıdırlar:

$$\left.\begin{aligned}
PL_s &= \min(PET, S_s) \\
PL_u &= (PET - PL_s) S_u / AWHC,\ \mathrm{PL_u} \le \mathrm{S_u}
\end{aligned}\right\} \quad (12)$$

Yukarıda Denklem (5) ile tanımlanan, α, β, γ ve δ, katsayıları yılın her 12 ayı için (veya 52 hafta için) belirlendikten sonar, Palmer Nem Anomali İndeksi (*Z-İndeksi*), nem sapması, d_j'den her *j-inci* ay için hesaplanır:

$$Z_j = d_j \cdot K_j \quad (13)$$

buradaki K_j ampirik bir katsayı olan ve *j-inci* ayın ağırlık faktörü olarak tanımlanır. Bu katsayı başlangıçta, bölgesel iklim düzeltme katsayı olarak adlandırılan ve ampirik olarak bulunan, K_j' lerden hesaplanır. Şöyle ki:

$$K_j = \left(\frac{17.67}{\sum_{i}^{12} \bar{D}_i K'_i} \right) K'_j \qquad (14)$$

Bu ifadede kullanılan, K'_j ise aşağıda gibi ampirik olarak bulunur.

$$K'_j = 1.5 \cdot log \left(\frac{\frac{\overline{PET_j} + \bar{R}_j + \overline{RO_j}}{\bar{P}_j + \bar{L}_j} + 2.8}{\bar{D}_j} \right) + 0.5 \qquad (15)$$

$\overline{D_j}$ kalibrasyon veya normal değerlerin hesaplandığı periyot boyunca elde edilen, nem sapma değerleri olan d_j'lerin aritmetik ortalamasıdır.

Tüm yukarıda tanımlanan katsayılar ve değişkenler belirlendikten sonra, PDSI değerleri her *j-inci* ay için aşağıda verilen denkelemle ardışık olarak elde edilir.

$$X_j = \frac{1}{3} Z_j + 0.897 X_{j-1}, \; X_{-1} = 0 \qquad (16)$$

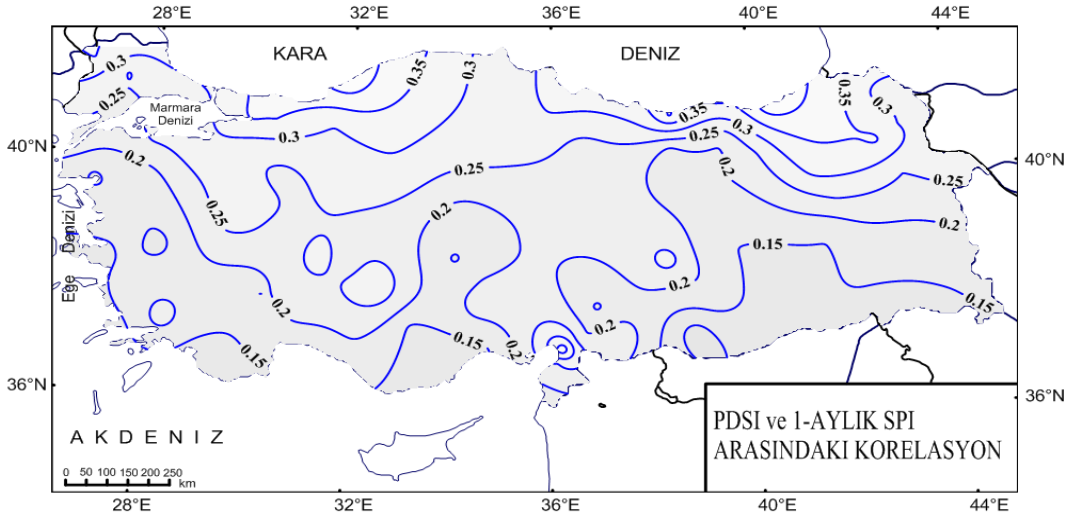
Bu denklemde, *X* sembolü PDSI'i temsil etmektedir. Hesaplan PDSI değerleri, Tablo 1'de verilen ve Palmer (1965) tarafından önerilen kuraklık sınıflarına dönüştürülür. Bu Tablo 1'deki sınıflama, Palmer (1965) tarafında Amerika Bileşik Devletleri'nin Iowa merkezinde ve Kansas'ın batısındaki uygulamaları sonucu elde edilmiştir. Uzun yıllar sonra, Wells *vd.* (2004) tarafından, *kendi-kendini kalibre eden* PDSI (calb-PDSI) olarak adlandırılan yaklaşımı önerilmiştir. Calb-PDSI yaklaşımında, daha önce yukarıda tanımlanan tüm amprik katsayılar otomatik bir biçimde elde edilebilmektedir (burada bu konu üzerinde durulmadı).

3. BULGULAR

Yukarıda algoritması verilen PDSI değerleri Tablo 1'de verilen kuraklık sınıfına dönüştürüldükten sonra, PDSI değerleri ile SPI değerleri arasında uyumluluğu görebilmek adına, SPI değerleri 1-Aylık, 3-Aylık, 6-Aylık ve 12-Aylık SPI olmak üzere kategorize edildiler. Ayrıca, klimatolojik uyumun görülmesi için de 48-Aylık SPI değerleri de hesaplandı.

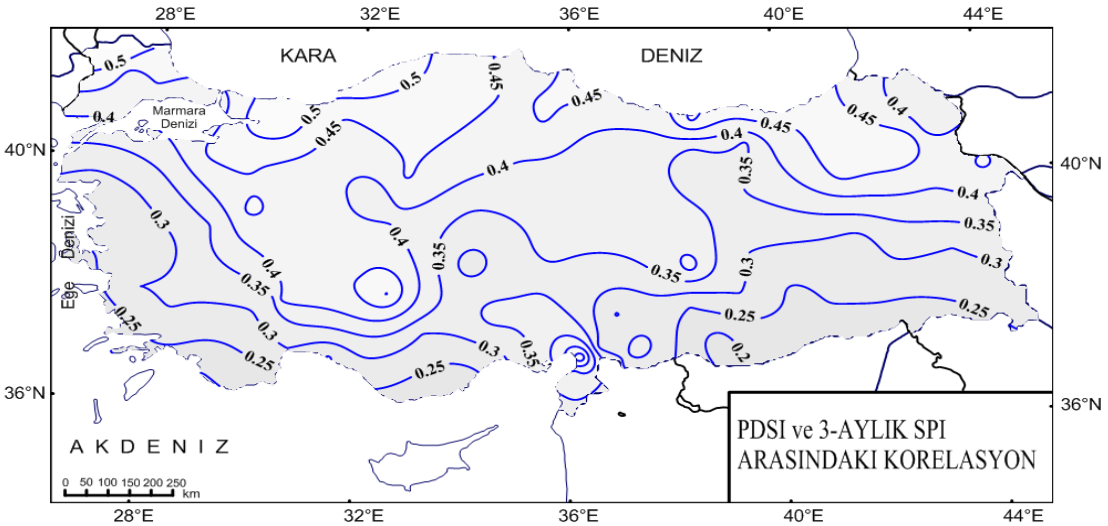
Tablo 1: Palmer Kuraklık Şiddeti İndisi ve Sınıflaması

PDSI	Sınıf
≥ 4	Aşırı nemli
3 to 3.99	Çok nemli
2 to 2.99	Orta nemli
1 to 1.99	Hafif nemli
0.5 to 0.99	Yeni başlayan nemli dönem
0.49 to -0.49	Normal
-0.5 to -0.99	Yeni başlayan kurak dönem
-1 to -1.99	Hafif kurak
-2 to -2.99	Orta kurak
-3 to -3.99	Şiddetli kurak
≤ -4	Aşırı kurak

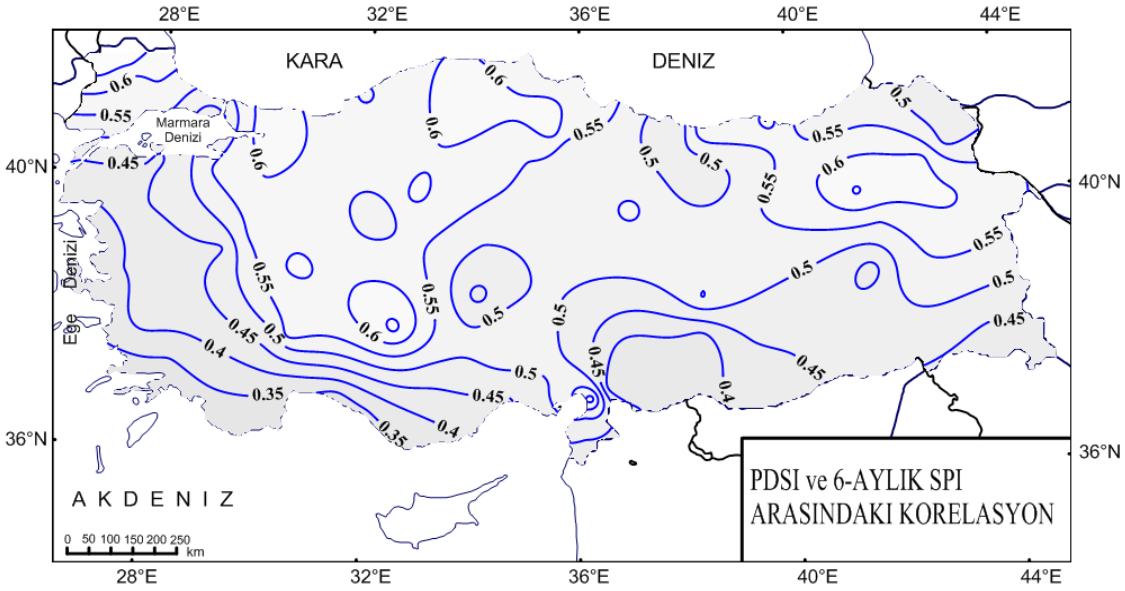


Şekil 1. PDSI ve 1-aylık SPI değerleri arasındaki çapraz korelasyon katsayıları.

İlişki katsayılarının çok zayıf çıkmasının en önemli nedeni, toprak su içeriğine bağlı olan PDSI'nin toprak şekilleri ve buharlaşmanın büyük olduğu, bağıl anlamda ülkenin güney enlemlerinde bu zayıf ilişki artmakta olduğudur. Fiziksel bir nedeni de, PDSI'nin ardışık olarak hesabından dolayı 1-aylık SPI arasında kuvvetli ilişkilerin beklenmemesi doğaldır. Diğer taraftan, Şekil 2 ve Şekil 3'te gösterilen 3-aylık ve 6-aylık SPI değerlerinin PDSI ile olan ilişki katsayılarının 3-aylıktan başlayarak artığı görülmektedir. Keza 3-aylık SPI ilişki katsayıları 1-aylık SPI korelasyon haritasına benzemesine karşın, ilişki katsayılarının aynı bölgeler üzerinde kuvvetlendiği ve 6-aylık SPI değerleri (Şekil 3) Trakya ve Karadeniz bölgelerinde yer yer 0.6-0.7 civarındadır.

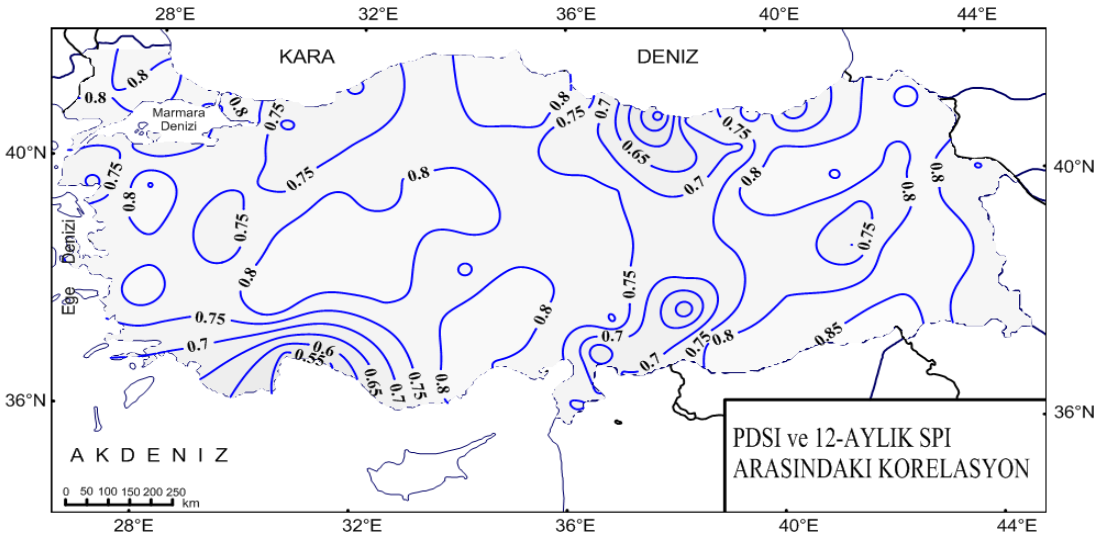


Şekil 2. PDSI ve 3-aylık SPI değerleri arasındaki çapraz korelasyon katsayıları.



Şekil 3. PDSI ve 6-aylık SPI değerleri arasındaki çapraz korelasyon katsayıları.

Bu kuvvetli ilişkinin varlık bir nedeni, PDSI'deki ardışık yapının veya birikimli özelliğin SPI'da da görülmesidir. Çünkü 3-aylık ve 6-aylık SPI değerlerinde mevsimsel döngü bilgileri taşıdığı sonucuna varabiliriz.



Şekil 4. PDSI ve 12-aylık SPI değerleri arasındaki çapraz korelasyon katsayıları.

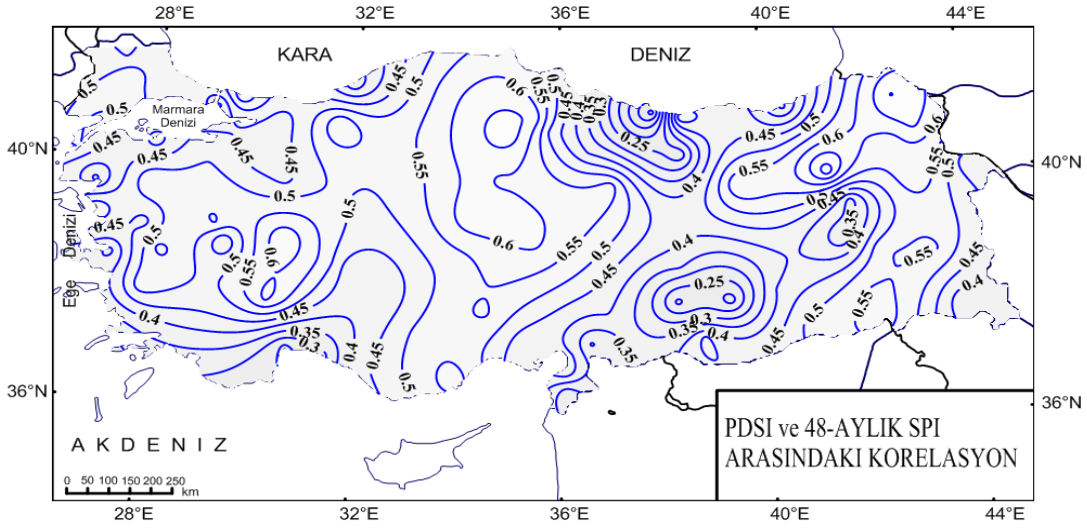
En dikkat çekici durumun 12-aylık SPI ve PDSI değerleri arasındaki ilişkiyi gösteren Şekil 4'te görmekteyiz. Türkiye'nin hemen tüm bölgeleri (Mersin'in kıyı tarafı hariç) ilişki katsayısı 0.7 veya üzerinde olup çok kuvvetlidir. SPI aylık kayan ortalamaları artıkça ilişkinin artacağı sanılırken, örneğin Şekil 5'te 48-aylık SPI ile PDSI arasındaki ilişkiler hızla düşmüş ve 0.4 ile 0.6 arasında kararlı bir duruma işaret etmektedir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çalışmada, karmaşık bir yapısı olan kuraklık sürecini izlemek amacıyla geliştirilmiş indislerden, Palmer Kuraklık Şiddeti İndisi ile Standartlaştırılmış Yağış İndisi karşılaştırılmıştır. PDSI ilgili bölgenin güncel (on günlük, 20 günlük, aylık, mevsimlik, yıllık, vb.) hava sıcaklığına, uzun-dönemli hava sıcaklığına ve dolayısıyla buharlaşma-terleme sürecine çok sıkı bağlı olmasının yanısıra, toprak su içeriğine de bağlıdır. Sonuç

olarak, yalnız yağış ve uzun-dönem yağışlarının eklenik olasılık dağılımının Gauss (Normal) dağılımıma dönüştürülerek elde edilen SPI değerlerinin farklı patternler (desenler) göstermesi çok açıktır.

Başka bir deyişle, bir bölge üzerinde hem yağış hem de toprak türü ve oradan olan buharlaşma-terlemeye bağlı olan PDSI ile 12-aylık SPI değerlerinin değişimleri arasında çok kuvvetli ilişkiler bulunmuştur. Bu ilişkilerin çok kuvvetli olmasının en temel nedeni, PDSI'nin ardışık olarak yıl (12 ay) zaman ölçeğinde hesaplanmasından ileri geldiği varsayılmıştır.



Şekil 5. PDSI ve 48-aylık SPI değerleri arasındaki çapraz korelasyon katsayıları.

Bu çalışmadan elde edilen ve önerilecek bir başka önemli sonuç ise, 12-aylık SPI değerlerinin büyük bir güven düzeyinde PDSI yerine kullanılabilecek olmasıdır. Başka bir deyişle, toprak su içeriği kapasitelerinin elde edilmesinin olanaksız ya da pahalı olduğu durumlarda, 12-aylık SPI indisinin kullanılması önerilebilir. Ayrıca, elde edilen sonuçlara dayanılarak, orta-ölçekli grid noktalarından elde edilen toprak su kapasitelerinin, iklim değişikliği ve toprak tekstürünün, ormansızlaştırma ve şehirleşme vb. arazi-kullanımından kaynaklanarak sayısal değerlerinin değişmiş olabilirliği büyük olduğundan; çözünürlüğü çok daha yüksek olan ölçeklerde ve doğrudan arazi üzerinde ve/ya da uzaktan-algılama yöntemleri kullanılarak kuraklık elde edilecek veriler kullanılarak, çeşitli su yönetimi planları için test edilmiş ulusal bir veri tabanına acil gereksinim olduğu önerilebilir.

6. KAYNAKLAR

Alley, W.M., 1984. The Palmer drought severity index: limitations and assumptions. J. Clim. Appl. Meteorol. 23, 1100-1109.

Gibbs, W.J., Maher, J.V., 1967. Rainfall Deciles as Drought Indicators, Bureau of Meteorology Bulletin No. 48. Commonwealth of Australia, Melbourne.

Palmer, W.C., 1965. Meteorological Drought. Research Paper No.45, Office of Climatology U.S. Weather Bureau, Washington.

Shafer, B.A., Dezman, L.E., 1982. Development of a Surface Water Supply Index (SWSI) to assess the severity of drought conditions in snowpack runoff areas, in Proceedings of the Western Snow Conference. Colorado State University, Fort Collins, CO, pp. 164–175.

Thornthwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climates. Geophys. Rev. 38, 55-94.

Türkeş, M., 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. Int. J. Climatol. 16, 1057-1076.

Türkeş, M., 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. Int. J. Climatol. 18: 649-680.

Türkeş, M., Tatli, H., 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and a modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. Int. J. Climatol. 29, 2270-2282.

Türkeş, M., 2010a. Analysis of the UN Convention to combat desertification with respect to the climate, climate change and drought, and applications in Turkey. Invited Panel Paper: Proceeding of Symposium on Combating Desertification. Çorum, Turkey, pp. 601-616 (in Turkish).

Türkeş, M. 2010b. Klimatoloji ve Meteoroloji (Climatology and Meteorology). First Edition, Kriter Publisher No. 63, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII p., İstanbul (in Turkish).

Türkeş, M., Tatli, H., 2010. The role of drought and precipitation severity indices for determination, characterization and monitoring of the desertification. Proceeding of Symposium on Combating Desertification. Çorum, Turkey, pp. 245 – 263 (in Turkish).

Webb, R.W., Rosenzweig, C.E., Levine, E.R., 2000. Global Soil Texture and Derived Water-Holding Capacities, Data set. Available on-line [http://www.daac.ornl.gov] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi:10.3334/ORNLDAAC/548.

Wells, N., Goddard, S., Hayes, M.J., 2004. A self-calibrating Palmer Drought Severity Index. J. Clim. 17, 2335-2351.

Wilhite, D.A., Buchanan-Smith, M., 2005. Drought as Hazard: understanding the natural and social context, in Whilhite, D.A. (ed.), proceeding of Drought and Water Crises: Science, Technology, and Management Issues. CRC Press: Boca Raton, Florida, pp. 3-29.

Wu, H., Hayes, M.J., Welss, A., Hu, Q., 2001. An evaluation the standardized precipitation index, the China-Z index and the statistical Z-score. . *Int. J. Climatol.* 21, 745–758.

DROUGHT SPATIAL MONITORING ANALYSIS IN EAST AZERBAIJAN (IRAN)

Amir Shahrokh Hasanalizadeh ;Habib Abdoli
East Azerbaijan Meteorological General Office,
amirshahrokh@yahoo.com, habib_abdoli@yahoo.com

Abstract
A natural disaster such as drought, is a part of our environmental incidents. Based on studies, today the occurrence of this phenomenon has increased than in the past. Drought is a climatic event and its features of area covered include time, continuity and intensity. This climatic event appears as decreased precipitation to long-term average ratio and may be long term or short term and its effects be mild or severe. In order to cope with drought crisis in our long-term planning of water resources to make mitigation strategy in arid and semi arid areas, savings in spending, use and reuse of water should be done .East Azerbaijan province due to the arid and semi arid conditions and considering the studies, can be deduced that the drought problem in the past was obvious and the study is useful in agricultural projects. This study investigated the frequency of occurrence and severity of drought in seasonal and annual scales in East Azerbaijan province during a 20-year statistical period (1989-2008). In this paper, using data from meteorological stations in the province, after quality control and data reconstruction, Standardized Precipitation Index (SPI) is used for monitoring the province. The results show that the province in 2008 was faced with a one month widespread drought. The highest number of dry years was from the centre of the province (Tabriz). The study of dry and wet periods show the occurrence of droughts in the near future.

Keywords: *East Azerbaijan, meteorological data, drought monitoring, SPI*

GİRİŞ

Kuraklık, sel , yıldırım ve bunun gibi doğal felaketler çevremizdeki olayların bir kısmını oluşturmaktadır. İnsan hayatı üzerinde olumsuz etkisi olan bu felaketlerin çoğu durumda onarılamaz zararları da olmuştur.Bugün araştırmalara göre, bu olayların sayısı ve sıklığı son 30 yılda artarak yaklaşık % 25'i atmosferik faktörlerle ilişkilidir .Genişliği kıtaların sınırlarına kadar vara bilmesi nedeniyle, kuraklık bu olayların en önemlisi ve belki de en etkilisi olabilir.(Muhammedi,2003)

Özelliklerini zaman, süreklilik, yoğunluk ve kapladığı alan genişliğini oluşturarak bir iklim olayıdır kuraklık. Genellikle 'yıllık yağış azalması- ortalama uzun vadeli bölgesel yağış' oranına dayanan bu iklim olayı, kısa süreli veya uzun süreli olup etkileri de hafif veya şiddetli olabilir. Kuraklıktan kaynaklanan hasar derecesi de bunlara dayanarak az veya çok olmaktadır. (Kerdüvani ,2001)

Her kuraklığın belli dört tipi vardır : İklimsel kuraklık, hidrolojik kuraklık, tarımsal kuraklık ve ekonomik kuraklık. Çeşitli indeksler kuraklığı göstererek farklı değişkenler kullanmaktadır ve bunların hepsinde yağış birinci konumdadır.

Ülkenin kurak ve yarı kurak bölgelerinde su yönetimi planlamalarında kuraklık krizine karşı çıkmak için, su kaynaklarının artırılması, suyun depolanması, suyun yeniden kullanımı ve suların kullanımında tasarruf, yapılması gereken önemli işlerden sayılmaktadır.

Bu çalışmanın hedefi,Doğu Azerbaycan ilinin mevsimsel ve yıllık ölçekteki kuraklık olayının şiddet ve sıklığının 20 yıllık istatistik dönemi süresince incelenmesidir. Kuraklık için iyi planlama zamanının, kuraklık olmayan yıllar süresince yapıldığı göz önünde tutularak,bu incelemenin sonuçları olası zararları önlemede ,yönetim stratejisini kurmada kullanılabilir.

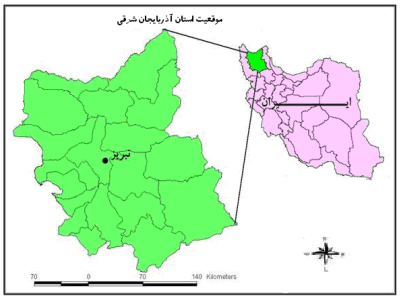
2-Metod ve maddeler

2-1- İlin konumu ve genişliği

Doğu Azerbaycan 4549088 km kareye denk olan genişliği ile İran platosunun kuzey batısında yer almaktadır. Doğu Azerbaycan kuzeyden Aras nehri tarafından Azerbaycan,Ermenistan ve özerk Nahçıvan Eyaleti ile ,batıdan Urumya gölü ve Kotur nehri ile , güneyden Zencan ili ile ve doğudan Savalan, Çehelnur, Sayın yamacı ve Erdebil ile çevrilidir.(resim 1)

2-2- Atmosferik ve iklimsel özellikler

Genel olarak Azerbaycan ülkenin dağlık bölgelerinin bir parçası sayılmaktadır.Soğuk ve takriben kurak iklime sahiptir. Aynı zamanda bu alanda farklı yerel iklim de vardır. O'nun bir çok yerleri soğuk ve yarı kurak iklime sahiptir.(Tebriz meteorolojisi, 2005)
İlin genel yüksekliği de 160 ila 4811 m.arasında değişmektedir. Aslında böylesi bir yükseklik farkı başlı başına ilin çeşitli bölgelerinin sıcaklığında belirgin bir farka neden olabilir.



Resim (1). Doğu Azerbaycan ili'nin konumu

3-2 – İl iklimi üzerinde hakim yıkıcı fenomenler:

İran'ın kuzey batı bölgesi dağlık ve soğuk yarı kurak bir iklime sahip olduğundan dolayı ,kuraklık ,dolu,don ve sel gibi yıkıcı fenomenler ilde çok fazla zararlara neden olmuştur ve bütün adı geçen konuların altyapı çalışmalarının yapılmasına ihtiyacı vardır.

2-4- İncelenen istasyonların özellikleri:

Doğu Azerbaycan ili kuraklığının son 20 yıldaki gözlemi için, kuraklık sürecinin analizi ve kuraklık indekslerinin muhasebesi için en az 30 yıllık verilere ihtiyaç vardır. Bu doğrultuda Doğu Azerbaycan Meteoroloji araştırma merkezinin Sinoptik klimatolojik ve yağış ölçen istasyonların verileri bir araya getirilmiştir. Adı geçen istasyon verilerinin durumunun incelenmesinden sonra istasyonların sıklığı 10, 20 ve 38 yıllık 3 dönemde tablo (1)de özetlenmiştir.

Tablo (1)D. Azerbaycan'daki istasyonların sayısı

10 yıllık	20 yıllık	38 yıllık	dönem / parametre
245	102	65	yağış
62	43	25	Diğer parametreler

Bu incelemede, istasyonlar kaydedilmiş parametrelerin çeşidine dayanarak sınıflandırılmıştır. Yağış parametresi Kurakliğın incelenmesinde meteorolojinin önemli parametrelerinin başında gelir ki bu araştırmada vurgulanmıştır. Uzun vadeli yağış verilerine sahip olmak için ilin bir kaç önemli şehrinde kurulan uzun süreli verilere sahip klimatolojik istasyonlardan dahi yardım aldı.İlin 7 sinoptik istasyonu böyle koşullara sahiptir. Bunlar: Merağa,Miyane, Merent,Eher,Serap ve Culfadan ibarettir.Böylece son 20 yılın yağış verileri bu şehirlerin sinoptik istasyonlarına aittir.ve daha eski veriler klimatalojik verilerinden elde edilmiştir.Ancak Bostanabad şehrinin verileri, sinoptik klimatolojik ve yağış ölçen istasyonlarının verilerinin birleşiminden elde edilmiştir. Bu halde güvenilir veriye sahip olmak için yağış verilerinin homojen testi gereklidir. İlde bütün yağışların örtülmesi için sinoptik istasyonlara ek olarak ilin Meteoroloji Genel Müdürlüğünün yağış ölçen istasyonlarından da faydalanılmıştır.

bu istasyonların önemli sorunlarından biri yağış verilerinin güvenilir olmayışı ve bu istasyonlarda eksik verilerin olmasıydı ki kalite kontrolü ve rekonstrüksiyon metodlarını kullanarak incelemeye alınmışlardır. Resim (2) , incelenmekte olan sinoptik ve yağış ölçen istasyonların bölgesel dağılımını göstermektedir. Bu resimde görüldüğü gibi ilin istasyonlarına ek olarak güvenilir yağış istatistiklerine sahip yakındaki bir kaç istasyondan yardım alınmıştır.

Resim 2'nin haritası göstermektedir ki güneydeki bazı bölgelerde (Heştrud ve Çaroymak) ve ilin kuzeyinde istasyon eksikliği vardır.Bu problem harita üzerinde komşu illerin bazı istasyonlerının alınmasıyla kısmen çözülmüştür.

Tablo (2).İstasyonların Özellikleri

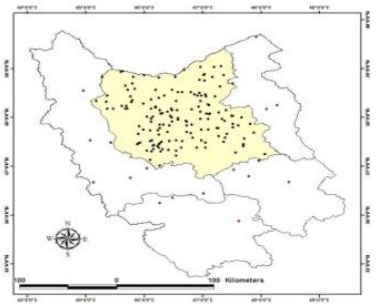
İstasyonun Türü	Dönem	Yükseklik (m)	Enlem	Boylam	İstasyonun Adı	Sıra
Sinoptik	2008 - 1951	1364	05 38	17 46	Tabriz	1
Sinoptik & Klimatolojik	2008 - 1964	1391	26 38	04 47	Ahar	2
Sinoptik & Klimatolojik	2008– 1964	1682	56 37	23 47	Sarab	3
Sinoptik & Klimatolojik	2008 - 1966	736	56 38	36 45	Jolfa	4
Sinoptik & Klimatolojik	2008 – 1964	1110	27 37	42 47	Mianeh	5
Sinoptik & Klimatolojik	2008– 1964	1344	1 37	10 46	Maragheh	6
Sinoptik & Klimatolojik	2008 – 1964	1750	51 37	51 46	Bostab abad	7

2-5 Yağış verilerinin Rekonstrüksiyonu

Bu çalışma bütün ilin kuraklığının gözlemini göz önünde bulundurduğundan dolayı uzun vadeli yağış istatistiklerine sahip olmak önemli bir iş sayılmaktadır.Bütün meteoroloji verilerini kullanmak ,eksik verilere sahip istasyonları kullanmanın gerekliliğini de kaçınılmaz kılar. Bu nedenle verilerin rekonstrüksiyonu ve enterpolasyonu için çeşitli yöntemler vardır. önemli ve yaygın yöntemlerden birisi menşe' ıstasyonlarda daha yüksek korelasyona sahip komşu istasyonların verilerini kullanmaktır. Yar ahmedi(2007) ildeki yağış ölçen istasyonların verilerinin rekonstrüksiyon için korelasyon yöntemini

kullanmıştır.Bu çalışmada da aynı yöntem yağış verilerinin rekonstrüksiyonu için kullanılmıştır ve istasyonlar istatistik döneminin süresi açısından 50 ve 38 yıllık olmak üzere homojen testi her ay için yapılmıştır. ilk incelemelerden sonra belli oldu ki Merend ve Miyane istasyonları hetorejen yıllık yağışa sahiptirler. Bu aşamada heterojenliğin nedeni incelendi. Bu iki istasyon istatistiği önceki klimatoloji istasyonların verileri yoluyla tamamlandığından dolayı bunun nedenini bu iki istasyonun farklı istatistiksel dönemlerdeki değişikliğinde bilmek gerek. Bundan dolayı o verilerin heterojenliğinin nedeni farklı istasyonlardan bilgi almaktır.Merendin etrafındaki istasyonların incelenmesinden sonra belli oldu ki Pol e Çerçer buhar ölçen istasyonu daha güvenilir verilere sahiptir.Zira Merend Meteoroloji istasyonunun verileriyle daha fazla uyum sağlamaktadır. sonunda bu dönemin verileri Pole Çerçer yardım istasyonu aracılığıyla korelasyon yöntemini kullanarak yenilenmişti.Nihayet yağış verileri üzerinde düzeltmeler yapıldıktan sonra son homojen testi adı geçen 5 istasyon üzerinde yapılmıştır.Sonuçlar tablo (3) te sunulmaktadır.

Bu tabloda (R) testi istatistiğinin miktarı, P-value miktarı verilmiştir.Görüldüğü gibi P-value değerleri 0.01 anlamılı düzeyde değerinden daha büyüktür ki bu da istasyon verilerinin homojenik teyidini göstermektedir.



Resim (2) D.Azerbaycan ve komşu illerde istasyonların bölgesel dağılımı

İstasyonların diğer gurubu 38 yıllık istatistiksel döneme sahip yağış ölçen istasyonları oluşturmaktalar ki sinoptik istasyonlar ve bir kaç buhar ölçen istasyon ona eklenmiştir. Sonunda 45 istasyonun yağış verileri incelenmeye alındı.Bu istasyonlarilin kuraklık ve yağış zonlaması bölgelenmesi için kullanılmıştır. Bu guruptaki istasyonların verilerinin homojenik incelemesi için,onların yıllık yağış verileri üzerinde homogenlik testi yapılmıştır.Tablo (4) bu istasyonların homojenik testinin ilk sonuçlarını gösteriyor. Bu tabloya göre Basmenc,Çarmkhoran ,Herise Serab,Mehraban , Şebister ve Tasuc istasyonları verilerinin homojen varsayımı reddedilmektedir.Diğer 5 istasyon için aynı yöntemin kullanılması yani yüksek kolerasyona sahip her ana istasyon için yardımcı bir istasyon seçilmiştir. ve verilerin şüpheli teşhis edildiği bir dönem için yağış verileri yeniden yapılmıştır.

Nihayet adı geçen 6 istasyonun yıllık verileri üzerinde son homojen testi uygulanmasıyla sonuçlar tablo (5)teki gibi elde edilmiştir. Tablo 5' te görüldüğü gibi 6 istasyonun homojen varsayımı 0.05 anlamlı düzeyde kabul edilmiştir.

Tablo (3). En azından 50 yıllık verileri olan istasyonlardaki homojenlik testinin sonuçları

İstasyon	Homojenlik Testi	Nisan	Mayıs	Haziran	Temmuz	Ağustos	Eylül	Ekim
Mianeh	Run	26	26	24	22	19	22	20
	P_value	0.851	0.851	0.766	0.765	0.442	0.802	0.679
Marand	Run	28	28	35	27	33	31	31
	P_value	0.596	0.596	0.185	0.427	0.421	0.784	0.791
Maragheh	Run	33	30	25	24	16	14	29
	Run	0.240	0.934	0.640	0.278	0.100	0.652	0.729
Ahar	Run	25	28	25	25	23	27	28
	P_value	0.916	0.439	0.853	0.461	0.888	0.256	0.439
Tabriz	Run	28	31	25	31	24	28	27
	P_value	0.831	0.611	0.351	0.180	0.740	0.500	0.925

İstasyon	Homojenlik Testi	Kasım	Aralık	Ocak	Şubat	Mart	Yıl
Mianeh	Run	32	18	17	26	23	21
	P_value	0.051	0.031	0.014	0.963	0.636	0.28
Marand	Run	36	30	35	25	27	26
	P_value	0.112	1.000	0.185	0.185	0.427	0.289
Maragheh	Run	32	26	29	28	28	20
	P_value	0.491	0.723	0.846	0.930	0.930	0.015
Ahar	Run	28	25	24	23	19	21
	P_value	0.559	0.766	0.865	0.414	0.064	0.156
Tabriz	Run	36	36	31	22	23	24
	P_value	0.061	0.045	0.449	0.051	0.217	0.141

Tablo (4).İstasyonların Homojenlik Testinin Sonuçu

P_value	Runın Sayısı	İstasyon	Sıra	P_value	Runın Sayısı	İstasyon	Sıra
0.411	23	Kohsalar	24	0.622	18	Tabriz	1
0.622	18	Malekan	25	0.869	21	Ahar	2
0.000	8	Mehraban	26	0.411	17	Jolfa	3
0.869	19	Miab	27	0.014	12	Maragheh	4
0.250	16	Payam	28	0.033	13	Marand	5
0.014	12	Pardel	29	0.139	15	Mianeh	6
0.033	13	Saied abad	30	0.420	17	Sarab	7
0.250	16	Saray	31	0.033	13	Bostan abad	8
0.000	8	Shabestar	32	0.070	14	Azar shahr	9
0.002	10	Tasoj	33	0.139	15	Ardabil	10
0.014	12	Zarnagh heris	34	0.033	13	Mahabad	11
0.250	16	Zinjanab	35	1.000	20	Aghje kohole zaman	12
0.869	19	Zenoz	36	0.411	17	Bashsiz ojan	13
0.033	13	Khoy	37	0.001	9	Basmenj	14
0.014	12	Orumie	38	0.005	11	Charmkhoran olia	15
0.869	21	Pars abad	39	0.869	19	Esfahlan	16
0.070	14	Khandaghlo	40	0.033	13	Ghezelche sadat	17
1.000	20	Mahneshan	41	0.139	15	Heris sarab	18
0.869	21	Meshkin shahr	42	0.033	13	Harzandat	19
0.411	17	sehzab	43	0.411	17	Kaleybar baransanji	20
0.033	13	Ghirmizi gol	44	0.250	16	Kasanagh	21
0.869	19	Gheshlagh amir	45	0.139	15	Khorma zard	22
				0.070	14	Khosheh mehr	23

Tablo(5). Tekrar gözden geöirilen istasyonların son homojenlik testlerinin son sonuçları

P_value	Runın S	İstasyon	Sıra
0.411	17	Basmenj	1
0.000	20	Charmkhoran olia	2
0.070	14	Heris sarab	3
0.411	17	Mehraban	4
0.250	16	Shabestar	5
0.070	14	Tasoj	6

2-6 Kuraklık şiddetini Değerlendiren indeksler

Kuraklığın değerlendirilmesi ve gözlemlenmesi için tam ve uygun indekslerden bir gurubun belirlenmesinin önemli bir yeri vardır. Kuraklık indekslerini kullanarak,kuraklığın genişlik ve şiddeti nicelendirilebilir ve periyodik olarak değerlendirilebilir.

Kuraklığın değerlendirilmesi için bir çok indeksler kullanılmaktadır ki aşağıdakiler bunların arasında gösterilebilir.(Budak Cemali ve ark. 2005)

1-PN (normal yüzde indeksi
2-SPI (Standart yağış indeksi)
3-PDSI (Palmer Kuraklık Şiddeti İndeksi))
4-CMI (Bitki Nem İndeksi)
5- SWSI (Yüzey Suyu Indeksi)
6-RDI
7- Deciles
8-SIAP (Yıllık Yağış İndeksi
9-RAI (Yağış Anomalisi İndeksi)
10-BMDI
11- EPI (Etkili yağış)
12- AWR (Mevcut Su Kaynaklarının Belirlenmesi)
13-NDVI

SPI indeksi diğer indekslerle karşılaştırıldığında daha iyi koşullara sahiptir. SPI'ın bazı faydaları şunlardır:

-SPI sadece yağışa dayanmaktadır.Oysaki PDSİ gibi bir indeksin muhasebesi karmaşık ve 68 terimin tanımlanması gerek.
-SPI 'ın ikinci avantajı onun çok işi bir arada görmesidir.SPI her zaman ölçeği için hesaplanabilir.
-SPI'ın üçüncü özelliği : Normal dağılımı olduğu için her mekan ve zaman ölçeği için ,şiddetli kuraklıkların sayısı bu modeli kullanarak sabittir.
-SPİ'ın muhasebesi sadece yağışa dayalı olup toprağın nemine bağlı değildir.
-Sonuç olarak SPI'ın esnekliği farklı zaman ölçeklerine göre söz konusudur.ve PDSI'yle kıyasta kuraklığı bir ay daha erken bildirmektedir.Açıklanan delillere göre bu çalışmada SPI indeksi ilin kuraklık gözlemi için kullanılmıştır.

3- İlin uzun süreli istasyonlarının kuraklık gözlemi

Önceki bölümde açıklandığı üzere SPI kuraklık indeksi bu çalışmada uygun indeks olarak kullanılmıştır.

İlde bir aylık kuraklık sonuçları:
Özetle söylenebilir ki ,Tebriz ve Merend istasyonları (il merkezi ve kuzeybatısı) son 20 yıl boyunca ilin diğer istasyonuna göre en çok bir aylık kuraklıklara sahiptirler. Rahatlıkla belirlenebilen diğer konu şudur ki, inceleme konusu olan bütün 5 istasyonda (ilin 5 bölgesinde) 2008 yılında bir aylık olan en fazla kuraklıklarla karşı karşıya kalmışlardır. Bundan dolayı şöyle söyleyebiliriz ki, il 2008 yılında bir aylık geniş kapsamlı kuraklıkla karşılaşmıştır. ve bu konuya yetkililerin daha dikkatli olması gerekiyordu.
-İldeki 3 aylık kuraklıkların sonuçları:
1980 ve 2008 yılları arasında 5 istasyonun hepsinde şiddetli kuraklık vardı ve en çok kurak olan yıllar da Tebriz'e aitti.En şiddetli kuraklık da 1990 yılında Tebriz'de meydana gelmişti.
-İldeki kuru ve ıslak dönemlerin süreç sonuçları:
Bir aylık ve 3 aylık kurak dönemlerin incelenmesinden sonra , kuraklık daha uzun vadeli ölçekte yani 6, 12 ve 24 ayda incelenmiştir.Bu nedenle SPI'ın 6 , 12 ve 24 aylık grafiği 5 istasyon için çizilmiştir. (Grafik 1 ila 5) . Bu grafiklerde kuru ve ıslak dönemler her istasyon için belirlenerek tablo 6 ila 10 da sunulmuştur.
Sonuçlar Merend dışındaki bütün istasyonlarda son dönemin kurak bir durumla karşılaştığını göstermektedir.Yani yakın gelecekte ilde kuraklık beklenmektedir. Örnek olarak 6 , 12 ve 24 aylık SPI grafiği Merend istasyonu için sunulmuştur.(Graf.1)

Tablo (6).Merend'in ıslak ve kurak dönemlerinin durumu

Durum	Dönem	Sıra
Normal	1951-1961	1
ıslak	1962-1971	2
Normal	1972-1982	3
Kurak	1983-2002	4
Normal	2003-2008	5

Tablo(7). Miyane'nin ıslak ve kurak dönemlerinin durumu

Durum	Dönem	Sıra
Normal	1959-	1
ıslak	1963-	2
Kurak	1970-	3
Normal	1980-	4
Kurak	1995-	5
Normal	2003-	6
Kurak	2007-	7

Tablo(8). Tebriz'in ıslak ve kurak dönemlerinin durumu

Durum	Dönem	Sıra
Normal	1951-1962	1

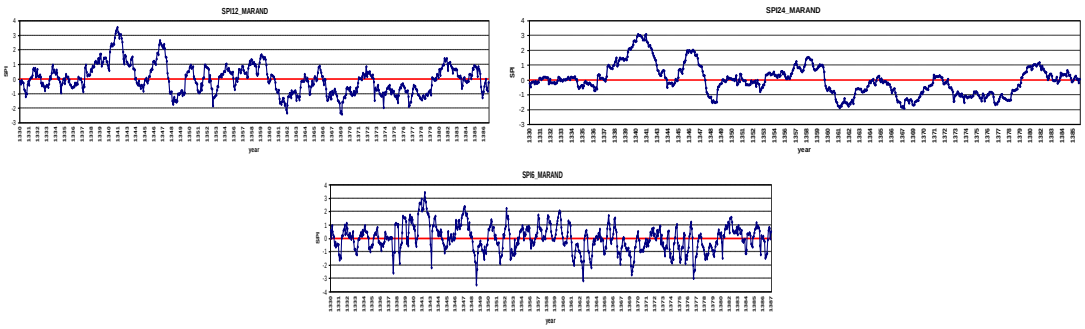
ıslak	1963-1973	2
Normal	1974-1988	3
Kurak	1989-1992	4
Normal	1993-1995	5
Kurak	1996-2000	6
Normal	2001-2006	7
Kurak	2007-2008	8

Tablo(9). Eher'in ıslak ve kurak dönemlerinin durumu

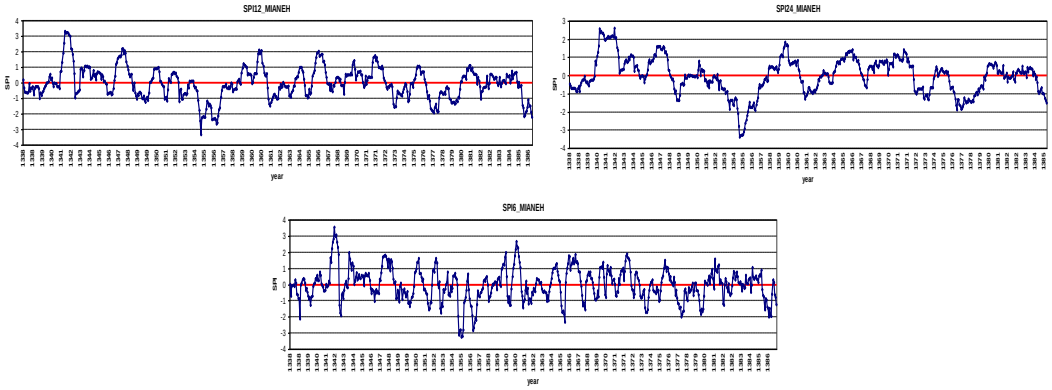
Durum	Dönem	Sıra
Kurak	1959-	1
ıslak	1963-	2
Kurak	1971-	3
ıslak	1976-	4
Normal	1984-	5
Kurak	2000-	6
Normal	2003-	7
Kurak	2007-	8

Tablo(10). Marağa'nın ıslak ve kurak dönemlerinin durumu

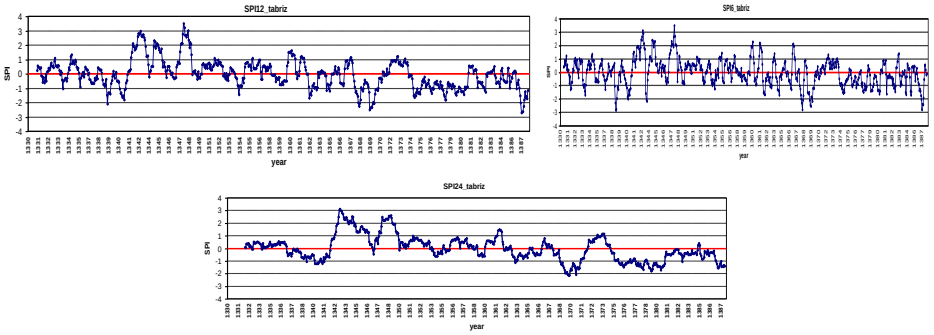
Durum	Dönem	Sıra
Normal	1951-	1
Kurak	1998-	2
Normal	2001-	3
Kurak	2007-	4



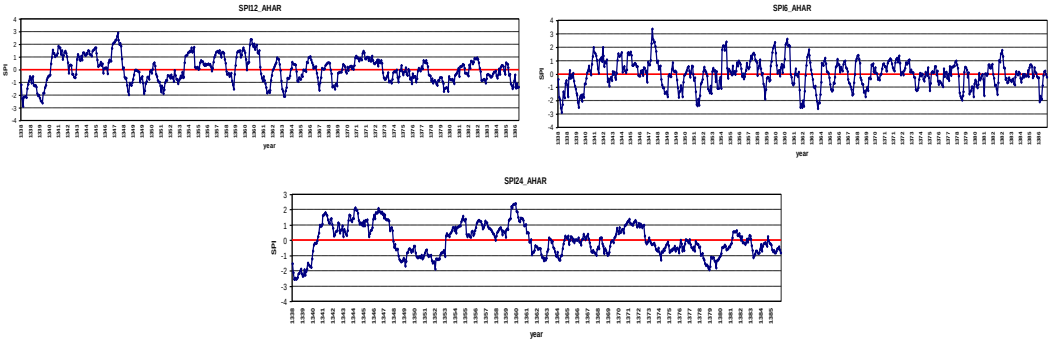
Graf.(1). Merend'in SPI6,SPI12,SPI24 grafikleri



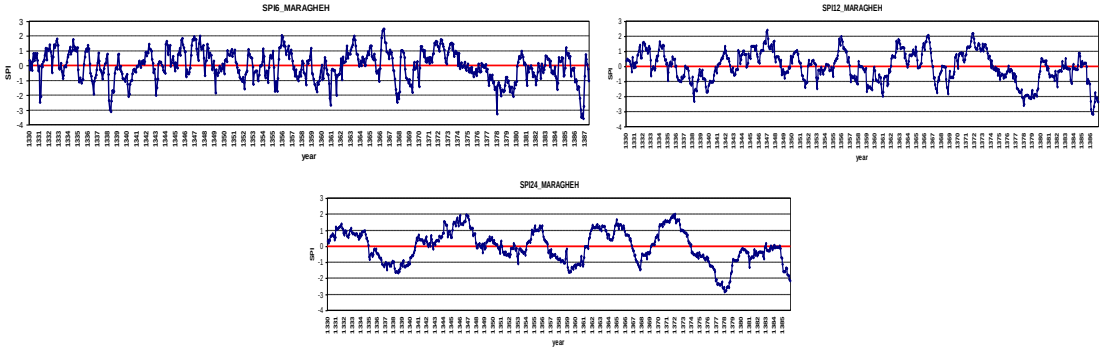
Graf.(2). Miyene'nin SPI6,SPI12,SPI24 grafikleri



Graf.(3). Tebriz'in SPI6,SPI12,SPI24 grafikleri



Graf.(4). Eher'in SPI6,SPI12,SPI24 grafikleri

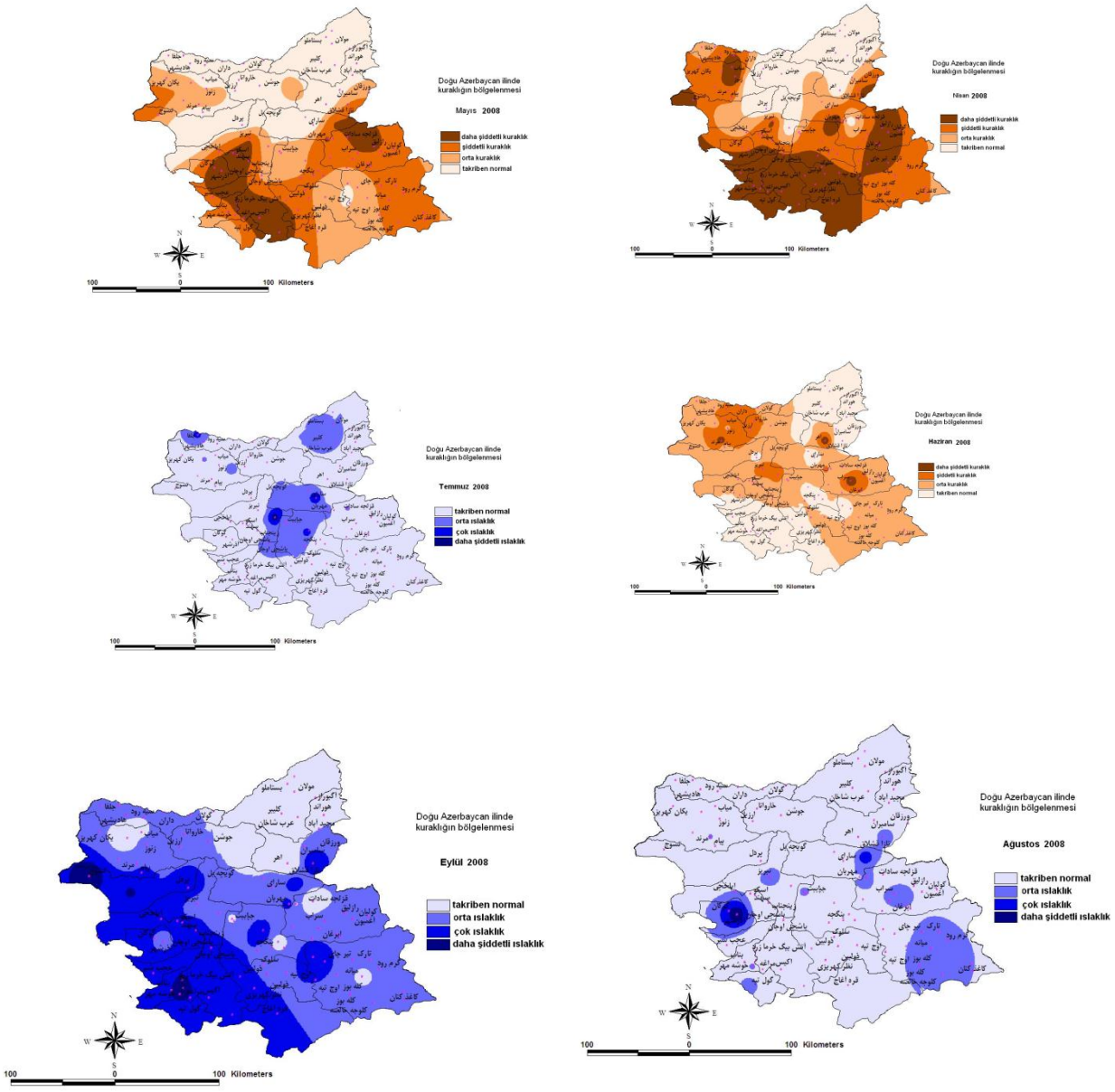


Graf.(5). Marağa'nın SPI6,SPI12,SPI24 grafikleri

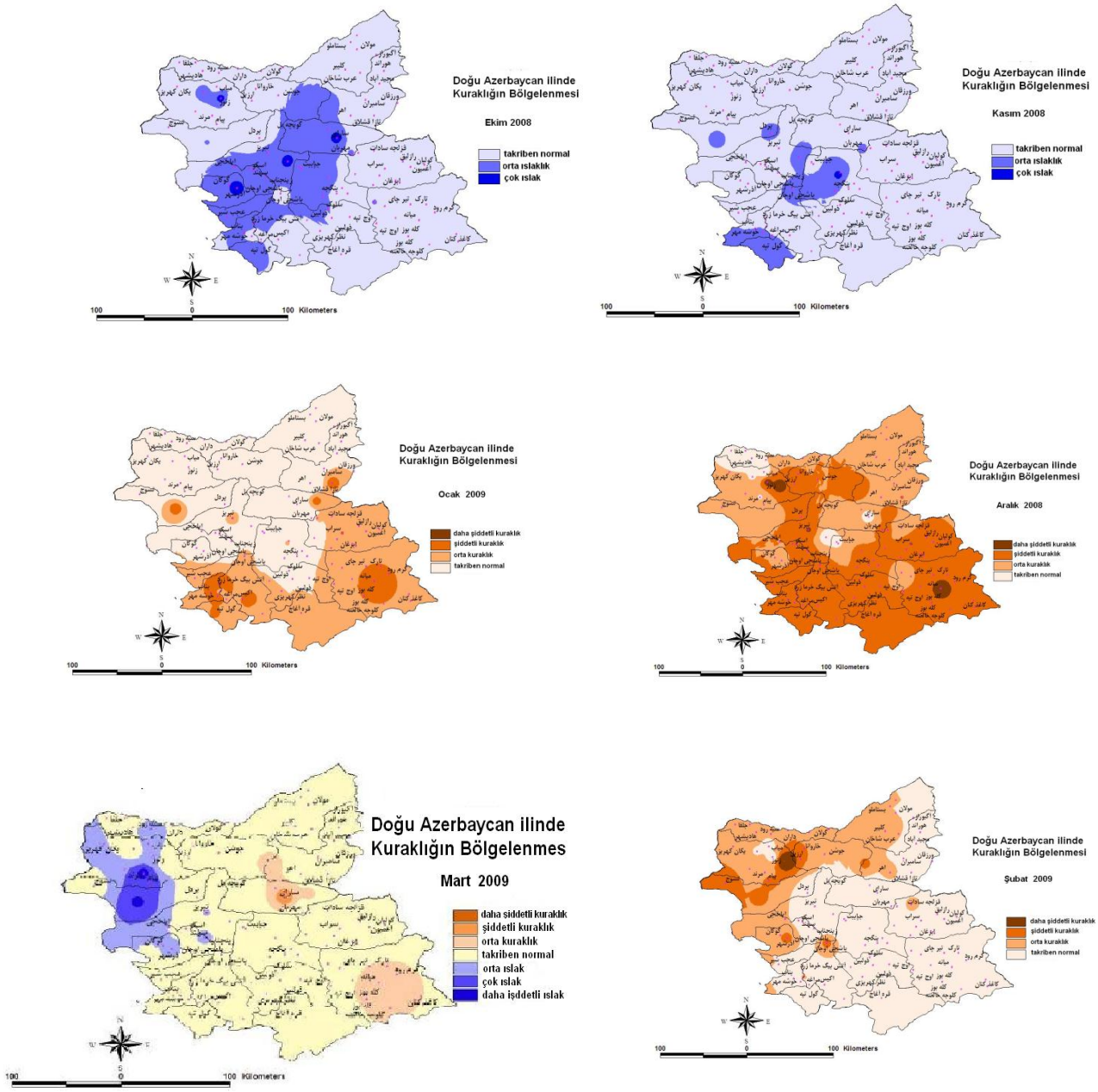
4-Doğu Azerbaycan ili kuraklık bölgelenmesinin incelenmesi

Resim 3 ve 4, 2007 yılındaki 1 aylık SPI indeksinden yararlanılarak hazırlanan D.Azerbaycan ilinin kuraklıklarının bölgelenmesinin aylık haritalalarının örnekleridir.Bu haritalar dikkata alınarak incelenen yılın (2007) altı ayı normal ve şiddetli kuraklık alanında olmuştur.(Ocak, Şubat, Nisan, Mayıs, Haziran ve Aralık.)Kuraklık ilin güneyinde kuzeyinden daha şiddetli olmaktadır; aynı şekilde en şiddetli kuraklık 2007

yılın Nisan ayında meydana gelmiştir.İlin en çok yağışları ilk bahar mevsiminde meydana gelse bile, haritalar gösteriyor ki incelenen yılın Nisan, Mayıs ve haziran aylarında kuraklık meydana gelmiştir ;ve şiddetli ve daha şiddetli kuraklıkların genişliği bu üç ayda diğer aylardan daha çoktur.Bölgelenmeler ıslak yılları oluşturan aylarda ilin en çok genişliğinin normal bölgede bulunduğunu göstertermektedir ve sadece Eylül ayında şiddetli ıslaklık meydana gelmiştir.



Resim 3. 2008 yılındaki 1 aylık SPI indeksinden yararlanılarak hazırlanan D.Azerbaycan ilinin kuraklıklarının bölgelenmesinin aylık haritalaları



Resim 4. 2008 ve 2009 yılındaki 1 aylık SPI indeksinden yararlanılarak hazırlanan D.Azerbaycan ilinin kuraklıklarının

1-Klementova‹E‹T. Litschmann‹ (2002), "Drought and their evaluation", Proc. of international conference on drought mitigation and desertification. Bled Sovenia ,April 21-25.

2-Mishra and A ‹k‹V‹R‹ desai ,(2005), "Drought forecasting using stochastic models" ,Springer, N5, VOL 19, page 326.

3- Ghioca, and N.Rimbu,(2004), "Study of meteorological and ‹M‹14-Stefan S hydrological drought in soutern Romania from observation data", International J. of Climatology,24(7):871-881.

DETERMINING DROUGHT PERIOD-SEVERITY-TRENDS OVER IRAN BY USING PALMER DROUGHT SEVERITY INDEX

Amir H. Delju[1], Abdullah Ceylan[2] , A. Serap Akgündüz[2], Zerrin Demirors[2]
(1) World Meteorological Organization (WMO),
(2) Turkish State Meteorological Service, Research Division, Ankara, TURKEY

Abstract
Drought is actually a normal, periodic feature of climate, the result of a natural reduction in precipitation over time. To deal with drought effectively it is crucial to determine when it started, how severe it is and when it is likely to end. Drought spells have three distinguishing features: intensity, duration and spatial coverage. Intensity refers to the degree of the precipitation shortfall and/or the severity of impacts associated with the shortfall. Another essential characteristic of drought is its duration or persistence. Drought can develop quickly in some climatic regimes, but usually require a minimum of two to three months to become established. Once drought begins, it can persist for months or years. Droughts also differ in terms of spatial characteristic. The areas affected by severe drought evolve gradually, and regions of maximum intensity, such as epicentres, shift from one season to another and yearly basis in the event of multi-year drought periods. In larger countries, such as Iran, drought would rarely affect the entire country.
Iran, located in southwestern part of Asia and Middle East is considered as one of the countries with low precipitation around the world. Average precipitation in Iran is one-third of global average. Considering temporal and spatial distribution of showers, low rainfall is quite widespread in the country. In recent decades, Iran has experienced several drought spells and observed significant reduction in the amount of rainfall. This study aims to identify major drought periods, their severity and trends over Iran using the Palmer Drought Severity Index (PDSI). The PDSI is based on precipitation, evapotranspiration and available water capacity of the soil. The amount of the evapotranspiration was computed by Thornthwaite's method making use of monthly mean temperature and total precipitation. Monthly PDSI values were calculated by using monthly precipitation, total evapotranspiration and water capacity of the soil. Data period varies for different stations and cover a time span when the selected stations started their operation up to the end of 2005. In this study, variation in temperature and precipitation were determined. And also general trends were analysed by using Mann-Kendall rank correlation coefficient for the PDSI time series.

Keywords: *drought period-severity-trends, Palmer Drought Severity Index, Mann-Kendall test, Iran*

Introduction
Iran has arid or semiarid climates mostly characterized by low rainfall and high potential evapotranspiration (Nazemosadat et al., 2006). The annual precipitation varies from about 1800 millimeters over the western Caspian Sea coast and western highlands to less than 50 millimeters over the uninhabitable eastern deserts (Fig. 1). The average annual precipitation over the country was estimated to be around 250 millimeters, occurring mostly from October to March. Annual precipitation is lower in the eastern half of Iran compared with the western half. In northern Iran, the Caspian Sea shores have an annual precipitation of about 500 millimeters in the east to 1800 millimeters in the west. In contrast to other parts of the country, the amount of spring and summer rainfalls are considerable in this region.

Iran has a total area of 1,640,000 square kilometers and is located between 25^{o} and 39^{o} latitude. The average annual rainfall in Iran varies from about 50 millimeters in the central and southeastern plains to about 400 millimeters in the northwestern plains. In the interior mountains the rainfall reaches over 500 millimeters and in the mountains bordering the Caspian Sea it reaches as much as 1,000 millimeters.

Several mountain ranges divide Iran into six main hydrological basins (Noori, 1966). The mountains frequently range from 3,000 to 4,000 meters in height with one peak of 5,780 meters. The central and eastern portion of Iran is mostly desert type country ranging from 1,000 to 2,000 meters elevation(Fig.2).

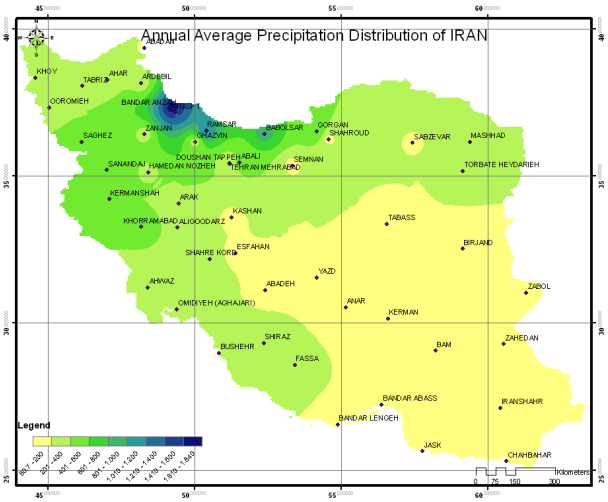


Figure 1: Spatial distribution of the annual precipitation

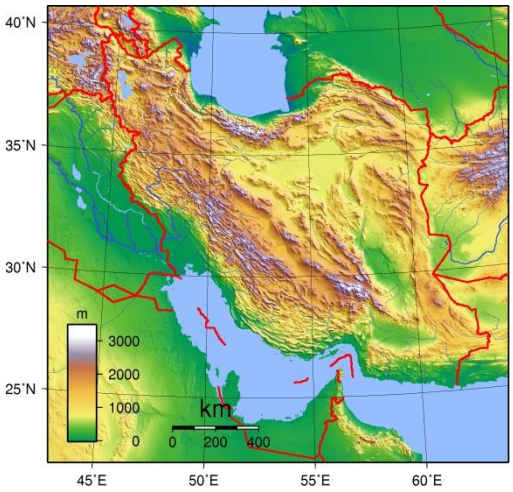


Figure 2. Study area (Iran)

The four main climatic areas in Iran are:

- *Caspian Sea climate*, consisting of high rainfall in the winter and spring with showers during the summer. This climate is somewhat similar to that of Black Sea area of Turkey, but appreciably warmer.
- *The mountain climate* of the Alborz Mountains just south og the Caspian Sea and the Zagros Mountains that run southeast across the western and southern part of Iran. This climate consists of cold, moderately wet winters, with hot dry summers of relatively short duration.
- *The dry desert type climate* of the central Iranian plateau, which has about 600 to 1,500 meters elevation, has 100 to 400 milimeters of rainfall and long hot dry summers.
- *In the Persian Gulf climate* the west coastal plain has mild winters with occasional light frost and about 200 millimeters of rain. The eastern part of the coastal plain is frost free with only about 100 millimeters of rain. The summers are very hot and dry.

Drought in Iran

Drought, naturally, is a recurring phenomenon that its time and intensity are unpredictable. Drought can occur in any place with precipitation. On he other hand, dry and semi-dry places, or places with little or no precipitation where are really dry are not considered as places with permanent drought. Drought occurs when the needed water for a site is basically less than a specific amount in advance.

Droughts are long–term hydro-meteorological events affecting vast regions and causing significant non-structural damages. Droughts are costliest natural disaster in the world and affect more people than any other natural disaster (Wilhite, 2000)

The Middle East is a region of extremes. It is almost one of the driest and most water scarce areas of the world (Granit and Lönfgren, 2010).

Iran, located in southwestern part of Asia and the Middle East receives one-third of the world average precipitation (Seraji et al., 2008). Continually, within the years, 1956, 1960, 1964, 1970, 1973, and 1982, and the years from 1988 to 2006, as the statistical surveys show, more than 60% of the whole country has been experiencing drought.

Data and Method

Monthly temperature and precipitation data of the synoptic and the climatology stations from I.R. of Iran National Meteorological Organization (IRIMO) were used in this study. Figure 3 shows the spatial distribution of the stations used.

Monthly PDSI values were calculated by using monthly precipitation, total evapotranspiration and water capacity of the soil. Data period varies for different stations and cover a time span when the selected stations started their operation up to the end of 2005. Table 1 shows the names and data periods of the selected stations.

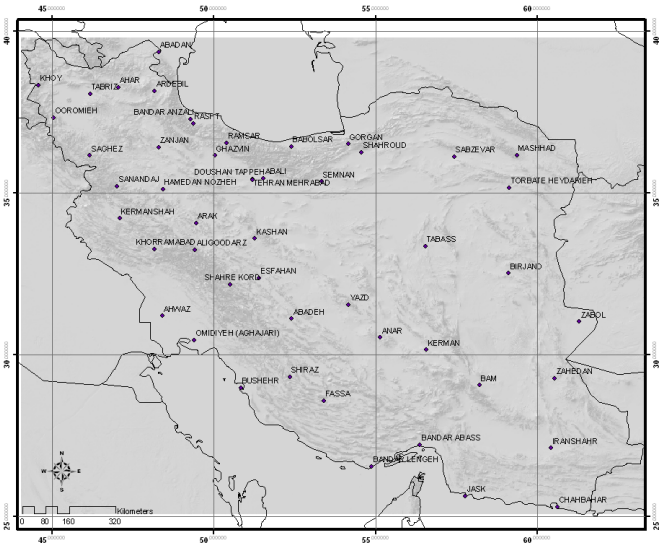


Figure 3 : Spatial distribution of the stations

In this study, variation in temperature and precipitation during the periods were determined. And also general trends were analysed by using Mann-Kendall rank correlation coefficient for the PDSI time series.

2.1. The PDSI Method

The PDSI is based upon a set of empirical relationships derived by Palmer (1965) to express regional moisture supply standardized in relation to local climatological norms. It has been used widely in the United States of America since its introduction in 1965.

The first quantity calculated for estimation of the PDSI-index is the moisture departure (Palmer, 1965; Alley, 1984, Tatli and Türkes, 2011).

$$d = P - \hat{P} \qquad (1)$$

where P is the total monthly precipitation, and $\hat{P}$ is the precipitation value 'climatologically appropriate for existing conditions' (Palmer, 1965). $\hat{P}$ represents the water balance equation defined as

For evapotranspration coefficient, α,

$$\alpha_j = \overline{ET} / \overline{PE} \qquad (2)$$

For recharge coefficient, β,

$$\beta_j = \overline{R}_j / \overline{PR}$$

For run-off coefficient, γ,

$$\gamma_j = \overline{RO} / \overline{PRO} = \overline{RO} / \overline{S'}$$

For potential loss coefficient, δ,

$$\delta_j = \overline{L} / \overline{PL}_j \text{ , } j = 1,2,...12,$$

$$d = P - (\alpha_j \cdot PE + \beta_j \cdot PR + \gamma_j \cdot PRO - \delta_j \cdot PL) \qquad (3)$$

where ET is the evapotranspiration, R is the soil water recharge, RO is the run off, and L is the water loss from the soil. The overbars signify that these are average values for the given month taken over some calibration period. $\hat{P}$ is a hydrological factor and needs be parameterized locally.
The Palmer moisture anomaly index (Z index) is then defined as

$$Z = Kd \qquad (4)$$

and the PDSI for month i is defined as

$$\mathrm{PDSI}_i = 0.897\mathrm{PDSI}_{i-1} + Z_i/3 \qquad (5)$$

K acts as a climate weighting factor and is applied to yield indices with comparable local significance in space and time. The resultant PDSI values are broken down into 11 categories, ranging from extremely dry to extremely wet. These are listed in Table 2. As implied in the above description, the PDSI is usually calculated over a monthly period. However, there is nothing to prevent calculations across other time periods, e.g. weekly or bi-mothly.

The principal advantage of the PDSI is its 'standardized' nature, which facilitates the quantitative comparison of drought incidence at different locations and different times. However, the empirical relationships used to define the index (in particular K, the climate weighting factor) were determined by observations taken from the stations. We employ all the available data to calibrate the climate weighting factors K. Temperature normals, needed to estimate the potential evapotranspiration, are taken for the period 1961–90.

Table 2. Drought classification by PDSI Value

4.00 or more	Extremely wet
3.00 to 3.99	Very wet
2.00 to 2.99	Moderately wet
1.00 to 1.99	Slightly wet
0.50 to 0.99	Incipient wet spell
0.49 to -0.49	Near normal
-0.50 to -0.99	Incipient dry spell
-1.00 to -1.99	Mild drought
-2.00 to -2.99	Moderate drought
-3.00 to -3.99	Severe drought
-4.00 or less	Extreme drought

2.2 The Mann-Kendall rank correlation test

The Mann-Kendall rank correlation test (Sneyers,1990) was chosen to detect any possible trend in the means of the series of annual and seasonal precipitation totals recorded at the stations of the IRIMO, respectively, during the period 1951-2005.

Mann-Kendall serial correlation method was used to identify the trends in precipitation and temperature (WMO 1966, Sneyers 1990). Using the ordered numbers for all y_i value $i>j$, we can find a number n_i denoting the number of y_{i-1} elements which can be found by calculating the number of sequences $y_i > y_{i-1}$. Test statistics value

$$t = \sum_{i=1}^{n} n_i$$

The distribution function of test statistics value is an asymptotic normal under the null hypothesis. Mean value of the distribution function *E(t)* and the variance *var(t)* can be calculated as follows:

$$E(t) = \frac{n(n-1)}{4} \qquad \text{var}(t) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{72}$$

If the test statistics value *u(t)*-calculated as

$$u(t) = \left[t - E(t)\right] \Big/ \sqrt{\text{var}(t)}$$

then according to two sided type of the null hypothesis is rejected for the greater value $|u(t)|$. If the calculated *u(t)* value is meaningful in the significance level 0,05 or 0,01 then depending on the *u(t)* either $u(t)>0$ or $u(t)<0$, increasing or decreasing trend can be accepted as statistically significant. Using the *u(t)* and the test statistics *u(t)* obtained by subsequent analysis of Mann-Kendall trend test, trends in annual and seasonal temperature/precipitation has shown graphically. If *u(t)* and *u'(t)* curves coincide, it means that there is no trend in the given sequence. However, if these curves diverge from each other then there is a significant trend. The divergence points of the curves denote the starting date of increasing or decreasing trend. This is called the sequential version of the Mann-Kendall test (Sneyers, 1990).

Normalized precipitation and temperature data were calculated by the equation:

$$z = (x - \bar{x})/\sigma$$

Where x denotes the total precipitation/temperature value in the given year (or season) for a station, denotes the average precipitation/ temperature value in the given year (or season) for a station, σ denotes annual (or seasonal) standard deviation value of precipitation/ temperature data. This correlation denotes the relation between the variables. Correlation coefficient is a value between ±1. If is close 1, then the parallelism between the variables accepted as perfect and in the same direction. If is close -1, then the parallelism between the variables accepted as perfect and in the opposite direction. If it is close 0, then there is a weak parallelism between the variables (Kabukçu, 1994).

$$r = \frac{\sum (x - \bar{x}).(y - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x - \bar{x})^2 . \sum (y - \bar{y})^2}}$$

To identify the significance level of correlation coefficients, the Student-t test was used. In this test, 0,05 and 0,01 was taken as significance level.

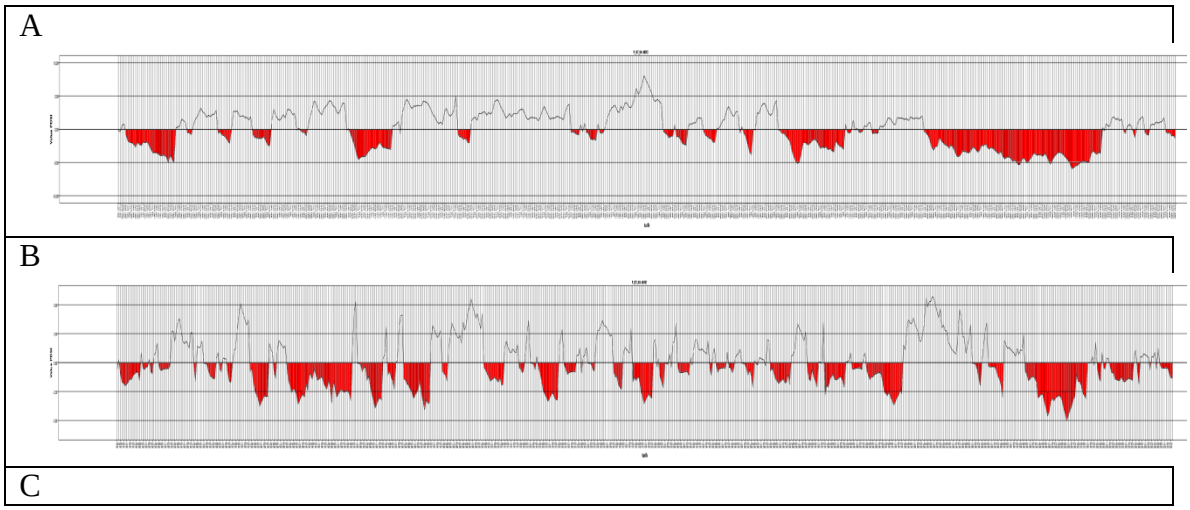
3. Results and Discussions

Iran is one of the 10 foremost sensitive countries to unexpected phenomena and natural disasters that experiences economical, humane, and environmental losses, annually.

Palmer Drought Severity Index is one of the important indices for evaluating drought intensities in Iran. (Nazemosadat et al., 2000).

The large amount of the annual total rainfall of the Iran occurs in the winter (37%). Winter season is followed respectively by spring (29%), autumn (27%) and summer (7%). Summer droughts in this region is the natural character of the climate.

Iran is frequently exposed to droughts and its impacts. The PDSI result for the 1951-2005 period reveals that 1960-62, 1970-71, 1989-91 and 1998-2004 are the periods severe and extreme droughts occurred extensively in Iran (Figure 4). The recurrence period of the extensive severe and extreme drought conditions in Iran are once in less than ten years.



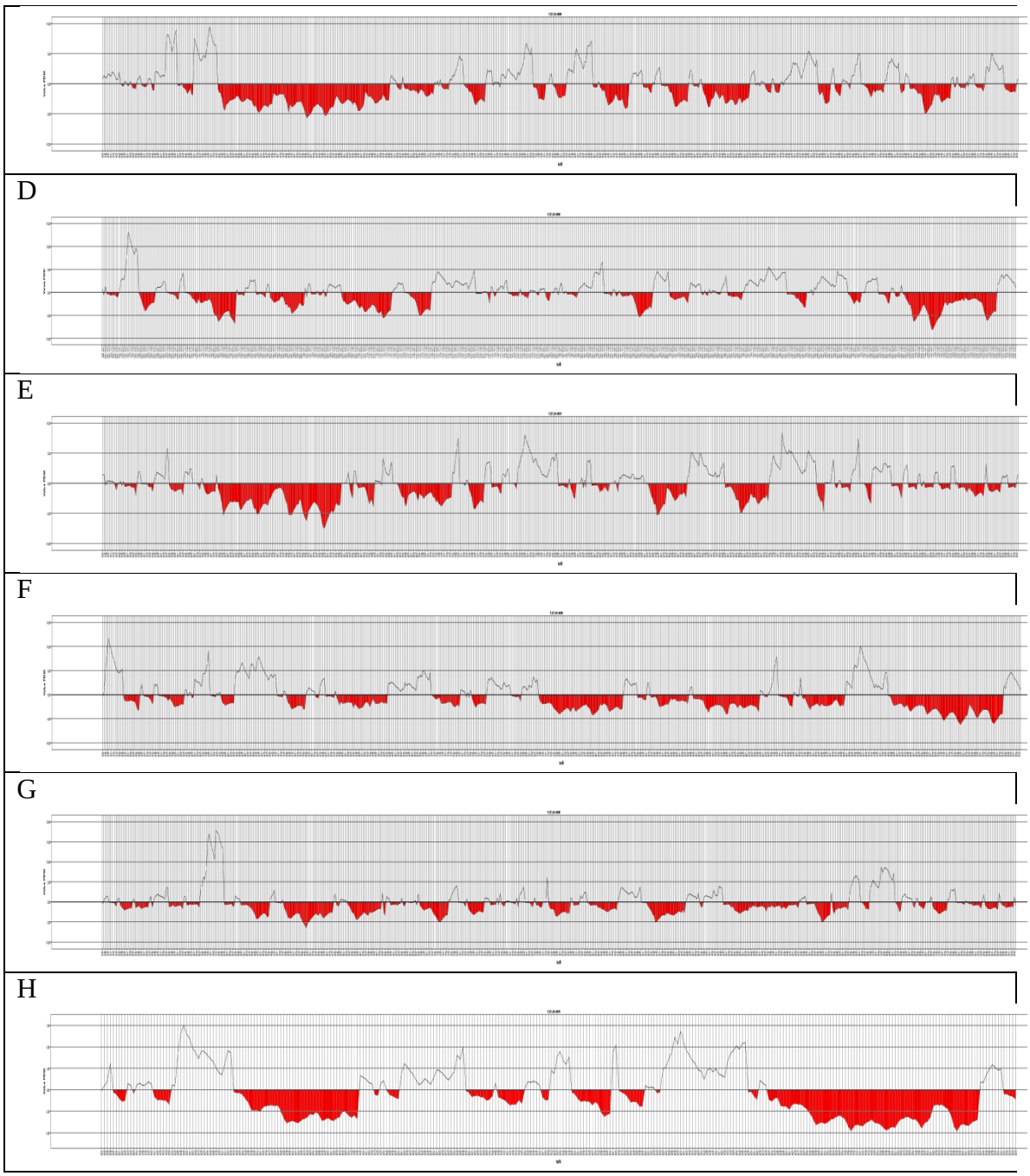


Figure 4: PDSI results of the some selected stations (Khoy, Mashhad, Esfahan, Abadan, Bam, Zahedan, Bushehr, Bandar Abass)

According to the PDSI trend analysis in the stations selected for this study, we noted that statistically significant decrease in precipitation and increase in temperature were observed in the northwestern parts of the country (Figure 5). This represents a trend towards to the drought conditions over the the south and southeast parts of Iran.

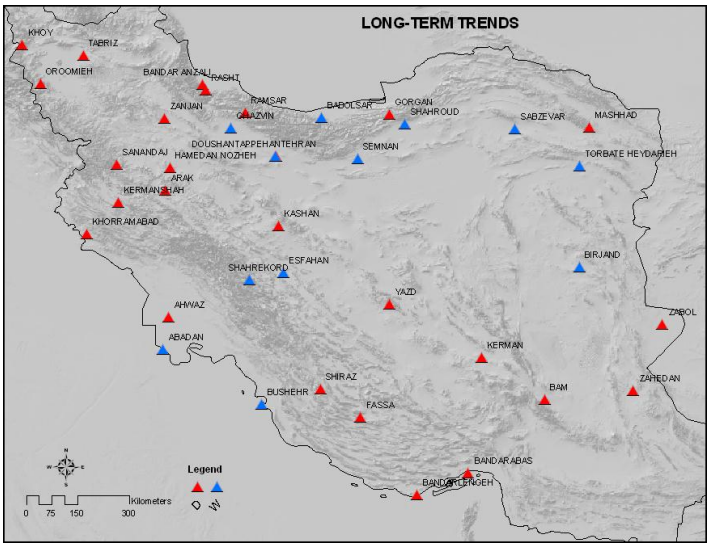


Figure 5 : Long term PDSI trends over

Time series analysis of seasonal precipitation in Iran for the period of 1951-2005 shows a remarkable decrease in all seasons. It shows a decrease by 28% during the winter season and a reduction of around 49% in the spring. In other words, the spring precipitation during the study period tends to decrease by almost half in Iran. Summer season represents around 24% reduction rate in precipitation. Among all seasons, the fall with 60% reduction in precipitation represented the maximum decrease. Since more than half of Iran's total annual rainfall occurs in spring and autumn season, these results underline the fact that Iran will be affected by drought consequences in future.

According to the results derived from Mann-Kendall trend analysis of the seasonal precipitation distribution in Iran; decreasing trend in precipitation starts in 1992 and continious with a rapid pace (Fig. 6).

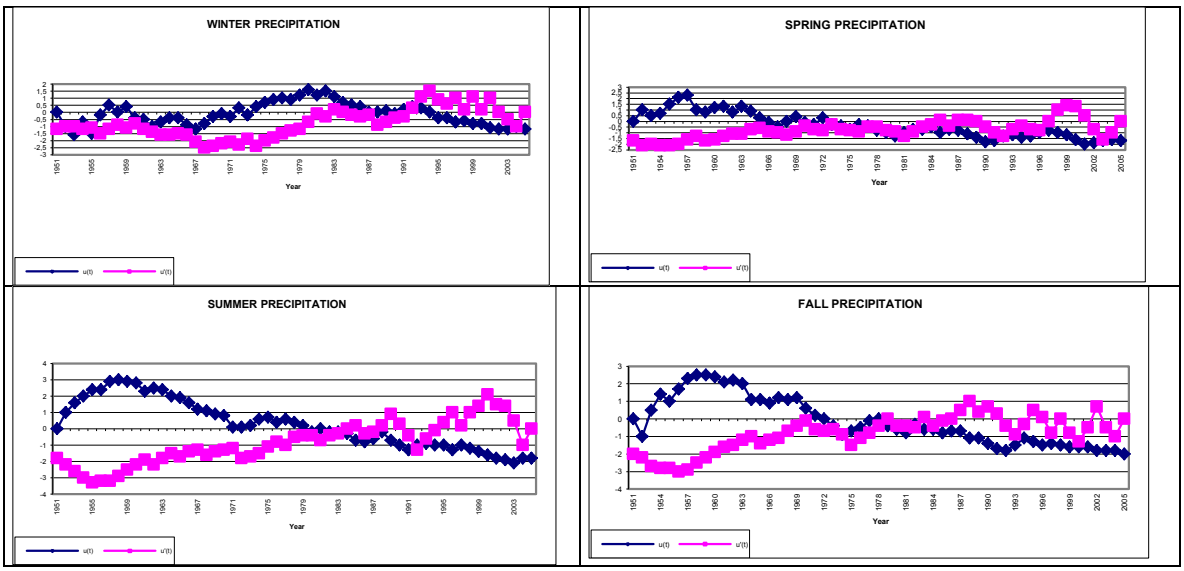


Figure 6 : Seasonal precipitation trend analyses

Time series analyses of the temperature data for all seasons for the period of 1951-2005 show an average decrease of 0.26 ^{o}C per year. While the highest increase in temperature occurs in winter (0.49°C), the least increase observed in summer (0.01°C).

In Iran, increase in seasonal temperature has started since 1993, and accelerated dramatically since 1997 (Fig. 7).

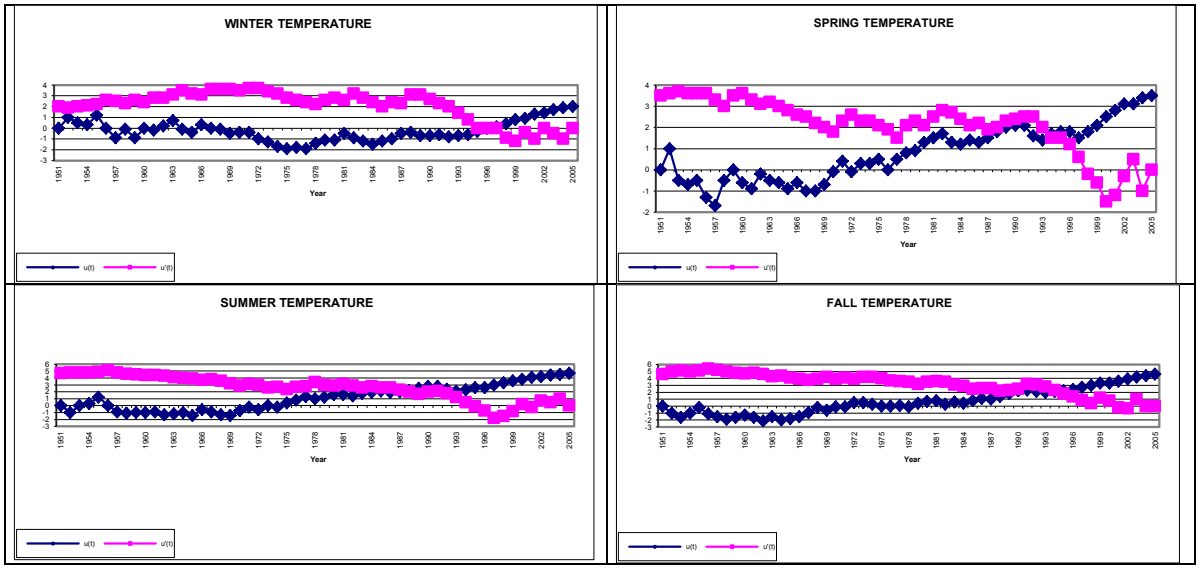


Figure 7 : Seasonal temperature trend analyses

Spatial distribution of rainfall data shows a statistically significant decrease trend observed in southeast and northwest of Iran. Reduction is quite low in the eastern regions is not statistically significant. This is partially due to dry climate and low precipitation of the eastern parts. In the northern, northeastern and southeastern regions there is a significant increase in temperature. A significant decrease in temperature observed in the western and eastern regions of Iran. In the central and northwestern regions of Iran there is an incrase but not statistically significant. It is obvious that these changes in precipitation and temperature have great importance in terms of drought. When we consider the combination of both precipitation and temperature; in the north of Iran they show a declining trend in both parameters (Figure 8). In the northwestern regions of Iran we observed a noticable decreasing trend in precipitation but conversely remarkable increasing trend in temperature in the same period. The same situation presents itself in Iran's southern and southeastern regions. There is a decrease in rainfall and temperature in the central regions.

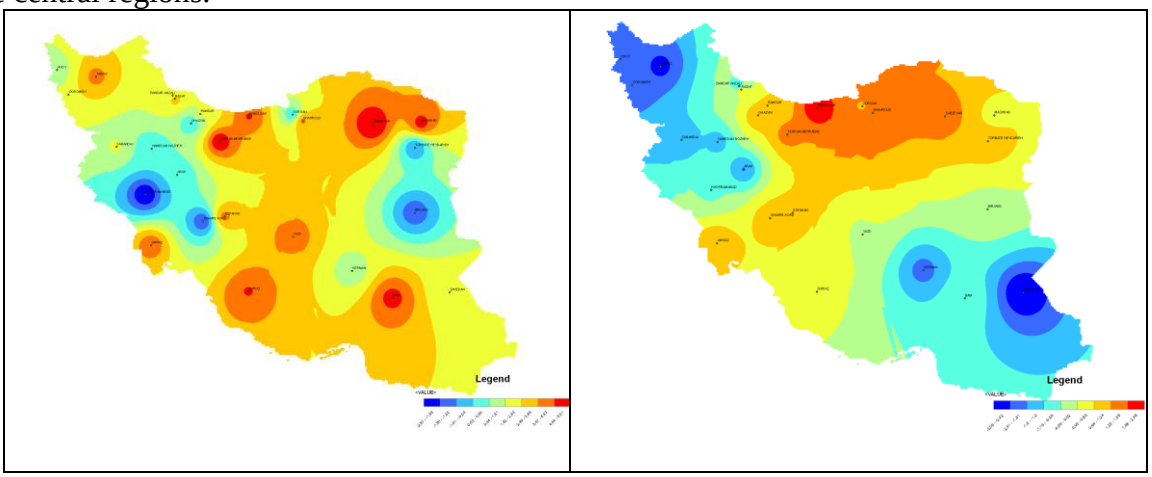


Figure 8: Spatial distribution of tempereture and precipitation trends, respectively

Conclusion:

İran is a drought prone country which is hit by this pehnomena at least once in a decade for the period of study in this paper. Although geogrpahical and topographical

specificaitons of the country provides four different climatic regimes, distribution of precipitation is not proportionaltely balanced all over the year. As a result, Iran received most of precipitation in winter, then followed respectively by spring and autumn. Noting that, precipitation in autumn and winter have significantly decreased, it exposes potential risk of recurrent droughts with more intense and durable impacts. On the other hand, temperature analysis revealed that temperature has increased mainly in winter seasons. All these findings translate into more evapotranspiration and less water surplus. In regional scale, these findings are in harmony with model outputs used by the IPCC AR4 which states that in the Middle East, the mean temperature is predicted to increase as well as the variability of rainfall. Climate models are showing divergent results when analysing changes in amount of rainfall, however even slight increases in temperature and small changes in precipitation will have major impacts on this highly water scarce region. The average temperature will, according to most models, increase between 1.2 and 3°C (Granit and Lönfgren, 2010). This will increase the evaporation rate and therefore decrease the portion of available water from rainfall and surface water which also affects the recharge of groundwater. An increase of 1°C is likely to increase agricultural water demand by 10 percent. The increase in temperature is expected to be larger during winter than during summer.

References

Alley, W.M., 1984. The Palmer drought severity index: limitations and assumptions. J. Clim. Appl. Meteorol. 23, 1100-1109.

Nazemosadat, M.J., Samani, N., Barry, D.A. and Niko, M. Molaii, Enso Forcing on Climate Change in Iran : Precipitation Analysis, Iranian Journal of Science & Technology, Transaction B, Engineering, Vol. 30, No. B4 Printed in The Islamic Republic of Iran, 2006

Noori, M. Ghazi,(1966), *Hydrology of Surface Water in Iran*, CENTO Symposium on Hydrology and Water Resources Development, pp. 199-211, Ankara, Turkey

Wilhite, D. A.: Drought as a natural hazard: Concepts and definitions, in Drought: A Global Assessment, edited by Wilhite, D. A., Routledge, 3–18, 2000.

Jakob Granit and Rebecca Löfgren **,** Water and Energy Linkages in the Middle East *Regional Collaboration Opportunities, Middle East Seminar Report World Water Week 2009 Edited by Jakob Granit and Rebecca Löfgren,* Stockholm, April 2010

Seraji, H.S., Haghighi, A.T., Keshtkaran,P., Methods of Facing With Drought in Fars Province, World Water Congress, 2008

Palmer, W. C.: Meteorological drought. Research Paper No. 45, U.S. Weather Bureau, Washington, D.C. 58 pp., 1965.

Sneyers R., 1990, On The Statistical Analysis of Series of Observations. WMO No: 415, Technical Note No: 143, Geneva.

WMO. 1966, Climatic Change. WMO No: 195, Technical Note No: 79, Geneva.

Kabukçu, A.M., 1994: Sağlık, Sosyal ve Fen Bilimlerinde Uygulamalı İstatistik, Konya.

M. J. Nazemosadat_ S. Amin , A. A. Kamgare-Haghighi D. Khalili, Workshop on Drought-Related Issues in Fars Province, Iran: Critical Points and Resolutions, National Drought Mitigation Center Drought Network News (1994-2001), University of Nebraska – Lincoln, *Vol. 12, No. 3, Fall 2000*

Tatli, H, Türkes, M. 2011. Empirical orthogonal function analysis of the Palmer drought indices. *Agricultural and Forest Meteorology*. DOI:10.1016/j.agrformet.2011.03.004.

ÇANAKKALE VE MUĞLA 2009 YILI ORMAN YANGINLARININ KEETCH-BYRAM KURAKLIK İNDİSİ İLE KLİMATOLOJİK VE METEOROLOJİK ANALİZİ

[1,2]Gökhan ALTAN, [3]*Murat TÜRKEŞ, [3]Hasan TATLI

[1]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale

[2]Altınyayla Lisesi Coğrafya Öğretmeni, Sivas. comu.gokhanaltan@gmail.com

[3]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale.

comu.murat.turkes@gmail.com, tatli@comu.edu.tr

Özet

Çalışmada, Çanakkale ve Muğla orman bölge müdürlüklerinde 2009 yılında oluşan orman yangınları, ABD'de çok sayıda eyalette orman yangınlarını izleme, öngörme ve önlemede kullanılan Keetch-Byram Kuraklık İndisi (KBDI) ile incelendi. Türkiye'de ilk ve bir başlangıç niteliğinde olan bu çalışmada, veri olarak Çanakkale ve Muğla meteoroloji istasyonlarına ilişkin günlük maksimum hava sıcaklığı (°C), günlük toplam yağış (mm) ve yıllık ortalama toplam yağış (mm) verileri ile tarla kapasiteleri (mm) kullanıldı. Çalışmanın sonuçları şöyle özetlenebilir:

(1) Çanakkale'de Haziran-Eylül, Muğla'da Mayıs-Ekim dönemleri KBDI'ın en yüksek (yangın riski en yüksek) olduğu dönemlerdir.

(2) Çanakkale ve Muğla'da, yılın sırasıyla Ocak-Haziran ve Ekim-Aralık dönemleri, orman yangınlarının çıkması için elverişli hava koşullarına sahip değildir.

(3) Çanakkale'de yılın hiçbir döneminde, KBDI 600-800 değerleri arasındaki "kesin yangın olur" düzeyine ulaşmamıştır. Muğla'da ise, 15.07.2009-12.09.2009 dönemi "kesin yangın olur" düzeyindedir.

(4) KBDI, Muğla'da Çanakkale'ye oranla daha fazla yangın yakalama yeteneğine sahiptir.

(5) Muğla'da 2009 yılında gerçekleşen 250 orman yangınının % 80'i, KBDI'nin 400 ve 800 değerleri arasında olduğu döneme karşılık gelir.

(6) Çanakkale'de 2009 yılında çıkan 27 yangının % 40.7'si yangın tehlikesi yok, düşük ve orta düzeyde; % 59.3'ü ise yangın tehlikesi yüksek ve çok yüksek düzeyleri ile kesin yangın olur düzeyinde toplanmıştır.

Anahtar Kelimeler: *İklim ve iklim değişikliği; Keetch-Byram Kuraklık İndisi; yangın klimatolojisi ve meteorolojisi; orman yangını; Çanakkale ve Muğla Orman Bölge Müdürlükleri.*

CLIMATOLOGICAL AND METEOROLOGICAL ANALYSIS OF FOREST FIRES FOR THE YEAR OF 2009 IN ÇANAKKALE AND MUĞLA WITH THE KEETCH-BYRAM DROUGHT INDEX

Abstract

In the study, forest fires occurred in the year of 2009 in Çanakkale and Muğla regional forest services were investigated with the Keetch-Byram Drought Index (KBDI) that are used for the forest fires watching, forecasting and mitigation in most states of the USA. This is the first and preliminary study realized in Turkey. The study used the data of daily maximum air temperature (°C), daily total precipitation (mm) and annual average total precipitation amounts (mm) along with the field capacity (mm) of Çanakkale and Muğla meteorological stations. Results of the study can be summarized as follows:

(1) The KBDI values are the highest (i.e. the highest fire risk exists) in the periods of June to September at Çanakkale and of May to October at Muğla.

(2) The periods from January to June and from October to December do not have the convenient weather conditions for the occurrence of forest fires at Çanakkale and Muğla, respectively.

(3) The KBDI has not reached the level of "fire is definite" that found between the values of 600 and 800 in any periods of the year 2009 at Çanakkale, whereas the period of 15.07.2009 to 12.09.2009 was at the level of "fire is definite" at Muğla.

(4) The KBDI has the capability to catch more fires at Muğla than those at Çanakkale.

(5) The 80% of 250 forest fires occurred at Muğla in 2009 corresponds to the period of the KBDI that existed between the values of 400 and 800.

(6) The 40.7% of 27 forest fires occurred at Çanakkale in 2009 are at the levels of no probability of fire, low and moderate probability of fire, while the 59.3% are of high and very high probability levels of fire and the level of definite fire occurrence.

Key Words: *Climate and climate change; Keetch-Byram Drought Index; fire climatology and meteorology; forest fire; Çanakkale and Muğla Regional Forest Services*.

1. GİRİŞ

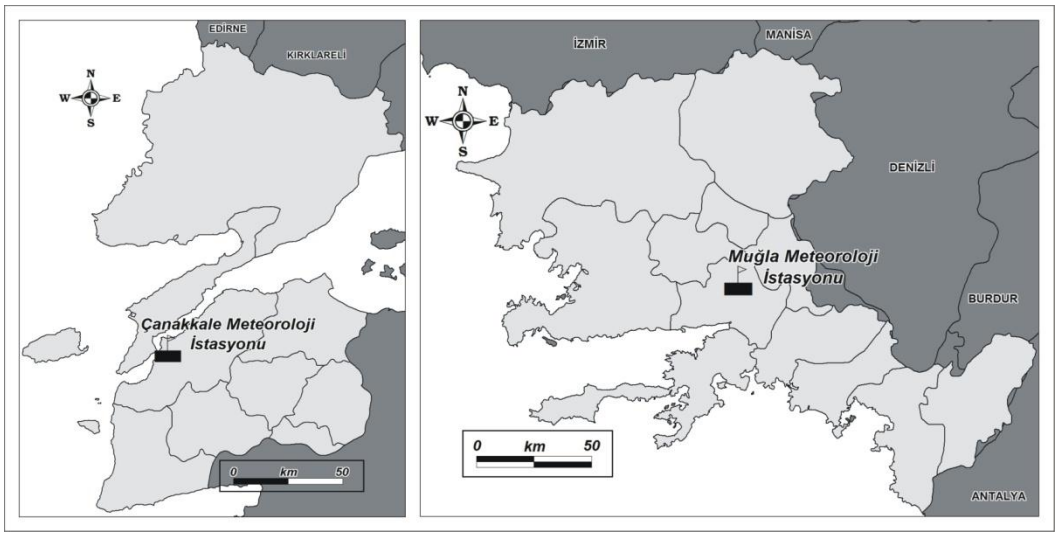
Dünyanın birçok ülkesinde ve Türkiye'de, orman varlığını tehdit eden etmenlerin başında orman yangınları gelir. Orman yangınları, her yıl dünyanın çeşitli flora bölgelerinde ve ormanlık alanları üzerinde etkili olmakta, katrilyonlara ulaşan yangınla savaşım harcamasına, can, mal ve rekreasyonel değer kayıplarına neden olmaktadır. Türkiye, büyük bir bölümü, özellikle batı ve güney bölgeleri, yazları (çok) sıcak ve kurak, kışları ılık ve yağışlı büyük Akdeniz iklim kuşağında yer aldığı için, her yıl önemli düzeyde orman yangınları ile karşı karşıya kalmaktadır (Erkan, 2006).

Orman yangınlarının nasıl bir gidiş izleyeceği ve gelişeceğini belirleyen yangın davranış biçimlerini etkileyen üç ana etmen bulunur. Bunlar, yanıcı madde, hava koşulları ve topografyadır. Bu etmenler yangın yöneticilerince iyi bilinirse yangınla mücadele o ölçüde daha kolay gerçekleşir. Bu etmenlerden hava koşulları, sıcaklık, rüzgar, bağıl nem ve yağış özelliklerine bağlı olup, bölgelere göre çeşitlilik gösterir (Akkaş vd. 2008).

Günümüzde insan kaynaklı iklim değişikliğinin (kuvvetlenen sera etkisine bağlı küresel iklim değişikliğinin) Türkiye'deki en önemli sonuçları arasında, hava sıcaklıklarının artması, şiddetli ve geniş alanlı kuraklık olaylarının sıklıklarının artması ile orman yangınlarının şiddetinde, süresinde ve etki alanında ortaya çıkabilecek olan artışlar sıralanabilir (Türkeş, 2007, 2008, 2010b). Orman yangınlarındaki artışların belirtileri, daha şimdiden subtropikal iklim kuşağının birçok bölgesinde, Akdeniz havzasına batı ve kuzeyden komşu ülkelerde ve Türkiye'de yaşanmaktadır. Büyük Akdeniz ikliminin doğal bir sonucu olarak, Karadeniz Bölgesi ve Kuzeydoğu Anadolu Bölümü dışında, Türkiye'nin geniş bir alanında sıcak ve kurak bir yaz mevsimi egemendir (Türkeş, 1990, 1999, 2007, 2010c). 1970'lerin başından beri yağışlarda gözlenen azalma eğilimleri de dikkate alındığında (örn. Türkeş, 1996a, 1996b, 1996c, 1998, 1999; Türkeş ve Tatlı, 2009, 2010c; Türkeş vd., 2009a, 2009b), Türkiye'de her zaman var olan orman yangını olasılığı ve riski (Türkeş, 2007, 2010c), birçok bölgede çok sıcak ve kurak geçen 2007 ve 2008 yaz mevsimlerinde yaşandığı gibi, daha büyük bir sorun olarak karşımıza çıkabilecektir.

Büyük Akdeniz İklimi, sıcak ve kurak yaz mevsimleri ve ılık-yağışlı kış mevsimleriyle, Akdeniz havzasına komşu öteki ülkelerle birlikte Türkiye'nin batı ve güney bölgelerinde

etkili olur. Binlerce yıldan beri güneyde yarıkurak kuzeyde yarınemli iklim özellikleri ile etkili olan bu iklim koşulları bölgedeki arazi degradasyonu ve çölleşmeyi kuvvetlendiren olumsuz doğal değişkenlerin başında gelir. Çölleşme ile ilişkili olan başka bir özellik ise Akdeniz havzasında yaygın olan orman yangınlarıdır. Orman ve çalılık gibi kolay tutuşabilen bitki örtüsünün varlığı, yangınların yayılmasını kolaylaştıran yaz kuraklıkları ile kuvvetli rüzgarlar (poyraz ve lodos) vb. etmenler yangınların özellikle yaz aylarında Türkiye'nin büyük bir bölümünde etkili olmasına neden olur (Türkeş, 2007). Türkiye'nin de içerisinde yer aldığı Akdeniz Havzası'nda Fethiye-Antalya-Anamur kıyılarından Mısır'ın Akdeniz kıyılarına kadar uzanan çok geniş bir alanda kaydedilen en sıcak ve kuru hava koşulları ile özellikle fön rüzgarlarının etkili olduğu günlerde meydana gelen orman yangınlarıyla savaşım (denetleme, söndürme faaliyetleri vb.) daha zor olduğundan orman yangınlarının şiddeti ve etkisi de artış gösterir. Antalya yöresinde 1 – 5 Ağustos 2008 günlerinde etkili olan orman yangını da fön rüzgarlarının yangını destekleyici olması nedeniyle çok zor denetim altına alınabilmiştir (Türkeş, 2010c).



Şekil 1: Çanakkale ve Muğla orman bölge müdürlükleri ile meteoroloji istasyonlarının lokasyon haritası

İzmir, Muğla, Antalya ve Çanakkale Türkiye'de yangına en hassas 4 ili temsil eder. Çanakkale'nin yangına hassas olmasının nedenleri, yılda 200 günü rüzgarlı geçmesi, kritik dönem olarak adlandırılan Haziran-Ekim döneminde yangının ilerlemesine önemli katkıda bulunan poyraz ve özellikle lodostan etkilenmesi ve Çanakkale'de 180,000 ha genç orman alanının varlığıdır (Şekil 1). 997,003 hektarlık alana sahip Çanakkale ilinin 536,964 hektarı ormanlık alandır. % 53.9 ormanlık alan oranına sahip olan ilin Türkiye ortalamasının (% 26) iki katı ormanlık alana sahip olması önemlidir (Karslıoğlu vd., 2004).

Muğla ise sahip olduğu 840,108 hektarlık orman alanıyla Türkiye'nin orman varlığı açısından önemli bir ili konumundadır. Toplam orman alanının yaklaşık 700,000 hektarını kızılçam (*Pinus brutia*) ormanları oluşturur (OGM, 2006). Kızılçam ormanlarının daha kuru ve reçineli olmasına bağlı olarak yangın potansiyelinin fazla olması Muğla ormanlarının yangından etkilenebilirliğini (vulnerability) ya da zarar görebilirliğini arttırmaktadır. Ayrıca, Muğla ormanları Çanakkale'de olduğu gibi hem kuzeyli hem de güneyli rüzgarların etkisine açık olduğu için, Türkiye'deki yangına açık hassas bölgeler arasında yer almıştır (Şekil 1).

Çalışmanın amacı, çoğunlukla ABD'de pek çok eyaletteki orman kuruluşunda, örneğin U.S.D.A. Forest Service tarafından doğrudan orman yangınlarının tahmini ve önlenmesinde kullanılan Keetch–Byram Kuraklık İndisi'nin Türkiye'de ilk kez bir araştırmada kullanılmasıdır. Böylece, orman yangınları açısından yüksek bir potansiyele sahip olan Türkiye'de, orman yangınlarıyla savaşım ve yangın yönetimi kapsamında önleme ve erken müdahale etkinlik ve planlamalarında benzeri daha önce yapılmamış olan bu çalışma gelecekte bu alanda yapılacak çalışmalar için de yol gösterici olacaktır.

2. VERİ VE YÖNTEM

2.1 Veri

Çalışmada kullanılan günlük yangın verileri, Çanakkale ve Muğla orman bölge müdürlüklerinin günlük yangın kayıtlarından elde edildi. Çalışmada kullanılan meteorolojik veriler ise, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün Çanakkale ve Muğla meteoroloji istasyonlarına ait günlük maksimum sıcaklık ve günlük toplam yağış verileri ile uzun süreli ortalama yağış kayıtlarından elde edildi (Şekil 1). Ayrıca, uygulanan kuraklık indisinin kullandığı veri özelliğine bağlı olarak istasyonlara ait tarla kapasitelerinde (topraktaki su varlığı) Türkeş vd. (2009a)'nin hesaplamalarından ve veri tabanından yararlanıldı.

Günümüzde Türkiye'de ormanlarda ve dağlık alanlarda meteorolojik gözlemler yapılmadığı için, bu alanların klimatolojik ve meteorolojik özelliklerini olması gerektiği düzeyde yansıtacak verilerin bulunmaması önemli bir eksikliktir. Bu durum, çalışma için seçilen Çanakkale ve Muğla orman alanları için de geçerlidir. Bu yüzden, bu çalışmada bir zorunluluk olarak, doğrudan çalışma alanlarında varolan meteoroloji istasyonlarının verilerinden ve bu istasyonların bulunduğu illerin tarla kapasitelerinden yararlanıldı.

2.2 Yöntem

2.2.1 Keetch – Byram Kuraklık İndisi (*Keetch – Byram Drought Index*)

Keetch – Byram Kuraklık İndisi (KBDI), Amerika Tarım Bakanlığı'na bağlı Orman Servisi'nin toprak nemi ve diğer koşullara bağlı meteorolojik kuraklık olasılığını tahmin etmek için John J. Keetch ve George M. Byram tarafından 1968 yılında geliştirilen bir kuraklık indisidir.

İndisin en önemli özelliği, kuraklık ve orman yangınları arasında bağlantı kurması ve orman yangınlarının izlenmesine ve tahmin edilmesine yönelik olmasıdır. KBDI, toprak nem içeriği, maksimum hava sıcaklığı, potansiyel evapotranspirasyon ve yağış değerlerini kullanarak orman yangınları için riskli günleri belirlemede kullanılır (Keetch ve Byram, 1968; Goodrick, 2003).

İndis havanın yağışlı ya da yağışsız olmasına bağlı olarak aşağıdaki şekilde hesaplanır:
Eğer yağış (P) yoksa ve maksimum sıcaklık (T_{mak}) 6.78 °C'den küçükse, yani $P = 0$ ve $T_{mak} < 6.78$ °C

$$I(t) = I(t-1) \quad (1)$$

Burada I(t), t anında KBDI'yi temsil. Etmektedir. Eğer yağış yok ve maksimum sıcaklık 6.78 °C'den büyükse ($P = 0$, $T_{mak} > 6.78$ °C),

$$I(t) = I(t-1) + kf(t) \quad (2)$$

Eğer yağış var ve 24 saatlik yağış toplamı 0.51 cm'den az ise ($P \neq 0$, $P_{24} < 0.51$ cm),

$$I(t) = I(t-1) + kf(t) \quad (3)$$

Eğer yağış var ve 24 saatlik yağış 0.51 cm'den fazla ise ($P \neq 0$, $P_{24} > 0.51$ cm),

$$I(t) = \left[I(t-1) - 39.37 \cdot P_{24}\right] + kf(t) \quad (4)$$

Yukarıda verilen denklemler sonucu kuraklık etmeni de aşağıdaki denklemle hesaplanır:

$$kf(t) = \frac{\left[800 - I(t-1)\right] \cdot \left[(0.968 \cdot \exp(0.0875 \cdot T_{mak}) + 1.5552) - 8.3\right]}{1000 \cdot \left[1 + 10.88 \cdot \exp(-0.0174 \cdot \overline{P_{yil}}\right]} \quad (5)$$

Denklemlerde; P, kuraklık etmeni hesaplanacak günün yağış tutarını (cm); T_{mak}, günlük maksimum sıcaklığı (°C); P_{24}, son 24 saatteki toplam yağışı (cm); $\overline{P}_{yil}$, yıllık ortalama yağış tutarını (cm); $kf(t)$, t zamanındaki kuraklık etmenini gösterir (Keetch ve Byram, 1968; Dolling vd., 2005).

Bu varsayımlar ve yukarıda verilen denklemler sonucunda hesaplanan kuraklık indis değeri, Tablo 1'de verilen bir değere karşılık gelir ve ilgili günün kuraklık indis değerine göre orman yangını çıkma olasılığı belirlenmiş olur (Keetch ve Byram, 1968).

Tablo 1: Keetch-Byram kuraklık indis değerine göre yangın tehlike olasılıkları (Keetch ve Byram, 1968).

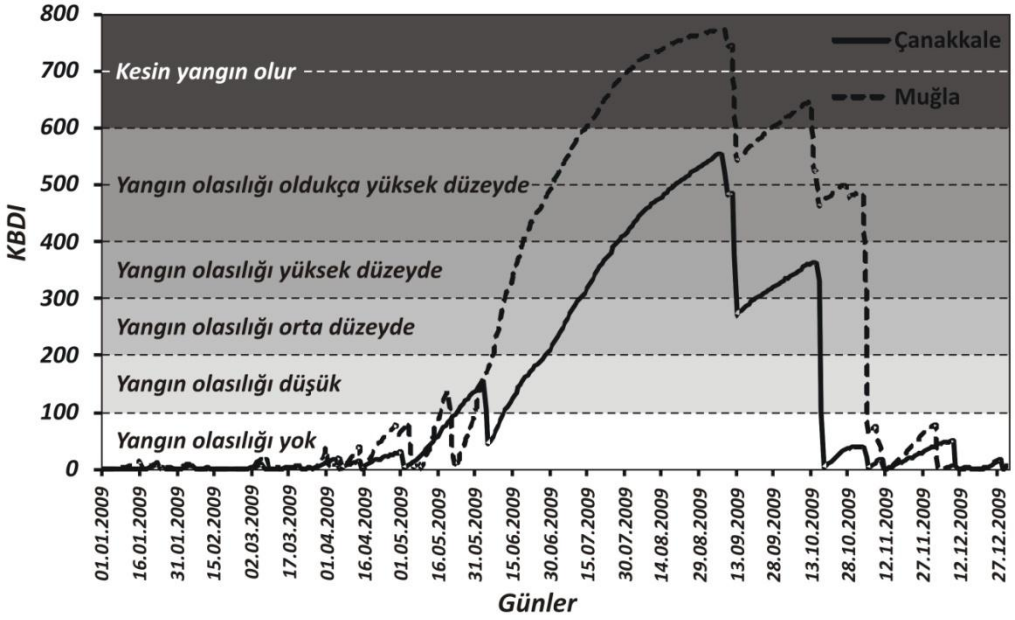
Sınıf	İndis değeri	Yangın çıkma olasılığı
0	0 – 99	*Yangın olasılığı yok*
1	100 – 199	*Yangın olasılığı düşük*
2	200 – 299	*Yangın olasılığı orta düzeyde*
3	300 – 399	*Yangın olasılığı yüksek düzeyde*
4	400 – 499	*Yangın olasılığı oldukça yüksek düzeyde*
5	500 – 599	
6	600 – 699	*Kesin yangın olur*
7	700 – 800	

3. BULGULAR

3.1 2009 Yılı Keetch-Byram Kuraklık İndisi Değerlendirmesi

Çalışmada, Çanakkale ve Muğla meteoroloji istasyonlarının 01.01.2009 ve 31.12.2009 tarihleri arasındaki günlük maksimum sıcaklık, günlük toplam yağış, istasyonların yıllık ortalama yağış verileri ve tarla kapasiteleri kullanılarak Keetch-Byram kuraklık indis değerleri hesaplandı (Şekil 2).

Çanakkale meteoroloji istasyonunun 2009 yılı için hesaplanan kuraklık indisine göre, yılın ilk 6 aylık döneminde (01.01.2009 – 28.06.2009), kuraklık indisi 0–200 arasında olduğu için Çanakkale'de "*yangın olasılığı yok* ya da *yangın olasılığı düşük"*tür. Bu dönemde Çanakkale'deki 5 orman yangınında toplam 1.05 hektar alan yanmıştır. Ancak bu durum tamamiyle insan kaynaklı yangınlardan oluşup, yangınların yayılması mümkün olmamıştır.



Şekil 2: Çanakkale ve Muğla meteoroloji istasyonlarının 2009 yılı Keetch-Byram Kuraklık İndis değerleri.

Kuraklık indisi Haziran ayınının sonundan (29.06.2009 gününden) en yüksek değere ulaştığı Eylül başına (07.09.2009 gününe) kadar sürekli artarak 555 kuraklık değerini buldu. 29.06.2009-07.09.2009 günleri arasında KBDI değerinin yükseldiği dönemde, Çanakkale'de 20 yangın oluştu. Bu dönemden sonra hem yağışlardaki artışlar hem de maksimum sıcaklıklardaki azalmalara bağlı olarak kuraklık değerleri Eylül'ün ikinci haftasından (08.09.2009 tarihinden) itibaren düşmeye başladı. Eylül'de 08.09.2009–13.09.2009 tarihleri arasındaki 6 günlük sürede görülen hızlı bir düşüşten sonra, 14.09.2009–15.10.2009 arasındaki 1 aylık dönemde kuraklık indisi tekrar 400'lü değerlere yaklaştı. Bu 1 aylık dönemde kuraklık indis değerindeki artışın temel nedeni, bu dönem içerisindeki toplam yağışın ancak 2.6 mm kadar olmasıdır. 08.09.2009 tarihinden yılın sonuna kadar olan dönemde ise, Eylül'e karşın ancak 3 orman yangını oluştu. Sonrasındaysa kuraklık indis değeri tekrar ani bir düşüşle 100'lü değerlerin altına geriledi. Bu ani düşüşte 16.10.2009 ve 17.10.2009 tarihlerinde kaydedilen toplam 58.9 mm'lik yağışın etkili olduğu söylenebilir. 18.10.2009 tarihinden başlayarak kuraklık indisi yılın son gününe kadar 50'li değerlerin bile altında kaldı (Şekil 2).

Çanakkale meteoroloji istasyonu verilerine göre hesaplanan KBDI değerleri Çanakkale için 2009 yılının hiçbir döneminde 600'ün üzerindeki "*kesin yangın olur*" seviyesine ulaşmadı. 2009 yılının bazı dönemlerinde ise, Çanakkale için yangın gerçekleşme olasılığı genellikle *orta*, *yüksek* ve *oldukça yüksek* değerler arasında değişir. Çanakkale meteoroloji istasyonu için hesaplanan kuraklık indisinde 2009 yılı içerisindeki en yüksek kuraklık değerine (KBDI = 522) sahip olan 7 Eylül 2009 günü Çanakkale meteoroloji istasyonunda ölçülen toplam yağış 0 mm ve maksimum sıcaklık değeri 17.9 °C'dir. Bu ölçülen değerlerin bu kadar yüksek bir kuraklık indis değerini oluşturması olası görünmese de, burada belirleyici etken bir önceki günün kuraklık etmenidir. 6 Eylül 2009 günü yağış yok ve maksimum sıcaklık 30.5 °C'dir. Buna bağlı olarak, bu değerler bir sonraki günün kuraklık indis değerini etkileyerek 7 Eylül 2009 günündeki kuraklık indis değerinin daha büyük olmasında etkili olmuş olmalıdır.

Muğla istasyonu 2009 yılı verilerinden hesaplanan KBDI değerleri Ocak–Haziran (01.01.2009–06.06.2009) ayları arasında 200 değerinin altında kaldığından yılın ilk 5 aylık döneminde *yangın olasılığı yok* ya da *yangın olasılığının düşük* olduğu döneme karşılık gelir. Bu dönemde Muğla'da 26 orman yangını oluşmuştur. *Yangın olasılığının orta düzeyde* olduğu 200–300 arasındaki kuraklık indis değeri Muğla meteoroloji istasyonunda yalnızca 7 Haziran 2009–11 Haziran 2009 tarihleri arasındaki 5 günde görülür. Burada, Çanakkale'ye göre Muğla'da 300 indis değerine 5 gün içerisinde ulaşıldığı ve bu dönemde ancak 5 yangının oluştuğu gözlenir. Muğla istasyonu verilerine göre hesaplanan kuraklık indis değerinin 300'ün üzerine çıktığı 12 Haziran 2009 gününden sonra, koşulların *yangın olasılığının yüksek düzeye* ulaştığı belirlendi. 20 Haziran 2009 gününe kadar süren yüksek düzeydeki yangın olasılığı bu tarihten sonra 400 kuraklık indis değerine çıkarak *oldukça yüksek düzeyde yangın olasılığı* konumuna ulaştı. 12–20 Haziran 2009 arasındaki yüksek dönemde 13 yangının oluştuğu görülür. Kuraklık indis değerinin 400–600 arasında olduğu ve 20.06.2009–14.07.2009 tarihleri arasındaki 25 günlük sürede yangın olasılığının oldukça yüksek olmasında, bu dönem boyunca yağış görülmemesi ve maksimum sıcaklıkların genellikle 30 °C dolayında seyretmesi etkili olmuştur. Ayrıca, bu dönemde çıkan 32 orman yangını da kuraklık indisinin neden yüksek olduğunu kanıtlar.

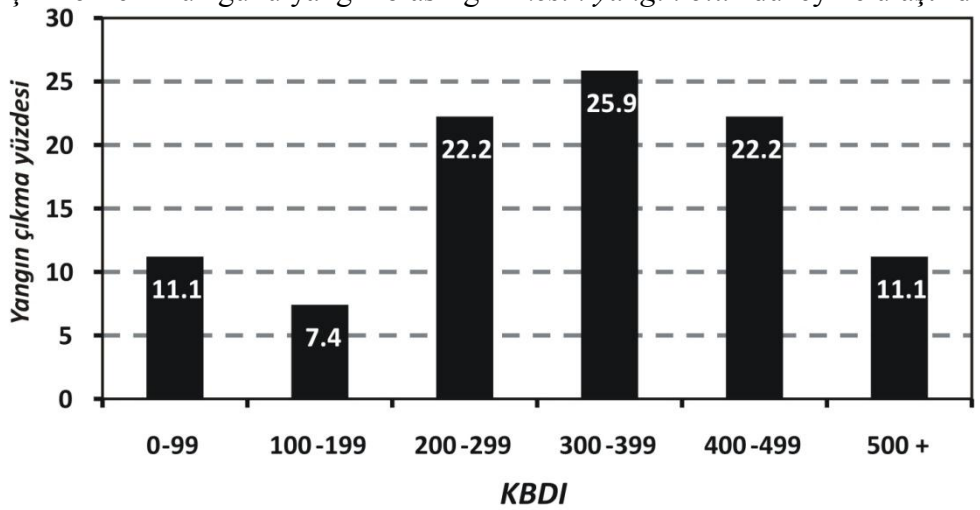
15 Temmuz 2009 gününden başlayarak kuraklık indis değeri 600 ve üzerine yükseldi. 12 Eylül 2009 gününe kadar etkili olan bu devrede yangın olasılığı da *kesin yangın olur* düzeyine ulaştı. Bu koşullar altında Muğla'da 103 orman yangını oluştu. Muğla meteoroloji istasyonu bu noktada da Çanakkale istasyonundan ayrılır. Gerçekte, Çanakkale istasyonu verilerine göre hesaplanan KBDI değerleri hiçbir dönemde 600 kuraklık indis değerinin üzerine çıkmadı ve yangın olasılığı da hiçbir dönemde *kesin yangın olur düzeyine* erişmedi. Bu durum üzerinde Muğla'nın coğrafi olarak daha güney enlemde yer alması ve Çanakkale'ye oranla daha sıcak ve kurak iklim koşullarına sahip olması etkili olmuştur.

12 ve 13 Eylül 2009 günlerinde gerçekleşen toplam 34.0 mm'lik yağışlar kuraklık indis değerinde düşüşe neden olarak, yangın olasılığını bir alt seviyeye indirmiştir. 15 gün süren bu devreden sonra 28 Eylül 2009 gününden 13 Ekim 2009 gününe kadar kuraklık indis değeri tekrar 600'ün üzerine çıktı ve yangın olasılığını da *kesin yangın olur seviyesine* ulaştırdı. Bu kadar yüksek indis değerleri bu dönemde de 20 orman yangınının ortaya çıkmasında etkili olmuştur. Sonbahar yağışlarının etkili olduğu Ekim ayının ortalarına doğru kuraklık indis değerlerinde belirgin bir düşüş oluştu. Kasım ayının başlarında ise kuraklık indis değerinin 100'ün altına düşerek yılın son günlerine kadar ve izleyen yılın Haziran ayına kadar yangın olasılığının olmadığı döneme karşılık geldiğini söylemek olasıdır.

Muğla istasyonu için 20.06.2009–03.11.2009 tarihleri arasındaki 137 günlük (4.5 ay) dönemde, *yangın olasılığı oldukça yüksek düzeyde* ve *kesin yangın olur* seviyelerinde olduğu görülür. Muğla için özellikle bu dönem orman yangınları açısından kritik dönem olarak göz önünde bulundurulmalıdır. Muğla'da yangınların yoğun olduğu bu dönemin Çanakkale ile karşılaştırıldığında oldukça uzun olduğu görülür. Bu dönemin aynı zamanda 2009 yılındaki 250 orman yangının 200'ünün oluştuğu bir döneme karşılık geldiğini söylemek mümkündür.

Muğla meteoroloji istasyonu için hesaplanan KBDI değerinin 774 ile en yüksek olduğu gün 8 Eylül 2009'dur. Bu tarih aynı zamanda 2009 yılı içerisindeki yangın sayısının günlere dağılışı bakımından da 15 yangınla en fazla yangın olan güne karşılık gelir. 8

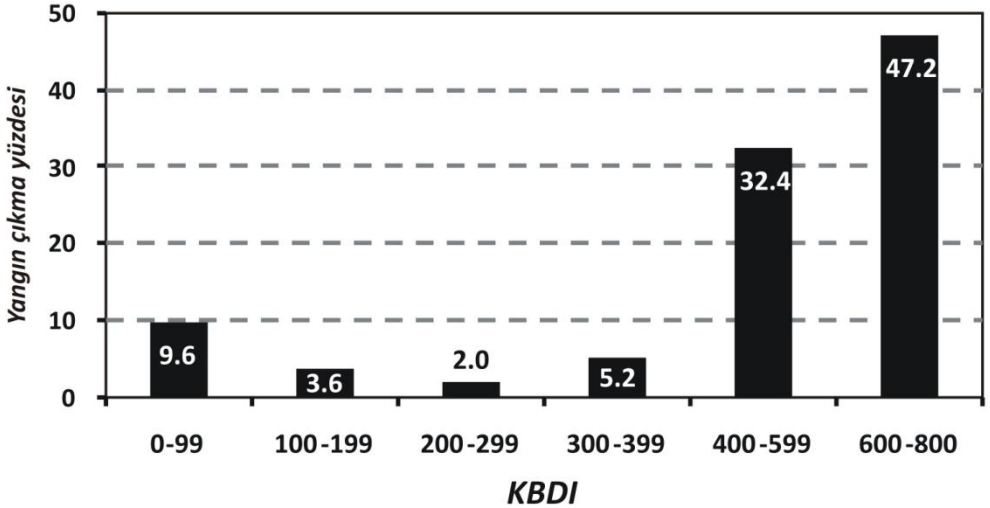
Eylül günü Muğla istasyonunda yağış 0 mm ve maksimum sıcaklık değeri 27.5 °C olarak ölçülmüştür. Muğla meteoroloji istasyonunda 2009 yılında en yüksek sıcaklık değeri 40 °C ile 26 Temmuz 2009 günü ölçülmüştür. En yüksek maksimum sıcaklık değerine sahip olan bu günde yağış 0 mm ve kuraklık indis değeri 674'tür. Bu kuraklık indis değeri Muğla için 26 Temmuz günü yangın olasılığını *kesin yangın olur* düzeyine ulaştırdı.



Şekil 3: Çanakkale meteoroloji istasyonu verileri kullanılarak hesaplanan KBDI değerlerine göre 2009 yılının yangın çıkma olasılıkları (%).

3.2 2009 yılı Keetch-Byram Kuraklık İndisi'nin Yangın Yakalama Oranlarının Değerlendirilmesi

Bu sonuçlara göre, Çanakkale ve Muğla için KBDI'ın orman yangınlarını yakalama olasılıkları (%) Şekil 3 ve 4'te verildi. Buna göre, Çanakkale'de 2009 yılında çıkan 27 orman yangınının % 11'i yangın riskinin en düşük olduğu 0–99 *yangın olasılığı yok* seviyesinde oluştu. Bu yangınların nedeni yıldırım ve ihmal kaynaklıdır. Çanakkale'deki orman yangınlarının % 7'si 100–199 seviyesindeki *yangın olasılığının düşük* olduğu döneme karşılık gelir. Bu dönemde oluşan 2 yangının nedeni de ihmaldir. *Yangın olasılığının orta seviye*de olduğu 200–299 indis değeri arasındaki dönemde çıkan 6 yangın % 22'lik bir orana karşılık gelmekte ve bu yangınların 4'üne yıldırım, 2'sine ise ihmal neden olmuştur.



Şekil 4: Muğla meteoroloji istasyonu verileri kullanılarak hesaplanan KBDI değerlerine göre 2009 yılının yangın çıkma olasılıkları (%).

300–399 KBDI değerleri arasında % 26'lık oranla 7 orman yangınının çıktığı görülür. Bunlar da ihmalden kaynaklanan yangınları oluşturur. % 33'lük orana sahip olan ve 400–599 arasındaki *yangın olasılığı oldukça yüksek düzeyde* çıkan 9 orman yangınının nedenleri enerji nakil hatları ve ihmal olarak tespit edilmiştir (Şekil 3).

Muğla'da 2009 yılında oluşan 250 yangının 24'ü (yaklaşık % 10) 0–99 indis değeri içerisinde yani *yangın olasılığının olmadığı* dönemde gerçekleşmiştir. 100–399 indis değerleri arasındaki dönemde *yangın olasılıkları düşük, orta düzeyde* ve *yüksek düzeyde* seviyelerinde 27 yangın oluştu (% 10). 400–599 değerleri arasındaki dönemde *yangın olasılığı oldukça yüksek düzeyde*yken % 32'lik orana karşılık gelen 81 orman yangını çıkmıştır. 118 orman yangını ise, 600–800 *kesin yangın olur* döneminde görülmekte ve bu dönemdeki yangınlar % 47 ile en fazla orana sahip dönemi gösterir (Şekil 4).

KBDI, Çanakkale'ye oranla Muğla'da daha fazla yangını *yangın olasılığının oldukça yüksek* ve *kesin yangın olur* seviyelerindeki 400–800 değerleri arasında yakalamıştır. Bu iki grubun % 80'lik bir orana sahip olması da KBDI'ın Muğla için 2009 yılında daha uygun olduğunu gösterir. Bu durumun nedenleri, Muğla ve Çanakkale arasındaki yerel özelliklerin, özellikle yüksek sıcaklıkların büyüklüğü ve sayısının farklı olması ile istasyonların farklı enlemlerde bulunmaları (enlem etmeni) ile açıklanabilir.

4. SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Çanakkale meteoroloji istasyonu kuraklık indisi, 2009 yılı Haziran–Eylül döneminde sürekli artış göstererek 200'lü değerlerden 555'e ulaştı. Yağışların artması ve maksimum sıcaklıklardaki azalmalar kuraklık değerlerinin Eylül ayında düşmesine neden olurken Ekim ayından yıl sonuna kadar da hiçbir dönemde kuraklık indisi 100'ün üzerine çıkmadı.

Çanakkale istasyonu için yapılan KBDI ile 2009 yılında çıkan orman yangınlarının karşılaştırılması sonucunda; kuraklık indisinin düşük değerler gösterdiği *orman yangını olasılığının olmadığı* ya da *düşük olduğu* seviyelerde orman yangınları çıktığından, yalnız kuraklık indisi ile Çanakkale 2009 yılı orman yangınlarının tahmin edilmesinin yeterli olmadığı görülür. Bu durumun başlıca nedeni, meteorolojik koşulların yanı sıra, kasıtlı ya da kasıtsız çeşitli insan girişimlerinin ve etkinliklerinin orman yangınlarının çıkmasında ve orman yangınları ile savaşımda etkili olmasıdır.

Muğla meteoroloji istasyonunda ise, 2009 yılı KBDI değerlerine göre, Temmuzda kuraklık indisi 600'ün üzerine çıkar ve bu durum Eylüle kadar devam eder. Bu süreçte yangın olasılığı da *kesin yangın olur* seviyesindeyken aynı zamanda orman yangını açısından aktif olan döneme (103 orman yangını) karşılık gelir. Muğla'da hesaplanan en yüksek indis değeri 774 ile 8 Eylül 2009 gününe aittir. 8 Eylül günü 15 orman yangını meydana geldi.

Türkiye'de orman yangınlarıyla genellikle üç yolla savaşılır. Bunlar; önleme, söndürme ve rehabilitasyondur. Önleme, orman yangınının çıkmasına engel olmayı; Söndürme, erken uyarı ve orman yangınına etkili ve hızlı bir müdahaleyi; Rehabilitasyon ise, orman yangını olduktan sonra yanan alanların yeniden ağaçlandırılması çalışmalarını kapsar. Türkiye'de söndürme ve rehabilitasyon, orman yangınlarında en çok tercih edilen ve üzerinde durulan stratejilerdir. Önleme yolu ise çok fazla tercih edilmez (Kahveci, 2009). Bu çalışma ve benzer çalışmalar ile günlük yangın risk değerleri elde edilerek orman yangınlarını önleme yolu da daha etkin ve işlevsel bir şekilde kullanılabilir. Bu çerçevede, orman yangınlarını

izlemeye ve önlemeye yönelik bilimsel çalışmaların arttırılması ve Türkiye'nin farklı bölgelerindeki ormanlık alanlarla karşılaştırmalı çalışmaların yapılması gerekir.

Türkiye'de, yangına hassas bölgelerde yeterli sayıda yangın meteoroloji istasyonu olmaması orman yangınlarının önlenmesini olumsuz etkiler (Küçük ve Sağlam, 2004). Buna bağlı olarak da, orman alanlarındaki klimatolojik ve meteorolojik verilerin yetersiz olduğu ve ormanların iklim özelliklerini doğrudan yansıtacak verilere gereksinim duyulduğu görülür. Bu çalışmada, Çanakkale ve Muğla meteoroloji istasyonlarının verileri kullanılarak, bölge müdürlüklerinin ormanlık alanları için gerekli bilimsel ve teknik (istatistiksel, klimatolojik/meteorolojik, orman yangın yönetimi) değerlendirmeler yapıldı. Ancak hava ve iklim koşullarının ve özelliklerinin (örn. sıcaklık, yağış, rüzgar, nemlilik, vb.) çok kısa mesafelerde ve jeomorfolojik özelliklere bağlı olarak değiştiği göz önünde bulundurulduğunda, Türkiye'de dağlık alanların yanı sıra, orman alanlarını temsil eden doğrudan klimatoloıjik ve meteorolojik gözlemlerin çok yetersiz kaldığını söylemek yanlış olmayacaktır. Bu yüzden, Türkiye'de orman alanlarınının hava koşullarını ve iklim özelliklerini doğrudan ortaya koyacak meteoroloji ve klimatoloji istasyonlarının ivedilikle kurulması ve zamanla sayılarının arttırılması gerekmektedir. Kurulması önerilen bu istasyonların gözlemlerinin, bir GSM iletişim sistemi aracılığıyla anlık olarak orman bölge müdürlüklerinin kullanımına açılması durumundaysa, orman yangınlarının önlenmesine ve yangınla savaşım etkinliklerine önemli katkı sağlanmış olacaktır.

TEŞEKKÜR

Çalışmada Çanakkale günlük orman yangın verilerinin elde edilmesindeki katkılarından dolayı, ÇOBM Koruma Şube Müdürü Vehbi TUTMAZ'a, Muğla günlük yangın verilerinin elde edilmesindeki katkılarından dolayı MOBM Yangın Harekat Merkezi'nden Bülent TIĞ'a ve meteorolojik verilerin bilimsel amaçlar için kullanımına destek veren Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'ne teşekkür ederiz.

Bu çalışma, Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Başkanlığı'nın 2009/116 numaralı projesiyle desteklenen "*Muğla ve Çanakkale İllerinde 2000-2008 Döneminde Gerçekleşen Büyük Orman Yangınlarının Klimatolojik ve Meteorolojik Analizi*" başlıklı Yüksek Lisans tezinin bir bölümünün sonuçlarını içerir. YL tez çalışmamızı destekleyen BAP Başkanlığı'na teşekkürü bir borç biliriz.

5. KAYNAKLAR

Akkaş ME, Bucak C, Boza Z, Erkonat H, Bekereci A, Erkan A, Cebeci C. 2008. Büyük orman yangınlarının meteorolojik veriler ışığında incelenmesi. *T.C. Çevre ve Orman Bakanlığı, Ege Ormancılık Araştırma Müdürlüğü, Teknik Bülten*, **36**. İzmir. ISSN: 1300–9508. 96 sayfa.

ÇOBM, 2009. Çanakkale Orman Bölge Müdürlüğü 2009 yılı günlük orman yangın kayıtları.

Dolling K, Chu P-S, Fujioka F. 2005. A climatological study of the Keetch – Byram Drought Index and fire activity in the Hawaiian Island. *Agricultural and Forest Meteorology*, **133**, 17–27.

Erkan A. 2006. Orman yangınları ve meteoroloji. http://www.meteoroloji.gov.tr /2006/aras-tirma/arastirma-arastirma.aspx?subPg=105&Ext=htm, erişim tarihi: 02.11.2008.

Goodrick SL. 2003. Incorporation of radar precipitation estimates in a Drought Index applicable to wildland fire. *Proceedings of the 2003 Georgia Water Resources Conference*. April 23-24, Athens.

Kahveci O. 2009. Orman Genel Müdürlüğü'nün orman yangınları ile mücadele stratejisi. *TC Çevre ve Orman Bakanlığı Orman Genel Müdürlüğü, I. Orman Yangınları ile Mücadele Sempozyumu*, 7–10 Ocak 2009, Antalya. Konferans.

Karslıoğlu E, Baba A, Deniz O. 2004. Çanakkale ilinin çevre problemleri. *V. Ulusal Ekoloji ve Çevre Kongresi*. 5–8 Ekim 2004. Bolu. 513–538.

Küçük Ö, Sağlam B. 2004. Orman yangınları ve hava halleri. *Kastamonu Orman Fakültesi Dergisi*, Sayı: **4 (2)**, 220–231.

Keetch JJ, Byram GM. 1968. A drought index for forest fire control. *USDA Forest Service Research Paper*, SE–**38**. 1–32.

MOBM, 2009. Muğla Orman Bölge Müdürlüğü 2009 yılı günlük orman yangın kayıtları.

OGM, 2006. Orman Varlığımız. *TC Çevre ve Orman Bakanlığı, Orman Genel Müdürlüğü*. Ankara. 162 sayfa.

Türkeş M. 1990. *Türkiye'de kurak bölgeler ve önemli kurak yıllar*. Basılmamış Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi Deniz Bilimleri ve Coğrafya Enstitüsü, İstanbul.

Türkeş M. 1996a. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **16**: 1057-1076.

Türkeş M. 1996b. Trends and fluctuations in annual and seasonal rainfall data in Turkey. *In: Climate Variability and Climate Change Vulnerability and Adaptation, Proceedings of the Regional Workshop*, Praha, 11-15 September 1995, pp. 114-126.

Türkeş M. 1996c. Meteorological drought in Turkey: A historical perspective, 1930-1993. *Drought Network News, International Drought Information Center, University of Nebraska* **8**: 17-21.

Türkeş M. 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **18**: 649-680.

Türkeş M. 1999. Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. *Turkish Journal of Engineering and Environmental Science* **23**: 363-380.

Türkeş M. 2005. Orta Kızılırmak Bölümü Güney Kesiminin (Kapadokya Yöresi) iklimi ve çölleşmeden etkilenebilirliği. *Ege Coğrafya Dergisi*, **14**, 75-99.

Türkeş M. 2007. Türkiye'nin kuraklığa, çölleşmeye eğilimi ve iklim değişikliği açısından değerlendirilmesi. *Pankobirlik*, **91**, 38-47.

Türkeş M. 2008. Küresel iklim değişikliği nedir? Temel kavramlar, nedenleri, gözlenen ve öngörülen değişiklikler (*What is Climate Change? Basic definition, causes, observed and predicted results of climate change*). *İklim Değişikliği ve Çevre* **1**: 45-64.

Türkeş M. 2010a. Küresel İklim Değişikliği: Başlıca nedenleri, gözlenen ve öngörülen değişiklikler ve etkileri (*Global Climate Change: Principal causes, observed and predicted changes and their ımpacts*). Çağrılı Bildiri (*Invited Paper*), *Uluslararası Katılımlı 1. Meteoroloji Sempozyumu Bildiri Kitabı*, 9-38. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, 27-28 Mayıs 2010, Ankara.

Türkeş M. 2010b. BM Çölleşme ile Savaşım Sözleşmesi'nin iklim, iklim değişikliği ve kuraklık açısından çözümlenmesi ve Türkiye'deki uygulamalar (*Analysis of the UN Convention to Combat Desertification with respect to the Climate, Climate Change and Drought, and Applications in Turkey*). Çağrılı Panel Bildirisi (*Invited Panel Paper*). *TC Çevre ve Orman Bakanlığı Çölleşme ile Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı*, 601-616. 17-18 Haziran 2010, Çorum.

Türkeş M. 2010c. Klimatoloji ve Meteoroloji (Climatology and Meteorology). Birinci Baskı, Kriter Yayınevi - Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII sayfa, İstanbul.

Türkeş M, Tatlı H. 2009. Use of the standardized precipitation index (SPI) and a modified SPI for shaping the drought probabilities over Turkey. *International Journal of Climatology*, **29**: 2270-2282.

Türkeş M, Tatlı H. 2010. Kuraklık ve yağış etkinliği indislerinin çölleşmenin belirlenmesi, nitelenmesi ve izlenmesindeki rolü (*The Role of Drought and Precipitation Severity Indices for Determination, Characterization and Monitoring of the Desertification*). *TC Çevre ve Orman Bakanlığı Çölleşme ile Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı*, 245-263, 17-18 Haziran 2010, Çorum.

Türkeş M, Akgündüz AS, Demirörs Z. 2009a. Palmer kuraklık indisi'ne göre İç Anadolu Bölgesi'nin Konya Bölümü'ndeki kurak dönemler ve kuraklık şiddeti (*Drought periods and severity over the Konya Sub-region of the Central Anatolia Region according to the Palmer Drought Index*). *Coğrafi Bilimler Dergisi* **7**: 129-144.

Türkeş M, Koç T, Sarış F. 2009b. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. *International Journal of Climatology* **29:** 1056-1074

COMPARISON OF MEASURED AND CALCULATED EVAPORATION VALUES OF OPEN WATER SURFACE: THE CASE OF LAKE VAN (TURKEY)

Harun AYDIN, Hacer DÜZEN
Yuzuncu Yil University, Faculty of Engineering and Architecture, Department of Environmental Engineering, 65080, Van, Turkey
harun@yyu.edu.tr, hacerduzen@hotmail.com

ABSTRACT
The use of directly measured values of evaporation is not recommended in routine hydrological applications. Because of evaporation measurements require time-consuming and high cost for maintenance and hardware. In this study, the relationships between observed and calculated evaporation values in the vicinity of Lake Van were examined. As a result of the evaluation, the coefficient of determination and Nash-Sutcliffe between observed and calculated evaporation values were obtained as 0.978 and 0.912, respectively. The statistically significant relationships were gained between observed and calculated values of evaporation. The results of this study show that, the Penman Method can be used reliably for prediction of evaporation that is important for the water budget studies, for Lake Van and other lakes in the region.

Keywords: evaporation, open water surface, Penman Method, statistics, Lake Van

SERBEST SU YÜZEYİNDE ÖLÇÜLEN VE HESAPLANAN BUHARLAŞMA DEĞERLERİNİN KARŞILAŞTIRILMASI: VAN GÖLÜ ÖRNEĞİ (TÜRKİYE)

ÖZET
Buharlaşma ölçümlerinin hem yüksek maliyet gerektiren donanım ihtiyacı hem de zaman alıcı olmasından dolayı rutin hidrolojik uygulamalarda, doğrudan ölçülmüş buharlaşma değerlerinin kullanılması önerilmemektedir. Bu çalışmada; Van Gölü yakın çevresinde gözlenen ve Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerleri arasındaki ilişki incelenmiştir. Yapılan değerlendirme sonucunda; Van Gölü üzerinde gözlenen buharlaşma ile hesaplanan buharlaşma miktarı arasında 0.978 belirleme katsayısı ve 0.912 Nash–Sutcliffe katsayısı elde edilmiştir. Gözlenen ve hesaplanan buharlaşma değerleri arasında istatistiksel olarak anlamlı bir ilişki elde edilmiştir. Çalışma sonuçları, Van Gölü ve bölgedeki diğer göllerin su bütçesi çalışmaları için önemli olan buharlaşma miktarının tahmininde, Penman Yöntemi'nin güvenilir bir şekilde kullanılabileceğini göstermektedir.

Anahtar kelimler: buharlaşma, serbest su yüzeyi, Penman Yöntemi, istatistik, Van Gölü

GİRİŞ
Göl, bataklık, sulak alan, vb. serbest su yüzeyleri için gerçekleştirilen su bütçesi çalışmaları, güvenilir ve alanın fiziksel yapısı ile örtüşen buharlaşma değerlerine ihtiyaç duymaktadır. Söz konusu buharlaşma değerlerinin gerçekçi bir şekilde ölçülmesi ve elde edilmesi, hidrolojik çevrim içinde yer alan diğer parametrelere oranla daha zordur. Bu zorluk, kara-atmosfer sistemi arasında gerçekleşen karmaşık etkileşimlerden kaynaklanmaktadır (Singh ve Xu, 1997). Bunun yanı sıra; serbest su yüzeyinde gerçekleşen buharlaşma miktarı, buharlaşma tavalarında ölçülen buharlaşma miktarından önemli ölçüde düşüktür. Bu durum, serbest su yüzeyinde tutulan solar radyasyon ve su kütlesinin enerji depolama kapasitesi olmak üzere iki özelliğinden kaynaklanmaktır (Allen

ve Tasumi, 2005; Tasumi, 2005). Dolayısı ile buharlaşma ölçümlerinin hem yüksek maliyet gerektiren donanım gereksinimi hem de zaman alıcı olmasından dolayı rutin hidrolojik uygulamalarda, doğrudan ölçülmüş buharlaşma değerlerinin kullanılması önerilmemektedir (Valiantzas, 2006).

Serbest su yüzeyi buharlaşma miktarının belirlenmesine yönelik 1900'lerin başından beri birçok ampirik eşitlik öne sürülmüş ve bunlardan bir kaçı sıkça kullanılmaktadır. Söz konusu eşitlikler küresel solar radyasyon verisine ihtiyaç duymakla birlikte Penman (1948), Monteith (1965) ve Shuttleworth ve Wallace (1985) yöntemleri enerji-aerodinamik yaklaşı temel alırken, McGuinness ve Bordne (1972), Hargreaves (1975), Delclaux vd. (2007) ve Ward ve Trimble (2004) yöntemleri ise solar radyasyon-sıcaklık yaklaşımını temel almaktadır. Uygulamada, serbest su yüzeyi buharlaşma miktarının belirlenmesine yönelik en çok Penman Yöntemi ve solar radyasyon-sıcaklık yaklaşımını temel alan eşitlikler kullanılmakla birlikte, bunlardan türetilmiş birçok eşitlik de kullanılmaktadır (Elsawwaf vd., 2010).

Özellikle 1990'lı yıllardan sonra Van Gölü su seviye yükselimleri ve etkileri konusunda birçok çalışma (Kadıoğlu, 1994; Avcı, 1995; Gürel, 1995; Kadıoğlu vd., 1995; Tuna, 1995; Batur, 1996; Erol, 1996; Sezen, 1996; Batur ve Kadıoğlu, 1997; Batur vd., 1997; Gençsoy, 1997; Çelik, 1999; Deniz ve Yıldız, 2005; Utkucu, 2006) gerçekleştirilmekle birlikte, Şorman (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışma dışında kalan diğer çalışmalarda, Van Gölü su bütçesi için buharlaşma hesaplamaları yapılmamıştır. Söz konusu çalışmalarda Van Gölü çevresinde yer alan meteoroloji gözlem istasyonlarında ölçülen buharlaşma değerleri kullanılmıştır. Şorman (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışmada ise Gevaş ilçesi yakınlarında Van Gölü üzerine kurulan meteoroloji gözlem istasyonunda Ocak 1999 ve Aralık 2000 tarihleri arasında kalan 24 aylık süre boyunca bazı meteorolojik parametreler ölçülmüş ve ölçülen parametrelerden itibaren enerji-aerodinamik yaklaşım kullanılarak Van Gölü için buharlaşma değerleri hesaplanmıştır.
Bu çalışmada; Van Gölü çevresinde yer alan meteoroloji gözlem istasyonlarında ölçülen ve bu istasyonlar için Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerleri arasındaki ilişkinin karşılaştırılması ve değerlendirilmesi amaçlanmaktadır. Literatürde, Van Gölü hidrolojisi ve su seviye değişimleri konusunda birçok çalışma gerçekleştirilmiş ancak bu çalışmada sunulan kapsamda bir değerlendirme henüz yayınlanmamıştır. Bu nedenle sunulan çalışmanın hem literatüre hem de Van Gölü hidrolojisi konulu çalışmalara önemli katkı sağlayacağı düşünülmektedir.

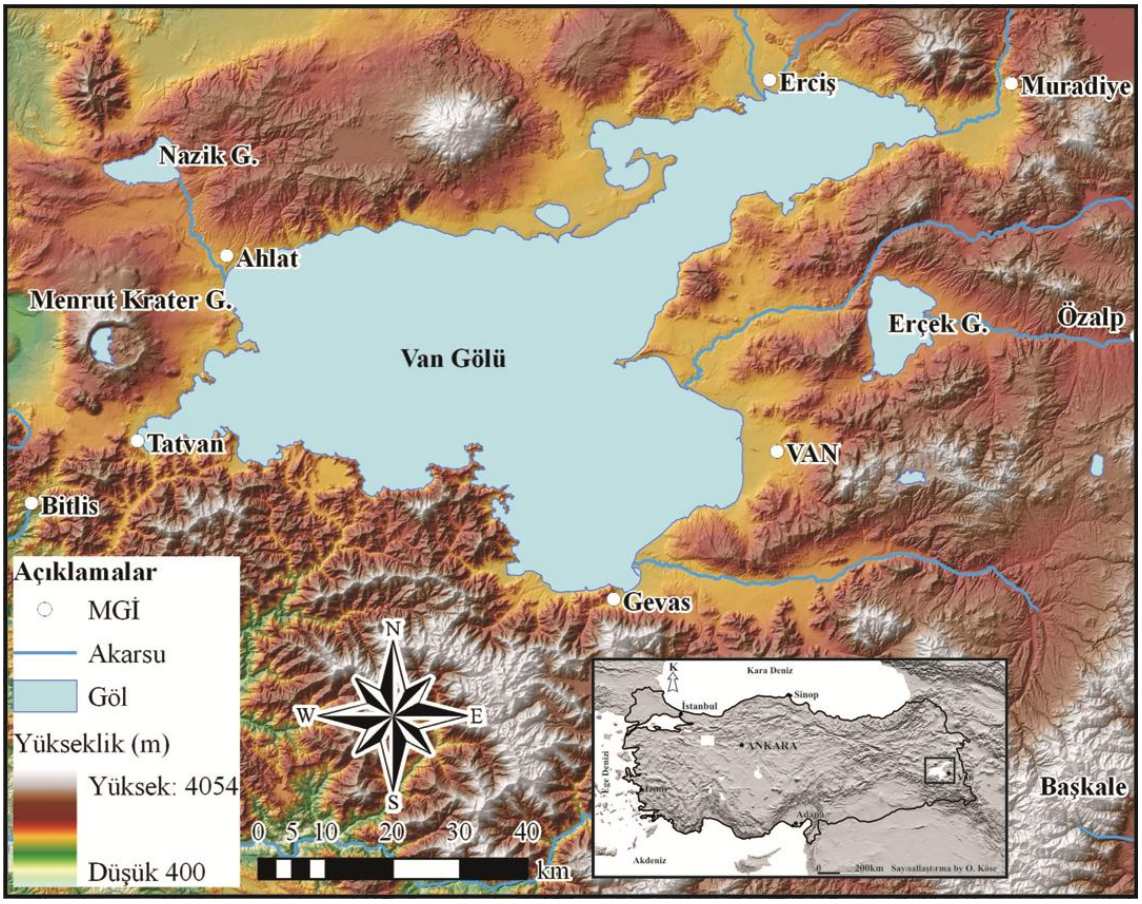
MATERYAL ve METHOD

Çalışma alanı

Van Gölü, Doğu Anadolu bölgesinde bulunan yüksek dağlar ve platolar ile çevrili bir şekilde merkezi 43.0°E boylamı ve 38.5°N enlemi üzerinde bulunan bir bölgede konumlanmıştır. Kabaca 42°15′ ile 43°45′E boylamları ve 38°15′ ile 39°00′N enlemleri arasında uzanmaktadır (Şekil 1). Van Gölü çevresinde başta Van olmak üzere, Ahlat, Adilcevaz, Erciş, Gevaş ve Tatvan gibi önemli yerleşim birimleri yer almaktadır. 1944 ile 2010 yılları arasında ortalama, en düşük ve en yüksek Van Gölü su seviyesi sırası ile 1648.6, 1647.1 ve 1650.55 olarak gözlenmiştir (EİE, 2007). Van Gölü yaklaşık 170 m ortalama derinliğe sahip olup, gölün en derin yeri Tatvan-Ahlat açıklarında yer alan basendedir (451 m). Van Gölü'ü su seviyeleri dikkate alındığında gölün yüzey alanı ortalama 3577.5 km^2 olup en düşük ve en yüksek su seviyeleri ise 3554.8 km^2 ile 3620.1 km^2 arasında hesaplanmıştır. Van Gölü'nün hacmi, SHODB (1983) tarafından hazırlanan 1/150.000 ölçekli Van Gölü batimetri haritası ile Degens ve Kurtman (1978) tarafından

hazırlanan batimetri haritalarının GIS ortamında birlikte değerlendirilmesi sonucunda elde edilmiştir. Van Gölü'nün ortalama, en düşük ve en yüksek su seviyelerinde sahip olduğu su hacimleri, sırası ile 568.10×10^9 m^3, 563.25×10^9 m^3 ve 575.04×10^9 m^3 olarak hesaplanmıştır (Düzen, 2011).

Van Gölü çevresinde yer alan meteoroloji gözlem istasyonlarında 1960-2009 yılları arasında kaydedilen uzun yıllar yıllık ortalama, en düşük ve en yüksek sıcaklık değerleri sırası ile 8.90 °C, 7.22 °C ve 10.31 °C'dir. Söz konusu yıllar arasında yıllık ortalama toplam en düşük ve en yüksek yağış değerleri 328.44 mm ile 703.06 mm arasında değişirken, ortalama yıllık toplam yağış miktarı ise 526.07 mm olarak hesaplanmıştır. Meteorolojik kayıtlara göre; 1960-2009 yılları arasında Van Gölü çevresinde gözlenen buharlaşma miktarı 1023.1 mm/yıl (ortalama), 655.4 mm/yıl (en düşük) ve 1323.8 mm/yıl'dır (en yüksek) (Düzen, 2011). Şensoy vd. (2008) tarafından gerçekleştirilen çalışmada; Van Gölü'nün doğusundan batısına doğru yarı kurak- az nemli iklim türünden çok nemli iklim türüne doğru bir geçişin olduğu belirtilmektedir.



Şekil 1. Çalışma alanının lokasyon haritası.

Veri ve kullanılan yöntemler

Bu çalışmada; Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİ) tarafından işletilen ve Van Gölü çevresinde yer alan Van, Tatvan, Ahlat, Erciş ve Muradiye Meteoroloji Gözlem İstasyonlarında (MGİ) 1999-2000 yılları arasında aylık kaydedilen sıcaklık, nem, güneş radyasyonu, güneşlenme süresi, rüzgar hızı ve buharlaşma verileri kullanılmıştır. Bununla birlikte Şorman (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışma kapsamında 1999-2000 yılları arası hesaplanan aylık serbest su yüzeyi buharlaşma değerleri de kullanılmıştır. Hesaplamalar yıllık gerçekleştirilmiş olup, DMİ ve Şorman (2002) tarafından

gerçekleştirilen gözlemlerin ortalaması dikkate alınmıştır. Söz konusu ortalama değerler, eş yağış eğrisi yöntemi ile Van Gölü için GIS ortamında interpolasyonu gerçekleştirilmiştir (Tablo 1).

Sunulan çalışmada; 1999-2000 yılları arasında Van Gölü yüzeyinde meydana gelen aylık buharlaşma miktarı her bir MGİ için Penman Yöntemi (Penman, 1948) kullanılarak hesaplanmış (Eşitlik 1) ve eş yağış eğrisi yöntemi ile Van Gölü için GIS ortamında interpolasyonu gerçekleştirilmiştir. Ölçülen ve hesaplanan değerler arasındaki kıyaslamanın gerçekleştirilmesi amacı ile her iki yılın ortalaması alınmıştır (Çizelge 1). Penman Yöntemi'nin ihtiyaç duyduğu net güneş radyasyonu değerleri; her bir MGİ'da gözlenen güneşlenme süresi ve şiddeti arasındaki lineer, ikinci dereceden, kübik, üstel ve logaritmik regresyon ilişkilerinin irdelenmesi ve istasyonlar için en uygun eşitliklerin belirlenmesi ile elde edilmiştir. Söz konusu eşitlikler kullanılarak inceleme alanı içinde yer alan MGİ'rı için net güneş radyasyonu değerleri aylık olarak hesaplanmıştır.

Tablo 1. Van Gölü aylık toplam buharlaşma değerleri (1999-2000).

Buharlaşma	Oca	Şub	Mar	Nis	May	Haz	Tem	Ağu	Eyl	Eki	Kas	Ara	Toplam
							(mm/ay)						
MGİ	*	*	*	103.15	156.85	208.76	289.04	258.32	173.35	96.61	12.60	*	1298.68
Şorman	33.50	46.50	66.20	151.50	219.80	219.90	219.90	164.80	141.90	78.00	44.25	19.70	1405.95
Penman	40.75	47.98	80.61	123.84	169.33	187.20	197.17	178.31	126.91	84.88	48.68	34.83	1320.50

*: ölçüm bulunmamaktadır.

$$E_{ow} = \left[\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}(R_n - x_x)\right] + \left[\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}0.6431(1+0.536U_2)(e_s - e_a)\right] \quad (1)$$

burada; E_{ow}: serbest su yüzeyinde buharlaşma (mm gün^{-1}), Δ: doygun buhar basıncı sıcaklık eğrisinin eğimi (kPa °C^{-1}), γ: psikrometrik sabit (kPa °C^{-1}), R_n: net radyasyon (MJ m^{-2} gün^{-1}), x_x: toprak ısı akısı (MJ m^{-2} gün^{-1}), U_2: 2 m'deki rüzgar hızı (m s^{-1}), e_s: doygun buhar basıncı (kPa) ve e_a: gerçek buhar basıncı (kPa)'dır.

Gözlenen ve hesaplanan buharlaşma değerleri arasındaki ilişkinin güvenirliliği ve doğrulanması amacı ile belirleme (korelasyon) ve regresyon analizleri ile Nash–Sutcliffe modeli ve t-istatistik analizleri kullanılmıştır. Söz konusu istatistik metotlar, hidrolojik çalışmaların güvenirliliğini değerlendirmek amacı ile sıkça kullanılmaktadır. Eşitlik 2'de verilen regresyon katsayısı (R^2), ölçülen ve hesaplanan değerler arasındaki lineer ilişkinin tespiti amacı ile sıkça kullanılmaktadır. Belirleme katsayısı (R) ise regresyon katsayısının kare kökü ile ifade edilmektedir (Elagib vd., 1999; Yörükoğlu ve Çelik, 2006).

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(E_{i,m} - E_{i,c}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(E_{i,m} - \bar{E}_{i,m}\right)^2} \quad (2)$$

burada; $E_{i,m}$, $E_{i,c}$ ve $\bar{E}_{i,m}$ sırası ile ölçülen buharlaşma, hesaplanan buharlaşma ve ölçülen buharlaşma değerinin ortalamasını ifade etmektedir. Belirleme ve regresyon katsayıları -1 ile +1 arasında değerler almakta olup, alınan değerin -1 veya +1'e yakın olması, ölçülen ve hesaplanan değerler arasında negatif veya pozitif yönde güçlü bir doğrusal ilişkinin varlığını işaret etmektedir. Ayrıca çalışma sonuçlarının istatistiksel olarak anlamlılığını test etmek amacı ile ölçülen ve hesaplanan buharlaşma değerleri arasında t-istatistik (t_{sta}) analizi uygulanmıştır (Stone, 1993).

$$t_{sta} = \sqrt{\left[\frac{(n-1)MBE^2}{RMSE^2 - MBE^2}\right]} \quad (3)$$

Burada; *MBE ve RMSE* sırası ile ortalama taraflı hata ve tahminin standart hatalarını ifade etmektedir. t-istatistik analizi için güven aralığı 0.01 olarak kabul edilmiştir. t-istatistik

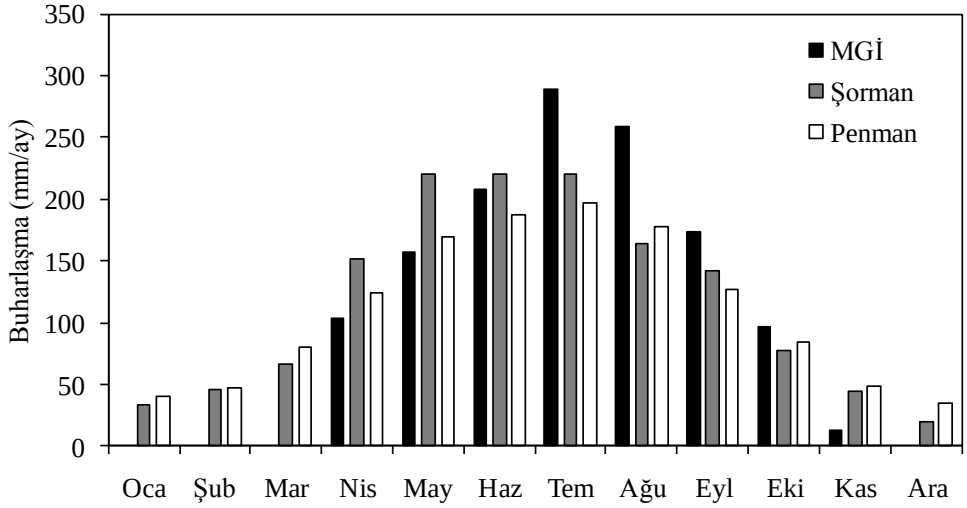
değeri sonuçlarının 0 veya 0'a yakın olması, hesaplanan buharlaşma eşitliğinin performansının o kadar iyi olduğu anlamına gelmektedir.
Nash–Sutcliffe modeli, hidrolojik modellerin öngörü gücünün derecesini belirlemek amacı ile kullanılmaktadır (Nash ve Sutcliffe, 1970). Eşitlik sonucunun alacağı değer $-\infty$ ile 1 arasında değişmektedir. Sonucun 1 olması, ölçülen ve hesaplanan değerler arasında çok iyi bir ilişkinin varlığını işaret etmektedir.

$$NS_E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(E_{i,m} - E_{i,c}\right)^2}{\sum_{i=1}^{n}\left(E_{i,m} - \bar{E}_{i,m}\right)^2} \quad (4)$$

SONUÇLAR ve TARTIŞMA

Buharlaşma verilerinin değerlendirilmesi

Çalışma alanında MGİ tarafından yapılan gözlemlerde yıl içinde özellikle kış dönemine denk gelen Ocak, Şubat, Mart ve Aralık aylarına ait buharlaşma kayıtları bulunmamaktadır (Çizelge 1 ve Şekil 2). Söz konusu kayıtlarda en yüksek buharlaşma değeri Temmuz ayında (289.04 mm) gözlenirken, en düşük buharlaşma değeri ise Kasım ayında (12.60 mm) gözlenmiştir. MGİ'da gözlenen yıllık toplam buharlaşma ise 1298.68 mm/yıl olarak hesaplanmıştır. Şorman (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışmada, yıllık toplam buharlaşma miktarı 1405.95 mm/yıl elde edilirken en düşük ve en yüksek aylık toplam buharlaşma değerleri sırası ile 19.70 mm/ay (Aralık) ve 219.90 mm/ay (Temmuz ve Ağustos) olarak elde edilmiştir. Bu çalışma kapsamında Penman Yöntemi ile yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen aylık toplam buharlaşma miktarlarının yıl içindeki dağılımı Şorman (2002) tarafından yapılan çalışma ile paralellik göstermektedir. Van Gölü için yıllık toplam buharlaşma miktarı ise 1320.50 mm/yıl olarak hesaplanmıştır (Çizelge 1 ve Şekil 2).



Şekil 2. Çalışma alanında ölçülen ve hesaplanan buharlaşma değerleri.

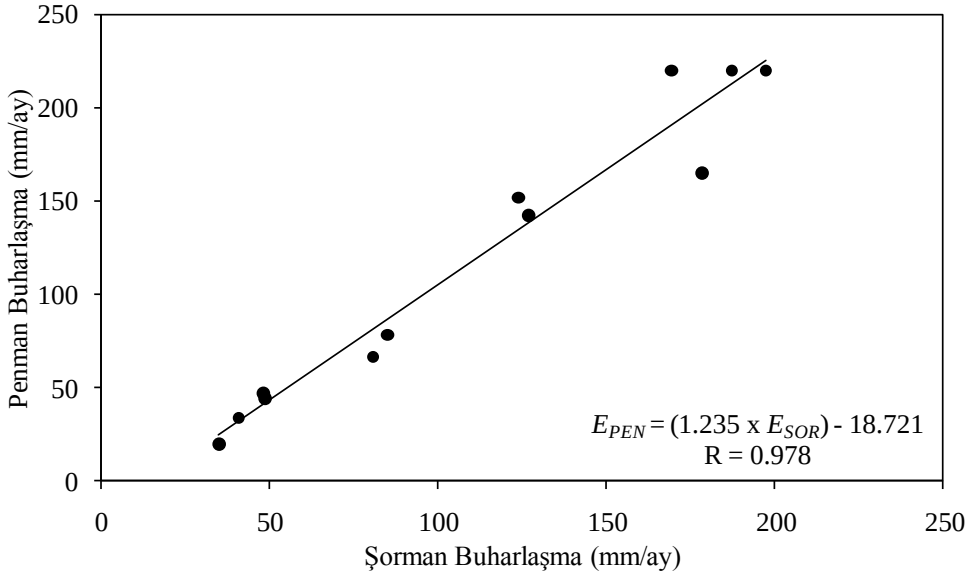
Buharlaşma verilerinin karşılaştırılması

Bu bölüm kapsamında çalışma alanında ölçülen buharlaşma değerleri (MGİ ve Şorman) ile Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerleri arasında istatistiksel analizler gerçekleştirilmiş ve analiz sonuçları Tablo 2'de verilmektedir. Şorman ve MGİ buharlaşma verileri ile bu çalışma kapsamında yapılan hesaplamalar sonucu elde edilen buharlaşma verileri arasındaki doğrusal ilişki sırası ile 0.978 ve 0.922 belirleme katsayıları ile temsil edilmektedir. Şorman ve MGİ buharlaşma verileri arasındaki doğrusal ilişki ise 0.791 belirleme katsayısı vermektedir. Gözlenen veriler ile hesaplanan veriler arasındaki belirleme katsayısı istatistiksel olarak anlamlı bir ilişkinin göstergesi olarak

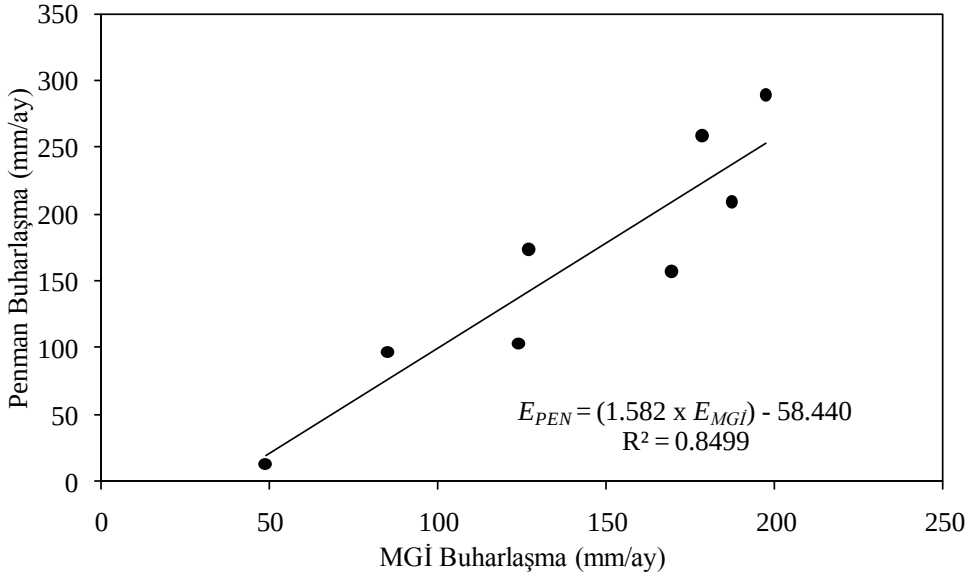
değerlendirilmektedir. Ayrıca gözlenen veriler ile hesaplanan veriler arasındaki saçılım grafikleri Şekil 3-5'de verilmektedir. Şekil 3 ve 4'de görüldüğü üzere Şorman ve MGİ gözlenen buharlaşma verileri ile Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma verileri arasında, saçılımın kabul edilebilir sınırlar içinde olduğu görülmektedir.

Tablo 2. İstatistiksel analiz karşılaştırma sonuçları.

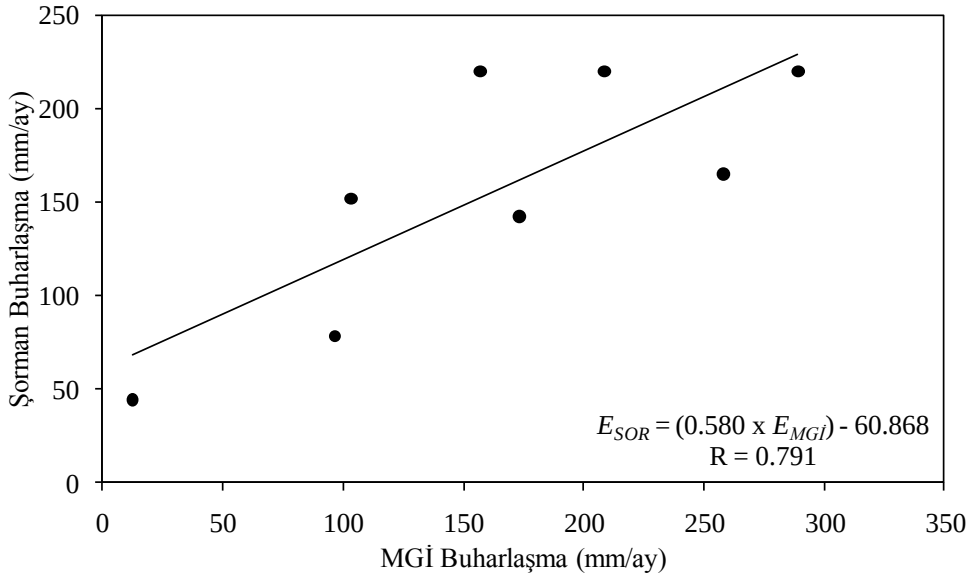
İlişki	R^2	R	NS_E	t_{sta}
Şorman - Penman	0.956	0.978	0.912	1.129
MGİ - Penman	0.850	0.922	0.663	1.350
MGİ - Şorman	0.625	0.791	0.615	0.378



Şekil 3. Gözlenen veriler ile hesaplanan veriler arasındaki ilişki (Şorman-Penman).



Şekil 4. Gözlenen veriler ile hesaplanan veriler arasındaki ilişki (MGİ-Penman).



Şekil 5. Gözlenen veriler ile hesaplanan veriler arasındaki ilişki (MGİ-Şorman).

t-istatistik sonuçlarının %99.9 güven aralığında, 0.01 önem derecesi (α) ve 11 serbestlik derecesi ($n-1=11$) ile almış olduğu t-kritik (t_{cri}) değeri 4.025'e karşılık gelmektedir. Çizelge 2'de görüleceği üzere, gözlenen ve hesaplanan buharlaşma değerleri arasındaki t-istatistik değerlerinin hepsi t-kritik değerinden küçük değerler almıştır ($t_{sta}<t_{cri}$). Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerlerinin 0.01 önem seviyesinde kabul edilebilir t-kritik değerinin altında olması, bu yöntem ile hesaplanan buharlaşma değerlerinin Van Gölü ve yakın çevresinde kullanılabilir nitelikte olduğunu göstermektedir.

Nash–Sutcliffe katsayısı; Şorman-Penman, MGİ-Penman ve MGİ-Şorman buharlaşma verileri arasında sırası ile 0.912, 0663 ve 0615 olarak hesaplanmıştır (Tablo 2). Hidrolojik modellerin, öngörü gücünün göstergesi olan Nash–Sutcliffe katsayısının 1 olması güvenilir sınırı ifade ettiği dikkate alındığında Penman Yöntemi ile elde edilen buharlaşma verilerinin hidrolojik çalışmalarda kullanılabilirliğini göstermektedir.
Ayrıca Şorman-Penman ve MGİ-Şorman buharlaşma gözlemleri arasında elde edilen belirleme ve Nash–Sutcliffe katsayıları dikkate alındığında en iyi katsayılar Şorman-Penman veri serisinde elde edilmiştir (Çizelge 2). Bu durum; Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma verilerinin, Van Gölü ölçeğinde güvenilir olduğu anlamına gelmektedir. Çünkü Şorman (2002)'den elde edilen veriler göl üzerinde yapılan gözlemleri, başka bir ifade ile serbest su yüzeyinde yapılan gözlemleri ifade etmektedir.

Tartışma ve öneriler

Bu çalışma kapsamında Van Gölü çevresinde yer alan MGİ'da ve Gevaş açıklarında yer alan göl üstü meteoroloji gözlem istasyonunda (Şorman, 2002) gözlenen 1999-2000 yılları aylık toplam buharlaşma değerleri ile Penman Yöntemi'ndeki (Eşitlik 1) söz konusu zaman aralığı için hesaplanan aylık toplam buharlaşma değerleri arasındaki ilişki irdelenmiştir.

MGİ'rı tarafından gerçekleştirilen buharlaşma gözlemlerinin hem yüksek maliyet gerektiren donanım gereksinimi hem de zaman alıcı olması uygulamada kullanımı sakıncalar yaratmaktadır. Ayrıca, MGİ'da A tipi buharlaşma tavalarında yapılan gözlemlerin; hava sıcaklığının düşük olduğu kış dönemlerinde, söz konusu tavalardaki suyun donmasından dolayı buharlaşma kayıtları alınmamaktadır. Dolayısı ile havanın soğuk olduğu dönemlerde MGİ istasyonlarında buharlaşma kayıtlarının bulunmaması,

buralardan elde edilen veriler ile hidrolojik çalışmaların gerçekleştirilmesi sakınca doğuracaktır. Bunun aksine doğal koşullarda yıl içinde hava sıcaklığının düşük olduğu dönemlerde de buharlaşmanın gerçekleştiği bilinmekle birlikte, bu çalışma kapsamında yapılan hesaplamalar ve Şorman (2002) tarafından gerçekleştirilen çalışma da bunu göstermektedir. Bu çalışma kapsamında, Van Gölü için yapılan değerlendirmeler, Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerlerinin; MGİ'da gözlenen buharlaşma değerlerinde istatistiksel olarak daha anlamlı olduğu ve doğal koşulları temsil edebileceğini göstermektedir. Ayrıca Penman Yöntemi ile hesaplanan buharlaşma değerlerinin, göl üzerinde Şorman (2002) tarafından yapılan gözlemler ile uyumlu olması, uygulanan hesaplama yönteminin serbest su yüzeyinde buharlaşma hesaplamaları için kabul edilebilir olduğunu göstermektedir.

Sonuç olarak; Van Gölü ölçeğinde gerçekleştirilen bu çalışmanın, hem Van Gölü su bütçesi çalışmaları için önemli olan buharlaşma parametresinin tahmininde hem de bölgede yer alan diğer göller için yapılacak hidrolojik çalışmalarda ihtiyaç duyulacak buharlaşma verilerinin hesaplanmasında, Penman Yöntemi'nin güvenilir bir şekilde kullanılabileceğini göstermektedir. İleride yapılacak çalışmalarda Penman Yöntemi'nin uygulanması halinde, özellikle yöntemin ihtiyaç duyduğu net radyasyon parametresinin, alanı temsil edecek şekilde belirlenmesi gerekliliği göz ardı edilmemelidir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma; Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Bilimsel Araştırma Projeleri Başkanlığı tarafından desteklenen 2010-FBE-YL060 no'lu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir.

KAYNAKLAR

Allen, R.G., Tasumi, M. Evaporation from American Falls reservoir in Idaho via a combination of Bowen ratio and eddy covariance. In: Proceedings of the 2005 EWRI Conference, Anchorage, AK, May 15–19 2005, 1–17, 2005.

Avcı, İ. Van Gölü seviye yükselmesinin hidrometeorolojik yönden değerlendirilmesi ve bir eylem planı önerisi. Van Gölü Su Seviyesi Yükselmesi Nedenleri ve Çözüm Yolları Semp.. 20-22 Haziran 1995, Van, 1995.

Batur, E. Van Gölü'nün Su Bütçesi ve Havza İklimi (Y. Lis. Tezi). İTÜ, Fen Bil. Ens., İstanbul, 1996.

Batur, E., Kadıoğlu, M. Van Gölü'nün su bütçesi. I. Ulusal Su Kaynaklarımız Semp.. 22-24 Eylül 1997, İTÜ Meteoroloji Mühendisliği Bölümü. 115-128, 1997.

Batur, E., Kadıoğlu, M., Şen, Z. Van Gölü'ndeki su seviye yükselmesinin nedeni: meteoroloji ve su dengesi. Meteorolojik Karakterli Doğal Afetler Semp.. 7-9 Ekim 1997, DSİ, Ankara. 334-346, 1997.

Çelik, M. Van Gölü Su Seviyesinin Yükselme Nedenleri (Y. Lis. Tezi). Fırat Üniversitesi, Fen Bil. Ens., Elazığ, 1999.

Degens, E.T., Kurtman, F. The Geology of Lake Van. MTA Genel Müd. Yay. No: 169, Ankara. 158 s, 1978.

Delclaux, F., Coudrain, A., Condom, T. Evaporation estimation on Lake Titicaca: a synthesis review and modeling, Hydrol. Process, **21,** 1664–1677, 2007.

Deniz, O., Yıldız, M.Z. Kapalı havza göllerinde seviye değişimlerinin kıyı yerleşmelerine etkisi: Van Gölü örneği. Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi, 15:1, 15-31, 2005

Düzen, H. Van Gölü hidrolojisi, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bil. Ens., Seminer Çalışması (Yayınlanmamış), 2011.

EİE. Göl Seviyeleri (1943-2005), Elektrik İşleri Etüt İdaresi Genel Müdürlüğü, Ankara, 754 s, 2007.

Elagib, N.A., Alvi, S.H., Mansell, M.G. Correlations between clearness index and relative sunshine duration for Sudan, Renew Energy, 7, 473–498, 1999.

Elsawwaf, M., Willems, P., Pagno, A., Berlamont, J. Evaporation estimates from Nasser Lake, Egypt, based on three floating station and Bowen ratio energy budget, Theoretical and Applied Climatology, **100:**3, 439–465, 2010.

Erol, F. Van Gölü Seviye Değişimlerine Matematik Model Yaklaşımı (Y. Lis. Tezi). Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bil. Ens., Van, 1996.

Gençsoy, İ. Van Gölü'ndeki Su Seviyesi Değişimlerinin Hidrometeorolojik Parametrelerle İlişkisi (Y. Lis. Tezi). İTÜ, Fen Bil. Ens., İstanbul, 1997.

Gürel, A.N. Van Gölü su seviye değişimi ve arazi kullanımına jeomorfolojik yaklaşımlar. Van Gölü Su Seviyesi Yükselmesi Nedenleri ve Çözüm Yolları Semp.. 20-22 Haziran 1995, Van, 1995.

Hargreaves, G.H. Moisture availability and crop production, Transactions of the ASAE, 18, 980-984, 1975.

Kadıoğlu, M. Van Gölü su düzeyi neden yükseliyor? Cumhuriyet Bilim Teknik, 384: 8-9, 1994.

Kadıoğlu, M., Sezen, G., Çepniler, B. Yağışlar ile Van Gölü su seviyesindeki değişimler arasındaki ilişkinin tespiti. Türkiye Ulusal Jeodezi-Jeofizik Birliği Genel Kurulu. 1-5 Mayıs 1995, Ankara. 717-726, 1995.

McGuinness, J.L, Bordne, E.F. A Comparison of Lysimeter-derived Potential Evapotranspiration with Computed Values, Technical Bulletin 1452, Agricultural Research Service, US Department of Agriculture: Washington, DC; 71 pp, 1972.

Monteith, J.L. Evaporation and Environment, Symp. Soc. Exp. Bio. **vol. XIX**, Cambridge University Press, Cambridge, 205–234, 1965.

Nash, J. E., J.V. Sutcliffe. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles, Journal of Hydrology, 10:3, 282–290, 1970.

Penman, H.L., Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Royal Soc. London A **193,** 120–146, 1948.

Sezen, G. Van Gölü'nde Su Seviye Değişimleri ile Yağışlar Arasındaki İlişkinin Tesbiti (Y. Lis. Tezi). İTÜ, Fen Bil. Ens., İstanbul, 1996.

SHODB. 1/150.000 ölçekli Van Gölü Batimetri Haritası, Deniz Kuvvetleri Komutanlığı, Seyir, Hidrografi ve Oşinografi Dairesi Başkanlığı Yayınları, İstanbul, 1983.

Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S. Evaporation from sparse crops – an energy combination theory, Quart. J. Royal Meteorol. Soc. **111,** 839–855, 1985.

Singh, V.P., Xu, C.Y. Evaluation and generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation, Hydrol. Proc., 11, 311-324, 1997.

Stone, R.J. Improved statistical procedure for the evaluation of solar radiation estimation models, Solar Energy 51, 289–291, 1993.

Şensoy, S., Demircan, M., Ulupunar, U., Balta, I. Climate of Turkey, State Meteorological Organization of Turkey (DMI). http://www.dmi.gov.tr/files/en-US/climateofturkey.pdf (son erişim: 15/01/2011), 2008.

Şorman, A.Ü. Van Gölü su bütçesinin uzaktan algılama tekniklerinin kullanımı ile hesaplanması. TÜBİTAK-İNTAG-830 Araştırma Projesi. Proje No: 199I016, Ankara, 2002.

Tasumi, M. A review of evaporation research on Japanese lakes. Proc. EWRI World Water and Environmental Resources Congress, 2005.

Tuna, A. Van Gölü'nden enerji üretimi. Van Gölü Su Seviyesi Yükselmesi Nedenleri ve Çözüm Yolları Semp.. 20-22 Haziran 1995, Van, 1995.

Utkucu, M. Implications for the water level change triggered moderate (M ≥ 4.0) earthquakes in Lake Van basin, Eastern Turkey. Journal of Seismology, 10, 105-117, 2006.

Valiantzas, J.D. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. Journal of Hydrology, 331, 690-702, 2006.

Ward, A.D., Trimble, S.W. Environmental hydrology. 2nd ed. Lewis, Boca Raton, FL, 2004.

Yörükoğlu, M., Çelik, A.N. A critical review on the estimation of daily global solar radiation from sunshine duration, Energy Conversion and Management 47, 2441–2450, 2006.

TREND ANALYSES OF LONG TERM PRECIPITATION DATA AND INVESTIGATE OF SIMILAR PERIOD PROFILES

Devrim BAĞLA [*], Gülen GÜLLÜ[**]
* Disaster and Emergency Management Presidency – ANKARA, devrim.bagla@afad.gov.tr
** Hacettepe Unv. Environmental Eng. Dep. – ANKARA, ggullu@hacettepe.edu.tr

In this study, daily precipitation data were used between 1970-2008 years for daily precipitation data analysis in 211 station pluviograph running in Turkey and not lack of data. To data, with the aim of test statistical importance of trends an increase or decrease may occurrance , Mann-Kendall and Sen non parametric methods were applied.
In order to provide understand more easily the relationship among the datas in the data set, factor analysis was applied.

Key words: *Precipitation, trend analysis, factor analysis.*

TÜRKİYE GENELİ UZUN DÖNEMLİ YAĞIŞ VERİLERİNİN TREND ANALİZİ VE BENZER PERİYOT PROFİLLERİNİN İNCELENMESİ

ÖZET
Çalışmada, günlük yağış veri analizi için, Türkiye genelinde plüviograf çalıştıran ve veri eksiği olmayan 211 istasyonda, 1970 – 2008 yılları arasındaki günlük yağış verileri kullanılmıştır ve verilere, meydana gelebilecek artma veya azalma yönündeki gidişlerin istatistiksel önemini test etmek amacıyla, Mann – Kendall sıra korelasyon testi, lineer trend varsa, değişimin eğimini bulmak amacıyla da, parametrik olmayan Sen Metodu uygulanmıştır Aralarında ilişki bulunan çok sayıda değişkenden oluşan bir veri setine ait temel faktörlerin ortaya çıkarılarak veri setinde yer alan veriler arasındaki ilişkilerin daha kolay anlaşılması sağlamak amacıyla, faktör analizi uygulanmıştır.

Anahtar Kelimeler: Yağış, trend analizi, faktör analizi

GİRİŞ
İnsanlar ve diğer bütün canlılar için gerekli olan yağış, normalden fazla veya eksik olduğunda insan ve çevreye sorun oluşturmaktadır. Yağışlarda meydana gelecek olan değişim, Türkiye gibi hassas bölgelerde, olumsuz sonuçlara neden olabilecektir. Yağış olayı insana yararlı olma sınırını aştığı zaman afet özelliği kazanmaktadır. Tarih boyunca doğal afetler, tüm ulusları hiçbir ayrım gözetmeksizin etkilemişlerdir. Gelişen teknolojilerle birlikte doğal afetleri yok edilmemiş olmakla birlikte, afetlerin zararlarını azaltmak mümkün olabilmiştir.

Hidrolojik olayların incelenmesinde bazı problemlerde deterministik, bazılarında istatistik yöntemler tercih edilmektedir. Bu konuda bir karar verebilmek için incelenen hidrolojik olayı iyi tanımak ve incelemenin amacını iyi bir Şekilde ortaya koymak gerekir. Hidrolojik değişkenlerin rastgele karakteri meteorolojik olayların karakteri ile ilişkilidir. Atmosferde yer alan meteorolojik olayların çok kuvvetli olan rastgele karakteri bunlarla ilgili olan hidrolojik değişkenleri de etkilemektedir. Örneğin yeryüzünün bir noktasına düşen yağışın miktarı tamamen rastgele karakterde bir değişken olup ancak istatistik yöntemlerle incelenebilmektedir (Bayazıt, 1981).

Robson (2002), İngiltere'deki son yıllarda yaşanan aşırı yağışlarda iklim değişikliğinin rolü araştırılmıştır. Yapılan çalışmada son 30-50 yıllık veri setleri incelendiğinde aşırı yağışların artma eğilimde olduğunu vurgulamıştır. Burn ve Hag Elnur (2002) iklim değişimine oranla hidroloji ve meteoroloji arasındaki ilişkiyi göstermeyi amaçladığı çalışmasında, hidrolojik değişkenlere ait eğilimlerle meteorolojik değişkenlere ait eğilimler arasındaki ilişkiyi incelemiştir. Partal ve Kahya (2006) bölgesel ortalama yağış serilerine Mann-Kendall testleri uygulamışlardır. Bazı önemli azalma eğilimleri özellikle Ocak, Şubat ve Eylül yağışları ile yıllık ortalamada görülmüştür. Gözlenen yıllık ortalama yağışlarda, daha çok Türkiye'nin batısında ve güneyinde ve yanı sıra Karadeniz'in sahil boyunca fark edilebilir azalışlar bulmuşlardır.Türkeş (1996) Türkiye'de 91 istasyonda 1930–1993 yılları arasında yıllık ve sezonluk yağış verilerine Mann-Kendall testi uygulamıştır. Teste göre Karadeniz ve Akdeniz Bölgesi'nde azalma ve yıllık serilerde Türkiye genelinde azalma bulmuştur. Ayrıca 17 istasyonda önemli eğilimleri bulunmuş bunların 15'inde önemli azalma belirlemiştir.Tecer vd. (2004), Rize'de yaptığı çalışmada yağışlar için iki ayrı dönem saptanmış ve her iki dönem içinde Mann-Kendall Sıra korelasyon testi kullanılmıştır.1975–1984 ve 1985–2001 arası olan bu dönemlerin ortalama yağış miktarları sırasıyla 2092 mm ve 2279 mm dir. İki periyodun birbirinden farklı ortalamaya sahip olduğu yapılan t testi sonuçlarıyla da %99 güven aralığında doğrulanmıştır. Birinci dönemin gidiş eğilimi daha kurak iklime doğru iken ikinci dönem daha yağışlı iklimi işaret etmektedir.

2. VERİ VE YÖNTEM

Çalışmada kullanılan verilerin tamamı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Kullanılan veri dizlerinde eksik veri bulunmamaktadır. Çalışmada geçmiş dönem günlük yağış verileri incelenerek, Ülke genelindeki yağış profili çıkarılarak gelecek döneme ilişkin yapılacak olana çalışmalar ışık tutmak amaçlanmıştır. Türkiye'nin ortalama, maksimum yağış dizileri, uzun süreli değişiklikleri ve eğilimleri belirlenmiştir.

2.1. Mann – Kendall Testi

Parametrik olmayan Mann-Kendall Sıra Korelasyon testi Hidrometeorolojik zaman serilerinde meydana gelebilecek artma veya azalma yönündeki gidişlerin istatistiksel önemini test etmede oldukça sık kullanılan bir testtir (Yue ve ark., 2002) ve Dünya Meteoroloji Örgütü (WMO) tarafından da önerilmektedir (Sneyers, 1990).

Bu gidiş testi i = 1,…, n-1"e kadar sıralanmış olan bir xi veri setine ve $j = i + 1$,…, n"e kadar sıralanmış olan bir xj veri setine uygulanır. Her bir sıralanmış rakam xi bir 30 referans noktası olarak kullanılır ve diğer sıralanmış veri grubu xj ile aşağıdaki eşitlikte verildiği gibi kıyaslanır.

Mann-Kendall test istatistiği S Eşitlik (1) ile hesaplanır.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{J=i+1}^{n} Sgn\left(x_j - x_i\right) \quad (1)$$

Eşitlikte n toplam veri sayısını, , zamandaki veriyi göstermekte olup, j>i'dir. Sign işaret fonksiyonu olup,

$$\operatorname{sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} 1 & ; x_j > x_i \\ 0 & ; x_j = x_i \\ -1 & ; x_j < x_i \end{cases} \quad (2)$$

Eşitliği ile hesaplanır. S'nin varyansı Eşitlik(3)'te gösterildiği gibi belirlenmektedir.

$$\operatorname{Var}(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^{P} t_i(t_i-1)(2t_i+5)}{18} \quad (3)$$

Burada, p veri setindeki bağıl grupların sayıları, t_i değeri i uzunluğundaki bir seride bağlı gözlemleri göstermektedir. Eşitlikteki toplama terimi sadece veride bağlı gözlem olduğunda kullanılır.

Veri sayısı 10'dan büyük serilerde, seri normal dağılış göstereceği için Z test istatistiği ise Eşitlik (4)'de verildiği gibi hesaplanabilmektedir. Test istatistiği S, n≤10 olmak üzere teorik olasılık normal dağılım için uygundur (Hirsch et al., 1982). Böylece, Z standart normal değişken değeri eşitlik (4)'deki gibi hesaplanarak kritik Z değeri ile karşılaştırılır.

$$Z = \begin{cases} \dfrac{S-1}{\sqrt{\mathrm{Var}(S)}} & ;\ S > 0 \\ 0 & ;\ S = 0 \\ \dfrac{S+1}{\sqrt{\mathrm{Var}(S)}} & ;\ S < 0 \end{cases} \qquad (4)$$

Mann Kendall test istatistiği olan Z değeri -1.96 ve daha küçük olması azalan yönde önemli bir gidişi, 1.96'dan büyük olması ise artan yönde önemli bir gidişi ifade etmektedir. Z değerinin -1.96 ile 1.96 arasında olması ise durağanlığı ifade etmektedir (Sneyers, 1990).

İki yönlü test hipotezinde $\propto$ önem seviyesinde, $|z| \leq$ z $z_{1-\alpha/2}$ ise boş hipotez olarak kabul edilir. Aksi durumda hipotez reddedilir. Aynı zamanda, pozitif Z değeri artan trendi, negatif Z değeri ise azalan trendi belirlemektedir (Salmi, T.,vd. 2002).

2.2. Sen Trend Analizi

Bir zaman serisinde lineer bir trend varsa değişimin eğimi (Q slope değeri) parametrik olmayan bir yöntem olan Sen Metodu ile belirlenir (Sen, P. K., 1968).

Belirli zaman periyodunda n tane veri varsa, bu n veri arasında N tane çift oluşturacak şekilde eğim vardır.

$$N = \frac{\boldsymbol{n(n-1)}}{\boldsymbol{2}} \qquad (5)$$

eşitliği ile hesaplanır. Sen metoduna göre N tane eğim medyanı, serinin eğimini (β) verir.

$$\beta = Medyan\left[Q_{i=}\ \frac{X_j - X_k}{j-k}\right] \qquad (6)$$

burada X veriyi, j > k ve i = 1, 2, ……. N 'dir. Eğer N tek sayı ise,

$$Q_{medyan} = Q_{(N+1)/2} \qquad (7)$$

olarak hesaplanır. Eğer N çift sayı ise,

$$Q_{medya} = \left[Q_{N/2} + Q_{(N+2)/2}\right]/2 \qquad (8)$$

eşitliği ile medyan hesaplanır.

Sen Metodu, hesaplanan eğimin sıfırdan farklı oluşunu istatistiksel olarak belirlenmesine izin verir. Alt ve üst güven limitleri sıra korelasyonunda belirlenerek güven aralığı ve bu sıra limitlerine denk gelen eğim değerleri tespit edilir. Normal dağılış için iki yönlü Z istatistiği uygulanır. Genellikle %90 ($\alpha = 0{,}10$) veya %95 ($\alpha = 0{,}05$) güven aralıkları için hesaplamalar yapılır.

Çalışmada Mann – Kendall analizi için MAKESENS paket programı kullanılmıştır. MAKESENS model programını oluşturmak için Microsoft Excel 97 ve Microsoft Visual Basic programında makro kodlar kullanılarak oluşturulmuştur (Salmi, T, vd., 2002).

2.3. Faktör Analizi

Faktör analizi, boyut indirgeme ve bağımlılık yapısını yok etme yöntemidir. (Harman, 1976; Mardia ve ark., 1989, Tatlıdil, 1996).

Faktör analizi, gözlenen değişkenlerin, faktörlerin doğrusal kombinasyonları olduğu varsayımına dayanmaktadır. Faktör sayılarının değişken sayılarından az olması beklenir (Kim and Mueller, 1978).

Mulaik (1972), faktör analizini gözlenen değişkenler arasında varolan doğrusal ilişkiyi ölçen, hipotetik bileşke değişkenleri hakkında oluşturulan bir şekli model olarak ifade etmiştir ve onun bir doğrusal model oluşuna vurgu yapmıştır.

Yağış belli zaman süresinde yatay bir yüzey üzerine düşen ve düştüğü yerde kalarak biriktirdiği kabul edilen su sütununun yüksekliği ile ifade edilir. Yağış yüksekliği hidrolojik çalışmalarda çoğu zaman mm cinsinden gösterilir

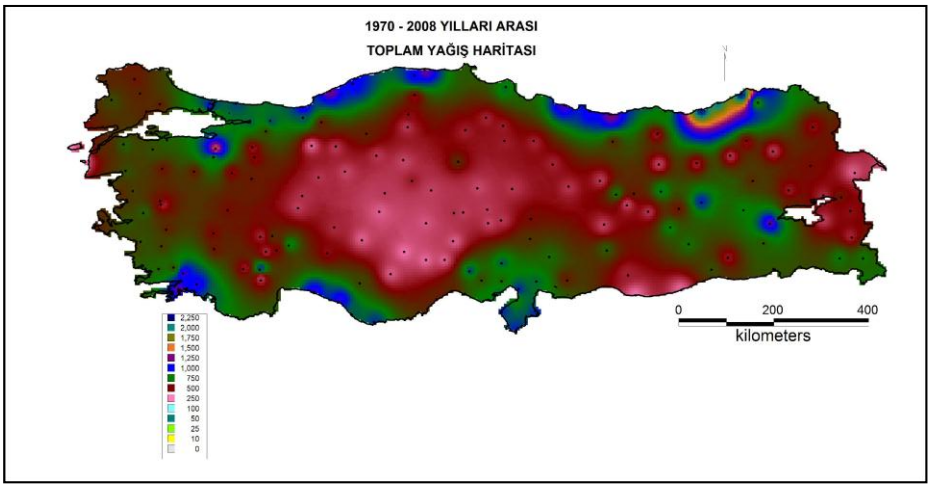
Bu çalışmada kullanılan verilerin tamamı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nden alınmıştır. Kullanılan veri dizlerinde eksik veri bulunmamaktadır. Bu kapsamda günlük yağış verileri ve maksimum şiddetli yağış verileri kullanılmıştır. Çalışmada, günlük yağış veri analizi için, Türkiye genelinde plüviograf çalıştıran ve veri eksiği olmayan 211 istasyonda, 1970 – 2008 yılları arasındaki günlük yağış verileri kullanılmıştır
DMİ'den alınan yağış verilerine, meydana gelebilecek artma veya azalma yönündeki gidişlerin istatistiksel önemini test etmek amacıyla, Mann – Kendall sıra korelasyon testi, lineer trend varsa, değişimin eğimini bulmak amacıyla da, parametrik olmayan Sen Metodu uygulanmıştır. Sen metodu ile bulunan mm/h sonucunda artma yada azalmanın birim değer olarak sonucunu vermektedir.

Çalışmada aralarında ilişki bulunduğu düşünülen çok sayıdaki veri arasındaki ilişkilerin anlaşılmasını ve yorumlanmasını kolaylaştırmak amacıyla, daha az sayıdaki temel boyuta indirgemek amacıyla faktör analizi uygulanmıştır. Bu analiz sonucunda aralarında ilişki bulunan çok sayıda değişkenden oluşan bir veri setine ait temel faktörlerin ortaya çıkarılarak veri setinde yer alan veriler arasındaki ilişkilerin daha kolay anlaşılması sağlanmıştır.

3. SONUÇLAR

1970 – 2008 yılları arası 38 yıllık ortalaması 637.4 mm/yıl olan yağış toplamı Şekil 4.1.'de haritalandırılmıştır. Bu haritaya göre yağış toplamlarında, bölgeler arasında büyük farklılıklar görülmektedir. Yağış toplamları bakımından Karadeniz ve Akdeniz bölgeleri birbirine benzer özellikler göstermektedir. En fazla yağış alan bölge olan Karadeniz Bölgesinde, en yüksek yıllık yağış toplamı 2250 mm ile Hopa istasyonunda gözlenmiştir.

İç Anadolu Bölgesi Türkiye'nin en az yağış bölgerindendir, bu bölgede bulunan Karapınar istasyonunda 38 yılda toplam, 281 mm yağış gözlenmiştir. Şekil 1. de 1970 – 2008 yılları arasında toplam yağış haritası gösterilmiştir.

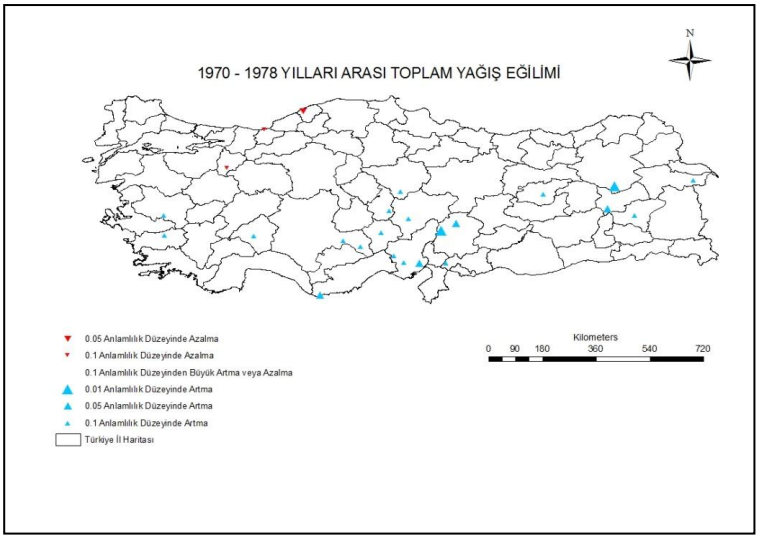


Şekil 1. 1970 – 2008 yılları arası toplam yağış haritası

38 yıllık periyodun incelenmesi sırasında Türkiye genelinde belirgin artma veya azalmanın tespit edilememesinden dolayı, çok sayıdaki veri arasındaki ilişkilerin anlaşılmasını sağlamak ve yorumlanmasını kolaylaştırmak için daha az sayıdaki temel boyuta indirgemek amacıyla yıllık yağış verisinin bulunduğu her bir istasyonun yıllık birikimli yağış verilerine faktör analizi uygulanmıştır. Bu analizle, benzer artış ve azalma gözlenen periyotlar ve benzerlik gösteren istasyon grupları belirlenmiştir. Faktör analizi sonucu ölçüm dönemi 4 ana periyoda ayrılmıştır.

1. periyot : 1970 – 1978 döneminde Türkiye genelinde yağışlarda artma eğilimleri göze çarptığı periyot (Faktör 3)
2. periyot: 1979 – 1990 döneminde Türkiye'nin, özellikle batısında olmak üzere, genelinde yağışlarda azalma eğiliminin belirgin olduğu periyot (Faktör 1)
3. periyot: 1991 – 2000 döneminde Türkiye'nin doğusundaki yağışlarda azalma eğilimi, batısındaki yağışlarda ise artma eğiliminin gözlendiği dönem (Faktör2).
4. periyot: 2001 – 2008 Özellikle Doğu Karadeniz ve Ege Bölgesi başta olmak üzere, Türkiye genelinde yağışlarda azalma eğiliminin görüldüğü dönemdir (Faktör 4).
Her bir periyoda ait yağış verilerine Mann-Kendall Sen Slope analizi uygulanarak periyotlardaki kümülatif yağışlardaki anlamlı artma ve azalma eğilimleri incelenmiştir.

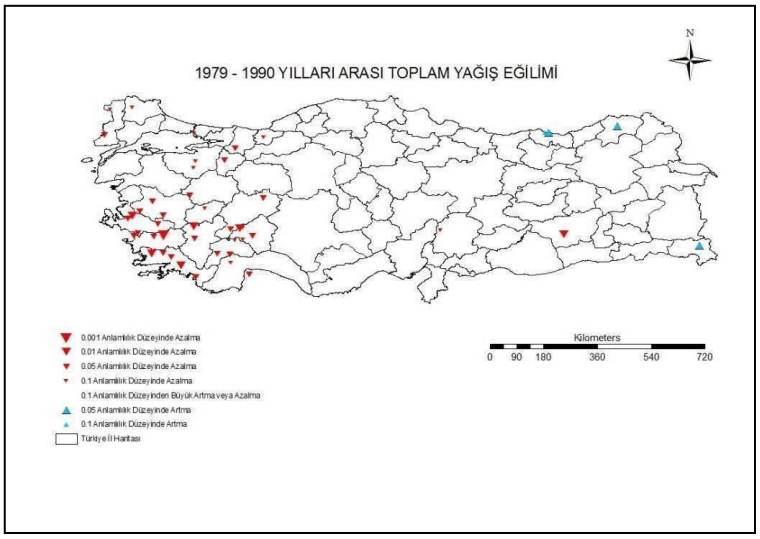
1979 – 1990 yılları arasında kümülatif yağış toplamı eğilimi
İlk periyot olarak 1970 – 1978 dönemi Şekil 2'de görülmektedir. Şekil 2'ye göre 1970 – 1978 periyodunda günlük yağışların kümülatif toplamında Türkiye genelinde artış eğilimi görülmektedir. Bu dönemde Bartın istasyonunda 0.05 anlamlılık düzeyinde, Akçakoca ve Bilecik istasyonlarında ise 0.1 anlamlılık düzeyinde azalma görülmektedir. Kahramanmaraş (12.3 mm/h) ve Erzurum (5.92 mm/h) istasyonlarında 0.01 anlamlılık düzeyinde, Mersin (2.86 mm/yıl), Adana (53.3 mm/yıl) ve Muş (42.2 mm/yıl) istasyonlarında 0.05 anlamlılık düzeyinde, Ağrı (20.3 mm/yıl), Aydın (21.9 mm/yıl), Bitlis (45.2 mm/yıl), Isparta (21.6 mm/yıl), Kayseri (8.41 mm/yıl), Karapınar (15.08 mm/yıl), Nevşehir (12,5 mm/yıl), Niğde (19.25 mm/yıl) ve Tunceli (12.8 mm/yıl) istasyonlarında 0.1 anlamlılık düzeyinde artma eğilimi gözlemlenmektedir.



Şekil 2. 1970 - 1978 periyodunda yıllık kümülatif toplam yağışlarında gözlenen anlamlı eğilimlerin coğrafi dağılımı

1979 – 1990 yılları arasında kümülatif yağış toplamı eğilimi

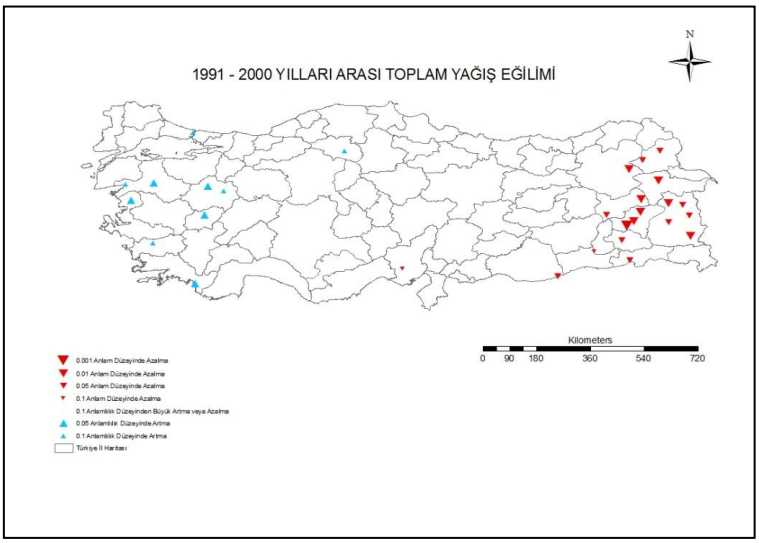
Yapılan faktör analiziyle ikinci periyot, 1979 – 1990 yılları arasındadır. Bu periyotta yıllık kümülatif yağış toplamı Şekil 3. de gösterilmiştir. Bu periyotta, Türkiye'nin batısında yağışlar azalma eğilimi göstermektedir. Aydın istasyonunda 0.001 anlamlılık düzeyinde, çok şiddetli bir azalma görülmektedir. Denizli, Diyarbakır, Isparta, İzmir ve Muğla istasyonlarında 0.01 anlamlılık düzeyinde, Afyon, Antalya, Bilecik, Burdur, Denizli, Edirne, Isparta, İzmir, Kütahya, Manisa, Muğla ve Sakarya istasyonlarında 0.1 anlamlılık düzeyinde azalma görülmektedir.Artvin (20.375 mm/mevsim), Trabzon (11.25 mm/mevsim) ve Yüksekova (25.65 mm/mevsim) 0.05 anlamlılık düzeyinde ve Akçaabat (14.86 Mm/mevsim) istasyonunda 0.1 anlamlılık düzeyinde artma eğilimi görülmektedir.



Şekil 3. 1979 – 1990 periyodunda yıllık kümülatif toplam yağışlarında gözlenen anlamlı eğilimlerin coğrafi dağılımı

1991 – 2000 yılları arasında kümülatif yağış toplamı eğilimi

Bu periyotta yıllık kümülatif yağış toplamı Şekil 4. de gösterilmiştir. Şekil 4'e göre Türkiye'nin batısında artma eğilimi görülmekteyken, doğusunda azalma eğilimi göze çarpmaktadır.



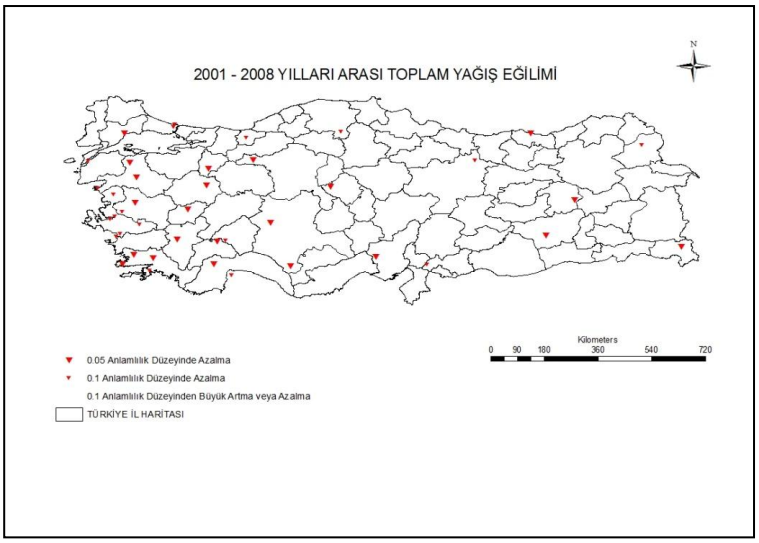
Şekil 4. 1991 – 2000 periyodunda yıllık kümülatif toplam yağışlarında gözlenen anlamlı eğilimlerin coğrafi dağılımı

Bitlis istasyonunda 0.001 anlamlılık düzeyinde çok şiddetli azalma eğilimi görülmektedir. Ağrı, Bitlis, Erzurum, Muş ve Van illerinde 0.01 anlamlılık düzeyinde, Kars, Siirt, Şanlıurfa ve Şırnak istasyonlarında 0.05 anlamlılık düzeyinde, Adana ve Batman istasyonlarında ise 0.1 anlamlılık düzeyinde azalma eğilimi görülmektedir. Balıkesir (25.56 mm/yıl), Bergama (37.9 mm/yıl), Fethiye (32.06 mm/yıl), Tavşanlı (15.9 mm/yıl) ve Uşak (11.98 mm/yıl) istasyonlarında 0.05 anlamlılık düzeyinde, Aydın (28,5 mm/yıl), Çankırı (17,95 mm/yıl), Edremit (24.1 mm/yıl), Kütahya (15 mm/yıl) ve Sarıyer Kireçburnu (25.8 mm/yıl) istasyonlarında ise 0.1 anlamlılık düzeyinde artma görülmektedir.

2001 – 2008 yılları arasında kümülatif yağış toplamı eğilimi

2001 – 2008 yılları arasında ülkemizde şiddetli ve yaygın kuraklık olaylarının gözlendiği bir dönem olmuştur. Şekil 5' de 2001 – 2008 periyodunda yıllık kümülatif toplam yağış eğilimi gösterilmektedir.

Bu periyotta Türkiye genelinde artış eğilimi gösteren istasyon bulunmamaktadır. Balıkesir, Bodrum, Bozüyük, Burdur, Dalaman, Denizli, Gönen, Ilgın, Akhisar, Kaman, Karaisalı, Hadım, Korkuteli, Kütahya, Milas, Muğla, Nallıhan, Solhan, Tekirdağ, Trabzon, Uşak ve Yüksekova istasyonlarında 0.05 anlamlılık düzeyinde, Antalya, Ayvalık, Bergama, Bornova, Çanakkale, Düzce, İslahiye, Isparta, İstanbul Bahçeköy, İzmir, Kars, Kumköy Kilyos, Kuşadası, Manisa, Marmaris, Ödemiş, Selçuk, Suşehri ve Tosya istasyonlarında ise 0.1 anlamlılık düzeyinde azalma eğilimi görülmektedir



Şekil 5. 2001 – 2008 periyodunda yıllık kümülatif toplam yağışlarında gözlenen anlamlı eğilimlerin coğrafi dağılımı

Türkiye genelinde yaklaşık onar yıllık periyotlarda bölgesel yağış rejimlerinde önemli değişimler gözlenmiştir. Buna göre genel olarak;

1970 – 1978 yılları arasında yağışlarda artma eğilimi
1979 – 1990 yılları arasında yağışlarda azalma eğilimi
1991 – 2000 yılları arasında yağışlarda Türkiye'nin doğusunda azalma, Türkiye'nin batısında ise artma eğilimi
2000 – 2008 yılları arasında yağışlarda azalma eğilimi görülmektedir.

REFERANSLAR

Bayazıt, M.(1981). Hidrolojide İstatistik Yöntemler. (sayı:1197). İstanbul. Teknik Üniversite Matbaası, İTÜ Kütüphanesi.

Burn, D.H., Hag Elnur, M. A., (2002). Detection of hydrological trends and variability, Journal of Hydrology, 255, 107-122.

Harman, H. H., "Modern Factor Analysis", The University of Chicago Press, New York, 1976

Kim, J. And Mueller, C. W., 1978, Factor Analysis: Statistical Methods and Practical Issues, Sage University Paper 13

Mardia, K. V., Kent, J. T., and Bibby, J. M.,"Multivarate Analysis", Academic Prsss, Seventh Edition, London, 1989.

Mulaik, A. S., 1972, The Foundation of Factor Analysis, Ms Graw – Hill Company

Partal, T ve Kahya, E., 2006. Trend Analysis in Turkish Precipitation Data. Hydrology Process. 20(9):2011–2026.

Robson A.,(2002). "Evidence for trends in UK flooding.", The Royal Society, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A (2002) 360, 1327–1343

Salmi, T., Maatta, A., Anttila, P., Airola, T. and Amnell, T., "Detecting Trends Of Annual Values Of Atmospheric Pollutanats By The Mann – Kendall Test And Sen's Slope Estimates – The Excel Template Application Makesens" , Helsinki, 2002

Sen, P., K., 1968. Estimates of the Regression Coefficient Based On Kendall's Tau. Journal of the American Statistical Association, Vol. 63, pp. 1379 - 1389

Sneyers, R., 1990. On the Statistical Analysis of Series of Observations. WMO Technical Note, 66, World Meteorological Organization, Geneva, Italy.

Tecer, L.H., Okutan, H ve., Cerit, O., (2004). İklim Değişimi: 1975-2001 Periyodunda Rize Yağış Ve Sıcaklık Trendlerinin Analizi. Çevre 2004 I. Ulusal Çevre Kongresi,13–15 Ekim, 355–365.

Türkeş, M., (1996). Spatial and Temporal Analysis of Annual Rainfall Variations in Turkey. International Journal of Climatology 16:1057–1076.

Xu, Z. X., Takeuchi, K., and Ishidaira, H. (2001). Precipitation variation due to climatic change in Southeast Asia and the Pacific region. Proceedings of the International Symposium on Achievements of IHP V in Hydrological Research. 19-22 Nov., 2001. Ha Noi, Viet Nam, UNESCO Jarkarta Office, 399-413.

Yu, P.S., Yang, T.C., Wu, C.K., (2002). Impact of Climate Change on Water Resources in Southern Taiwan. Journal of Hydrology, 260, 161-175.

Yue, S., Pılon, P., ve Cavadıas, G., (2002). Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho Tests for Detecting Monotonic Trends in Hydrological Series. Journal of Hydrology, 259(1):254-271.

EVALUATING SATELLITE RAINFALL ALGORITHMS THE HYDRO-ESTIMATOR AND THE SELF-CALIBRATING MULTIVARIATE PRECIPITATION RETRIEVAL OVER A MOUNTAINOUS REGION

Mustafa AKCELIK[1] and Ismail YUCEL[1]
[1]Middle East Technical University, Civil Engineering Department, Water Resources Lab
Ankara, Turkey 06531, iyucel@metu.edu.tr

Abstract:
This study investigates the performances of the National Oceanic and Atmospheric Administration / National Environmental Satellite, Data, and Information Service (NOAA/NESDIS) operational rainfall estimation algorithms, called the Hydro-Estimator (HE) and The Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval (SCaMPR), in their depiction of the timing, intensity, and duration of rainfall in general and the comparison of the accuracies of the two algorithms over a elevation based scale during both winter and summer seasons. An event-based rainfall observation network in northwest Mexico, established as part of the North American Monsoon Experiment (NAME), provides gauge-based precipitation measurements with sufficient temporal and spatial sampling characteristics to examine the climatological structure of diurnal convective activity over northwest Mexico. In this study, rainfall estimates from the HE and SCAMPR algorithms were evaluated against point observations collected from 49 rain gauges from August through the end of September in 2002, from 76 gauges from August through the end of September in 2003 and from 76 gauges from December 2003 through end of end of March 2004. While the both of the algorithms provides estimates of the spatial distribution and timing of diurnal convective events, elevation-dependent biases exist in both algorithms, which are characterized by an overestimate in the occurrence of precipitation. This overestimation is much clear at low elevations whereas at high elevations this bias gets smaller to some extend. The potential of the HE in providing high spatial and temporal resolution data is also evaluated using a hydrological model over the North American Monsoon (NAM) region. The findings suggest that continued improvement to the HE orographic correction scheme is warranted in order to advance quantitative precipitation estimation in complex terrain regions and for use in hydrologic applications.

1. Introduction

In support of the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Weather Service's (NWS) flash flood warning and heavy precipitation forecast efforts, the NOAA National Environmental Satellite Data and Information Service (NESDIS) has been providing satellite-based precipitation estimates operationally since 1978. Operational satellite rainfall estimates originated with the Interactive Flash Flood Analyzer (IFFA; Scofield and Oliver 1977; Scofield 1987). To improve the timeliness of the IFFA and to extend the areal coverage of their satellite rainfall products, NESDIS developed an automated precipitation estimation algorithm called the Auto-Estimator (AE; Vicente et al. 1998), which was followed by the Hydro-Estimator (HE; Scofield and Kuligowski 2003) and Self-Calibrating Multivariate Precipitation Retrieval (SCaMPR; Kuligowski, R. J., 2002).

The purpose of the present work is to evaluate the performance of the existing operational algorithms HE and SCAMPR over a topographically complex region at three rainfall estimation periods: one hour, six hours and 24 hours. Additionally, rain probability and

estimation accuracy of the aforementioned algorithms for this probability will be examined throughout the day for different elevation scales.

2. Results

Data comparison between the HE, SCAMPR and Gage values were performed for the rain estimates for 2002 and 2003 summer periods and the statistical analysis of these data are obtained. The elevation breakdowns of the network and elevation bands are provided in Table 1. Also statistical findings are provided on table 2 and table 3 for SCAMPR and HE values respectively. Plot of rain estimates vs. gage measurements for different durations are provided on figure1.

3. Summary and Planned Work

The study will provide a comprehensive validation of the characteristics of these satellite-estimated precipitation estimates, such as the hourly frequency, intensity, diurnal cycle and its relation to regional topography. Comparisons show that temporal rainfall characteristics over the region are generally captured by the two algorithms in both years. However, some systematic bias structures exist that need to be addressed. The primary works to be done are as summarized as follows:

1. Analysis of the statistical rain characteristics for the 2003 – 2004 winter period, and comparison of these findings both within two algorithms and also with summer period.
2. Generation of hourly rain distribution function throughout a day period, and address the possible systematic biases.
3. Provide a detailed elevation scale for the analysis so that the topographic performance of the algorithms can be analyzed in much detail.
4. Assessment of the algorithms to document weaknesses and strengths in rainfall estimates from both algorithms.

Table 1. The elevation breakdowns of the network and elevation bands

Elevation Bands	Band 1	Band 2	Band 3
Band Interval (m)	0-1000	1000-2000	2000-3000
Total # of gauges	39	25	22
Percentage of network (%)	0,45	0,29	0,26

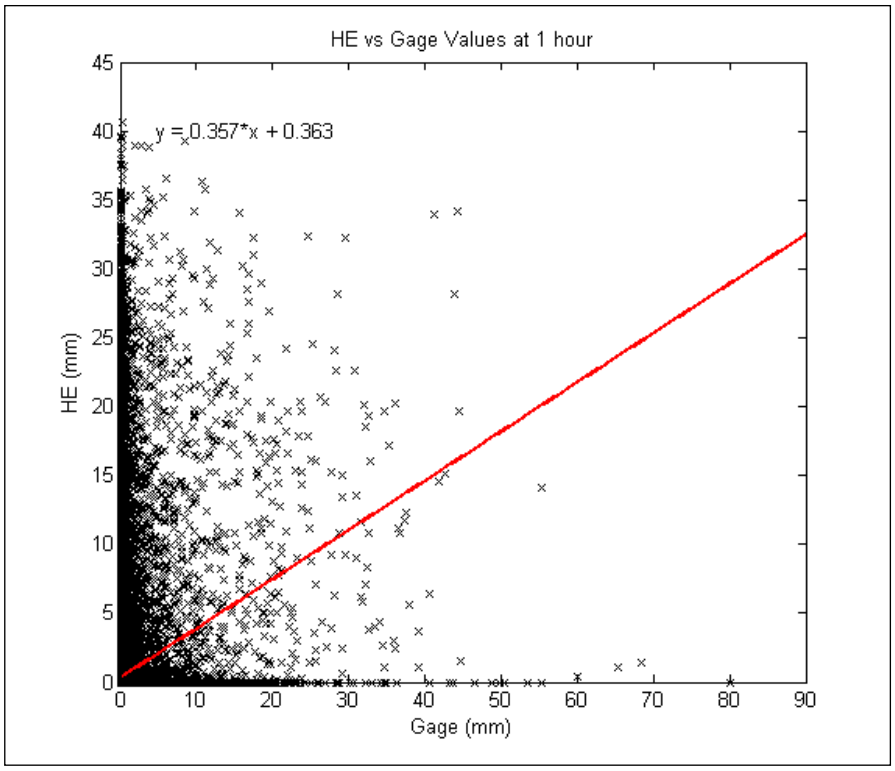
Table 2 Correlation of estimates with gage measurements, mean root mean square error (RMSE), and mean bias at each elevation band and at all network for different duration rain rates for the SCAMPR for summer period

Elevation Bands	Network			Band 1			Band 2			Band 3		
	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour
Rain Correlation	0,247	0,408	0,37	0,258	0,426	0,359	0,248	0,413	0,422	0,212	0,342	0,346
RMSE (mm)	1,6323	5,691	13,477	1,8589	6,4326	15,5269	1,5116	5,2807	12,3869	1,3343	4,7491	10,706
Bias (mm)	0,1857	1,1824	5,5614	0,2263	1,4431	7,1665	0,1705	1,0805	4,8306	0,1318	0,8452	3,6077

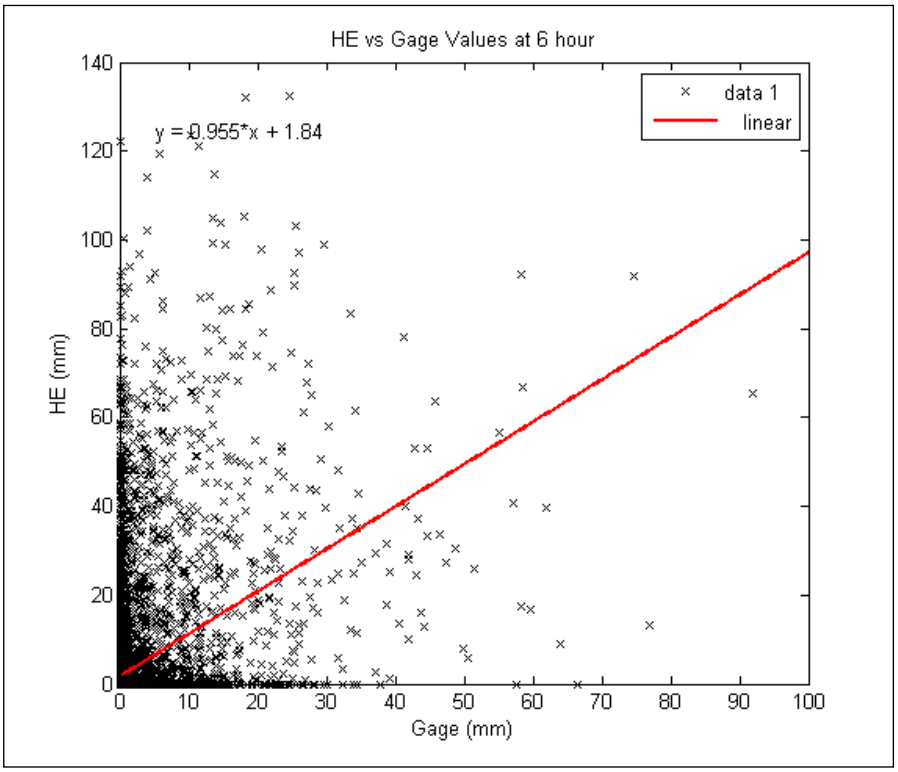
Table 3 Correlation of estimates with gage measurements, mean root mean square error (RMSE), and mean bias at each elevation band and at all network for different duration rain rates for the HE for summer period

Elevation Bands	Network			Band 1			Band 2			Band 3		
	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour	1 hour	6 hour	24 hour
Rain Correlation	0,198	0,39	0,306	0,214	0,422	0,371	0,198	0,423	0,297	0,142	0,235	0,146
RMSE (mm)	2,7177	10,2355	26,7358	3,1447	11,9227	31,1501	2,5748	9,509	24,1681	2,0091	7,1532	18,9777
Bias (mm)	0,2477	1,8059	10,1454	0,3789	2,6143	14,6113	0,2073	1,5888	8,3366	0,0584	0,4898	3,369

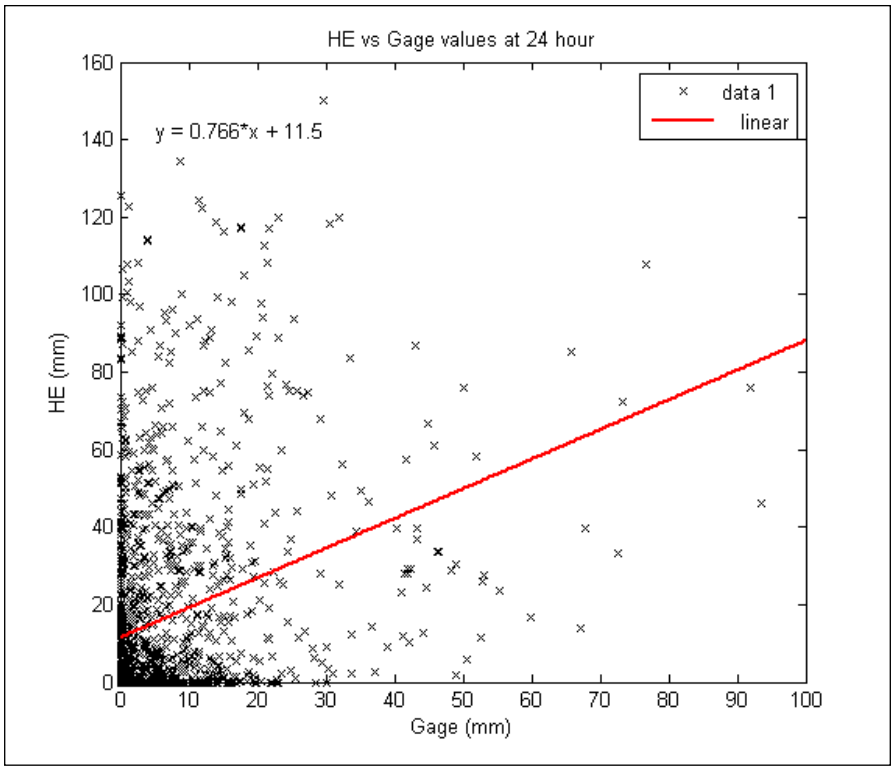
a)


HE vs Gage Values at 1 hour
y = 0.357*x + 0.363
HE (mm)
Gage (mm)
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90

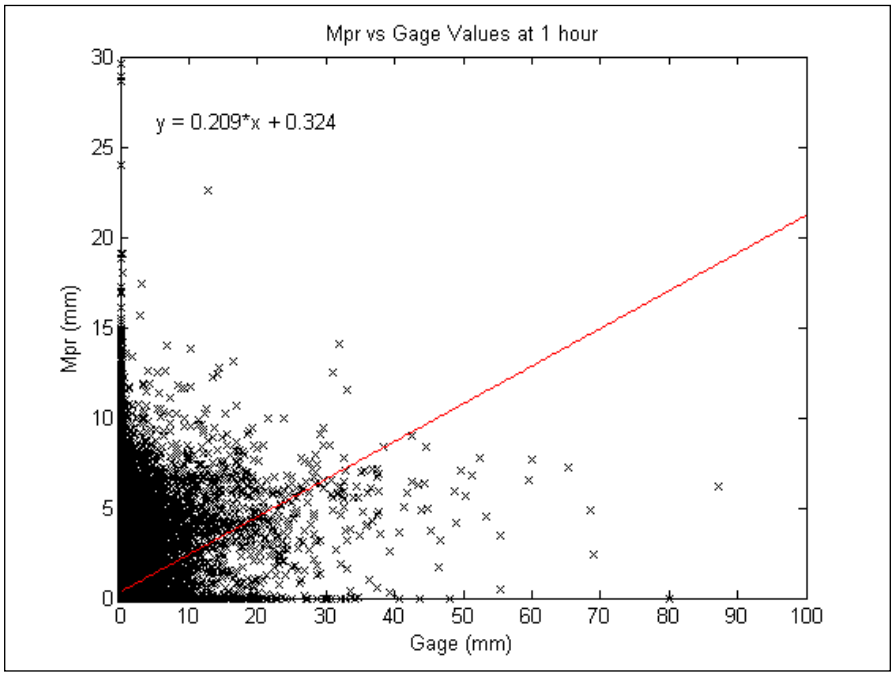
b)


HE vs Gage Values at 6 hour
y = 0.955*x + 1.84
data 1
linear
HE (mm)
Gage (mm)
0
20
40
60
80
100
120
140
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100

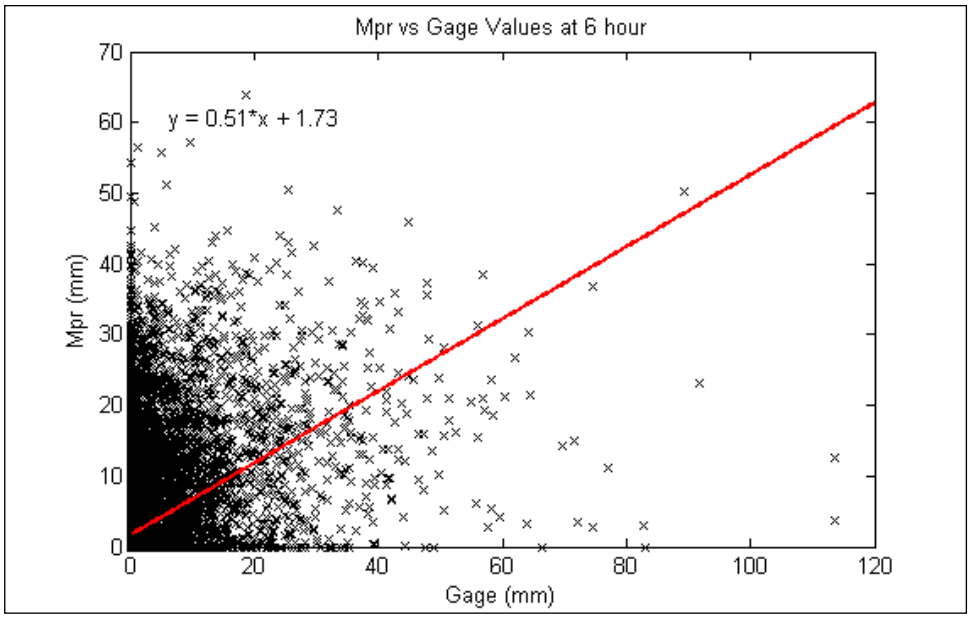
c)


HE vs Gage values at 24 hour
y = 0.766*x + 11.5
data 1
linear
HE (mm)
Gage (mm)
0
20
40
60
80
100
120
140
160
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100

d)


Mpr vs Gage Values at 1 hour
y = 0.209*x + 0.324
Mpr (mm)
Gage (mm)
0
5
10
15
20
25
30
0
10
20
30
40
50
60
70
80
90
100

e)



f)

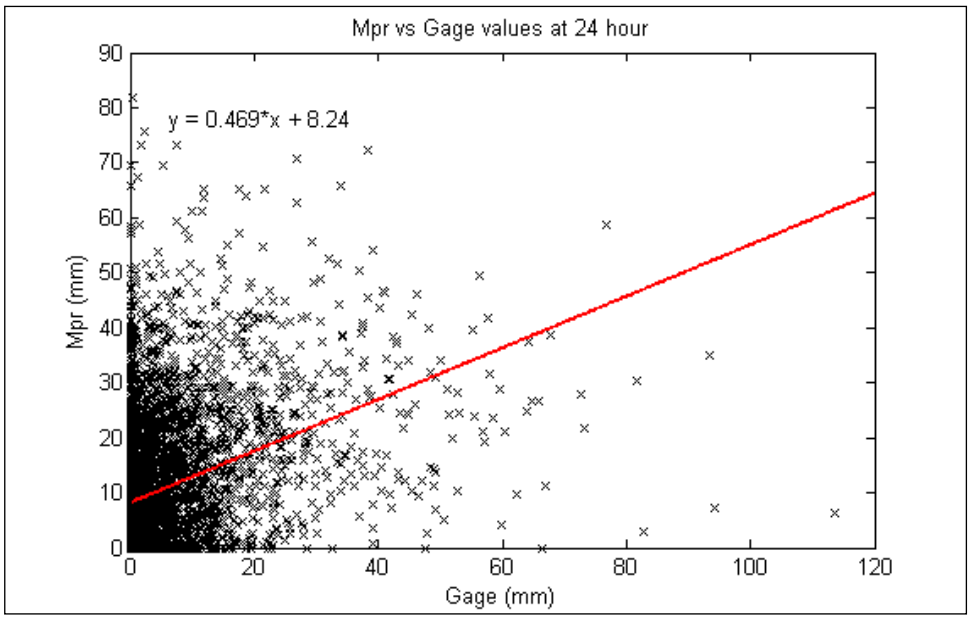


Figure 1 Plot of rain estimates vs. Gage measurement for different periods and presentation of rain relation as a formula a) For HE for 1 hour period b) For HE for 6 hour period c) For HE for 24 hour period d) For SCAMPR for 1 hour period e) For SCAMPR for 6 hour period f) For SCAMPR for 24 hour period

REGIONAL FREQUENCY ANALYSIS FOR ANNUAL RAINFALL TOTALS OF KONYA CLOSED BASIN IN TURKEY

Alper Serdar ANLI[1], Kadri YUREKLI[2], Mehmet Ali HINIS[3], Halit APAYDIN[1]
[1] Ankara University Agricultural Faculty, Ankara, Turkey, e-mail: alperanli@gmail.com
[2] GOP University Agricultural Faculty, Tokat, Turkey, e-mail: kadriyurekli@yahoo.com
[3] Aksaray University Engineering Faculty, Aksaray, Turkey, e-mail: mhinis@gmail.com
[1] Ankara University Agricultural Faculty, Ankara, Turkey, e-mail: apaydin@agri.ankara.edu.tr

Abstract:
In this study, regional frequency analysis of annual rainfall totals is carried out through methods of *L*-moments in Konya Closed Basin. Annual total rainfall series are formed using rainfall records obtained from 44 rain gauge stations. Firstly, whole stations in Konya Closed Basin are assumed one region and then stations are split up three sub-region using cluster analyses due to discordant stations. A set of analysis is carried out through index-flood procedure and regional homogeneity is obtained by Discordancy and Heterogeneity measures. Based on Goodness-of-fit measure, Pearson Type 3, Generalized Extreme Values and Generalized Normal distributions were selected the most suitable ones for region one, two and three, respectively. Probable rainfall values are estimated for various recurrence intervals (*T* year= 1.01, 1.02, 1.05, 1.11, 1.25, 2, 10, 20 and 100) via regional *L*-moment algorithm.

Keywords: *Konya Closed Basin, regional frequency, annual total, L-moment, index-flood.*

TÜRKİYE KONYA KAPALI HAVZASI YILLIK YAĞIŞ TOPLAMLARININ BÖLGESEL FREKANS ANALİZİ

Özet:
Bu araştırmada Konya Kapalı Havzası'ndaki yıllık yağış toplamlarının *L* moment yöntemleri ile bölgesel frekans analizi gerçekleştirilmiştir. Bu amaçla 44 yağış gözlem istasyonundan elde edilen yağmur miktarlarından yararlanarak yıllık toplam yağış serileri oluşturulmuştur. Bölgesel analizlere Konya Kapalı Havzası'nda bulunan istasyonların tümü bir bölge kabul edilerek başlanmış, ancak istasyonlardaki düzensizlikten dolayı havza kümeleme analizi yardımıyla üç alt bölgeye ayrılmıştır. Gösterge taşkın yöntemi yoluyla gerçekleştirilen bir dizi analizler sonucunda düzensizlik ve heterojenlik ölçüleri ile bölgelere göre homojenlik sağlanmıştır. Uygunluk ölçüsüne göre Pearson Tip 3, Genel Ekstrem Değerler ve Genel Normal dağılımları sırasıyla 1. bölge, 2. bölge ve 3. bölge için en uygun dağılımlar olarak seçilmiştir. Bölgesel *L* moment algoritması ile çeşitli dönüş aralıklarında (1.01, 1.02, 1.05, 1.11, 1.25, 2, 10, 20 ve 100 yıl) muhtemel yağmur miktarları tahmin edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: *Konya Kapalı Havzası, bölgesel frekans, yıllık toplam, L moment, gösterge taşkın.*

1. INTRODUCTION

Precipitation is one of the most important factors in agricultural water management, especially in the dry land farming of Konya Closed Basin in Turkey. Regionalization of precipitation distribution is useful for the optimum design and management of water-related activities. Because of its low annual rainfall amounts, Turkey is commonly regarded as a country of dry conditions. Rainfall amounts vary over space and time and this highlights the existence of large diversities of rainfall over Turkey.

A common problem in hydrology and water resources planning and management is that of estimating the magnitude of events such as rainfall amount on sites where rainfall data are either not available or are insufficient for reliable design. Regional frequency analysis uses data from several sites to estimate quantiles of underlying variables. This analysis called regional frequency analysis involves the identification of the region, or finding the sites that belong to a region, testing the homogeneity of the proposed region and choice of the regional frequency distribution (Sveinsson *et al*., 2002; Durrans and Kirkby, 2004). Different methods of regionalization have been developed in the field of hydrology, among which the method of *L*-moments (Hosking and Wallis, 1997) is the most popular one. Lee and Maeng (2003) estimated the design rainfall through the *L*-moment approach by using annual maximum daily rainfall from 38 Korean rainfall stations. They considered the generalized extreme values (GEV), generalized logistic (GLO) and generalized Pareto (GPA) distributions to select appropriate probability distribution fitted to annual maximum rainfalls, and their aptness was judged by using *L*-moment diagram and Kolmogorov-Smirnov test. The GEV and GLO distributions were decided as appropriate distributions. Yurekli and Modarres (2007) applied the method of *L*-moments for fitting regional distribution for annual maximum rainfall in the Tokat region in Turkey. No significant relationship between rainfall and elevation of the stations was found. Therefore, they first decided to divide the region into two sub-regions but these sub-regions were not homogeneous. Their final decision was three sub-regions. The GEV for the first and third sub-regions and GLO for the second sub-region were determined as the best regional distributions. The objective of the present study is to regionalize the annual rainfall totals of Konya Closed Basin in Turkey and to estimate the probable rainfall quantiles for various recurrence intervals for planning and management water resources and crop water requirement and partly estimate the capacity of groundwater resources to be important for agricultural water use in Konya Closed Basin.

2. KONYA CLOSED BASIN and AVAILABLE DATA

One of 26-main river basins in Turkey is Konya Closed Basin having an area of 53.850 km^2 and its area is about % 7 of Turkey's total area. The basin located in the Central Anatolian Plateau is bounded 36º 51' and 39º 29' N latitudes, 31º 36' and 34º 52' E longitudes. The region is characterized by a semi-arid continental climate; summers are hot and dry whereas winters are cold and moist. In terms of the hydrology of the basin, the surface water resources are of little importance as there are only few rivers and creeks. Most of the water is transported as groundwater; therefore, groundwater is of great importance for the water management of the basin. Mean annual total rainfall of the basin which has continental climate is very low when comparing the mean of Turkey (412 mm).
In this study, the annual rainfall totals from 44 rain gauge stations in Konya Closed Basin, managed by the Turkish State Meteorological Service (DMI) and General Directorate of State Hydraulic Works (DSI), was selected for the analysis. Annual rainfall total series of 22-81 years of raingauge stations in the basin were used for this study. The characteristics of selected raingauge stations and some descriptive statistics of theirs have been given in Table 1

3. METHOD

3.1. *L*-moment Technique

L-moment estimators are linear combinations of the observations that do not require squaring or cubing of the observations. Therefore, they are less sensitive to the largest observations in a sample than product moment. *L*-moments are an alternative system of

describing the shape of probability distributions. The *L*-moment of *X* is defined as functions of probability-weighted moments. Probability-weighted moments are calculated from the ranked observations $X_{(j)}$. For order statistics of $X_{(j)}$ an estimator of PWMs are defined as:

$$b = n^{-1}\sum_{j=1}^{n} x_{(j)} \frac{(j-1)(j-2)...(j-1)}{(n-1)(n-2)...(n-i)}. \quad (1)$$

For any distribution, the first four *L*-moments can be calculated from:

$$\begin{aligned} \ell_1 &= b_0, \\ \ell_2 &= 2b_1 - b_0, \\ \ell_3 &= 6b_2 - 6b_1 + b_0, \\ \ell_4 &= 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0. \end{aligned} \quad (2)$$

The *L*-mean, ℓ_1, is a measure of central tendency and the *L*-standard deviation, ℓ_2, is a measure of dispersion. Hence, the dimensionless *L*-moment ratios are defined by (Hosking, 1990):

$$\begin{aligned} t &= \ell_2 / \ell_1 \quad (L\text{-coefficient of variation, } L\text{-Cv}) \\ t_3 &= \ell_3 / \ell_2 \quad (L\text{-skewness}) \\ t_4 &= \ell_4 / \ell_2 \quad (L\text{-kurtosis}) \end{aligned} \quad (3)$$

3.2. Regionalization

A regional frequency analysis method, index-flood procedure is used for regionalization. The index-flood procedure is a simple regionalization technique with a long history in hydrology and frequency analysis. The term 'index-flood' arose because early applications of the procedure made use of the flood data in hydrology. It uses data sets from several sites in an effort to construct more reliable quantile estimators. Index-flood procedures are a convenient way of pooling summary statistics from different data samples. Suppose that data are available at *N* sites, with site *i* having sample size n_i and observed data Q_{ij}, j=1,…, n_i. Let Q_i (F), be the quantile function of the frequency distribution at site *i*. The key assumption of an index-flood procedure is that the sites form a homogeneous region, that is, the frequency distributions of the *N* sites are identical apart from a site-specific scale factor, the index-flood. Then one can write;

$$Q_i(F) = \mu_i q(F), \qquad i = 1,\ldots, N. \quad (4)$$

Here μ_i is the index-flood. The index-flood will be taken as the mean of the at-site frequency distribution, though any location parameter of the distribution may be used instead. An important point about the index-flood is that it reflects the size, rainfall and runoff characteristics of each watershed. The remaining factor in this equation is the regional growth curve, a dimensionless quantile function common to every site.

3.3. Phases Applied in Regional Frequency Analysis

Regional frequency analysis using an index-flood procedure involves the four steps; namely screening the data, identification of homogeneous regions, selection of best-fit distributions and estimation of rainfall quantiles. Phases and measures based on *L*-moment methods are given below (Hosking and Wallis, 1997):

Table 1. The characteristics of selected raingauge stations and some descriptive statistics of theirs

Station name	Record Length	Elevation (m)	Mean Annual Totals	SD	CV	CS	CK	Station name	Record Length	Elevation (m)	Mean Annual Totals	SD	CV	CS	CK
Konya	81	1028	318.59	75.50	0.237	0.375	0.486	**Kkoras**	33	1650	285.54	82.02	0.287	0.176	0.853
Ilgin	40	1030	422.32	78.59	0.186	-0.226	-0.030	**Savran**	22	1040	229.47	45.84	0.200	0.198	-0.062
Beysehir	62	1129	481.49	95.21	0.198	-0.365	0.056	**Karaman**	76	1025	341.64	72.65	0.213	0.285	-0.639
Seydisehir	48	1131	755.37	167.12	0.221	0.411	-0.125	**Eregli Konya**	44	1044	301.09	60.88	0.202	0.040	0.547
Cumra	37	1013	317.34	69.13	0.218	0.378	0.157	**Karapinar**	46	1004	282.38	54.61	0.193	0.395	0.066
Altinapa Dam	38	1290	384.43	82.76	0.215	0.083	0.125	**Besagil**	43	1155	315.04	82.91	0.263	0.868	0.757
Sille Dam	29	1290	339.00	80.45	0.237	1.010	0.972	**Ortakaraoren**	42	1150	406.82	93.28	0.229	-0.105	-0.749
Huglu	41	1370	798.59	189.72	0.238	0.974	1.383	**Ayrancı Dam**	31	1150	274.88	68.98	0.251	0.307	-1.030
Ketenli	40	1650	472.60	111.81	0.237	0.816	0.497	**Cihanbeyli**	50	969	314.25	67.44	0.215	0.129	0.075
Konya Topsu	25	1028	324.65	77.86	0.240	0.196	0.012	**Cesmelisebil**	29	1090	299.02	75.11	0.251	-0.312	0.370
Akoren	26	1150	439.53	95.60	0.218	0.535	-0.099	**Apa Dam**	40	1040	362.34	72.04	0.199	0.282	-0.535
Dumanli	26	1300	1220.36	277.78	0.228	0.416	-0.339	**Timras**	43	1010	279.94	70.17	0.251	0.484	-0.082
Tolca	31	1125	467.68	121.89	0.261	-0.103	-0.503	**Nigde**	59	1208	328.78	65.81	0.200	-0.279	-0.481
Yatagan	37	1030	544.62	158.92	0.292	0.410	-0.657	**Aksaray**	59	965	329.85	73.61	0.223	-0.093	0.202
Kayali	44	1035	381.27	90.30	0.237	0.500	0.371	**Konakli**	38	1265	270.13	63.77	0.236	-0.443	0.360
Kizilca	28	1150	547.22	130.59	0.239	0.311	0.103	**Akkaya Dam**	22	1195	224.84	49.74	0.221	0.513	-0.251
Eti Al. Fab.	27	1131	621.94	107.97	0.174	0.049	0.109	**Kitreli**	42	1540	525.22	91.58	0.174	-0.054	-0.614
Konuklar	35	1066	370.01	66.42	0.179	0.195	0.025	**Gebere Dam**	39	1700	408.54	80.27	0.196	-0.178	-0.760
Gedikli	33	1130	613.28	118.89	0.194	0.534	-0.052	**Armutlu**	23	1075	350.30	101.24	0.289	0.402	-0.111
Buyukoba	38	1150	464.47	91.03	0.196	0.192	-0.585	**Taspınar**	42	960	272.17	63.28	0.232	0.259	-0.331
Cariklar	33	1030	286.69	59.37	0.207	0.460	0.291	**Kulu**	40	1000	391.85	96.69	0.247	1.118	2.843
								Mamasin Dam	43	1100	367,60	67.32	0.183	0.357	-0.534
								Guzelyurt	34	1450	386,71	104.56	0.270	-0.624	0.585

SD: Standard Deviation, **CV:** Coefficient of Variation, **CS:** Coefficient of Skewness, **CK:** Coefficient of Kurtosis

Discordancy measure for screening the data:

The objective of screening the data is to check that the data are suitable for carrying out the regional frequency analysis. Discordancy measure D_i is used to screen out the data from unusual stations whose point sample *L*-moments are markedly different from other stations and is defined as:

$$D_i = \frac{1}{3} N(u_i - \bar{u})^T K^{-1}(u_i - \bar{u}) \quad (5)$$

where u_i = vector of *L*-moment ratios for station *i*,

K = covariance matrix of u_i,

$\bar{u}$ = mean of vector u_i.

The station *i* is declared to be discordant, if D_i is greater than the critical value of the discordancy statistic given in a tabular form by (Hosking and Wallis, 1993).

Heterogeneity measure for regional homogeneity:

In this study, for forming groups of similar sites is carried out by Ward linkage method and Euclidean distance measures of hierarchical cluster observations method (Gordon, 1981).

Heterogeneity measure *H* compares the inter-site variations in sample *L*-moments for the group of sites with what would be expected of a homogeneous region. The *L*-moment tests for heterogeneity fit a 4-parameter Kappa distribution to the regional data set, generate a series of 500 equivalent region's data by numerical simulation and compare the variability of the statistics of the actual region to those of the simulated series (Hosking and Wallis, 1997). The inter-site variation of each generated region is computed and the mean and standard deviation of the computed inter-site variation is determined. Hence, heterogeneity measure is obtained as:

$$H = \frac{(V - \mu_v)}{\sigma_v} \quad (6)$$

where V = weighted standard deviation of *L*-coefficient of variation values,

μ_V, σ_V = the mean and standard deviation of number of simulations of V.

The criteria for deciding heterogeneity of a region is as: if $H < 1$, region is acceptably homogeneous, if $1 \leq H < 2$, region is possibly heterogeneous, if $H \geq 2$, region is definitely heterogeneous.

Goodness-of-fit measure for identification of regional frequency distribution:

This measure, *Z*, decides how well the simulated *L*-skewness and *L*-kurtosis of a fitted distribution matches the regional average *L*-skewness and *L*-kurtosis values obtained from the observed data. In this study, the goodness-of-fit criterion for each distribution is defined the Z^{DIST} statistics depending on various distributions.

$$Z^{DIST} = (\tau_4^{DIST} - t_4^R + B_4)/\sigma_4 \quad (7)$$

where t_4^R = average value t_4 obtained from the data of a given region,

B_4, σ_4 = bias and standard deviation of t_4, respectively, defined as:

$$B_4 = N_{sim}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (t_4^{(m)} - t_4^R) \quad (8)$$

$$\sigma_4 = \left[(N_{sim} - 1)^{-1} \left\{ \sum_{m=1}^{Nsim} (t_4^{(m)} - t_4^R)^2 - N_{sim} B_4^2 \right\} \right]^{1/2} \quad (9)$$

where N_{sim}= number of simulated regional data sets generated using a Kappa distribution,

$m = m^{th}$ simulated region obtained using a Kappa distribution.

Declare the fit to be adequate if Z^{DIST} is sufficiently close to zero, a reasonable criterion being $|Z^{DIST}| \leq 1.64$.

Regional *L*-moment algorithm for estimation of rainfall quantiles:

For estimation of design rainfall, the regional *L*-moment algorithm fits to the data from the gauging stations in an acceptably homogeneous region the regional frequency distribution that describes the distribution of the observations at each station after scaling by the index-flood value. The regional *L*-moment algorithm is defined as:

Sample mean $\ell_1^{(i)}$ and sample *L*-moment ratios ($t^{(i)}$ and $t_r^{(i)}$, r= 3, 4,..) are calculated for each station. According to these values, the regional average *L*-moment ratios (t^R and t_r^R) for weighted proportionally to the stations' record length:

$$t^R = \sum_{i=1}^{N} n_i t^{(i)} / \sum_{i=1}^{N} n_i \qquad (10)$$

The regional average mean, ℓ_1^R, is set to 1.

$$t_r^R = \sum_{i=1}^{N} n_i t_r^{(i)} / \sum_{i=1}^{N} n_i \qquad (11)$$

The distributions are fit by equating its *L*-moment ratios to the regional average *L*-moment ratios obtained eq. 10 and 11 and is denoted by $\hat{q}$ the quantile function of the fitted regional frequency distribution. Hence, the quantile values at station *i* are determined by combining the estimates of μ_i and q. The value of the quantile with non-exceedance probability F is:

$$\hat{Q}_i(F) = \ell_1^{(i)} \hat{q}(F;\ \ell_1^R,\ t^R,\ t_r^R) \qquad (12)$$

All of the processes have been programmed by (Hosking, 2005) (lmoments: version 3.04) based on FORTRAN-77. The FORTRAN-77 routines and subroutines are combined under a program which has been compiled and adapted into an executable form in this study (Anli *et al*., 2007).

4. RESULTS and DISCUSSION

4.1. Testing Discordancy and Homogeneity

For the purpose of regionalization, it is important to check the existence of discordant station and homogeneity of the region. Values of discordancy measure have been computed based on *L*-moments for the 44 rainfall gauging sites of Konya Closed Basin. Firstly, it was tested about whether all the gauging stations in the basin formed a homogeneous group. It was computed that all of the gauging stations as a whole were not homogeneous due to existing discordant sites.

Therefore, alternative sub-regions were attempted to implement the homogeneity condition. Eventually, the basin was divided into three sub-region by Ward linkage method of cluster analysis; as region one, two and three, respectively. Physical characteristics and *L*-moment ratios of the sites were used for clustering.

Table 2 shows sample *L*-mean, *L*-moments and discordancy measures, D_i for the raingauge stations in the clustered sub-region. As can be shown the table 2, the D_i values for 21 sites of the region one are less than the D_i critic table value of 3.00. This implies that there is no discordant site in the region one. Similarly, D_i values of region two and

three are less than the critical D_i value of 2.757 and 2.632, respectively. So, no discordant station was also observed in both of the regions as in region one.

According to these results, the data from sites formed a cluster for each region may be utilised for performing regional frequency analysis.

The heterogeneity measure (H) taking into account that all sites in a homogeneous region have same population L-moment ratios was applied to the three sub-regions to carry out homogeneity condition. For the three sub-regions, H measure was less than 1 (Table 3). This emphasizes that the sub-regions are acceptably homogeneous to Hosking and Wallis (1997). In fact, the L-moment ratios of all the sites in a region accepted to be homogeneous may vary from a site to others due to sampling variability. Therefore, as explained in the equation 6, the standard deviation of the at-site L-Cv's weighted proportionally to record length at each site is considered to detect what would be the expected intersite variation of the L-moment ratio. The heterogeneity measure was computed by performing 500 simulations using the data of 21, 12 and 11 sites for the region one, two and three. The regional averages of L-moments ratios and the regional parameter values for the various distributions having Z^{DIST} measures lower than 1.64 are given in the Table 4.

4.2. Goodness-of-fit-test of Regional Frequency Distribution

The goodness of fit test measure, Z^{DIST}, was calculated for five distributions; generalized logistic (GLO), generalized extreme values (GEV), generalized normal (GNO), Pearson type 3 (PE3) and generalized Pareto (GPA), (Table 3). Among these distributions for each homogeneous region, GEV, GNO and PE3 distributions had the smallest Z^{DIST} values. Therefore, these distributions can be considered as the regional best-suitable distributions. The distribution having the best Z^{DIST} value (sufficiently close to zero) among GEV, GNO and PE3 distributions for the sub-regions is PE3 (0.27) for the region one, GEV (-0.10) for the region two and GNO (-0.38) for the region 3. The remaining two distributions of the five could not carry out the

4.3. Estimation of Probable Regional Rainfall Quantiles

In our present study, the quantile estimations at different non-exceedance probabilities and recurrence interval for the selected sub-region in Konya Closed Basin were estimated based on index-flood procedure stated in part 3.2. In this reason, the regional dimensionless growth factors common to all the sites in the homogeneous were obtained. The regional quantile estimations based on index-flood approach are given in the Table 5 for the distributions accepted to be suitable for sub-regions according to the Z^{DIST} measure. Table 5 shows that the selected regional distributions for each sub-region predict similar quantiles. This implies that each one of the candidate distributions can be use in regional frequency analysis of annual total rainfalls of Konya closed basin.

Figure 2 shows that `recurrence interval-estimated regional rainfall quantiles` diagram obtained with best-suitable distributions for the each homogeneous sub-region. As can be seen the figure 1, maximum rainfall quantiles were estimated from region one, minimum rainfall quantiles were obtained from region two. While at moderate and higher recurrence intervals, estimated quantiles vary between sub-regions, at lower recurrence intervals estimated quantiles are close to each other for regions.
condition of the $Z^{DIST} \leq 1.64$ (Table 3).

Table 2. Sample *L*-mean, *L*-moment ratios and discordancy measures for sites in sub-regions

Region	Station	*n*	ℓ_1	*L*-Cv	*L*-Cs	*L*-Ck	D_i	Region	Station	*n*	ℓ_1	*L*-Cv	*L*-Cs	*L*-Ck	D_i
Region One	**Konya**	81	318.59	0.133	0.0534	0.1399	0.36	Region Two	**Kkoras**	33	285.54	0.159	-0.0236	0.2122	1.95
	Ilgın	40	422.32	0.106	-0.0330	0.1391	0.86		**Savran**	22	229.47	0.114	0.0726	0.1274	0.42
	Beyşehir	62	481.49	0.112	-0.0928	0.1011	1.86		**Karaman**	76	341.64	0.122	0.0649	0.0735	0.29
	Seydişehir	48	755.37	0.126	0.0610	0.1015	0.17		**Eregli Konya**	44	301.09	0.113	0.0265	0.1727	0.83
	Çumra	37	317.34	0.124	0.0639	0.1062	0.12		**Karapınar**	46	282.38	0.109	0.0894	0.1305	0.76
	AltinapaDam	38	384.43	0.122	0.0255	0.1511	0.47		**Besagil**	43	315.04	0.146	0.1695	0.1629	2.06
	Sille Dam	29	339.00	0.132	0.1988	0.1339	1.48		**Ortakaraoren**	42	406.82	0.132	-0.0470	0.0458	1.40
	Huglu	41	798.59	0.131	0.1654	0.1465	1.10		**Ayrancı Dam**	31	274.88	0.145	0.0807	0.0044	1.97
	Ketenli	40	472.60	0.132	0.1528	0.0942	0.95		**Cihanbeyli**	50	314.25	0.122	-0.0025	0.1288	0.29
	Konya Topsu	25	324.65	0.138	0.0342	0.1331	0.55		**Çesmelisebil**	29	299.02	0.142	-0.0725	0.1633	1.20
	Akoren	26	439.53	0.124	0.1067	0.1142	0.25		**Apa Dam**	40	362.34	0.115	0.0677	0.0967	0.35
	Dumanli	26	1220.36	0.132	0.0907	0.0760	0.90		**Timraş**	43	279.94	0.143	0.0898	0.1099	0.46
	Tolca	31	467.68	0.150	-0.0286	0.1288	2.33	Region Three	**Nigde**	59	328.78	0.114	-0.0678	0.1238	0.52
	Yatagan	37	544.62	0.168	0.1014	0.0617	2.87		**Aksaray**	59	329.85	0.126	-0.0162	0.1389	0.08
	Kayali	44	381.27	0.134	0.0728	0.1218	0.11		**Konaklı**	38	270.13	0.133	-0.0656	0.1454	0.38
	Kizilca	28	547.22	0.135	0.0372	0.1449	0.66		**Akkaya Dam**	22	224.84	0.128	0.1150	0.1233	0.51
	Eti Al. Fab.	27	621.94	0.098	-0.0390	0.1144	1.46		**Kitreli**	42	525.22	0.100	0.0002	0.1093	0.79
	Konuklar	35	370.01	0.101	0.0565	0.1800	1.73		**Gebere Dam**	39	408.54	0.114	-0.0432	0.0824	0.65
	Gedikli	33	613.28	0.110	0.1057	0.1310	0.71		**Armutlu**	23	350.30	0.166	0.0838	0.1461	1.91
	Buyukoba	38	464.47	0.113	0.0306	0.0705	1.73		**Taşpınar**	42	272.17	0.133	0.0596	0.0836	0.94
	Cariklar	33	286.69	0.117	0.0659	0.1478	0.33		**Kulu**	40	391.85	0.133	0.1360	0.2156	2.61
									Mamasın Dam	43	367.60	0.105	0.0885	0.0829	0.90
									Guzelyurt	34	386.71	0.151	-0.1226	0.1867	1.72

n, record length, ℓ_1, *L*-mean
D_i, discordancy measure for site *i*
L-Cv, *L*-Cs and *L*-Ck denote the sample *L*-coefficient of variation, *L*-skewness and *L*-kurtosis

Table 3. *H* and *Z* measures of annual total rainfalls for homogeneous region

Candidate Distribution	Region One	Region Two	Region Three
	Heterogeneity measures (*H*)		
	0.63	0.74	0.90
	Goodness-of-fit measures (*Z*)		
GLO	4.14	3.67	2.35
GEV	**-0.39**	**-0.10**	**-1.32**
GNO	**0.43**	**0.62**	**-0.38**
PE3	**0.27**	**0.52**	**-0.41**
GPA	-8.97	-7.21	-7.96

GLO, Generalized logistic
GEV, Generalized extreme values
GNO, Generalized normal
PE3, Pearson type 3
GPA, Generalized Pareto
Bold numbers represent measures of suitable distributions for each sub-region.

Table 4. Regional parameters for the suitable distributions and regional *L*-moment ratios

Sub-Regions	*L*-moment ratios			GEV			GNO			PE3		
	L-Cv	*L*-Cs	*L*-Ck	ξ	α	k	ξ	α	k	μ	σ	γ
Region One	0.126	0.0538	0.1209	0.913	0.210	0.189	0.988	0.221	-0.110	1.000	0.223	0.330
Region Two	0.129	0.0465	0.1159	0.911	0.217	0.202	0.989	0.228	-0.095	1.000	0.229	0.285
Region Three	0.125	0.0066	0.1291	0.921	0.219	0.272	0.999	0.221	-0.014	1.000	0.221	0.041

ξ: location, α: scale k: shape parameters of GEV and GNO distributions, μ: location σ: scale γ: shape parameters of PE3 distribution

Table 5. The quantile estimations at various non-exceedance probabilities and corresponding recurrence intervals (mm)

Sub-regions	Distribution	F: ($X \leq x$) / T year								
		0.01	**0.02**	**0.05**	**0.10**	**0.20**	**0.50**	**0.90**	**0.95**	**0.99**
		1.01	**1.02**	**1.05**	**1.11**	**1.25**	**2**	**10**	**20**	**100**
Region One	GEV	265.3	287.3	322.1	354.5	396.2	483.9	635.9	681.0	763.4
	GNO	261.3	284.9	321.1	354.5	397.1	484.4	634.0	680.0	772.2
	PE3	262.3	285.4	321.1	354.5	396.7	484.4	634.0	680.0	771.2
Region Two	GEV	164.3	179.4	202.6	224.3	252.2	310.4	409.6	438.5	490.7
	GNO	161.5	177.5	202.0	224.6	252.9	310.7	408.0	437.9	496.9
	PE3	162.1	177.5	202.0	224.3	252.9	310.7	408.4	437.9	496.3
Region Three	GEV	179.6	198.0	227.0	253.6	286.9	353.4	456.9	484.1	529.8
	GNO	174.2	194.8	226.3	253.9	287.9	353.8	454.7	483.8	538.7
	PE3	174.2	194.8	226.3	253.9	287.9	353.8	455.1	483.8	538.7

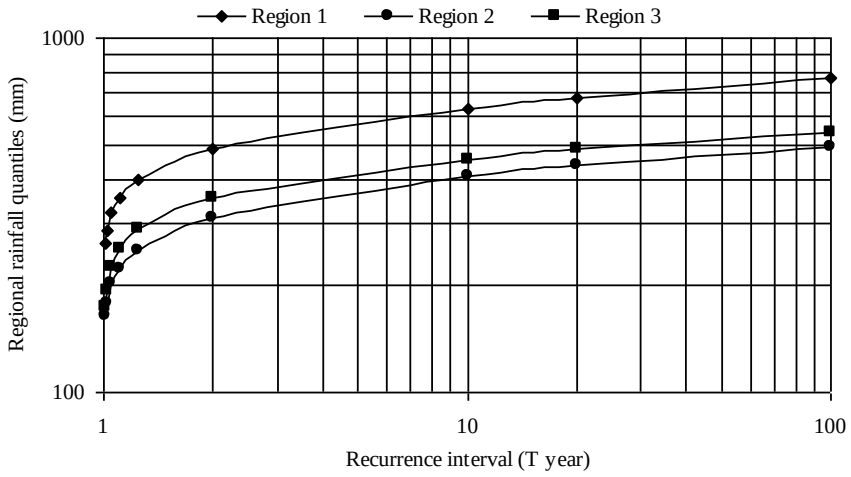


Figure 1. `Recurrence interval-Estimated regional rainfall quantiles` diagram obtained with best-suitable distributions for the each homogeneous sub-region

5. CONCLUSIONS

The following results could be stated based on mentioned analyses for this study:

- Firstly, all of the rainfall gauging stations was supposed to as one region and regional analyses were carried out in this manner. However, it was determined that all of the stations as a whole were not homogeneous due to existing discordant sites.
- Consequently, the basin was divided into three sub-region by Ward linkage method of cluster analysis; as region one, two and three using some physical and site characteristics of the stations.
- At this stage, screening the data carried out using the discordancy measure and heterogeneity measure applied for regional homogeneity for sub-regions showed that the stations in the regions were appropriate to be used in regional frequency estimation.
- The GLO, GEV, GNO, PE3 and GPA distributions were employed for best-suitable frequency distribution. Regional weighted parameters and rainfall quantiles of the distributions were computed using regional *L*-moment algorithm approach. Based on, Z^{DIST} measures, it was thought that the PE3, GEV and GNO distributions were selected the most suitable ones for region one, two and three, respectively and they could be used for regional frequency estimation of total rainfall for Konya Closed Basin.

References

Anli, A. S., Apaydin, H. and Ozturk, F. 2007. Regional Flood Frequency Estimation for the Göksu River Basin through *L*-moments. International River Basin Management Conference, State Hydraulic Works, 22-24 March, Gloria Golf Resort Hotel, Belek, Antalya.

Durrans, S.R. and Kirby, J.T. 2004. Regionalization of extreme precipitation estimates for the Alabama rainfall atlas. Journal of Hydrology 295: 101-107.

Hosking, J.R.M. 1990. *L*-moments: Analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. Journal of the Royal Statistical Society. Series B 52(1):105-124.

Hosking, J.R.M. 2005. Fortran routines for use with the method of *L*-moments, Version 3.04. Research Report RC 20525, IBM Research Division, T.C. Watson Research Center, Yorktown Heights, N.Y.

Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R. 1993. Some statistics useful in regional frequency analysis. Water Resources Research 29: 271-281.

Hosking, J.R.M. and Wallis, J.R.1997. Regional Frequency Analysis: An Approach Based on *L*-moments. Cambridge University Press: Cambridge, U.K.

Lee, S.H. and Maeng, S.J. 2003. Frequency analysis of extreme rainfall using *L*-moment. Irrigation and Drainage 52: 219-230.

Yurekli, K. and Modarres, R. 2007. Regionalization of maximum daily rainfall data over Tokat province, Turkey. International Journal of Natural and Engineering Sciences, 1(2), 1-7

TRANSBOUNDARY TRANSPORT OF AIR POLLUTANTS LEADING TO ELEVATED OZONE LEVELS OVER NORTHERN JORDAN

J. Alsawair[a,b], D. Asaf[c], A.W. Gertler[a], M. Luria[a,c] and A. Solieman[b]
(alang@dri.edu)
[a]Desert Research Institute, 2215 Raggio Parkway, Reno, NV, 89512, USA
[b]Aqaba Special Economic Zone Authority, Aqaba 77110, Jordan
[c]Institute of Earth Sciences, Hebrew University of Jerusalem, 91904, Israel

ABSTRACT
O_3 and other pollutants were monitored at five sites in northern Israel and two in northern Jordan. The sites were located along the prevailing wind direction that presumably moves air-masses eastward from the Mediterranean coast, over the Israel Valley toward the Jordan Valley, and then into Northern Jordan. Results confirmed the previous modeling results, suggesting that peak O_3 values are observed at later hours as a function of distance from the Mediterranean coast and that maximum O_3 levels are found over Jordan. The findings demonstrate the need for international cooperation to control elevated levels of O_3 in the region.

Key words: Ozone, long range transport, photochemistry

INTRODUCTION
The long range transport of air pollutants in general and Ozone (O_3) in particular has been the focus of many studies worldwide (e.g. Duncan et al., 2008, Derwent et al., 2004, Boian and Kirchhoff, 2005, Derwent et al., 2008, Kallos et al., 2006, Chang et al., 2000, Stohl et al., 1999, Jaffe et al., 2004). In addition to affecting urban environments, ozone has also been identified to affect rural areas (Logan, 1989, Saylor et al., 1998, Dayan and Levy, 2002). Downwind of large urban centers, daytime ground level concentrations of O_3 may reach ten times background concentrations due to photochemical activity in an urban plume rich in O_3 precursor species (McKendry and Lundgren, 2000). Precursor carbon monoxide (CO), nitrogen oxides (NO_2 and NO), and volatile organic compounds (VOC) emitted from the densely populated areas are known to undergo chemical and photochemical reactions in the presence of solar radiation (Seinfeld and Pandis 1998; Finlayson-Pitts and Pitts 1997, Luria et al., 1984 and Lifshitz, 1988) to create O_3, while simultaneously undergoing transport and dilution by turbulent mixing (Kley 1997).
In addition to its ability to be transported over long distances, O_3 has been shown to cause adverse health impacts. These impacts are indicated by increased rates of hospital admissions (Bell et al., 2004, Weisel et al., 1995, Wilson et al., 2005, Jaffe et al., 2003), transient changes in lung function, respiratory symptoms, and airway inflammation (Lippmann, 1989), asthma (Desqueyroux et al., 2002, Bell et al., 2004, Lippmann, 1993), eye, nose, and throat irritation (Lu and Wang, 2004), and acute and chronic health problems and pulmonary infection (Bell et al., 2004). Terrestrial ecosystems and materials are also impacted by poor air quality resulting from high O_3 levels. Exposure to O_3 results in damages to agricultural crops and other plants, reduce yields and forest growth and affects species composition (Oltmans et al., 2006, Ashmore, 2005, Mauzerall and Wang, 2001, Hogsett et al., 1997), jeopardize agricultural and natural ecosystems worldwide (Akimoto, 2003).

The Middle East region, like other regions worldwide, is impacted by regional and long range transport of air pollution, especially by O_3. Observed O_3 concentrations have

increased by an average value of 5-20 ppb (Duncan and Bey, 2004). Summertime O_3 maximum mean mixing ratios in the middle and upper troposphere are in excess of 80 ppbv (Qinbin et al, 2001).

Surface O_3 levels above the Israeli ambient human-health impact standard (120 ppbv) have been observed during the early summer months at inland rural sites in Israel (Steinberger, 1980, Peleg et al., 1994; Peleg et al., 1997, Alper-Siman Tov et al., 1997, Ranmar et al., 2002, Asaf et.al., 2008). Air masses originating over the Tel Aviv Metropolis gave rise (a few hours later) to elevated ozone concentrations at rural inland sites in central Israel. European-origin air pollution was found to impact Israel (e.g. Matvev et al., 2002, Wanger et al., 2000). Approximately 15 % of the sulfur pollution emitted over Europe finally reaches the Israeli Mediterranean Coastline, and that practically the entire sulfur compounds released into the air from sources within Israel are transported eastward into Jordan (Matvev et al., 2002).

Previous modeling results have indicated emissions from coastal sources in Israel can produce elevated O_3 levels inland and over Jordan near Irbid with values in excess of 100 ppb, with a lesser peak over Jerusalem (Bornstein et al., 2005, Weinroth et. al., 2008).
Given the observed elevated levels and the potential health impacts and based on the findings of previous studies, this paper reports the results of a field measurement study designed to confirm these previous modeling predictions and assess the magnitude of long range transport of O_3 from Israel to Jordan.

MEASUREMENTS

Site Locations

A total of seven measurement locations were chosen, five in Israel and two in Jordan (Figure 1). The Israeli sites were located in: Haifa at the Mediterranean coast, Neve Shanan at the outskirts of Haifa, Kiryat Tivon, Afula, and Moaz Haim that is close to the Jordanian border. The two Jordanian locations were in Irbid at the Jordan University for Science and Technology (JUST) and Taiba. Sites were selected in such a way they lie on the east-west line along which pollutants are expected to be transported by dominant west\northwest wind from Israel to Jordan.

Measurement Methods

Measurements were conducted continuously using fixed air quality monitoring stations at all sites except at Maoz Haim/Israel and Taiba/Jordan, where mobile stations were used. Analyzers (Thermo Environmental Instruments Inc.) were used to measure sulfur dioxide (pulsed fluorescence method, model TEII 43c), nitrogen oxides (chemiluminescence, model TEII 42i), ozone (UV optical absorbance, model 49), and carbon monoxide (gas filter I.R. absorption, model 48i) at all sites except at Taiba site, where Environnement S.A. analyzers were used to measure sulfur dioxide (UV fluorescence method, model AF22M), nitrogen oxides (chemiluminescence, model AC32M), ozone (UV optical absorbance, model O342M), and carbon monoxide (Non-Dispersive Infrared, model CO12M). NO_2 was measured at the Israeli side using Differential Optical Absorbance Spectrometer since traditional analyzers measure NOx and NO directly and subtract the latter from the former to get an overestimated NO_2 concentration as NOx consists of molecules other than NO and NO_2 such as PAN. Analyzers inlets were equipped with Teflon filters of porosity 5 μm to prevent dust entering the analyzers compartments. The height of the air sampling inlet probe was 3 meters above the ground and consisted of glass and Teflon pipes and tubing. Wind speed, wind direction, ambient temperature,

relative humidity were mounted, solar radiation and barometric pressure were measured at the fixed monitoring stations. Calibration of the equipment was conducted using both zero calibration (fresh air) and multiple point span calibration (standard gases). Prior to the start of the measurement campaign, all analyzers were cross-calibrated to ensure data comparability.

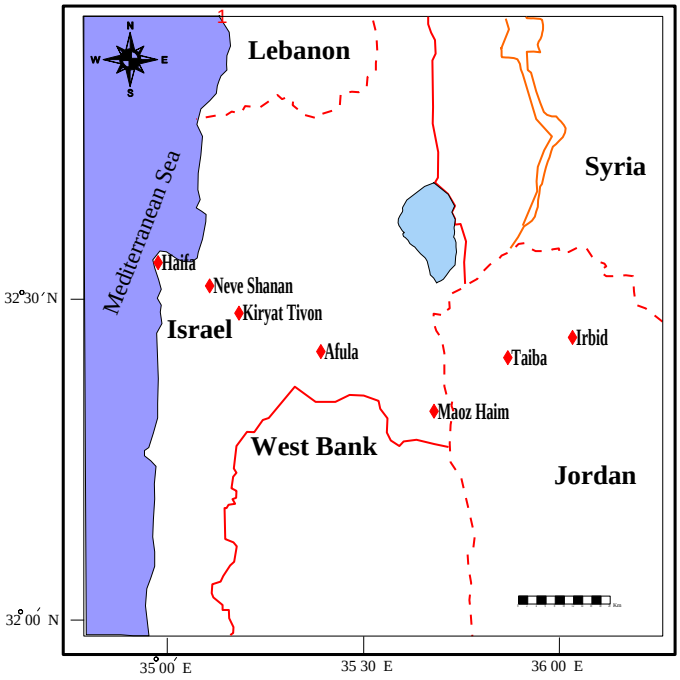


Figure 1. Map showing the location of the seven monitoring used in this study.

RESULTS

Meteorology

Figure 2 shows wind speed and direction distribution in all sites during the monitoring period, while Table 1 shows summary of these results. Overall, westerly winds tend to prevail. In addition, the prevailing wind speed at all sites lies in the low speed category of 0.5-2.1 m/s. High wind speed (5.7-8.8 m/s) were only observed in Afula and Irbid.

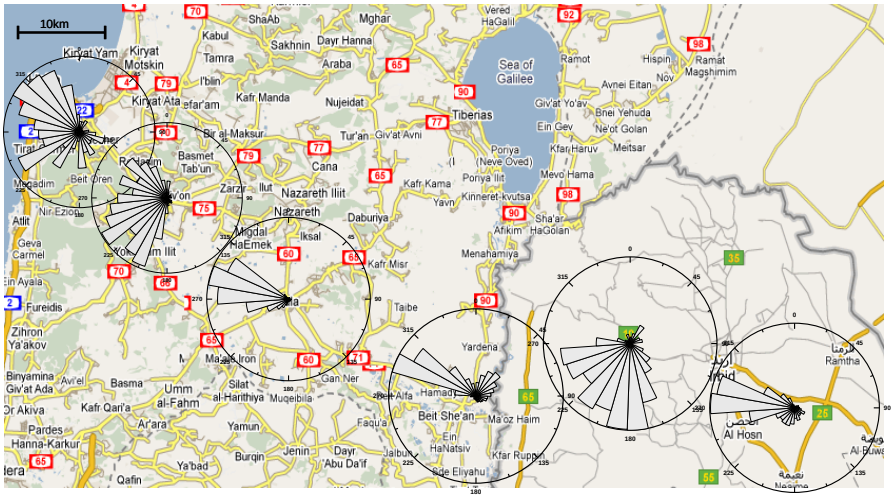


Figure 2. Wind direction and speed distribution for the seven monitoring sites.

Table 1. Summary of wind speed (WS) and temperature (T) results in all sites.

Site	Haifa	Neve Shanan	Kiryat Tivon	Afula	Maoz Haim	Taiba	Irbid
Min WS (m/s)	0.0	0.1	0.0	0.3	0.3	0.0	0.3
Max WS (m/s)	6.3	13.0	4.8	8.1	11.0	9.0	12.0
Avg WS (m/s)	2.4	2.2	1.7	3.4	3.2	3.2	3.6
N (WS)	728	959	947	780	5027	845	3450
SD (WS)	1.3	1.2	1.0	1.9	2.4	2.0	2.6
Min T (°C)	21.1	21.0	19.0	17.3	11.0	17.0	11.7
Max T (°C)	31.8	32.0	34.5	34.2	41.7	35.3	35.6
Avg T (°C)	26.0	25.5	25.7	25.4	23.8	25.0	23.0
N (T)	922	959	947	780	5068	845	3450
SD (T)	2.1	2.0	3.7	3.9	7.0	4.3	5.1

Min: Minimum, Max: Maximum, Avg: Average, N: Number of samples, SD: Standard Deviation

Ozone and Other Pollutants

Table 2 summarizes the observed pollutant concentrations. O_3 ranged between 0 ppb and 57.4 ppb in Haifa, 9.6 ppb and 64.0 ppb in Neve Shanan, 7.6 ppb and 82.5 ppb in Kiryat Tivon, 8.2 ppb and 91.4 ppb in Afula, 0.5 ppb and 98.9 ppb in Maoz Haim, 32.0 ppb and 110.0 ppb in Taiba, and 10.6 ppb and 102.8 ppb in Irbid. The average O_3 values in these sites were 33.8 ppb, 35.8 ppb, 42.8 ppb, 43.3 ppb, 45.9 ppb, 55.8 ppb, and 51.3 ppb, respectively. O_3 and NO_x tended to exhibit an inverse trend. NO_x average concentrations observed were 4.0 ppb in Haifa, 4.3 ppb in Neve Shanan, 5.8 ppb in Kiryat Tivon, 16.9 ppb in Afula, 6.3 ppb in Maoz Haim, 12.4 ppb in Taiba, and 7.0 ppb in Irbid. Relatively low NO levels were observed, with average concentrations of 1.2 ppb, 0.2 ppb, 4.8 ppb, 5.7 ppb, 0.5 ppb, 1.7 ppb, and 0.7 ppb at the seven sites, respectively. True NO_2 as measured by the DOAS ranged from 0 ppb and 17.1 ppb, with an average value of 2.7 ppb.

For the other pollutants, measured in Maoz Haim and Taiba, low SO_2 and CO concentrations were observed in Maoz Haim, where the maximum concentrations of these two pollutants respectively were 8 ppb and 1 ppm. SO_2 and NO_x in Taiba exhibited a similar fluctuation trend, demonstrating that these levels were contained within the same pollution plume originating from the same pollution source. Themaximum peak value observed for SO_2 was 29 ppb, higher to those observed in Maoz Haim. CO remained

almost constant throughout the study period with little fluctuations around 1 ppm, while VOCs showed low levels, except a few peaks going up to 8 $\mu g/m^3$. PM10 had a maximum peak value of 210 $\mu g/m^3$.

DISCUSSION

Peak O_3 vs. Time and Distance

Figure 3 presents the mean O_3 data by site, with the westernmost location to the left on the x-axis. Overall, the average O_3 concentration increases in going east, except for the last site (Irbid), where the mean is decreased relative to the previous site. The highest mean was found at Taiba (55.8 ppb) and the lowest at Haifa (33.8 ppb). There is a correlation between ozone concentrations and sites distances from the Mediterranean coast, with (R^2 = 0.88). O_3 concentrations were found to increase as the plume moved inland, indicative of O_3 formation and transport.

Table 2. Summary of O_3, NO_x, and NO observations.

Site	Haifa	Neve Shanan	Kiryat Tivon	Afula	Maoz Haim	Taiba	Irbid
Min O_3 (ppb)	0.0	9.6	7.6	8.2	0.5	32.0	10.6
Max O_3 (ppb)	57.4	64.0	82.5	91.4	98.9	110.0	102.8
Avg O_3 (ppb)	33.8	35.8	42.8	43.3	45.9	55.8	51.3
N (O_3)	903	939	927	780	5043	845	5472
SD (O_3)	9.2	8.0	13.8	15.7	16.3	14.2	16.9
Min NO_x (ppb)	0.0	0.0	0.0	5.3	2.0	3.0	1.4
Max NO_x (ppb)	86.8	55.0	79.6	61.6	89.1	87.0	147.9
Avg NO_x (ppb)	4.0	4.3	5.8	16.9	6.3	12.4	7.0
N (NO_x)	922	954	927	780	5012	845	5472
SD (NO_x)	9.1	6.2	7.7	6.5	3.5	7.6	7.3
Min NO (ppb)	0.0	0.0	0.0	1.8	0.0	0.0	0.0
Max NO (ppb)	74.0	12.3	24.8	25.4	53.5	58.0	62.5
Avg NO (ppb)	1.2	0.2	4.8	5.7	0.5	1.7	0.7
N (NO)	922	954	927	780	5012	845	5472
SD (NO)	6.5	1.0	2.4	2.8	1.3	3.8	2.8

Min: Minimum, Max: Maximum, Avg: Average, N: Number of samples, SD: Standard Deviation

Another way to determine if the O_3 increase id due to formation alone or formation coupled with transport is to consider the average O_3 concentration by time of day, Figure 4. The O_3 concentrations tend to exhibit scale and time dependency with increasing values as the east-west line is traversed from left to right, and with shift of peaks occurrence time, implying transport is a significant contributor to the observed O_3 levels.

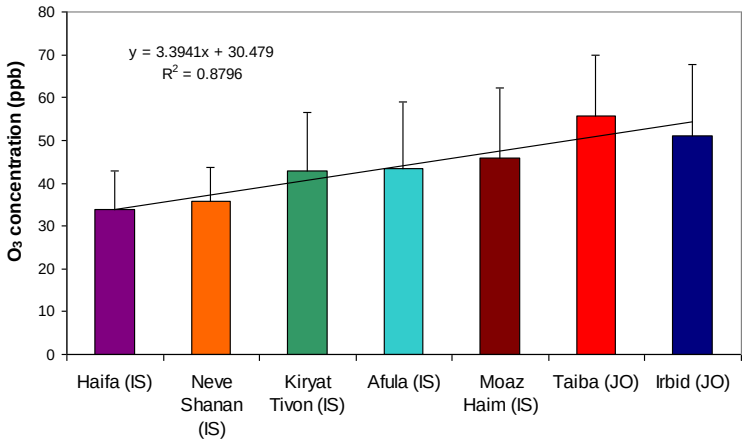


Figure 3. Mean O3 concentrations during the period May 31 to June 18, 2009.

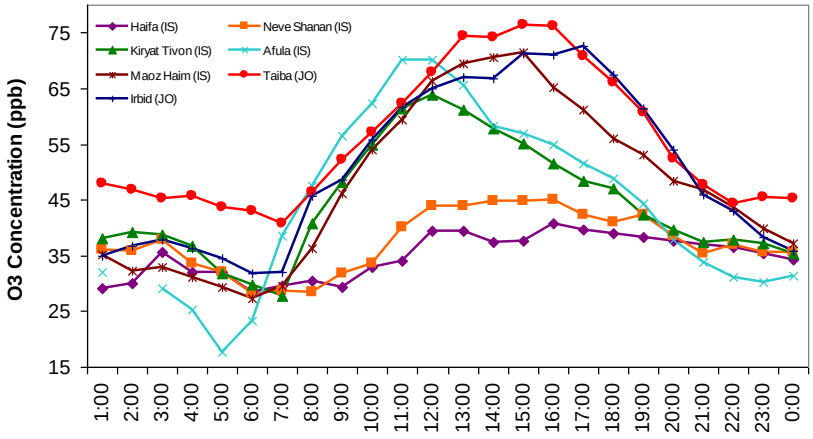


Figure 4. Average O_3 concetrations by hour for the perios June 3 to 10, 2009.

Similarly, Figure 5 presents the average O_3 concentrations as a function of distance from the Mediterranean coast at different times of the day (from 8:00 AM-8:00 PM) for all sites throughout the whole study period. The maximum average O_3 concentration was observed at 4 PM in Taiba, compared to an average peak of 68 ppb observed in Afula at 12 PM, again indicative of transport to the region.

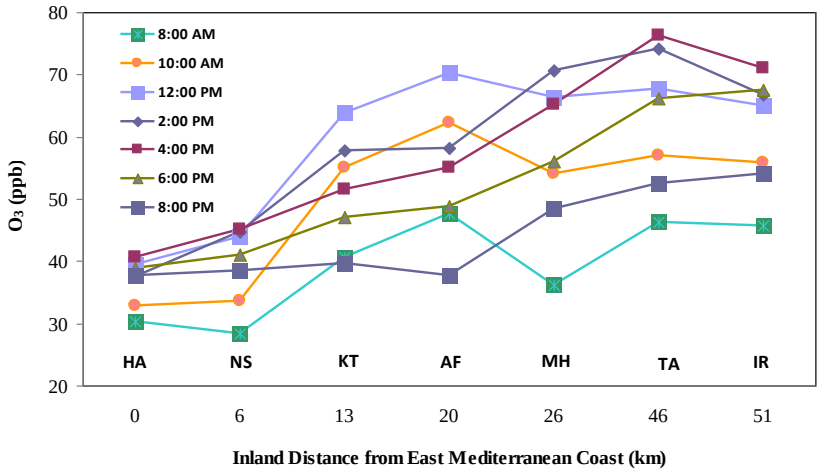


Figure 5. Average O_3 concentrations at different times of day by site and distance from the coast.

Air Mass Back Trajectory

Another way to evaluate whether or not transport can plays a role is to assess the effects of the synoptic-scale atmospheric transport patterns on observations and try to locate the sources of long range transport emissions. To do this, 72 hr and 24 hr air-mass back trajectories at different elevations were obtained using the HYSPLIT model (Draxler and Rolph, 2010). An example of these back trajectories from Irbid is shown below in Figure 6, showing the 6 hour and 12 hour back trajectory during June 5th, 2009. These trajectories indicate the movement of air masses through Haifa and Maoz Haim in Israel to Irbid in Jordan, resulting in the transport of polluted air from the coast inland. Taking these trajectories over longer period (72 hour trajectory), it can be seen that the air masses originate from south of Europe (Figure 7). Thus, the air masses that arrive to Maoz Haim, and then to Irbid, are associated with emissions from south of Europe, the Mediterranean, and emissions from local industries located in Israel, which were transported from coast inland.

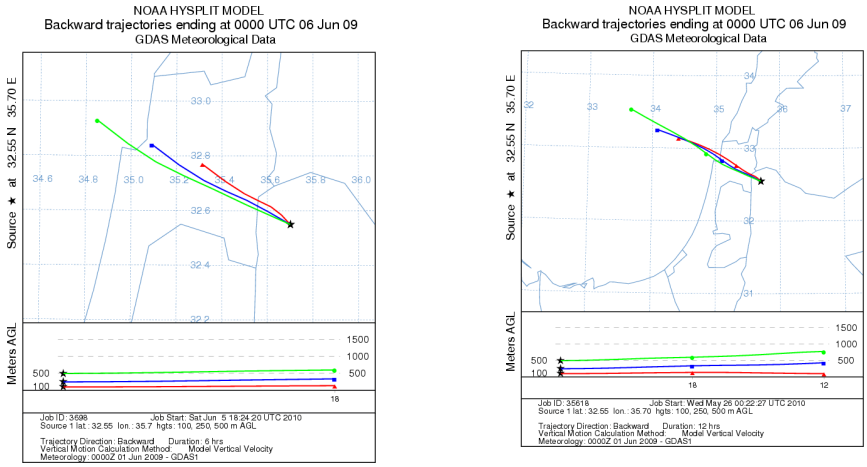


Figure 6. HYSPLIT backward air mass trajectories for June 6th, 2009, originating in Irbid.

Figure 7. 72-hour back trajectory for June 6th, 2009.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

A previous modeling study looking at the impact of emissions along the highly industrialized Mediterranean coast of Israel indicated elevated levels of O_3 were likely to occur inland, with maximum levels in excess of 100 ppb occurring over Jordan. To confirm this prediction, a comprehensive measurement program was undertaken at seven locations in the region (five in Israel and two in Jordan) during May/June, 2009. O_3 concentrations were found to exhibit scale and time dependency, with increasing O_3 concentrations as the distance from the Mediterranean coast increases and with shift of peaks occurrence time. The highest mean was found in Taiba, Jordan (55.8 ppb) and the lowest at Haifa, Israel (33.8 ppb). A strong correlation between O_3 concentrations and site distance from the Mediterranean coast was found, with ($R^2 = 0.88$). Diurnal peaks showed an average O_3 peak of 68 ppb at Afula/Israel at 12:00 pm, compared to an average peak of 81 ppb at Taiba, Jordan at 3:30 pm. Back trajectory analysis supports the finding that air masses originating from south of Europe pass through Israel and transport air pollution inland to Jordan. The results support the previous findings and indicate O_3 is being transported from the west side of the study area (Israel) to the east side (Jordan), leading to elevated levels of O_3 over Jordan.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to acknowledge the USAID for their support to the implementation of this study.

REFERENCES

Akimoto, H., (2003): Global Air Quality and Pollution. Science 302(5651): 1716-1719.

Alper-Siman-Tov, D., Peleg, M., Matveev, V., Mahrer, Y., Seter, I., Luria, M., (1997): Recirculation of Polluted Air Masses over the East Mediterranean Coast. Atmos Environ. 31(10):1441 –1448.

Asaf, D., Pedersen, D., Peleg, M., Matveev, V., Luria, M., (2008): Evaluation of Background Levels of Air Pollutants Over Israel. Atmospheric Environment 42: 8453-8463.

Ashmore, M. R., (2005): Assessing the Future Global Impacts of Ozone on Vegetation. Plant, Cell and Environment 28: 949–964.

Bell, M. L., Dermott, A., Zeger, S. L., Samet, J. M., Dominici, F., (2004): Ozone and Short-term Mortality in 95 US Urban Communities, 1987-2000. JAMA 292, No. 19: 2372-2378.

Boian, C., Kirchhoff, V. W. J. H., (2005): Surface Ozone Enhancements in the South of Brazil Owing to Large-Scale Air Mass Transport. Atmospheric Environment 39: 6140–6146.

Bornstein, R.; Safi, J.; El-Nahhal, Y.; Abu-Eid, A.; Al-Akhras, A.; Isaac, J.; Rishmawi, K.; Kasakseh, S.; Darwish, G.; Safar, A.; Abu-Rahmah, A.; Luria, M.; Mahrer, Y.; Peleg, M.; Pedersen, D.; Matveev, V.; Ranmar, D.; Asaf, D.;Tass, E.; Weinroth, E.; Gertler, A., (2005):

Trans-boundary Air-Quality Effects from Urbanization of the Israel-Gaza Coast, report submitted to the U.S. Agency for International Development, Bureau for Global Programs, Field Support and Research, Center for Economic Growth and Agricultural Development.

Chang, K., Jeng, F., Tsai, Y., Lin, P., (2000): Modeling of Long-Range Transport on Taiwan's Acid Deposition under Different Weather Conditions. Atmospheric Environment 34: 3281-3295.

Dayan, U., Levy I., (2002): Relationship between Synoptic-Scale Atmospheric Circulation and Ozone Concentrations over Israel. J. Geophys. Res. 107(D24), 4813, doi:10.1029/2002JD002147.

Derwent, R. G., Stenvenson, D. S., Collins, W. J., Johnson, C. E., (2004): Intercontinental Transport and the Origins of the Ozone Observed at Surface Sites in Europe. Atmospheric Environment 38: 1891-1901.

Derwent, R. G., Stevenson, D. S., Doherty, R. M., Collins, W. J., Sanderson, M. G., (2008): How is surface ozone in Europe linked to Asian and North American NOx emissions? Atmospheric Environment 42: 7412–7422.

Desqueyroux, H., Pujet, J. C., Prosper, M., Squinazi, F., Momas, I., (2002): Short-Term Effects of Low-Level Air Pollution on Respiratory Health of Adults Suffering from Moderate to Severe Asthma. Environ. Res. 89(1): 29-37.

Draxler, R. R. and Rolph, G. D., (2010): HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model access via NOAA ARL READY Website (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php). NOAA Air Resources Laboratory,Silver Spring,MD.

Duncan, B. N., West, J. J., Yoshida, Y., Fiore, A. M., Ziemke, J. R. (2008): The Influence of European Pollution on Ozone in the Near East and Northern Africa. Atmos. Chem. Phys. 8:2267-2283.

Duncan, B. N., Bey, I. (2004): A modeling Study of the Export Pathways of Pollution from Europe: Seasonal and Internal Variations (1987-1997). J. Geophys. Res. 109, D08301, doi:10.1029/2003JD004079.

Finlayson-Pitts, B. J., Pitts, J. N., (1997): Tropospheric Air Pollution: Ozone, Airborne Toxics, Polycyclic Aromatics Hydrocarbons, and Particles. Science 276: 1045–1052.

Hogsett, W. E., Weber, J. E., Tingey, D., Herstrom, A., Lee, E. H., and Laurence, J. A., (1997): Environmental Auditing: An Approach for Characterizing Tropospheric Ozone Risk to Forests. Environmental Management 21(1): 105–120.

Jaffe, D. H., Singer, M. E., Rimm, A. A., (2003): Air Pollution and Emergency Department Visits for Asthma among Ohio Medicaid Recipients, 1991-1996. Environ. Res. 91(1): 21-28.

Jaffe, D., Bertschi, I., Jaegle, L., Novelli, P., Reid, J. S., Tanimoto, H., Vingarzan, R., Westphal, D. L., (2004): Long-Range Transport of Siberian Biomass Burning Emissions and Impact on Surface Ozone in Western North America. Geophys Res Lett 31, L16106, doi:10.1029/2004GL020093.

Kley, D., (1997): Tropospheric chemistry and transport. Science 276: 1043–1045.

Lifshitz, B., Peleg, M., Luria, M., (1988): The Influence of Medium Range Transport on Ozone Levels at A Rural Site in Israel. J. Atmos. Chem. 7: 19-33.

Lippmann, M., (1989): Health Effects of Ozone-A Critical Review. J Air Pollut Control Assoc 39: 672-695.

Lippmann, M., (1993): Health Effects of Tropospheric Ozone: Review of Recent Research Findings and their Implications to Ambient Air Quality Standards. J Expo Anal Care Environ Epidemiol 3:103-129.

Logan, J. A., (1989): Ozone in the Rural Areas of the United States. J. Geophys. Res. 94: 8511-8532.

Luria, M., Almog, H., Peleg, M., (1984): Transport and Transformation of Air Pollutants from Israel's Coastal Area. Atmospheric Environment 18: 2215-2221.

Matvev, V., Dayan, U., Tass, I., Peleg, M., (2002): Atmospheric Sulfur Flux Rates to and from Israel. The Science of the Total Environment 291(1-3): 143–154.

Mauzerall, D. L., Wang, X., (2001): Protecting Agricultural Crops from the Effects of Tropospheric Ozone Exposure. Annual Review of Energy and the Environment 26: 237-268.

McConnell, R., Berhane, K., Gilliland, F., London, S. J., Islam, T., Gauderman, W. J., Avol, E., Margolis, H. G., Peters, J. M., (2002): Asthma in Exercising Children Exposed to Ozone: A Cohort Study. The Lancet 359(9304): 386-391.

McKendry, I. G., Lundgren, J., (2000): Tropospheric layering of ozone in regions of urbanized complex and/or coastal terrain: a review. Progress in Physical Geography 24(3): 329–354.

Oltmans, S. J., Lefohn, A. S., Harris, J. M., Galbally, I., Scheel, H. E., Bodeker, G., Brunke, E., Claude, H., Tarasick, D., Johnson, B. J., Simmonds, P., Shadwick, D., Anlauf, K., Hayden, K., Schmidlin, F., Fujimoto, T., Akagi, K., Meyer, C., Nichol, S., Davies, J., Redondas, A., Cuevas, E., (2006): Long-term changes in tropospheric ozone. Atmospheric Environment 40: 3156–3173.

Peleg, M., Luria, M., Sharf, G., Vanger A., Kallos, G., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Varinou, M., (1997): Observational Evidence of an Ozone Episode Over the Greater Athens Area. Atmospheric Environment 31 (23): 3969-3983.

Peleg, M., M. Luria, I. Seter, D. Perner, and P. Russell, (1994): Ozone Levels in Central Israel. Isr. J. Chem. 34: 375-386.

Qinbin, L., Jackob, D., Logan, J., Bey, I., Yantosca, R., Liu, H., Martin, R., Fiore, A., Field, B., Duncan, B. (2001): A tropospheric Ozone Maximum over the Middle East. Geophysical Research Letters 28, No. 17:3235-3238.

Ranmar, D. O., Matveev, V., Dayan, U., Peleg, M., Kaplan, J., Gertler, A. W., Luria, M., Kallos, G., Katsafados, P., Mahrer, Y., (2002): Impact of Coastal Transportation Emissions on Inland Air Pollution over Israel: Utilizing Numerical Simulations, Airborne Measurements, and Synoptic Analyses. J. Geophys. Res. 107: 4331-4352.

Saylor, R. D., Chameides, W. L., Cowling, E. B., (1998): Implications of the New National Ambient Air Quality Standards for Compliance in Rural Areas. J. Geophys. Res. 103(D23): 31137-31141.

Seinfeld, J. H., Pandis, S. N, (1998): Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. John Wiley & Sons Inc., NY, pp. 52.

Stedman, J. R., (2004): The Predicted Number of Air Pollution Related Deaths in the UK during the August 2003 Heatwave. Atmos. Environ. 38(8): 1087-1090.

Steinberger, E. H., (1980): Transport of ozone in Israel. 14th Colloquium on Ozone. Paris. France.

Stohl, A., Trickl, T., (1999): A textbook example of long-range transport: Simultaneous observation of ozone maxima of stratospheric and North American origin in the free troposphere over Europe. J. Geophys Res 104(D23): 30,445–30,462.

Wanger, A., Peleg, M., Sharf, G., Mahrer, Y., Dayan, U., Kallos, G., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Varinou, M., Papadopoulos, A., Luria, M., (2000): Some Observational and Modeling Evidence of Long-Range Transport of Air Pollutants from Europe toward the Israeli Coast. J. Geophys. Res. 105(D6): 7177–7186.

Weinroth, E., Luria, M., Emery, C., Ben-Nun, A., Bornstein, R., Kaplan, J., Peleg, M., Mahrer, Y., (2008): Simulation of Mideast Transboundary Ozone Transport: A Source Apportionment Case Study. Atmospheric Environment 42: 3700-3716.

Weisel, C. P., Cody, R. P., Lioy, P. J., (1995): Relationship between Summertime Ambient Ozone Levels and Emergency Department Visits for Asthma in Central New Jersey. Environ Health Perspect 103 (Suppl 2): 97-102.

Wilson, A. M., Wake, C. P., Kelly, T., Salloway, J. C., (2005): Air pollution, Weather, and Respiratory Emergency Room Visits in Two Northern New England Cities: An Ecological Time-Series Study. Environ. Res. 97(3): 312-321

DETERMINATION OF OZONE CONCENTRATIONS AND ESTIMATE THE EFFECTS OF OZONE EXPOSURE ON FORESTS WITH AOT_{40} MODELLING IN BOLU

Elif ÖZLÜ[1], Serpil YENİSOY-KARAKAŞ[1], Fatma ÖZTÜRK[2], Omar ALAGHA[3]

[1] Department of Chemistry, Faculty of Art and Sciences, University of Abant Izzet Baysal, Bolu, Turkey, elifbayindir@gmail.com

[1] Department of Chemistry, Faculty of Art and Sciences, University of Abant Izzet Baysal, Bolu, Turkey, yenisoykarakas_s@ibu.edu.tr

[2]Department of Environmental Engineering, Faculty of Engineering and Architecture, University of Abant Izzet Baysal, Gölköy Campus, Bolu, Turkey, oztfatma@gmail.com

[3]Departmen t of Environmental Engineering, Faculty of Engineering and Architecture, Fatih University, IstanbuL, Turkey, oalagha@gmail.com

ABSTRACT

Ozone concentrations have been measured one year period in an air quality monitoring station in the city of Bolu in Turkey. The scope of the study constitutes the measuring of ozone concentrations to set up a relation with meteorological parameters and to model the effects of ozone on forest. Monthly time series of ozone concentrations were investigated and it was seen that in some days of July and August the maximum levels (approximately 120 ppb) were obtained. Some statistical methods (factor analysis and multiple linear regression) were used to determine the correlation between the ozone concentrations and the meteorological parameters. The extent of ozone damage on forests wase calculated by using AOT_{40} model.

Keywords: *ozone, meteorology, statistical analysis, AOT_{40} model*

INTRODUCTION

It is known that ozone is a secondary pollutant, which means there are no direct emissions of ozone into the troposphere of any importance and the most of the ozone has been formed by sunlight-driven chemical reactions. These photochemical reactions involve ozone precursors: nitrogen oxides ($NOx=NO+NO_2$) and organic compounds (sometimes called hydrocarbons "HC" or volatile organic compounds "VOCs") and these are the main primary pollutants that control the ozone abundance in the atmospheric boundary layer. Definitions of volatile organic compounds have changed over the years and sometimes alternative names are used such as hydrocarbons, nonmethane volatile organic compounds (NMVOC) and reactive organic gases (Gerosa et al., 2009; Ferretti et al., 2007; Cieslik 2009; Gerasopoulos et al., 2006; Monks 2000).

Traffic emission is the main source of tropospheric ozone and when it is produced in ground level it causes many serious health problems then it is accepted an important air pollutant. Not only the human is affected from ozone exposure but some other ecological receptors like buildings, materials, or objects of historical significance, plants and ecosystems are affected from ozone. Then the critical value is required in order to control the ozone exposure. World Health Organization (WHO) mentioned that it is important to take precautions when the hourly average ozone concentration reaches to 150-200 μg m^{-3} and 8 hour average concentration about 100-200 μg m^{-3} (Müezzinoğlu, 2009). According to the Turkish Air Quality and Control Directive (TAQCD) maximum hourly ozone concentration was accepted as 240 μg m^{-3} and in European Union Directive it was 180 μg m^{-3} ((EU Council Directive 2002/3/EC; TAQCD, 1986).

Beside the critical level of ozone exposure on human health, the effect of ozone on forest can be estimated by using AOTx modelling. AOTx was estimated from time-integrated ozone concentration (Piikki et al., 2009). Based on the AOT_{40} concept (accumulated ozone exposure over the threshold of 40 parts per billion by volume (ppbv), the critical level for crops and semi-natural vegetation is exceeded over most of Europe except to the far North and North-West, while the exceedance of the critical level for forests is confined to the European mainland. The highest values represent a six-fold exceedance of the critical level for crops and semi-natural vegetation and a threefold exceedance of the critical level for forests (Hnová et al., 2003; Gottardini et al., 2010).

The effects of meteorological parameters were discussed in previous studies. In 1997 Brönnimann and Neu studied in rural area of Switzerland and found that high solar radiation, high temperature and low wind speed are the main meteorological parameters that affect the production of ozone. In 2009 Kovac-Andric et al. conducted a research in the East part of Crete and concluded that there was an increase in ozone concentration with temperature and duration of solar radiation. Variation of ozone with respect to temperature depends on the chemical reactions (like the formation of peroxyacethyl nitrate) which have relationship with temperature in atmosphere.

EXPERIMENTAL

During the study period (March 2009-March 2010) ozone measurements were taken in Abant Izzet Baysal University campus by Thermo Scientific Model 49i UV Photometric Ozone Analyzer. The height of sampling point is 14 m from ground level and 874 m from sea level. The analyzer was placed in a cabinet that has air conditioner to control the instrument conditions and a computer system to record the data.

Ozone analyzer is composed of a scrubber, two-way valves, UV absorption cell, UV source lamp, flow meter, pump, detector and monitor. Air sucking from pump reaches to the instrument from two different ways. When some of the air reaches to UV absorption cell directly the other part goes first to the scrubber then reach UV absorption cell and form the reference gas. In every 10 minutes sample air and reference gas exchange and by this way it calibrates itself without any requirement of external reference gas.

The working principle of the instrument based on the absorption of ozone in 240 nm (UV range). Then according to the Beer-Lambert law ozone concentration is calculated.

RESULTS AND DISCUSSION

This study was compared with three similar studies that is given in Table 1. In 2002 Bytnerowicz et al. studied in Carpathian Mountains (450-1320 m) in Europe during spring and summer period. Daily average ozone concentration was found to be 45 ppb. In another study performed by Gerosa et al. in 2009 in the coast of Italy (June- August), daily average ozone concentration was found as 35 ppb. In this study this daily average ozone concentration was found as 26 ppb. One of the causes of this lower value may be due to the height of sampling point. Effective solar radiation required for ozone is obtained at high altitude. Carpathian Mountains have 450-1320 m height whereas our study area is 874 m. Although the sampling side of Gerosa et al.(2009)'s study was at the sea level (18 m), the higher ozone concentration with respect to our study can be explained by the soil heat flux effect on ozone production.

Table 1: Comparison of this study with literature

Reference	Sampling point	Sampling duration (h)	Ozone concentration (ppb)
Gerosa et al., 2009 (Italy)	Castalparziano Estate	24	35
Bytnerowicz et al., 2002 (Europe)	Carpathian Mountains	24	45
This study 2009 (Turkey)	Bolu	24	26

Multiple linear regression was applied by taking the average ozone concentration between 06:00 am-06:00 pm. The result of the method is given in Table 2 and the equation was found as,

$$O_3 = -6.67 + 1.31x\,T + 1.63x\,WS + 0.0206x\,SR + 0.127x\,H \quad (1)$$

Table 2: Multiple Linear Regression (MLR) results at 95 % confidence level

Variable	MLR coefficient	Standard error coefficient	t	P
Constant	-6.67	1.9	-3.52	0.00
Temperature (T)	1.31	0.058	22.8	0.00
Wind Speed (WS)	1.63	0.14	11.4	0.00
Rain (R)	1.07	0.88	1.21	0.22
Solar Radiation (SR)	0.021	0.0010	20.0	0.00
Humidity (H)	0.13	0.018	7.00	0.00

Although rain was used as a meteorological parameter in MLR as indicated in Table 2, there is no significant importance of it on ozone concentration at 95 % confidence level.
The correlation between the pollutant parameters was explained in factor analysis. Hourly average ozone concentration, temperature, wind speed, rain, solar radiation and humidity were used as an input to the method. Two factors which have an eigen value greater than 1 explained 67 % of the total variation. The results were given in Figure 1.

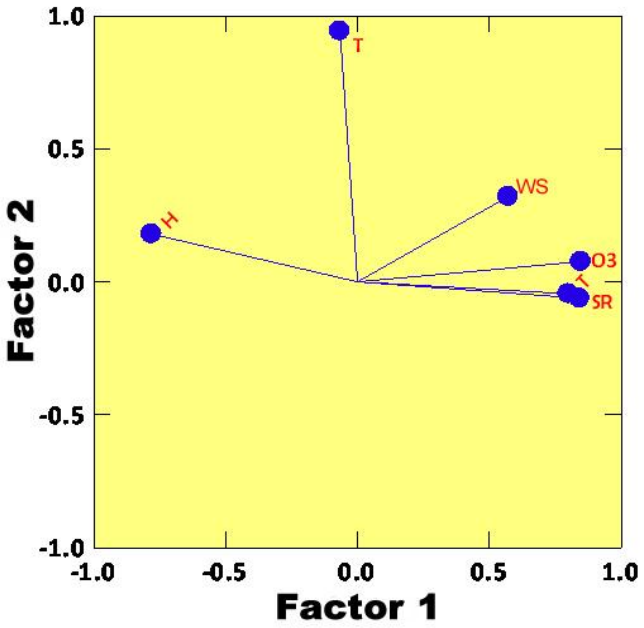


Figure 1: Results of factor analysis

A series of experiments has shown that the impacts of ozone are often better related to accumulated exposure above a threshold concentration rather than the mean growing season concentration. An index of accumulated exposure index above a threshold concentration of 40 ppbv (AOT_{40}) has thus been used as the principal measure of ozone pollution for assessing effects on vegetation. AOT_{40} is calculated as the summed product of the concentration above the threshold concentration (X) and time (T), with values expressed in ppb h:

$$AOT_{40} = \sum ([C_{O3}]-X)T \quad (2)$$

Where, C_{O3} is the ambient ozone concentration ≥40 ppbv.

A value of 40 ppbv (AOT_{40}) has been employed in impact assessment research in Europe, while a higher value of 60 ppbv (AOT_{60}) has been used in the USA. There is evidence that ozone may affect vegetation at concentrations well below 40 ppb, and a lower threshold of 30 ppbv (AOT_{30}) has been proposed as more appropriate.

For forest trees, exposure is generally limited to the period when the stomata will be open and so AOT_{40} is calculated for daylight hours during the growing season (April to September). Different exposure periods may be used to allow for differences in phenological development – for example, in the Mediterranean region, plants are often active during the winter months, with limited conductance during the summer as a result of water limitation. In this study the study period of 12 months (March 2009 to March 2010) was defined as the study period. Furthermore, only the daylight hours were considered in this study (where global radiation > 50 Wm^{-2}).

AOT_x values (typically AOT_{40}) which were based upon the model's predicted grid-average ozone concentrations at a height of 1 m is the sum of the difference between the hourly mean ozone concentration (in ppbv) at the top of the canopy and a selected criteria value of 40 ppbv for all daylight hours accumulated within a specified time period (e.g. the study period is one year).

The calculations of AOT_X and the exceedance of the critical level for the study period (March 2009 to March 2010) for Bolu forest receptor area were performed. Measured ozone concentrations in a rural forest area of Bolu district were used to test the performance of ozone exposure indices based on AOT_X model. These indices represent the accumulated concentration above a threshold value of 40 ppbv (Ferretti et al, 2007, De Marco, 2009, Cieslik, 2009).

During the study period (March 2009 to March 2010) which accounts for 397 days, the AOT_{40} values were calculated according to the methodology explained in the previous section. The percent of exceedance of AOT_{40} values was 22.4 %. This means that during 89 days of the study period the critical value of 40 ppbv was exceeded. The time series analysis of the calculated AOT_{40} model values are given in Figure 2.

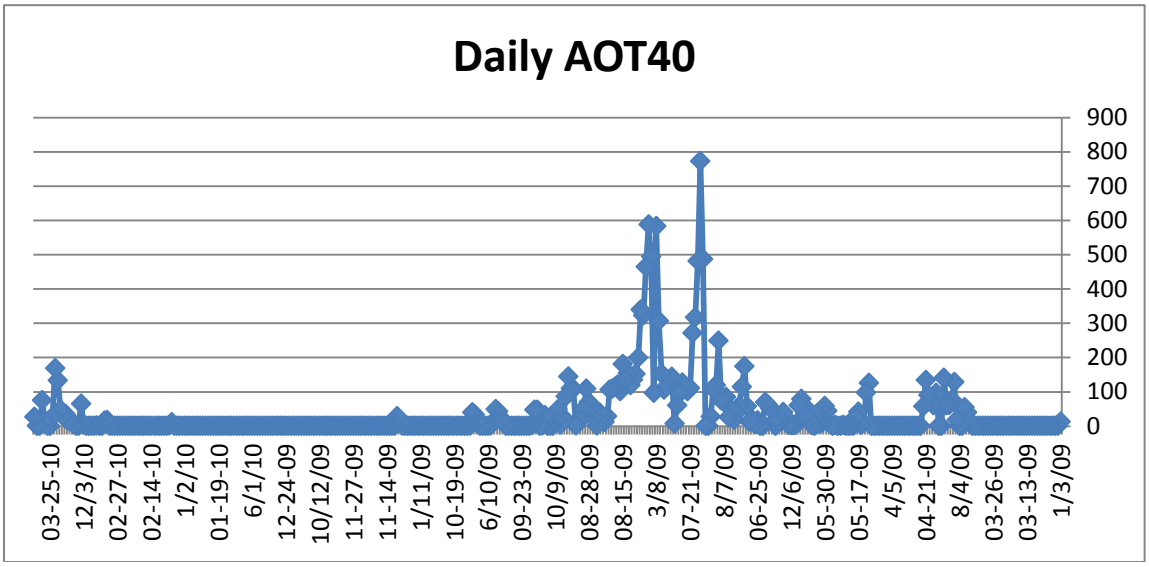


Figure 2: Daily AOT_{40} ozone concentration

It can be observed that, the critical value of 40 ppbv exceedence occurred mostly during spring and summer seasons. The maximum observed value of 772 was calculated during July. This can be attributed to the high Zenith angle and maximum solar flux which are the critical key factor in the production of ozone in the boundary layer.

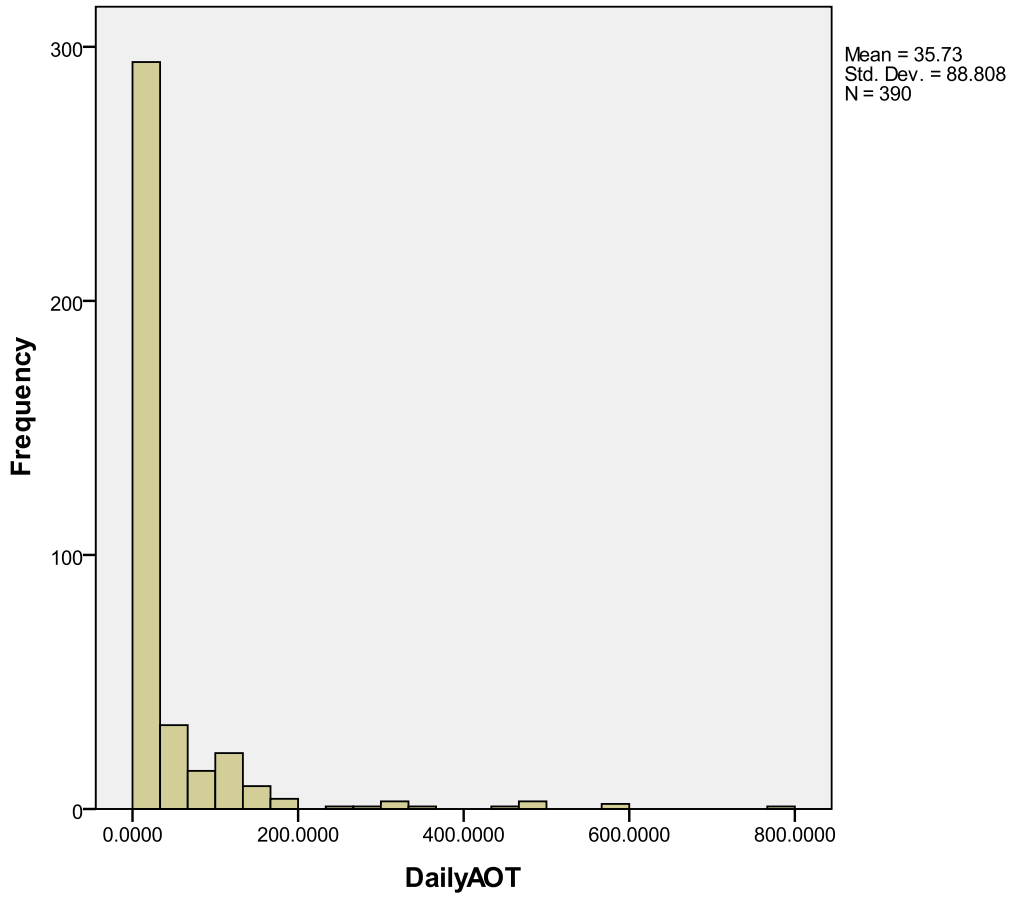


Figure 3: Daily AOT_{40} model output frequency distribution

The frequency histogram of the AOT_{40} model output shows that the values are skewed to the left. This means that the values are in the lowest quartile.

CONCLUSION

In order to make a relationship between ozone concentration and meteorological parameters the common statistical methods, factor analysis and multiple linear regression were used. In both method hourly average ozone concentration and meteorological parameters (temperature, rain, solar radiation, humidity and wind speed) were used. In multiple linear regression it was concluded that there is no significant importance of rain in ozone concentration at 95 % confidence level. In factor analysis two factor is determined that explained 65 % of whole variance. According to this analysis ozone concentration showed a positive correlation with temperature, wind speed and solar radiation, however, it showed a negative correlation with relative humidity.

In addition to the statistical methods, AOT_{40} modelling was applied in this study in order to estimate the effect of ozone exposure on forests in Bolu. Most of the days the ozone concentration was below 40 ppb and only 22.4 % of total sampling period exceeded AOT_{40} critical level which was 40 ppbv. The maximum value was obtained as 772 ppbv during July. This increase can be explained by the maximum solar radiation at those days. Moreover, the values of the AOT_{40} model in frequency histogram are skewed to the left. This means that the values are in the lowest quartile.

ACKNOWLEDGEMENT
This study is a part of TUBITAK project with a grant number 108Y089.

REFERENCES

Brönnimann, S., ve Neu, U. Weekend-weekday differences on near-surface ozone concentrations in Switzerland for different meteorological conditions, Atmospheric Environment 31(8), 1127-1135, 1997.

Bytnerowicz, A., Godzik, B., Fraczek, W., Grodzinsk,a K., Krywult, M., Badea, O., Barancok, P., Blum O., Cerny, M., Godzik, S., Mankovska, B., Manning, W., Moravcik, P., Musselman, R., Oszlanyi, J., Postelnicu, D., Szdzuj, J., Varsavova, M., Zota, M.. Distribution of ozone and other air pollutants in forests of the Carpathian Mountains in central Europa, Environmental Pollution, 116, 3-25, 2002.

Cieslik, S. Ozone fluxes over various plant ecosystems in Italy: A review, Environmental Pollution, 157, 5, 1487-1496, 2009.

De Marco, A. Assessment of present and future risk to Italian forests and human health: Modelling and mapping , Environmental Pollution, 157, 5, 1407-1412, 2009.

EU (European Union) Council Directive 2002/3/EC relating to ozone in ambient air. of.J. Eur. Communities L 67:14-30, 2002.

Ferretti, M., Fagnano, M., Amoriello, T., Badiani, M., Ballarin-Denti, A., Buffoni, A., Bussotti, F., Castagna, A., Cieslik, S., Costantini, A., De Marco, A., Gerosa, G., Lorenzini, G., Manes, F., Merola, G., Nali, C., Paoletti, E., Petriccione, B., Racalbuto, S., Rana G. Measuring, modelling and testing ozone exposure, flux and effects on vegetation in southern European conditions—What does not work? A review from Italy, Environmental Pollution, 146, 3, 648-658, 2007.

Gerasopoulos, E., Kouvarakis, G., Vrekoussis, M., Donoussis, Mihalopoulos, N., Kanakidou, M. Photochemical ozone production in Eastern Mediterranean, Atmospheric Environment 40, 3057-3069, 2006.

Gerosa, G., Finco, A., Mereu, S., Vitale, M., Manes, F., Ballarin Denti, A. Comparison of seasonal variations of ozone exposure and fluxes in a Mediterranean Holm oak forest between the exceptionally dry 2003 and the following, Environmental Pollution, 157, 5, 1737-1744, 2009.

Gottardini, E., Cristofori, A., Cristofolini, F., Ferrett, M. Variability of ozone concentration in a montane environment, northern Italy , Atmospheric Environment, 44, 2, 147-152, 2010.

Hnová, I., Livorová, H., Ostatnická, J. Potential ambient ozone impact on ecosystems in the Czech Republic as indicated by exposure index AOT40 , Ecological Indicators, 3, 1, 35-47, 2003.

Monks, P.S. A review of the observations and origins of the spring ozone maximum, Atmospheric Environment 34, 3545-3561, 2000.

Müezzinoğlu, A. Atmosfer Kimyası, Dokuz Eylül Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Yayınları No:305, 2.Baskı, İzmir, 2009.

Piikki, K., Klingberg, J., Karlsson, G. P., Karlsson, P. E., Pleijel, H. Estimates of AOT ozone indicates from time integrated ozone data and hourly air temperature measurements in southwest Sweden, Environmental Poolution, 157, 3051-3058, 2009.

Turkish Air Quality and Control Directive (TAQCD), 19269, in the Official Journal, 1986

DİYARBAKIR'DA TOZ TAŞINIMI VE KLİMATOLOJİK ANALİZİ

M.Latif GÜLTEKİN[1], Mahmut MÜSLÜM[2], Alper AKÇAKAYA[3]
Diyarbakır Meteoroloji Bölge Müdürlüğü
[1]lgultekin@dmi.gov.tr, [2]mmuslum@dmi.gov.tr, [3]aakcakaya@dmi.gov.tr

ÖZET
Toz insan sağlığını olumsuz olarak etkileyen önemli bir meteorolojik hadisedir. Özellikle, iklimin kurak geçtiği güney bölgelerde (çöllerinde), uzun süren bir yağışsızlık periyodundan sonra konverjans alanları olan alçak basınç merkezlerindeki konvektif hareketlerle yerdeki toz partikülleri yukarı seviyelere taşınır. Yukarı seviyelerdeki kuvvetli güneyli rüzgarlarla da Türkiye'nin özellikle Güneydoğu bölgesi üzerine taşınır. Diyarbakır ilimiz de toz taşınımına en çok maruz kalan illerimizdendir. Bu çalışmada Diyarbakır'da yaşanan toz taşınımı hadisesini mercek altına alacağız. Diyarbakır'da oluşan toz hadisesinin oluşum zamanı ve sıklığı, trend analizi yapılarak klimatolojik parametrelerle olan ilişkisi ortaya konulmaya çalışılacaktır

Anahtar Kelimeler: *Toz Taşınımı, Frekans, Trend, Klimatolojik Analiz, Diyarbakır.*

DUST TRANSPORT AND ITS CLIMATOLOGICAL ANALYSIS IN DIYARBAKIR

ABSTRACT
Dust is an important meteorological phenomenan that adversely affecting human health. Particularly, dust and sand particles over southerns areas (deserts) lifted up to upper levels by strong up draftes. The strong southern upper level winds transport these particles long eway from their orijins to over Turkey. Southeast of Anatolia Region is the most exposed to these dust transports. Especially, Diyarbakır is one of the most affected city from dust transports in Southeast of Anatolia Region. In this study, we are going to focus on the dust transport phenomenan over Diyarbakır. The occurrence frequency- period, trend analysis of dust transport, the relationship between dust transport and climatological parameters (presure, wind speed and direction) in Diyarbakır will be carried out.

Key Words: Dust Transport, Frequency, Trend, Climatological Analysis, Diyarbakır.

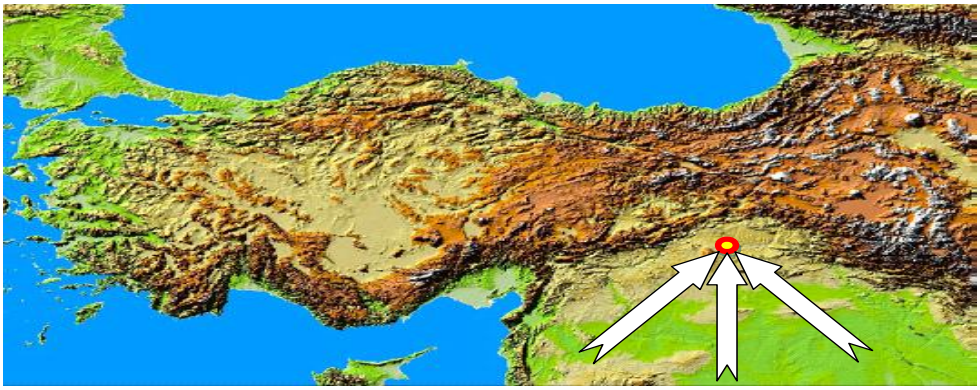
1. GİRİŞ

Türkiye toz taşınımına en çok maruz kalan ülkeler arasındadır. Özellikle Güneydoğu Anadolu Bölgesi ve bölgenin en büyük yerleşim birimlerinden biri olan Diyarbakır da toz taşınımı sıklıkla görülmektedir. Toz hadisesi insan sağlığını ciddi olarak etkileyen önemli bir meteorolojik hadisedir. Özellikle nefes darlığı çeken astım hastaları, yaşlılar ve çocuklar üzerinde hayati tehlikeye varan riskler oluşturabilmektedir. Dünyada, toz taşınımı ile ilgili bilimsel çalışmalar çok öncelere dayanmakla birlikte, özellikle 1980'li yıllardan sonra hız kazanmıştır. Sahra Çölü üzerinde atmosferin yukarı seviyelerine kadar çıkabilen ve buradan da yüksek seviye rüzgarları ile çok uzak mesafelere taşınabilen toz partiküllerinin insan hayatı üzerindeki fiziksel, kimyasal ve sosyolojik etkileri ile ilgili pek çok çalışma yapılmıştır (Schütz, 1980; Guerzoni and Chester, 1996; Kaufman and friends, 2005; Liu and friends, 2008;Formenti and friends, 2010).

Türkiye'de ise toz taşınımının son yıllarda (2000'li yıllardan sonra) artış göstermesiyle birlikte, bu konudaki bilimsel çalışmalar ve araştırmalar hız kazanmıştır (Freiwan ve İncecik, 2006; Özsoy ve Örnektekin, 2008; Anıl ve arkadaşları, 2009; Ağa, 2010; Anıl ve Karaca, 2010; Varınca ve arkadaşları, 2010). Türkiyede, toz taşınımının İstanbul'a ve Akdeniz'e etkileri ile ilgili pek çok çalışma yapılmıştır. Bu çalışmada güneydeki geniş alanlar (Sahra Çölü) üzerinde yukarı atmosfere taşınan ve oradan da güneyli kuvvetli yüksek seviye rüzgarları ile Türkiye'nin Güney bölgeleri üzerine taşınan toz partiküllerinin Diyarbakır'a etkisi, toz taşınımının oluşum periyodu ve sıklığı ile trend analizi üzerinde durulacaktır.

2. VERİ

Diyarbakır'ın coğrafik konumuna ve yapısına bakıldığında (Şekil 1) Güneydeki geniş çöl alanlarından kopup gelen toz taşınımlarına rahatlıkla maruz kalacak şekilde geniş düzlük alanlardan oluştuğu ve hemen kuzeyinde ise Güneydoğu Toroslar'ın uzandığı görülmektedir. Bu çalışmada toz taşınımının meydana geldiği günleri ve bu günlerdeki



Şekil 1. Diyarbakır'ın coğrafik konumu

meteorolojik parametrelerin klimatolojik analizlerini yapmak amacıyla, Diyarbakır Meydan Meteoroloji İstasyonunun 2000-2010 yılları arası son 11 yıllık meteorolojik verisi kullanıldı (TÜMAS, 2010). Verisi kullanılan Diyarbakır Meteoroloji Meydan Müdürlüğü, Devlet Meteoroloji İşleri'nin, yarım saatte bir METAR rasadı ve buna ek olarak SPECI rasadı yapan bölgedeki en düzenli veri arşivine sahip meteorolojik ölçüm noktasıdır. Bu verinin içerisinde, Diyarbakır'a ait rüzgar yönü ve şiddeti, görüş mesafesi, meteorolojik olay, sıcaklık, çiğ noktası sıcaklığı, basınç değerleri bulunmaktadır (Tablo 1).

Tablo 1. Diyarbakır Meydan Meteoroloji İstasyonunun Kullanılan Verisi

Yıl	Ay	Gün	Saat	Rüzgar Yönü (derece)	Rüzgar Hızı (knot)	Görüş Mesafesi (metre)	1. Hadise	2. Hadise	Sıcaklık (°C)	İşba Sıcaklığı (°C)	Basınç (mb)
2000	4	14	450	340	5	6000			15	8	1007
2000	4	14	550	260	2	6000			16	8	1007
2000	4	14	650	360	7	6000			19	9	1008
2000	4	14	750	330	4	6000			21	9	1008
2000	4	14	850	340	6	6000			21	8	1008
2000	4	14	950	240	5	6000			23	8	1008
...	...	...	....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	...	.....
2004	11	13	850	999	3	9000			16	10	1021
2004	11	13	950	999	3	9000			18	11	1020
2004	12	5	950	70	3	2500	HZ		5	0	1025
2004	12	5	1050	0	0	3000	HZ		7	0	1024
...	...	...	....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	...	.....
2008	9	9	1050	360	8	1400	DU		32	6	1007
2008	9	9	1120	360	9	1400	DU		32	5	1007
2008	9	9	1150	350	6	1300	DU		33	4	1007
...	...	...	....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	...	.....
2010	12	11	1057	160	26	4000	-SHRA	DU	13	3	1000
2010	12	11	1120	150	20	4000	-SHRA	DU	11	5	1001
2010	12	13	1250	999	2	4000	-RA	DU	6	3	1011
2010	12	13	1320	190	7	4000	-RA	DU	5	3	1012
2010	12	13	1350	200	3	4500	-RA	DU	5	3	1012
2010	12	13	1420	200	3	4500	DU		5	3	1012

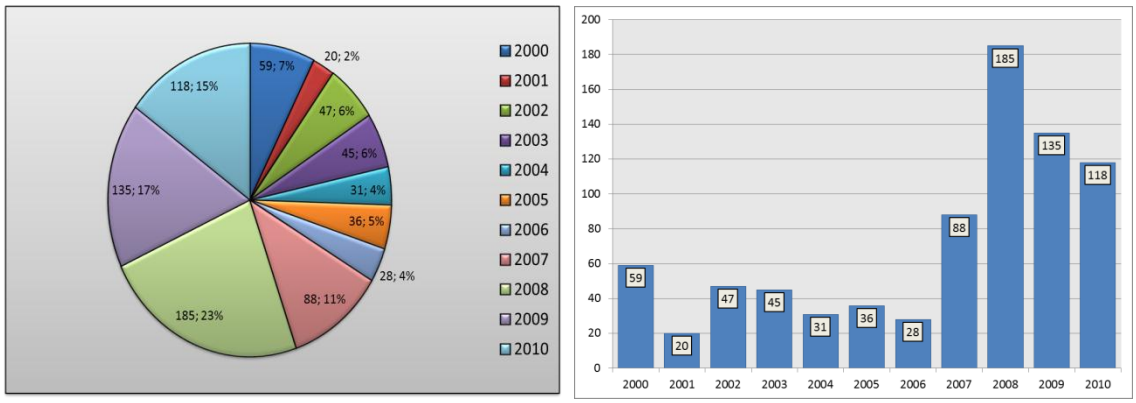
3. METOD

Toz taşınımının meydana geldiği zaman dilimlerini, oluşum sıklığını saptamak ve trend analizini yapmak amacıyla Microsoft Office Access ve Excel gibi hazır programları içerisinde yer alan bir takım istatistiksel metotlar kullanıldı. Bir yerde, belli bir zaman diliminde toz hadisesinden bahsetmek için görüş mesafesinin 10 kilometre (km)'nin altında ve yağış (yağmur, kar) yoksa bağıl nemin %70'in altında; varsa %70 ve üzerinde olması gerekmektedir. Bu amaçla, öncelikle Diyarbakır'da görüşün 10 km altında olduğu zaman aralıkları tespit edildi. Yağışın olduğu zamanlarda ikinci hadise olarak HZ, DU ve diğer meteorolojik kısaltmalarla gösterilen toz hadisesi arandı. Yağışın olmadığı zaman dilimlerinde ise % 70'in altında bağıl nemin şartı arandı. Diyarbakır'ın bağıl nem değerleri, ölçülen hava sıcaklığı ve işba sıcaklığı değerleri kullanılarak şu bağıntı [1] ile elde edildi (Bras, 1990);

$$RH=100*((112-0,1*T+T_d)/(112+0,9*T))^8 \quad [1]$$

Burada; RH bağıl nemi (%), T kuru termometre sıcaklığını (˚C) ve T_d işba sıcaklığını (˚C) ifade etmektedir. [1] bağıntısından da anlaşılacağı üzere, bağıl nem oranı kuru termometre (hava) sıcaklığı ters orantılı işba (çiğ noktası) sıcaklığıyla doğru orantılı olarak değişmektedir.

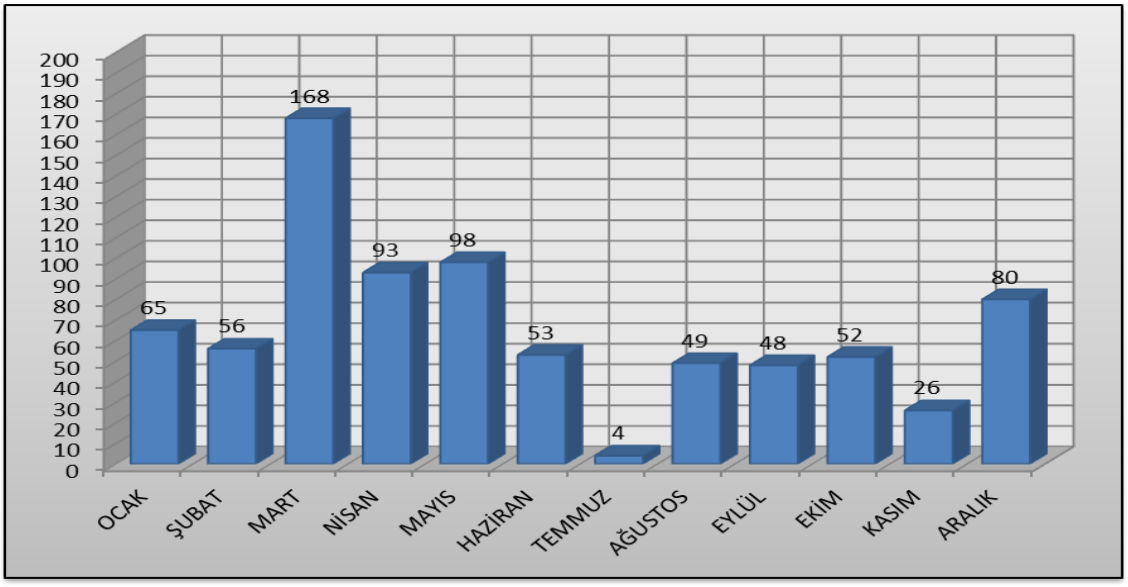
4. ANALİZ VE UYGULAMA



a **b**

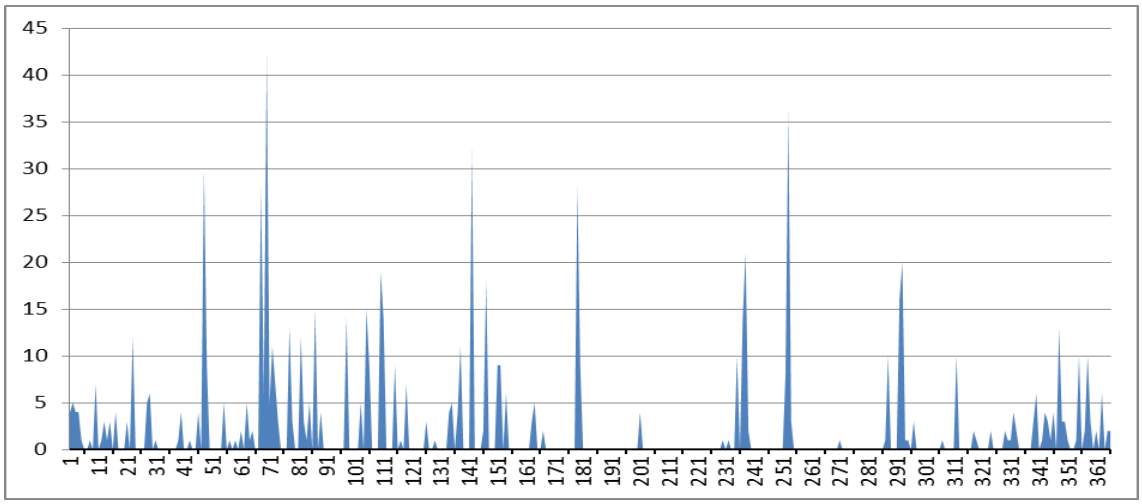
Şekil 2. Diyarbakır'da 2000-2010 arası yıllara göre toz taşınımının dağılımı.

11 yıllık periyotta toplam 792 METAR rasadında toz taşınımının olduğu tespit edilmiştir. 2000-2010 yılları arasında 2008 yılı en yoğun (23%) toz taşınımının etkisini göstermiş yıl olarak karşımıza çıkmaktadır (Şekil 2a). 2008 yılı boyunca toplam 185 METAR rasadında toz hadisesi gerçekleşmiştir (Şekil 2b).



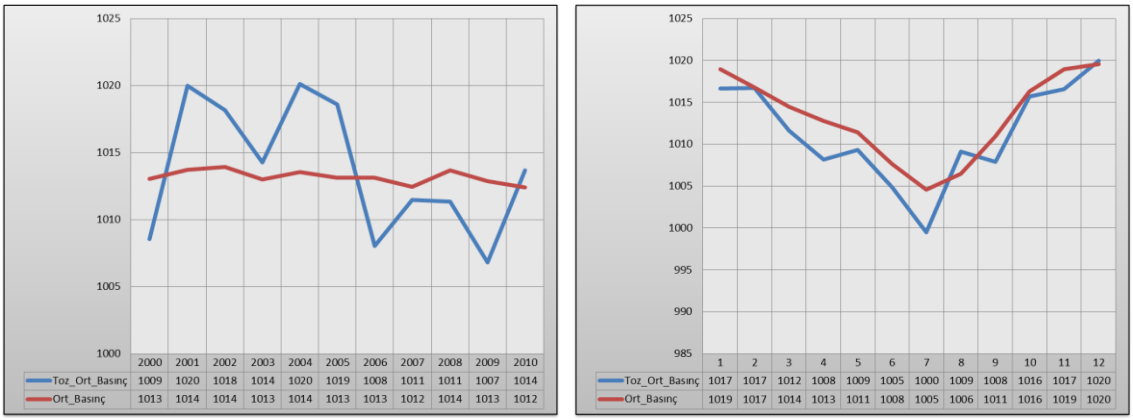
Şekil 3. Diyarbakır'da 2000-2010 arası yılları toz taşınımının aylık dağılımı.

Diyarbakır'da meydana gelen toz taşınım hadisesinin büyük bir bölümünün (70%) Aralık, Ocak, Şubat, Mart, Nisan ve Mayıs aylarını kapsayan 6 aylık periyotta meydana gelmektedir. İlkbahar ayları (Mart, Nisan ve Mayıs) Diyarbakır için toz taşınımının (45%) en çok görüldüğü sezon olarak söylemek mümkündür. Bu sezonunda en fazla toz taşınımının meydana geldiği ay olarak da Mart ayı belirgin bir şekilde ön plana çıktığı görülmektedir (Şekil 3).



Şekil 4. Diyarbakır'da 11 yıllık toz taşınımının günlük dağılımı.

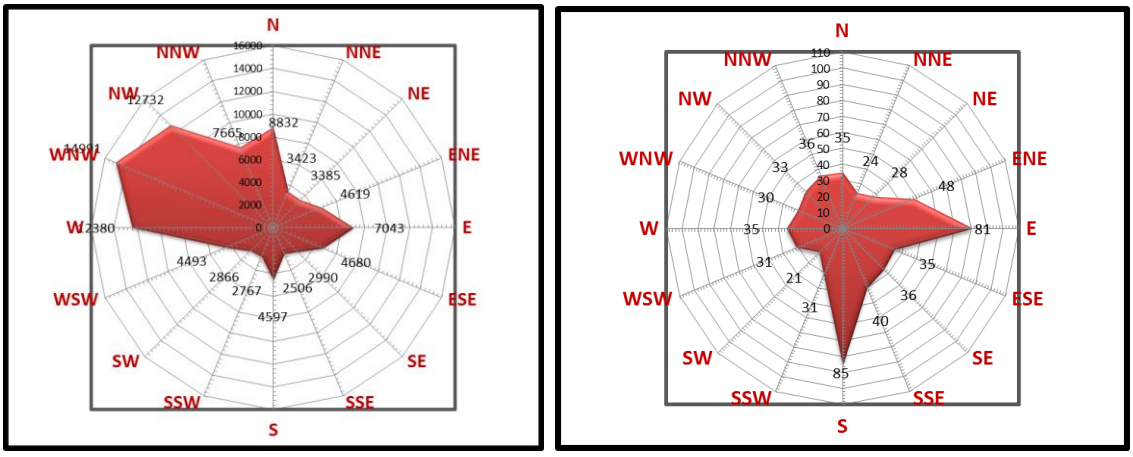
Çalışmada daha detaylı analiz için toz taşınımının 11 yıllık periyottaki günlük toplam dağılımına göre yılın ilkbahar aylarında özellikle Mart ayında toz taşınımının daha etkili olduğu görülmektedir. İlkbahar mevsiminde günlük toz taşınımının sıklıkla meydana gelmesine karşılık yaz mevsiminde günlük toz taşınımının çok nadir gerçekleştiğini söylemek mümkündür. 2000-2010 periyodunda Mart Ayının 10. (yılın 70.) günü toz taşınımının en fazla gözlendiği (42 METAR ve SPECI rasadında toz taşınımı rapor edilmiştir) gün olarak kayıtlara girmiştir (Şekil 4).



a **b**

Şekil 5. 2000-2010 yılları arası ortalama basınç; **a)** yıllık dağılım; **b)** aylık dağılım.

Toz taşınımının daha detaylı analizi ve diğer meteorolojik parametreler ile bağlantısını ortaya koymak için 11 yıllık periyottaki Diyarbakır Meydan Meteoroloji İstasyonunda saatlik ve yarım saatlik yapılan METAR rasatlarından ölçülen basınç verisi incelendi. 2000-2010 yılları arasında basınç dağılımı, toz taşınımının nispeten daha az görüldüğü 2000-2005 yılları arasında basınç normallerin üzerinde seyrederken toz taşınımının belirgin artış gösterdiği 2006-2010 yılları arasında basınç normallerin 3-6 mb aşağısında olduğu görülmektedir (Şekil 5a). Toz taşınımının yaşandığı zaman dilimlerinde aylık bazda basıncın genel olarak normallerin altında seyrettiği görülmektedir (Şekil 5b).



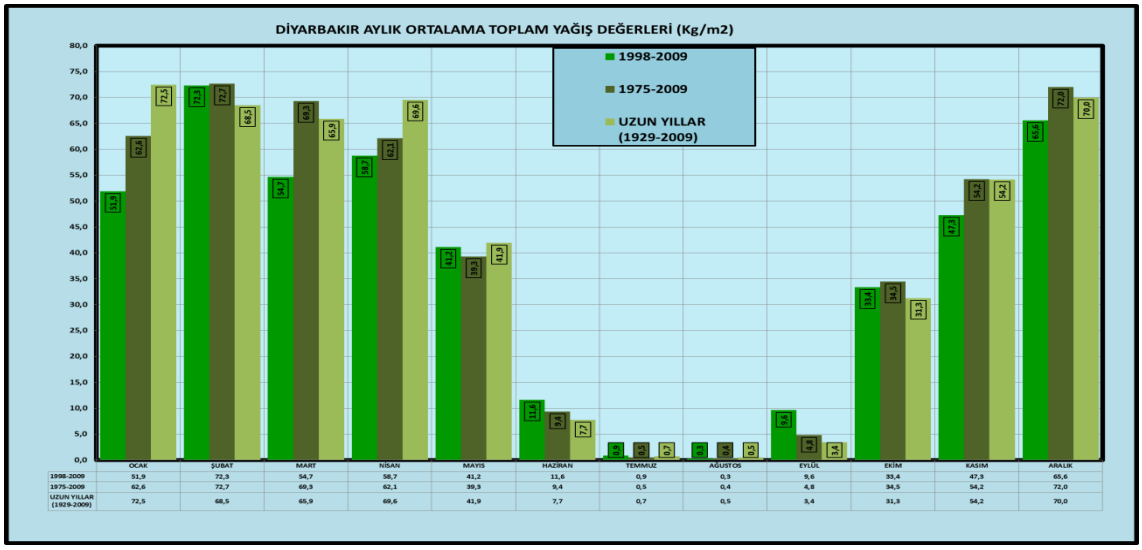
a **b**

Şekil 6. 2000-2010 yılları arası Diyarbakır rüzgar gülü; **a)** Periyot boyunca **b)** Toz taşınımı hadisesinin gerçekleşmiş olması

Diyarbakır Meydan Meteoroloji İstasyonunda 2000-2010 yılları arasında yapılan METAR ve SPECI rasatlarına göre hakim rüzgar yönünün WNW (292,5 derece) olduğu görülmektedir. 11 yıllık periyottaki rüzgar ölçüm verisine göre Diyarbakır'da rüzgarın 57% batı ve kuzey yönleri (270-360 dereceler) arasında estiği tespit edilmiştir (Şekil 6a). Diyarbakır için birincil hakim rüzgar yönü WNW (292,5 derece), ikincil hakim rüzgar yönü ise NW (315 derece)'dir (Şekil 6a).

2000-2010 yılları arasında toz taşınımı hadisesinin olduğu METAR rasatlarından elde edilen rüzgar verisine göre Diyarbakır'da hakim rüzgarın güneyden (S-180 derece) estiği görülmektedir. Normal şartlarda hakim rüzgar yönü batıkuzeybatı (WNW-292,5 derece) iken toz taşınımı olduğunda rüzgarın yöne döndüğü veya doğu ila güney arasında rüzgar

salınımı yaptığı tespit edilmiştir (Şekil 6b). Bunun nedeni ise Diyarbakır ilinin güneyinde bulunan Basra yarımadasındaki çöl kaynaklı partiküllerin taşındığını söylemek mümkündür.



Şekil 7. Diyarbakır aylık yağış dağılımı.

Diyarbakır'ın uzun yıllar ve son 35 yıllık ve son 10 yıllık yağış dağılımına bakıldığında son 10 yıldaki yağış miktarının uzun yıllara ve son 35 yıla göre nispeten daha az olduğu görülmektedir (Şekil 7).

5. SONUÇLAR

Diyarbakır ili coğrafik olarak toz taşınımlarından rahatlıkla etkilenebilecek konumdadır. Meteorolojik parametrelerin (yağış, basınç ve rüzgar) de tetiklemesiyle sıkça toz taşınımına maruz kalmaktadır. Toz taşınımının, özellikle son 5 yılda etkisini giderek artırdığı görülmektedir. Son yıllardaki bu artışla birlikte toz taşınımının görüldüğü günlerde Diyarbakır'da yağışın ve basıncın normallerin altında seyretmesi ve rüzgarın genel olarak güneyli yönlerden esmesi güneydeki alçak basınç alanlarının güçlendiğini akla getirir. Bu da, güneydeki geniş çöl alanlarından oluşan toz partiküllerinin daha sık ve yoğunlukta Türkiye'nin Güneydoğu bölgesi ve dolayısıyla Diyarbakır üzerine taşınması anlamına gelir.

Bu konuda çalışma yapacak araştırmacılara, yukarı seviye rüzgar verilerini ve bölgedeki diğer ölçüm noktalarındaki meteorolojik verileri kullanmalarını öneririz. Bu çalışmada kullanılan meteorolojik verinin temini konusundaki katkılardan dolayı Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü yetkililerine teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

Ağa, Ö., Uzun Taşınım ve Yağmur Kirliliği, Yağış Kimyası İzleme Projesi, http://rain.fatih.edu.tr/?yagmurkirlilik, 2010

Anıl, İ. ve arkadaşları, İstanbul'a Uzun Mesafeli Atmosferik Taşınım Etkilerinin Araştırılması: "Solunabilir Partikül Madde Epizotları", Ekoloji, 19, 73, 86-97, 2009.

Anıl, İ. ve Karaca, F., Kent Hava Kalitesi Yönetiminde Yerel Meteoroloji Verisinin Önemi, Fatih Üniversitesi Çevre Mühendisliği Bölümü, http://www.sempozyum1.dmi.gov.tr/FILES/PDF/115.pdf, 10 s., 2010.

Brass, R. L., Measurement and Estimation of Humidity and Vapor Pressure, Hydrology: an introduction to hydrologic science, Chapter 3, 643 pp., 1990.

Guerzoni, S. and Chester, R., The Impect of Desert Dust Across The Mediterrenean, Environmental Science and Thecnology Library, Kuwer Academic Publishers, 386 pp., Netherland, 1996.

Freiwan, M. Ve İncecik, S., Avrupa Hava Kirleticilerinin Doğu Akdeniz Bölgesine Taşınımının Modellenmesi, İTÜ Dergisi / d Mühendislik, Cilt 5, Sayı 3, Kısım 2, 255-266, 2006.

Formenti, P. and friends, Recent Progress in Understanding Physical and Chemical Properties of Mineral Dust, Atmospheric Chemistry and Physic Discussions, 10, 3187-3251, 2010

Kaufman, Y. J. and friends, Dust transport and Deposition Observed from The Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Spacecraft Over The Atlantic Ocean, Journal Of Geophysıcal Research, Vol. 110, D10S12, 16 pp., 2005.

Liu, Z. and friends, CALIPSO Lidar Observations of The Optical Properties of Saharan Dust: A Case Study of Long-Range Transport, Journal Of Geophysıcal Research, Vol. 113, D07207, 20 pp., 2008..

Özsoy, T. ve Örnektekin, S., Kuzeydoğu Akdeniz'de Kızıl Yağmurlar, Ekoloji, 18, 69, 20-31, 2008.

Schütz, L., Long Range Transport of Desert Dust with Special Emphasis on The Sahara, http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/j.1749-6632.1980.tb17144.x/abstract, 1980.

TÜMAS, Türkiye Meteorolojik veri Arşiv Sistemi, Meteoroloji Genel Müdürlüğü, Ankara http://tumas.dmi.gov.tr/wps/portal, 2010.

Varınca, K. B. ve arkadaşları, Hava Kirleticilerinin İnsan Sağlığı ve İklim Değişikliği Üzerine Etkileri, Yıldız Teknik Üniversitesi, Çevre Mühendisliği Bölümü, http://www.yildiz.edu.tr/~kvarinca/Dosyalar/Yayinlar/yayin020.pdf8 s., 2010.

De Nevers, N. Air Pollution Control Engineering, McGraw-Hill, Inc, New York, 1995.

Şen, O. Air pollution features in İstanbul, Aerosols, 5, 191-194, 1998

STATIONARY WAVES IN ATMOSPHERIC TRANSPORT

D.Demirhan Bari[1,2], A.Gabriel[2]. D.W.H.Peters[2]
[1]Istanbul Technical University, Department of Meteorological Engineering, demirhand@itu.edu.tr
[2]Leibniz-Institute For Atmosperhic Physics E.V. At The University Rostock, Kühlungsborn, Germany

Abstract
The features of mean atmospheric transport are studied using wave-driven three-dimensional (3D) Brewer-Dobson circulation (BDC) approach. The formulations are applied to the results of the general circulation and chemistry model HAMMONIA in order to understand the zonal asymmetries in the atmospheric circulation for the time period 2001-2006, and to give a complete picture of mean January 3D BDC and eddy mixing activity. At 60°N, residual wind components and eddy heat fluxes show a prominent zonal asymmetry mainly in relation to a wave-1 structure. The recent findings indicate that general circulation and chemistry-climate models could be verified and adjusted by examining the zonal asymmetries in mean 3D residual circulation.

Keywords: *Zonal asymmetry, Brewer-Dobson circulation*

Introduction
The Transformed Eulerian Mean (TEM) equations developed by Andrews and McIntyre (1976) explains the transport processes in the two-dimensional meridional plane relating the so-called residual circulation to the Eulerian-mean circulation (Holton, 2004, Karpechko, 2007). They are useful to examine the zonal mean Lagrangian meridional circulation. However, the zonal mean TEM equations do not provide a three-dimensional view of the transport but can extended to a three-dimensional framework of BDC (Kinoshita et al., 2010). There were several attempts to introduce a three-dimensional wave activity (Hoskins, 1983, Trenberth, 1986, Plumb, 1985). One main point is that these formulations have to satisfy the continuity equation, Mainly these studies are based on the quasigeostrophic approximation and therefore the formulations are relevant to large-scale disturbances only (Kinoshita et al., 2010). In their recent study, Kinoshita et al. (2010) presented a formulation of the three-dimensional mean residual circulation which overcomes the weaknesses in the previous studies and presents a clear physical interpretation.

The aim of this study is to investigate the three-dimensional structure in the distribution of atmospheric waves and transport activity using data of a transient simulation with the HAMMONIA model forced by monthly mean sea surface temperature (provided by Hauke Schmidt, MPI-Met, Hamburg). Large-scale transports by planetary and synoptic-scale waves might lead to the zonal asymmetries in the distributions of different parameters (e.g., temperature, trace gas distributions) related to these wave patterns. Therefore it is important to understand and to quantify these processes because they play a key role in understanding longitudinal differences in wave-driven transports and in the atmospheric circulation, and because they provide an important validation tool for predictions with general circulation and chemistry models in the framework of ozone depletion and climate change scenarios, as suggested by Gabriel et al. (2011). On the other hand stratospheric wave patterns in ozone have a feedback on tropospheric wave patterns since ozone has an effect on radiative heating rates, therefore they play an important role in troposphere-stratosphere coupling processes (Gabriel et al. 2007, Crook et al. 2008, Waugh et al. 2009).

The generation of atmospheric waves that drive the atmospheric circulation is well defined in the 3D BDC formulations of Kinoshita et al. (2010). Examining the longitudinal differences in wave-driven transports and the 3D atmospheric circulation with these equations will lead to a better understanding in zonal asymmetries.

The theoretical formulae of Kinoshita et al. (2010) lead to the mean residual wind components as given below (in the following, subscripts res denote the residual components):

$$\overline{u_{res}} = \bar{u} + \left(\frac{\bar{S}}{f}\right)_y - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\rho_0 \overline{u'\Phi'_z}}{N^2}\right)_z \quad (1)$$

$$\overline{v_{res}} = \bar{v} - \left(\frac{\bar{S}}{f}\right)_x - \frac{1}{\rho_0}\left(\frac{\rho_0 \overline{v'\Phi'_z}}{N^2}\right)_z \quad (2)$$

$$\overline{w_{res}} = \bar{w} + \left(\frac{\overline{u'\Phi'_z}}{N^2}\right)_x + \left(\frac{\overline{v'\Phi'_z}}{N^2}\right)_y \quad (3)$$

where

$$N^2 = H^{-1} R \bar{\theta}_z e^{-\kappa z/H} \quad (4)$$

is the static stability.
Here the important terms are the eddy heat fluxes including u'Φ'$_z$. and v'Φ'$_z$. The S term is the difference between kinetic and potential perturbation energies:

$$\bar{S} \equiv \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} - \overline{\Phi'^2_z}/N^2\right)/2 \quad (5)$$

Note that the S-Term is mainly related to effects of gravity wave activity. In the formulations above z is log-pressure height, u, v, w are zonal, meridional, and vertical velocities respectively, ρ_0 is air density at sea surface, Φ is the geopotential, f is the Coriolis parameter, θ is potential temperature, H is the scale height, R is the gas constant, κ expresses the ratio of R to specific heat at constant pressure, and partial derivatives with respect to x, y, and z, are denoted by suffixes. Each variable is separated into the time mean ($\bar{}$) and the deviation from it ('). Eddy heat fluxes are calculated by subtracting the monthly means from daily means $\left(\text{eg. } u't' = (u - \bar{u}) \cdot (t - \bar{t})\right)$. For the presented study we introduced eddy temperature perturbations instead of geopotential perturbations by using Φ'_z = R. t'/H.

Diagnosis of zonal asymmetries

The HAMMONIA (Hamburg Model of the Neutral and Ionized Atmosphere) is a general circulation and chemistry model that describes dynamics, physics and chemistry interactively from the surface up to the lower thermosphere (Schmidt et al., 2006). It combines the vertically extended dynamics and physics of the general circulation model ECHAM5 (e.g., Roeckner et al., 2006; Manzini et al., 2006, Gabriel et. al., 2011b) with the chemistry of the MOZART3 module (Kinnison et al., 2007). The HAMMONIA model is used widely to interpret ground- and satellite-based observations, to estimate the effects of climate change in the middle atmosphere and to investigate the involved physics, dynamics and chemistry (e.g., Schmidt et al., 2006, 2010; Yuan et al., 2008; Offermann et al., 2009; Lossow et al., 2009, Gabriel et. al., 2011b). For our diagnosis we used a transient model run forced by AMIP-SST for the years 1956-2006. For comparison with

the satellite data we used the last 6 years. For further comparison with recent satellite data and ERA Interim we use here - as a first step - the years 2001-2006.

A complete structure of zonal mean residual circulation ([$\overline{v_{res}}$], [$\overline{w_{res}}$]), derived from HAMMONIA for January, 2001-2006 is shown in figure 1. We choose here the time period 2001-2006 for comparison with stationary wave patterns recently derived from satellite data (Gabriel et al., 2011). Figure 1 illustrates the meridional overturning of the circulation in the stratosphere in the Northern Hemisphere (NH) winter, with a movement of air poleward and upward in the extratropics in the Southern Hemisphere (SH), and poleward and downward in the extratropics in the NH. The closed circulation observed at the mid-latitudinal stratosphere in the SH towards the stratosphere in the NH at the mid-latitudes is clearly shown by figure 1. Note that the HAMMONIA model describes the zonal mean residual mass stream function reasonably, but that we use here - for further comparisons - the vector streamlines because a mass stream function cannot be described in the 3D case as easy as in the 2D case. Firstly the characteristics in the zonal distribution of residual mean circulation is analyzed at a latitudinal band at 60°N. Note here that the maxima and minima of stratospheric wave-1 structures can be found mostly at latitudes around 60°N. As most important parameters entering the transformation to residual wind components, the longitudinal distribution of zonal, $\overline{u't'}$, and meridional, $\overline{v't'}$, eddy heat fluxes where t denotes the temperature, at 60°N is given in figure 2 a and 2 b.

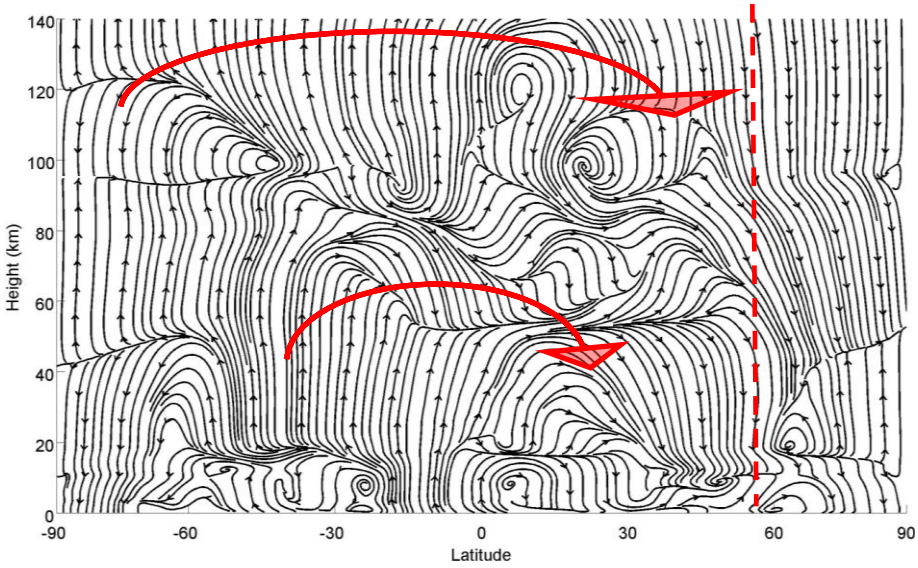


Figure 1. Latitudinal distribution of the streamlines of zonally averaged monthly mean residual wind components ([v_{res}], [w_{res}]) for January 2001-2006 derived from HAMMONIA

A single ridge and trough structure in the wave pattern is referred to as a planetary wave-1 pattern. Such single wave-1 covers the whole longitudes at the specified latitude (60°N) (Andrews et al., 1987). The stronger the planetary wave-1 structures the higher the zonal asymmetries in the meridional exchange of air in the stratosphere. Thus such a wave pattern brings the transport of the atmospheric constituents from one longitudinal section to the other. Strong wave-1 distribution is mostly observed at northern high latitudes during the winter season.

Zonal and meridional eddy heat fluxes at 60°N is investigated for January (figure 2). In both zonal and meridional eddy heat fluxes there is a very evident longitudinal wave-1

structure in the distribution. In figure 2a, starting from troposphere up to the lower mesosphere negative values of zonal eddy heat flux is observed and in the lower mesosphere the values turn out to be positive. A pronounced longitudinal wave-1 structure can also be observed in figure 2b. In figure 2b, dark blues areas indicate negative values which can be found in the lower stratosphere and in the lower mesosphere mainly in the Atlantic region. Positive values of $\overline{v't'}$, are visible in the middle and higher stratosphere. Since the $\overline{v't'}$, is the most prominent term generating the dynamically-induced variability in atmospheric ozone, figure 2b is also essential to view the longitudinal change in ozone.
In the three dimensional vertical and zonal residual mean calculation the terms $(\bar{S}/f)_x$ and $(\bar{S}/f)_y$, representing the effects of gravity wave perturbations, are included in the zonal and meridional wind components, satisfying the continuity equation. Zonally averaged variability of the S term is given in figure 3. The S term is about -1000 and 3000 m^2/s^2 in the stratosphere where atmosphere is dynamically stable. In the mesosphere in the mid-latitudes it reaches up to 5000 m^2/s^2. In the polar regions in the upper mesosphere, because of the unstable structure of the mesosphere at the polar regions, the S term is found to be comparatively low (~-1000 to -6000 m^2/s^2).

(a)

(b)

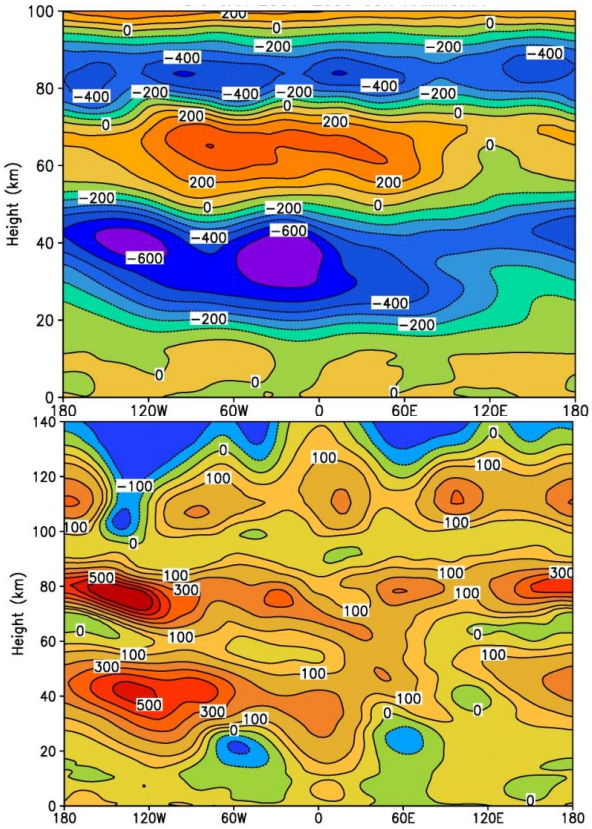


Figure 2. Longitudinal distribution of **(a)** zonal eddy heat flux, $\overline{u't'}$, **(b)** meridional eddy heat flux $\overline{v't'}$, at 60°N for January averaged over 2001-2006.

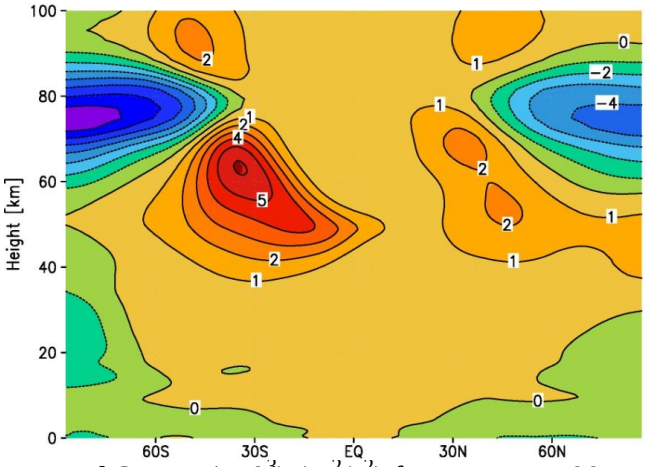


Figure 3. Zonally averaged S term (x10^3) (m^2/s^2) for January 2001-2006, HAMMONIA model data.

Similar to the eddy heat flux terms, zonal asymmetries and wave-1 structure in the residual wind components ($\overline{u_{res}}$, $\overline{v_{res}}$ and $\overline{w_{res}}$) are also apparent. Figure 4 presents the longitudinal distribution of residual meridional wind at the background (shaded area) and the streamlines indicate the direction of the vertical and the zonal wind components. Note here again that the streamlines in figure 4 and also in the other figures do not represent a mass stream function but the streamlines of the vector components in the plane. When analyzing the left side of the figure where the European / Asian region lies the meridional wind is transporting constituents from south to north, with the non-geostrophic component of v forming the northward branch of the zonal mean Brewer Dobson circulation at 60°N, but on the other side where Pacific Ocean lies there is a southward movement which cannot be observed in the zonal mean distribution. Examining the streamlines, it is clear that streamlines are mainly directed to the troposphere as known from the two-dimensional diabatic circulation at 60°N. On the other hand, when investigating in detail, on the European / Asian part there is a downward converging movement of the air and on the Pacific part a diverging motion which drives a portion of the atmospheric constituents upward occurs. Such diverging and converging air parcels also indicates a wave-1 structure. Evidently this pattern is averaged out in the zonal mean concept. Residual meridional wind given by shaded image indicates a westward shift with increasing altitude.

Stationary waves that are related to wave-1 structures are also apparent in the latitudinal distribution of atmospheric waves for specific longitudes. Figure 5 shows the latitudinal variability of geopotential height deviation from zonal mean (Φ*, background, shaded area) and the residual vertical and meridional winds (streamlines) in the sense that we show a cross section from 180°E to 0° across the Northern latitudes from tropical Pacific Ocean via North Pole to Atlantic Ocean / North Africa. When analyzing the streamlines, at the tropics in the stratosphere at both 180°E over Pacific Ocean and 0° longitude over Atlantic Ocean, air moves from equator towards the polar latitudes which fits the zonal mean theory. On the other hand, starting from the middle latitudes, the movement of the air differs from the zonal mean residual circulation. On the left hand side of the figure at 180°E, from lower to higher stratosphere and between 40°N-80°N where the Aleutian high is found, highly positive values of Φ* is observed.

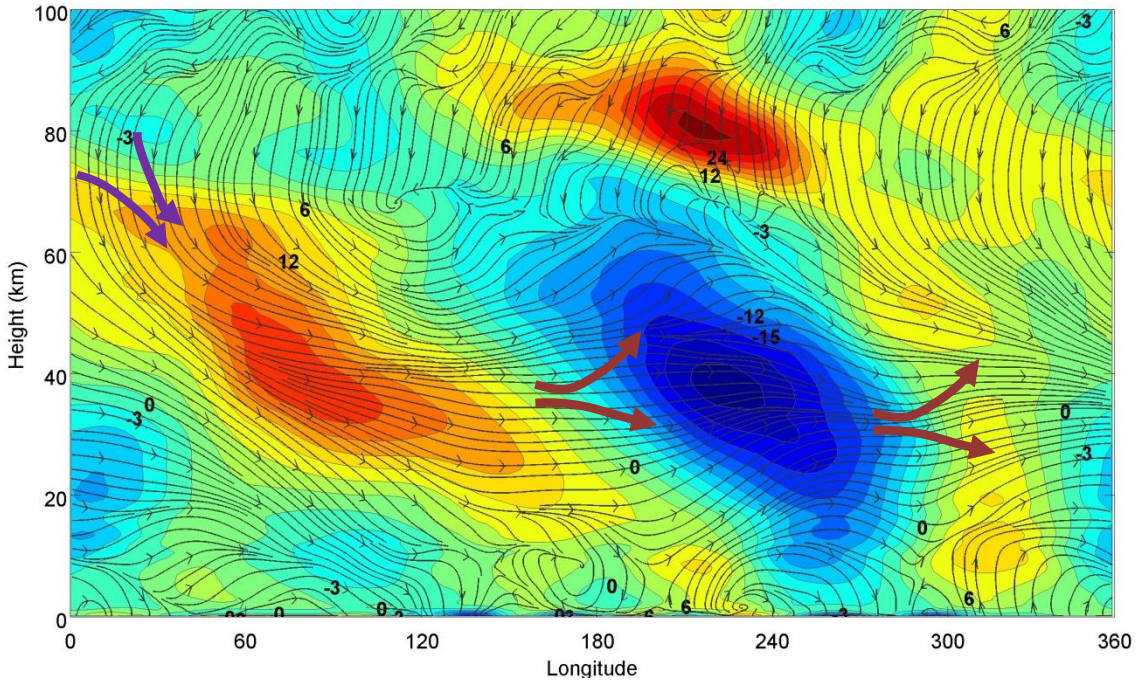


Figure 4. Longitudinal distribution of residual meridional wind ($\overline{v_{res}}$, shaded) and residual vertical and zonal winds ($\overline{w_{res}}$x $\overline{u_{res}}$, streamlines) at 60°N for January averaged over 2001-2006.

On the right hand side of the figure, at 0° longitude, between lower and higher stratosphere and at around 60°N-80°N, where polar low lies we experience low values of Φ*. Such high and low values of Φ* is an imprint of stationary waves related to wave-1 structure. Additionally in this section of the atmosphere the center of both high and low geopotential height anomalies are placed around 30-40 km. In particular at the Atlantic side at 60°-75°N the streamlines are downward towards the center of the polar low balancing the adiabatic heating and the radiative cooling in the stratospheric polar low region, as expected form the zonal mean residual circulation. But on the other hand at the Pacific side the streamlines make an anti-clockwise rotation around the Aleutian high transporting constituents from polar lower stratosphere to mid-latitudinal higher stratosphere and then down to equatorial lower stratosphere. Such a transport cannot be observed in a zonal mean section. Note that the downward drift at 40km at 60°N over the Atlantic side as well as the upward motion at 60°N over the Pacific side matches the geostrophically balanced vertical and meridional wind derived from satellite data, as shown in Gabriel et al. (2011).
In consideration of the introducing longitudinal variability even detailed the longitudinal cross sections at 90° W and 90° E are investigated in figure 6. Although the figure shows exactly the same variables as in figure 5, because of the westward shift in the longitudinal cross-section the air transport pattern is altered. In this figure, it is substantial to see that the center of the high and low pressure systems is shifted upward and westward to around 50km. Examining the streamlines, a cross-polar transport from regions over Asia towards Pacific Ocean is observed in the middle and upper stratosphere. The stationary wave due to wave-1 structure in the geopotential height anomaly Φ* indicated by shaded area remains similar as in figure 5 but vertically shifted. We find the wave-1 pattern in the streamlines with a converging air movement below the upper stratospheric low anomaly at 90°W and a diverging atmospheric motion below the upper stratospheric high anomaly at 90°E.

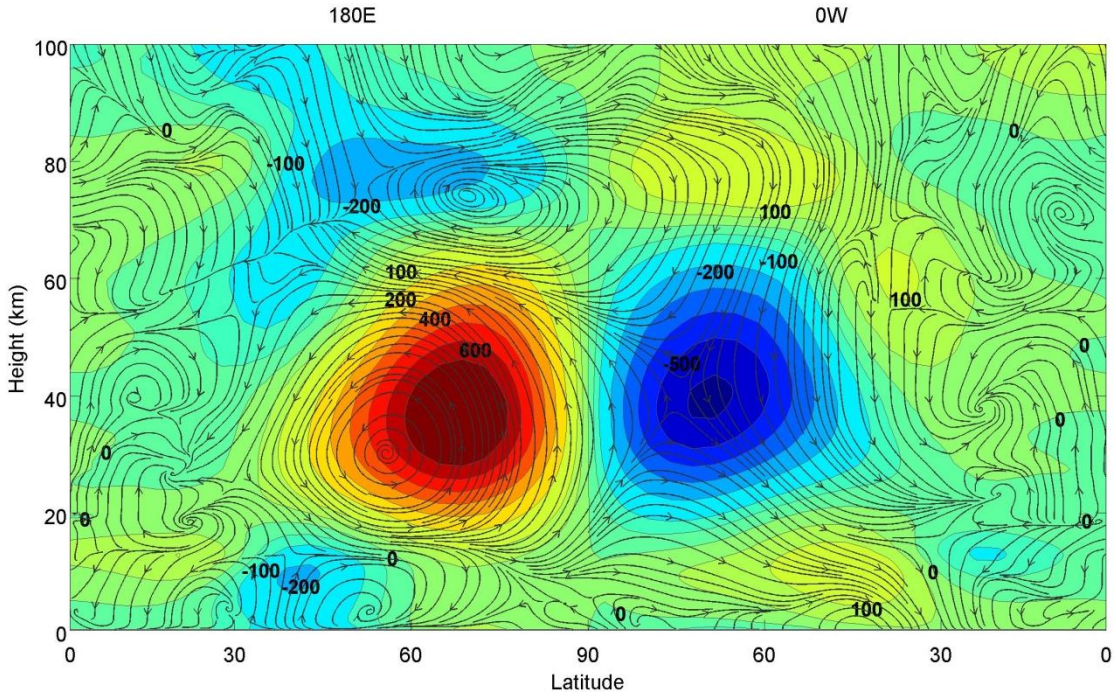


Figure 5. Latitude-altitude distribution of geopotential height deviation from zonal mean (shaded) and residual vertical and meridional winds (streamlines) for January averaged over 2001-2006. Left side of the figure shows the cross-section over the Pacific side at 180°E and right side shows the cross-section over the Atlantic side at 0° longitude.

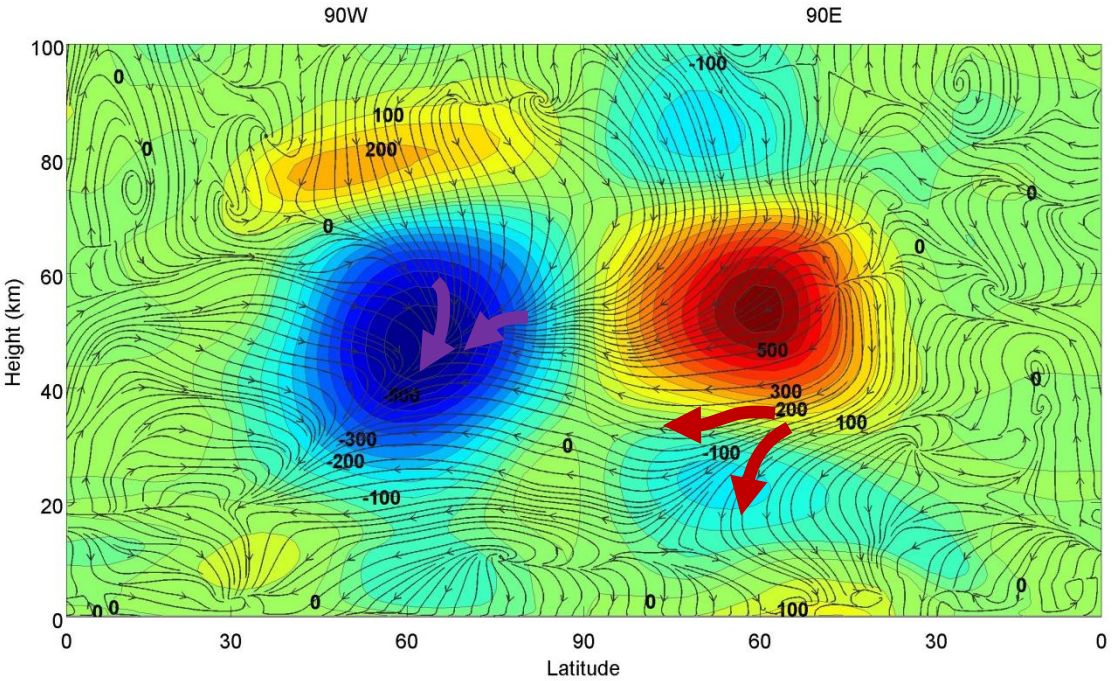


Figure 6. Latitude-altitude distribution of geopotential height deviation from zonal mean (shaded) and residual vertical and meridional winds (streamlines) for January averaged over 2001-2006. Left side of the figure shows the cross-section at 90°W in longitude and right side shows the cross-section at 90°E in longitude.

The streamlines in the above figures exhibits the mean atmospheric transport patterns calculated including the effect of transient waves. Regional patterns of transient waves are important in analyzing the wave-1 structures which are not only generated by the mean

stationary wave components alone. Figure 7 is a northern polar stereographic view of 3D residual wind components at 30km. Blue and purple colors of w_{res} at the shaded area indicates the downward winds. Thus blue color around 60°N latitude belt indicates the downward branch of the mean diabatic circulation. The most prominent downward movement takes place not directly over the pole but almost over the center of the polar low around 70°N. On the other hand yellow and red colors indicate the upward movement of the air, thus directly at the pole, an upward movement at this altitude is observed. From the streamlines of residual vertical and meridional winds in figure 7, a cross-polar mass transport from 90°E towards 90°W can easily be followed. The Aleutian high and polar low anomalies also constitute the ridge and trough at 30km, forming a pronounced wave-1 pattern in the streamlines with anti-clockwise rotation in the region of Aleutian high and clockwise rotation in the region of polar low anomaly.

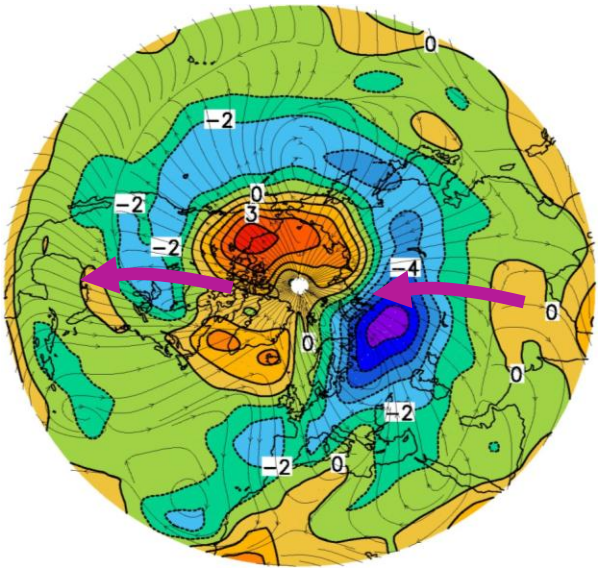


Figure 7. Polar stereographic view of mass flow of residual vertical and meridional winds (u_{res} ; v_{res}) (streamlines) and residual vertical wind (w_{res} , isolines in 10^{10} $kgms^{-1}$) (shaded) at 30km altitude for January averaged over 2001-2006.

Results and concluding remarks

Recently derived three-dimensional residual mean circulation formulae of Kinoshita et al. (2010) is adapted to HAMMONIA data for January from 2001 to 2006. Stationary wave patterns that are largely related to zonal asymmetries and wave-1 patterns in 3D Brewer-Dobson circulation are being examined. In zonal and meridional eddy heat fluxes at 60°N a pronounced wave-1 structure is observed. Thus wave-1 structures in eddy heat flux can easily be related to the longitudinal variability in atmospheric ozone. At 60°N, residual wind components also indicate a prominent zonal asymmetry in relation to the wave-1 structure. These wave structures in the longitudinal variations of eddy heat flux and mean wind patterns are highly linked to the distribution of ozone and water vapour derived from satellite data shown in Gabriel et al. (2011). Particularly the effect of zonal asymmetries in the residual circulation over specific parts of the Earth is discussed, e.g. over Atlantic and the Pacific oceans an evident connection is found. For a cross-section at 180°E, over Pacific Ocean from lower to higher stratosphere and between 40°N-80°N, where the Aleutian high anomaly is found, highly positive values of geopotential height anomaly Φ* is observed. For a cross-section at 0° longitude, between lower and higher stratosphere and at around 60°N-80°N, where polar low anomaly lies, low values of Φ* is experienced. Such high and low values of Φ* is an imprint of stationary waves related to wave-1

structure. In analyzing the streamlines at 180°E an anti-clockwise rotation in the longitude-latitude cross-section at 30km but a clockwise rotation in the latitude-height cross-section around the Aleutian high over North Pacific transporting constituents from polar lower stratosphere to mid-latitudinal higher stratosphere and then down to equatorial lower stratosphere is observed. Such a transport cannot be observed in a zonal mean section. The downward drift at 40km at 60°N for the cross-section at 0° longitude as well as the upward motion at 60°N for the cross-section at 180°E matches the geostrophically balanced vertical and meridional wind derived from satellite data shown in Gabriel et. al. (2011). Observing the latitude-height cross sections at 90°W and 90°E, the streamlines display a cross-polar transport from Aleutian high anomaly over Pacific Ocean (90°E) towards polar low anomaly over Atlantic Ocean (90°W). Besides the Aleutian high and polar low anomalies also constitute the ridge and trough at 30km, forming a pronounced wave-1 pattern. Furthermore the most prominent downward movement of air takes place not directly over the pole but almost over the center of the polar low at around 70°N.

Outlook

The transport of atmospheric constituents such as water vapor and ozone could be followed by the streamlines given in figure 5, figure 6 and figure 7. Thus introducing these residual wind components into the transport equation, a first order result of the distributions of ozone and water vapor is found. Such results are shown in Gabriel et. al. (2011) but only for a simplified transport approach including only mean stationary wave components and not the effect of transient wave fluxes, therefore generating only a fraction of the transport that is produced in the atmosphere. This is caused because of the gaps in the spatial and temporal resolution of the satellite data used in Gabriel et. al. (2011). The transient components can be calculated from HAMMONIA where the spatial, horizontal and temporal resolution of HAMMONIA is much better. Further investigations with the atmospheric distributions of ozone and water vapor will clarify the relationship between zonally asymmetric structures of the residual circulation and the zonal asymmetries ozone and water vapor.

References

Andrews, D.G. and McIntyre, M.E. Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the zonal mean acceleration, J. Atmos. Sci., 33, 2031, 1976.

Andrews, D.G., Holton, J.R.., Leovy , C.B. Middle atmosphere dynamics, Academic Press, 1987.

Crook, J. A., Gillett, N. P., and Keeley, S. P. E. Sensitivity of Southern Hemisphere climate to zonal asymmetry in ozone. Geophys. Res. Lett., 35, L07806, 2008.

Gabriel, A., Peters, D., Kirchner, I., and Graf, H.F. Effect of zonally asymmetric ozone on stratospheric temperature and planetary wave propagation. Geophys. Res. Lett., 34, L06807, 2007.

Gabriel, A., Körnich, H., Lossow, S., Peters, D. H. W., Urban, J., and Murtagh, D. Zonal asymmetries in middle atmospheric ozone and water vapour derived from Odin satellite data 2001–2010. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 11, 4167–4198, 2011.

Gabriel, A., Schmidt, H., Peters, D. H. W., Effects of the 11-year solar cycle on middle atmospheric stationary wave patterns in temperature, ozone and water vapor, J. Geophy. Res., submitted, 2011b.

Holton, J.R. An introduction to dynamical meteorology Elsevier Academic Press, 2004.

Hoskins, B. J., I. N. James and G. H. White The shape, propagation and meanflow interaction of large-scale weather systems. J. Atmos. Sci., 40, 1595-1612, 1983.

Karpechko, A. Dynamical Processes in the Stratosphere and Troposphere and Their Influence on the Distribution of Trace Gases in the Polar Atmosphere, Thesis, FMI Helsinki, 2007.

Kinnison, D. E., et al., Sensitivity of chemical tracers to meteorological parameters in the MOZART-3 chemical transport model, J. Geophys. Res., 112, 2007.

Kinoshita, T., Tomikawa, Y. and SATO, K. On the Three-Dimensional Residual Mean Circulation and Wave Activity Flux of the Primitive Equations, *JMSJ*, 88, 373-394,2010.

Plumb, R. A. On the three-dimensional propagation of stationary waves. J. Atmos. Sci., 42, 217– 229 , 1985.

Lossow, S., Urban, J., Schmidt, H., Marsh, D. R., Gumbel, J., Eriksson, P., and Murtagh, D., Wintertime water vapor in the polar upper mesosphere and lower thermosphere: First satellite observations by Odin submillimeter radiometer, J. Geophys. Res.,114, 2009.

Manzini, E., and co-authors, The Influence of Sea Surface Temperatures on the Northern Winter Stratosphere: Ensemble Simulations with the MAECHAM5 Model, J. Climate, 19, 3863, 2006.

Offermann, D., Gusev, O., Donner, M., Forbes, J. M., Hagan, M., Mlynczak, M. G., Oberheide, J., Preusse, P. , Schmidt, H., and Russell III, J. M., Relative intensities of middle atmosphere waves, J. Geophys. Res., 114, 2009.

Roeckner, E., et al., The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I. Model description, MPI Rep. 349, Max-Planck-Inst. für Meteorol., Hamburg, Germany,2006.

Schmidt, H., Brasseur, G.P., Charron, M., Manzini, E., Giorgetta, M.A., Diehl, T., Fomichev, V.I., Kinnison, D., Marsh, D. and Walters, S. HAMMONIA - Hamburg Model of the Neutral and Ionized Atmosphere, J. Climate, 19, 3903, 2006.

Schmidt, H., Brasseur, G.P., and Giorgetta, M. A. Solar cycle signal in a general circulation and chemistry model with internally generated quasibiennial oscillation, J. Geophys. Res., 115, 2010.

Trenberth, K. E. An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics. *J.Atmos. Sci.*, 45, 2070-2087, 1986.

Waugh, D. W., Oman, L., Newman, P. A., Stolarski, R. S., Pawson, S., Nielsen, J. E., and Perlwitz, J., Effect of zonal asymmetries in stratospheric ozone on simulated Southern 15 Hemisphere climate trends. Geophys. Res. Lett., 36, L18701, 2009.

Yuan, T., Schmidt, H., She, C. Y. , Krueger, D. A. and Reising, S., Seasonal variations of semidiurnal tidal perturbations in mesopause region temperature and zonal and meridional winds above Fort Collins, Colorado (40.6°N, 105.1°W), J. Geophys. Res., 113, 2008

ORMANCILIK FAALİYETLERİNİN GERÇEKLEŞTİRİLMESİNDE METEOROLOJİK GÖZLEMLERİN ÖNEMİ

Ahmet ŞENYAZ[1], Abdurrahman BEKERECİ[2]

1. Çevre ve Orman Bakanlığı, ANKARA, asenyaz@cob.gov.tr
2. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, ANKARA, abekereci@dmi.gov.tr

ÖZET

Orman; ağaçlar, diğer bitkiler, hayvanlar, mikroorganizmalar gibi canlı varlıklar ile toprak, hava, su, ışık ve sıcaklık gibi fiziksel çevre faktörlerinin birlikte oluşturdukları ve karşılıklı etkileşim halinde bulundukları bir ekosistemdir.

Ormanların yapısı, sağlığı, verimliliği ve sürekliliği iklim şartları ve hava halleri ile doğrudan ilişkilidir. Meteorolojik gözlemler orman ekosisteminin sağlığının izlenmesinde, orman yangınlarına karşı koruma stratejilerinin geliştirilmesinde, iklim değişikliğinin ormanlar üzerindeki etkilerinin belirlenmesi ve etkin uyum stratejilerinin geliştirilmesinde araştırmacılara ve orman kaynakları yöneticilerine son derece yardımcı bilgiler sağlamaktadır.

Bu makalede ormancılık araştırmalarında ve uygulamalarında meteorolojik gözlemlerin ve meteoroloji istasyonlarının önemi açıklanmakta, bu hususta yaşanan darboğazlar ve çözüm önerileri ortaya konmaktadır.

Anahtar kelimeler: orman ekosistemlerinin izlenmesi, meteorolojik gözlemler.

SUMMARY

Forest is an ecosystem where living organisms like trees, other plants, animals and microorganisms are interacted among themselves and with environmental factors such as soil, air, water, light and temperature.

The Structure, the health, the productivity and continuity of forests are directly related to weather conditions. Meteorological observations enable researchers and practitioners to monitor forest ecosystem health, to develop protection strategies for combating forest fires and to determine the impacts of climate change on forests and develop proper adaptation strategies accordingly.

This article is an attempt to emphasize importance of meteorological observations and stations, presenting some bottlenecks and their solutions.

Key words: forest ecosystem monitoring, meteorological observations

GİRİŞ

Ekosistem; coğrafyaca belirli bir mevkide, sınırları belirli bir yetişme ortamında, bu yetişme ortamının özelliklerine uyum sağlamış belirli canlı toplumlarının bir arada yaşadığı ekolojik bir birimdir (Kantarcı, 2005). Orman ekosisteminin baskın bitki türü odunsu bir yapıya sahip olan ağaçlardır ve yetiştirilmeleri uzun yılları almaktadır. Ağaçların gereksinim duyduğu yetişme ortamı meteorolojik olaylar ile şekillendirmektedir. Yağış, sıcaklık, rüzgar, nem, radyasyon ormanda yaşayan diğer canlılarda olduğu gibi ağaçların gelişim sürecinde hayati önem taşımaktadır.

Meteorolojik veriler orman ekosistemlerinin kompozisyonunu, yapısını, gelişme durumunu, sağlığını ve dinamiklerini etkilemektedir (ICP Forest Manuel, 2006). Diğer yandan aşırı sıcaklık, kuraklık, don, fırtına gibi ekstrem hava koşulları orman ekosistemleri üzerinde olumsuz etkiler yapmaktadır. Dolayısıyla uzun vadeli meteorolojik gözlemlerin kayıtlarının tutulması, ormanların yetişme muhiti isteklerinin belirlenmesine ve ekstrem hava hallerinde ormanlarda oluşabilecek olumsuz etkilere karşı önleme faaliyetlerinin planlanmasına katkı sağlamaktadır.

Meteorolojik koşulların orman yangınlarının çıkması, yayılması ve kontrolünde önemli bir rolü vardır. Yangın çıkma ihtimalinin ve yayılma durumunun meteorolojik veriler dikkate alınarak belirlenmesi kaynakların etkin kullanmalarını sağlamaktadır.

Diğer yandan uzun vadeli hava hallerinin izlenmesi ve tahmin edilmesi, iklim değişikliğinin ormanlar üzerindeki etkilerinin belirlenmesinde ve buna yönelik uyum stratejilerinin geliştirilmesinde orman kaynaklarının yöneticilerine yardımcı olacaktır. Aynı şekilde değişen çevre koşullarının orman ekosistemindeki enerji ve besin zincirinin oluşumunda ve gerekli su bütçesinin sağlanmasında nasıl etkili oldukları ve bu etkiye orman ekosisteminin nasıl bir karşılık vereceği konusunda modellemelerin yapılabilmesi ve bu sayede kaynak yöneticilerinin ileriye yönelik stratejiler belirleyebilmesi için meteorolojik verilere gereksinim bulunmaktadır.

Çevre ve Orman Bakanlığı'nın yeni başlatılan ve uluslararası nitelik taşıyan orman ekosistemlerinin izlenmesi çalışmaları, diğer yandan orman yangınları tehlike oranları sistemine ihtiyaç duyulması, iklim değişikliğinin etkilerinin belirlenmesi ve uyum çalışmalarının hızlandırılmasına yönelik kararlar günümüz ormancılık faaliyetlerinde meteorolojik verilere olan gereksinimin daha da artmasına neden olmuştur. İlerleyen bölümlerde bu gereksinim daha ayrıntılı olarak ele alınacaktır.

ORMAN EKOSİSTEMLERİNİN İZLENMESİ

Meteorolojik veriler orman ekosisteminin kompozisyonunu, yapısını, gelişimini, sağlığını ve dinamiklerini etkilediğinden "Orman Ekosistemlerinin İzlenmesi Programı"nda önemli bir yer tutmaktadır.

Avrupa'da yaşanan sanayileşme faaliyetlerine paralel olarak ülke sınırlarını aşan hava kirliliğinin ormanlarda kurumalara ve ağaç ölümlerine sebebiyet vermesi sonucunda 1985 yılında "Orman Ekosistemlerinin İzlenmesi Uluslararası İşbirliği Programı (ICP Forests)" başlatılmıştır. 25 yıllık geçmişi olan izleme faaliyetlerine Ülkemiz 2006 yılından itibaren Hollanda hükümetince desteklenen bir proje ile katılım sağlamaya başlamıştır. İzleme faaliyetleri Seviye I ve Seviye II programlarından oluşmaktadır. Seviye I programı ile sistematik olarak belirlenen (16kmx16km grid) gözlem alanlarında yer alan ağaçların tepe çatısındaki yapraklarda meydana gelen kayıp oranları ve renk değişimi belirlenmekte ve toprak analizleri yapılmaktadır. Seviye II programı ormanlarda daha kapsamlı bir izleme yapmak üzere özel olarak seçilen gözlem alanlarında gerçekleştirilmektedir. Özel olarak seçilen gözlem alanlarında meteorolojik veriler, hava kalitesi verileri ölçümlenmekte, yağmur suyu, yaprak, döküntü, toprak örnekleri analiz edilmekte, ayrıca artım-büyüme, fenoloji, vejetasyon gözlemleri gerçekleştirilmektedir. Seviye II programı ile Seviye I programında ortaya çıkan orman sağlık durumunun neden-sonuç ilişkileri ortaya konulmaya çalışılmaktadır (Institute for World Forestry, 2010). Seviye II programı kapsamında gerçekleştirilen çalışma konuları Tablo 1'de gösterilmektedir.

Tablo1. Orman Ekosistemlerinin İzlenmesinde Yer Alan Çalışma Konuları

Çalışma konusu	Çalışma sıklığı
Tepe durumu	yıllık
Yaprak kimyası	2 yılda bir
Toprak kimyası	10 yılda bir
Artım-büyüme	5 yılda bir
Vejetasyon	5 yılda bir
Toprak suyu kimyası	sürekli
Yağmur suyu	sürekli
Hava kalitesi	sürekli
Meteoroloji	sürekli
Fenoloji	yılda birkaç kez
Döküntü analizi	sürekli
Ozon zararı	yıllık
Uzaktan algılama	ulusal veri

Seviye II programı kapsamında yapılan çalışmalardan biri olan meteorolojik ölçümler; Seviye II gözlem alanlarındaki meteorolojik durum ve bu durumda meydana gelen değişmeleri belirlemek, meteorolojik koşullara dayalı olarak orman ekosisteminin durumunu açıklamaya çalışmak, don, aşırı sıcaklık, kuraklık ve fırtına gibi ekstrem hava koşullarını belirlemek, mevcut ve değişen çevre koşulları altında (su bütçesi, meşçerenin ihtiyacı olan su miktarı, büyüme ve besin dönüşümü) meşçerenin nasıl reaksiyon göstereceğine yönelik ileri analizleri(istatistik ve modelleme) gerçekleştirecek uzun dönemli verilerin sağlanması faaliyetlerini geliştirmede kullanılmaktadır (ICP Forest Manuel, 2006).

Seviye II gözlem alanlarında meteoroloji istasyonlarına gereksinim duyulmasının nedeni, mevcut istasyonlardan sağlanan meteorolojik verilerin kurulan gözlem alanlarına ait meteorolojik şartları yeterince temsil etmemesidir. Coğrafik ve mekansal farklılıklar (mevkii, yükseklik, bakı ve eğim) gözlem alanlarındaki meteorolojik şartların da farklı olmasına neden olmaktadır. Özellikle şehir merkezlerinde yer alan meteoroloji istasyonlarından alınan veriler kırsal alandaki meteorolojik şartları tam olarak yansıtmamaktadır.

Meteorolojik ölçümler Seviye II programının özel bir uzmanlık ve çalışma konusu olmakla birlikte programın diğer çalışmalarına girdi sağlamaktadır. Meşçerede yer alan bitkilerin çeşitliliği, ağaçlarda gözlemlenen artım, fenolojik olaylar, asit yağış miktarı, toprak özellikleri vs. meteorolojik verilerle ilişkilidir. Seviye II programı kapsamında yapılacak çalışmalardan elde edilecek sonuçların karşılaştırılabilir ve güvenilebilir nitelikte olmalarını sağlamak ve ülkeler arasında birliktelik sağlamak amacıyla izleme faaliyetine ait her çalışma konusu ile ilgili bir kılavuz (manuel) geliştirilmiştir. Meteoroloji konusunda çıkarılan kılavuzda, meteorolojik gözlemlerle ilgili tüm ülkelerin uyduğu temel kurallar meteoroloji uzmanlarınca (istasyonların nitelikleri, kurulumu, ölçümlerin yapılması ve kalite kontrol vs.) belirlenmiş ve buna göre bu çalışmalar kapsamında kurulacak meteoroloji istasyonlarının Dünya Meteoroloji Örgütü (WMO) kriterleri esas alınarak nitelikleri, standartları, ölçülmesi gereken parametreler vs. detaylı olarak belirtilmiştir.

Meteorolojik ölçümler amaçlara göre zorunlu ve isteğe bağlı olarak gruplandırılmıştır. Buna göre yapılması gereken zorunlu ve isteğe bağlı ölçümler Tablo 2'de yer almaktadır.

Tablo 2: Orman Ekosistemlerinin İzlenmesi Programında Gözlemlenen Zorunlu ve İsteğe Bağlı Meteorolojik Değişkenler

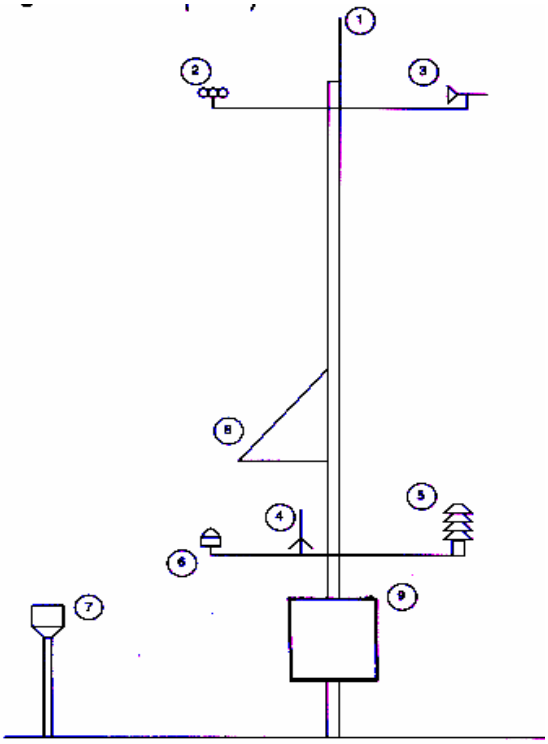
Zorunlu Ölçümler	İsteğe Bağlı Ölçümler
yağış sıcaklık nem rüzgar hızı rüzgar yönü radyasyon	UV-b radyasyon toprak sıcaklığı toprak nemi meşçereye düşen yağış

Hava sıcaklığı ve nem ağaçların fizyolojik faaliyetlerini anlamak, iklimin artım üzerine etkilerini izlemek ya da evaporasyon ve transprasyonu hesaplamak için kullanılan temel meteorolojik değişkenlerdir. Yağış evapotransprasyon sürecini hesaplayabilmek ve intersepsiyon süreci hakkında bilgi sahibi olabilmek için sık aralıklarla ölçülmesi tavsiye edilen bir parametredir. Ayrıca bu değişkenlerin bilinmesi hava kirleticilerin orman alanında ne kadar depolandığını ve kök bölgesinde oluşan süzülmenin ne miktarda olduğunu hesaplamak bakımından önem arz etmektedir.

Orman ekosistemlerin izlenmesi programı kapsamında isteğe bağlı olarak yapılan ölçümler de yer almaktadır. Bunlar güneş ışığı dinamiklerini açıklayan radyasyon değişkenleri, bitki için gerekli suyu belirlemek için ölçülen toprak nemi, toprak sıcaklığı ve meşçereye düşen yağıştır.

Seviye II gözlem alanlarında ihtiyaç duyulan meteorolojik verilerin sağlanmasında yerleştirilecek istasyonların özellikleri ilgili klavuzda detaylı olarak açıklanmıştır. Buna göre ormandaki gözlem alanlarına kurulacak istasyonlara ilişkin temel özellikler Şekil 1'de gösterilmiştir.

Orman ekosistemlerinin izlenmesi programı kapsamında bugüne kadar ülkemizde 12 adet Seviye II gözlem alanı belirlenmiş olup sadece bu alanlarda kılavuzda belirtilen özellikleri taşıyan istasyonlar bulunmamaktadır. Başlangıçta 8 gözlem alanına meteoroloji istasyonlarının kurulması öngörülmüştür. Bu amaçla Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünce alınan otomatik meteoroloji istasyonlarından bu alanlara konulması için girişimde bulunulmuştur.



Şekil 1. Ormandaki Seviye II Gözlem Alanına Yerleştirilen Meteoroloji İstasyonunun Özellikleri 1: paratoner 2: rüzgar hızı (aneometre- 10 m) 3: rüzgar yönü (10 m) 4: GSM anteni (2 m) 5: sıcaklık ve nem sensörü 6: radyasyon ölçer (piranometre- 2 m) 7: yağmur ölçer 8: güneş enerjisi paneli 9: veri toplama ve işleme ünitesi

ORMAN YANGINLARI İLE MÜCADELE YANGIN TEHLİKE ORANLARI SİSTEMİNİN KURULMASI

Orman yangınları, bazı orman ekosistemlerinin yenilenmesinde önemli bir işlev görmekle beraber yangın sonucu neden olduğu can, mal, doğal kaynak ve savaşım masrafları nedeniyle yangınla mücadele organizasyonlarını sürekli meşgul etmektedir. Çıkacak orman yangınlarının tahmin edilmesi, çıkan yangınların ne şekilde seyredeceğinin kestirilmesi ve yangının olası etkilerinin önceden öngörülmesi yangınla mücadele eden organizasyonun yangınla mücadelede kaynaklarını daha etkin kullanmasını sağlamaktadır (Şenyaz, 2000).

Kaynakların etkin kullanımı ve kamuoyunun yangın tehlikesi hakkında önceden bilgilendirilmesi için bir karar destek veya erken uyarı sisteminin oluşturulması ihtiyacı "Yangın Tehlike Oranları Sistemi"nin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bu sistemde meteorolojik parametreler yangın tehlike oranını belirleyici en önemli faktörlerden birisidir.

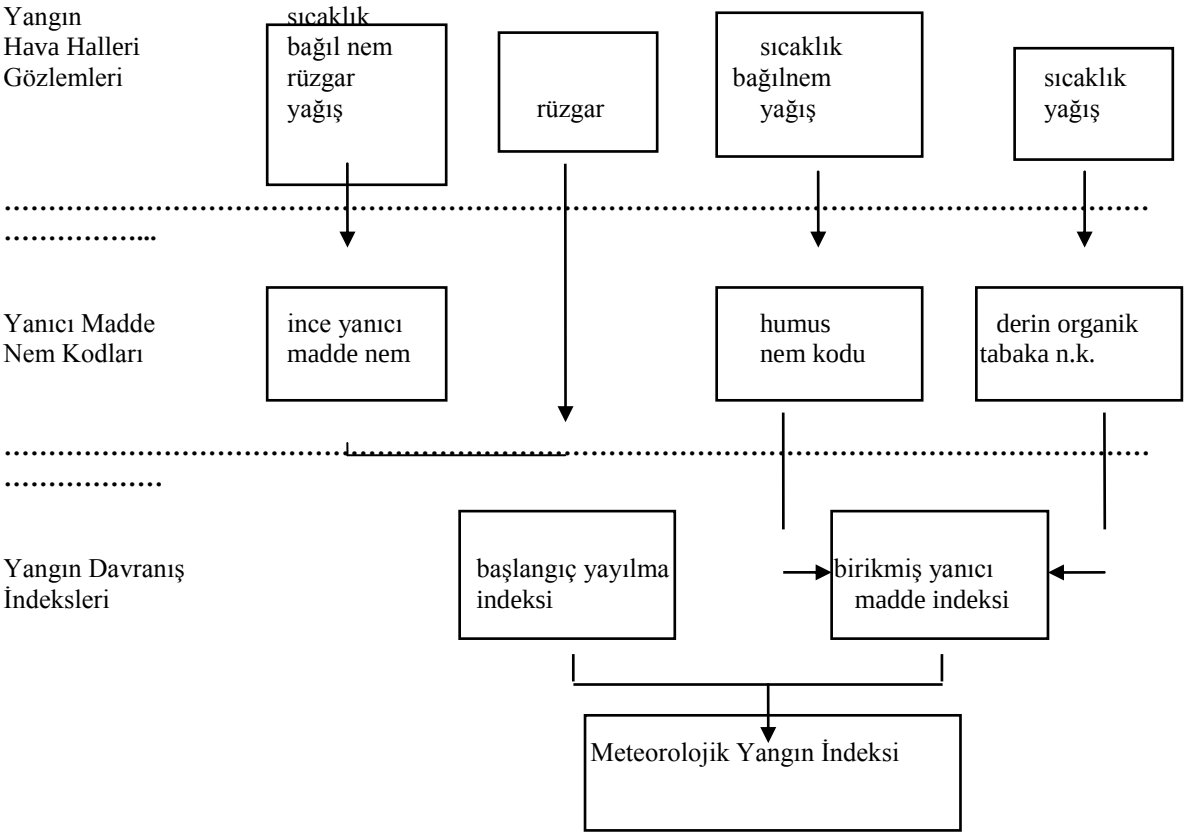
Yangın tehlikesi genel olarak, yangın çıkabilecek yerlerdeki sabit ve değişken çevre faktörlerinin (topografik özellikler, yanıcı madde özellikleri ve hava halleri) durumları ile açıklanır. Bu faktörler yanıcı maddenin tutuşma kolaylığını, yangının yayılma hızını, yangının kontrol edilebilme güçlüğünü ve çevreye olan etkilerini belirlerler. Yangın tehlikesini etkileyen faktörlere bağlı olarak, mevcut şartlar altında oluşabilecek muhtemel bir yangının potansiyelinin belirlenmesi "Yangın Tehlike Oranı" olarak tanımlanır (Bilgili vd., 2001).

ABD, Kanada, Avustralya gibi yangın araştırmalarına büyük kaynak ayıran ülkelerde yangın tehlike oranları sisteminin geliştirilmesine yönelik çalışmalar uzun yıllar önce başlatılmış, bu çalışmalar bilgisayar teknolojisindeki ilerlemeye paralel olarak günümüze kadar büyük gelişme kaydetmiştir. Bu sistemler bu ülkelerin yanı sıra dünyanın bir çok ülkesine uyarlanarak kullanılmaya başlanmıştır.

Kanada Yangın Tehlike Oranları Sisteminin ABD'deki sisteme göre daha basit olduğu Bilgili ve arkadaşları (2001) tarafından belirtilmektedir. Kanada Yangın tehlike Oranları Sistemi 1- Meteorolojik Yangın İndeksi (MYİ) Sistemi, 2- Yangın Davranışını Tahmin (YDT) Sistemi ve 3- Yangın Çıkma İhtimalini Tahmin (YÇİT) Sistemi olmak üzere 3 modülden oluşmaktadır. İlk iki modül halen kullanılmakta olup üçüncü modül geliştirme aşamasındadır.

Yangın tehlike oranları sistemi ile günlük yangın tehlike oranı kamuoyuna ve yangın yöneticilerine duyurulmaktadır. Tehlike oranları, tehlikenin derecesine göre(az, normal, fazla, çok fazla, aşırı fazla) genelde 5 grupta toplanır, her tehlike grubu bir renkle ifade edilerek harita üzerinde gösterilir. Böylece yangının çıkma kolaylığı, söndürülme güçlüğü ve muhtemel etkileri konusunda öngörü yapılarak gerekirse ormandaki faaliyetler kısıtlanmakta, kamuoyunun duyarlı olması konusunda uyarılar yapılmakta ve mücadele ekiplerinin tehlikenin fazla olduğu bölgelerde yoğunlaştırılması sağlanmış olmaktadır.

Meteorolojik Yangın İndeksi Yangın Tehlike Oranları Sisteminin meteorolojik verilere bağlı olan en önemli bileşimlerinden biridir. Meteorolojik yangın indeksi modülü Şekil 2'de gösterilmektedir.



Şekil 2. Meteorolojik Yangın İndeksi Sistemi ve Bileşenleri

Şekil 2'de gösterildiği üzere sıcaklık, rüzgar, bağıl nem ve yağış orman yangınlarının tehlike oranının hesaplanmasında en önemli meteorolojik parametreleri oluşturmaktadır. Bu parametreler orman yangınlarında yanıcı madde olarak isimlendirilen ve yanan objeyi oluşturan ibre, yaprak, dal, kozalak döküntüsü, kuru otlar ve bitkiler, humus tabakası, toprak içindeki biyokütle, çalılar, genç ağaççık ve ağaçlar ile boylanmış ağaçların nem oranlarını etkilediğinden yangının çıkmasında ve belli bir sürede yangının alacağı seyir üzerinde önemli derecede etkili olmaktadır. Bu yanıcı maddeler üzerindeki nem miktarının hesaplanmasında orman içerisindeki hava hallerinin gözlemlenmesi bu bakımdan büyük önem taşımaktadır.

Orman yangınları özellikle Akdeniz bölgesinde yer alan Avrupa Birliği ülkelerinde de önemli boyutlara ulaşmıştır. Yılda ortalama 500,000 ha orman alanında etkili olan orman yangınları Avrupa Birliği'ni harekete geçirmiştir. Orman yangınlarıyla daha etkin mücadele etmek için Avrupa Orman Yangınları Bilgi Sistemi(EFFIS) kurulmuştur. 2007 yılında EFFIS Kanada'da geliştirilen Meteorolojik Yangın İndeksine uyarlanmıştır. Böylece Fransız ve Alman Meteoroloji Servisinden sağlanan meteorolojik gözlemler ile geliştirilen Avrupa Orman Yangınları Risk Tahmin Sistemi(EFFRFS) sayesinde 1 ila 6 günlük yangın tehlikesini tahmin eden haritalar oluşturulmaktadır.

Ülkemizde yangın tehlike oranları sitemi ilk defa 1997-1999 yıllarında gerçekleştirilen "Türkiye'de Orman Yangınlarının Önlenmesinde Uygun Stratejilerin Belirlenmesi" konulu Birleşmiş Milletler Gıda ve Tarım Örgütü (FAO) destekli bir dış kaynaklı proje ile gündeme gelmiş, bu sistemin kurulmasında yangın meteorolojisinin önemi vurgulanmıştır. Yangın tehlike oranları sistemini detaylı olarak açıklayan ilk akademik yayın da 2001 yılında Prof. Dr. Ertuğrul Bilgili ve arkadaşları tarafından yapılmıştır.

Ülkemizde de böyle bir sisteme büyük bir ihtiyaç olduğu halde, bazı çalışmalar dışında bu konuda herhangi bir çalışma yapılmamıştır (Bilgili vd., 2001). Bununla birlikte böyle bir sisteme ihtiyaç olduğu Orman Genel Müdürlüğü(OGM)'nce hazırlanan 2006 yılı yangınla mücadele raporunda ve 2008 yılında yapılan 1. Ulusal Orman Yangınları Sempozyumu'nda belirtilmiştir. Ancak bu sistemin kurulması tek bir kurumun kapasitesini aşmaktadır. Bu yüzden kurumlar arasında ciddi bir işbirliği gerekmektedir. Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü(DMİ)'nce 2004 yılından bu yana geliştirilmekte olan bir model (MEUS- Meteorolojik Erken Uyarı Sistemi) ile Avrupa Birliği'nin EFFRFS modeline benzer Türkiye için 3 gün önceden meteorolojik şartlara göre potansiyel yangın riski tahmin edilmektedir. Bu modelleme çalışması kurulacak istasyonlardan alınacak gözlem sonuçları ile daha da geliştirilebilecektir.

Diğer yandan Ülkemizin coğrafik ve topografik yapısı ormandaki yanıcı maddeler içerisindeki nem miktarını düşüren kurutucu rüzgarların etkinliğini artırmakta, rüzgar profili haritalarının çıkarılması büyük önem arz etmektedir. (Bekereci vd., 2010). Kurulacak istasyonların bu amaca hizmet edeceği de umulmaktadır.

Yukarıda bahsedilen gelişmeler dikkate alındığında orman yangınlarıyla etkin bir şekilde mücadele edebilmek üzere meteoroloji istasyonlarının kurulması gerekli görülmektedir. Ülkemizde yangınla mücadele için yapılan harcamalar dikkate alındığında bu istasyonların kurulumunun fazla masraf teşkil etmeyeceğini söylemek mümkündür. Yangına hassas bölgelere meteoroloji istasyonu kurulması konusunda OGM ve DMİ arasında işbirliği girişimi olduğu bilinmektedir. Ancak sistemin kurulmasında meteoroloji istasyonları tek

başına yeterli olmayacaktır. Özellikle yanıcı madde tiplerinin ve miktarının belirlenmesinde, verilerin coğrafik bilgi sistemine entegre edilmesinde, arazi çalışmalarının tamamlanmasında çok sayıda araştırmacı ve teknik personele ihtiyaç bulunmaktadır. Şu anda ülkemizde orman yangınları konusunda araştırma yapan personel sayısı yeterli düzeyde değildir.

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN ORMANLAR ÜZERİNE ETKİLERİ VE UYUM

Ormanlar iklim değişikliği bağlamında 4 açıdan önemli rol üstlenmektedir. Birincisi, ormanların ortadan kaldırılarak başka arazi kullanımlarına tahsis edilmesi, tahrip edilmesi ve aşırı kullanımı sonucunda atmosferdeki sera gazı salımının artmasıdır. Bu şekilde atmosfere salınan sera gazı emisyonu, atmosferdeki toplam sera gazı emisyonunun % 20'sine karşılık gelmektedir. İkincisi, biyolojik bir varlık olan ve belli iklim şartlarında yetişen orman, iklim değişikliğine duyarlılık göstermektedir. Üçüncüsü, sürdürülebilir bir şekilde yönetilirse yenilenebilir olması nedeniyle ormanlar fosil yakıtlara alternatif enerji kaynağıdır. Dördüncüsü ise ormanlar atmosferdeki karbon emisyonunun % 10'unu (toprakta, biyokütlede ve orman ürünlerinde) tutma potansiyeline sahiptir.

Orman ekosistemleri belli iklim koşullarına göre oluşmakta ve hayatiyetlerini sürdürmektedir. İklimdeki değişme ağaç türlerinin yeni iklim koşullarına uyum kapasitesine bağlı olarak orman peyzajını da değiştirmektedir. Ağaç türünün bölgesel yayılışı sıcaklık ve yağış desenlerine bağlıdır. İklim değişikliği bu desenlerde bir değişikliğe neden olacağından ağaç türlerinin daha yüksek enlemlere ve daha yüksek rakımlara doğru hareket etmesine neden olacaktır. Kuzey yarımkürede ağaçların yayılım alanı kuzeye doğru genişlerken ısınma ile birlikte aynı miktarda güney sınırların da içeri doğru çekilmesi beklenmektedir. Özellikle dağ ekosistemlerinin sınırlı olması türlerin genetik ve çevresel strese maruz kalmaları sonucu hassasiyetini artıracak, türlerin popülasyonlarında ve gen havuzunda bir daralma yaşanmasına neden olabilecektir. Türlerin hepsinin göç etmeyeceği düşünülmekte, uyum yeteneği gösteren türlerin yerlerini muhafaza edeceği, ancak iklimdeki değişim hızının fazla olması durumunda türlerin yeni ortama uyum sağlamakta güçlük çekeceği ya da yok olacağı tahmin edilmektedir.

Diğer yandan iklimdeki değişimin böcek popülasyonlarının kuzeye ve daha yüksek alanlara doğru yayılmasına neden olacağı beklenmektedir. Mevsimsel fenolojik faaliyetlerdeki değişim böceklerin daha hızlı gelişmelerine ve daha çok beslenmelerine neden olacaktır. Doğal düşmanlarının bu yayılış alanlarına ulaşamaması durumunda daha fazla zararlı olacakları da ayrı bir endişe konusudur. Ekstrem hava koşullarının böceklerin atak oranlarında artışa neden olacağı tahmin edilmektedir. 2003 yılındaki sıcaklıklarda bu durum çam kese böceğinde yaşanmıştır. Orman yangınlarının sayısında da bazı bölgelerde artış yaşanmaktadır.

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü tarafından önümüzdeki 10, 25 ve 50 yıl sonrası için olası iklim senaryoları üretilmektedir. Bu senaryolarda öngörülen sıcaklık ve yağış parametresindeki artışın veya azalışın orman sektörüne etkisinin incelenmesi gerekmektedir. Ormandaki ağaçlarda yapılan uzun dönemli fenolojik gözlemler ile meteorolojik veriler karşılaştırıldığında iklim değişikliği ile ilgili önemli bilgiler elde edilebilecektir. Bu anlamda orman ekosistemlerinin izlenmesinde belirlenen gözlem alanlarına kurulan meteoroloji istasyonlarından alınacak verilerin önemi büyüktür. Uzun dönemli meteorolojik gözlemlerle desteklenen çalışmalar yeni iklim şartlarına uygun ağaç türlerinin belirlenmesinde gerçekleştirilecek olan ıslah çalışmalarına da katkı sağlayacaktır.

SONUÇ

Orman belli iklim koşulları altında oluşmaktadır. İklim koşulları diğer çevre koşulları ile birlikte ormanların tiplerini de belirlemektedir. Ormanlarda yer alan ağaçların yetişebilmesi için gerekli su miktarının ve güneş ışınlarının sağlanmasında, toprağın oluşumunda, organizmaların organik maddeleri ayrıştırmasında, tozlaşmanın sağlanarak bitkilerin çoğalmasında hava halleri büyük önem taşımaktadır.

Özellikle yağış, nem, rüzgâr, güneş radyasyonunun orman ekosisteminin işlevlerini gerçekleştirmedeki önemli rolleri hava olaylarının izlenmesini zorunlu kılmaktadır. Bu bağlamda farklı orman yetişme muhitini temsil eden alanlarda meteoroloji istasyonlarının kurularak meteorolojik verilerin güvenilir olarak sağlanması gerekmektedir.

Günümüzde teknolojinin gelişmesi ile birlikte meteorolojik veriler uydu, radar ve otomatik yer istasyonlarınca ölçülebilmektedir. Ancak bugün orman alanlarında yeterli sayıda meteoroloji istasyonları bulunmadığından farklı yetişme muhitinin (lokasyonlarının) özelliklerini temsil edecek istasyon verileri kullanılmamaktadır. Meteorolojik veriler daha çok şehir merkezlerinde kurulmuş olan istasyonlardan sağlanmaktadır. Özellikle orman ekosistemlerinin izlenmesi ve korunması, yangına hassas bölgelerde yangın tehlike oranları sisteminin kurulması, fenolojik gözlemlerle birlikte iklim değişikliğini gözlemlemek amacıyla sürekli hava hallerinin gözlenmesi faaliyetlerinin gerçekleştirilmesinde bu istasyonlara ihtiyaç duyulmaktadır. Yangın Tehlike Oranları Sistemini kuran ve kullanan ülkelerin ormanlarında çok sayıda meteoroloji istasyonu kurulmuştur. Ayrıca ormandaki böceklerin uçuş ve üreme zamanlarının tespiti, fidanlık çalışmalarının etkin bir şekilde yapılabilmesi, ağaçlandırma çalışmalarının gerçekleştirilmesinde meteorolojik verilere gereksinim duyulmaktadır.

Diğer yandan küresel ısınmanın etkileri konusunda endişelerin artması ve buna bağlı olarak iklim değişikliğine uyum konusunda üst düzeyde alınan kararlar bu istasyonların acilen kurulmasını gerektirmektedir. Bilim ve Teknoloji Yüksek Kurulu'nun 2007/101 nolu "Küresel Isınma, İklim Değişikliği, Alınacak Tedbirler ve Adaptasyon (Uyum) Alanında Çalışma Yapmak" kararı buna iyi bir örnektir. Bu konuda gerekli bilimsel ve teknolojik araştırma programlarının belirlenen sorumlu kuruluşlar tarafından hazırlanması öngörülmüştür. Bu kurumlar Çevre ve Orman Bakanlığı, Tarım ve Köyişleri Bakanlığı ve Enerji ve Tabii Kaynaklar Bakanlığı'dır.

Türkiye'nin ilk TUBİTAK destekli iklim senaryosu projesi İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından tamamlanmıştır. Bu çalışmanın ardından ilgili sektörlerin farklı senaryolarda iklim değişikliğinden ne düzeyde etkilenecekleri öngörülerini yapmaları gerekmektedir. Bu çalışmalarda da meteoroloji istasyonlarının gerekliliği tartışma götürmez bir durumdur.

Bugün ormancılık çalışmalarında meteoroloji istasyonlarından yeterince yararlanıldığını söylemek mümkün değildir. Bunun en önemli nedeni istasyonlara duyulan ihtiyacın tam olarak kavranamamış olmasıdır. Diğer yandan kurumlar arası işbirliğinin yeterince geliştirilememiş olması da buna bir neden olarak sayılabilir. Esasen OGM ile DMİ'nin Çevre ve Orman Bakanlığı çatısı altında yer alması iyi bir fırsattır. Ancak kurulan istasyonların çalıştırılması, bakımında DMİ personelinin desteğine gereksinim bulunmaktadır.

Bu durumda yapılması gereken akademisyenler, yöneticiler ve konu uzmanlarının bir araya geldiği ortamlarda konunun öneminin dile getirilmesi, karar mercilerine gerekli

açıklamaların yapılarak bu konuda çalışma yapacak personel alt yapısının iyileştirilmesi ve uzun dönemde de ihtiyaç duyulan istasyonların ülkemizde üretiminin sağlanmasını teşvik edecek adımların şimdiden atılmasına ön ayak olunması gerekmektedir.

KAYNAKLAR:

Bekereci, A., Küçük Ö., Çamalan, G. Türkiye'yi Etkileyen Hava Kütlelerinin Orman yangınlarındaki Fön Etkisi1. Meteoroloji Sempozyumu. 27-28 Mayıs 2010.

Bilgili, E., Sağlam B., Başkent, E.Z. Yangın Amenajmanı Planlamalarında Yangın Tehlike Oranları ve Coğrafi Bilgi Sistemleri. KTÜ Orman Fakültesi, Orman Mühendisliği Bölümü, Trabzon. Fen ve Mühendislik Dergisi Cilt 4., Sayı2. 2001.

FAO. Forest and Climate Change in the Near East Region. Forest and Climate Change Workin Paper 9. 2010.

ICP Forest Manuels. Part VII. Meteorological Measurement. 2006.

Institute for World Forestry. The Condition of Forests in Europe. Executive Report, 2010.

Kantarcı, M.D. Orman Ekosistemleri Bilgisi. İ.Ü. Yayın No: 4594. O.F. Yayın No: 488. İstanbul. 2005.

Lawson, B.D., Armitage, O.B. Weather guide for the Canadian Forest Fire Danger Rating System. Nat. Resour. Can., Can. For. Serv., North. For. Cent., Edmonton, AB. 2008.

National Wildfire Coordinating Group. Gaining an Understanding of the National Fire Danger Rating System. Fire Danger Working Team. 2002

Stocks, B.J., Lawson, B.D., Alexander, M.E., Van Wagner, C.E., McAlpine, R.S., Lynham T.J., Dube, D.E. Canadian Forest Fire Danger Rating System: An Overview. Forestry Chronicle. 65(6):450-457. 1989.

Şenyaz, A. Yangına Karşı Koruma Sistemlerinin Ekonomik Analizi. Doktora Tezi. İstanbul Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. 2000.

Taylor, S.W., Alexander, M.E. Considerations for Appliying the Canadian Forest Fire Danger Rating System in Argentina. Canadian Forest Service Pacific Forestry Centre Natural Resources Canada. 2001.

Taylor, S.W., Alexander, M.E. Considerations in Developing a National Forest Fire Danger Rating System XII World Forestry Congress. Quebec CITY. 2003

EVAPOTRANSPİRASYON'UN FARKLI YÖNTEMLERLE HESAPLANMASI VE KARŞILAŞTIRILMASI

Levent ŞAYLAN[1], Evren ÖZGÜR[1], Elif SEMİZOĞLU[1], Osman ÇAYLAK[1], , Yunus ÖZKOCA[1], Sezel KARAYUSUFOĞLU[2], Barış ÇALDAĞ[1]

[1]İstanbul Teknik Üniversitesi Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34469, Maslak, İstanbul, saylan@itu.edu.tr, ozgurev@itu.edu.tr, osmancylk@hotmail.com, semizoglue@itu.edu.tr, ozkoca@itu.edu.tr, caldagb@itu.edu.tr,

[2]Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Hava Tahminleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, skarayusufoglu@dmi.gov.tr

ÖZET

Evapotranspirasyon (ET), su ve enerji dengesinin en önemli bileşenlerinden biridir. Bu bakımdan, tarım ve orman meteorolojisi, hidroloji alanlarında bu değişkenin daha iyi belirlenebilmesi için çok sayıda araştırmalar yürütülmektedir. ET'nin doğrudan ölçümünün yapılmasında karşılaşılan güçlükler, bu faktörün eşitlikler yoluyla hesaplanmasının önemini de arttırmaktadır. Çalışmada, TÜBİTAK "İklim Değişiminin Olası Etkilerinin Bitki Gelişimine Etkileri" adlı proje kapsamında, Kırklareli'nde buğday bitkisi üzerinde ölçülen veriler kullanılmış ve evapotranspirasyon (ET) hesabında kullanılan beş eşitlik (Hargreaves-Samani, Priestley Taylor, Jensen-Haise, Turc, Makkink), FAO Penman-Monteith (PM) eşitliği ile karşılaştırılmıştır. Sonuçta, Priestley-Taylor eşitliği, diğer eşitliklere göre ET'yi daha yüksek belirlenmiştir. En düşük ET tahminleri ise, Turc ve Jensen-Haise eşitlikleri tarafından öngörülmüştür. PM yöntemi ile en iyi korelasyonu Hargreaves-Samani eşitliği vermektedir. Tüm eşitlikler ile, PM arasındaki r^2 değerleri 0.9'un üzerinde belirlenmiştir.

Anahtar kelimeler: *Evapotranspirasyon (ET), referans ET, ampirik ET eşitlikleri*

CALCULATION AND COMPARISON OF EVAPOTRANSPIRATION WITH DIFFERENT METHODS

ABSTRACT

Evapotranspiration (ET) is one of the most important components of water and energy budgets. Therefore, many studies in agricultural and forest meteorology, hydrology and related research fields are carried out in order to analyze and estimate ET better. Regarding difficulties in measuring actual ET directly, many different approaches such as equations are developed. The aim of this study is to evaluate reference ET calculated by equations of Makkink, Hargreave-Samani, Priestley Taylor, Jensen-Haise, Turc, which are widely used, against the corresponding values calculated using the standardized FAO Penman-Monteith equation. To achieve this, measured data as part of the TUBITAK Project titled "Investigation the Potential Impacts of Climate Change on Crop Growth by Crop Growth Simulation models", are used. As a result, the Priestley-Taylor equation overestimated the cumulated ET when compared with other equations. The lowest ET predictions are estimated by Turc and Jensen-Haise methods. The closest cumulative ET was determined by Makink equation. The Hargreaves-Samani method has the best correlation with PM method, where r^2 values between all the methods and PM were determined higher than 0.9, already.

GİRİŞ

İklim değişikliğinin ülkemize yapabileceği etkilerden bazıları da, yağışlarda azalma ve sıcaklıkta artma olarak tahmin edilmektedir. Bu durum yarı kurak olan ülkelerde suyun

önemini daha da arttıracaktır. Bu bakımdan suyun kullanıldığı alanlarda kısıtlamalara gidilecek ve daha verimli sistemler kullanılmaya başlanacaktır. Yağışın miktarında meydana gelen azalma ile birlikte sıcaklık artışlarının, buharlaşmayı bilhassa açık su yüzeylerinden arttırabileceği öngörülmektedir. Bilindiği üzere, evaporasyon öncelikle su, sonra toprak ve az miktarda da olsa bitki yüzeylerinden meydana gelir. Buna ilave olarak, atmosfere transpirasyon ile su buharı veren bir diğer kaynak da bitkilerdir. Evaporasyon ve transpirasyonun bileşimi olan Evapotranspirasyonun (ET), bu bileşenlerini ayırmak bazen oldukça zordur. Evapotranspirasyonun farklı faktörlerin etkisi altında olması onun karmaşıklığını arttırmaktadır. ET'nin doğru tahmini, su yönetimi açısından son derece önem taşımaktadır. Suyun daha verimli kullanılabilmesi için onu atmosfere veren kaynaklardaki mevcut ve olası su kayıplarının ölçüm ya da hesaplama yoluyla belirlenmesi gereklidir. Diğer yandan, ET'nin doğru tahmini bilhassa tarım alanında sulama sistemlerinin projelendirilmesinde, sulamanın planlanmasında ve su yapılarının projelendirilmesinde son derece önemlidir.

Ölçümlerin niteliğini sınırlayan birçok faktör sebebiyle evapotranspirasyonun tahmini ile ilgili dünya genelinde birçok çalışma yapılmıştır. Son yıllarda bu çalışmaların sayısında önemli bir artış yaşanmaktadır. Ülkemizde ET ile yapılan çalışmalar vardır. Ancak ET'nin doğrudan ölçülmesi ile (mesela lizimetreler) yapılan çalışmaların yürütüldüğü yerler genellikle sınırlıdır. Bu nedenle gerçek ET değerini ölçebilmek için mikrometeorolojik yaklaşımlar kullanılmaya başlanmıştır. Fakat yapılan tüm ölçümler masraflı, zor ve zaman gerektiren çalışmalardır. Bu araştırmaların yapıldığı sürede bazı katsayılar (bitki katsayısı) belirlenebileceği gibi, ET değerinin referans değerini veren bazı eşitlikler ile gerçek ET arasındaki ilişki de belirlenmiş olur.

ET hesaplaması üzerine yapılan güncel çalışmalara örnek olarak Malezya'da sekiz farklı evapotranspirasyon eşitliğinin 30 yıllık döneme ait günlük verilerle test edilmesi sayılabilir. Çalışmada; Penman, Penman-Monteith, Kimberly-Penman, Priestley-Taylor, Hargreaves, Samani-Hargreaves ve Blaney-Criddle eşitlikleri ve buharlaşma havuzu ölçümleri kullanılmıştır. Bu bölgede Blaney-Criddle ve buharlaşma havuzu ölçümleri en başarılı sonuçları vermiştir (Lee ve ark., 2004). ET hesabı ile ilgili bir diğer güncel örnek ise 2009 yılında Sırbistan'ın yedi farklı bölgesinde beş farklı evapotranspirasyon eşitliği ile karşılaştırılmasıdır. Bu çalışmada arazi uygulamasının yapıldığı bölgeler nemli koşullara sahiptirler. Araştırmada kullanılan eşitlikler, Hargreaves-Samani, Turc, Priestley-Taylor, Thorntwaite ve Jensen-Haise'dir. Bunların içinde en başarılı sonucu veren Turc eşitliğidir (Trajkovic ve Kolakovic, 2009).
Alexandris ve arkadaşlarının (2008) yaptığı bir çalışmada da; Priestley-Taylor, Turc, Makking ve Hargreaves-Samani yaklaşımları Penman-Monteith ile karşılaştırılmıştır. En iyi sonuçları Priestley-Taylor eşitliği vermiştir.

Bu çalışmada 2009-2010 buğday gelişme dönemi boyunca buğday bitkisi üzerinde (tarlada) yapılan meteorolojik ölçümler kullanılarak dünyada yaygın olarak tercih edilen ET eşitliklerinden FAO Penman-Monteith eşitliği, beş farklı (Hargreaves-Samani (HS), Priestley Taylor (PT), Jensen-Haise (JH), Turc (TU), Makkink (MK)), FAO Penman-Monteith (PM)eşitlikle karşılaştırılmış ve aralarındaki ilişkiler incelenmiştir.

MATERYAL VE METOT

Çalışma Alanı ve Veri

Çalışma alanını temsil eden parsel, Kırklareli Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü Müdürlüğü arazisi içindedir. Denemenin yürütüldüğü tarım arazisi 80 da

büyüklüğündedir. 9 Ekim 2009 tarihinde buğday bitkisi ekilmiş ve 6 Temmuz 2010 tarihinde hasat edilmiştir. Arazide feç mesafeleri de dikkate alınarak belirlenen yere, meteoroloji istasyonu kurulmuştur. Tam otomatik bu meteoroloji istasyonunda toprakta farklı seviyelerde toprak su içeriği, ısı akısı ve sıcaklığı, toprak üstünde ise farklı yüksekliklerde net ve toplam güneş radyasyonu, hava sıcaklığı ve nemi, rüzgar şiddeti ve yönü, yağış değerleri düzenli aralıklarla ölçülmüş ve kaydedilmiştir (Şekil 1).

Şekil 1: Kırklareli'ndeki ölçüm sistemi (Resimlerin tüm hakları saklıdır. İzinsiz kullanılamaz).

Metot

Yukarıda da belirtildiği gibi bu çalışmada, ET hesabında sıklıkla kullanılan eşitliklerden beşi seçilmiştir. Tablo 1 ve 2 buharlaşma hesabında kullanılan eşitlikleri ve bu eşitliklerin veri gereksinimlerini göstermektedir.

Tablo 1: Buharlaşma hesabında kullanılan eşitlikler

Eşitlik İsmi	Eşitlikler
FAO Penman-Monteith	$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} U_2(e_a - e_d)}{\Delta + \gamma\,(1 + 0.34U_2)}$
Jensen-Haise	$\mathrm{ET_0} = \frac{\mathrm{C_T(T-T_x)\,R_s}}{\lambda}$
Makkink	$\mathrm{ET_0} = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \frac{\mathrm{R_s}}{2.45} - 0.012$
Turc	$ET_0 = 0.013 \left(23.88 \left(0.25 + 0.5\frac{n}{N}\right) R_a + 50\right) T.(T+15)^{-1}$
Priestley Taylor	$\mathrm{ET_0} = \alpha \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}(\mathrm{R_n - G})$
Hargreaves-Samani	$ET_0 = 0.0023\ 0.408\ R_a \left(\frac{T_{max} + T_{\min}}{2} + 17.8\right) \sqrt{T_{max} - T_{\min}}$

Eşitliklerde; ET_0, referans evapotranspirasyonu; Δ, doymuş buhar basıncı-sıcaklık eğrisinin eğimini; R_n, net radyasyonu; G, toprak ısı akısını; γ, psikrometrik katsayıyı; u_2, 2 m'de ölçülen ortalama rüzgar hızını; $(e_a - e_d)$, buhar basınç farkını; T, ortalama hava sıcaklığını; T_{max}, maksimum hava sıcaklığını; T_{min}, minimum hava sıcaklığını; R_s, solar radyasyonu; R_a, ekstraterrestrial radyasyonu; N, olası maksimum güneşlenme süresini; n, gerçek güneşlenme süresini; α, Priestley-Taylor sabitini (1.26); λ, gizli ısı akısını; C_T ve T_x buhar basınç farkı (VPD) ve deniz seviyesinden yüksekliğin (h) bir fonksiyonunu göstermektedir.

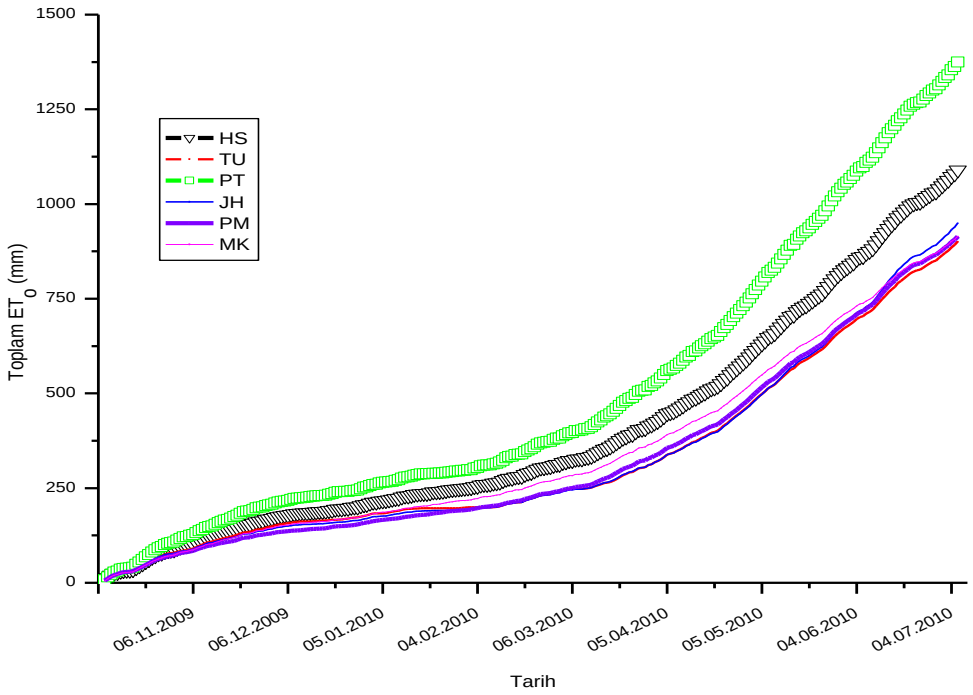
Jensen-Haise 1963 yılında geliştirilmiş, radyasyona dayalı bir eşitliktir. Orijinal Makkink eşitliği 1957 yılında geliştirilmiş ve 1977 yılında Doorenbos ve Pruitt bu eşitliği biraz geliştirmişlerdir. Bu çalışmada 1977 yılında değiştirilen Makkink eşitliği kullanılmıştır. Turc ise 1961 yılında geliştirilmiştir. Priestley-Taylor eşitliği 1972 yılında geliştirilmiş olup, Penman eşitliğinin basitleştirilmiş halidir. Hargreaves-Samani eşitliği sadece sıcaklık ve güneş radyasyonu verilerine ihtiyaç duyan kullanımı kolay bir eşitliktir (Burman ve Pochop, 1994; Alen ve ark., 1998; Trajkovic ve Kolakovic, 2009).

Tablo 2: Eşitliklerin veri gereksinimleri

Eşitlik İsmi	T	R_s	U	n	R_n	G	VPD	h
FAO Penman-Monteith	+		+		+	+	+	
Jensen-Haise	+	+		+				
Turc	+	+		+				
Priestley-Taylor					+	+		
Makkink	+	+					+	+
Hargreaves-Samani	+	+						

SONUÇLAR VE TARTIŞMA

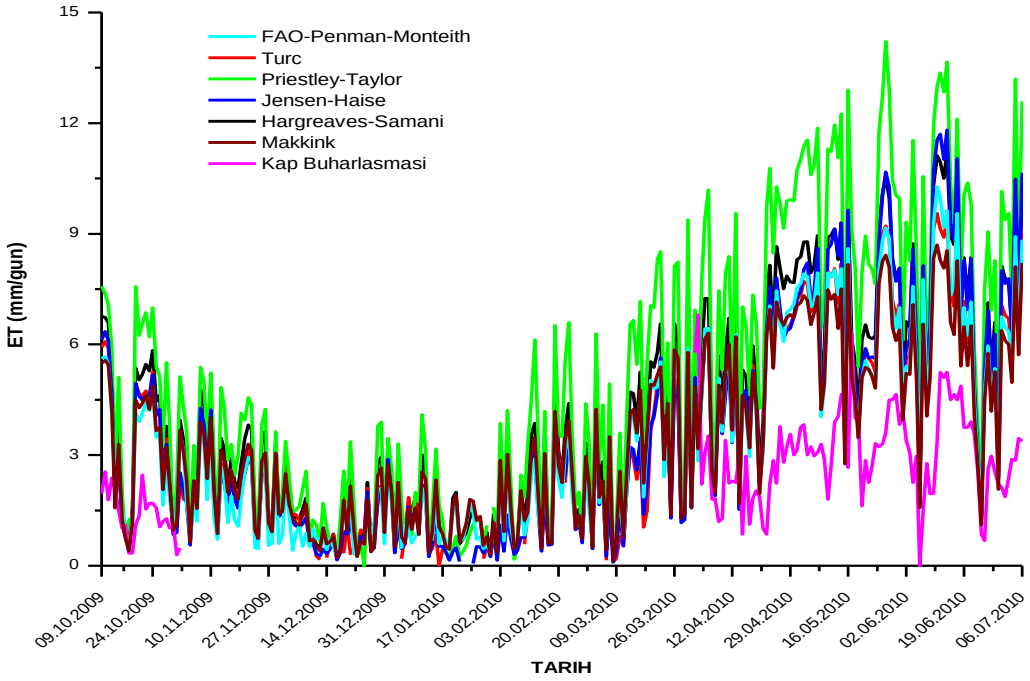
Altı farklı ET eşitliğiyle yapılan hesaplamalar sonucunda, gelişme dönemi boyunca (271 gün) toplam ET değerleri, 901 mm ile 1375 mm arasında değişmiştir. En yüksek toplam ET değerleri Priestley-Taylor; en düşük değerler ise, Turc eşitliği ile elde edilmiştir (Şekil 2).



Şekil 2: Toplam referans evapotranspirasyon değerleri

FAO Penman-Monteith eşitliği ile referans ET değeri 914 mm olarak hesaplanmıştır. PT, HS ve JH eşitlikleri ile hesaplanan ET, PM eşitliğinden elde edilenden daha yüksektir. TU eşitliği ise, PM eşitliğine göre daha düşük ET tahmininde bulunmuştur. Ama toplamda TU, PM eşitliği sonucuna en yakın olanlardan biridir. MK eşitliği ile belirlenen toplam ET, PM'e en yakın olandır (915.41 mm).

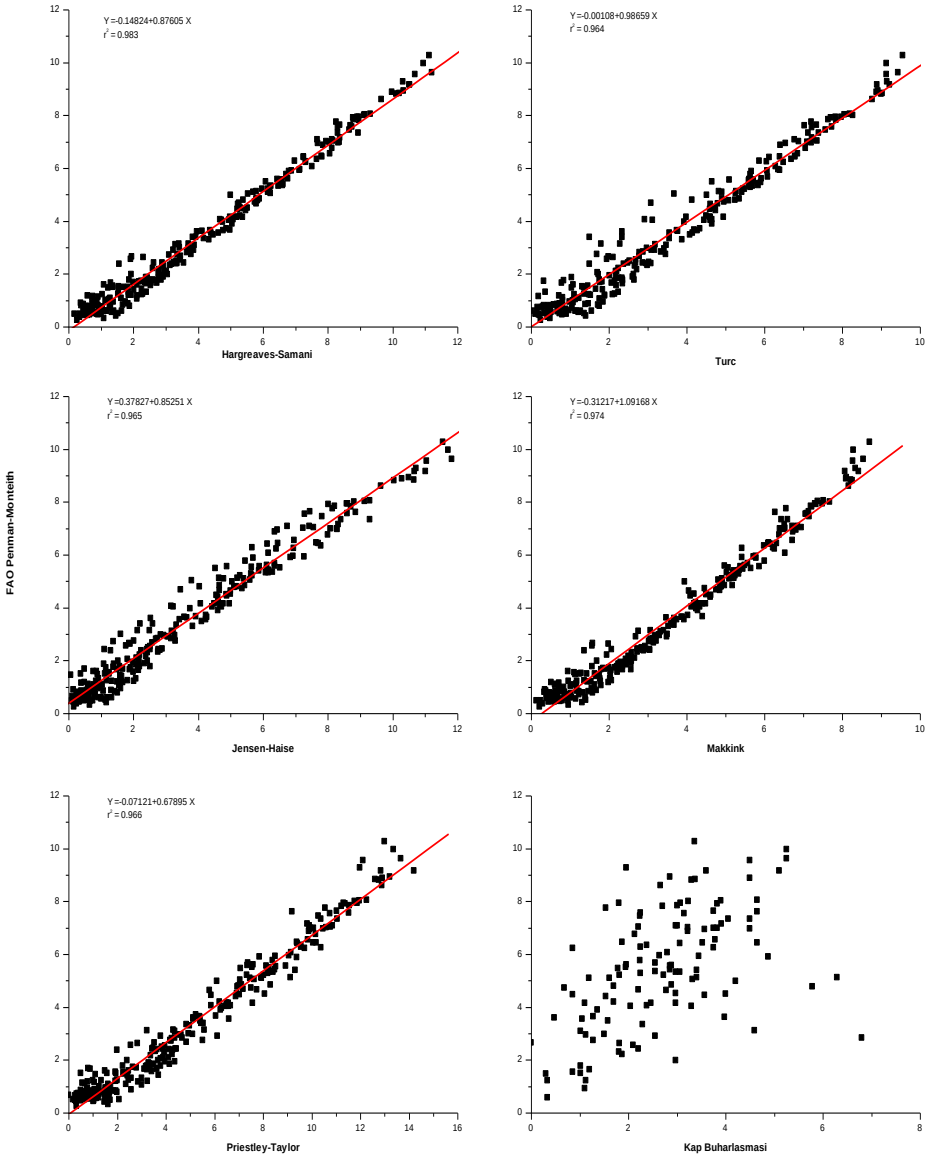
Aşağıdaki Şekil 3, farklı eşitliklerle hesaplanan günlük evapotranspirasyon değerlerinin buğday bitkisinin gelişme dönemi boyunca değişimini göstermektedir. Bilindiği üzere, toplam buharlaşmanın (ET) bitki gelişiminin başlangıcında yüksek olmasında daha çok evaporasyonun etkisi bulunmaktadır. Bitki gelişiminin az olduğu bu dönemde transpirasyon en düşük değerlerindedir. Evaporasyon topraktan meydana gelmektedir. Bitki gelişiminin artmasıyla birlikte özellikle Mart ayından sonra evapotranspirasyonun da arttığı açıkça görülmektedir.



Şekil 3: Günlük evapotranspirasyon değerlerinin karşılaştırılması

Evapotranspirasyonun gelişme dönemi boyunca meydana gelen değişimi sıcaklık ve güneş radyasyonu ile doğrudan ilişkilidir. Çalışmada dikkate alınan eşitlikler arasında büyük sapmalar bulunmamaktadır. En yüksek değerlerin Priestley-Taylor eşitliği ile elde edilmesinin sebebi eşitlikte sadece yarayışlı enerjinin dikkate alınmasından kaynaklanabilir. Buharlaşmayı kontrol eden diğer faktörlerin eşitlikte dikkate alınmaması buharlaşmanın yüksek hesaplanmasının sebeplerinden biri olarak değerlendirilebilir. Turc eşitliği PM eşitliğinden daha düşük değerler göstermesine rağmen, aralarında toplam ET'de sadece 13 mm fark bulunmaktadır. Ancak PM ve Turc arasındaki korelasyon diğerlerine göre en düşüktür (Şekil 4).

HS eşitliği ile hesaplanan toplam ET, PM'den hesaplanandan % 16.1 daha fazladır. Günlük veriler dikkate alındığında her iki denklem arasındaki ilişki (r^2=0.98) oldukça yüksektir. Toplamda PM ile en yüksek fark PT eşitliğinden hesaplanan ET değerlerinde bulunmuştur. PT ile hesaplanan toplam ET 1375 mm ile PM'den %50 daha fazladır. JH eşitliği ile hesaplanan toplam ET, PM'den %3.8 daha fazladır (Şekil 2). PM ile diğer beş eşitlik arasında günlük ve aylık toplam ET değerleri arasında oldukça yüksek bir ilişki bulunmaktadır. Bu durum aşağıdaki Şekil 4'de ki saçılma diyagramlarında açıkça görülmektedir.



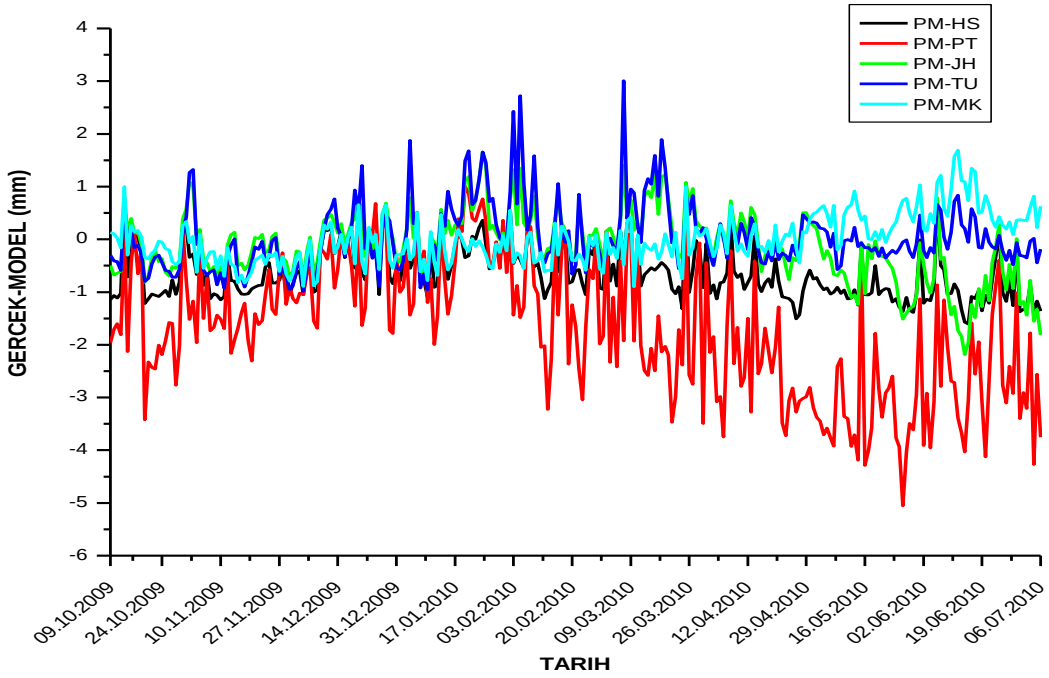
Şekil 4: Günlük ET_o'ların saçılma diyagramı

Eşitliklerle yapılan hesaplamaların yanı sıra, ölçüm alanından yaklaşık 6 km mesafedeki şehir içindeki meteoroloji istasyonundan alınan A-sınıfı buharlaşma havuzu verileri, kap katsayısı ile düzeltildikten sonra, diğer referans ET değerleri ile karşılaştırılmıştır. Buharlaşma havuzunda ölçülen kap buharlaşması verilerinde (Kasım-Mart) aralığında veri bulunmadığından bunları değerlendirilme imkanı olmamıştır.

Kap buharlaşması sonuçları ile diğer altı eşitliklerden hesaplananlar arasında iyi bir ilişki belirlenememiştir. Kap buharlaşması değerleri (ölçüldüğü dönem için) çoğunlukla eşitliklerde hesaplananların yarısı kadardır. Bununda sebeplerinden biri, buharlaşma havuzu ile ölçüm yapılan yerin; eşitliklerde kullanılan meteorolojik faktörlerin ölçüldüğü yerden tamamen farklı özelliklere sahip olması olabilir.

Bu çalışmada dikkate alınan diğer eşitliklerin PM ile saçılma diyagramına bakıldığında, toplam ET'ler arasındaki yüksek ilişkiden tamamen farklı bir durum ortaya çıkmaktadır. Şekil 5, kullanılan eşitliklerin sonuçlarının PM (FAO-56) eşitliğinden olan farklarını göstermektedir.

Şekil 5'te görüldüğü gibi, PM eşitliğiyle hesaplanan sonuçlardan en fazla farklılık gösteren PT eşitliğidir.



Şekil 4: Eşitliklerin sonuçlarının PM sonuçlarından olan farkları

En düşük evapotranspirasyon değerleri de sırasıyla TU ve JH denklemleriyle hesaplanan değerlerdir. Her bir yöntemin referans kabul edilen PM eşitliği ile korelasyonunu incelendiğinde, tüm determinasyon katsayılarının 0,95'un üzerinde olduğunu tespit edilmiştir. Karşılaştırılan yöntemlerden PM ile en iyi ilişkiye sahip yöntem HS yöntemidir. En iyi doğrusal ilişki HS ile PM arasında belirlenmiştir (r^2=0.98). Bu yöntemi PM ile 0.97 determinasyon katsayısına sahip MK ve PT yöntemleri takip etmektedir. JH ve TU yöntemlerinin PM ile aralarındaki doğrusal ilişkide (r^2=0.96).

DEĞERLENDİRME

Bu çalışmada birbirinden farklı girdiler ve sabitler kullanarak referans ET hesabı yapan altı eşitlik karşılaştırılmıştır. Yukarıda da açıklandığı gibi aralarındaki ilişkiler iyi olmasına rağmen toplam değerler ve günlük değerler arasında önemli farklılıklar gözlenmiştir. Bu farklılıkların en önemli sebeplerinden biri, bu eşitliklerde kullanılan katsayıların belli bölgeler için geliştirilmiş olması olabilir. Toplamda ET'nin PM'ye göre daha az sayıda bileşene dayanan eşitliklerle benzer sonuçlar vermesi bu bölgede az sayıda parametre ile ET'nin hesaplanabileceğini göstermektedir. Ancak unutulmamalıdır ki, bu ET değerleri referans değerlerdir. Gerçek ET ölçüm sonuçlarıyla karşılaştırılmaları durumunda kullanılan eşitliklerin hata miktarları daha iyi tespit edilebilir. Bundan sonraki çalışmada mikrometeorolojik yöntemlerle hesaplanan ET değeri ile, bahsi geçen

formüllerle hesaplanan referans ET değerleri karşılaştırılacak ve bitki katsayıları tespit edilecektir. Bu ve benzeri çalışmaların daha uzun süreli yapılması, karşılaştırma döneminin uzamasını ve daha sağlıklı sonuçlar elde edilmesini sağlayacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma TÜBİTAK tarafından desteklenen "İklim Değişiminin Bitki Gelişimine Olası Etkilerinin Bitki Gelişim Modelleri ile İncelenmesi" projesinde elde edilen veriler kullanılarak hazırlanmıştır. Bu sebeple desteklerinden dolayı TÜBİTAK'a teşekkür ederiz.

REFERANSLAR

Alen, R. G., Pereira, R. S., Raes, D., Smith, M. Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper, 56, 1998.

Alexandris, S., Stricevic, R. Petkovic, S., Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia, calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith Formula, European Water 21/22, 17-28, 2008

Burman, R. ve Pochop, L. O. Evaporation, Evapotranspiration and Climatic Data, Elsevier, Amsterdam, 1994.

Doorenbos, J., Pruitt, W. O. Guidelines for predicting crop water requirements, Food and Agriculture Organization United Nations, FAO Irrigation and Drainage Paper, 24, Rome, 1977.

Lee, T. S., Najim, M. M. M., Aminul, M. N. Estimating evapotranspiration of irrigated rice at the West Coast of the Peninsular of Malaysia, Applied Irrigation Science, 39, 103-117, 2004.

Trajkovic, S., Kolakovic, S. Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations Under Humid Conditions, Water Resources Managament. 23, 3057-3067, 2009

AGROMETHSELL MODELİ İLE BUĞDAYIN VERİM ANALİZİ

Osman ŞİMŞEK[1], Belgin ÇAKMAK[2]
[1] DMİ Zirai Meteoroloji ve İklim Rasatları Dairesi Başkanlığı Zirai Meteoroloji Şubesi
06120 Kalaba, Keçiören, Ankara, TÜRKİYE, osimsek@dmi.gov.tr
[2] A.Ü. Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü
06110 Dışkapı, Ankara, TÜRKİYE, Belgin.Cakmak@agri.ankara.edu.tr

ÖZET
Kuraklık, canlıların yaşamı üzerinde çok büyük olumsuz etkileri olan, önemli ekolojik sorunların yaşanmasına neden olan, meteorolojik karakterli bir afettir. 21. yüzyıl'da meydana gelmesi beklenen iklim değişikliği ve kuraklık, gıda güvenliğini tehdit etmektedir. Bu çalışmada FAO tarafından geliştirilen AgroMetShell (AMS) modeli kullanılarak Su Yeterlilik İndeksi (WSI) hesaplanmış ve seçilen illerde buğdayın verim analiz ve tahminleri için kullanılma olanakları araştırılmıştır.

Üretilen WSI değerleri incelendiğinde; en yüksek ortalama değere ulaşılan yıl 1981-1982 Tarım Yılı olup, 10 istasyona ait ortalama değer 97.2 olup bu değer iyi düzeyde verimi ifade etmektedir. En düşük ortalama değer ise 1994 yılında 72.6 olup vasat verimi ifade etmektedir.

Anahtar Kelimeler: *AgroMetShell Modeli, Su Yeterlilik İndeksi.*

YIELD ANALYSIS OF WHEAT BY AGROMETSHELL MODEL

ABSTRACT

Drought has been characterized as a meteorological natural disaster, which has profound negative effect on the living beings and led to major ecological problems. The expected climate change and drought scenarios in 21 century will have threatened the food security. The possible use of AgroMetShell model, developed by the United Nations Food and Agriculture Organization (FAO), on yield analysis and forecasts in Turkey was investigated.

The highest average value of calculated WSI was obtained for 1981-1982 agricultural year and average value of 10 stations is realized as 97.2 which represents a good yield level. The lowest average value of 72.6 was obtained for 1994. This value represents a moderate yield level.

Key Words: *AgroMetShell Model, Water Satisfaction Index.*

1. GİRİŞ
Tarım atmosfer şartlarında çalışan bir fabrikadır. Tarımsal üretimi etkileyen dört ana faktör toprak, tohum, insan ve iklimdir. Bunlardan iklim dışında kalan diğer faktörler genellikle kontrol ve ıslah edilebilir. Tarım teknikleri ne kadar gelişirse gelişsin, iklim faktörleri tarımsal üretimi önemli ölçüde etkilemeye devam etmektedir. Meteorolojik faktörlerin zamansal ve mekansal olarak büyük değişiklikler göstermesi nedeniyle tarımsal üretimde ciddi dalgalanmalar oluşmaktadır. Dünyada yaşanan iklim değişikliği ve küresel ısınma sonucunda insanoğlunun gelecekle ilgili kaygıları giderek artmaktadır. 21. yüzyılın ortaları ve sonu için hazırlanan raporlarda (IPCC, 2007) sıcaklıkların önemli düzeyde artacağı ve yağışların da azalacağı belirtilmektedir (Şimşek ve Çakmak, 2010). Ayrıca

nüfus artışı ile birlikte su ve gıda ihtiyacı hızla artmaktadır. Bunun sonucunda ciddi bir su ve gıda güvenliği sorunu oluşması beklenmektedir. Su gıda güvencesinin en önemli kaynağıdır. Giderek kısıtlı hale gelen su kaynaklarına olan hızlı talep artışı, tarımda kullanılan su miktarını kısıtlamakta ve dünya gıda güvenliği tehlikeye girmektedir (Çakmak ve Aküzüm, 2009). Su kaynaklarında meydana gelecek azalma ve kirlenme nedeniyle içme suyu ve tarımda sulama suyu temini oldukça güçleşecektir. Özellikle Akdeniz havzasında ve yarı kurak iklim kuşağında yer alan Türkiye için yapılan tahminlerde güney ve batı bölgelerde sıcaklık artışı ve yağış azalması beklenmektedir (ÇOB, 2007).

Ülkemizde halen 18.7 milyon hektar olan ekilebilir arazinin yaklaşık % 83'ünde serin iklim tahılları yetiştirilmektedir. Bu oranın içerisinde buğday ve arpanın payı % 80 civarındadır. Buğday ve arpa Anadolu coğrafyasında geniş üretim alanlarına sahip temel ürünlerimizdendir. Özellikle buğday, fazla üretim seçeneklerinin bulunmadığı az yağışlı bölgelerde yegane geçim kaynağı ve insanımızın temel besin maddesi olması bakımından ekonomik ve sosyal bir değer ifade etmektedir. Yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklıklar tarım alanları üzerinde önemli düzeyde verim kayıplarına ve ciddi ekonomik gelir düşüşlerine neden olabilmektedir. (Herdem vd., 2002).

Buğdayın mevcut durumunun değerlendirilmesi, risk analizinin yapılarak gelecekte olması muhtemel verim düşüşü ve kıtlık tehlikelerine karşı önceden gerekli önlemlerin alınması, Türkiye için bir zorunluluk haline gelmiştir. Bu kapsamda, son dönemde büyük ilerleme kaydeden bilgisayar yazılımlarından faydalanarak analiz ve değerlendirmeler yapmak mümkündür. Ülke genelinde ürün izleme ve verim tahmini yapılması konusunda yapılan en önemli çalışma FAO tarafından finanse edilen "Ürün Verim ve Üretim Tahminleri Kapasitesinin Güçlendirilmesi (TCP/TUR/3002-A)" projesidir. Proje, Tarım ve Köyişleri Bakanlığı (TKİB) Tarımsal Araştırmalar Genel Müdürlüğü (TAGEM) ve Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'nün (DMİGM) işbirliği ve diğer ilgili kurumların desteği ile Kasım 2004-Eylül 2006 tarihleri arasında yürütülmüş ve başarıyla tamamlanmıştır. Bu proje ile, FAO'nun AMS modeli, istatistiksel yöntemler, Coğrafi Bilgi Sistemleri (CBS) ve Uzaktan Algılama (UA) teknikleri kullanılarak buğday için Türkiye'de aylık bazda verim tahminleri yapılmış, bültenler hazırlanarak yayınlanmıştır (Şimşek vd., 2007). Bu çalışmada FAO tarafından geliştirilen AgroMetShell (AMS) modelinin Türkiye'de verim analiz ve tahminleri için kullanılma olanakları araştırılmış, bu konuda Türkiye'deki eksikliğin giderilmesine katkı sağlanmıştır (Şimşek, 2010).

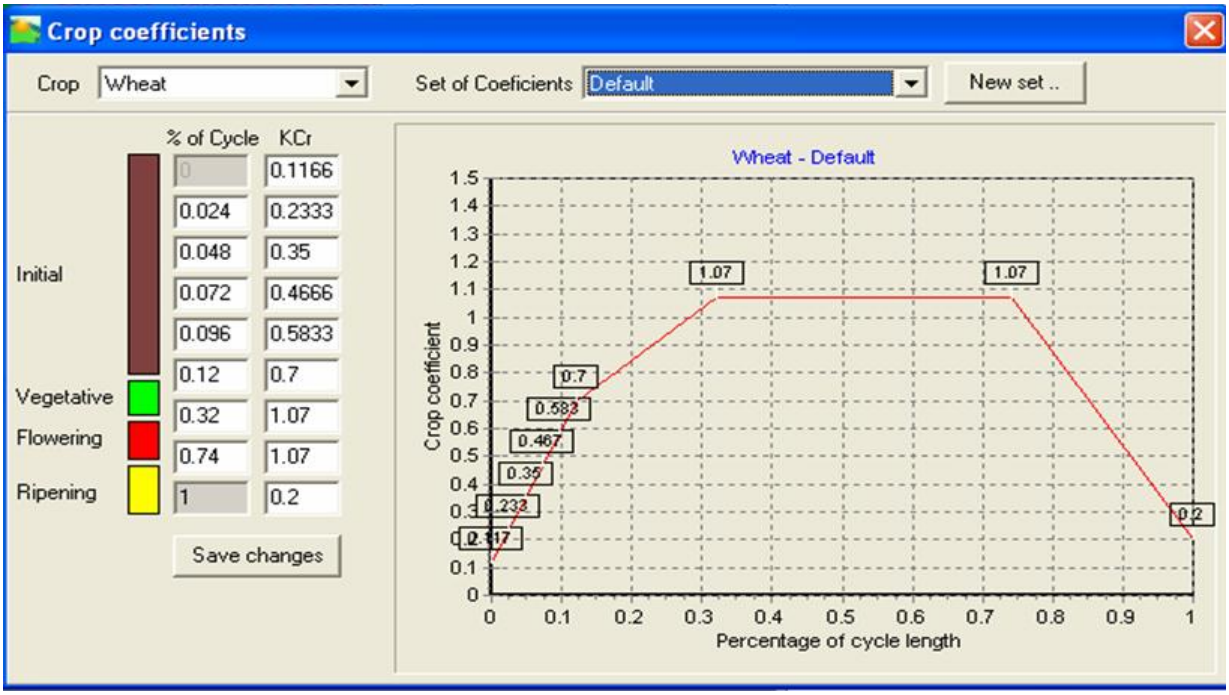
2. MATERYAL VE YÖNTEM

MATERYAL

AMS modelinin kullanılabilmesi için gerekli girdiler araştırılıp temin edilmiştir. Meteorolojik veriler DMİGM'den (DMİGM, 2009) alınmış olup, 260 Büyük Klima İstasyonu'na ait geçmiş ve aktüel verileri kapsamaktadır. Veriler, günlük olarak yağış, nispi nem, rüzgar hızı, güneşlenme süresi ve şiddeti, maksimum, minimum ve ortalama hava sıcaklık değerleridir. Çalışmada, güneşlenme süresi veya toplam güneş radyasyonu verisi olan 212 istasyondan buğday analizi yapılacak 10 istasyon kullanılmıştır. AMS modeli bu meteorolojik verileri kullanarak, FAO Penman-Monteith eşitliği ile referans evapotranspirasyon (ETo) değerlerini hesaplamaktadır.

Buğday için yapılan verim analizi çalışmasında, bu bitkiye ait bitki katsayıları mümkün olduğunca yurtiçi araştırmalardan temin edilmiş olup, eksikler FAO 56'dan (Allen vd., 1998) elde edilmiştir. Modelde, her il için fenolojik gözlemler ve ilgili bitki katsayıları

tanımlanmıştır. Bununla ilgili örnek bir tanımlama Şekil 2.1'de verilmiştir. Buğdaya ait ekim, hasat tarihleri TAGEM ve DMİGM'den alınmıştır. Modelde, her il için vejetasyon süresi boyunca gerçekleşen safhalar ve ilgili bitki katsayıları tanımlanmıştır. Model sulama yapıldığında bunu hesaba katabilmektedir. Ancak bu çalışmada ülke genelinde sulanmayan koşullar için model çalıştırılmıştır. Toprak su tutma kapasitesi ortalama bir değer olan 60 olarak ve etkili yağış oranı AMS kullanım kılavuzunda önerilen üst limit değeri olan 100 olarak alınmıştır (Mukhala ve Hoefsloot, 2004).



Şekil 2.1 Buğday için bitki katsayısının tanımlanması

Yöntem

Su Yeterlilik İndeksi (WSI)

Bu çalışmada, FAO tarafından, istatistik ve bitki modelleme yaklaşımlarını kullanarak hava koşullarının bitki üzerindeki etkisini değerlendirmek için kullanılan, farklı araçların bir araya getirildiği AgroMetShell (AMS) modeli kullanılmıştır. AMS, ürün özel toprak su bütçesini hesaplamak için kullanılan bitki, toprak ve meteorolojik verilerin üzerine inşa edilmiştir ve bitki koşullarını değerlendirmek için kullanılan bazı zirai meteorolojik anlamlı değişkenleri üretmektedir (FAO, 2004). Yazılım veri analizi ve Görüntü Veri Analizi (Image Data Analysis-IDA) fonksiyonlarını birleştirir. AMS'nin başlıca fonksiyonları aşağıda verilmiştir:

- Veri tabanı fonksiyonları (yapılandırma, girdi, çıktı, veri yönetimi),
- Ürünleri izlemek ve risk analizlerini yapmak için 10 günlük toplam ürün özel toprak su bütçesi ölçümleri,
- Zirai meteorolojik değişkenler ve diğer indikatörler ile bunların grid formattaki çıktılarının uzaysal enterpolasyonu için birkaç metot,
- Gıda Güvenliği Bilgisi ve Erken Uyarı Sistemi (FSIEWS-Food Security Information and Early Warning System) operasyonel zirai meteorolojistler tarafından yapılan, bitki su tüketimi (potansiyel evapotranspirasyon), yağış ihtimalleri, büyüme sezonu karakteristikleri ve istatistiksel analizlerdir.

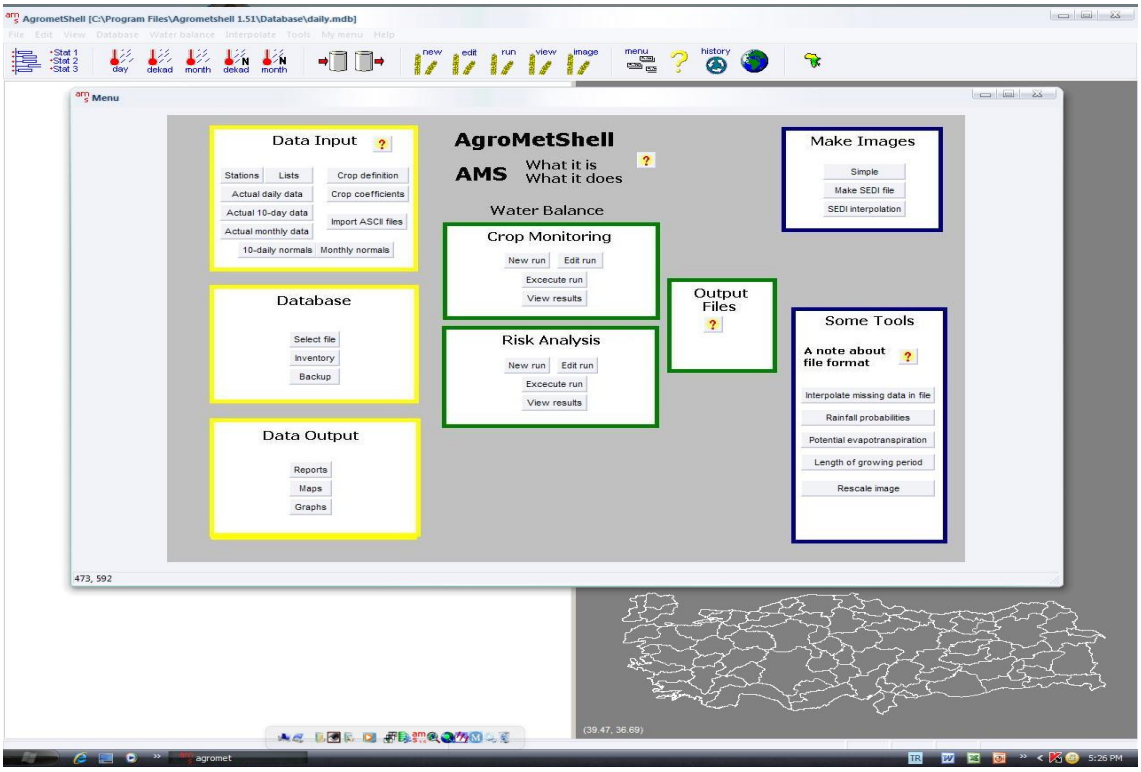
FAO'nun Zirai Meteoroloji Birimi, 1974'ten başlayarak, FAO'nun Küresel Bilgi ve Erken Uyarı Sistemi içinde yer alan sahra altı ülkelerinde, bitki koşulları hakkında sürekli güncellenen bilgi ile desteklenen bir ürün tahmin metodolojisi kurmuş olup sürekli olarak gelişmektedir. Bu birim, Milli Gıda Güvenliği Bilgisi ve Erken Uyarı Sistemleri'ne dahil olan zirai meteoroloji bölümlerine yazılım temin etmektedir. İlk zamanlarda, bitki özel su bütçesi tarafından üretilen Su Yeterlilik İndeksi (Water Requirement Satisfaction Index-WRSI or WSI)) ve bitki durumu arasındaki ilişkiyle ilgili niteliksel bir metodoloji geliştirildi (Frere and Popov, 1979; 1986; Gommes, 1997; Gommes vd., 1996). Bugün bu metodoloji, hasat gerçekleşmeden birkaç ay önce ürün verim miktarlarını tahmin etmeye yardım etmektedir.

Modelleme, büyüme sezonunun sürekli gözlenmesi esasına dayanır. Ekimden hasada kadar olan sürede, 10 günlük periyotta kümülatif olarak su bütçesi belirlenir. Yaklaşım, her 10 gün için, yağışın miktarını, dağılımını, bitki su ihtiyacını ve yağış verilerinden türetilen elverişli su miktarını hesaba katar. Bu durum, çeşitli zirai meteorolojik parametrelerin başlangıçta araştırılıp toplanmasını gerekli kılar. Bitki çeşidi, farklı büyüme safhalarının uzunluğu, toprak su tutma kapasitesi, efektif yağış ve yüzey akışı bunlardan bazılarıdır. Model, dinamik (su dengesi) ve istatistiksel (verim fonksiyonunun kalibrasyonu) yaklaşımların bir kombinasyonu olarak kabul edilir. Hasat zamanında, bitki tarafından yaşanan su stresinin 10'ar günlük toplamı Su Yeterlilik İndeksi (Water Satisfaction Index-WSI), bitki su tüketimi (gerçek evapotranspirasyon) ve diğer ilgili değişkenler verim tahmini için bir regresyon eşitliğinde birleştirilmiştir. Bütün model Bitki Özel Toprak Su Dengesi (Crop Specific Soil Water Balance-CSSWB) üzerine oturmaktadır.

WSI büyüme sezonu boyunca, ürünün su ihtiyacının karşılanıp karşılanmadığını açık olarak ifade eden bir göstergedir. FAO tarafından yapılan çalışmalar, belirli bir ürün için doğrusal verim azalma fonksiyonu kullanılarak WSI'nın ürün verimi ile ilişkilendirilmesinin mümkün olduğunu göstermiştir (Doorenbos ve Pruitt, 1977; Frere and Popov, 1979; 1986). Bitki büyüme sezonunun sonunda veya sezondaki belirli bir on günlük dönemin sonunda, AETc (Gerçek evapotranspirasyon) ve PETc'nin (Potansiyel evapotranspirasyon) ayrı ayrı toplamının oranı, WSI'ın hesabında kullanılır (1). "Su açığı yok" durumunda WSI değeri 100'dür ve bu su eksikliği ile ilgili bir verim azalmasının mevcut olmadığını ifade eder. WSI değerinin 50'nin altında olması durumunda bitki üretiminde bir başarısızlık olduğu değerlendirmesi yapılır (Smith, 1992). Ürün azalma tahminlerine temel teşkil eden WSI, gıda güvenliği için hazırlık ve planlama yapmaya katkı sağlar. Büyüme sezonu boyunca her on günlük dönemin sonunda bitki performansının bir göstergesi ve izleme aracı olarak değerlendirilir. Bir erken uyarı aracı olarak, uzun yıllar ortalama meteorolojik değerler kullanılarak bitkinin sezon sonu performansı tahmin edilebilir.

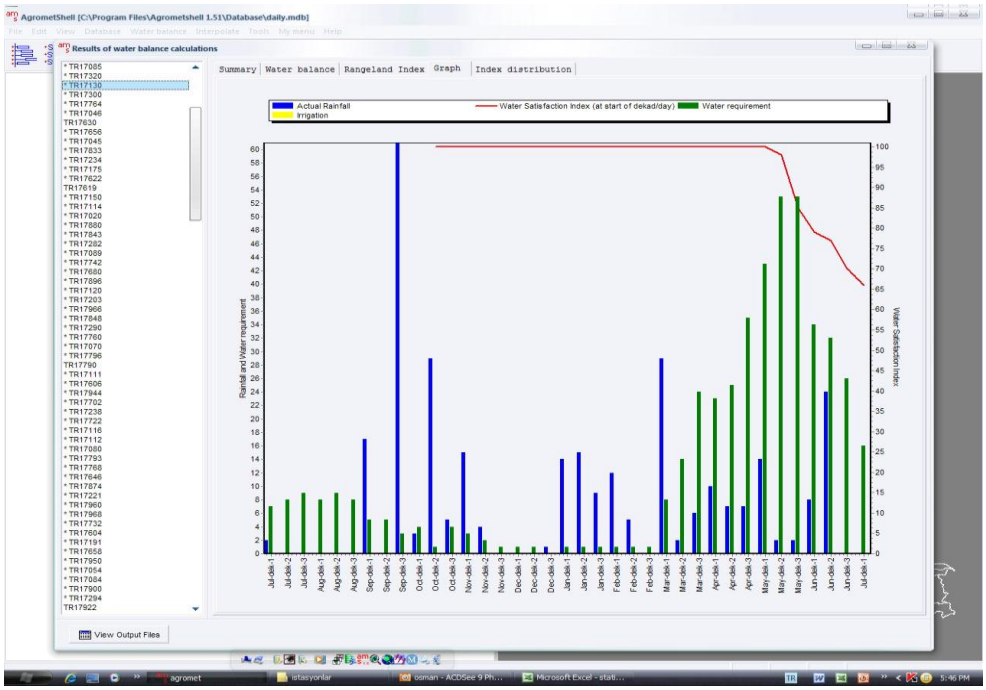
$$WRSI = \frac{\sum AETc}{\sum PETc} * 100 \qquad \textbf{(1)}$$

Bu çalışmada AMS 1.51 model versiyonu kullanılmıştır. Şekil 2.2'de modelin ana kullanım yüzü görülmektedir.



Şekil 2.2 AgroMetShell 1.51 modelinin ana kullanım yüzü

AMS modeli, 10'ar günlük su bütçesi yöntemi ile her bir istasyon için WSI indeks değerleri üretilmek üzere çalıştırılmıştır. Her istasyon için, 1982-2009 arasında, verileri olan yıllar için WSI değerleri bulunmuştur. Şekil 2.3'te Ankara ili 2007 yılı WSI grafiği verilmiştir.



Şekil 2.3 Ankara istasyonunda buğdayın 2006-2007 Tarım Yılı WSI grafiği

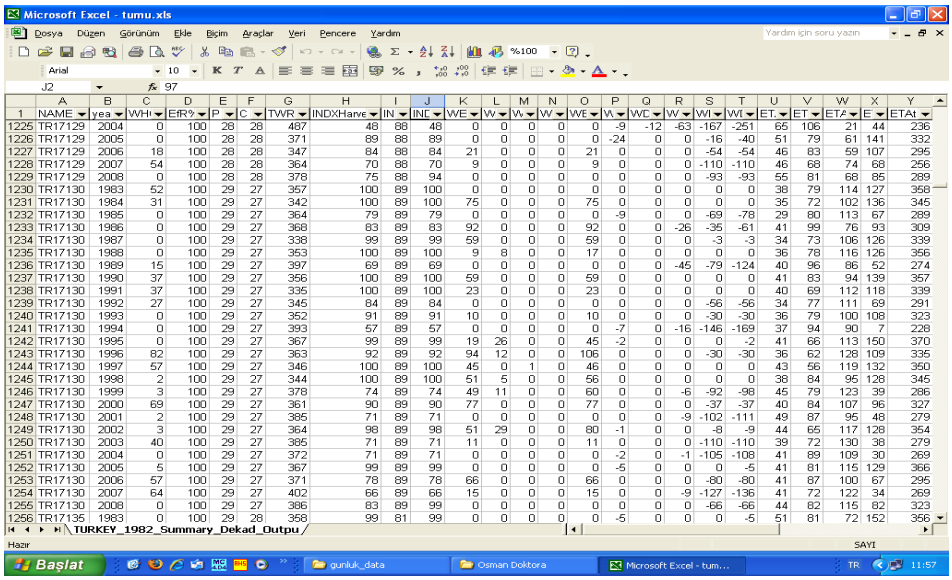
Grafikten görüleceği üzere mavi sütunlar yağış miktarını, yeşil sütunlar ise gerçek evapotranspirasyon miktarını göstermektedir. Mayıs ayının ilk 10 gününden itibaren yağıştan oluşan nem miktarı gerçek evapotranspirasyonu karşılayamaz duruma gelmiştir. Üstteki kırmızı çizgi WSI değerini göstermekte olup, bu tarihten itibaren düşmeye başlamıştır. Daha sonraki dönemde yağış iyice azalmış ve WSI eğrisi hızla düşmüştür. Bu düşüş, üründe meydana gelen verim azalmasına işaret etmektedir. Hasat itibarıyla WSI değeri 66 değerine düşmüştür. Bu ise verimin ortalamanın altında, yani vasat olduğunu göstermektedir.

Modelin üretmiş olduğu WSI indeksinin değerlendirilmesinde kullanılan kıstaslar Tablo 2.1'de verilmiştir. FAO tarafından yapılan değerlendirmede 6 adet sınıf oluşturulmuştur. Ortalama ve üzerinde olan değerler, çalışılan bölgede verim yönünden az risk olduğunu, vasat ve altındaki değerler ise çok risk olduğunu göstermektedir.

Tablo 2.1 WSI indeksi değerlendirme tablosu

Değerlendirme	**Çok iyi**	**İyi**	**Ortalama**	**Vasat**	**Kötü**	**Çok kötü**
WSI Limitleri	100	99-95	94-80	79-60	59-50	50'den az

Model çıktı olarak değişik parametreler üretmektedir. Şekil 2.4'te Ankara istasyonu için girilmiş bazı veriler ile modelin ürettiği değerler görülmektedir. 1. kolonda bulunan TR17130, Ankara istasyonunun uluslar arası kodudur. 2. kolonda tarım yılının bitiş yılı vardır. 3. kolondaki WHCi, toprağın başlangıçtaki su tutma kapasitesini göstermektedir. 4. kolonda % 100 olarak efektif yağış değeri (EfR%) vardır. 5. kolonda bulunan P buğdayın ekim tarihidir (10 günlük-Dekad). 6. kolonda bulunan C, buğdayın on günlük olarak toplam vejetasyon süresidir. 7. kolonda bulunan TWR, toplam su ihtiyacını ifade etmektedir. 8. kolonda bulunan INDXHarvest hasat sonrası oluşan gerçek WSI değerini ifade etmektedir. Ankara için 1983 yılı WSI değeri 100, 2008 yılı değeri de 83'tür. 26 yıllık ortalama WSI değeri 87 olup bu değer ortalama bir verimi ifade etmektedir.



Şekil 2.4 Modelin Ankara istasyonu için ürettiği değerler tablosu

3. BULGULAR

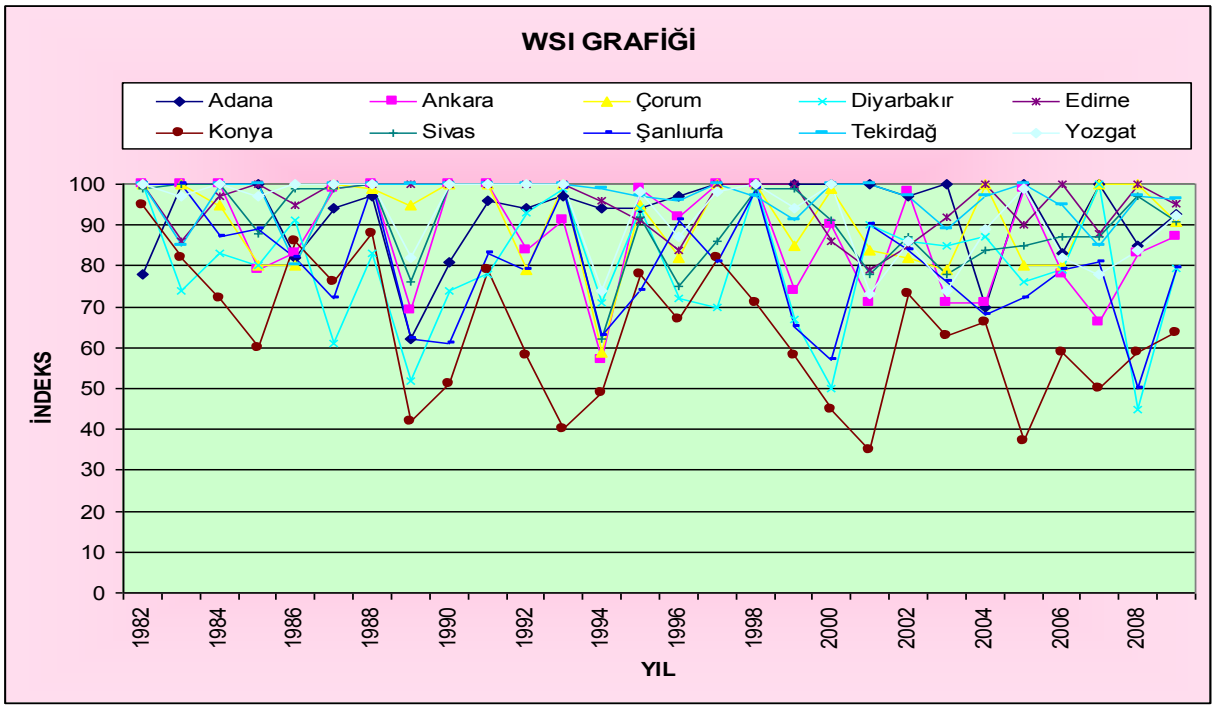
Bu çalışmada FAO tarafından geliştirilen AMS modeli kullanılarak WSI değerleri üretilmiş ve seçilen illerde buğday için verim analizi yapılmıştır.

WSI İle Buğdayın Verim Analizi

Bu çalışmada WSI değerleri hesaplanan istasyonlardan buğday üretiminde söz sahibi olan 10 ilin meteoroloji istasyonları için buğday verim analizi yapılmıştır. Burada kullanılan 10 istasyonun bulunduğu illerin toplam buğday üretimi, Türkiye'nin buğday üretiminin yaklaşık yarısını ifade etmektedir. Bu illerimizde farklı meteorolojik koşullar söz konusu olup kimi yerlerde yıllık yağış miktarı buğday üretimi için yeterli olurken kimi yerlerde ciddi su açığı oluşmaktadır. Üretimde yağışın düzenli olup olmaması da büyük önem arz etmektedir.

Hesaplanan WSI değerleri yıldan yıla ve istasyondan istasyona büyük değişimler göstermektedir (Şekil 3.1). Tarım yılı bazında baktığımızda en yüksek ortalama değere ulaşılan yıl 1981-1982 Tarım Yılı olup, 10 istasyona ait ortalama değer 97.2 olarak gerçekleşmiştir. Bu değer iyi düzeyde verimi ifade etmektedir. İkinci en yüksek ortalama değer 1988 yılında 96.7 olarak gerçekleşmiş olup bu değer de iyi düzeyde verim olduğunu ifade etmektedir.

Analiz periyodunda görülen en düşük ortalama değer 1994 yılında 72.6 olmuştur. Bu değer ortalamanın altında vasat düzeyde bir verimi ifade etmektedir. İkinci en düşük değer 1989 yılında 74 olarak gerçekleşmiş olup bu değer de vasat düzeyde bir verimi ifade etmektedir.



Şekil 3.1 AMS modeli ile üretilen WSI indis değerleri grafiği

İstasyon bazında değerlendirildiğinde en yüksek ortalamaya sahip il Tekirdağ olmuştur. Bu istasyonun ortalama WSI değeri 96.5'tir ve bu değer iyi düzeyde bir verimi ifade etmektedir. Bir başka ifade ile bu bölgede yağış eksikliğinden kaynaklanan verim düşüşü oldukça azdır. En düşük ortalama değere sahip il ise Konya olup 63.7 gibi bir ortalama

değer ortaya çıkmıştır. Bu değer ise ortalamanın altında vasat düzeyde bir verimi ifade etmektedir. Yani yağış ve su eksikliği bu bölgede buğday üretimi için önemli bir sorun oluşturmakta ve verimi ciddi oranda azaltmaktadır. Diğer illerin ortalama değerleri Adana 92.6 (ortalama verim), Ankara 87.2 (ortalama verim), Çorum 90.9 (ortalama verim), Diyarbakır 79.3 (vasat verim), Edirne 95.1 (iyi verim), Sivas 90.7 (ortalama verim), Şanlıurfa 79.4 (vasat verim) ve Yozgat 92.3 (ortalama verim) olarak gerçekleşmiştir. Sonuçta, ortalama bir değer olarak, 2 ilde iyi verim, 5 ilde ortalama verim, 3 ilde ise vasat verim tespit edilmiştir.

Tablo 3.1'de her istasyon için yıllık ve % olarak tekerrür miktarları verilmiştir. En yüksek ortalama WSI değerine sahip olan Tekirdağ için yapılan analizlerde elde edilen indis değerlerine göre 14 yıl (% 51.9) çok iyi verim, 8 yıl (% 29.6) iyi verim ve 5 yıl (% 18.5) ortalama verim gerçekleşmiştir.

Tablo 3.1 AMS modeli ile üretilen WSI indis değerlerinin sınıflandırılması

Değerlendirme	Çok iyi 100	İyi 99-95	Ortalama 94-80	Vasat 79-60	Kötü 59-50	Çok kötü 50'den az	Toplam
Tüm İller (Yıl)	0	3	22	2	0	0	27
Tüm İller (%)	0	11	82	7	0	0	100
Adana (Yıl)	11	5	8	3	0	0	27
Adana (%)	41	19	30	11	0	0	100
Ankara (Yıl)	8	4	6	8	1	0	27
Ankara (%)	30	15	22	30	4	0	100
Çorum (Yıl)	11	5	8	2	1	0	27
Çorum (%)	41	19	30	7	4	0	100
Diyarbakır (Yıl)	3	1	10	10	2	1	27
Diyarbakır (%)	11	4	37	37	7	4	100
Edirne (Yıl)	15	3	8	1	0	0	27
Edirne (%)	56	11	30	4	0	0	100
Konya (Yıl)	0	1	4	10	6	6	27
Konya (%)	0	4	15	37	22	22	100
Sivas (Yıl)	7	6	9	5	0	0	27
Sivas (%)	26	22	33	19	0	0	100
Şanlıurfa (Yıl)	3	2	9	11	2	0	27
Şanlıurfa (%)	11	7	33	41	7	0	100
Tekirdağ (Yıl)	14	8	5	0	0	0	27
Tekirdağ (%)	52	30	19	0	0	0	100
Yozgat (Yıl)	11	5	7	4	0	0	27
Yozgat (%)	41	19	26	15	0	0	100

En düşük ortalama değere sahip olan Konya'da 1 yıl (% 3.7) iyi verim, 4 yıl (% 14.8) ortalama verim, 10 yıl (% 37) vasat verim, 6 yıl (% 22.2) kötü verim ve 6 yıl (% 22.2) çok kötü verim görülmesi beklenmektedir. Periyot boyunca çok iyi verim beklenen yıl bulunmamaktadır. Verim 22 yılda ortalamanın altında kalmıştır. Bu durum, bu bölgede, buğday üretimi açısından çok ciddi bir riskin bulunduğunu göstermektedir.

Frere ve Popov (1979) yıllık bitkilerin minimum su ihtiyacını gösteren bitki özel Su Yeterlilik İndeksi'ni (WSI) geliştirdi. Bitkinin yaşamı sürecinde onar günlük olarak

hesaplanan indeks, sonuçta bitkinin büyüme periyodu boyunca yaşadığı toplam su stresini ifade eder. WSI, ürün verimi ile ilişkili olan gerçek bitki su tüketiminin ağırlıklı ölçümünü ifade eder. WSI yöntemi ile kuraklık izleme ve verim tahmini çalışmaları son dönemlerde artmaktadır. WMO (2009) tarafından yenisi yayınlanan zirai meteorolojik pratikler rehberinin zirai meteorolojik tahminler bölümünde, kuraklık izleme indisleri başlığı altında WSI da anlatılmıştır. Türkiye'de AgroMetShell (AMS) ve WSI kullanılarak ürün izleme ve verim tahmini çalışmaları FAO tarafından desteklenen Teknik İşbirliği Projesi kapsamında 2005-2006 yıllarında gerçekleştirilmiştir. Projede AMS modeli kullanılarak istasyon bazında WSI grafiği ve değerleri elde edilmiştir. NDVI görüntüleri yardımıyla WSI değerleri araziye yayılmış ve il bazında ortalama değerler elde edilmiştir. Bulunan WSI indeks değerleri ve diğer parametreler ile TÜİK'e ait illerin ortalama verim değerleri arasında istatistiksel analizler yapılmıştır. Sonuçta 2005 ve 2006 yılları için il bazında verim tahminleri elde edilmiştir. TÜİK'ten alınan istatistik verim değerleri ve modelin 2005, 2006 verim tahmini değerleri kullanılarak haritalar oluşturulmuştur.

Adana, Konya, Sivas, Şanlıurfa illeri için AMS modelinden elde edilen çıktılar ve verim istatistikleri arasında yapılan çoklu regresyon sonucu her il için farklı parametreler önemli bulunmuştur. Yağışın kısıtlı olduğu Konya, Sivas, Şanlıurfa gibi illerde modelin korelasyon katsayısı yüksek olurken (sırasıyla, $r^2 = 0,81$, 0.77 ve 0,90) yetişme döneminde yağışın yeterli olduğu Adana'da daha düşük ($r^2 = 0,51$) bulunmuştur (Şimşek vd., 2007).

4. SONUÇ

Gıda güvenliğinin sağlanması gayesiyle başta FAO olmak üzere AB, ABD vb. gelişmiş ülkeler ve kuruluşlar ürünün izlenmesi ve verim tahmini sistemleri kurmuşlardır. Bu sistemlerin merkezinde de bitki-iklim modelleri bulunmaktadır. Uzaktan algılama ürünleri ile desteklenen modeller yardımıyla ürünler sürekli izlenmekte ve hasat öncesi kriz oluşmadan gerekli tedbirler alınmaktadır. Bunun yanında, modeller yardımıyla hangi ürünün hangi bölgede ekilmesinin daha doğru olacağına karar verilebilmektedir.

Bu çalışmada FAO tarafından geliştirilen AgroMetShell (AMS) modeli kullanılarak buğday için Türkiye'de risk analizi çalışması yapılmıştır. En yüksek verimin alındığı bölgeler, en düşük verimin alındığı bölgeler ve özellikle buğday üretiminde başta gelen illerimizdeki üretim riski belirlenmiştir. En düşük ortalama değere sahip olan Konya'da 1 yıl (% 3.7) iyi verim, 4 yıl (% 14.8) ortalama verim, 10 yıl (% 37) vasat verim, 6 yıl (% 22.2) kötü verim ve 6 yıl (% 22.2) çok kötü verim görülmesi beklenmektedir. Periyot boyunca çok iyi verim beklenen yıl bulunmamaktadır. Verim 22 yılda ortalamanın altında kalmıştır. Bu durum, bu bölgede, buğday üretimi açısından çok ciddi bir riskin bulunduğunu göstermektedir.

WSI indeksi, değişik ürünler ve değişik bölgeler için hesaplanarak büyüme periyodu boyunca tarımsal kuraklıktan etkilenme durumu sürekli olarak takip edilebilir. İklim değişikliği modellerinden alınacak çıktılar kullanılarak istenilen noktada istenilen ürün için oluşabilecek zarar ve verim düşüşü tahmin edilebilir. AMS ve WSI üreticiler, araştırmacılar ve karar vericiler için çok yönlü faydalı olabilecek bir araçtır. Bu çalışmada karşılaşılan en önemli sorun, Türkiye'de model kullanımı için gerekli olan verilerin bulunamamasıdır. Yeterli olmamakla birlikte en kolay ulaşılan ve sayısal ortamda hazır bir şekilde tutulan veri meteorolojik veridir. Toprak verileri ise genellikle bulunamamaktadır. Yeterli ve güvenilir fenolojik veri yoktur. Bitki katsayıları ile ilgili yeterli çalışma bulunmamaktadır. Bulunamayan veriler için uluslararası kurumların verileri ve model tarafından önerilen değerler kullanılmıştır. Türkiye için daha doğru sonuçlara

ulaşılabilmesi için model çalışmalarında gerekli olan veri tabanlarının en kısa sürede oluşturulması gerekmektedir. Modellerin kalibrasyonu için de tüm parametrelerin yerinde ölçüm ve karşılaştırmalarının yapılması gerekmektedir.

5. KAYNAKLAR

Allen, G. R., Pereira, L. S., Raes, D. and Smith, M. Crop Evapotranspiration. FAO Irrigation and Drainage Paper, No 56, Rome, Italy: FAO, 1998.

Çakmak, B. ve Aküzüm, A. Tarımsal Altyapı ve Sulama. Ziraat Mühendisleri Odası. "Küresel Kriz, Türkiye ve Gıda Güvencesi" Sempozyumu 15 Ekim 2009. Çağdaş Sanatlar Merkezi, 21s., Ankara, 2009.

ÇOB. İklim Değişikliği Birinci Ulusal Bildirimi. Çevre ve Orman Bakanlığı, Çevre Yönetimi Genel Müdürlüğü, Ankara, 2007.

DMİGM. Meteorolojik Gözlemler. DMİ Genel Müdürlüğü, İstatistik ve Yayın Şube Müdürlüğü, Ankara, 2009.

Doorenbos, J. and Pruitt W.O. Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper No. 24, by Doorenbos J and W.O. Pruitt. FAO, Rome, Italy, 1977.

FAO. AgroMetShell Toolbox CD-ROM. FAO-SDRN Working Paper Series. Rome, Italy: FAO – 124, 2004.

Frère, M. and Popov, G.F. Agrometeorological Crop Monitoring and Forecasting. FAO, Plant Production and Protection, Paper No. 17. Rome, Italy, 1979.

Frère, M. and Popov, G.F. Early Agrometeorological Crop Yield Forecasting. FAO, Plant Production and Protection Paper No. 73. Rome, Italy, 1986.

Gommes, R. FAO's Experience İn The Provision Of Agrometeorological İnformation To The User Community. Workshop on User Requirements for Agrometeorological Services, November 10-14, 1997, Pune, India, 1997.

Gommes, R., Snijders, F.L. and Rijks, J.Q. The FAO Crop Forecasting Philosophy in National Food Security Warning Systems. Chapter 6 in Report of the EU Support Group on Agrometeorology. EU-JRC official pub. of the EU paper series, 1996.

Herdem, Z., Doğan, M., Yeşilyurt, N., Akçı, M., Çelenk, H., Keskin, S., Pasin, V., Duman, H., Egemen, M., Doğan, O., Tutar, S., Kuzuoğlu, E., Odabaşı, A. ve Koç, M. Buğday ve Arpa Tarımı. Tarım İşletmeleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 2002.

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change, Summary for Policy Makers, Paris, 2007.

Mukhala, E. and Hoefsloot, P. AgroMetShell Manual. Rome, Italy: FAO, 2004.

Smith, M. Expert Consultation on Revision of FAO Methodologies for Crop Water Requirements. FAO, Rome, Publication 73, 1992.

Şimşek, O., Mermer, A., Yıldız, H., Özaydın, K.A. ve Çakmak, B. AgroMetShell Modeli Kullanılarak Türkiye'de Buğdayın Verim Tahmini.Tarım Bilimleri Dergisi, 2007, 13(3); 299-307, Ankara, 2007.

Şimşek, O. ve Çakmak, B. Drought Analysis for 2007-2008 Agricultural Year of Turkey. Tekirdag Ziraat Fakültesi Dergisi/Journal of Tekirdag Agricultural Faculty T.Z.F Dergisi Yıl 2010-7 sayı (3):99-109, Tekirdağ, 2010.

Şimşek, O. Türkiye'de Tarım Yılı Kuraklık Değerlendirmesi ve Bitki Gelişim Modeli İle Buğdayda Kuraklık-Verim Analizi. A.Ü. Ziraat Fak. Doktora Tezi, Ankara, 2010.

Şimşek, O., Mermer, A., Yıldız, H., Özaydın, K.A. ve Çakmak, B. AgroMetShell Modeli Kullanılarak Türkiye'de Buğdayın Verim Tahmini.Tarım Bil. Der., 2007, 13(3); 299-307, Ankara, 2007.

WMO. Guide to Agricultural Meteorological Practices (GAMP) Draft 3rd Edition (WMO-No.134). World Meteorological Organization, Geneva , Switzerland, 2009. http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/agm/gamp/gamp_en.html Erişim Tarihi: 10.12.2009

"BUĞDAY BİTKİSİNİN CO_2, H_2O VE ENERJİ AKILARININ BELİRLENMESİ" PROJESİ

Levent ŞAYLAN[1], Zerefşan KAYMAZ[1], Fatih BAKANOĞULLARI[2]; Barış ÇALDAĞ[1], Yunus ÖZKOCA[1], Elif SEMİZOĞLU[1], Osman ÇAYLAK[1], Engin YURTSEVEN[3], Sezel KARAYUSUFOĞLU[4]

[1]İstanbul Teknik Üniversitesi Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34469, Maslak, İstanbul, saylan@itu.edu.tr, zerefsan@itu.edu.tr, caldagb@itu.edu.tr, ozkoca@itu.edu.tr, semizoglue@itu.edu.tr, caylak@itu.edu.tr

[2]Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü, Kırklareli, fatihb@kirklarelitopraksu.gov.tr

[3]Ankara Üniversitesi Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü, Dışkapı/Ankara, Engin.Yurtseven@agri.ankara.edu.tr

[4]Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Hava Tahminleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, skarayusufoglu@dmi.gov.tr

ÖZET

Atmosferdeki sera gazı konsantrasyonu artışı, küresel ısınmaya neden olmaktadır. Bu nedenle, ülkeler sera gazı bütçelerini belirlemek, emisyonlarını azaltıp, yutak miktarını arttırmak durumundadır. Karasal ekosistemler atmosfere hem sera gazı veren, hem de bu gazı atmosferden geri alan (depolayan) alanlardan biridir. Bitkiler ile atmosfer arasında fotosentez vasıtasıyla meydana gelen hızlı bir değişim vardır. Tarımdan kaynaklanan sera gazı emisyonu ile bu alanlarda tutulan sera gazı miktarının, dünyada kabul gören yöntem ve teknolojiler ile ölçülmesi; ülkelerin sera gazı bütçelerinin daha iyi hesaplanabilmesi için gereklidir. Bu çalışmada, Trakya'da yürütülen ve TÜBİTAK tarafından desteklenen "Buğday Bitkisinin CO_2, H_2O ve Enerji Akılarının Belirlenmesi" isimli proje kapsamında ilk ölçüm dönemi sonunda elde edilen sonuçlardan bazı örnekler sunulmuştur.

Anahtar kelimeler: *CO_2 ve H_2O akıları; enerji akıları; sera gazı; tarımsal meteoroloji*

"DETERMINATION OF CO_2, H_2O AND ENERGY FLUXES FOR WINTER WHEAT" PROJECT

ABSTRACT

Increasing concentration of the greenhouse gases in the atmosphere is resulted in global warming. Therefore, countries try to estimate their greenhouse gases budget and decrease their emission and increase their sink capacity. Terrestrial ecosystem is on one hand a source for atmospheric emissions; on the other hand it sinks greenhouse gases from the atmosphere. Plants exchange carbon dioxide with the atmosphere through photosynthesis. Agriculture is one of the major emission forces for greenhouse gases; but on the contrary it is a sink source in the terrestrial ecosystem. Both sink and emission have to be measured and determined using scientifically proven methods and technologies, because all countries should include them while determining their greenhouse gases budget. In this study, some initial results based on the measurements during the first growing period from the project titled "Estimation of CO_2, H_2O and Energy Fluxes of winter wheat", which was supported by TUBITAK, will be presented.

Key words: *CO_2 and H_2O fluxes; energy flux; greenhouse gas; agricultural meteorology*

GİRİŞ

Atmosferdeki sera gazı konsantrasyonun artmasında enerji kullanımın önemli bir payı vardır. Bunun dışında sanayiden tutun da, çöp alanları, hayvanlar, çeltik tarlalarına kadar

farklı sera gazı emisyonuna neden olan kaynaklar bunmaktadır. Dünya'da sera gazı emisyonuna ve atmosferden sera gazının geri alınmasına (yutak) tarımın önemli etkisi bulunmaktadır.

Dünya atmosferinde sera gazlarının bulunmasının, küresel sıcaklığın canlı yaşamı için uygun bir aralıkta tutulabilmesi için gerekliliği ortadadır. Fakat, sanayileşmenin başlangıcından itibaren, atmosferdeki sera gazları konsantrasyonunda hızlı bir artış söz konudur. Bu durum küresel ısınmaya, sonuçta da dünyadaki ekosistemi etkileyebilecek iklimsel değişimlere/değişikliklere sebep olabilecek düzeylere gelmiştir. İklim değişiklikleri ve bunların yapabileceği etkiler günümüzde üzerinde en fazla durulan konulardan biridir. Şu anki durum, atmosferde sera gazlarından özellikle karbondioksit (CO_2), metan (CH_4) ve azot oksit (N_2O) konsantrasyonlarında dikkate değer artışların söz konusu olduğudur (IPCC, 2007).

Atmosferde biriken sera gazlarının konsantrasyonlarında meydana gelen yükselmelere birçok neden gösterilmektedir. Bunlardan birisi, başlıca sera gazı emisyonu kaynağı olarak, artan nüfus ve gelişen teknoloji ile yükselen enerji ihtiyaçlarını karşılayabilmek için kurulan ve fosil yakıt ile çalışan tesisler, fosil yakıt tüketen diğer kaynaklar gösterilmektedir.

KARBON DÖNGÜSÜ

Atmosfere salınan sera gazlarından en büyük yüzdeyi CO_2 oluşturmaktadır. Karbondioksitin atmosferde, karalarda (toprakta ve bitkilerde) ve denizlerde karbon olarak biriktiği ve yerkürede bir karbon döngüsü olduğu bilinmektedir. Karbon yerkürede organik moleküller olarak canlı veya ölmüş organizmalar biçiminde biyosferde; gaz olarak atmosferde; organik madde olarak toprakta; fosil yakıt ve sediment (kaya) olarak litosferde; çözünmüş atmosferik karbondioksit olarak ve kalsiyum karbonat halinde okyanuslardaki organizmalarda bulunur (Grace, 2001, 2004).

Okyanuslar ve Litosfer en büyük karbon depolarıdır. Okyanuslarda bulunan karbon miktarı atmosferdekinin yaklaşık 50 katıdır. Diğer önemli karbon deposu toprakta ki organik madde olarak bulunan karbon da, atmosferdekinin yaklaşık iki katıdır. Bitkilerde biyokütle olarak bulunan karbon atmosferdekinin % 20 ile % 30 daha altındadır (Şaylan, 2008).

Her yıl fosil yakıt kullanımı ve arazi kullanımındaki değişim sebebiyle karasal ekosistem ve okyanuslar tarafından tutulan (yutak) karbondan daha fazla bir miktar atmosfere verilmektedir. Sonuçta atmosferdeki toplam karbon, dolayısıyla CO_2 miktarı artmakta ve bu küresel ısınmanın ana sebeplerinden biri olmaktadır. Okyanusların yılda yaklaşık 2 ile 2.3 GtC arasında depolayabileceği hesaplanmıştır. Buna göre 3 GtC civarında karbonun bitkiler ve karasal ekosistem tarafından depolandığı tahmin edilmektedir. Ancak burada soru işaretinin yoğunlaştığı yer, bilhassa bitkiler tarafından depolanan miktarın daha fazla olduğu yönündedir. Dünya'da bu belirsizliği ortadan kaldırmak ve atmosfer ile karalardaki ekosistem arasındaki CO_2 değişiminin ölçülmesi ve modellenmesi için çalışmalar 90'lı yılların başında yoğunlaşmıştır ve günümüzde artarak devam etmektedir. Bunun nedenlerinden biri, gelecekteki CO_2 konsantrasyonu değişimini tahmin etmek, iklim değişimi ve etkileri ile ilgili çalışmalarda da yararlı olacak bu bilgiyi sağlamaktır. Çünkü modelleme çalışmalarında CO_2 konsantrasyonu en önemli bilgilerden birini oluşturmaktadır. Ancak bu konuda araştırmalar arttıkça 2000-2009 yılı arasındaki dönem

için fosil yakıt kullanımı sonucu atmosfere yılda 7.7±0.5 Gt; arazi kullanımı değişimi sonucu 1.1±0.7 Gt karbon verildiği, buna karşın 2.3±0.4 Gt karasal ekosistem, 2.3±0.4 Gt karbonun okyanuslar tarafından atmosferden geri alındığı hesaplanmıştır. Bunun sonucunda 2000-2009 yılları arasında atmosfer de karbon artışı yılda 4.1 ±0.1 Gt olarak meydana gelmiştir (GCP, 2010).

Ülkemizin durumuna baktığımızda, enerji sektörünün ülkemizin toplam sera gazı emisyonunun % 76.7'sını, tarım sektörü ise % 5.1'ini oluşturmaktadır. Sera gazların emisyonunda CO_2'nin payı % 81.5, CH_4'ün payı %15.6 ve N_2O'un payı da % 1.8'dir (FNCTCC, 2007; TURKSTAT, 2007).

Atmosferden CO_2'in indirilmesinde en önemli görevi bitkiler görmektedir. Bitkilerin fotosentez ve solunumu ile karşılanan miktardan geriye kalan net karbon miktarı son derece önemlidir. Bu nedenle fotosentez ile yutulan ve solunum ile atmosfere verilen karbon transferinde hangi faktörlerin etkili olduğunun araştırılması gerekmektedir. Zira bu işlemler çok kısa zaman aralıklarında meydana gelmektedirler. Ancak günümüzde bu hesaplamaların yapılabilmesi için kullanılan yöntemleri ülkemizde uygulayabilmek için yeterli ölçüm sistemleri geniş ölçekte halen bilhassa tarım ve orman alanlarında bulunmamaktadır (Şaylan, 2007, 2008).

Kara yüzeylerinde bitkilerle kaplı alanlar, atmosfer ile en hızlı karbon değişiminin meydana geldiği yer olup bu önemli sera gazı yutacak kaynakların arttırılması gerekmektedir (Şaylan, 2008).

Günümüzde bitkiler tarafından depolanan (yutulan) karbon miktarının belirlenmesinde mikrometeorolojik yöntemler de kullanılmakta ve hem tarım hem de orman alanlarında, CO_2, su buharı (H_2O) ve enerji akı ölçülmektedir (Baldocchi and Meyers, 1998; Baldochhi ve ark., 1988). Bu ölçümlerle tarla bitkileri, ağaçlar, otlak alanların net karbon depolama miktarları, fotosentez ve solunum değerleri kısa zaman aralıkları için belirlenmektedir. Fakat dünya da bu yöntem ile ölçümlerin yapıldığı toplam istasyon sayısı hala 500 civarındadır. Büyük bir çoğunluğu gelişmiş ülkelerde, kuzey yarım kürede ve ormanlık alanlarda bulunmaktadır. Bunun açıklanabilir sebeplerinden biri, kullanılan aletlerin pahalı ve hassas olmasıdır. Bu ölçüm sistemleri ile ilgili olarak dünya üzerinde bir karbondioksit akı ölçüm ağı kurulmuştur (Baldocchi ve Meyers, 1998).

1997'de Kyoto'da bazı ülkeler tarafından kabul edilen protokolde küresel ısınmaya ve iklim değişimine neden olan sera gazı konsantrasyonunun azaltılması için yapılması gerekenler kararlaştırılmıştır. Ayrıca her ülke kendi sera gazı bütçesini hesaplayacaktır. Bu açıkça şu anlama gelir. Atmosfere verilen sera gazı miktarımız ne kadar? Atmosferden sera gazlarının ne kadarını geri alıyoruz? Burada atmosfere verilen miktarı hesaplamak, yutulan miktarı hesaplamaktan daha kolay gözükmektedir. Yutan kaynaklarımız ile ilgili daha detaylı araştırmalara ihtiyaç bulunmaktadır. Fakat bunu yaparken Dünya'da şu anda kabul gören bilimsel yöntemlerin kullanılmasında yarar vardır. Günümüzde uzaktan algılama çalışmaları ve yersel ölçümlerle birlikte yürütülen CO_2 akı ölçüm çalışmalarında hem gerçek veriler ölçülmektedir, hem de modelleme çalışmaları için veri tabanı oluşturulmaktadır. Diğer taraftan, ormanlarda sadece CO_2 ve H_2O akı ölçümleri yapılmamaktadır. Buna ilave olarak havadaki CO_2 konsantrasyonunun yapay olarak arttırılması durumunda bitkilerin fotosentez ve solunumdaki değişimler belirlenmektedir.

Ekosistemin net karbon birikimi, yani fotosentez ile yutulan ve solunum ile atmosfere verilen karbon arasındaki fark, en doğru bir biçimde belirlenmelidir. Dünya'da CO_2 akı ölçümlerinde kullanılan tekniklerden en yaygın olarak kullanılanı mikrometeorolojik yöntemlerdir. Genellikle difüzyon yasasına dayanır. Burada yüksek konsantrasyondan düşük konsantrasyona hareket eden türbülanslı bir ortamdaki gaz molekülünün (CO_2 veya H_2O vb.), rüzgar hızının ve hava sıcaklığının düşey değişimi dikkate alınır. Bu amaçla ölçümler için özel aletler kullanılır. CO_2 ölçüm çalışmalarını desteklemek amacıyla birçok meteorolojik değişkenin ölçümünün de bu ölçümlerle paralel yürütülmesi gerekmektedir.

CO_2, H_2O VE ENERJİ AKI ÖLÇÜMLERİ

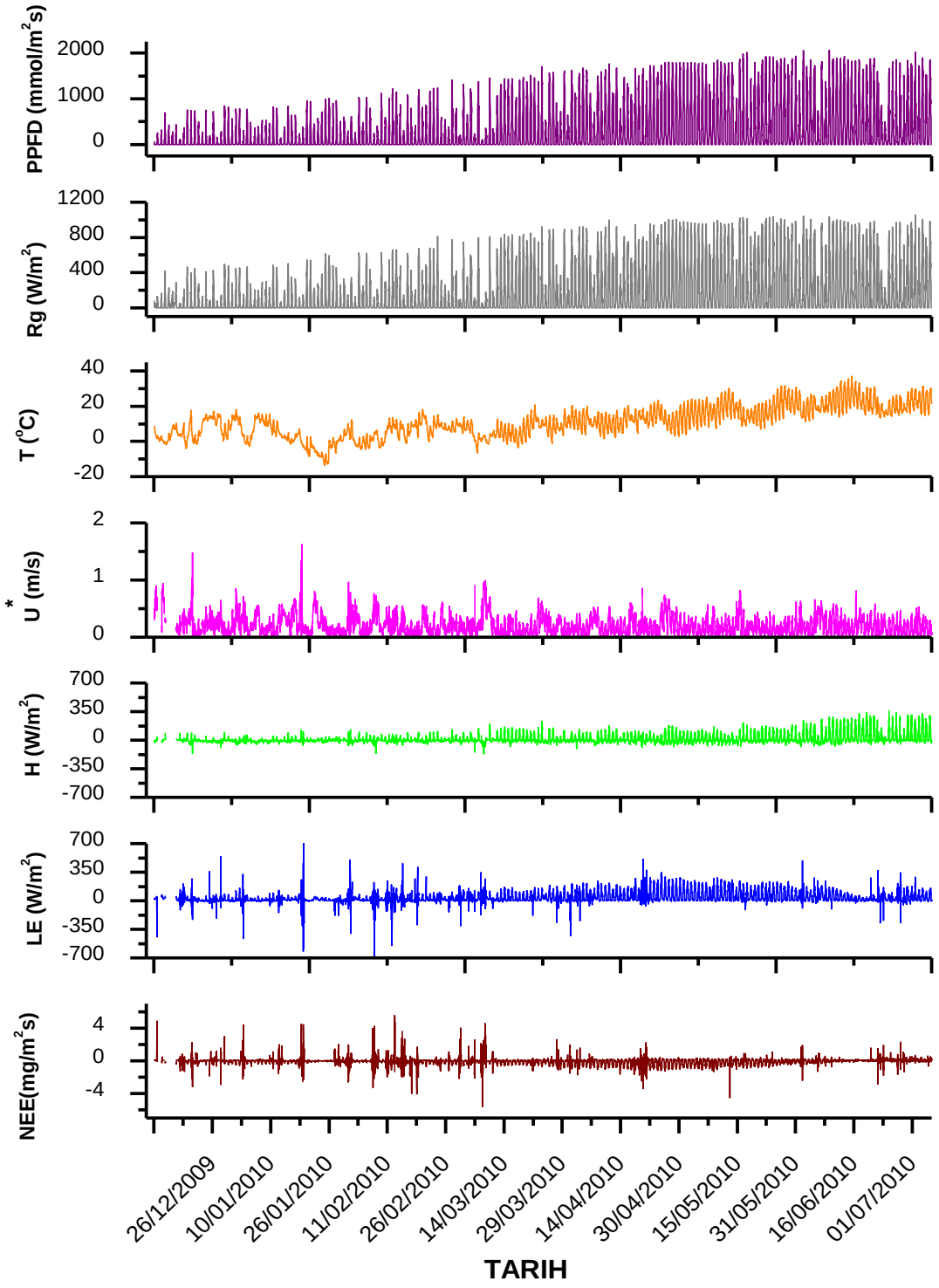
Ülkemizde CO2, H2O ve enerji akılarının ölçülmesi ile ilgili bir adım TÜBİTAK tarafından desteklenen proje ile atılmıştır. Bu bağlamda araştırmalar Trakya'da, Tarım ve Köy İşleri Bakanlığı Tarımsal Araştırmalar Genel Müdürlüğüne bağlı Kırklareli Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü arazisinde ilgili kurumla işbirliği ile yürütülmektedir. Bu bağlamda ilk gelişme dönemi için bitkinin CO_2, H_2O ve enerji akıları belirlenmiş ve ikinci gelişme döneminde de halen ölçümler devam etmektedir.

Aşağıdaki Resim1 bu ölçümlerin yürütüldüğü alandaki istasyonları ve yapılan ölçümleri göstermektedir (Şaylan ve ark, 2010a,b). Unutulmamalıdır ki bu tür araştırmalar, hem meteorolojik aletler konusunda, hem de tarım ve orman meteorolojisi, mikrometeoroloji, veri analizi konularında, hatta ve hatta uzaktan algılama konusunda da bilgi ve tecrübeyi gerektirmektedir. Doğal olarak tarımsal faaliyetlerin yürütülmesi için bu konuda çalışan tarım alanında uzmanlarının desteğine ihtiyaç vardır. Bu tür projeler, farklı disiplinlerden araştırmacıların bir araya gelerek gerçekleştirebilecekleri araştırmalardan biridir. Mikrometeoroloji ve ölçüm sistemleri konusunda detaylı bilgiler gerektirmektedir. Aksi durumda yapılan ölçüm ve değerlendirmeler sağlıklı sonuçlar vermeyebilir.

Resim 1: Buğday bitkisi üzerinde kurulan ölçüm sistemleri ve yapılan ölçümlerden örnek resimler (Resimlerin tüm hakları saklıdır. İzinsiz kullanılamaz).

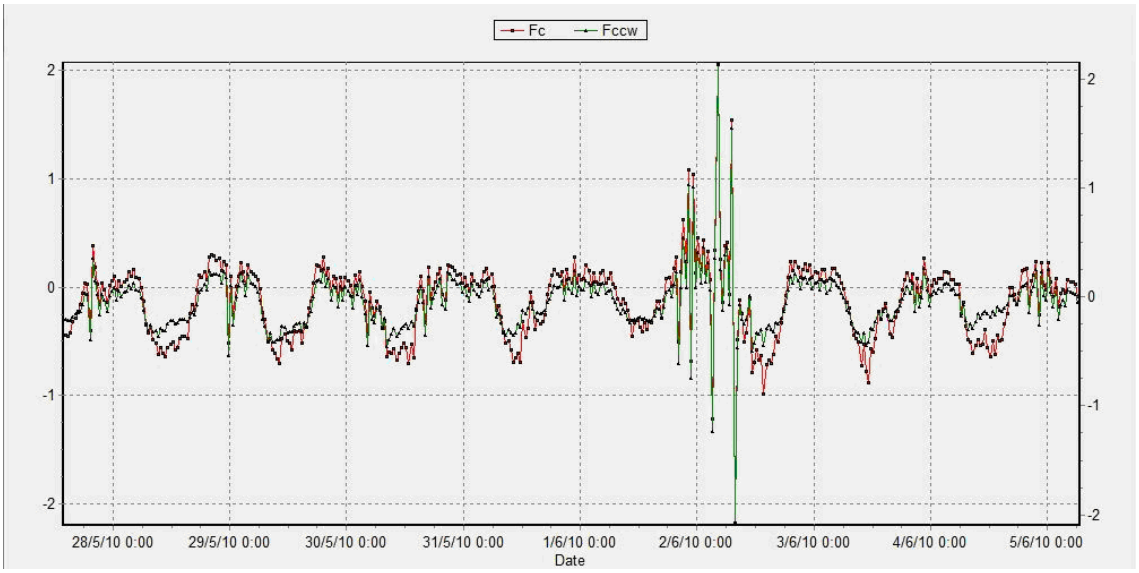
ÖLÇÜM SONUÇLARI

Buğday bitkisinin birinci gelişme dönemi boyunca yüzeyinden meydana gelen enerji ve gaz akıları ile bitki gelişimi düzenli olarak ölçülmüş ve gözlenmiştir. Ham olarak elde edilen ürünler hatalı verilerin belirlenmesi ve eksik verilerin tamamlanması için bazı filtreleme işlemlerinden geçirilmiştir. Yapılan analizler sonucunda buğday bitkisinin gelişme dönemi boyunca net olarak biriktirdiği karbon miktarı, atmosfere verdiği su buharı miktarı (evapotranspirasyon) ve gelişme süresi boyunca meteorolojik faktörlerin değişimi belirlenmiştir. Uydu verilerine ilave olarak, yersel ölçümler yapılmış ve hem bu verilerin birbirleri arasındaki hem de enerji ve gaz akıları arasındaki ilişkiler tespit edilmiştir. Aşağıdaki Şekil 1 ölçüm periyodunun belirli bir periyodunda ölçülen bu değişkenlerin zaman serisini göstermektedir.

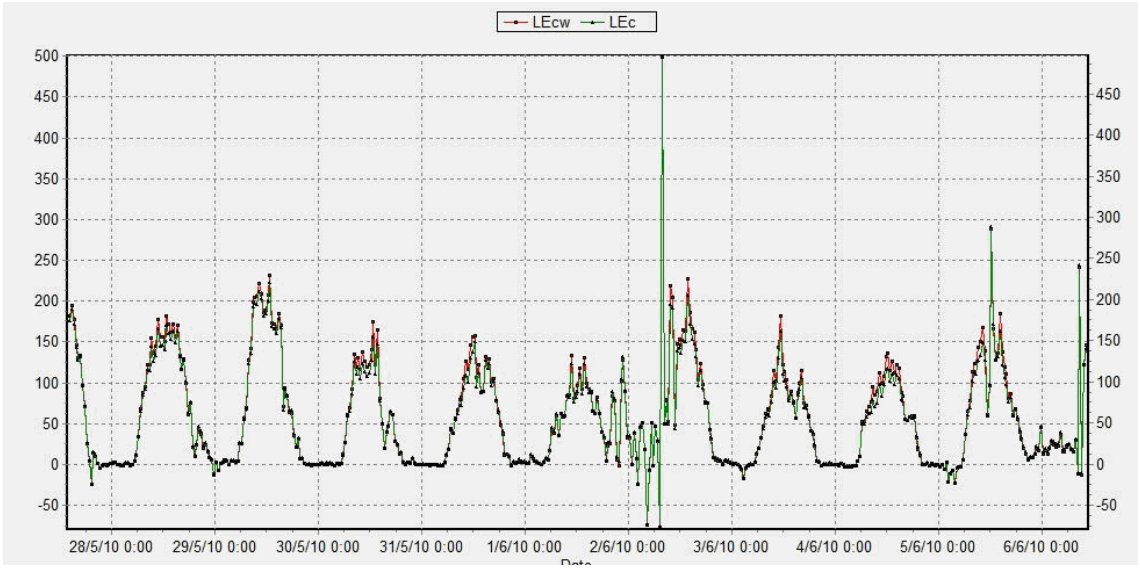


Şekil 1: Buğday bitkisinin gelişme dönemi boyunca ölçülen değerlerin değişimi (Şaylan ve ark., 2010a,b)

Aşağıdaki Şekil 2 ve 3, CO_2 ve H_2O (buharlaşma gizli ısı akısı, LE) verilerinin filtrelenmesi ve eksik verilerin tamamlanması aşamasını göstermektedir.



Şekil 2: CO_2 akılarının hesaplanması ve hatalı verilerin ayıklanması (Şaylan ve ark., 2010b)



Şekil 3: Buharlaşma gizli ısı akısında düzeltme işlemi (Şaylan ve ark., 2010b)

DEĞERLENDİRME

Ülkemizde tarım ve orman alanlarında CO_2 akı ölçümlerinin Dünya'da günümüzde kabul edilen bir yöntem ve teknoloji ile ölçülmesi gerekmektedir. Ancak bu ölçümlerin yürütülebilmesi için hem tarım ve orman alanlarında ölçüm sistemlerinin kurulması, hem de bu yersel ölçümlere paralel olarak uzaktan algılama çalışmaları ile bu çalışmaların ilişkilendirilmesine ihtiyaç vardır. Akı ölçümlerinin uzun süreli ve sürekli yapılması gerekmektedir. Ölçüm aletlerinin pahalı ve son derece hassas olması bu ölçüm sisteminin yaygın olarak ülkemizde kullanılmasını sınırlandıran önemli sebeplerden biridir. Bu çalışmalar teoride her ne kadar kolay gibi gözükse de, daha ziyade uygulamada oldukça fazla sorun çıkarmaktadır. Bu nedenle bu konuda yeterli tecrübe ve bilgi birikimi olmadan yapılacak araştırma çalışmalarının istenilen hedeflere ulaşması oldukça zordur. Ancak bu çalışmaları yapacak bilgi birikimimiz ve tecrübemiz bulunmaktadır. Burada farkına varılması gereken nokta, bilhassa bu konunun ülkemiz sera gazı bütçesinin hesaplanması açısından önemidir. Ülkemizin atmosfere saldığı yıllık toplam sera gazının ancak %

25'inin atmosferden geri alındığı veya bir başka deyişle yutulduğu belirtilmektedir (FNCTCC, 2007). Ülkemizin sera gazı bütçesinin hesaplanması (CO_2 için) açısından bakıldığında, tarım ve ormanlarımızdaki karbon değişimini ölçmek, bunun kısa zaman aralıkları ile değişimini belirlemek ve ayrıca sonuçlarını modellemek için, Dünya da halen kullanılan mikrometeorolojik yöntemlerle ölçümlerin yapılması yararlı olacaktır. Yapılması gereken bir an önce ülkemizde bu ölçüm çalışmalarına başlanılmasıdır.

Dünya'da, bitkilerdeki karbon miktarının tam olarak belirlenmesi için yeterli sayıda ölçüm yürütülmemektedir. Gelişmekte olan ülkelerde sadece kısa süreli araştırma çalışmalarında biyokütle ölçümleri bulunabilmektedir. Biyokütle değerlerini kullanma veya bazı eşitliklerden yararlanarak bitkilerin türlerine göre karbon depolama miktarını hesaplama yolunu, gerekirse ölçüm sonuçlarını karşılaştırmak için kullanabilmeliyiz. Bu geleneksel yöntemlerin kısa zaman aralıklarında karbon transferini belirlemede ve bu transferi etkileyen faktörlerin anlaşılmasında yeterli olmayabileceği de dikkate alınmalıdır.
Proje halen devam etmektedir. Buğday bitkisinin birinci gelişme dönemi ölçümleri (2009-2010) tamamlanmıştır. İlk dönem için veri analiz işlemi çoğunlukla yapılmıştır. Buğday bitkisinin ikinci gelişme dönemi için tekrar ekimi yapılmış ve halen ölçümler devam etmektedir.

TEŞEKKÜR
TÜBİTAK'a, "Buğday bitkisinin CO_2, H_2O ve enerji akılarının belirlenmesi" isimli 109R006 nolu projeye verdiği destekten dolayı teşekkürü bir borç biliriz.

KAYNAKLAR

Baldocchi, D. D., Hicks, B. B., Meyers, R. P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods, Ecology, 69, 1331-1340, 1988.

Baldocchi, D., Meyers, T. On using eco-physiological, micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide, water vapor and trace gas fluxes over vegetation: a perspective, Agricultural and Forest Meteorology, 90, 1-25, 1998.

FNCTCC, "First National Communication of Turkey on Climate Change", Coordinated by Ministry of Environment and Forestry, Editors: Günay Apak and Bahar Ubay, 2007.

IV. GCP, HTTP://WWW.GLOBALCARBONPROJECT.ORG/CARBONBUDGET, 2010 (26.02.2011'DEKI WEB SAYFASI KAYITLARINA GÖRE)

Grace, J. Carbon cycle, Encyclopedia of Biodiversity, 1, 609-629, 2001

Grace, J. Understanding and managing the global carbon cycle, Journal of Ecology, 92, 189-202, 2004.

Şaylan, L. Ekosistemin CO_2 değişiminin belirlenmesi, 1. Türkiye İklim Değişimi Kongresi (TİKDEK), İstanbul Teknik Üniversitesi, 14-23, 11-13 Nisan 2007.

Şaylan, L. Karbondioksit ve enerji akılarının Tarım ve Orman Alanlarında Belirlenmesi, TMMOB İklim Değişimi Sempozyumu, Ankara, 121-130, 13-14 Mart 2008.

Şaylan, L., Kaymaz, Z., Bakanoğulları, F. TÜBİTAK 109R006 nolu proje 1. dönem araştırma geliştirme raporu, 2010a.

Şaylan, L., Kaymaz, Z., Bakanoğulları, F. TÜBİTAK 109R006 nolu proje 2. dönem araştırma geliştirme raporu, 2010b.

TURKSTAT, "Greenhouse gas emissions inventory, 1990-2004", No:197, 2007 /http//www.turkstat.gov.tr, (17 Mart 2007'de ilgili web sayfası incelenmiştir.)

MİKROMETEOROLOJİK BİR YÖNTEMLE BUĞDAY BİTKİSİNİN KARBONDİOKSİT AKILARININ ÖLÇÜLMESİ

Elif SEMİZOĞLU[1], Levent ŞAYLAN[1], Barış ÇALDAĞ[1], Fatih BAKANOĞULLARI[2], Yunus ÖZKOCA[1], Osman ÇAYLAK[1]

[1]İstanbul Teknik Üniversitesi Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34469, Maslak, İstanbul, semizoglue@itu.edu.tr, saylan@itu.edu.tr, caldagb@itu.edu.tr, ozkoca@itu.edu.tr, caylak@itu.edu.tr

[2]Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü, Kırklareli, fatihb@kirklarelitopraksu.gov.tr

ÖZET

21. yüzyılda dünyanın en önemli sorunlarından biri haline gelen küresel ısınmanın başlıca nedeni olarak, bilhassa insan kaynaklı karbondioksit salınımlarındaki artış gösterilmektedir. Karbondioksit döngüsünde atmosferdeki karbondioksit konsantrasyonunu azaltıcı etkisi olan faktörlerden biri de bitkilerdir. Bu çalışmada; Türkiye'de ilk defa Trakya Bölgesi'nde yürütülen "Buğday Bitkisinin Karbondioksit, Su Buharı ve Enerji Akılarının Belirlenmesi" isimli TÜBİTAK projesi kapsamında, buğday bitkisinin gelişme dönemi boyunca karbondioksit akılarındaki değişimler mikrometeorolojik bir yöntem olan Eddy Kovaryans ile belirlenmiştir. Bu bağlamda net ekosistem değişimi, brüt fotosentez ve ekosistem solunumu değerlerinin buğday bitkisinin gelişme dönemi boyunca değişimleri ve atmosferden bünyesine indirdiği (yutak) toplam karbon miktarı tespit edilmiştir. Bu çalışmada farklı dönemlerdeki CO_2 akılarının değişimi sunulmuştur.

Anahtar Kelimeler: *CO_2, net ekosistem değişimi, buğday, Eddy kovaryans yöntemi*

MEASUREMENT OF CARBON DIOXIDE FLUXES OF WINTER WHEAT USING A MICROMETEOROLOGICAL METHOD

ABSTRACT

Carbon dioxide emission based on mainly anthropogenic activities has been seen as the main reason of global warming, which is one of the most important issues of the world in 21st century. As a component of carbon dioxide cycle, plants have a decreasing effect on atmospheric carbon dioxide concentration. In this study, changes in carbon dioxide fluxes during the growing period of winter wheat were measured and determined for the first time in Thrace region of Turkey using a micrometeorological method called Eddy Covariance in the frame of the TÜBİTAK project named "Determination of Carbon dioxide, Water Vapor and Energy Fluxes for Winter Wheat". In this respect, net ecosystem exchange, gross primary production and ecosystem respiration values were calculated during the growth period of winter wheat and the total plant carbon uptake was determined. In this study, CO_2 fluxes of different periods have been given.

Keywords: *CO_2, Net ecosystem exchange, wheat, Eddy covariance method*

GİRİŞ

İklim değişikliğinin önlenmesi için Kyoto Protokolü kapsamında CO_2 emisyonlarını belirli bir tarihteki değerin altına düşürme yönünde karar alınmıştır. Bu düşüşü gerçekleştirebilmenin yollarından biri de arazi kullanımının ve yönetiminin değiştirilmesidir (Smith ve ark., 2000). Yapılan değişikliklerin CO_2 emisyonunu nasıl etkilediğini ortaya koyabilmek için de karasal ekosistemlerdeki CO_2 akılarının bilinmesi

gereklidir. Bu bağlamda dünya çapında 500'ün üzerinde eddy kovaryans ölçüm sisteminden oluşan akı ağı (FLUXNET) kapsamında karasal ekosistemlerde (çoğunlukla ormanlar, tarım alanları, çayırlar), CO_2, H_2O ve enerji akıları takip edilmektedir. Ölçüm sistemleri teknolojilerinin gelişmesi ve bu alanda bilgi eksikliğinin olması sebebiyle, karbon kaynakları ve yutakları bilim dünyası için önemli bir çalışma konusu haline gelmiştir.

Karasal ekosistemlerdeki karbon yutaklarının en önemlilerinden biri de tarım alanlarıdır. Avrupa'nın yaklaşık 1/3'ü tarım alanı olarak kullanılmaktadır ve tüm arazi kullanım tipleri arasında tarım alanları karbon emisyonlarının tahmininde en büyük belirsizliğin olduğu alanlardır. Avrupa'daki tarım alanları yaklaşık olarak yılda 100-300 milyon ton karbonu atmosferden geri almaktadır (Janssens ve ark., 2005; Smith ve ark., 2005).

Farklı tarım ürünlerinin karbon tutma kapasitelerini belirlemek amacıyla yapılan çalışmalar son yıllarda artış göstermiştir. Anthoni ve arkadaşları (2004), 2001'de Almanya'da yaptıkları çalışmada kışlık buğday bitkisi için Net Ekosistem Değişimini -185 ile -245 gC/m^2yıl olarak bulmuşlardır. Beziat ve arkadaşları da (2009) Fransa'nın güneybatısında yürüttükleri çalışmada kışlık buğday bitkisi için NEE'yi -369 ± 33 gC/m^2 olarak tespit etmişlerdir. Bu çalışmada kışlık buğday bitkisi dışında mısır, ayçiçeği ve kolza bitkileri için de sonuçlar verilmiştir. Bunlara ilave olarak Aubinet ve arkadaşları (2009) sırasıyla şeker pancarı, kışlık buğday, patates ve tekrar kışlık buğday ektikleri 4 senelik dönem için toplam NEE'yi -1590 gC/m^2 bulmuşlardır. Buğday bitkisi dışında da çeşitli tarımsal bitkiler üzerinde eddy kovaryans ölçümleri yapılmış ve farklı tarımsal faaliyetlerin net ekosistem değişimine etkileri incelenmiştir (Suyker ve ark., 2005; Alberti ve ark., 2010).

YÖNTEM

Eddy kovaryans ölçüm sistemi

Eddy Kovaryans (EC) ölçüm sisteminin kurulması için Kırklareli ilinde bulunan Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü'ne ait buğday ekili arazi (yaklaşık 80.000 m^2) seçilmiştir. Ölçüm sistemi 10 Aralık 2009 tarihinde tarlaya kurulmuştur. Sistem; 3 boyutlu sonik anemometre, açık tip kızılötesi CO_2/H_2O gaz analiz aleti, sıcaklık, nem sensörü ve veri toplayıcıdan oluşmaktadır. Ayrıca aynı tarla üzerinde farklı yüksekliklerde hava sıcaklığı, bağıl nem, rüzgar şiddeti ve yönü, yağış, global radyasyon ve fotosentetik aktif radyasyon ölçülmüştür. EC sisteminde, ilgili parametrelerdeki anlık değişimlerin kayıt altına alınması amacıyla ölçümlerin çok sık aralıklarla yapılması oldukça önemlidir (Şaylan ve ark., 2010a).

Eddy kovaryans metodu

Eddy kovaryans metodu atmosferik sınır tabakada meydana gelen türbülans akılarını ölçmek ve hesaplamak için kullanılan mikrometeorolojik bir yöntemdir. Bu alanda gerçekleşen teknolojik gelişmeler ile su buharı ve karbondioksit gibi gaz akılarının ve enerji akılarının ölçülmesinde kullanımı yaygınlaşmaya başlamıştır. Yöntemin temel prensibi konsantrasyon ve düşey rüzgar hızının kovaryansıdır (Burba ve Anderson, 2007).

Eddy kovaryans metodunda karbondioksit akısı aşağıda verilen Eşitlik 1'e göre hesaplanmaktadır (Foken,2008).

$$F_c = \overline{w'\rho_c'} \qquad (1)$$

Eşitlikle; F_c, karbondioksit akısını; w', düşey rüzgar hızının ve ρ_c' ise karbondioksit konsantrasyonunun ortalamadan anlık sapmasını göstermektedir.

Eddy kovaryans metodunun diğer yöntemlere göre en önemli avantajı sabitlere bağlı olmaması ve akı ölçümlerinin doğrudan yapılmasıdır (Businger, 1986; Kaimal ve Finnigan, 1994). Yöntemin dezavantajları arasında sistemin pahalı olması, kurulumun mikrometeorolojik bilgi gerektirmesi, düzeltme ve veri tamamlama işlemlerinin dikkatlice ve eksiksiz yapılması gerekliliği gelmektedir. Bu sebeplerle Eddy Kovaryans yönteminin uygulanmasında mikrometeorolojik ve tarımsal meteorolojik bilgiye ve tecrübeye oldukça ihtiyaç vardır (Foken,2008).

UYGULAMA

Veri analizi

Eddy kovaryans metodu ile elde edilen ham verilerin düzeltilmesi gereklidir. Veriler öncelikle genel bir değerlendirmeden geçirilmiş ve ani sapmalar veri setinden atılmıştır. EC verisine koordinat düzeltmesi, frekans tepki düzeltmeleri, WPL (Webb, Pearman, Leuning) düzeltmesi gibi düzeltmeler uygulanmıştır. EC verisinde yapılan düzeltmeler ve veri tamamlama işlemleriyle ilgili detaylı bilgiler Acevedo ve ark. (2009); Kaimal ve Finnigan (1994) ve Burba ve ark., (2008) da bulunmaktadır.

Mesela frekans tepki düzeltmeleri akıları yaklaşık %5-%30 arasında etkileyebilir (Moore, 1986; Burba ve Anderson, 2007). Frekans tepki hatalarının tümü sensörlerin performansıyla ilgilidir.

WPL düzeltmesi CO_2 ve H_2O gaz ölçümlerindeki yükselme ve alçalmalara, sıcaklık ve su buharı ölçümlerindeki sapmaların yaptığı etkiyi dengelemek amacıyla kullanılmaktadır. Düzeltme işlemi Eşitlik 2'de görülmektedir (Webb ve ark., 1980; Fuehrer ve Friehe, 2002).

$$F_c = F_{c0} + \mu \frac{E}{\rho_d} \frac{q_c}{1+\mu\frac{\rho_v}{\rho_d}} + \frac{H}{\rho C_p} \frac{q_c}{T_a} \qquad (2)$$

Eşitlikte; F_c, düzeltilmiş CO_2 akısını; F_{c0}, düzeltilmemiş akıyı; E, evapotranspirasyonu; H, hissedilebilir ısı akısını; q_c, ortalama CO_2 yoğunluğunu; ρ_d, kuru hava yoğunluğunu; ρ_v, su buharı yoğunluğunu; ρ, hava yoğunluğunu; C_p, havanın özgül ısısını; T_a, Kelvin cinsinden hava sıcaklığını ve μ, havanın moleküler ağırlığının suyunkine oranını (μ = 1.6111) göstermektedir.

Gerekli düzeltmeler yapıldıktan sonra, meteorolojik ve ölçüm alanının boyutlarından kaynaklanan sebeplerden verilerin bir kez daha filtrelenmesi (hatalı verilerin uzaklaştırılması) işlemi gerçekleştirilmiştir. Yağışlı günler, yetersiz türbülans, rüzgar yönü vb. sebepler verilerin değerlendirilmesinde dikkate alınmıştır. Türbülansın yetersiz olduğu şartlar Reichstein ve arkadaşlarının (2005) sürtünme hızı kriterine göre belirlenmiştir. Bu kritere göre çalışmada kullanılan veri setinin sürtünme hızı sınırı minimum sınır olan 0.1 m/s olarak belirlenmiştir (Şaylan ve ark., 2010b).

Yukarıdaki aşamadan sonra, veriler Falge ve ark. (2001) ve Reichstein ve ark. (2005) tarafından geliştirilen yöntemler kullanılarak tamamlanmıştır. Daha sonra Net Ekosistem Değişimi'nin (NEE), Brüt Fotosentez (GPP) ve Ekosistem Solunumu (R_{eco}) değerlerinin elde edilmesi işlemi Reichstein ve arkadaşlarının (2005) önerdiği yöntemler dikkate

alınarak yapılmıştır. Solunum değerlerinin belirlenmesinde Lloyd ve Taylor'un (1994) geliştirdiği aşağıdaki eşitlik kullanılmıştır.

$$R_{eco} = R_{eco,ref}\, e^{E0\left(\left(\frac{1}{Tref}-\frac{1}{To}\right)-\left(\frac{1}{T}-\frac{1}{To}\right)\right)} \quad (3)$$

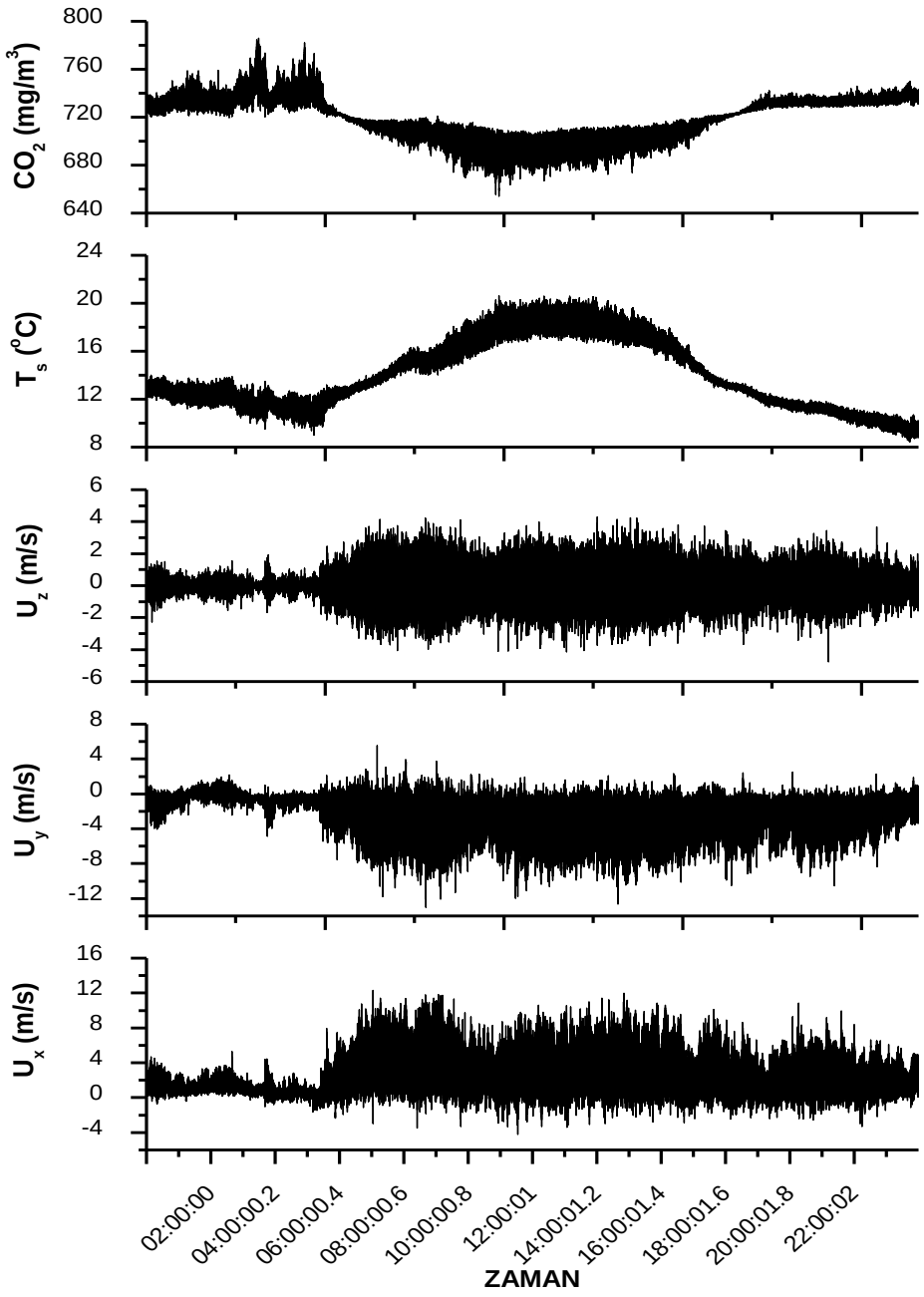
Eşitlikte; T_0, regresyon parametresini (-46.02°C); Tref, referans sıcaklığı (10°C); E_0 ise aktivasyon enerjisini göstermektedir.

Brüt fotosentez de Eşitlik 4'te görülen ilişki kullanılarak bulunmuştur. Bu çalışmada NEE'nin pozitif (+) olduğu değerler CO_2 akısının bitkiden atmosfere doğru, negatif (-) olduğu değerler ise, atmosferden bitkiye doğru olduğunu göstermektedir.

$$NEE = R_{eco} - GPP \quad (4)$$

SONUÇLAR

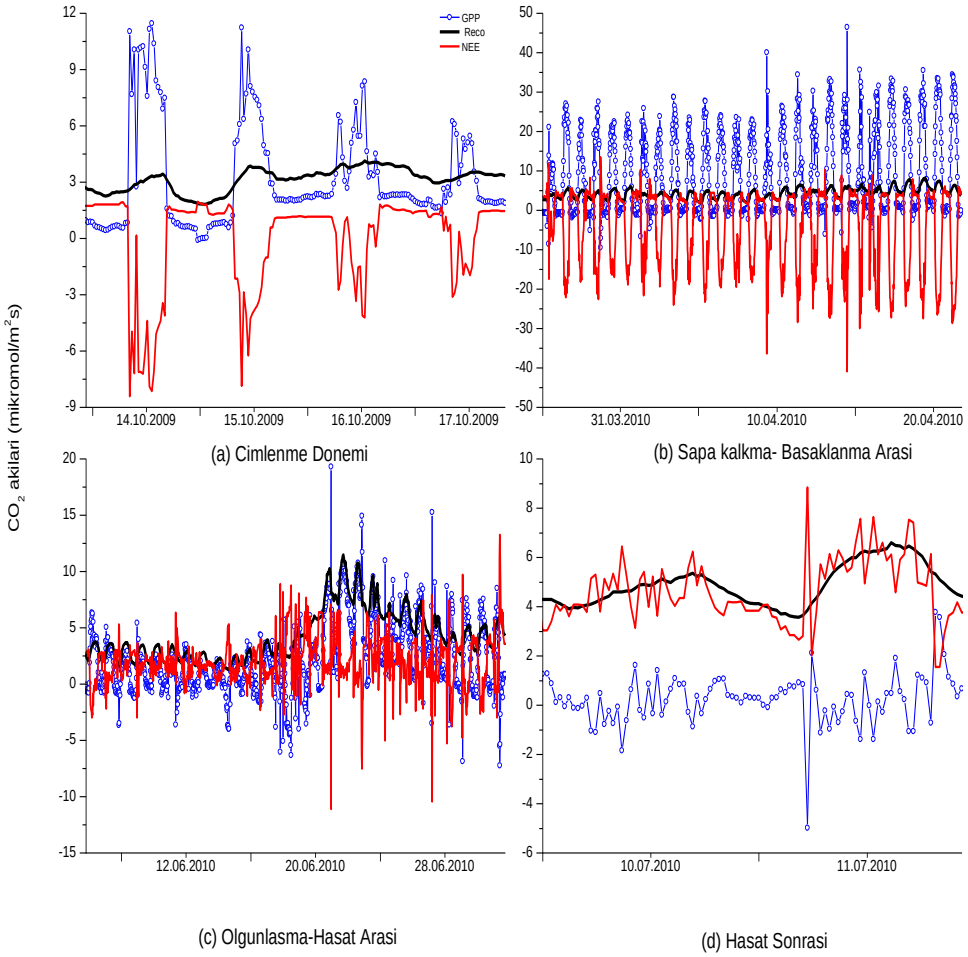
Gerekli düzeltmelerin eksiksiz bir şekilde yapılabilmesi için eddy kovaryans verisi kısa zaman aralığıyla kaydedilmektedir. Örneğin Şekil 1'de, 26 Nisan 2010 tarihine ait 10 Hertz'lik verinin zaman serisi verilmiştir. Şekil'de; U_x ve U_y, rüzgarın yatay bileşenlerini; U_z, rüzgarın düşey bileşenini; T_s, hava sıcaklığını (sonik anemometreden elde edilen) ve CO_2, karbondioksit yoğunluğunu göstermektedir. 26 Nisan 2010 için ortalama U_x 2.43 m/s, U_y -2.39 m/s, U_z -0.0016 m/s, T_s 14.05°C ve CO_2 719.04 mg/m^3 (371.1 ppm)'tür. Bu tarih, buğday bitkisinin başaklanma fenolojik aşamasına geçtiği dönemdir. Bu dönem net ekosistem değişiminin (-7.86 gC/m^{2}gün) fazla olduğu fenolojik dönemlerden biridir. Şekilden de anlaşıldığı gibi Atmosferik CO_2 konsantrasyonu değerleri bitkinin fotosentez yaptığı gündüz saatlerinde azalmaktadır. Rüzgar hızının da gece saatlerinde düşüş gösterdiği görülmektedir.



Şekil 1: 26 Nisan 2010 tarihine ait 10 Hz'lik verilerin zaman serisi

Buğday bitkisinin farklı fenolojik dönemlerde depoladığı veya atmosfere verdiği karbon miktarları ayrı ayrı değerlendirilmiştir. Bitki, 9-17 Ekim 2009 tarihleri arasındaki ekim-çimlenme döneminde minimum miktarda (3.19g/m^2) depolamıştır. 31 Mart – 26 Nisan 2010 tarihleri arasında bitki sapa kalkma - başaklanma evresindedir ve bu dönemde Net Ekosistem Değişimi maksimuma çıkmıştır (121.37 gC/m^2). Ancak 26 Nisan – 10 Mayıs 2010 tarihleri arasına denk gelen başaklanma-çiçeklenmeye başlama fenolojik dönemleri arasında günlük ortalama NEE -5.8 gC/m^2 olmuştur. Bu değer tüm fenolojik dönemler arasındaki en yüksek değerdir (Şaylan ve ark., 2011).

Aşağıdaki Şekil 2'de bitkinin farklı fenolojik dönemlerinde ölçülen ve hesaplanan karbon akılarının 30 dakikalık zaman serileri verilmiştir. Şekilden de görüleceği üzere çimlenme döneminde karbon akıları bitki gelişiminin arttığı döneme göre daha düşüktür (Şekil 2a). Bu ilk dönemde R_{eco} ortalama 3.75 µmol/m^2s iken GPP 4.07 µmol/m^2s ve NEE -0.37 µmol/m^2s'dir. Ancak sapa kalkma ile başaklanma arasında meydana gelen karbon akıları bitkinin gelişimine paralel olarak daha yüksek değerler göstermiştir. Bu dönemde ortalama NEE, GPP ve R_{eco} sırasıyla -4.41, 8.71 ve 4.29 µmol/m^2s olarak belirlenmiştir (Şekil 2b). Buğday bitkisinin olgunlaşma ile hasat dönemindeki karbon akıları incelendiğinde bitkinin atmosferden karbon alımını (yutak) hasattan çok daha önce durdurduğu açıkça görülebilir (Şekil 2c). Bu dönemdeki toplam NEE 59.19 gC/m^2'dir. Aynı dönemdeki ortalama NEE, GPP ve R_{eco} sırasıyla 1.53, 2.54 ve 4.07 µmol/m^2s olmuştur. Buğday bitkisi maksimum toplam karbon birikimine 5 Haziran 2010 tarihinde 403 gC/m^2 ile ulaşmıştır. Bu dönemden sonra solunum değerlerinde artış olmasıyla bitki hasata kadar karbon kaybetmiştir. Bitkinin hasat edilmesinden sonraki dönemde yüzeydeki anızdan kaynaklanan karbondioksit akıları Şekil 2d'de verilmiştir. 10-11 Temmuz 2011 arasındaki bu dönemde NEE, GPP ve R_{eco} sırasıyla, 4.62, 0.25 ve 4.87 µmol/m^2s olmuştur.



Şekil 2: Farklı dönemlerdeki 30 dakikalık CO_2 akıları (µmol/m^2s)

DEĞERLENDİRME

Kırklareli'nde yürütülen bu çalışmada buğday bitkisinin bir gelişme dönemi (2009-2010) süresince meydana gelen karbon akıları incelenmiştir. Karbon akıları bitki gelişimi ile birlikte radyasyon (özellikle fotosentetik aktif radyasyon), sıcaklık (toprak ve/veya hava sıcaklığı) ve toprak rutubeti gibi meteorolojik faktörlerin etkisi altındadır. Eddy kovaryans yöntemiyle karbon akı ölçümleri hassas ve maliyetlidir. Sistem kurulumu, veri analizi gibi konular mikrometeorolojik bilgi gerektirmektedir. Bu sebeple bu tür çalışmalarda uzun süreli yapılan ölçümler sonucunda elde edilen akı değerleri ile bu akı değerlerini etkileyen faktörler arasındaki ilişkilerin belirlenerek modellerin geliştirilmesi, geniş alanlarda sonuçların kullanılabilmesi açısından yararlı olacaktır. Diğer yandan bitki gelişimi simülasyon modellerinde çoğunlukla ortalama bir CO_2 konsantrasyon verisi girdi olarak kullanılmaktadır. Bitki üzerindeki CO_2 konsantrasyonunun ölçülmesi ile elde edilen gerçek verilerin modellerde kullanılması daha doğru sonuçlar alınmasına yardımcı olacaktır.

Sonuç olarak; CO_2 akıları ile ilgili bu ve benzeri çalışmaların ülke genelinde bir akı ağı oluşturularak geniş alanlarda ekimi yapılan bitkiler, çayır, mera ve ormanlar üzerinde uzun süreli olarak yürütülmesi yararlı olacaktır.

TEŞEKKÜR

TÜBİTAK'a, "Buğday bitkisinin CO_2, H_2O ve enerji akılarının belirlenmesi" isimli 109R006 nolu projeye verdiği destekten dolayı teşekkürü bir borç biliriz.

KAYNAKLAR

Acevedo, O. C., Moraes, O. L. L., Degrazia, G. A., Fitzjarrald, D. R., Manzi, A. O. ve Campos, J. G. Is friction velocity the most appropriate scale for correcting nocturnal carbon dioxide fluxes?, Agricultural and Forest Meteorology, 149, 1-10, 2009.

Alberti, G., Vedove, G. D., Zuliani, M., Peressotti, A., Castaldi, S. ve Zerbi G. Changes in CO_2 emissions after crop conversion from continuous maize to alfalfa, Agriculture, Ecosystems and Environment, 136, 139-147, 2010.

Anthoni, P. M., Freibauer, A., Kolle, O. ve Schulze, D. Winter wheat carbon exchange in Thuringia, Germany, Agricultural and Forest Meteorology, 121, 55-67, 2004.

Aubinet, M., Moureaux, C., Bodson, B., Dufranne, D., Heinesch, B., Suleau, M., Vancutsem, F. ve Vilret, A. Carbon sequestration by a crop over a 4-year sugar beet/winter wheat/seed potato/winter wheat rotation cycle, Agricultural and Forest Meteorology, 149, 407-418, 2009.

Beziat, P., Ceschia, E. ve Dedieu, G. Carbon Balance of a Three Crop Succession Over Two Cropland Sites in South West France, Agricultural and Forest Meteorology, 149, 1628-1645, 2009.

Burba, G. ve Anderson, D. Introduction to the Eddy Covariance Method: General Guidelines and Conventional Workflow, Licor Biosciences, 2007.

Burba, G. G., McDermitt, D. K., Grelle, A., Anderson, D. J. ve Xu, L. Addressing the influence of instrument surface heat exchange on the measurements of CO_2 flux from open-path gas analyzers, Global Change Biology, 14, 1854-1876, 2008.

Businger, J. A. Evaluation of the accuracy with which dry deposition can be measured with current micrometeorological techniques, Journal of Applied Meteorology and Climatology, 25, 1100–1124, 1986.

Falge, E., Baldocchi, D., Olson, R., Anthoni, P., Aubinet, M., Bernhofer, C., Burba, G., Ceulemas, R., Clement, R., Dolman, H., Granier, A., Gross, P., Grünwald, T.,

Hollinger, D., Jensen, N., Katul, G., Keronen, P., Kowalski, A., Lai, C., Law, B. E., Meyers, T., Moncrieff, J., Moors, E., Munger, J. W., Pilegaard, K., Rannik, Ü., Rebmann, C., Suyker, A., Tehnunen, J., Tu, K., Verma, S., Vesala, T., Wilson, K. ve Wofsy, S. Gap filling strategies for long term energy flux data sets, Agricultural and Forest Meteorology, 107, 71-77, 2001.

Foken, T. Micrometeorology, Springer: Heidelberg, Berlin, 2008.

Fuehrer, P. L., ve Friehe, C. A. Flux corrections revisited, Boundary-Layer Meteorology, 102, 415-457, 2002.

Janssens I. A., Freibauer, A., Schlamadinger, B., Ceulemans, R., Ciais, P., Dolman, A. J. Heimann, M., Nabuurs, G. J., Smith, P., Valentini, R. ve Schulze, E. D. The carbon budget of terrestrial ecosystems at country-scale – a European case study, Biogeosciences, 2, 15-26, 2005.

Kaimal, J.C. ve Finnigan, J. J. Atmospheric Boundary Layer Flows, Their Structure and Measurement, Oxford University Press, Newyork, 1994.

Lloyd, J. ve Taylor, J. A. On the temperature dependence of soil respiration, Functional Ecology, 8, 315–323, 1994.

Moore, C. J. Frequency response corrections for eddy correlation systems, Boundary-Layer Meteorology, 37, 17-35, 1986.

Reichstein, M., Falge, E., Baldocchi, D., Papale, D., Aubinet, M., Berbigier, P., Bernhofer, C., Buchman, N., Gilmanov, T., Granier, A., Grünwald, T., Havrankova, K., Ilvesniemi, H., Janous, D., Knohl, A., Laurila, T., Lohila, A., Loustau, D., Matteucci, G., Meyer, T., Miglietta, F., Ourcival, J., Pumpanen, J., Rambal, S., Rotenberg, E., Sanz, M., Tehnunen, J., Seufert, G., Vaccari, F., Vesala, T., Yakır, D. ve Valentini, R. On the separation of net ecosystem exchange into assimilation and ecosystem respiration: review and improved algorithm, Global Change Biology, 11, 1-16, 2005.

Smith, P., Powlson, D.S., Smith, J. U., Falloon, P. ve Coleman, K. Meeting Europe's climate change commitments: quantitative estimates of the potential for carbon mitigation by agriculture, Global Change Biology, 6, 525-539, 2000.

Smith, P., Andren, O., Karlsson, T., Perala, P., Regina, K., Rounsevell, M. ve Wesemael, B. V. Carbon sequestration potential in European croplands has been overestimated, Global Change Biology, 11, 2153-2163, 2005.

Suyker, A. E., Verma, S. B., Burba, G. G. ve Arkebauer T. J. Gross primary production and net ecosystem respiration of irrigated maize and irrigated soybean during a growing season, Agricultural and Forest Meteorology, 131, 180-190, 2005.

Şaylan, L., Kaymaz, Z., Bakanoğulları, F. TÜBİTAK 109R006 nolu proje 1. dönem araştırma geliştirme raporu, 2010a.

Şaylan, L., Kaymaz, Z., Bakanoğulları, F. TÜBİTAK 109R006 nolu proje 2. dönem araştırma geliştirme raporu, 2010b.

Şaylan, L., Kaymaz, Z., Bakanoğulları, F. TÜBİTAK 109R006 nolu proje 3. dönem araştırma geliştirme raporu, 2011.

Webb, E. K., Pearman, G. I., ve Leuning, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, Quarterly Journal of Royal Meteorological Society, 106, 85–100, 1980

İKLİM DEĞİŞİKLİĞİNİN TÜRKİYE'DEKİ BİTKİLERİN SICAĞA VE SOĞUĞA DAYANIKLILIK ZONLARI ÜZERİNDEKİ ETKİLERİ

Osman Yalçın YILMAZ[1], Doğanay TOLUNAY[2]
[1]İ.Ü. Orman Fakültesi Ölçme Bilgisi ve Kadastro Anabilim Dalı, Bahçeköy, Sarıyer İstanbul, yilmazy@istanbul.edu.tr
[2]İ.Ü. Orman Fakültesi Toprak İlmi ve Ekoloji Anabilim Dalı, Bahçeköy, Sarıyer İstanbul, dtolunay@istanbul.edu.tr

ÖZET
Bitki dayanıklılık zonları, bir yörede ilk defa kullanılacak herhangi bir çok yıllık bitki türünün, o yörede yetişip yetişmeyeceğine karar verilmesinde kullanılmaktadır. Bitki dayanıklılığı ekstrem koşullara uyum ile ilgilidir. Dayanıklılık kavramı görecelidir ve gelişmeyi sınırlandıran faktörlere göre değişmektedir. Bu nedenle kısıtlayıcı faktöre (kuraklık, tuzluluk, soğuk, sıcak, hava kirliliği vb) göre sınıflandırma yapılması gerekmektedir. Bu gibi farklı kısıtlayıcı faktörlerden soğuğa ve sıcağa dayanıklılık için çeşitli sınıflandırmalar geliştirilmiştir. Bu sınıflandırmalar USDA bitki soğuğa dayanıklılık ve AHS bitki sıcağa dayanıklılık zonları olarak bilinmektedir. Bitki soğuğa dayanıklılık zonları en düşük sıcaklık ortalamaları, bitki sıcağa dayanıklılık zonları ise sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamların ortalamasına göre ayrılmaktadır. Bitkilerin yetişebildikleri dayanıklılık zonları ise gözlemlere dayanarak belirlenmektedir. Daha sonra bir yöre ya da ülke için dayanıklılık zonları haritaları oluşturulmakta ve hangi zonda yetiştiği bilinen bir bitkinin o yörede yetişip yetişmeyeceği kararı verilmektedir. Bu iki sınıflandırmada da sıcaklık değerleri kullanıldığı için iklim değişikliği ile birlikte zon haritalarında değişiklikler olabilmektedir. Bu çalışma ile Türkiye için 1975-1993 ve 1994-2008 yılları arasındaki dönemler için bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları haritaları geliştirilmiş ve iki döneme ait dayanıklılık zonları haritalarında değişiklik olup olmadığı incelenmiştir. Sonuç olarak 1994-2008 yıllarında bitki soğuğa ve sıcaklığa dayanıklılık zonları haritalarında sıcaklık artışları nedeniyle değişmeler olduğu, çoğunlukla bir üst zona geçildiği ortaya konmuştur.

Anahtar kelimeler: *iklim değişikliği, bitki soğuğa dayanıklılık zonları, bitki sıcağa dayanıklılık zonları, Türkiye*

EFFECTS OF CLIMATE CHANGE ON PLANT COLD AND HEAT HARDINESS ZONES IN TURKEY

ABSTRACT
Plant hardiness zones are used to decide whether growing of firstly introducing a perennial plant species in a region. Plant hardiness is related with tolerance to extreme conditions. The term of "hardiness" is relative and changes depend on growth limiting factors. For this reason, it should be classified according to limiting factor (drought, salinity, cold, heat, air pollution etc.). Several classifications were developed by using cold and heat hardiness among limiting factors. These classifications are known as USDA plant hardiness and AHS plant heat zones. Plant cold hardiness zones are classified with regard to mean extreme annual minimum temperatures and plant heat hardiness zones are classified according to mean values of total number of the days with temperatures higher than 30 ^{o}C in a year. Plant growth hardiness zones are also determined by considering observations. Later, hardiness zone maps are produced for a region or country and a decision can be made on whether a plant which is known growing a zone can growth in that region. Zone

maps might change with alterations on climate change due to temperature values are used on both classifications. In this study, plant cold and heat hardiness zone maps were developed over 1975-1993 and 1994-2008 periods for Turkey and whether variations on plant hardiness zone maps exist between two periods. In conclusion, changes on plant cold and heat hardiness zone maps over 1994-2008 period because of temperature increase, and transitions to upper zones on some regions were determined.

Keywords: *climate change, plant hardiness zones, plant heat zones, Turkey*

GİRİŞ

Bitki dayanıklılık zonları bir bitkinin yetişebileceği bölgeleri belirlemek amacıyla oluşturulmuştur ve genellikle bir bölgede çeşitli amaçlarla (ormancılık, tarım, hortikültür vb.) ilk defa yetiştirilecek bir bitki türünün o bölgede yetişip yetişmeyeceği hakkında yardımcı olmaktadır. Bu amaçla yapılan çalışmalarının temeli ABD'ndeki Arnold Arboretumunda Rehder (1927) tarafından yapılan gözlemlere dayanılarak ve en düşük yıllık sıcaklık değerinin kullanılarak oluşturulan bir haritadır (Wyman ve Flint, 1967). Rehder (1927) tarafından yapılan çalışma değişik zamanlarda güncellenmiş ve 1990 yılında günümüzde de kullanılan ABD Tarım Bakanlığı (USDA) bitki dayanıklılık zonları sınıflandırması oluşturulmuştur. Bu sistemde 10 °F aralıkla 11 bitki dayanıklılık zonu (1-11) ayrılmıştır ve zonlarının ayrılmasında Rehder (1927) tarafından kullanılan en düşük sıcaklıklar yerine yıllık en düşük sıcaklıkların ortalamasından yararlanılmıştır. Bu sınıflandırmada en düşük sıcaklıklar kullanıldığı için, bu bitki dayanıklılık zonları, bitki soğuğa dayanıklılık zonları olarak kabul edilmektedir. Bu sınıflandırma sistemindeki zonlar ve bu zonlardaki sıcaklıklar Tablo 1'de verilmiştir.

Bitki soğuğa dayanıklılık zonlarına ek olarak, yine ABD'de bitki sıcağa dayanıklılık zonları sınıflandırma sistemi geliştirilmiştir (AHS, 1997). Bu sistemde sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamlarının ortalaması kullanılmaktadır. Çünkü bu sıcaklıktan itibaren bitki proteinleri aşırı sıcaktan dolayı zarar görebilmektedir (Giddings ve Soto Esperza, 2005). Bitki sıcağa dayanıklılık zonları ve bu zonlardaki sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamların ortalaması Tablo 1'de verilmiştir. Bu dayanıklılık sınıflandırma sistemi Amerikan Hortikültür Derneği (AHS) tarafından yapılmıştır ve bu nedenle AHS bitki sıcağa dayanıklılık zonları olarak bilinmektedir.

Tablo 1. Bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları

USDA Bitki Soğuğa Dayanıklılık Zonları			AHS Bitki Sıcağa Dayanıklılık Zonları	
Zon	Yıllık en düşük sıcaklıkların ortalaması[1]		Zon	Sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamların ortalaması[2]
	Fahrenheit	Celsius		
PHZ 1	> -50 °F	> -45.6 °C	AHZ 1	< 1
PHZ 2	-50 ile -40 °F	-40.0 ile -45.5 °C	AHZ 2	1 ile 7
PHZ 3	-40 ile -30 °F	-34.5 ile -39.9 °C	AHZ 3	> 7 ile 14
PHZ 4	-30 ile -20 °F	-28.9 ile -34.4 °C	AHZ 4	> 14 ile 30
PHZ 5	-20 ile -10 °F	-23.4 ile -28.8 °C	AHZ 5	> 30 ile 45
PHZ 6	-10 ile -0 °F	-17.8 ile -23.3 °C	AHZ 6	> 45 ile 60
PHZ 7	0 ile 10 °F	-12.3 ile -17.7 °C	AHZ 7	> 60 ile 90
PHZ 8	10 ile 20 °F	-6.7 ile -12.2 °C	AHZ 8	> 90 ile 120
PHZ 9	20 ile 30 °F	-1.2 ile -6.6 °C	AHZ 9	> 120 ile 150
PHZ 10	30 ile 40 °F	4.4 ile -1.1 °C	AHZ 10	> 150 ile 180
PHZ 11	> 40 °F	> 4.5 °C	AHZ 11	> 180 ile 210
			AHZ 12	> 210

[1] Cathey (1990), [2] AHS (1997)

Tablo 1'de verilen sınıflandırmaya göre bir bölge ya da ülke için dayanıklılık zonları haritaları da oluşturulabilmektedir. Örneğin ABD ve Meksika için Cathey (1990), tüm dünya için Magarey ve diğ. (2008), Avrupa için Heinze ve Schreiber (1984), Avustralya için Dawson (1991), Çin için Widrlechner (1997) tarafından bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritaları üretilmiştir. Bitki sıcağa dayanıklılık zonları haritaları ise sadece ABD (AHS, 1997) ve Meksika (Giddings ve Soto Esperza, 2005) için oluşturulmuştur. Bu haritalar yardımıyla hangi dayanıklılık zonunda yetiştiği bilinen bir bitkinin, nerelerde yetişebileceği ortaya konulabilmektedir.

Hem soğuğa hem de sıcağa dayanıklılık zonları haritaları, bitkilerin yaşayabildikleri zonlar bilinmeden kullanılamamaktadır. Bu nedenle uzun yıllar süren gözlemlerle bitkilerin yaşayabildikleri zonların belirlenmesi gerekmektedir. Soğuğa dayanıklılık ile ilgili gözlemler uzun yıllardır kayıt altına alınmaktadır ve çoğu botanik kitabında bitkilerin diğer özellikleri ile birlikte yaşadıkları bitki soğuğa dayanıklılık zonları da verilmektedir. Bitki sıcağa dayanıklılık zonları ise daha yeni olduğu için gözlemlere yeni başlanmıştır.

Bitki dayanıklılık zonları çoğunlukla çok yıllık bitkilerle ağaçlandırılacak bir bölgede tür seçimi değerlendirmelerinde kullanılmasına rağmen, bitki sağlığı risk analizlerinde için kullanımı da giderek artmaktadır (Magarey ve diğ., 2008).

Türkiye için bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları haritaları Yalçın ve Tolunay (2011) tarafından üretilmiştir. Bu haritaların üretilmesinde 1975-2008 yılları arasındaki meteorolojik veriler kullanılmıştır. Ancak DMİ (2010) tarafından 1994 yılından itibaren yıllık ortalama sıcaklıkların uzun yıllar ortalamasından yüksek olduğu belirtilmektedir. Bitki dayanıklılık zonları haritalarının üretilmesinde de sıcaklıklar temel alındığı için bu çalışma ile 1994 yılından sonra meydana gelen sıcaklık artışlarının bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zon haritalarında değişiklere neden olup olmadıkları incelenmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Çalışmada 355 meteoroloji istasyonunda 1975-2008 tarihleri arasında ölçülen aylık en düşük sıcaklık değerleri ve sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamları kullanılmıştır. Bu veriler Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünden (DMİ) sağlanmıştır. Meteorolojik veriler 1975-1993 ve 1994-2008 olarak iki alt döneme ayrılmıştır. Dönemlerin ayrılmasında 1994 yılından itibaren yıllık ortalama sıcaklıkların uzun dönem (1971-2000) sıcaklık ortalamalarından fazla olmasıdır (DMİ, 2010). Çalışma için öncelikle veriler irdelenmiş, kayıtların eksik olduğu yıllar değerlendirmeye alınmamıştır. Böylece arakestirim yapmak için; aylık en düşük sıcaklık değerleri için 265 istasyonun, sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamları için ise 251 istasyon verisi değerlendirmeye katılmıştır. Her istasyon için yıllık en düşük sıcaklık ve sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamlarının ortalamaları hesaplandıktan sonra istasyonlardaki bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonlarının belirlenmesi ve haritalanması aşamasına geçilmiştir. Bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları sınıflandırmalarında kullanılan değerler Tablo 1'de verilmiştir. USDA bitki soğuğa dayanıklılık zonları sınıflandırmasında ayrılan 11 zondan 1 ve 11 numaralı zonlar hariç diğerlerinde a ve b şeklinde alt zonlar mevcuttur. Ancak USA dışındaki ülke veya kıtalar için yapılan haritalarda bu şekildeki detaylı sınıflandırmalar fazla kullanılmamaktadır (Heinze ve Schreiber, 1984; Dawson, 1991; Widrlechner, 1997). Bunun nedeni bitkilerin yetişebildikleri dayanıklılık zonları için haritadaki kadar ayrıntılı incelemelerin yapılmamış olmasıdır. Bu yüzden çalışmamızda dayanıklılık zonları içindeki alt zonlar

ayrılmamıştır. Bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları haritalarının oluşturulmasında Regularized spline with tension method'dan yararlanılmıştır.

BULGULAR VE TARTIŞMA

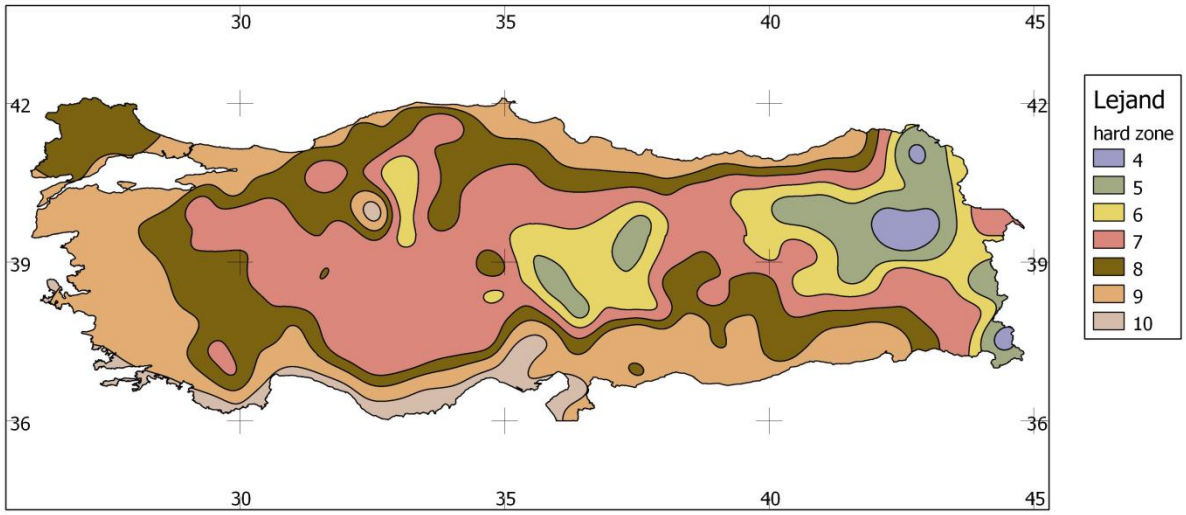
Bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritalarının üretilmesinde kullanılan yıllık en düşük sıcaklık ortalamasının en düşük olduğu yöre Ağrı olup, 1975-1993 döneminde -33,10 °C ve 1994-2008 döneminde -32,63 °C olarak hesaplanmıştır. En düşük sıcaklık ortalamalarının en fazla olduğu yerler ise 3,52 °C ile Kaş ve 3,13 °C ile Alanya'dır. Türkiye genelinde 1975-1993 döneminde -11,58 °C olan yıllık en düşük sıcaklık ortalaması, bir sonraki dönemde -10,91 °C'e yükselmiştir (Tablo 2). Sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamlarının ortalamaları 1975-1993 döneminde Türkiye geneli için 47,5 gün iken, 1994-2008 döneminde 58,7 güne çıkmıştır. Sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamlarının ortalamasının en fazla olduğu yer 1994 öncesinde 142,9 gün ile Birecik ve 1994 sonrasında ise 160,7 gün ile Cizre'dir (Tablo 2).

En düşük sıcaklık ortalamalarına dayanılarak 1975-1993 ve 1994-2008 dönemleri için ayrı ayrı üretilen bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritaları Şekil 1 ve Şekil 2'de verilmiştir. Buna göre Türkiye'de 11 bitki soğuğa dayanıklılık zonundan 4-10 arasındaki 7 zon mevcuttur. İncelenen 1975-1993 ve 1994-2008 dönemlerinde zon sayısında bir değişiklik olmamıştır. Yine her iki dönemde de Türkiye arazisinin büyük bir kısmı 7. bitki soğuğa dayanıklılık zonunda kalmaktadır. 7. ve 10. zonlardaki alanların miktarı 1994-2008 döneminde artarken diğer zonlarda ise azalmıştır (Tablo 3). Türkiye genelinde ortalama sıcaklıkların arttığı 1994 yılı sonrası dönemde bu ısınma nedeniyle Türkiye arazisinin % 8,19'unda bir üst zona geçiş olmuştur. Yine bu dönemde az da olsa sıcaklık azalması nedeniyle alt zona geçen yöreler de bulunmaktadır (Tablo 4).

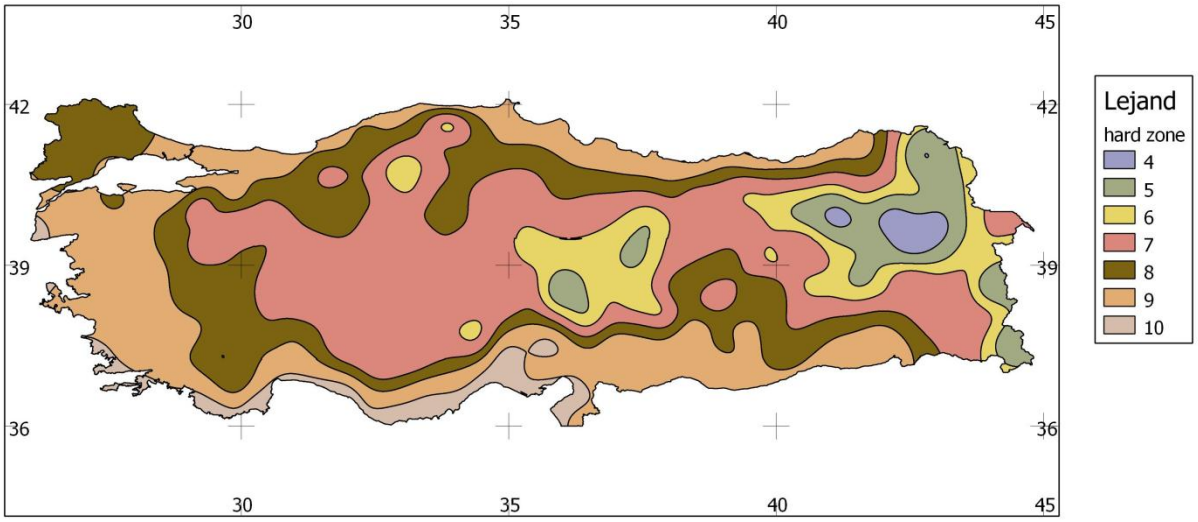
Tablo 2. Bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık haritalarının oluşturulmasında kullanılan parametrelere ait veriler

	1975-1993 dönemi				1994-2008 dönemi			
	Ortalama	Min.	Maks.	n	Ortalama	Min.	Maks.	n
Yıllık en düşük sıcaklıkların ortalaması (°C)	-11,58± 7,73	-33,10 (Ağrı)	3,52 (Kaş)	266	-10,91± 7,59	-32,63 (Ağrı)	3,13 (Alanya)	265
Sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamların ortalaması	47,5 ± 31,6	3,2 (İnebolu)	142,9 (Birecik)	252	58,7 ± 31,1	5,1 (Başkale)	160,7 (Cizre)	251

Min.: Minimum; Maks.: Maksimum; n: Değerlendirilen istasyon sayısı



Şekil 1. Türkiye'nin 1975-1993 yılları arasındaki USDA bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritası



Şekil 2. Türkiye'nin 1994-2008 yılları arasındaki USDA bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritası

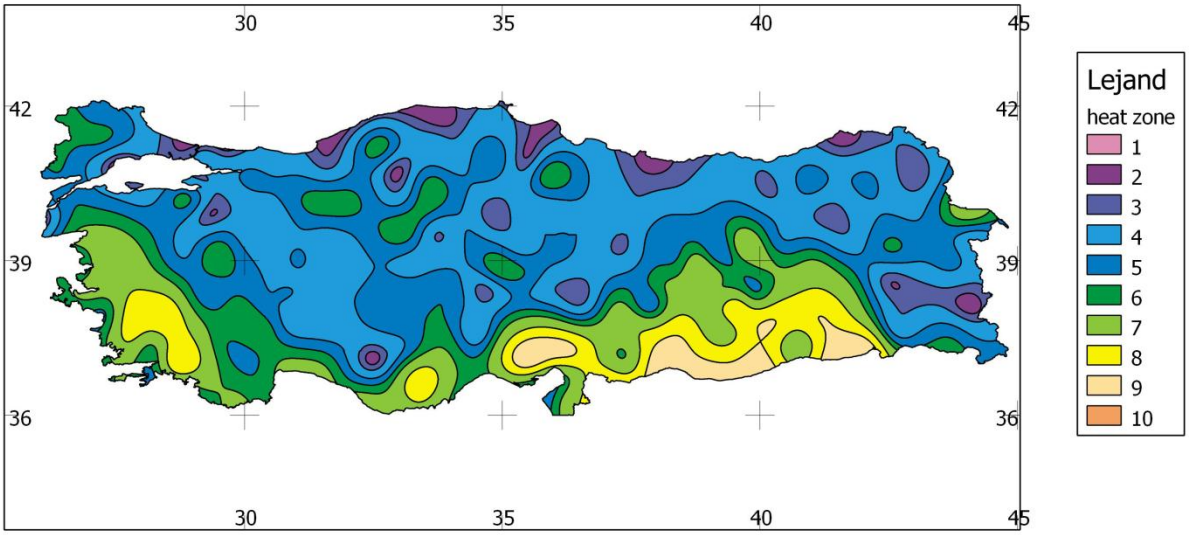
Tablo 3. Türkiye arazi varlığının USDA bitki soğuğa dayanıklılık ve AHS bitki sıcağa dayanıklılık zonlarına dağılımı (ha)

USDA Bitki Soğuğa Dayanıklılık Zonları			AHS Bitki Sıcağa Dayanıklılık Zonları		
Zonlar	Dönemler		Zonlar	Dönemler	
	1975-1993	1994-2008		1975-1993	1994-2008
PHZ 1	-	-	AHZ 1	-	-
PHZ 2	-	-	AHZ 2	1.221.058	259.399
PHZ 3	-	-	AHZ 3	5.273.047	916.361
PHZ 4	991.405	896.610	AHZ 4	24.968.459	11.121.264
PHZ 5	5.264.434	4.642.211	AHZ 5	18.430.784	19.735.653
PHZ 6	8.454.685	7.376.779	AHZ 6	10.317.939	20.044.743
PHZ 7	23.451.228	25.432.191	AHZ 7	10.004.157	15.010.359
PHZ 8	18.266.485	18.196.830	AHZ 8	5.473.373	7.018.470
PHZ 9	18.764.533	18.532.829	AHZ 9	2.170.808	3.346.630
PHZ 10	2.666.857	2.782.177	AHZ 10		406.746
Toplam	77.859.627	77.859.627	Toplam	77.859.625	77.859.625

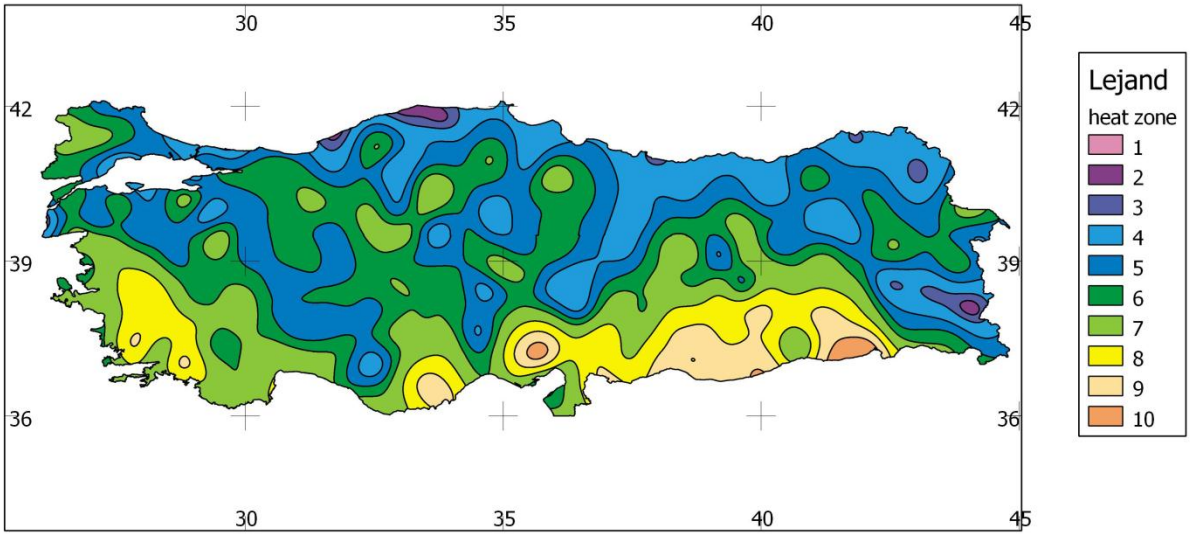
Tablo 4. 1975-1993 dönemindeki bitki soğuğa dayanıklılık zonlarında 1994-2008 yıllarında meydana gelen değişim (ha)

Zonlar	USDA Bitki Soğuğa Dayanıklılık Zonlarındaki Değişim (ha)						Toplam
	-3	-2	-1	0	1	2	
PHZ 4				751.435	239.970		991.405
PHZ 5			145.175	4.188.323	930.936		5.264.434
PHZ 6			213.918	6.215.858	2.024.909		8.454.685
PHZ 7			229.985	21.594.787	1.598.586	27.870	23.451.228
PHZ 8			1.543.638	15.593.811	1.116.889	12.147	18.266.485
PHZ 9		182.617	1.003.272	17.110.546	468.098		18.764.533
PHZ 10	86.240	1.161	277.524	2.301.932			2.666.857
Toplam	86.240	183.778	3.413.512	67.756.692	6.379.388	40.017	77.859.627
%	0,11	0,24	4,38	87,02	8,19	0,05	100,00

1975-1993 ve 1994-2008 dönemlerindeki Türkiye bitki sıcağa dayanıklılık zonları haritaları Şekil 3 ve Şekil 4'te gösterilmiştir. 1975-1993 döneminde 12 bitki sıcağa dayanıklılık zonundan 2-9. zonlar arasındaki toplam 8 zon Türkiye'de bulunmaktadır. Bu dönemde Türkiye'de en geniş alan kaplayan bitki sıcaklık zonu 4. zon iken daha sonraki dönemde ise 6. zon olmuştur. 1994-2008 döneminde sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamların ortalaması 150-180 gün arasında olan 10 nolu sıcağa dayanıklılık zonununda Türkiye'de olduğu belirlenmiştir. Dolayısıyla 1994 yılı sonrasında sıcaklığa dayanıklılık zonları sayısı artmıştır. 1994-2008 döneminde 2.-4. sıcaklığa dayanıklılık zonlarının kapladıkları alanlar azalırken 6.-10. zonların ise artmıştır (Tablo 3). Türkiye arazisinin % 33,40'ında bitki sıcaklığa dayanıklılık zonu değişmezken, % 54,49'unda bir üst sıcaklığa dayanıklılık zonuna geçmiştir. Zon değişiminin iki üst zon olduğu alanların oranı ise % 9,97 kadardır (Tablo 5). Az da olsa (toplam % 2 kadar) alt zonlara geçen yöreler de bulunmaktadır.



Şekil 3. Türkiye'nin 1975-1993 yılları arasındaki AHS bitki sıcağa dayanıklılık zonları haritası



Şekil 4. Türkiye'nin 1994-2008 yılları arasındaki AHS bitki sıcağa dayanıklılık zonları haritası

İki farklı dönem için üretilen Türkiye bitki soğuğa ve sıcağa dayanıklılık zonları haritaları incelendiğinde 1994-2008 yıllarında zonların çoğunlukla 1 üst zona kaydığı belirlenmiştir. Bu durum son 15 yıllık dönemde sıcaklıklarda meydana gelen artıştan kaynaklanmaktadır. Bitki sıcağa dayanıklılık zonlarında meydana gelen değişimler soğuğa dayanıklılık zonlarına göre daha belirgindir. Bu duruma ise sıcaklığın 30 ^{o}C≥ olduğu günlerin yıllık toplamlarının artması neden olmuştur. Bitki dayanıklılık zon haritalarında iklim değişikliği nedeniyle meydana gelen değişimler farklı ülkeler içinde ortaya konmuştur. Örneğin National Arbor Day Foundation (2006) tarafından, ABD için 1990 yılında üretilen USDA bitki soğuğa dayanıklılık zonları haritası güncellenmiştir ve soğuğa dayanıklılık zonlarının kuzeye doğru kaydığı sonucuna ulaşılmıştır. Benzer şekilde revize edilmiş Kanada bitki dayanıklılık zonları haritasında, zonların yine iklim değişikliği nedeniyle özellikle Batı Kanada'da değiştiği belirlenmiştir (McKenney ve diğ., 2001).

Tablo 5. 1975-1993 dönemindeki bitki sıcağa dayanıklılık zonlarında 1994-2008 yıllarında meydana gelen değişim (ha)

Zonlar	AHS Bitki Sıcağa Dayanıklılık Zonlarındaki Değişim (ha)						Toplam
	-2	-1	0	1	2	3	
AHZ 2			251.150	342.647	624.428	2.833	1.221.058
AHZ 3		8.249	571.536	4.389.090	304.172		5.273.047
AHZ 4		2.178	6.100.148	14.710.954	4.091.146	64.033	24.968.459
AHZ 5		7.598	4.198.766	11.940.836	2.283.584		18.430.784
AHZ 6		494.268	3.417.699	6.226.914	174.425	4.633	10.317.939
AHZ 7	24.660	595.062	6.238.195	2.860.306	285.934		10.004.157
AHZ 8		197.633	3.724.015	1.551.282	443		5.473.373
AHZ 9		259.724	1.504.781	406.303			2.170.808
AHZ 10	24.660	1.564.712	26.006.290	42.428.332	7.764.132	71.499	77.859.625
Toplam	0,03	2,01	33,40	54,49	9,97	0,09	100,00

Çalışma ile geniş alanlar için bitki gelişimini etkileyen sıcaklık değerleri kullanılarak yapılan sınıflandırmalara göre haritalar üretilmiştir. Bu haritalar küresel iklim değişikliğinin etkileri hakkında fikir vermektedir. Ancak Türkiye'de meteoroloji istasyonlarının çoğunun yerleşim alanlarında olması, bazı istasyonların kapatılması, yeni bazı istasyonların açılması, ormanların bulunduğu dağlık alanlarda ise fazla meteoroloji istasyonu bulunmaması ve Türkiye'nin dağlık arazi yapısı sonuçların hassasiyetini düşürmektedir. Nitekim meteoroloji istasyonları arasındaki ortalama uzaklık 70 km kadardır. Bu durum da noktasal iklim verilerinden alansal verilerin üretilmesinde hata oranlarının artmasına neden olmaktadır. İklim değişikliği sorunlarının yaşandığı günümüzde iklimin değerlendirilmesi için sağlıklı verilere ihtiyaç bulunmaktadır. Çoğu gelişmiş ülkede meteoroloji istasyon ağları yoğun olarak oluşturulmakta, gelişmekte olan ülkelerde ise ekonomik nedenlerle istasyon ağları yetersiz kalmaktadır (Güler ve Kaya, 2007). Bu nedenle Türkiye'de dağlık ve kırsal alanlardaki meteoroloji istasyonlarının sayılarının arttırılması gerekmektedir.

SONUÇLAR

İklim değişikliği olgusunun varlığı uzun yıllardır tartışılmasına rağmen, günümüzde sıcaklıklardaki artışlar, yağışların düzensizleşmesi, kara ve deniz buzullarındaki erimeler, ekstrem meteorolojik olayların daha sık meydana gelmesi, bitkilerin vejetasyon dönemlerinin daha erken başlaması gibi bir çok gösterge dünyanın iklim değişikliğinin etkisi ile karşı karşıya kaldığını göstermektedir. Ancak iklim değişikliğinin özellikle doğal ekosistemler üzerindeki etkilerinin çok yavaş seyretmesi ve etkilerin çoğunlukla diğer faktörlerle karıştırılması bir sorun oluşturmaktadır. Konu ile ilgili diğer bir sorun da iklim değişikliğinin bir süreç olması ve araştırılmasının oldukça zor olmasıdır. Bu nedenle iklim değişikliği ile ilgili çalışmalar genellikle modelleme ve uzun süreli izleme çalışmaları ile sınırlı kalmaktadır. Sunulan bu çalışma ile de Türkiye'de 1975 ve 2008 yılları arasındaki aylık en düşük sıcaklıklar ve sıcaklığın 30 $^{o}C\geq$ olduğu günlerin yıllık toplamlarının ortalamaları kullanılarak iki farklı dönem (1975-1993 ve 1994-2008) için bitki sıcağa ve soğuğa dayanıklılık zonları haritaları oluşturulmuştur. Sonuç olarak 1994-2008 periyodu için oluşturulan her iki dayanıklılık zonları haritasında da ısınma nedeniyle çoğunlukla bir üst zona geçişler belirlenmiştir. Bu durum Türkiye'de 1941-2008 yılları arasında ortalama 0,64 ^{o}C artan ve 1994 sonrasında daha da belirginleşen (DMİ, 2010) ısınmadan kaynaklanmaktadır. Bu sonuçlar ışığında bir bölgede çeşitli amaçlarla (ormancılık,

meyvecilik, bahçecilik vb.) yapılacak bitkilendirme çalışmalarında tür seçiminde dikkatli olunması ve değişen iklim koşullarının da göz önüne alınması gerektiğini ortaya koymaktadır. Türkiye'de verimsiz orman alanlarının ağaçlandırılması ve rehabilitasyonu için 2008-2012 yıllarını kapsayan "ağaçlandırma ve erozyon kontrolü seferberliği eylem planı" yürürlüğe konulmuştur (ÇOB, 2007). Bu eylem planına göre 5 yıllık dönemde 252 bin ha alanda ağaçlandırma yapılması hedeflenmektedir. Ayrıca 2009 yılında yayınlanan "Türkiye Ulusal İklim Değişikliği Strateji Belgesi" nde bozuk ormanların rehabilitasyonu ve ağaçlandırma çalışmaları iklim değişikliği ile mücadelede önemli bir strateji olarak gösterilmiştir (ÇOB, 2009). Bu ağaçlandırma çalışmalarında tür seçimi yapılırken bitki dayanıklılık zonlarındaki değişiklikler de dikkate alınmalıdır. Ek olarak ağaçlandırmalarda kullanılacak bikri türlerinin ekolojik istekleri de belirlenmelidir. Çalışmada teorik olarak dayanıklılık zonları haritalarındaki değişimlere odaklanılmıştır. Bu değişimlerin bitki gelişimi üzerindeki etkileri incelenememiştir. Ancak sıcaklık artışlarının bitki gelişimi üzerinde doğrudan ya da dolaylı olarak olumsuz etkilerinin olması beklenmelidir. Bu nedenle son dönemlerde Türkiye'de görülen sıcaklık artışlarının bitki gelişimi üzerindeki etkilerine yönelik araştırmalara da ihtiyaç vardır. Bu çalışmada yağışlar dikkate alınmamıştır. Sıcaklığa bağlı olarak yağışlarda da düzensizlikler olabilmektedir. Bitki gelişimi açısından son derece önemli olan yıllık yağışların da iklim değişimi ile değişip değişmediği konusunda araştırmalara ihtiyaç bulunmaktadır.

TEŞEKKÜR

Yazarlar meteorolojik verilerin kullanılmasına izin veren Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü'ne teşekkür ederler.

KAYNAKLAR

AHS, 1997. Plant heat zone map. American Horticultural Society, Virginia USA. http://www.ahs.org/pdfs/05_heat_map.pdf (Son erişim 07 Mart 2011).

Cathey, H.M., 1990. USDA plant hardiness zone map [map]. Washington, DC: U.S. Department of Agriculture. USDA Misc. Pub. No. 1475. http://www.usna.usda.gov/Hardzone/ushzmap.html (Son erişim 07 Mart 2011).

ÇOB, 2007.Ağaçlandırma ve erozyon kontrolü seferberliği eylem planı 2008-2012. Çevre ve Orman Bakanlığı yayını, Ankara.

ÇOB, 2009.Türkiye Cumhuriyeti Ulusal iklim değişikliği strateji belgesi. Çevre ve Orman Bakanlığı yayını, Ankara.

Dawson, I., 1991. Plant hardiness zones for Australia. Australian Horticulture 90,37-39.

DMİ, 2010. 2009 Yılı İklim Verilerinin Değerlendirmesi. http://www.dmi.gov.tr/FILES/verideger/2009-iklim-verileri.pdf (Son erişim 07 Mart 2011).

Giddings, L.E., Soto-Esparza, M., 2005. Plant heat zones of Mexico. Revista Chapingo Serie Horticultura, 11, 365-369.

Güler, M., Kaya, T., 2007. Alansal dağılım özelliği gösteren iklim parametrelerinin coğrafi bilgi sistemleri ile belirlenmesi ve kullanım alanları; genel bir bakış. Journal of Faculty of Agriculture OMU 22, 322-328.

Heinze, W., Schreiber, D., 1984. Eine neue Kartierung der Winterhaertezonen für Geholze in Europa. Mitteilungen der Deutsches Dendrologisches Gesellschaft, 75, 11-56.

Magarey, R.D., Borchert, D.M., Schlegel, J.W., 2008. Global plant hardiness zones for phytosanitary risk analysis. Scientia Agricola, 65, 54-59.

McKenney, D., Hutchinson, M.F., Kesteven, J.L., Venier L.A., 2001. Canada's plant hardiness zones revisited using modern climate interpolation techniques. Canadian Journal of Plant Science, 81, 129–143.

National Arbor Day Foundation, 2006. 2006 arborday.org Hardiness Zone Map. www.freetrees.com/media/zones.cfm (Son erişim 07 Mart 2011).
Rehder, A., 1927. Manual of Cultivated Trees and Shrubs. Macmillan, New York.
Widrlechner, M.P., 1997. Hardiness Zones in China (color map). North Central Regional Plant Introduction Station, Ames, I.A. http://www.ars.usda.gov/SP2UserFiles/Place/36251200/Graphics/Climate_china.pdf (Son erişim 07 Mart 2011).
Wyman, D., Flint, H.L., 1967. Plant Hardiness-Zone Maps. Arnoldia, 27(6), 53-56.
Yılmaz, O.Y., Tolunay, D., 2011. Distribution of the major forest tree species in Turkey within spatially interpolated plant heat and hardiness zone maps. Unpublished manuscript

ESTIMATION OF SOIL HEAT FLUX USING DIFFERENT METHODS

Johannes ECKSTEIN[1], Levent ŞAYLAN[1], Barış ÇALDAĞ[1]
[1]İstanbul Teknik Üniversitesi Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34469, Maslak, İstanbul, j_eckstein@hotmail.com; saylan@itu.edu.tr; caldag@itu.edu.tr

ABSTRACT
In this study, the soil heat flux (G) is introduced and described physically. Different estimation methods for soil heat flux are presented. These approximation equations are then applied to measurements taken on an experimental field in Kırklareli/Turkey during the growing season 2010. New coefficients were estimated for methods using meteorological parameters. The results of equations used to estimate G from remote sensing data are also examined and the differences emphasized. It can be concluded that G must be measured for accurate results.

Key words: *Soil heat flux, energy balance, remote sensing, maize.*

INTRODUCTION
Soil heat flux is the part of the energy balance of a surface, given in Eq. (1). The other components are the sensible heat flux into the atmosphere (H), the transfer of energy by latent heat (LE) at the surface and the net radiation R_n. The sign convention of Eq. (1) was chosen to be positive for G, H and LE when directed away from the surface (into the ground for G and into the atmosphere for H and LE) and positive for R_n when directed towards the surface from the atmosphere (Arya, 2001; Camuffo and Bernardi, 1982).

$$R_n = G + H + LE \tag{1}$$

Since R_n is the only energy source, diurnal variations of all the remaining fluxes are also dependent on solar radiation. While net radiation is positive during daytime and negative during night time, the sum of the other fluxes behaves the same way for compensation. Distributions of these three terms depend on many factors, including meteorological conditions, agricultural management and soil characteristics.
When calculating evapotranspiration by some equations, G is often neglected or set to zero. One of the reasons behind this is the fact that the average value of the soil heat flux during one day is very small compared to R_n, because its direction is changed oppositely during night. By simple comparison, Idso et al. (1975) showed that G can easily reach 40% or more of the energy provided by net radiation. It can even become the most important component of the energy balance, so over bare soil, during night time or after sunrise (Liebethal et al., 2005). The closure of the energy balance depends as much on G as on H and LE. If it is measured correctly, closure with an error as small as 10% can be achieved (Liebethal et al., 2005). Most equations to determine evapotranspiration and thus the need for irrigation depend on the available energy (R_n–G) (Idso et al., 1975). This makes the correct determination of G and the development of the easily applicable measurement techniques important.

PHYSICAL DESCRIPTION OF SOIL HEAT FLUX
There are two approaches to describe the soil heat flux by physical equations. The first one is the traditional heat conduction equation based on Fourier's law, Eq. (2), where k_s is the thermal conductivity of the soil. The thermal conductivity depends strongly not only on

the general composition and the soil materials but also on soil moisture. As soil moisture is highly variable, especially in the upper layers, and the temperature gradient $\partial T/\partial z$ has to be determined at z=0, the top of the soil surface, Eq. (2) is difficult to apply in its pure form.

$$G = k_s \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \tag{2}$$

A second approach to describe the soil heat flux is the heat diffusion equation in its one-dimensional form, Eq. (3). ρ_s and c_s are soil density and specific heat, respectively. These properties are also dependent on soil water content. Eq. (3), especially when integrated over z, presents a second approach to determine the soil heat flux. If Eq. (2) is combined with (3), the resulting Eq. (4) contains only soil temperature as a variable. For constant soil parameters, this equation can be solved analytically and then explains the exponential decrease of the amplitude in soil temperatures and its shift in time (Arya, 2001).

$$\frac{\partial G}{\partial z} = -\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial z} \tag{3}$$

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(k_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} \tag{4}$$

The determination of the soil characteristics ρ_s, c_s and k_s is necessary to correctly determine the soil heat flux. These are highly variable with the type of soil, its exact composition, temperature, and also the soil water content. Since ρ_s, c_s and k_s are the constants determining G, their measurement as a function of time is as important as the measurement of soil temperature.

MATERIAL AND METHODS

Measuring Site and Experiment

The measurement site is located at Atatürk Soil and Water Resources Research Institute in Kırklareli city of Thrace region in Turkey. Two meteorological stations were installed on a maize field, which is about 3.5 ha in size. One of them contains the instruments for the measurement the components of energy fluxes. For this, a net pyradiometer, a rain gauge, two psychrometers, two soil heat flux plates, wind speed and direction, infrared surface temperature and soil temperature sensors are installed at different depths and heights in and above soil surface (Figure 1). The data considered in this experiment were taken during the growing period of maize in 2010. Plant phenology began with planting on April 27 and completed with harvest on September 22, so the experiment lasted 148 days in total. Data was recorded every second and averaged then over 10 minutes.

Figure 1: Sensors used for the collection of net radiation (left) and soil heat flux data (right).

Methods of Approximation

The easiest way to estimate G traditionally followed is to simply assume that it is equal to zero. However, as has been pointed out in the introduction, the reasons for this cannot withstand the real importance of G as part of the energy balance equation. The second easiest way is to approximate G according to Eq. (5) (Cellier et al., 1996). Here, a_1 and a_2 are constants. When considering single days, values for the determination coefficient r^2 between 0.894 and 0.988 can be found (Idso et al., 1975). When averaged over several days, this value reduces to a meagre 0.26 to 0.35 (Cellier et al., 1996). Of course a_1 and a_2, depending on soil composition, crop coverage, latitude and soil water content, vary at least from day to day, making this method applicable only in a constant environment after initial measurements have been taken. a_1 gives the part of R_n that is transferred as heat into the ground. As noted above, a_1 reaches values up to 0.5, making the soil heat flux all but neglectable (Idso et al., 1975).

$$G(R_n) = a_1 R_n + a_2 \tag{5}$$

Cellier et al. (1996) use daytime means to evaluate Eq. (5) and then model G. They find that the value of the determination coefficient can be increased when measuring over bare soil and considering wind speed, as in Eq. (6). If a time shift between R_n and G is considered, an approximation of G with $r^2 = 0.72$ can be achieved.

$$G(R_n, U) = R_n(b_1 U + b_2) \tag{6}$$

A different approach to approximate G comes from attempts to measure the components of the energy balance equation by remote sensing, as done by the models SEBAL (Surface Energy Balance Algorithm) (Bastiaanssen et al., 1998) and METRIC (Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration) (Allen et al., 2007). Bastiaanssen et al. (1998) accept that the soil heat flux depends on soil properties which are summarized by the albedo of the surface, and the attenuation by the canopy covering the soil (Bastiaansen, 2000). By evaluating different sets of data, the following Eq. (7) to approximate G is derived:

$$G = R_n T_0 (0.0038 + 0.0074\alpha)(1 - 0.98(NDVI)^4) \tag{7}$$

Here, α is the albedo, NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) is calculated according to NDVI = (NIR-VIS)/(NIR+VIS), exact bands depending on the instrument, and T_0 is the surface temperature value. r^2 for both parts of the equation is found to be 0.76 and 0.61 respectively (Bastiaanssen et al., 1998).

Allen et al. (2007) propose a different equation in METRIC, given below as Eq. (8), where T_0 again stands for the value of surface temperature and LAI for the leaf area index. This equation has been validated in Kimberly, USA and was found to predict G "relatively accurately" (Allen et al., 2007).

$$G = 1.80T_0 + 0.084Rn \quad \text{(LAI < 0.5)} \quad \text{(8a)}$$

$$G = R_n(0.05 + 0.18\exp(-0.521LAI) \quad \text{(LAI > 0.5)} \quad \text{(8b)}$$

Methods to Measure

Many methods to measure soil heat flux have been developed, their approach depending on the choice between Eqs. (2), (3) and (4) and the way they handle the soil characteristics. The most common method to measure the soil heat flux, based on the equation of heat conduction (Eq. (2)) and also followed upon by us, is by heat flux plates. These are thermopiles enclosed in a disc, which measures the differential temperature across the ceramics-plastic composite body, usually 8 cm in diameter and 0.5 cm thick. The temperature gradient across the plate induces voltage that is directly related to the soil heat flux through the plate. Since the soil heat flux plates do not measure G at the surface, the storage in the layer of soil has to be determined. This is achieved by measuring the temperature gradient in the layer and $\rho_s c_s$ with the help of soil water content measurements.

RESULTS

Observation on a daily basis

Energy fluxes above maize were measured from April 27 to September 22, 2010. The relationship between R_n and G was analysed for different time scales. Fig. 2 presents the variation both components during one day. As can be seen, R_n and G are positive during daytime and negative at night. The relationship of G with R_n is examined for a single day, June 13, 2010. An average of 5% of the energy provided by R_n was given off into the ground. The time series and plot of G over R_n is given in Fig. 2.

The first remarkable property is the circular shape of the measured values around the mean. Night-time values are grouped in the lower left corner, while morning values are lower and afternoon values of G higher than the mean. A time shift between R_n and G can also be observed. This is caused by the thermal conductivity of the soil between the soil heat flux plates and the surface and the storage of heat in the canopy. It is thus influenced by the soil water content and leaf area index and increases with time. By manually examining the shift in time, the formula ‘time shift=time lag between maxima + 1’ was found. But more investigation is needed in this point. If the G data is shifted, a very good linear relationship (r^2=0.97) between both parameters can be estimated (Fig. 2).

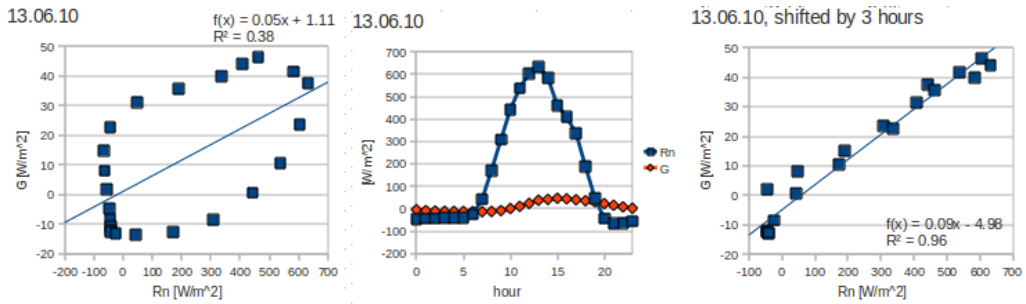


Figure 2: Variation of G and R_n on June 13, 2010.

We go on to examine the following days (Fig. 3). June 14 to 17 exhibit similar properties, all being just as dry as June 13 with no precipitation. On June 18, the picture is disturbed greatly, r^2 reaching only a value of 0.03. Since the first watering of the field took place on the same day, it does not seem far-fetched to assume the latter as the cause. One mechanism never considered to transfer heat into the ground, or derive the soil of heat, is by transfer of mass, in this case the water percolating through the soil. The soil water content does not generally influence the fact that G is driven mainly by R_n. The next day already features the well-known circular shape again.

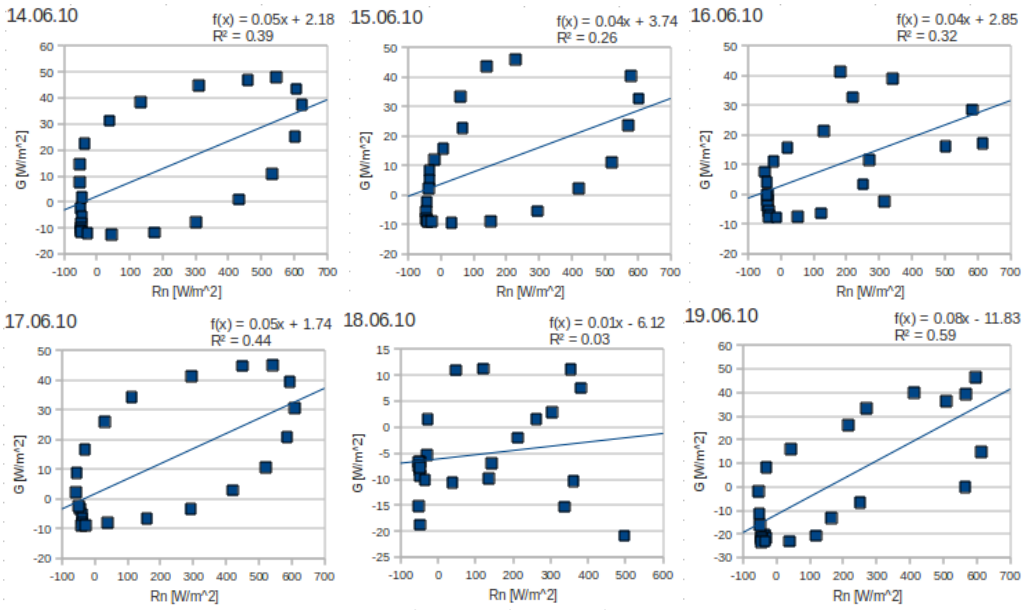


Figure 3: Variation of G and Rn on the on June 14 to 19.
Irrigation (80 mm) took place on June 18.

Modelled by Daytime Averages

To further examine the relationship between G and R_n, we follow Cellier et al. (1996) in examining daytime averages of R_n and G over bare soil. Daytime was defined by values $R_n>0$, corresponding to the time 7am to 7pm for the beginning of the growing period. Since measurement began on April 27 and plants sprouted on May 7, there were 11 days of bare ground.

Daytime averages were used in estimating the coefficients of Eqs. (5) and (6), given in Table 1. These coefficients were then used to model half-hourly values during the beginning of the growing period (Figs. 3, 4 and Table 2). The results are good, although there is no improvement when including wind speed.

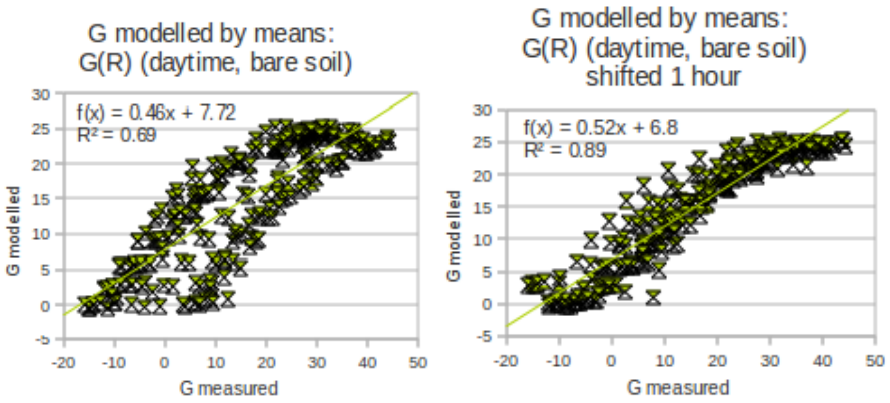


Figure 4: Half hour mean values of G modelled by daytime averages of R_n during time with bare ground, April 27 to May 10.

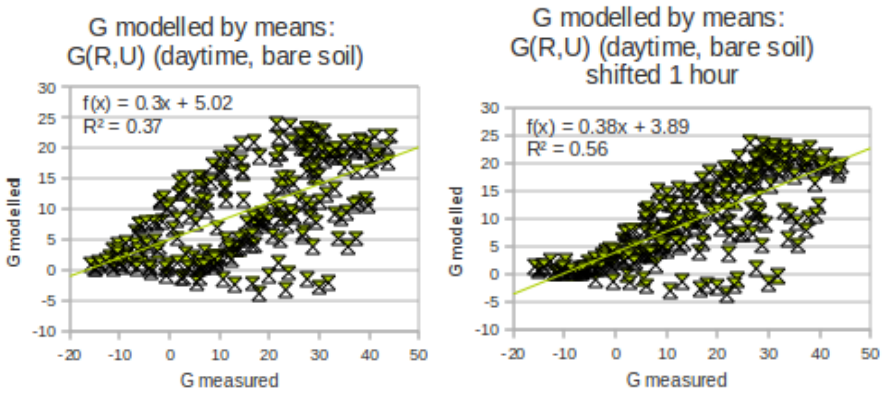


Figure 5: Half hour mean values of G modelled by daytime averages of Rn and U during time with bare ground, April 27 to May 10.

There was no or one hour time lag between the maximum values of R_n and G from April 27 to May 7, 2010. After applying the rule 'shift=lag+1', shifting the values by one hour, the relationship between the modelled and measured G values is improved. We could thus conclude that hourly values of G are well correlated with its relationship with R_n on a daytime-basis. But the range of G is not well met, the approximated values are too small, the modelled values reaching only little over half. Night-time values of the period with bare ground were also examined, but there is no correlation between the variables, the results are also given Tables 1 and 2.

When examining only the measured values, both of the above approximation techniques seem questionable. G is already well correlated with R_n, reaching $r^2 = 0.69$ for regular and 0.89 for the shifted values (Table 2). Both methods can thus only serve to illustrate the relationship of G with R_n and U.

Table 1: Models of G by R_n and wind speed U over bare soil with means.

	$G(R_n) = a_1 R_n + a_2$			$G(R_n, U) = R_n(b_1 U + b_2)$		
	a1	a2	r²	b1	b1	r²
Daytime means	0.05	0.74	0.45	-0.01	0.06	0.67
Nighttime means	0.5	15.2	0.73	0.02	0.2	0.13

Table 2: Results of the model given in Table 1, used on half-hourly values.

	$G(R_n) = a_1 R_n + a_2$			$G(R_n, U) = R_n(b_1 U + b_2)$			No model: $G(R_n) = c_1 R_n + c_2$		
	a_1	a_2	r²	b_1	b_2	r²	c_1	c_2	r²
daytime	0.46	7.72	0.69	0.3	5.02	0.3	0.08	-8.18	0.69
d, 1h shift	0.52	6.8	0.89	0.38	3.89	0.56	0.09	-11.24	0.89
nighttime	0.01	12.64	0.02	-0.01	-12.7	0	0.06	-9.39	0.02
n, 1h shift	0.06	13.16	0.26	0.21	-9.95	0.14	0.06	-9.4	0.02

Modelled for Remote Sensing

The results of the equations developed by Bastiaanssen et al. (1998) (Eq. (7)) and Allen et al. (2007) (Eq. (8)) are now examined. Since both of these equations depend on indices of plant growth, NDVI and LAI respectively, only daily data can be considered here. On the other hand, the equations were developed for the overpass of a satellite, so momentary values are meant to be calculated by the models. Both attempts were tested.

In Eq. (7), a standard value of 0.23 was accepted as albedo for maize because no measurement was taken (Arya, 2001). NDVI was measured six times during the growing period; daily values were retrieved from a polynomial fit. Taking a look at the results of daily averages (Fig. 6 and Table 3), actually not intended by the equation, we see that the actual G values are normally not met by the model. But the values are not completely out of range, a small bias can be observed. When considering noon values, as intended, the approximated G is much too high, often by a factor of 2 or more and correlation is not better.

Next, the Eq. (8) is considered. This equation is made up of two parts, the first being for practically bare soil implied by LAI<0.5. This is examined first. The results look quite good (Fig. 6, Table 3), r² reaching 0.92 for daily means and 0.70 for noon values. When examining the range however, it has been estimated that G is overestimated by a factor of ten and four for daily means and noon values respectively. This is no surprise, the equation being mainly the product of R_n with a constant.

The second part of the equation meant for LAI>0.5, does not perform any better (Fig. 7, Table 3), at least when considering mean daily values. Fluctuations and the values are too high on average. The picture does get a little better when using the equation to estimate values at noon, as intended. r^2=0.41 can be considered a relatively good value in this matter, but the values are again too high.

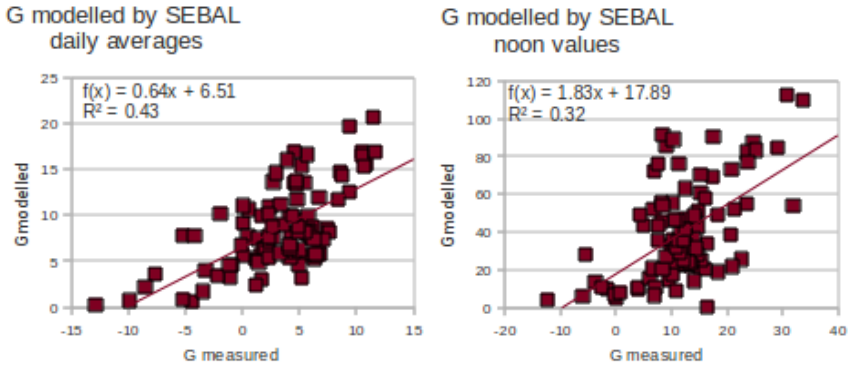


Figure 6: Approximated values for G by the equation proposed in SEBAL.

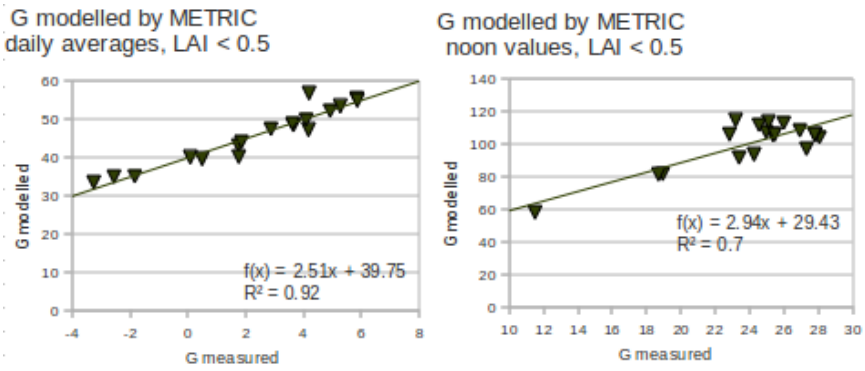


Figure 7: Approximated values for G from METRIC for LAI<0.5

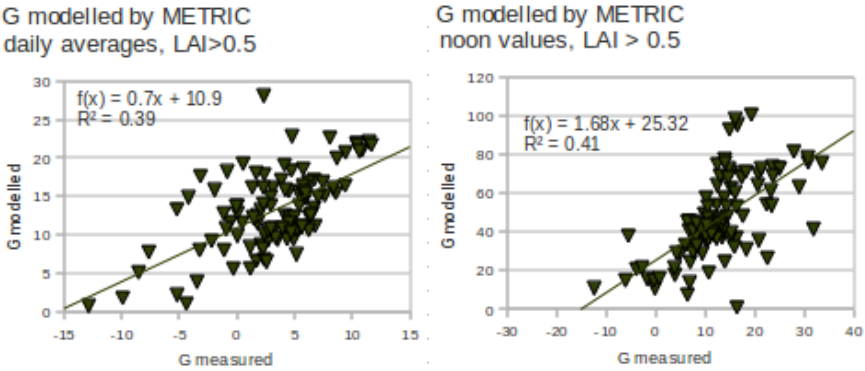


Figure 8: Approximated values for G from METRIC for LAI>0.5

Table 3: Results of the models for G used in SEBAL and METRIC.

	SEBAL, Eq. (7)		METRIC, LAI<0.5, Eq. (8a)		METRIC, LAI>0.5, Eq. (8b)	
	daily	noon	Daily	noon	daily	noon
r^2	0.43	0.32	0.92	0.7	0.39	0.41
overesti-mated by	Not	2 to 3	10 to 20	4	2 to 3	3 to 4

CONCLUSION

In this study, the soil heat flux was modelled by four different methods and then compared to actual values measured by heat flux plates. Associated data were collected on a maize field in Kırklareli, Turkey. Modelling the averages, Eqs. (5) and (6), gave fair results when the data were shifted. The equations used in remote sensing models, Eqs. (7) and (8), were also tested. However, these equations did not yield good correlations because of the overestimated values. Maybe another approach for G is needed for the closure of the energy balance from remote sensing. It has been seen that more studies to test the used models are to be conducted under different meteorological, soil and soil water conditions before they can be applied in Turkey.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank TUBITAK for supporting the project (TUBITAK 1001, Project Number 109R006) titled "Determination of CO_2, H_2O and energy fluxes for winter wheat".

REFERENCES

Allen, R. G., Tasumi, M., Trezza, R. Satellite-based energy balance for mapping evapotranspiration with internalized calibration METRIC_model, Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 380-394, July/August 2007.

Arya, S. P. Introduction to Micrometeorology, Academic Press, San Diego, 2001.

Bastiaansen, W. G. M.,. Sebal-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz basin, Turkey, Journal of Hydrology, 229, 87-100, 2000.

Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., and Holtslag, A. A. M., A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 1. Formulation, Journal of Hydrology, 212-213, 198-212, 1998.

Camuffo, D., Bernardi, A. An observational study of heat fluxes and their relationships with net radiation. Boundary Layer Meteorology, 23, 359-368, 1982.

Cellier, P., Richard, G., Robin, P. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere, Agricultural and Forest Meteorology, 82, 245-265, 1996.

Idso, S. B., Aase, J. K., Jackson, R. D. Net radiation - soil heat flux relations influenced by soil water content variations, Boundary Layer Meteorology, 9, 113-122, 1975.

Liebethal, C., Huwe, B., Foken, T. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches, Agricultural and Forest Meteorology, 132, 253-262, 2005

UZAKTAN ALGILAMANIN TARIMSAL METEOROLOJİ'DE KULLANILMASI: KIRKLARELİ ÖRNEĞİ

Sezel KARAYUSUFOĞLU[1], Levent ŞAYLAN[2], Barış ÇALDAĞ[2], Osman ÇAYLAK[2], Elif SEMİZOĞLU[2], Yunus ÖZKOCA[2], Fatih BAKANOĞULLARI[3]

[1]Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Hava Tahminleri Dairesi Başkanlığı, Ankara, skarayusufoglu@dmi.gov.tr
[2]İstanbul Teknik Üniversitesi Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34469, Maslak, İstanbul, saylan@itu.edu.tr, caldagb@itu.edu.tr, caylak@itu.edu.tr, semizoglue@itu.edu.tr, ozkoca@itu.edu.tr
[3]Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü, Kırklareli, fatihb@kirklarelitopraksu.gov.tr

ÖZET

Bu çalışmada TÜBİTAK desteği ile yürütülen "İklim Değişiminin Bitki Gelişimine Olası Etkilerinin Bitki Gelişim Modelleri ile İncelenmesi" ve "Buğday Bitkisinin CO_2, H_2O ve enerji akılarının belirlenmesi" isimli projeler kapsamında Kırklareli'nde buğday, mısır ve ayçiçeği bitkileri üzerinde spektroradyometre ile yapılan ölçümlerden elde edilen Normalleştirilmiş fark bitki indeksi (NDVI) değerleri ile MODIS uydusundan alınan NDVI ürünü ilişkilendirilmiştir. Buna göre, buğday bitkisi için r^2=0.74, ayçiçeği bitkisi için r^2=0.86 ve mısır bitkisi için ise r^2=0.93 değerleri elde edilmiştir. Sonuçlar göstermektedir ki ekili alanlara ait uydu verileri kullanılarak bitki gelişimi takip edilebilir. Ancak yersel gerçek verilerle olan ilişkileri dikkate alınarak uydu verilerinin değerlendirilmesi gerekmektedir.

Anahtar Kelimeler: *Tarımsal Meteoroloji, Uzaktan Algılama, NDVI.*

USE OF REMOTE SENSING IN AGROMETEOROLOGICAL APPLICATIONS: KIRKLARELI EXAMPLE

ABSTRACT

In this study, within the projects supported by TUBITAK under the titles of "Investigation of Possible Effects of Climate Change to Crop Growth by Crop Growth Models" and "Determination of CO_2, H_2O and Energy Fluxes of Wheat", Normalised Difference Vegetation Index (NDVI) values of winter wheat, sunflower and maize crops, in Kırklareli are obtained with spectroradiometer measurements are related to MODIS satellite NDVI product. According to that, r^2 is obtained as 0.74 for winter wheat, 0.86 for sunflower and 0.93 for maize. Results shows that, using satellite data of the croplands, crop growth can be followed. However, it is necessary to evaluate the satellite data by considering its relation with measured data at ground level.

Keywords: *Agrometeorlogy, Remote Sensing, NDVI.*

GİRİŞ

Tarımsal meteorolojide bitki gelişiminin izlenmesi meteorolojik faktörlerin bu gelişime yapabileceği etkilerin daha iyi değerlendirilebilmesi bakımından önemlidir. Bitki gelişiminin önemli göstergelerinden biri düzenli olarak yapılan bitki fenolojik kayıtları yanı sıra genellikle araştırma düzeyinde yapılan yaprak alan indeksi, bitkinin boyu, biyokütlesi ve bitkinin spektral özelliklerinin takibidir. Bitki gelişim aşamalarının gözlemle takibinin yanı sıra, yerinde spektroradyometre ile yapılan ölçümler ile elde

edilen spektral bitki indeksleri vasıtası ile hem bitkilerin gelişim aşamaları hem de durumları değerlendirilebilir.

Spektral bitki indeksleri özel seçilmiş en az iki spektral banda ait değerler vasıtası ile elde edilen ve bitkilerin özelliklerini ön plana çıkararak daha iyi anlaşılmasını sağlayan spektral dönüşümlerdir (Falk ve ark., 2004). Örneğin; bitki örtüsü elektromanyetik spektrumun yakın kızılötesi (NIR) ve görünür (VIS) kırmızı bölgelerinde oldukça farklı yansıtma özelliklerine sahiptir. Yakın kızılötesi bandında sağlıklı bitkiler yüksek yansıtma değerlerine sahipken görünür banttaki radyasyonu absorbe ederler. Tam tersi olarak da sağlıksız ya da hasta bitki örtüsü de yakın kızılötesi bandında düşük yansıtma ve görünür bantta da yüksek yansıtma değerlerine sahiptir. Bu iki banttaki farklı karakteristiklerden yaralanarak bitki örtüsü hakkında bilgi sahibi olunabilir.

Bitki-iklim etkileşimi ve bitkisel gelişimini de kapsayan bitkilerdeki farklılıkların uzun süreli takibinde bu indeksler yaygın olarak kullanılmaktadır (Kim ve ark., 2010). NDVI; hem gelişim aşamalarının hem de bitki su içeriği ve sağlık durumunun küresel olarak takibinde en sık kullanılan ve kabul görmüş bir spektral bitki indeksidir (Jiang ve Huete, 2010; Jiang ve ark., 2006).

Bitki gelişim aşamalarının bölgesel ve küresel ölçekte doğru bir şekilde gözlemlenmesi modellerin geliştirilmesinde, yıllık değişimin ekosistemdeki yansımalarının takip edilmesinde ve ekosistemin daha iyi analiz edilmesinde büyük önem taşımaktadır (Zhang ve ark., 2003). Tüm ekim alanlarını birebir takip etmek ve yerinde ölçümler yapmak her zaman mümkün olmayabilir. Gelişen teknoloji ile ulaşılması güç yerlere ait veriler elde edilerek bu bölgelerin takibi kolaylaşmaktadır. NOAA tarafından uzaya gönderilen Terra ve Aqua uydularında taşınan MODIS'ten (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) NDVI verisine ulaşılabilmektedir. Bu veriler 250 m uzaysal çözünürlükte ve 16 günlük bütünleştirilmiş değerler olarak alınıp bulutluluk etkisi minimize edilmiştir.

Pekçok avantajının yanı sıra, indekslerin orana dayanan yapısı, ölçeklendirme sorunları, bitki örtüsünün arka planındaki (toprak yapısı, içeriği vb.) değişime olan hassasiyet ve bulutluluk gibi verinin aktarılmasında sorun teşkil eden atmosferik koşullar NDVI'ın dezavantajları olarak sayılabilir (Huete ve ark., 2002; Tittebrand ve ark., 2009). Ancak yerinde spektroradyometre ile yapılacak ölçümler ile bu hatalar giderilerek uydu verileri düzeltilebilir (Hill ve ark., 2006). Böylelikle ulaşılması zor ve hatta imkansız olan bölgelere ait uydu verileri kalibre edilerek elde edilmesi kolay, maliyeti düşük ve doğruluğu yüksek bilgiler kullanılarak bitki örtüsünün durumu (tarımsal kuraklık vb.) daha iyi değerlendirilebilir.

Tittebrand ve ark. (2009), beş farklı yüzey örtüsünün (çim, kışlık buğday, mısır, çam ve kayın ağaçları) ölçüm kulelerinden ve uydudan alınan verilerini kullanarak NDVI değerlerini hesaplamış, atmosferik ve arka plan etkilerini minimize ederek yer ölçümlerinin uydu verilerini tamamlayıcı olduğunu gözlemlemişlerdir. En iyi sonucu kış buğdayı ve çim için elde ederken, en büyük farklar ise çam ve ladin ormanları üzerinde yapılan ölçümlerde tespit edilmiştir.

Huemmrich ve ark.(1999), dört bölgede ölçüm kulelerinden fotosentetik aktif radyasyon (PAR) ve global radyasyon verilerini ölçerek bu verilerden NDVI hesaplamışlardır. Geniş

bantta yapılan ölçümlerle kulelerden dar bantta yaptıkları ölçümlerin büyük ölçüde uyumlu olduğunu görmüşlerdir.

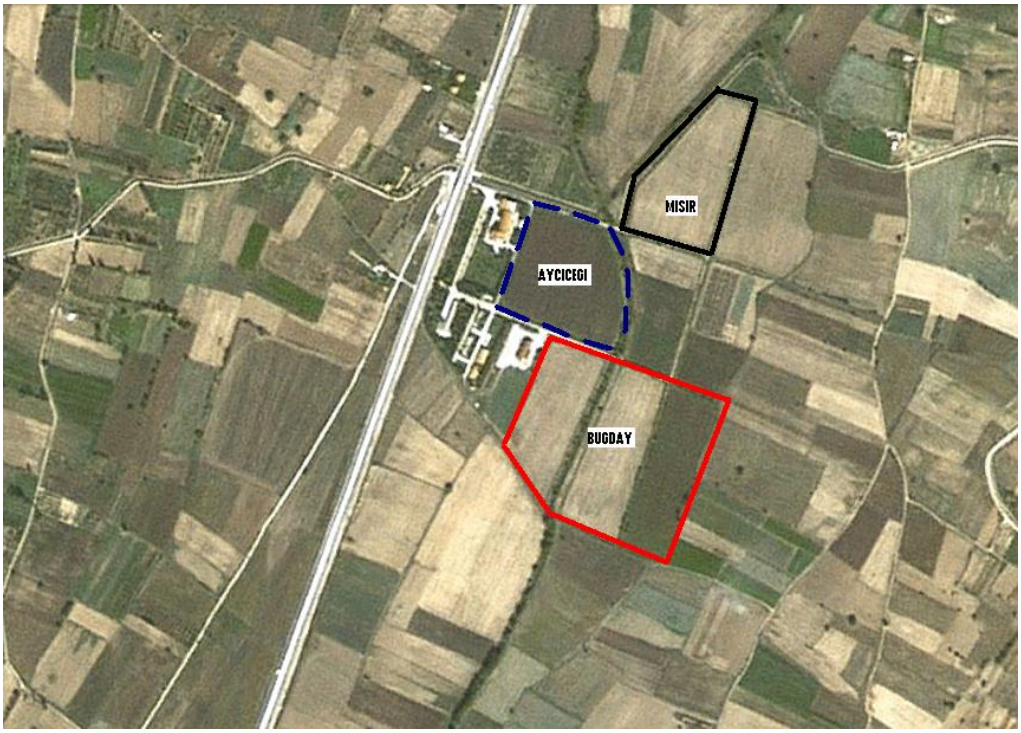
Wang ve ark. (2004), yerde yaptıkları ölçümler ile uydu verilerini karşılaştırdıklarında bitkinin gelişme dönemi boyunca çok iyi ilişki gözlerken tüm yıl boyunca bakıldığında uydu verileri ve yerde yapılan ölçümlerin uyumsuzluk gösterdiği; mevsimsel bazda bakıldığında özellikle kış mevsimi süresince korelasyon katsayılarının azaldığını belirlemişlerdir.

Bu çalışmada Kırklareli Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü arazisinde ekili olan buğday, mısır ve ayçiçeği bitkileri üzerinde yerinde spektroradyometre ile yapılan ölçümler ile MODIS'ten temin edilen kompozit NDVI ürünü arasındaki ilişkiler bir gelişme dönemi boyunca ortaya konulmuştur. Bu çalışmada yapılan analizler, Ekim 2009 ile Ağustos 2010 arasındaki verileri kapsamaktadır.

MATERYAL VE METOT

Deneme Alanı ve Kullanılan Veri

Bu çalışmada seçilen bitkiler (kışlık buğday, ayçiçeği ve mısır) Kırklareli Atatürk Toprak ve Su Kaynakları Araştırma Enstitüsü arazisinde ekilmiştir. Aşağıdaki Şekil 1 bu bitkilerin araştırma enstitüsünde ekildiği alanları göstermektedir.



Şekil 1: Uygulamanın yapıldığı deneme alanı, Kırklareli

Bitkilerin üzerindeki meteorolojik parametrelerin ölçülebilmesi için her bir ekili alana meteorolojik istasyonlar kurulmuştur. Kurulu istasyonlarda rüzgar şiddeti ve yönü, hava sıcaklığı, bağıl nem, global ve net radyasyon, fotosentetik aktif radyasyon, yüzey sıcaklığı, toprak sıcaklıkları, ısı akıları, toprak su içeriği ve yağış miktarı ölçülmüştür. (Şaylan ve ark., 2010). Meteorolojik verilerin yanı sıra el spektroradyometresi yardımı ile (FieldSpec HandHeld Portable Spectroradiometer, ASD Inc.) bitkilerin üzerinde spektral yansıtma değerleri düzenli aralıklarla ölçülmüştür (Şekil 2). Yer ölçümleri ile ilişkilendirilmek üzere

250 m uzaysal çözünürlüğe sahip olan 16 günlük kompozit Aqua/MODIS MYD13Q1 NDVI ürünü temin edilmiştir.

Şekil 2: El spektroradyometresi ile ölçüm işlemi (Resimlerin tüm hakları saklıdır. İzinsiz kullanılamaz).

Normalleştirilmiş Fark Bitki İndeksi (NDVI)

Bitki örtüsü elektromanyetik spektrumun yakın kızılötesi (NIR) ve görünür (VIS) kırmızı bölgelerinde oldukça farklı yansıtma özelliklerine sahiptir. Sağlıklı bitkiler yakın kızılötesi bölgede yüksek yansıtmaya sahipken, görünür bölgedeki radyasyonu ise absorbe eder. NDVI, bitki örtüsünün durumunun incelenmesinde sıklıkla kullanılmaktadır (Rouse ve ark., 1973).

NDVI, aşağıdaki Eşitlik 1 ile hesaplanır:

$$NDVI = \frac{NIR - VIS}{NIR + VIS} \quad (1)$$

UYGULAMA

Çalışmada el spektroradyometresi ile her üç bitki için de (buğday, ayçiçeği, mısır) ekili alanda ölçümler yapılarak 325 -1075 nm arasındaki bölgede bitkilerin spektral yansıtma değerleri düzenli aralıklarla kaydedilmiştir. Özellikle kış mevsiminde gelişimini sürdüren buğday bitkisinde spektroradyometre ölçümlerini bulutluluk vb. meteorolojik şartlar etkilemiştir.

Aqua/MODIS uydusundan temin edilen 16 günlük kompozit veriler zaman serisi haline dönüştürülerek zamansal çözünürlüğü yer ölçümleri ile karşılaştırılabilir hale getirilmiş ve uygun bir eğri ile temsiliyeti sağlanmıştır. Bitkiler üzerinde NDVI ölçümleri yaklaşık olarak 2 haftada bir yapılmıştır. Bu veri setleri de zaman serisi haline getirilerek uygun bir eğri oturtulmuştur.. Her bir bitki için ölçülen NDVI ve uydudan elde edilen NDVI değerleri arasında ilişkiler elde edilmiştir.

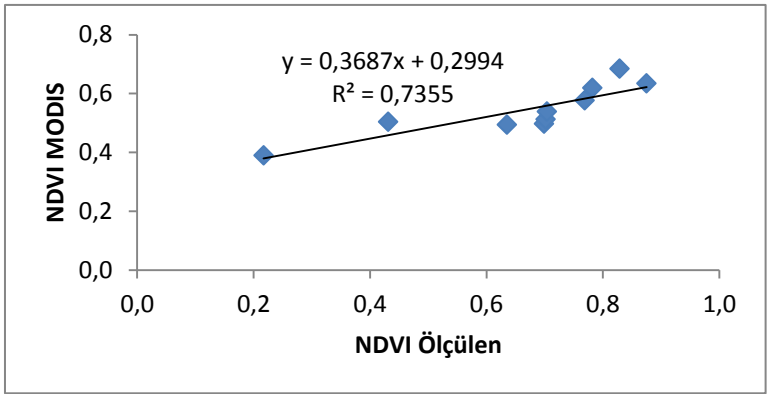
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

Buğday bitkisi için yapılan ölçümler ve bu tarihleri kapsayan uydu verileri mutlak ve bağıl hata değerleri Tablo 1'de gösterilmektedir.

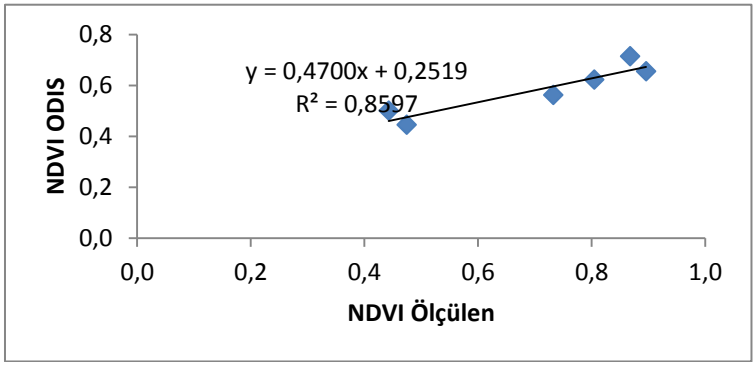
Tablo 1: Buğday, ayçiçeği ve mısır bitkileri için ölçülen NDVI ile uydudan alınan verinin karşılaştırılması.

	Ölçüm Tarihleri	NDVI (Ölçülen)	NDVI (MODIS)	Mutlak Hata	Bağıl Hata
BUĞDAY BİTKİSİ	**10.12.2009**	0,635	0,493	0,142	0,224
	19.02.2010	0,699	0,496	0,203	0,290
	05.03.2010	0,702	0,512	0,190	0,270
	18.03.2010	0,704	0,538	0,166	0,236
	02.04.2010	0,769	0,576	0,194	0,252
	29.04.2010	0,875	0,634	0,241	0,275
	13.05.2010	0,829	0,684	0,145	0,175
	27.05.2010	0,782	0,618	0,164	0,210
	10.06.2010	0,431	0,504	-0,073	-0,168
	26.06.2010	0,217	0,389	-0,172	-0,793
AYÇİÇEĞİ BİTKİSİ	**13.05.2010**	0,475	0,444	0,031	0,065
	27.05.2010	0,733	0,561	0,171	0,233
	10.06.2010	0,805	0,621	0,184	0,229
	26.06.2010	0,896	0,655	0,242	0,270
	13.07.2010	0,868	0,713	0,155	0,179
	17.08.2010	0,443	0,500	0,057	0,129
MISIR BİTKİSİ	**27.05.2010**	0,504	0,449	0,055	0,109
	11.06.2010	0,739	0,542	0,197	0,267
	26.06.2010	0,805	0,688	0,117	0,145
	13.07.2010	0,904	0,768	0,136	0,150
	17.08.2010	0,863	0,652	0,211	0,244
	31.08.2010	0,531	0,617	0,086	0,162

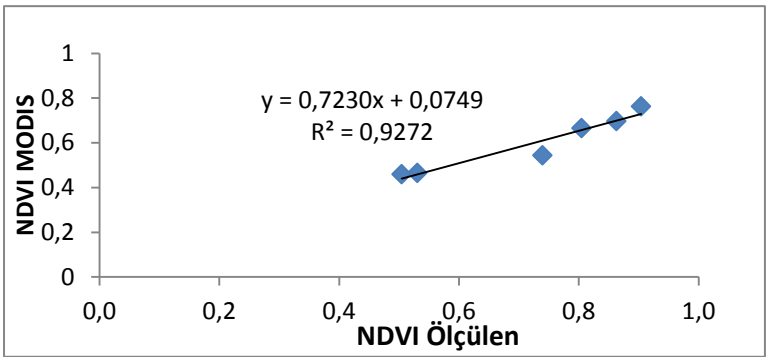
Şekil 3-5'te görüleceği gibi, ölçülen ve uydudan temin edilen NDVI değerleri arasında sırasıyla buğday, ayçiçeği ve mısır bitkileri için doğrusal ilişkiler tespit edilmiştir. İki veri seti arasındaki determinasyon katsayıları buğday için $r^2 = 0.74$, ayçiçeği için $r^2 = 0.86$, mısır için $r^2 = 0.93$'dir.



Şekil 3: Buğday bitkisi için ölçülen ve uydudan elde edilen NDVI verilerinin karşılaştırılması.



Şekil 4: Ayçiçeği bitkisi için ölçülen ve uydudan elde edilen NDVI verilerinin karşılaştırılması.



Şekil 5: Mısır bitkisi için ölçülen ve uydudan elde edilen NDVI verilerinin karşılaştırılması.

Sonuçlar göstermektedir ki yapılan spektral yansıtma ölçümlerinden elde edilen NDVI ile uydudan elde edilen NDVI değerleri arasında özellikle mısır bitkisi için oldukça yüksek doğrusal bir ilişki belirlenmiştir. En kötü ilişki buğday bitkisi için bulunmuştur. Elde edilen ilişkiler göstermektedir ki uydudan elde edilen veriler ile yer ölçümleri arasında farklılıklar bulunmaktadır.

Bu farklılıkların daha iyi tespit edilebilmesi için tek bir gelişme dönemi yerine, daha uzun bir periyotta ve farklı toprak-bitki şartlarında ilişkilerin incelenmesi yararlı olacaktır. Bunun sonunda elde ilişkiler gelecekte modellerden elde edilen sonuçların değerlendirilmesinde yardımcı olacaktır. Böylece, daha sonraki çalışmalarda, bölgede bu bitki tiplerinin gelişme durumu kolaylıkla takip edilebilir. Bunlara ilave olarak yüzeyin yansıtma özellikleri ile fotosentez veya karbon birikimi arasında ilişkiler belirlenip yüzeyden meydana gelen karbondioksit akıları tespit edilebilir.

Yersel ölçümler ile uzaktan algılama verilerinin karşılaştırılması, uzaktan algılama verilerinin daha iyi analiz edilmesi imkanını da sağlayacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma, TÜBİTAK tarafından desteklenen "İklim Değişiminin Bitki Gelişimine Olası Etkilerinin Bitki Gelişim Modelleri ile İncelenmesi" ve "Buğday Bitkisinin CO_2, H_2O ve enerji akılarının belirlenmesi" isimli projelerde elde edilen verilere dayanmaktadır. Bu nedenle TÜBİTAK'a desteklerinden dolayı teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

Falk M., Meyers T., Black A., Barr A., Yamamoto S., Verma S., Baldocchi D. Seasonal course of normalized difference vegetation index 'NDVI' derived from tower data, Session 2.10, 26th Conference on Agricultural and Forest Meteorology, Vancouver, British Columbia, 23-26 August 2004.

Hill M. J., Held A. A., Leuning R., Coops N. C., Hughes D., Cleugh H. A. MODIS spectral signals at a flux tower site: relationships with high-resolution data, and CO2 flux and light use efficiency measurements, Remote Sensing of Environment 103, 351–368, 2006

Huemmrich K. F., Black T. A., Jarvis P. G., McCaughey J. H., Hall F. G. High temporal resolution NDVI phenology from micrometeorological radiation sensors, Journal of Geophysical Research, 104(22), 27935–27944, 1999.

Huete A., Didan K., Miura T., Rodriguez E. P., Gao X., Ferriera L. G. Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices, Remote Sensing of Environment, 82, 195–213, 2002.

Jiang, Z. Y., Huete, A. R. Linearization of NDVI Based on its Relationship with Vegetation Fraction, Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 76(8), 965-975, 2010.

Jiang, Z. Y., Huete, A. R., Chen, J., Chen, Y. H., Li, J., Yan, G. J., Zhang, X. Y. Analysis of NDVI and scaled difference vegetation index retrievals of vegetation fraction, Remote Sensing of Environment, 101(3), 366-378, 2006.

Kim, Y., Huete, A. R., Miura, T., Jiang, Z. Y. Spectral compatibility of vegetation indices across sensors: band decomposition analysis with Hyperion data, Journal of Applied Remote Sensing, 4, 43520, 2010.

Rouse, J. W., Haas, R. H., Schell, J. A., Deering, D. W., Harlan, J. C. Monitoring the vernal advancements and retrogradation (greenwave effect) of nature vegetation, NASA/GSFC Final Report, Greenbelt, 1973.

Şaylan L., Bakanoğulları F., Çaldağ B., Çaylak O., Özkoca Y., Semizoğlu E., Karayusufoğlu S. İklim değişiminin bitki gelişimine olası etkilerinin bitki gelişim modelleri ile incelenmesi, I. Ulusal Toprak ve Su Kaynakları Kongresi, Eskişehir, 1-4 Haziran 2010.

Tittebrand A., Spank U., Bernhofer C. H. Comparison of satellite and ground-based NDVI above different land use types, Theoretical and Applied Climatology, 98,171-186, 2009.

Wang, Q., Tenhunen, J., Dinh, N. Q., Reichstein, M., Vesala, T., Keronen, P. Similarities in ground- and satellite-based NDVI time series and their relationship to physiological activity of a Scots pine forest in Finland, Remote Sensing of Environment 93, 225–237, 2004.

Zhang, X. Y., Friedl, M. A., Schaaf, C. B., Strahler, A. H., Hodges, J. C. F., Gao, F., Reed, B. C., Huete, A. R. Monitoring vegetation phenology using MODIS. Remote Sensing of Environment, 84(3), 471-475, 2003

INCREASING RESOLUTION OF TEMPERATURE MAPS BY USING GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS (GIS) AND TOPOGRAPHY INFORMATION

Mesut DEMİRCAN[1], İlker ALAN[2], Serhat ŞENSOY[3]

1, Geodesy and Photogrametry Engineer, Climatological Division, Turkish State Meteorological Service (TSMS), Ankara, mdemircan@dmi.gov.tr

2, Geomorphologist, Research Division, TSMS, Ankara, ialan@dmi.gov.tr

3, Agricultural Engineer, Climatological Division, TSMS, Ankara, ssensoy@dmi.gov.tr

ABSTRACT:

A GIS-based method for deriving high-resolution (in space) maps of mean temperature (Base Period; 1971-2000) is developed for Turkey. Heights (one of terrain variables) and lapse rate value (changing rate of temperature with height) are used as predictors of temperatures on 1km resolution of grid points, using a lapse rate-based approach. In this study**,** mean annual temperature values measured at 228 meteorological stations of Turkish State Meteorological Service over Turkey are used for visualization and interpolation to reveal spatial distribution of mean annual temperature values. Mean annual temperatures have been obtained from period of 1971-2000 long term temperature data sets. Elevation data have been obtained from digital elevation models (DEM) with the help of GIS. There have been studied with temperature data of in and around Uludağ stations to determine value of lapse rate. Lapse rate have been found average 5°CKm^{-1} with regression coefficient (R^2) 0.97. Temperature data from 78 stations for first group and 103 stations for second group have been selected from 228 meteorological stations and used during the study. 150 stations for first group and 125 stations for second group were retained for validation. For observations and predicted temperature values of first group (150 stations); maximum, minimum and mean errors are respectively, 2.89, -3.20 and -0.14°C and root-mean-square-error (RMSE) is 1,025 and regression coefficient (R^2) is 0.93. For observations and predicted temperature values of second group (125 stations); maximum, minimum and mean errors are respectively, 2.64, -3.17 and -0.18°C and root-mean-square-error (RMSE) is 0,868 and regression coefficient (R^2) is 0.94. In addition, the method was applied to ERA40 re-analysis data set of the European Center for Medium-Term Weather Forecasts (ECMWF) for method validation. For observations and extracted temperature values of stations; maximum, minimum and mean errors are respectively, 3.1, -3.8 and -0.3°C and root-mean-square-error (RMSE) is 1.114 and regression coefficient (R^2) is 0.94. Predicted temperature values in study, were compared with mean temperature data from the World Climate Data (WorldClim) which were produced by ANUSPLIN model for data verification. For predicted and WorldClim temperature values; maximum, minimum and mean errors are respectively, 2.5, -1.9 and 0.5°C and root-mean-square-error (RMSE) is 0.793 and regression coefficient (R^2) is 0.97.

Key words: *Temperature, Climate, Lapse Rate, Height, Geographical Information Systems (GIS)*

INTRODUCTION

Meteorological measurements cannot be done in every part of country both due to lack of appropriate topographical condition and high costs of measurement. In countries, with a large and mountainous geography, observation stations often cannot be covered all country. For this reason, different models can be used to detection of changes in temperatures depending on the topography and to derive temperature data. Geographical Information Systems (GIS) used to increase the resolution of the climate model output and

meteorological measurements maps, particularly has been a tool since the 2000's. There are some model studies which are made by Geo-statistical and Geographical Weighted Regression (GWR) tools of GIS programs, and using temperature, height, slope and aspect data and the maps were produced. However, these models, although statistically correct, does not reflect the distribution of the temperature depending on topography as climatological perspective.

In this study, it is intended to predict temperature data for the areas which has not got temperature measurement and for this purpose relationship between temperature and elevation data are used. Lapse Rate is defined as the change of temperature with height. Lapse Rate has been changed according to the amount of moisture in air with a rate between 0.5°C to 1.0°C. It is expected to this predicted data can be meet demands of sectors for their analysis and planning.

Temperature changes depending on some factors such as latitude, altitude, sunshine, distance to water sources, vegetation, aspect and so on however, it is a climate parameter which has continuity over topography. Temperature variation shows slowly changing depending on latitude and geographical factors, and does not make sudden jumps or interruptions. In particularly, mean temperatures carry effect of place properties which they occurs in, within their values. It appears that the most important factors in mean temperature variation are altitude and latitude.

Mean annual temperature values measured at 228 meteorological stations of Turkish State Meteorological Service over Turkey are used for visualization and interpolation to reveal spatial distribution of mean annual temperature values. Mean annual temperatures have been obtained from period of 1971-2000 long term temperature data sets. Elevation data have been obtained from digital elevation models (DEM) with the help of GIS (Figure 1).

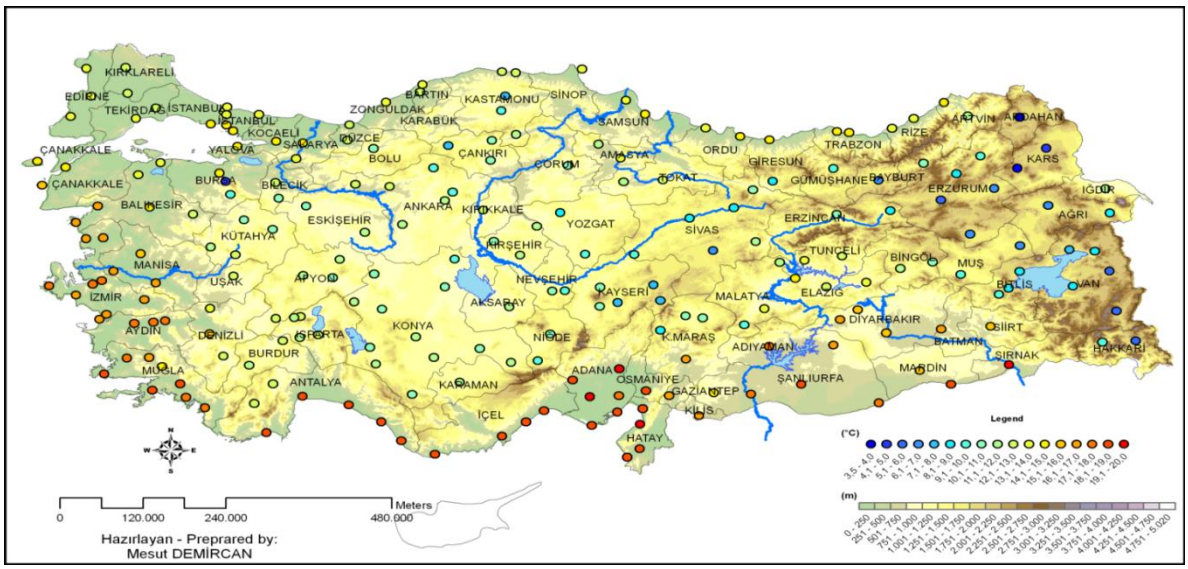


Figure 1 Observed mean temperature values (1971-2000, 228 stations) and Turkey's Digital Elevation Map (DEM)

METHOD

Lapse Rate : The rates of adiabatic heating and cooling in the atmosphere are described as lapse rates and are expressed as the change of temperature with height. The adiabatic lapse rate for dry air is very nearly 1°C per 100 m. If condensation occurs in the air parcel, latent

heat is released, thereby modifying the rate of temperature change. This retarded rate is called the pseudo-adiabatic lapse rate; it is not a constant for its value depends on the temperature at which the process takes place and the amount of water vapor in the air mass. However, for general descriptive purposes it is assumed as 0.5°C per 100 m (Oliver and Fairbridge, Encyclopedia of World Climatology, 2005).

The following formula used for calculating temperature;

$T_r = T_i \pm (h_i * 0.005)$ (1)

T_r= Reduced temperature with height;

T_i= Station mean temperature;

h_i= Station height

Inverse distance weighting (IDW) : Weighted moving averaging is a widely used approach to interpolation. A variety of different weighting functions have been used, but inverse distance weighting (IDW) is the most common form in GIS systems. IDW is an exact interpolator, so the data values are honored. The IDW predictor can be given as;

$$\hat{z}(x_o) = \frac{\sum_{i=1}^{n} z(x_i).d_{i0}^{-r}}{\sum_{i=1}^{n} d_{i0}^{-r}} \quad (2)$$

where the prediction made at the location x_0 is a function of the '***n'*** neighboring observations, '***z(x_i), i = 1; 2; :::; n, r'*** is an exponent which determines the weight assigned to each of the observations, and '***d'*** is the distance by which the prediction location '**x_0 '** and the observation location ***'x_i '*** are separated. As the exponent becomes larger the weight assigned to observations at large distance from the prediction location becomes smaller. That is, as the exponent is increased, the predictions become more similar to the closest observations (Lloyd, Local Models for Spatial Analysis).

ANALYSES

There have been studied with different monthly and yearly time period of temperature data of stations which are in and around of Uludag mountain to determine value of lapse rate. Lapse rate have been found average 5°CKm^{-1} with regression coefficient (R^2) 0.97.

It is shown; station names, mean temperatures (°C) (1971-2000) and heights (m) in Table 1, Monthly results of Lapse rate (°CKm^{-1}) and R^2 in Table 2, Lapse rate (°CKm^{-1}) and R^2 results according to station's number and data periods in Table 3, station places in and around of Uludag mountain in Figure 2 and temperature variation with height of stations in and around of Uludag mountain in Figure 3.

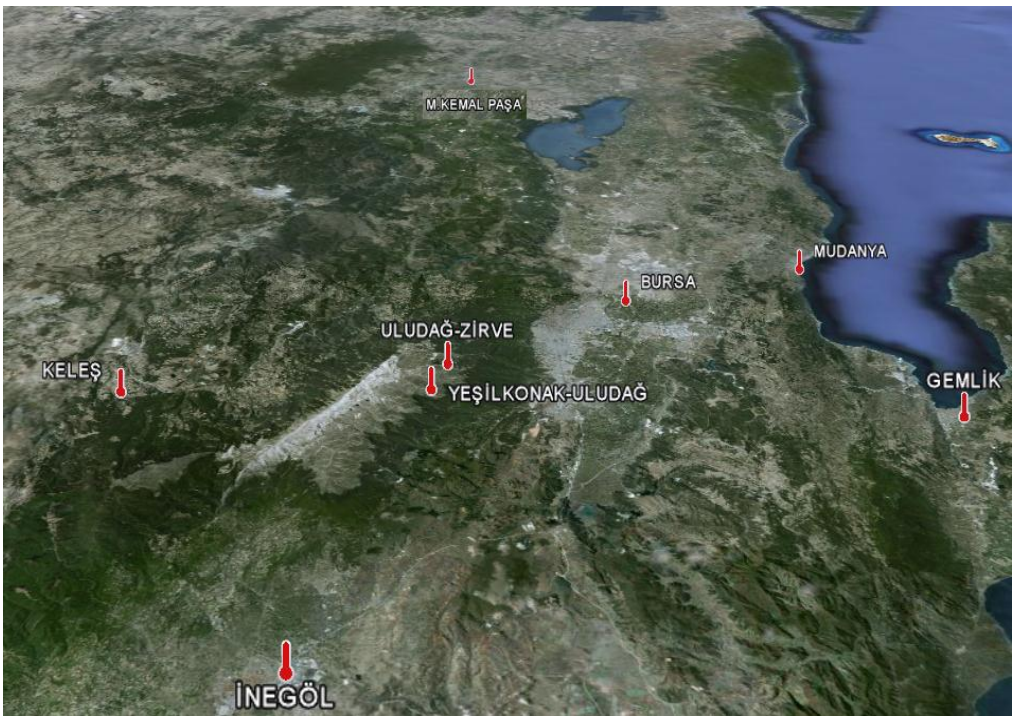


Figure 2 Station places in and around of Uludag mountain

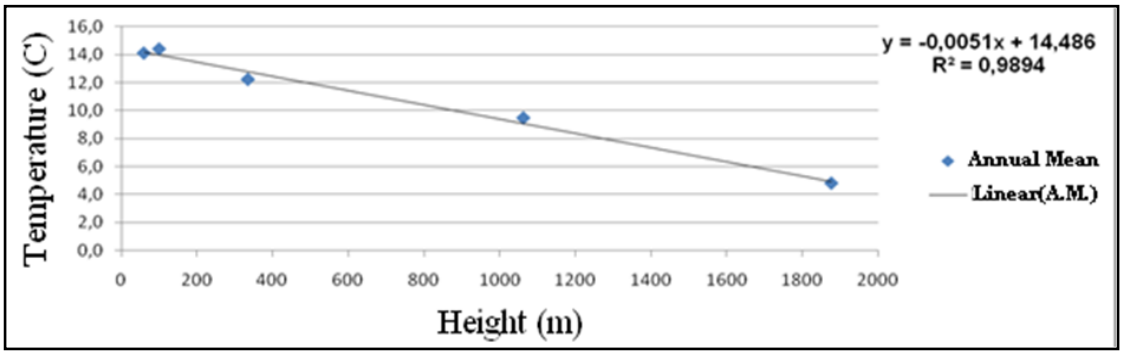


Figure 3 Temperature variation with height of stations in and around of Uludag mountain

Station Name	H(m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	ORT
M.Kemalpaşa	60	5,0	5,8	8,1	13,0	17,3	21,6	23,3	22,9	19,5	15,2	10,3	7,0	14,1
İnegöl	335	2,6	4,0	7,0	11,9	15,8	19,8	21,6	21,1	17,4	13,0	7,9	4,4	12,2
Bursa	100,3	5,2	6,0	8,1	13,0	17,5	22,1	24,3	23,8	20,0	15,3	10,3	7,2	14,4
Uludag Zirve	1877	-3,5	-3,8	-1,2	2,9	7,7	11,4	13,8	13,6	10,5	6,6	1,4	-2,0	4,8
Keleş	1063	0,3	0,7	3,4	8,2	12,8	16,6	18,9	18,6	15,2	10,9	5,8	2,1	9,5
Uludağ Y.konak	1025													
Mudanya	10													
Gemlik	10													

Table 1 Station names, mean temperatures (°C) (1971-2000) and heights (m).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Lapse Rate	5	5	5	6	5	6	5	5	5	5	5	5
R^2	0.977	0.996	0.998	0.994	0.991	0.990	0.979	0.976	0.977	0.980	0.978	0.973

Table 2 Monthly results of Lapse rate (°CKm^{-1}) and R^2.

Station Number	Period	Lapse Rate	R^2
7	1966-1967	5	0.9714
8	1972-1975	5	0,9695
5	1971-2000	5	0,9894
8	1982-1985	5	0,9693
7	1985-1991	5	0,9615

Table 3 Lapse rate (°CKm^{-1}) and R^2 results according to station's number and data periods

Three groups were formed from data. In first group 78 stations, in second group 103 stations and in third group 228 stations have been used during the study. In first group 150 stations and in second group 125 stations were retained for validation. Annual mean temperatures have been obtained from period of 1971-2000 long term temperature data sets in Figure 4 and reduced to sea level by using height of station and formula 1 in Figure 5. This values mapped by using IDW method of ArcGIS. Grid points with dimension of 1x1Km, have been formed by HAWHTS TOOL in GIS which are covered Turkey. Elevation data have been obtained from digital elevation models (DEM) with the help of ArcGIS. Reduced temperature have been extracted to grid point and calculated for their height by using formula 1 and mapped with IDW method of ArcGIS in Figure 6. Root-mean-square-error (RMSE) and regression coefficient (R^2) have been calculated from differences between observations and predicted temperature values of 150 stations in first group and 125 stations in second group in Table 4, Figure 7 and 8.

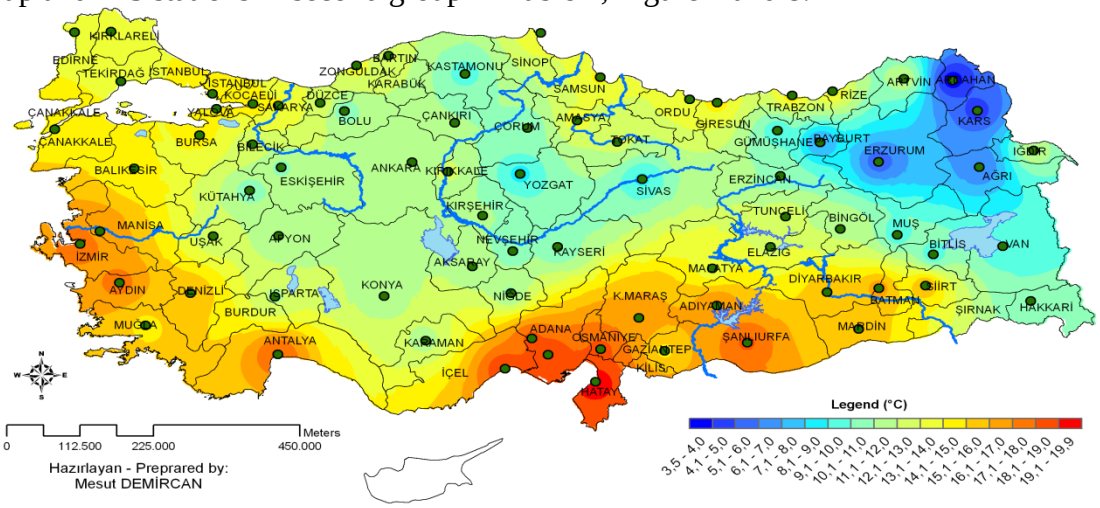


Figure 4 annual mean temperatures of 78 stations (1971-2000)**.**

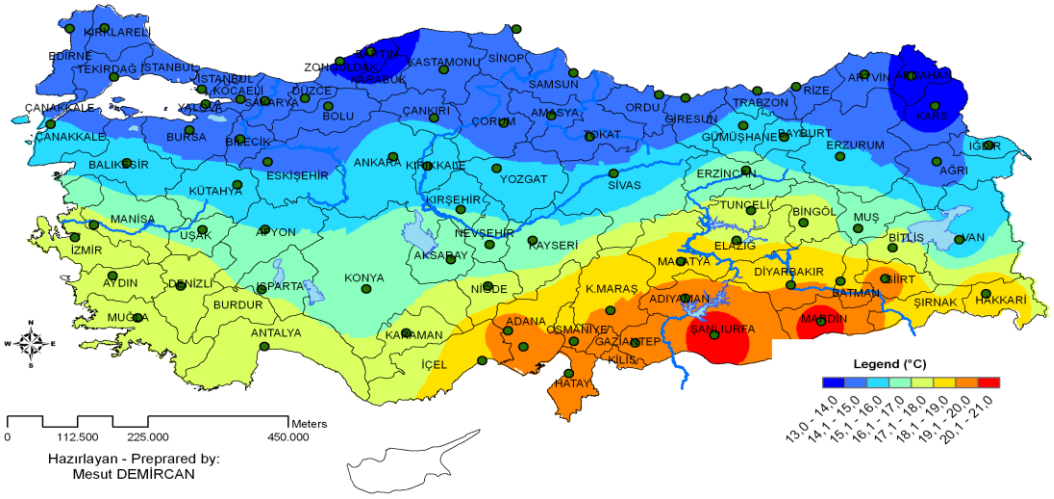


Figure 5 Temperature, reduced to sea level.

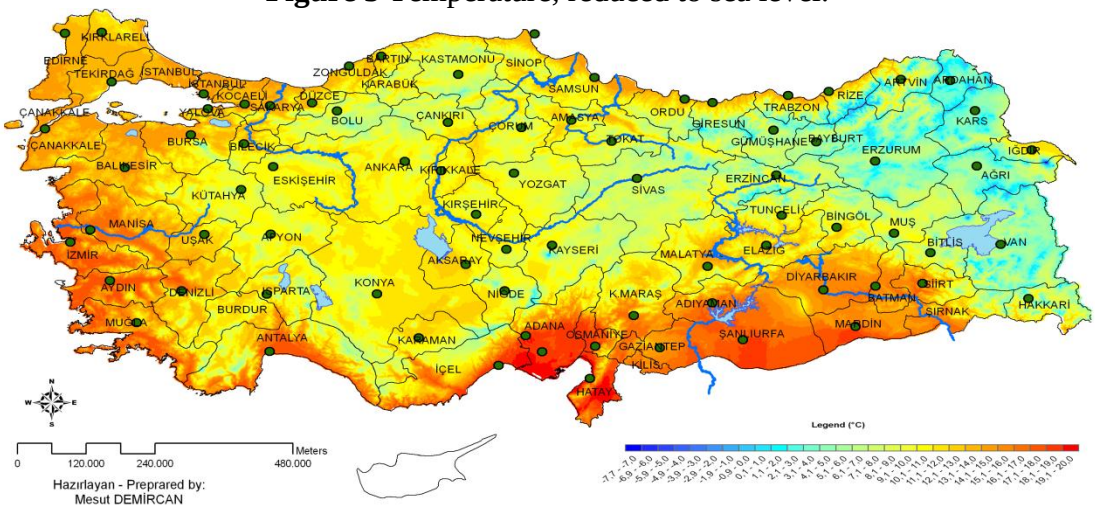


Figure 6 Gridded baseline predicted temperature surfaces, resolution 1X1 km (from 78 Stations, 1971-2000).

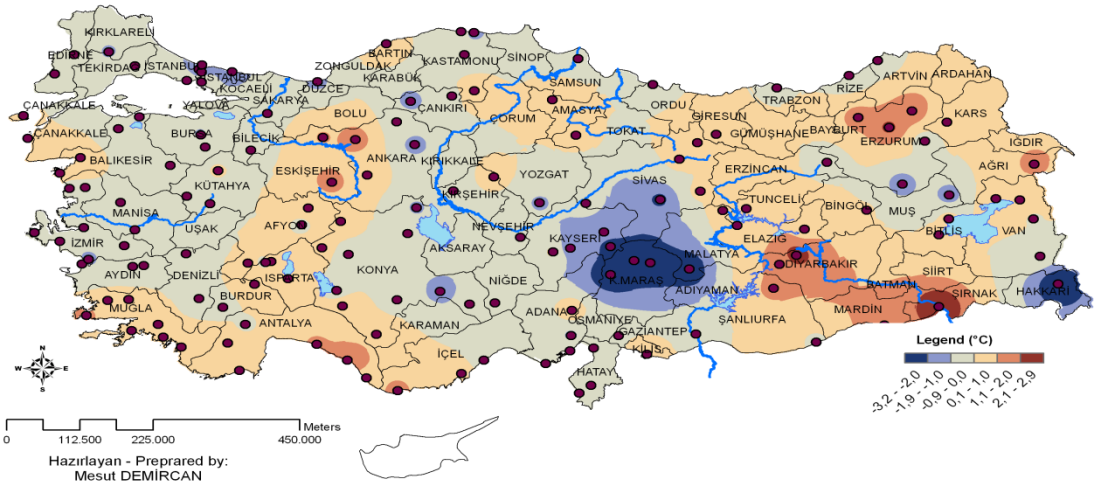


Figure 7 Differences between observed and predicted temperature (for 150 stations).

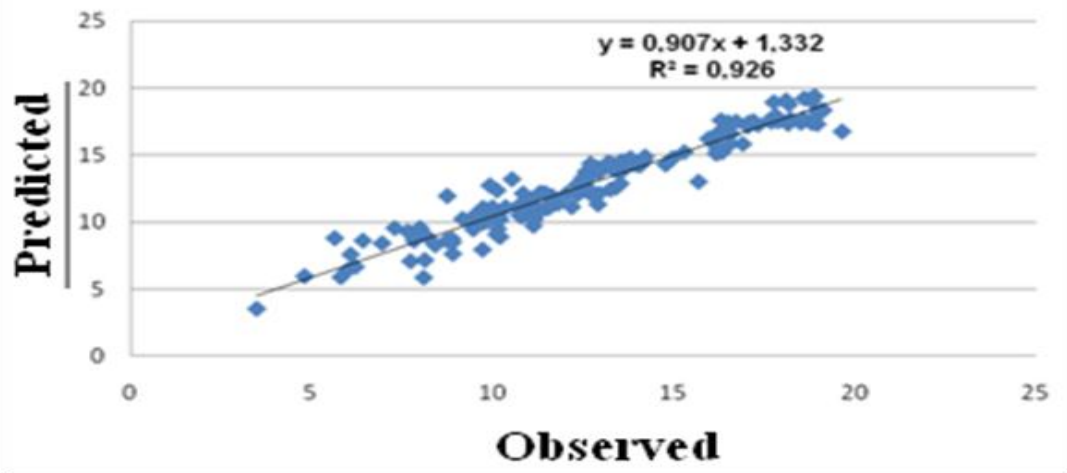


Figure 8 Relation between observed and predicted.

St. Number for modelling	78	108	228
St. number for verification	150	125	0
RMSE	1,025	0,868	0,380
R^2	0,926	0,944	0,989
Mean Error	-0,14	-0,18	0,04
Maximum Error	2,89	2,64	2,48
Minimum Error	-3,20	-3,17	-0,99

Table 4. RMSE, R^2 and error values.

VERIFICATION OF METHOD AND RESULTS

Verification of Method

For verification of Method, temperature values of ERA40 re-analysis data set (which have 40km resolution and height between about 50m and 2500m and period 1971-2000) have been downloaded from The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and downscaled with mentioned method. Mean, maximum and minimum errors between mean temperature of stations and mean temperature of ERA40 are, respectively, -0.3, 3.1 and -3.8°C and it is calculated for RMSE 1.114 °C and for R^2 0.9239°C in Figure 9,10,11.

Figure 9 ERA40's temperature distribution (1971-2000).

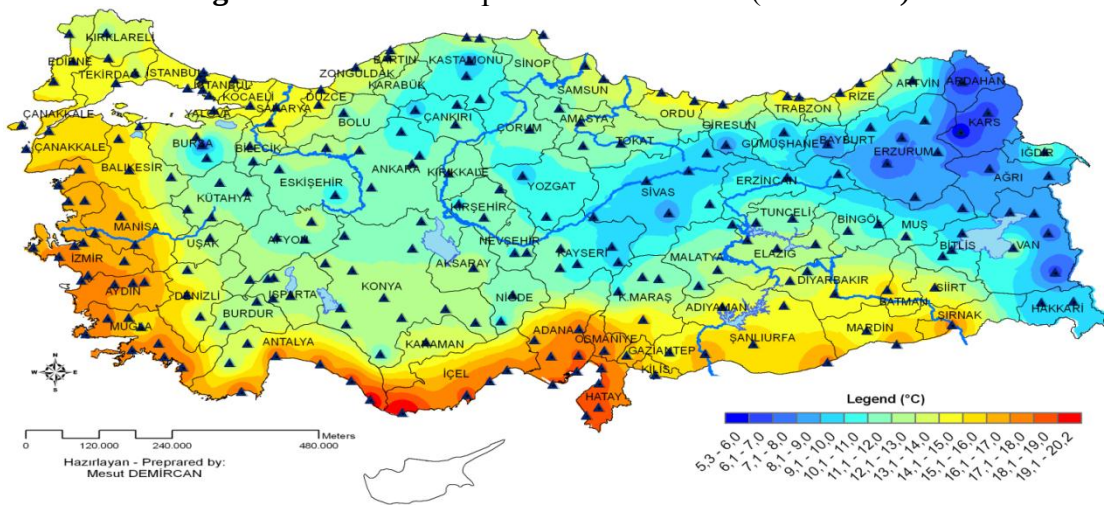


Figure 10 Distribution of extracted ERA40's values to Stations.

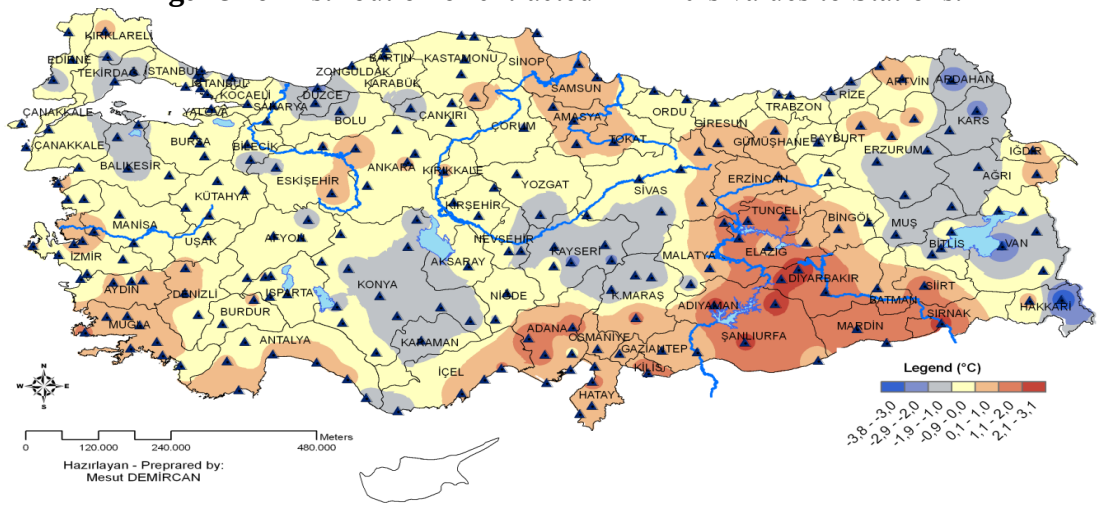


Figure 11 Distribution of errors between mean temperature of stations and mean temperature of ERA40.

Verification of Data

Predicted temperature values have been compared with mean temperature map from Global Climate Data (WorldClim) for verification (period 1971-2000). Mean, maximum and minimum errors between mean temperature of stations and mean temperature of

WorldClim are, respectively, -0.5, 2.5 and -1.9°C and it is calculated for RMSE 0.793°C and for R^2 0.972°C in Figure 12,13, 14.

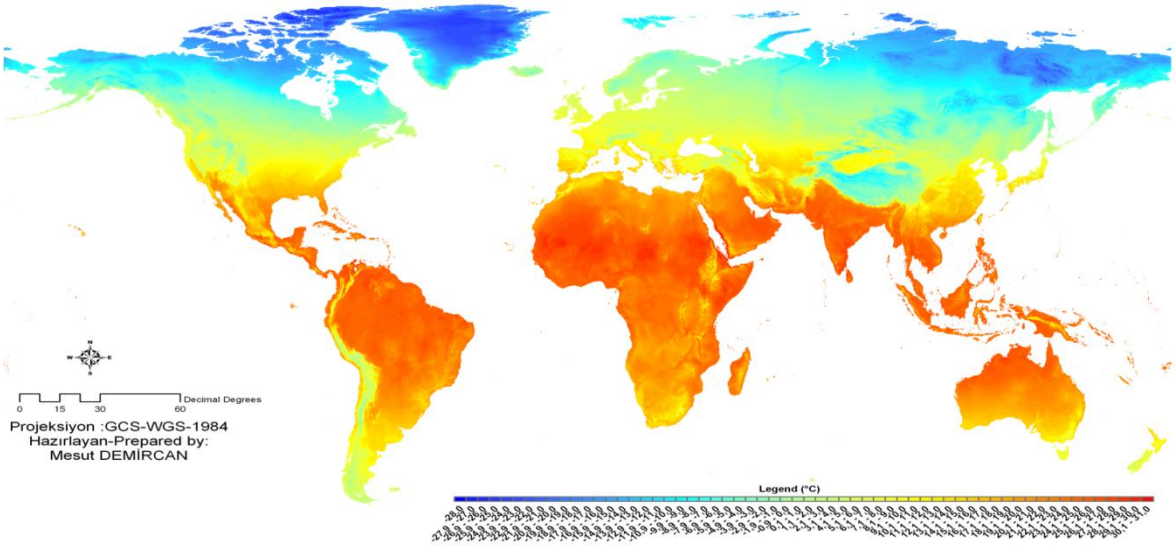


Figure 12 WORLDCLIM's temperature distribution (1971-2000).

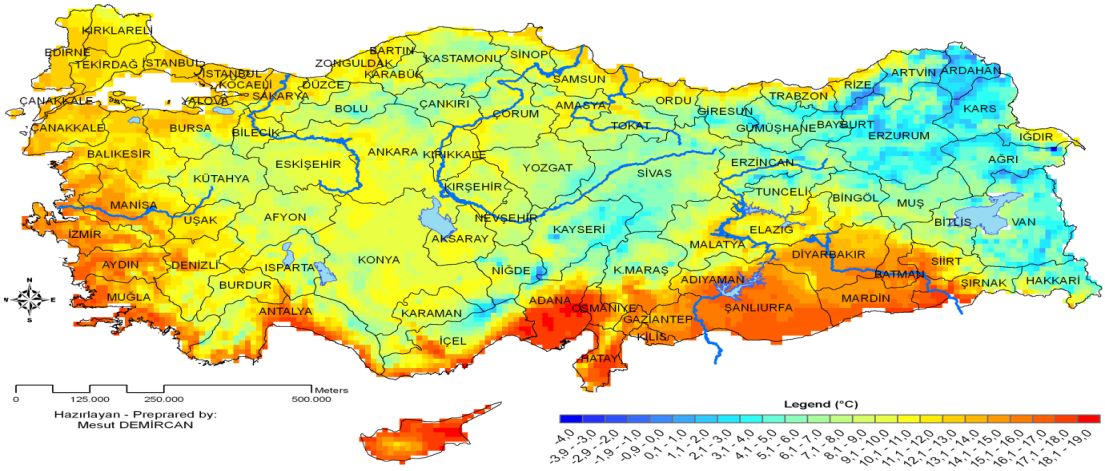


Figure 13 Extracted temperature value to grid point (resolution 1x1Km) from WORLDCLIM

Figure 14 Differences with predicted temperature and WORLDCLIM temperature.

CONCLUSION AND REMARKS

1. To determine Lapse rate a pre-study has been made in and around of Uludag. Lapse rate have been found average 5°CKm^{-1} with regression coefficient (R^2) 0.97.
2. Results from First Group; Predicted temperatures are lower than observed values between -2.2 and -3.2°C in Göksun, Yüksekova, Elbistan, Sarız, Afşin and Kangal; and higher than observed values between 2.2 and 2.9°C in Cizre, Ergani and Tortum.
3. Results from Second Group; Predicted temperatures are lower than observed values between -2.2 and -3.2°C in Doğansehir, Göksun and Yüksekova, Elbistan, Sarız, Afşin, Kangal; and higher than observed values between 2.4 and 2.6°C in Cizre, Ergani and Tortum.
4. Digital elevation data is one of the most important components, so the differences of height between station's height and DEM's height and grid structure may be source of errors and increase amount of error value.
5. This model is very easy and practical way to distribute and interpolate data over topography.

SOURCE

1- J.E.Oliver, R.W.Fairbridge at all, Encyclopedia of World Climate, 2005

2- M.D.Agnew, J.P.Palutikof, GIS-based construction of baseline climatologies for the Mediterranean using terrain variables, 2000

3- URL1: The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF); http://www.ecmwf.int/products/data/archive/descriptions/e4/index.html

4- URL2: Global Climate Data; http://www.worldclim.org/

5- C.D.Loyd, Local Models for Spatial Analysis, 2007

COMPARISON OF CM-SAF SIS AND SURFACE RADIATION DATA IN TURKEY FOR THE YEAR 2006

Serhat Sensoy[1], Izzet Balta[1], Ercan Karakoc[1], Fazilet Ozdemir[1], C. Träger-Chatterjee[2], Richard Mueller[2]

1 Turkish State Meteorological Service, Kalaba, Ankara, Turkey
2 DWD, CM-SAF Climate Monitoring, Offenbach, Germany
ssensoy@dmi.gov.tr

Abstract

In this study, CM-SAF remote sensing SIS (Surface Incoming Solar Radiation) and Turkish in-situ surface radiation data have been compared for Turkey for the year 2006. Due to the geographical location, Turkey is lucky country compared to the others in terms of solar energy potential. According to sunshine duration and radiation data measured by TSMS from 1971 to 2000, Turkey's annual mean total sunshine hours are 2573 (daily mean is 7 h) and mean total radiation is 1474 KWh/m²-year (daily 4 KWh/m²). Geographic variables are measured at certain points, and prediction map for the entire area is been obtained by Inverse Distance Weighted (IDW) spatial interpolation method.

Keywords: *Turkey, CM-SAF, SIS, radiation, comparison.*

Introduction

Small portion of the incoming solar energy into the world is sufficient to meet human needs. For this reason nowadays to use renewable energy sources is very important to protect atmosphere. Spatial distribution of geographic data can be obtained only from this data and also prediction map can be obtained by using secondary variables which have spatial relationship with the measured values (Bostan, P. A., et al, 2007). This study is related to comparison of annual radiation of CM-SAF SIS and Turkish in-situ surface radiation data for the year 2006.

Material and Methods:

In this study 157 Turkish climatic stations' radiation data were used. CM-SAF SIS products of the year 2006 have been extracted by using the IDL based CM-SAF GUI available from the CM SAF webpage. Data have been designed and calculated by using Excel. ArcGIS 9.3 is used for spatial interpolation and mapping activities.

To obtain descriptive information about the data, correlation coefficient and residual map have been calculated, imaging and interpolation studies were applied. Two maps have been generated by using ArcGIS 9.3 Spatial Analyze Inverse Distance Weighted (IDW) interpolation technique. Inverse distance weighted methods are based on the assumption that the interpolating surface should be influenced most by the nearby points and less by the more distant points. The interpolating surface is a weighted average of the scatter points and the weight assigned to each scatter point diminishes as the distance from the interpolation point to the scatter point increases. Several options are available for inverse distance weighted interpolation. After that residual map have been generated by using raster calculation in spatial analyze.

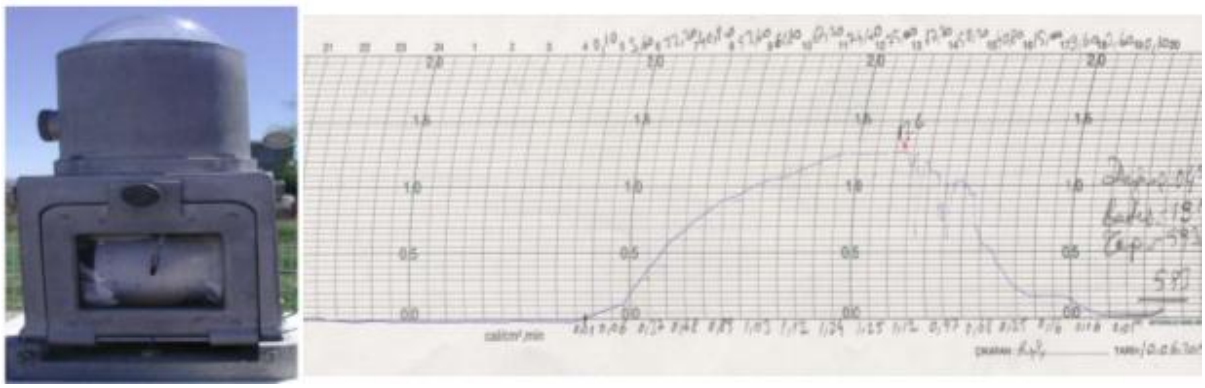


Figure 1. Robitzch Actinograph and its actinogram. 1 minute radiation couldn't be greater than 2cal/cm². Two points values select to calculate hourly radiation and average of them multiply by 60. If line isn't properly due to cloudiness, average of 5 points values multiply by 60.

Turkish surface radiation data has been observing via actinography (Fig. 1) which unit is cal/cm²/day. In Turkey there are 161 Actinograph to observe solar radiation.

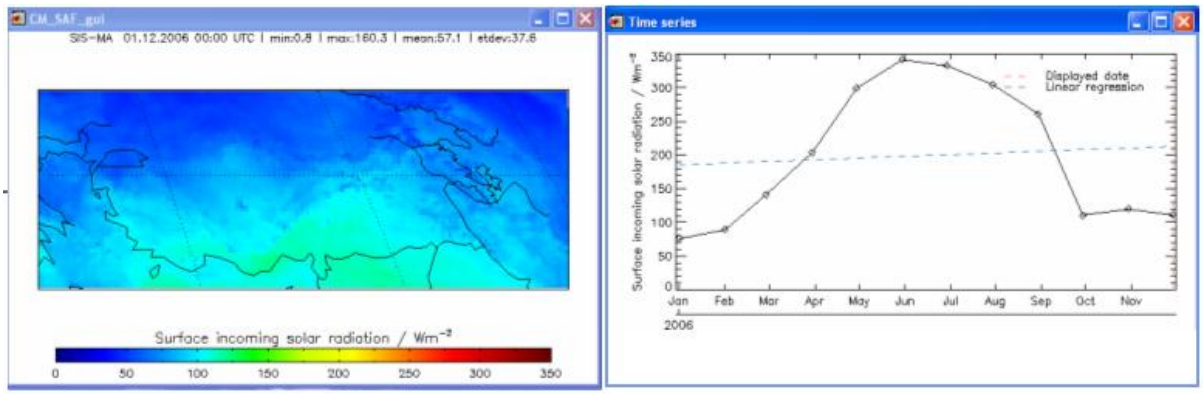


Figure 2.CM SAF Surface Incoming Solar Radiation (SIS), extracted using the IDL based CM SAF GUI. Monthly Mean of December 2006 (right); annual cycle of 2006 (left).

CM SAF SIS data unit is W/m² (Fig. 2). These two units have been converted to KWh/m²/year by using below formula (Url 4):

$$kWh/m^2/year = \left(\sum_{i=1}^{12} MonthlyMean[cal/cm2]\right) * 365/1000 * 11.63 \quad \text{(for TSMS data)}$$

$$kWh/m^2/year = \left(\sum_{i=1}^{12} MonthlyMean[W/m2]\right) * 365 * 24/(1000 * 12) \quad \text{(for CM-SAF SIS data)}$$

Correlation coefficient has been calculated by below formula:

$$\rho_{x,y} = \frac{Cov(X,Y)}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$$

where;

$$-1 \le \rho_{xy} \le 1$$

and

$$Cov(X,Y) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)$$

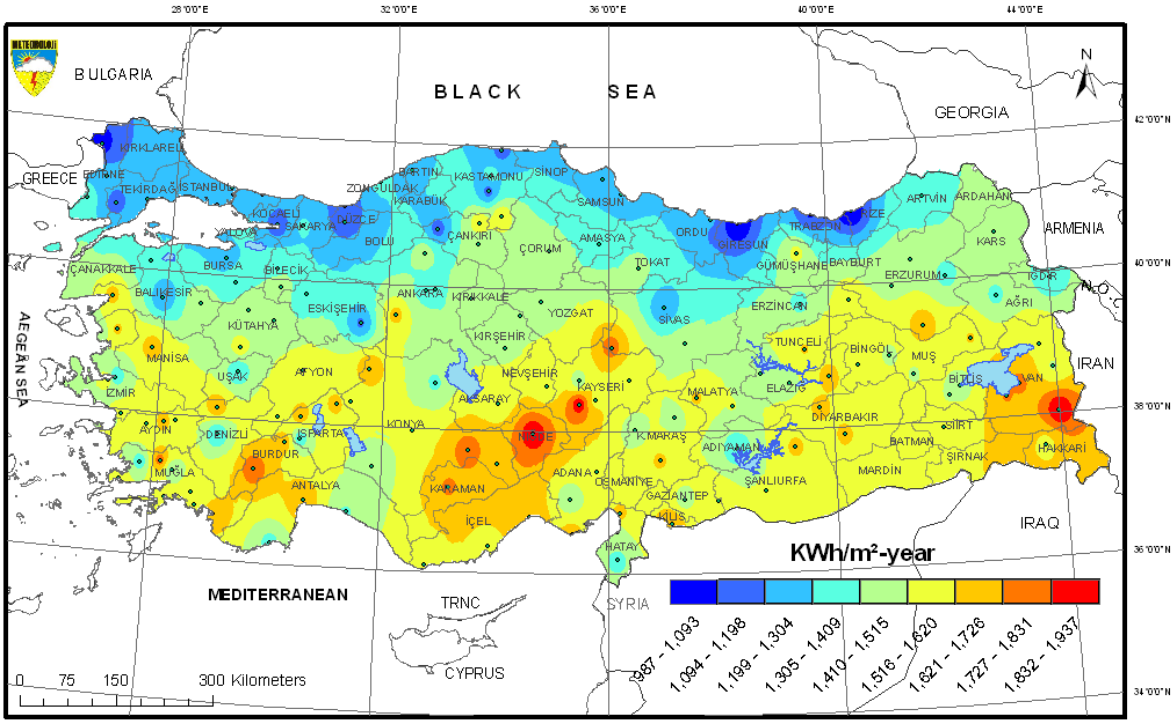


Figure 3. Surface radiation map for the year 2006 based on the Turkish actinography network

Surface radiation map have been generated by using ArcGIS 9.3 Spatial Analyze Inverse Distance Weighted interpolation technique (Fig. 3). Inverse distance weighted methods are based on the assumption that the interpolating surface should be influenced most by the nearby points and less by the more distant points.

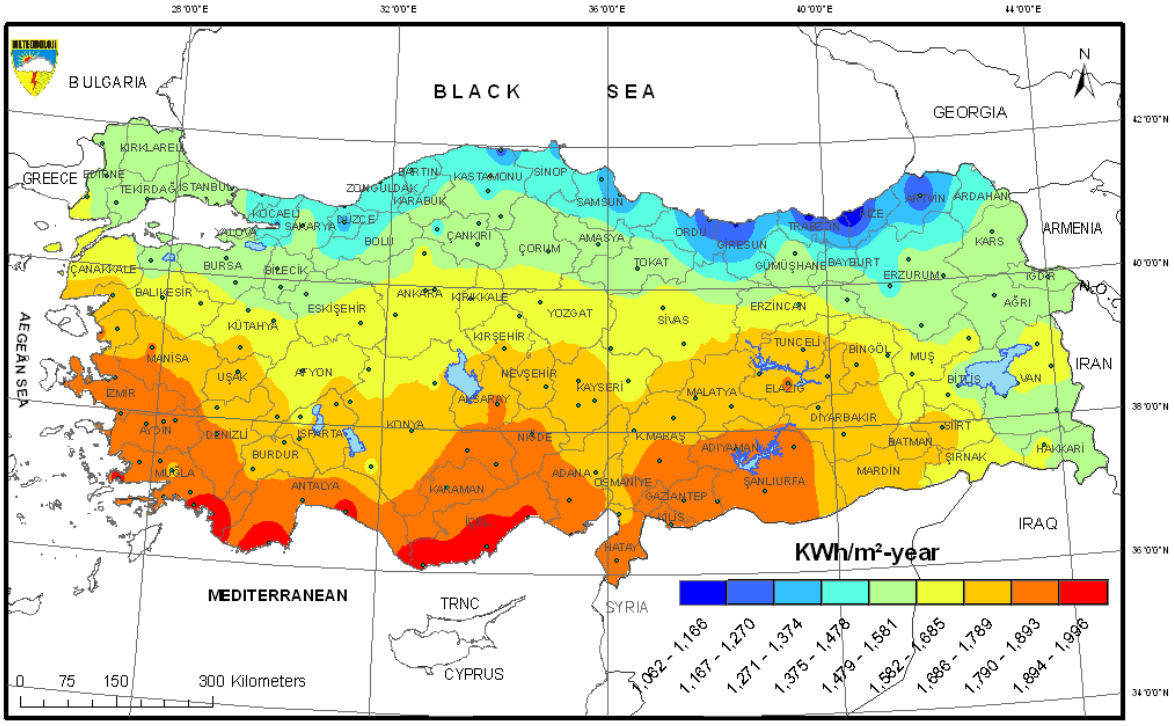


Figure 4. Surface radiation map for the year 2006 based on CM-SAF SIS data

CM-SAF SIS map have been generated by using ArcGIS 9.3 Spatial Analyze Inverse Distance Weighted interpolation technique (Fig. 4).

Results:

Surface radiation data unit was cal/cm²/day and CM-SAF SIS data unit was W/m². These two units have been converted to KWh/m² (Url 4).

Table 1. Comparison of surface radiation data via satellites

Longitude	Latitude	Station	Surface Radiation 2006-Kcal	Surface Radiation 2006-KWh/m2	CM-SAF SIS 2006-KWh/m2	Differences
35.34	37.04	ADANA	122.0	1418.7	1821.4	402.7
38.28	37.74	ADIYAMAN	113.3	1318.1	1850.6	532.5
30.54	38.73	AFYON	136.8	1591.3	1595.1	3.7
43.04	39.71	AGRI	119.5	1390.3	1503.8	113.5
34.04	38.38	AKSARAY	131.7	1531.8	1799.5	267.7
35.84	40.64	AMASYA	119.5	1390.3	1569.5	179.2
32.86	39.96	ANKARA	119.2	1386.3	1602.4	216.1
36.16	36.19	ANTAKYA	117.5	1366.4	1850.6	484.2
30.67	36.91	ANTALYA	147.2	1711.9	1854.2	142.3
41.81	41.18	ARTVIN	116.1	1350.1	1215.5	-134.7
27.83	37.83	AYDIN	134.1	1559.4	1865.2	305.8
27.93	39.61	BALIKESIR	103.1	1199.1	1580.5	381.4
32.34	41.63	BARTIN	109.6	1274.3	1390.7	116.4
29.97	40.14	BILECIK	118.8	1381.7	1522.1	140.4
40.49	38.86	BINGOL	135.1	1571.2	1719.2	148.0
42.09	38.36	BITLIS	129.8	1509.6	1609.7	100.0
30.29	37.71	BURDUR	145.2	1688.7	1730.1	41.4
29.01	40.23	BURSA	105.1	1222.6	1529.4	306.8
26.39	40.13	CANAKKALE	122.5	1424.5	1642.5	218.0
33.61	40.61	CANKIRI	124.0	1442.6	1562.2	119.6
34.92	40.54	CORUM	124.0	1442.1	1551.3	109.2
29.09	37.76	DENIZLI	111.6	1297.9	1792.2	494.3
40.19	37.89	DIYARBAKIR	139.8	1626.0	1752.0	126.0
31.14	40.84	DUZCE	100.3	1166.3	1354.2	187.8
26.54	41.68	EDIRNE	89.0	1034.5	1518.4	483.9
39.24	38.64	ELAZIG	125.9	1463.9	1795.8	331.9
39.49	39.74	ERZINCAN	119.2	1386.9	1602.4	215.5
41.16	39.94	ERZURUM	129.8	1509.4	1452.7	-56.7
30.51	39.81	ESKISEHIR	112.5	1308.7	1576.8	268.1
37.34	37.04	GAZIANTEP	126.8	1474.9	1825.0	350.1
38.38	40.91	GIRESUN	86.1	1001.5	1160.7	159.2
39.46	40.46	GUMUSHANE	132.5	1540.8	1544.0	3.1
43.73	37.56	HAKKARI	137.1	1594.2	1584.1	-10.1
44.04	39.91	IGDIR	113.1	1315.9	1511.1	195.2
30.56	37.78	ISPARTA	114.0	1326.1	1719.2	393.1
29.05	41.14	ISTANBUL	112.1	1303.4	1544.0	240.6
27.08	38.39	IZMIR	136.4	1586.1	1817.7	231.6
36.92	37.59	KAHRAMANMARAS	140.6	1634.9	1846.9	212.0
33.21	37.19	KARAMAN	149.3	1736.8	1806.8	70.0
43.09	40.61	KARS	123.7	1439.1	1496.5	57.4
33.78	41.36	KASTAMONU	99.3	1155.4	1452.7	297.3
35.48	38.71	KAYSERI	124.6	1448.9	1704.6	255.6
37.11	36.69	KILIS	148.6	1728.0	1887.1	159.0
33.51	39.84	KIRIKKALE	125.1	1455.1	1638.9	183.8
34.14	39.16	KIRSEHIR	127.9	1487.8	1690.0	202.2
29.91	40.76	KOCAELI	95.5	1111.2	1361.5	250.3
32.54	37.97	KONYA	130.8	1521.6	1737.4	215.8
29.97	39.41	KUTAHYA	126.5	1471.7	1587.8	116.0
38.21	38.34	MALATYA	130.4	1516.5	1686.3	169.8
34.63	36.79	MERSIN	148.4	1726.5	1909.0	182.5
28.36	37.21	MUGLA	121.8	1416.6	1759.3	342.7
41.48	38.68	MUS	129.7	1508.8	1675.4	166.5
34.68	37.96	NIGDE	166.2	1932.6	1810.4	-122.2
37.89	40.97	ORDU	103.5	1204.2	1233.7	29.5
40.49	41.03	RIZE	84.9	986.9	1062.2	75.3
30.39	40.76	SAKARYA	113.2	1317.0	1522.1	205.1
36.24	41.34	SAMSUN	104.9	1219.6	1295.8	76.1
38.78	37.14	SANLIURFA	130.6	1518.9	1821.4	302.5
41.94	37.91	SIIRT	137.6	1600.1	1781.2	181.1
35.14	42.03	SINOP	104.1	1210.9	1354.2	143.2
37.01	39.74	SIVAS	103.8	1207.2	1631.6	424.3
27.49	40.97	TEKIRDAG	111.2	1293.0	1562.2	269.2
36.56	40.29	TOKAT	123.8	1439.6	1522.1	82.5
39.74	41.00	TRABZON	93.3	1085.3	1146.1	60.8
39.54	39.11	TUNCELI	139.9	1626.6	1719.2	92.6
29.39	38.66	USAK	112.7	1310.9	1719.2	408.2
43.34	38.46	VAN	150.7	1752.9	1606.0	-146.9
29.28	40.66	YALOVA	115.2	1339.8	1481.9	142.1
34.79	39.81	YOZGAT	121.6	1413.9	1635.2	221.3
31.78	41.44	ZONGULDAK	114.0	1325.9	1416.2	90.3
		Correlation coefficient :		0.71		

Usually satellite radiation data are greater than in-situ. Big differences have been found for some cities (yellow color). Also negative differences have been found in Van, Artvin, Niğde, Hakkari and Erzurum. Correlation coefficient has been found as 0.71 between two series.

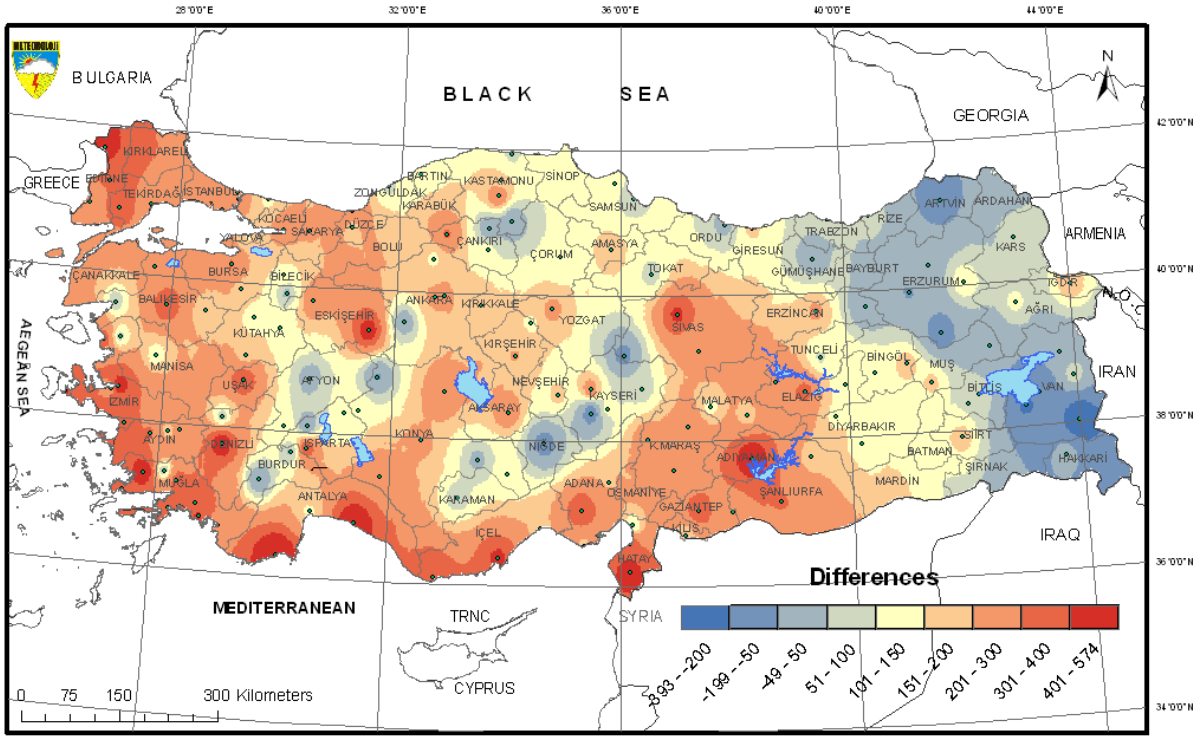


Figure 5. Differences between CM-SAF SIS and surface radiation data for the year 2006 (CM SAF – ground). Positive values indicate that CM SAF data is larger, negative values indicate that ground measurements are larger. Residual map have been generated by using raster calculation tool in the spatial analyze (Fig. 5).

Correlation coefficient has been found as 0.71 between two series. According to residual map, in the western part of the country CM-SAF SIS values are greater than in-situ observation while mountainous eastern part and around Afyon, Burdur, Cankırı, Kayseri, Nigde and Karaman CM SAF SIS values are smaller (Fig. 5). While surface radiation values are in between from 987 to 1937 KWh/m²/year (Fig 3), satellite observation values (CM-SAF SIS) range are from 1062 to 1996 KWh/m²/year (Fig 4) in 2006.

Conclusion:

This study is aimed to compare annual radiation of CM-SAF SIS and Turkish in-situ surface radiation data for the year 2006. It has been found that satellite based CM-SAF SIS (Surface Incoming Solar Radiation) values are greater than surface data in the western part of the country. But especially in the mountainous eastern part and around Afyon, Burdur, Cankırı, Kayseri, Nigde and Karaman CM-SAF SIS data has been found below surface irradiance data retrieved from actinography observations. Muneer (1997) reported that the Robitzch actinograph, even with all the modifications to improve its accuracy, provides an accuracy of around 10% for daily sums, which is in line with the manufacturer specifications. Significantly higher errors in the order of 30% for monthly means are reported by Stanhill and Calma (1994) for Australia. General limitations of actinograph

observations are discussed in detail in Maxwell et al. (1999) evaluated and discussed actinograph observations in Saudi-Arabia. They found significant differences between actinograph and pyranometer especially during varying cloud conditions. As a result of the high uncertainty of actinograph observations reported in these publications it is expected that the accuracy of the satellite-based irradiance is significantly higher than that of actinometer observations. However, limitation of satellite based irradiance over snow-covered mountainous regions has to be considered for the interpretation of the results. In snow-covered mountainous regions the accuracy of the satellite-based irradiance drops down to15 W/m² for monthly means.

References:

Bostan P.A., Akyürek Z., 2007, İkincil Veriler Kullanılarak Türkiye Ortalama Yıllık Yağış Değerlerinin Mekansal Dağılımının Modellenmesi, TMMOB Harita ve Kadastro Mühendisleri Odası, Ulusal Coğrafi Bilgi Sistemleri Kongresi, 30 Ekim –02 Kasım 2007, KTÜ, Trabzon

Brundson, C., Fotheringham, S., Charlton, M., 2000, Geographically Weighted Regression as a Statistical Model.

Brundson, C., McClatchey, J., Unwin, D.J., 2001, Spatial Variations in the Average Rainfall–Altitude Relationship in Great Britain: An Approach Using Geographically Weighted Regression, International Journal of Climatology, volume 21, issue 4, page: 455–466.

Carrera-Hernandez, J.J, Gaskin, S.J., 2007, Spatio temporal analysis of daily precipitation and temperature in the Basin of Mexico, Journal of Hydrology, volume 336, issue 3-4, p: 231-249.

Heuvelink, G.B.M., 2006, Incorporating process knowledge in spatial interpolation of environmental variables, 7th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences, 5-7 July, Lisbon, Portugal.

Lloyd, C.D, 2005, Assessing the Effect of Integrating Elevation Data into the Estimation of Monthly Precipitation in Great Britain, Journal of Hydrology, volume 308, issue 1-4, p: 128–150.

Maxwell Eugene L., Stephen M. Wilcox, Chris Cornwall, Bill Marion, Saleh H. Alawaji, Mohammed bin Mahfoodh (1999): Progress Report for Annex II – Assessment of Solar Radiation Resources In Saudi Arabia 1993 – 1997, NREL/TP-560-25374

Muneer, T. (1997): Solar radiation and daylight models, Elsevier 1997, ISBN 0 7506 5974 2)

Özmen, A., 2007, Güneş pilleri kullanarak elektrik üretimi, G.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Yüksek lisans tezi

Propastin, P., Muratova, N., Kappas, M., 2006, Reducing uncertainty in analysis of relationship between vegetation patterns and precipitation, 7th International Symposium on Spatial Accuracy Assessment in Natural Resources and Environmental Sciences, 5-7 July, Lisbon, Portugal.

Simbahan, G.C., Dobermann, A., Goovaerts, P., Ping, J., Haddix, M.L, 2005, Fine-resolution mapping of soil organic carbon based on multivariate secondary data, Geoderma, volume 132, issue 3-4, p: 471-489.

Stanhill; G. and J.G. Kalma, Seculat variation of solar irradiance in Aust. Met. Mag., 43, 1994, 81-866

Tappeiner U., Tappeiner G., Aschenwald J., Tasser E., Ostendorf B., 2001, GIS-based modeling of spatial pattern of snow cover duration in an alpine area, Ecological Modeling, volume 138, issue 1-3, p: 265–275.

URL 1, Meteoroloji Ders Kitabı, http://www.yenians.dhmi.gov.tr/getBinaryFile.aspx?Type=3&dosyaID=48 , 08 December 2010

URL 2, Gamma Design software, Geostatistics for the Environmental Sciences, Co-kriging in GIS, http://www.gammadesign.com/files/GS+%20User's%20Guide.pdf , 08 December 2010

URL 3, Goecomputation 99, Spatially Assessing Model Error Using Geographically Weighted Regression, www.geocomputation.org/1999/086/gc_086.htm , 08 December 2010

URL 4. Enerji birimleri çevirici, http://www.birimcevir.com , 08 December 2010

ESTIMATION OF MONTHLY PAN EVAPORATION IN TURKEY BY MULTIPLE LINEAR REGRESSION AND ARTIFICIAL NEURAL NETWORKS

Hatice ÇITAKOĞLU[1], Murat ÇOBANER[2], Tefaruk HAKTANIR[3], A. Ünal ŞORMAN[4], Alaattin UĞURLU[5]

[1] Erciyes University, Department of Civil Engineering, Kayseri, hcitakoglu@erciyes.edu.tr
[2] Erciyes University, Department of Civil Engineering, Kayseri, mcobaner@erciyes.edu.tr
[3] Erciyes University, Department of Civil Engineering Kayseri, thaktan@erciyes.edu.tr
[4] Middle East Technical University, Department of Civil Engineering, Ankara, sorman@metu.edu.tr
[5] General Directorate of State Meteorological Works, Ankara, augurlu@dmi.gov.tr

ABSTRACT

In this study, using the relevant meteorological data in monthly units observed and recorded by the General Directorate of State Meteorological Works, a Multi-Layer Perceptrons Artificial Neural Networks model and separately a multiple linear regression analysis are applied in order to estimate monthly pan evaporation values throughout Turkey. In monthly values, calendar month number, average temperature, average relative humidity, average wind velocity, average pressure, average cloudiness, number of cloudy days, and average total sunny period in a day are taken as potential independent variables to affect the evaporation. A principal component analysis applied to the data reveal that the average temperature, the average relative humidity, and the average wind velocity are the significant variables affecting the evaporation, and Multi-Layer Perceptrons Artificial Neural Networks and separately multiple linear regression models are developed in order to estimate the monthly evaporation as a function of these three variables.

Key Words: *Evaporation, meteorological variables, principal component analysis, multiple linear regression, artificial neural network.*

TÜRKİYE GENELİNDE AYLIK BUHARLAŞMA TAVASI MİKTARLARININ ÇOKLU LİNEER REGRESYON VE YAPAY SİNİR AĞLARI İLE TAHMİN EDİLMESİ

Özet

Bu çalışmada Çok Katmanlı Yapay Sinir Ağı modeli ve ayrıca çoklu lineer regresyon analizi ile ülkemizde Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünce gözlenip kaydedilmiş aylık meteorolojik veriler kullanılarak, Türkiye genelinde, aylık açık yüzey buharlaşma (tava buharlaşması) miktarının tahmini yapılmıştır. Aylık değerlerde, buharlaşmayı etkileyecek aday bağımsız değişkenler olarak: miladi ay numarası, ortalama sıcaklık, ortalama rölatif nem, ortalama rüzgâr hızı, ortalama basınç, ortalama bulutluluk, bulutlu günler sayısı ve ortalama günlük toplam güneşlenme süresi alınmıştır. Verilere temel bileşenler analizi uygulanarak, ortalama sıcaklık, ortalama nem ve rüzgâr hızının buharlaşmaya etki eden en önemli bileşenler olduğu tespit edilmiş, aylık buharlaşmanın bu üç bileşene bağımlı olarak tahmin edilebilmesi için Çok Katmanlı Yapay Sinir Ağı ve çoklu lineer regresyon modelleri elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: *Açık yüzey buharlaşması, meteorolojik değişkenler temel bileşen analizi**,** çoklu lineer regresyon, yapay sinir ağları.*

GİRİŞ

Ülkemizin İç Anadolu, Güneydoğu Anadolu gibi bölgelerinde, bir tabii göl yüzeyinden veya bir baraj gölü yüzeyinden, özellikle yaz aylarında buharlaşma oranı ve dolayısıyla buharlaşmadan dolayı gölden su kaybı önemli miktarlarda olabilir. Su temini veya

hidroelektrik enerji üretimi amaçlı bir barajın göl yüzeyinden oluşan buharlaşmaya giden su hacmi kaybının işletme çalışmalarında gerçekçi tahmin edilmesi, beklenen faydaların sağlıklı olarak hesabı için önemlidir. Göl yüzeyinden buharlaşma miktarını hesaplamak amaçlı birçok pratik formül veya yöntem mevcut ise de, standart buharlaşma tavası datasının kullanımı da yaygındır. Standart tava buharlaşmasının göl yüzeyinden oluşacak gerçek buharlaşmaya dönüştürülmesinde, genellikle 0.7 ile 0.8 arası bir katsayı kullanılmakta olup, bu katsayıdaki belirsizlik bu yaklaşımın bir dezavantajı gibi düşünülebilir. Yine de, ölçülmüş standart tava buharlaşması, herhangi bir formül veya yöntem ile hesaplanacak buharlaşma değerinden daha gerçekçidir ve baraja yakın bir konumda buharlaşma tavası datası mevcut ise tercih edilebilir.

Küçük boy barajlarda bile, hidroelektrik enerji veya tarımsal sulama suyu veya içme-kullanma suyu gelirlerinin, baraj ekonomik ömrü boyunca hesabında, çoğu kez aylık birim zaman aralıklarında işletme çalışmaları yapılmaktadır ve göl yüzeyinden oluşacak aylık buharlaşma kayıplarının gerçekçi olarak tahmin edilmesi gerekmektedir. Akım verileri, ölçülüp kaydedilmiş veya sentetik olarak hesaplanmış, 50 yıl gibi uzunlukta serilerdir. Buharlaşma serisi için ise *n* yıllık işletme sürecinde 12 ay için her ayın ortalama değerlerinin alınması yeterlidir.

Bu çalışmada, aylık birimlerde, standart tava buharlaşmasının, ölçümü yaygın, ilgili meteorolojik büyüklüklere bağlı olarak tahmin edilmesi amaçlanmıştır. Su yüzüne yakın kottaki havanın doygunluk buhar basıncını etkileyeceği için su yüzüne yakın seviyedeki ortalama hava sıcaklığının su yüzünden buharlaşmayı etkileyici önemli unsurlardan biri olduğu düşünülmüştür. Gerçek buharlaşma miktarına doğrudan etki edeceği için rölatif nem, ayrıca bilindiği gibi nemli havayı süpürüp buharlaşmaya doğrudan tahrik ettiği için rüzgâr hızı da bağımsız değişkenler olarak alınmıştır. Bunların yanısıra, havanın basıncı, bulutluluk oranı, bulutlu günler sayısı ve ortalama günlük toplam güneşlenme süresinin de su yüzünden buharlaşmayı etkileyeceği düşünülmüş ve bunlar da potansiyel bağımsız değişkenler olarak alınmıştır. Mevsim ve iklim farklılığını yansıtacağına inanıldığı için, o ayın, bir tam sayı olan, yıl içindeki ay numarası da potansiyel bir bağımsız değişken olarak alınmıştır.

Bu çalışmanın temel amacı, yakınında buharlaşma tavası datası bulunmayan bir barajın işletme çalışmasında kullanılmak üzere, aylık tava buharlaşması değerlerinin sağlıklı tahminini çoklu lineer regresyon ve yapay sinir ağı yaklaşımlarıyla yapacak pratik modeller geliştirmektir.

AYLIK AÇIK YÜZEY BUHARLAŞMA (METEOROLOJİK STANDART TAVA BUHARLAŞMASI) MİKTARI TAHMİN Modelleri

Temel Bileşenler Analizi (PCA, Principal Component Analysis)

Çoklu istatistiksel yaklaşımlardan biri olan PCA (principal component analysis, temel bileşenler analizi), özellikle değişkenler arasındaki ilişkinin tam olarak tespit edilemediği durumlarda sistemin daha küçük boyutlarda fakat anlamlı biçimde temsil edilmesini sağlar. PCA, ölçülen değişken sayısı ile ifade edilen yüksek boyutlu matrisin, istatistiksel anlamlılığı olan daha küçük matrislere dönüştürülmesini sağlar (Civelekoğlu, 2006).

Temel Bileşenler Analizi'nin tanımlanmasında, ölçülen değişken uzayının en büyük değişkeni yönünde üst üste binen bileşenin olması bir diğer alternatif tanımdır. Diğer temel bileşenlerinde aynı yöntemle birbirine dik (ortogonal) konumlandıkları bir uzay

mevcuttur. Bu yöntemle temel bileşenlerin tanımlanması sistematik değişken kalmayıncaya kadar devam etmektedir (Civelekoğlu, 2006).

Varyans Analizi (ANOVA, Analysis of Variance)

Gözlenen varyansı çeşitli kısımlara ayırma yöntemiyle bazı değişkenlerin başka bir değişken üzerindeki etkisini incelemeye yarayan bir grup modelleme türüdür. Bu tür modeller gözlenen varyansın çeşitli açıklayıcı değişkenlerin etki parçalarına bölünmesini inceler. ANOVA bağımsız değişkenlerin kendi aralarında nasıl etkileşime girdiklerini ve bu etkileşimlerin bağımlı değişken üzerindeki etkilerini analiz etmek için kullanılır (Neter and Wasserman, 1974).

Varyans analizi, tek faktörlü varyans analizi, iki faktörlü varyans analizi ve çok faktörlü varyans analizi olmak üzere üç grup atlında incelenmektedir (Neter and Wasserman, 1974). Bu çalışmada, ikiden fazla bağımsız değişkene sahip olmasından dolayı iki faktörlü varyans analizi kullanılmıştır. İki faktörlü varyans analizinde bağımsız değişkenlerin bağımlı değişken üzerindeki ortak etkileri belirlenirken, aynı zamanda ayrı ayrı her bir değişkene göre ortalamalar karşılaştırılarak ortalamalar arasındaki farkın belirli bir güven düzeyinde (%95 gibi) anlamlı olup olmadığı test edilir.

Çoklu Lineer Regresyon (MLR, Multiple Linear Regression) Analizi

Çoklu lineer regresyon analizi basit lineer regresyon yönteminin, tek bağımsız değişken yerine *n* adet bağımsız değişkene genellemesidir (Heperkan ve Kesgin, 2003). Basit lineer regresyondaki benzer hesap yöntemleri her bir bağımsız değişken için uygulanmaktadır. Bu yöntemde birden fazla değişkenin olması regresyon doğrusunun iki boyutlu düzlemsel bir grafikle gösterilememesine neden olacaktır (Heperkan ve Kesgin, 2003). MLR analizine ait genel matematiksel ifade (1) aşağıdaki gibidir:

$$y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + ... + \beta_j x_j + ... + \beta_p x_p + \varepsilon \qquad (1)$$

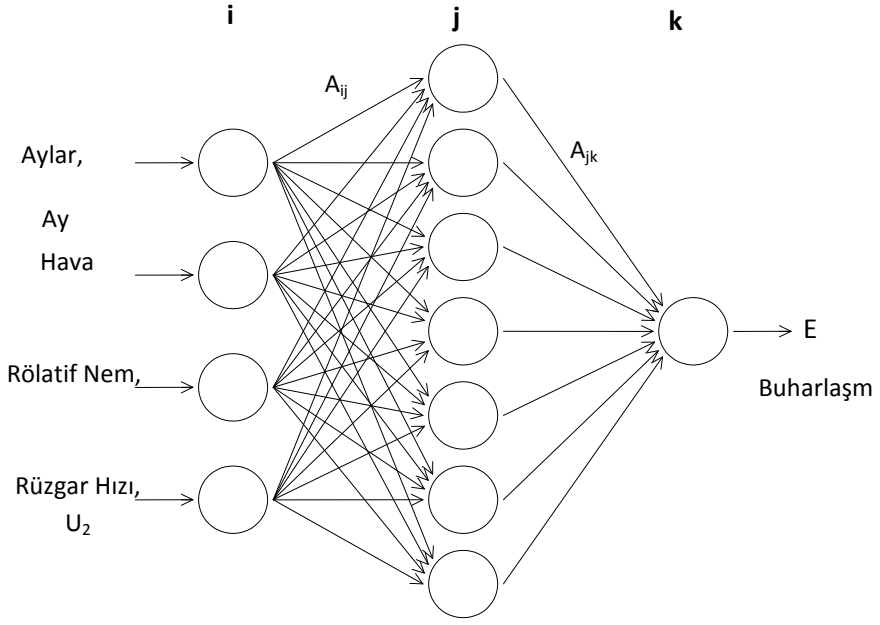
Regresyon eşitliğindeki bağımsız değişkenlere ait katsayıların (β_1,…, β_n) aldığı pozitif veya negatif değerler, bağımlı değişkenin o bağımsız değişken ile arasındaki ilişkinin arttıkça-artan veya arttıkça-azalan yapıda olduğunu göstermektedir. Denklemdeki ε ise hata terimidir.

Yapay Sinir Ağları (YSA)

Yapay sinir ağları, insan beyninin gizemli ve karmaşık hesap yapabilme özelliğinden yararlanılarak geliştirilmiş, beynin işleyişini taklit eden bir yöntemdir (Doğan vd, 2007). YSA, problemin girdi ve çıktıları arasındaki salt teorik modeli göz ardı ederek, bir seri ölçülmüş kaydedilmiş girdi ve çıktı nümerik değerlerini kullanarak, bunları iliştiren bir kapalı-kutu modelindeki ağırlık katsayılarını bulup, girdi-çıktı işlemini öğrenen bir sistem ile çıktı büyüklüklerini girdi büyüklüklerine bağlayan bir modeldir (Doğan vd, 2007). Yapay sinir ağları çok çeşitli ağ yapılarına ve modellerine sahiptir. Günümüzde, belirli amaç ve değişik alanlarda kullanılmaya uygun çeşitli yapay sinir ağı modelleri geliştirilmiştir (Ünal vd, 2010). Bu ağ yapıları içerisinde en uygunu ve en yararlısı çok katmanlı yapay sinir ağı modelidir (Ünal vd, 2010). Bu çalışmada ise üç tabakalı yapay sinir ağı kullanılmıştır.

Yapay sinir ağları, temel olarak üç tabakadan meydana gelmektedir (Şekil 1.). İlk tabaka (*i* tabakası) girdi değişkenleriyle bağlantılı olan işlem elemanlarından (hücre veya nöron)

oluşur ve buna girdi tabakası adı verilir. Girdi tabakasının tek görevi ağda girdi tabakasından sonra gelen gizli tabakaya girdi değişkenlerini aktarmaktır (Ünal vd, 2010). Son tabaka (*k* tabakası) çıktı değişkenlerinden oluşur ve buna çıktı tabakası adı verilir. Girdi tabakası ve çıktı tabakası arasındaki işlem elemanlarından oluşan tabakaya da gizli tabaka (*j* tabakası) adı verilir. A_{ij}, *i*'inci girdi tabaka nöronu ile *j*'inci gizli tabaka nöronu arasındaki ağırlık terimini, A_{jk}, ise *j*'inci gizli tabaka nöronu ile *k*'ıncı çıktı tabaka nöronu arasındaki ağırlık terimi temsil eder (Lippman, 1987). Başlangıçta rastgele atanan ağırlık değerleri, eğitme sürecinde tahmin edilen çıktılarla gerçek çıktı değerleri karşılaştırılarak devamlı değiştirilir ve hataları minimum yapan bağlantı ağırlık değerleri ayarlanıncaya kadar hatalar geriye doğru (Şekil 1'de sağdan sola) yayılır. Burada ağırlıkları ayarlamak için Levenberg-Marquardt metodu kullanılmıştır (Lippman, 1987).



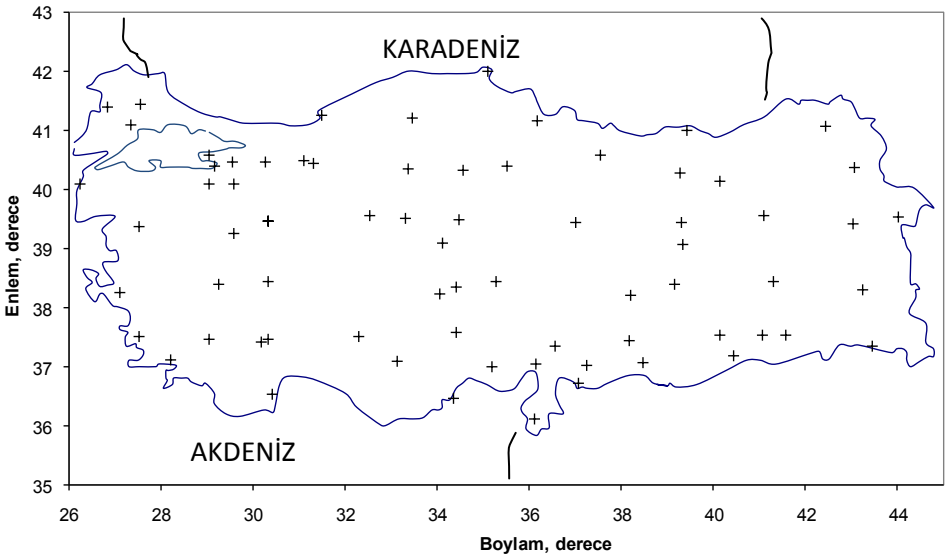
Şekil 1. Buharlaşma miktarının tahmininde kullanılan YSA yapısı

Yapay sinir ağları, temel olarak üç tabakadan meydana gelmektedir (Şekil 1.). İlk tabaka (*i* tabakası) girdi değişkenleriyle bağlantılı olan işlem elemanlarından (hücre veya nöron) oluşur ve buna girdi tabakası adı verilir. Girdi tabakasının tek görevi ağda girdi tabakasından sonra gelen gizli tabakaya girdi değişkenlerini aktarmaktır (Ünal vd, 2010). Son tabaka (*k* tabakası) çıktı değişkenlerinden oluşur ve buna çıktı tabakası adı verilir. Girdi tabakası ve çıktı tabakası arasındaki işlem elemanlarından oluşan tabakaya da gizli tabaka (*j* tabakası) adı verilir. A_{ij}, *i*'inci girdi tabaka nöronu ile *j*'inci gizli tabaka nöronu arasındaki ağırlık terimini, A_{jk}, ise *j*'inci gizli tabaka nöronu ile *k*'ıncı çıktı tabaka nöronu arasındaki ağırlık terimi temsil eder (Zaefizadeh vd, 2011). Başlangıçta rastgele atanan ağırlık değerleri, eğitme sürecinde tahmin edilen çıktılarla gerçek çıktı değerleri karşılaştırılarak devamlı değiştirilir ve hataları minimum yapan bağlantı ağırlık değerleri ayarlanıncaya kadar hatalar geriye doğru (Şekil 1'de sağdan sola) yayılır. Burada ağırlıkları ayarlamak için Levenberg-Marquardt metodu kullanılmıştır (Lippman, 1987). Yapay sinir ağlarının başarılı uygulamalarını görmek ve daha detaylı bilgi edinmek için (ASCE Task Committee, 2000a, b; Cobaner vd., 2008).

ÇALIŞMA ALANI

Türkiye genelinde Nisan−Aralık dönemine ait her bir ay için ölçülmüş açık yüzey buharlaşması ve diğer meteorolojik verilerin olduğu çalışmada kullanılan 72 meteoroloji

istasyonunun konumları Şekil 2'te verilmiştir. Bazı aylar için 72 istasyonun her birinden veri temin edilememiştir. Nisan−Aralık dönemine ait toplam 641 veri temin edilebilmiştir.



Şekil 2. Bu çalışmada kullanılan istasyonların konumu

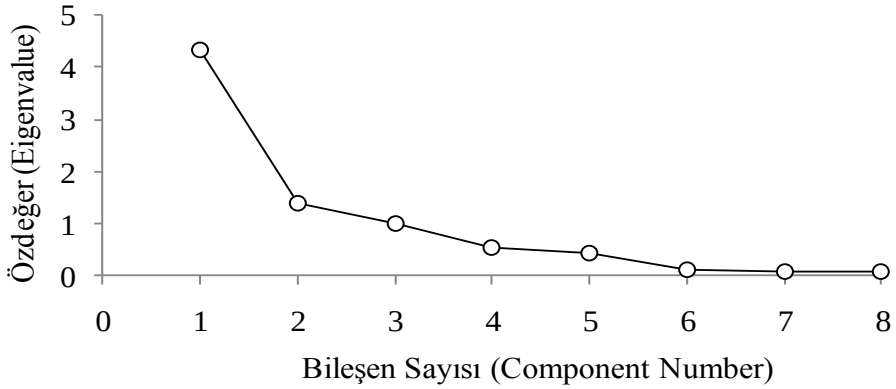
MODELLERİN UYGULANMALARI

lkemize ait bütün illerin buharlaşma miktarlarını hesaplayabilmek için Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğünün 1974–2010 yılları arasındaki aylık birimlerdeki verileri kullanılmıştır. Bu tarihler arasında aylık birimlerdeki, ortalama basınç, ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı, ortalama bulutluluk, bulutlu günler sayısı ve ortalama günlük toplam güneşlenme süresi verileri, aylık buharlaşmaya etkileyecek potansiyel aday bağımsız değişkenler olarak seçilmiş, toplam sekiz adet büyüklüğün rakamsal değerleri uygun formatlarda alınmıştır. Ortalama açık yüzey buharlaşma (standart tava buharlaşması) miktarına etki eden anlamlı bağımsız değişkenler öncelikle PCA analizi ile belirlenmiştir. PCA analizi, her bir ay için ayrı ayrı uygulanmıştır. Elde edilen sonuçlar Tablo 1'de gösterilmektedir. PCA analizinin uygulanması ile her bir ay için ortalama sıcaklık, ortalama nem ve ortalama rüzgâr hızının etkili olduğu belirlenmiştir.

Tablo 1. PCA sonucunda aylara göre etkili değişkenler

S.N.	Aylar	PCA ile Bulunan Önemli ve Anlamlı Bağımsız Değişkenler
1.	Nisan	ortalama basınç, ortalama sıcaklık, ortalama nem
2.	Mayıs	ortalama basınç, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi
3.	Haziran	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
4.	Temmuz	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
5.	Ağustos	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
6.	Eylül	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
7.	Ekim	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
8.	Kasım	ortalama sıcaklık, ortalama rüzgâr hızı, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi
9.	Aralık	ortalama basınç, ortalama sıcaklık, ortalama bulutluluk

Şekil 3'te görüldüğü gibi, özdeğer vektörünün 0.8'den daha büyük değerlerin bağımlı değişkeni etkilediği kabul edilmiştir.



Şekil 3. Temmuz ayı için PCA analizi

Uygulanan PCA ile birlikte açık yüzey buharlaşma miktarını tahmin etmek için kullanılabilecek etkili verileri seçmek amacıyla çalışma alanındaki verilere ANOVA analizi uygulanmıştır. ANOVA ile %95 anlamlığa ve en az hataya sahip olan kombinezon tercih edilmektedir. Bu analiz sonucunda elde edilen veriler tablo 2'de gösterilmektedir.

Yapılan PCA ve ANOVA analizlerinden de görülebileceği üzere, ortalama açık yüzey buharlaşma miktarlarının en önemli değişkenlik gösterdiği parametreler, ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı ve ölçümün yapıldığı aydır. Bu nedenle, meteoroloji istasyonlarında ölçülen ortalama sıcaklık, ortalama nem, rüzgâr hızı değerleri ile ay değişkeni MLR ve YSA modellerine girdi olarak kullanılırken, hedef olarak kabul edilen ortalama açık yüzey buharlaşma (tava buharlaşması) miktarları modellerin çıktısı olarak kullanılmıştır.

Tablo 2. ANOVA sonucunda aylara göre etkili değişkenler

S.N.	Aylar	ANOVA ile Bulunan Önemli ve Anlamlı Bağımsız Değişkenler
1.	Nisan	ortalama sıcaklık, ortalama bulutluluk, ortalama bulutlu günler sayısı, ortalama rüzgâr hızı, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi
2.	Mayıs	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi
3.	Haziran	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
4.	Temmuz	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
5.	Ağustos	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
6.	Eylül	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
7.	Ekim	ortalama sıcaklık, ortalama nem, ortalama rüzgâr hızı
8.	Kasım	ortalama sıcaklık, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi
9.	Aralık	ortalama sıcaklık, ortalama günlük toplam güneşlenme süresi

İlk olarak veriler kurulacak olan modelleri eğitme ve test için rastgele olarak iki kısma ayrılmıştır. Farklı meteoroloji istasyonlarında ve Nisan-Aralık dönemlerinde ölçülen meteorolojik verilerin yaklaşık % 60'ı (400 adet) eğitme verisi, geriye kalan %40'ı (241 adet) ise modelleri test etmek için kullanılmıştır. Modelde kullanılan meteorolojik verilerin istatistik parametreleri Tablo 3'te verilmiştir. Tablodan da görüleceği üzere hem eğitme hem de test aşamasındaki veriler benzer özellik göstermektedir. Ortalama rüzgâr hızı ve ortalama nem değerlerinin diğer verilere göre daha çarpık bir dağılıma sahip olduğu görülmektedir.

Tablo 3. Meteorolojik verilerin istatistik parametreleri.

Veri Seti	Değişken	x_{ort}	S_x	C_v (S_x/x_{ort})	C_{sx}	x_{maks}	x_{min}
Eğitme	Ay	7.56	2.519	0.333	0.022	12.00	3.00
	Ortalama Sıcaklık	16.94	6.467	0.382	-0.221	32.00	-1.40
	Ortalama Nem	60.58	11.113	0.183	-0.619	79.40	27.40
	Ortalama Rüzgâr Hızı	1.99	0.699	0.351	0.957	5.70	0.60
	Ort. Açık Yüzey Buharlaşması	132.89	88.587	0.667	0.430	495.30	0.10
Test	Ay	7.48	2.793	0.373	0.049	12.00	3.00
	Ortalama Sıcaklık	15.91	7.070	0.444	0.185	31.30	1.10
	Ortalama Nem	63.59	11.181	0.176	-0.962	83.40	27.70
	Rüzgâr Hızı	2.04	0.750	0.368	1.066	5.40	0.60
	Ort. Açık Yüzey Buharlaşması	119.06	94.041	0.790	0.691	459.50	0.20

S_x: Standart sapma, C_v:değişim katsayısı, C_{sx}:çarpıklık katsayısı.

Yapay sinir ağı modellerinde girdi ve çıktı tabakalarında kullanılan parametrelerin farklı birimlere sahip olmalarından dolayı, bu parametreleri boyutsuz büyüklükler cinsinden elde etmek için aşağıdaki Eşitlik (2) kullanılmıştır.

$$a\frac{x_i - x_{min}}{x_{max} - x_{min}} + b \qquad (2)$$

Burada, x_{max} ve x_{min} Tablo 3'te verilen giriş ve çıkış değişkenlerine ait maksimum ve minimum değerlerdir. Ölçekleme faktörü olan "*a*" ve "*b*" değerleri için sabit bir kural yoktur, bunlar için farklı değerler atanabilir (Dawson and Wilby, 1998). Yapay sinir ağlarında transfer fonksiyonu olarak kullanılan sigmoid fonksiyonu teorik olarak hiçbir zaman minimum ve maksimum değerine ulaşmadığından ve 0.1–0.9 aralığında aktif olduğundan dolayı (Rao and Rao, 1996), Cigizoğlu (Cigizoglu, 2003) "*a*" ve "*b*" değerleri için 0.6 ve 0.2 değerlerini önermiştir. Bu işlem verileri 0.2–0.8 aralığına indirgemiş ve aynı zamanda değişkenleri boyutsuz hale getirerek aralarındaki benzerliğin rastgele seçilmiş olma etkisi de ortadan kaldırılmıştır.

YSA simülasyonu MATLAB yazılımı yardımıyla çalıştırılmıştır. Tek gizli tabaka kullanılmış ve gizli tabaka ve çıkış tabakalarındaki transfer fonksiyonu olarak logaritma ve tanjant sigmoid fonksiyonları denenmiştir. YSA modelinin optimum ara tabaka hücre sayısı ve uygun transfer fonksiyonu deneme–yanılma ile bulunmuştur. Elde edilen optimum YSA modeline ait ağırlık ve eğilim değerleri tablo 4'de verilmiştir. Bu ağırlık ve eğilim verileri ile YSA metodunun yapısındaki (2) ve (3) numaralı denklemler kullanılarak açık yüzey buharlaşma tahmini yapılabilir.

Uygun modelin seçilmesinde ortalama karesel hata (OKH), Ortalama Mutlak Hata (OMH) ve determinasyon katsayısı (R^2) değerleri dikkate alınmıştır. OKH ve OMRH eşitlikleri aşağıdaki (3) ve (4) nolu ifadelerle tanımlanmaktadır.

$$OKH = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}((\mathrm{E})_{i_{Gözlenmiş}} - (\mathrm{E})_{i_{Tahmin}})^2 \qquad (3)$$

$$OMH = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left|(\mathrm{E})_{i_{Gözlenmiş}} - (\mathrm{E})_{i_{Tahmin}}\right| \quad (4)$$

Bu eşitliklerde, *N* gözlem adedini göstermektedir. YSA modelinde kullanılan eğitme verileri için MLR modeli oluşturulmuş ve test verilerinde bu elde edilen denklemlerin uygunluğu kontrol edilmiştir. Elde edilen MLR denklemi aşağıda verilmiştir.

$$E = 0.48 \times AY + 10.063 \times T - 1.503 \times RH + 24.501 \times U_2 \quad (5)$$

Denklemde, *E*, *mm*/*ay* cinsinden aylık toplam buharlaşma miktarını, *AY*, ölçümün yapıldığı ayın yılın kaçıncı ayı olduğunu (Nisan ayı (4) ile aralık ayı (12) arasında bir tamsayı), T, ºC/*ay* cinsinden aylık ortalama sıcaklığı, *RH*, %/*ay* cinsinden ortalama rölatif nemi ve U_2 de *m*/*sn*/*ay* cinsinden ortalama rüzgâr hızını göstermektedir.

Tablo 4. Elde edilmiş Optimum YSA modeline ait ağırlık ve eğilim değerleri

Gizli tabaka numarası	Ağırlıklar (weights)					Eğilimler (biases)
	Giriş tabakasından gizli tabakaya				Gizli tabakadan çıkış tabakasına	Gizli tabaka ve çıkış tabakası
	AY	*T*	*RH*	U_2	*E*	Eğilim değerleri
H_1	11.7804	-0.4868	-12.0397	-14.6135	-0.2728	-5.0937
H_2	-4.5388	0.6462	-10.9254	-3.2185	2.9922	-3.5433
H_3	0.5841	-2.9502	-5.7555	4.6935	-0.3289	7.5791
H_4	-0.5203	3.0089	3.8767	1.6145	-0.1838	4.0833
O_1						0.4461

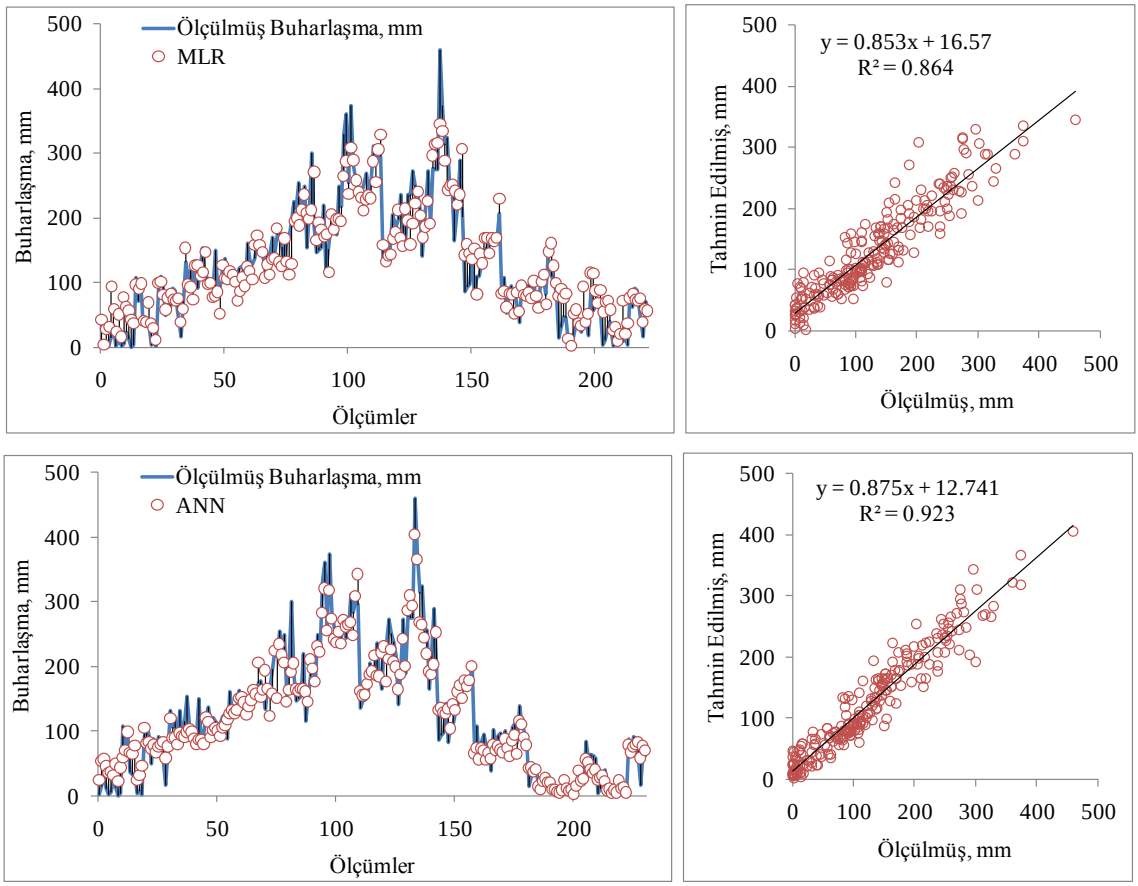
YSA ve MLR modelleriyle yapılan tahminlerin KOKH ve OMH değerleri tablo 5.'de verilmiştir. Tablo 5.'den de görüldüğü gibi YSA eğitme ve test aşamalarında en düşük KOKH ve OMH değerlerine sahiptir. MLR test aşamasında ortalama 27.205 mm hata ile tahmin yaparken, YSA modeli ise *E* değerini ortalama 19.131 mm hata ile tahmin etmiştir.

Tablo 5. Modellerin eğitme ve test aşamasındaki KOKH ve OMRH değerleri

Modeller		OKH (mm^2)	OMH (mm)	R^2
Eğitme	MLR	1502.964	27.381	0.809
	ANN	902.741	19.358	0.885
Test	MLR	1197.725	26.772	0.864
	ANN	686.645	19.634	0.923

Test aşaması için gözlenen ve tahmin edilen *E* değerlerinin karşılaştırılması şekil 4.'de verilmiştir. Şekil 4.'den de görüldüğü üzere YSA modeli *E* değerlerini MLR'den daha iyi tahmin etmiştir. Saçılma diyagramındaki eğilim çizgilerine bakıldığında, MLR modeline ait tahminler eğilim çizgisinin etrafında dağınık durumda olduğu görülmektedir. Ayrıca MLR modeli sıfıra yakın birçok buharlaşma miktarını negatif tahmin ettiği görülmektedir.

Regresyon modelinin test aşamasındaki determinasyon katsayısı 0.864 iken, YSA modelinin ki 0.923'dır.



Şekil 4. MLR ve ANN modelleri ile tahmin edilen ortalama açık yüzey buharlaşma değerlerinin değişimi ve saçılma diyagramı

SONUÇ ve ÖNERİLER

Komplike yapılarından dolayı doğal olaylar, klasik yöntemlerle her zaman analitik modelleme imkânı vermez. Belirsizlik, matematik model yetersizliği, veya analitik modelin gerektirdiği karmaşık ve fazla giriş datasının temin edilememesi durumlarında daha uygun olarak kullanılabilecek ve çoğu kez ilgili çıktı büyüklüklerini yeterli doğrulukta tahmin edebilecek bazı kapalı-kutu yöntemleri mevcuttur. Bu çalışmada, literatürde esnek yöntemler (soft computing) olarak ifade edilen çok katmanlı yapay sinir ağları kullanılarak açık yüzey buharlaşma (standart tava buharlaşması) miktarının tahmini yapılmıştır. Aynı zamanda aynı verilere ait çoklu lineer regresyon modeli kullanılarak da tahminler yapılmış bu metotla elde edilen sonuçlar YSA ile elde edilen sonuçlarla karşılaştırılmıştır. ANN ve MLR modellerinin test aşamasındaki performansları karşılaştırıldığında sırasıyla determinasyon katsayıları: R^2 = 0.923 ve 0.864, ortalama mutlak hataları: OMH = 19.634 mm/ay ve 26.772 mm/ay, ortalama karesel hataları: OKH = 686.645 ve 1197.725 bulunmuştur. Açık yüzey buharlaşma miktarını tahmin etmek için geliştirilenlerden çok katmanlı yapay sinir ağları (YSA) modeli çoklu lineer regresyon modelinden biraz daha başarılı sonuçlar vermiştir. Fakat YSA modeli daha fazla katsayı (tabakalar arası ağırlık ve eğilim değerleri, Tablo 4) kullanarak açık yüzey buharlaşma miktarını tahmin etmektedir. Çoklu lineer regresyon modeli (MLR) ise dört adet bağımsız

değişkene ait az sayıdaki regresyon katsayıları (5 nolu eşitlik) ile aylık buharlaşmayı tahmin ettiğinden ve uygulama kolaylığından dolayı ön çalışmalarda tercih edilebilir.

KAYNAKLAR

ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. 2000a. Artificial neural networks in hydrology I: preliminary concepts. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, **5**(2): 115-123.

ASCE Task Committee on Application of Artificial Neural Networks in Hydrology. 2000b. Artificial neural networks in hydrology II: hydrologic applications. Journal of Hydrologic Engineering, ASCE, **5**(2): 124-137.

Cigizoglu, H.K. (2003) "Estimation, forecasting and extrapolation of river flows by artificial neural networks", Hydrological Sciences Journal, 48(3), 349–361.

Civelekoğlu, G., Arıtma Proseslerinin Yapay Zeka ve Çoklu İstatistiksel Yöntemler ile Modellenmesi, Süleyman Demirel Üniversitesi, Çevre Mühendisliği Anabilin Dalı, Doktora Tezi, Isparta, 2006.

Cobaner, M., Seckin, G. & Kisi, O. (2008). Initial assessment of bridge backwater using an artificial neural network approach. *Canadian Journal of Civil Engineering* **35**, No. 5, 500-510.

Dawson, W.C., Wilby, R. (1998) "An artificial neural network approach to rainfall-runoff modelling", Hydrological Sciences Journal, 43(1), 47-66.

Doğan, E., Işık S., ve Sandalcı, M., Günlük Buharlaşmanın Yapay Sinir Ağları Kullanılarak Tahmin Edilmesi, İMO Teknik Dergi, 2007 4119 -4131, Yazı 271.

Heperkan, H., ve Kesgin U., Mühendisler için Sayısal Yöntemler, Mart Yayıncılık, İstanbul, Mart 2003.

Lippman, R, (1987) An Introduction to Computing With Neural Nets, IEEE ASSP Mag., 4, 4-22.

Marquardt, D., (1963) "An algorithm for least squares estimation of non-linear parameters", J.Soc.Ind.Appl.Math., pp.431-441.

Neter, J., and Wasserman W., Applied Linear Statistical Models, USA,1974.

Rao, V., Rao, H. (1996) "C++ neural networks and fuzzy logic", BPB Publications, B-14, Connaught Place, New Delhi-110001, pp. 380-381.

Ünal, B., Çobaner, M., ve Kişi, Ö., Yapay Sinir Ağları ile Evapotranspirasyon Miktarının Tahmini, VI. Ulusal Hidroloji Kongresi, VI. Ulusal Hidroloji Kongresi Bildiriler Kitabı 2010, syf. 229-242, Eylül 22-24, Denizli, 2010.

Zaefizadeh, M., Khayatnezhad, M., and Gholamin, R., Comparison of Multiple Linear Regressions (MLR) and Artificial Neural Network (ANN) in Predicting the Yield Using its Components in the Hulless Barley, American-Eurasian J. Agric. & Environ. Sci., 10 (1): 60-64, 2011

7–9 EYLÜL 2009 TARİHLERİ ARASINDA MARMARA BÖLGESİNİN BATISINDA VE TRAKYA'DA MEYDANA GELEN SEL FELAKETİNİN METEOROLOJİK ANALİZİ (*)

Hayreddin BACANLI[1], Seyfullah ÇELİK[2], Hüsnü GÖRGEÇ[3], Aziz DENİZ[4]
Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara
1-Daire Başkanı, hbacanli@dmi.gov.tr, 2-Mühendis, scelik@dmi.gov.tr
3-Mühendis, hgorgec@dmi.gov.tr, 4-Programcı, azizdeniz@dmi.gov.tr

Özet
7-9 Eylül 2009 tarihinde İstanbul'un batısında yer alan Silivri ve Çatalca ilçelerinin bulunduğu bölge ile Tekirdağ ve Bandırma arasında kalan alanda büyük bir sel afeti meydana geldi. Şiddetli yağışlar sonucunda meydana gelen seller nedeniyle bu üç gün içerisinde Tekirdağ'da 5, Silivri ve Çatalca'da 26 olmak üzere bölgede toplam 31 vatandaşımız hayatını kaybetti ve milyonlarca liralık hasar oluştu. En fazla can ve mal kaybı, şiddetli yağışların kaydedildiği Çatalca ve Silivri ilçelerinde görüldü.

8 ve 9 Eylül günlerinde bölgedeki yoğun yağışlı dönemde, hava sıcaklığı 15-28 derece arasında değişmektedir. Bölgenin batısı ile doğusu arasındaki sıcaklık farkı ve rüzgar yönlerindeki farklılık konvektif oluşumun etkisini arttıran ve yağış merkezini belirleyen en önemli mekanizma olarak ortaya çıkmaktadır. Yüksek seviyelerdeki trof ve soğuk hava da şiddetli yağış sistemini destekleyen faktör olmuştur.

Anahtar Kelimeler*: Sel, konvektif faaliyet, rüzgar, sıcaklık, trof.*

Abstract
Between 7th and 9th of September, in 2009, a major flood disaster has occured over the region which includes Silivri and Çatalca districts that are located western part of İstanbul and over an area between Tekirdağ and Bandırma. Due to floods caused by heavy rainfall, within this three days, 5 people in Tekirdağ, 26 people in Silivri and Çatalca, total of 31 citizens lost their lives and millions of Turkish Liras of properties have been damaged. A maximum loss of life and property have seen in Çatalca and Silivri where the heavy rainfall was recorded.

During the heavy rainfall period in between 8th-9th of September, air temperatures varied between 15-18 degrees centigrade. Temperature variations between west and east parts of the region and wind direction variations come out as the most important factors that increases convective activity and rainfall center area. Trough and cold air in the upper atmosphere have also been supporting factor for the heavy rainfall system.

Key Words: *Flood, convective activity, wind, temperature, trough.*

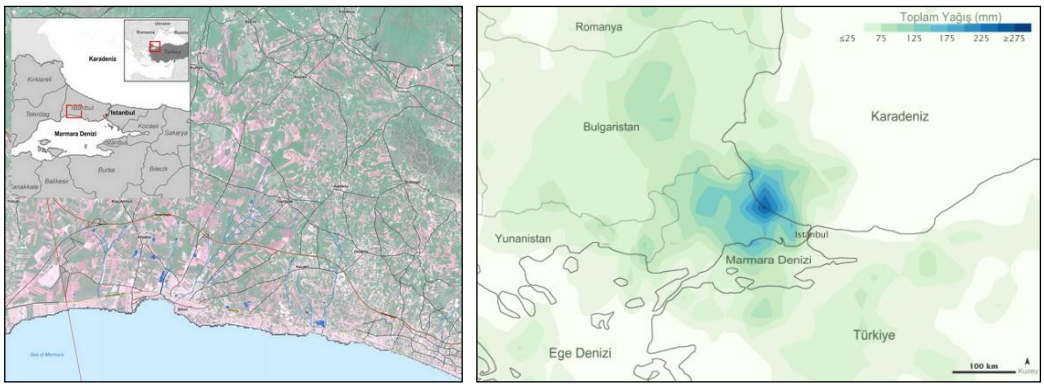
(*) Bu çalışma 22–24 Mart 2010 tarihinde Afyonkarahisar'da yapılan II. Ulusal Taşkın Sempozyumu Tebliğler kitabında yayınlanan "7–9 Eylül 2009 Tarihleri Arasında Marmara Bölgesinin Batısında ve Trakya'da Meydana Gelen Sel Felaketinin Meteorolojik Analizi" adlı bildiri yenilenerek hazırlanmıştır.

Giriş:
Türkiye gibi Akdeniz iklim kuşağında yer alan ülkeler için, ani seller insan yaşamını, çevreyi ve altyapıyı harap eden en önemli felaketlerden biridir (Gruntfest ve Handmer, 1999). Fırtına sonucu oluşan ani seller, 25 km^2 'den 200 km^2 ye kadar doğal bir havza alanında, 6 saatten az bir sürede, 200 mm.den daha fazla yağış düşmesi sonucu meydana gelir. Aynı şekilde, şehirlerde 1 km^2'den 100 km^2 ye kadar alanda ise, 1 saatte 50 mm.den fazla yağış düşmesi sonucunda ani seller meydana gelmektedir (Creutin ve Borga, 2003; Collier, 2007).

Ani su baskınlarına yol açan meteorolojik koşullar, çoğunlukla, çok yerel tetik mekanizmalarının serbest bırakmasıyla, tipik olarak, potansiyel kararsız şartlar altında gelişen kuvvetli konvektif sistemlerdir. Orografik yükselmeyle, konvektif fırtına oluşumunu tetikleyen en önemli etken, dağ eğimi boyunca olan (uygun) akışlardır (Maddox ve ark.1988). Ancak burada dağın yüksekliği temel etken olmayıp, hava içerisindeki nem miktarı ile seli oluşturabilecek diğer meteorolojik şartların uygun olması daha önemlidir (Schroeder ve diğerleri, 1987). ABD'de yapılan benzer birçok örnek çalışmalarda, yüksek seviye haritalarında soğuk hava ve trof uzantısı ile sıcak hava ve sırt arasında kalan alanlarda, şiddetli hava olaylarının meydana geldiği görülmüştür (Pontrelli ve ark. 1999).

Marmara bölgesinde, 8 Eylül 2009 günü, 500 hPa haritasında benzer bir akış sistemi görülmektedir. Trof, bölgenin batısında, güneydoğu-kuzeybatı istikametinde yer almakta, bölgenin daha doğusunda ise benzer istikamette sırt uzanmaktadır. Ayrıca, Karadeniz üzerinden gelen nemli hava akışı da bu bölgedeki kuvvetli konvektif oluşumlara destek sağlamıştır.

7–9 Eylül 2009 tarihinde, İstanbul'un batısında yer alan Silivri ve Çatalca ilçelerinin bulunduğu bölge ile Tekirdağ ve Bandırma arasında kalan bölgede, büyük bir afet meydana gelmiştir. Şiddetli yağışlar sonucunda meydana gelen seller nedeniyle, bu üç gün içerisinde. Tekirdağ'da 5, Silivri ve Çatalca'da 26 olmak üzere, bölgede toplam 31 vatandaşımız hayatını kaybetmiş ve milyonlarca liralık hasar meydana gelmiştir. En fazla can ve mal kaybı, Çatalca ve Silivri ilçelerinde meydana gelmiştir (Şekil 1)



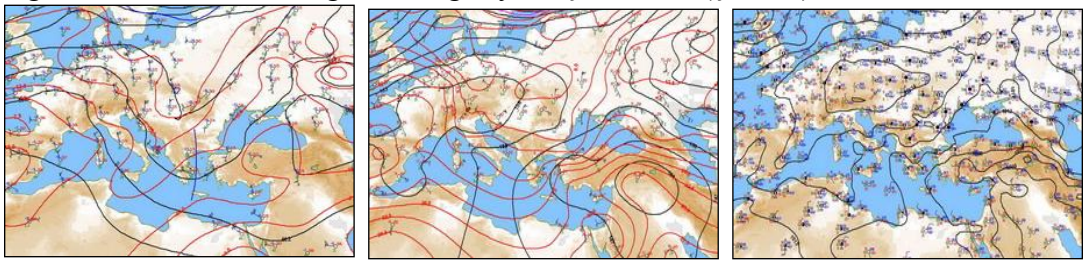
Şekil 1. Afet bölgesi haritası (DLR) ve TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) Uydularından elde edilen, 2–9 Eylül 2009 günlerine ait toplam yağış miktarı (SSAI/NASA GSFC).

Yağışlar, 7 Eylül 2009 tarihinde Trakya bölgesinde başlamış ve 8 Eylül 2009 tarihinde ise, afet bölgesini de içine alacak şekilde alanını genişletmiştir. 8 Eylül 2009 tarihinde, öğle saatlerinden itibaren etkisini arttırmaya başlayan yağışlar, 9 Eylül 2009 günü sabah

saatlerine kadar devam etmiş ve bölgede büyük bir afete neden olmuştur. Bu alanda kaydedilen 24 saatlik yağış miktarları, 100–250 mm aralığında, oldukça büyük değerlere ulaşmıştır. En yüksek yağış miktarları; Bandırma'da 253, Çatalca'da 205, Erdek'te 170, Silivri'de 128, Sarıyer'de 107, Tekirdağ'da 103 mm ye ulaşmıştır.

07 Eylül 2009

500 ve 700 hPa haritasında, Ege Denizi üzerinde kuzey-güney istikametinde uzanan trof ve soğuk hava, Marmara bölgesine doğru yaklaşmaktadır (Şekil 2).

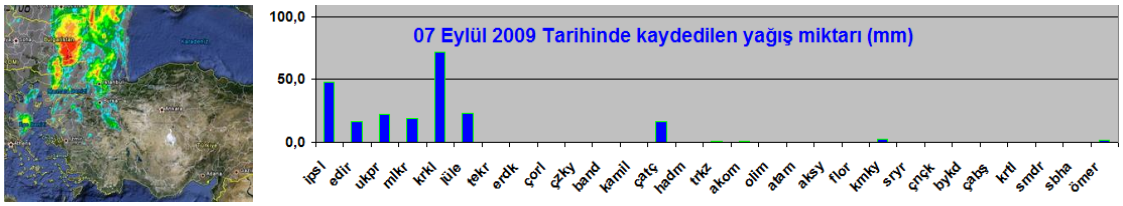


Şekil 2. 7 Eylül 2009 00 UTC tarihlerine ait 500 hPa (solda), 850 hPa (ortada) ve yer haritası (sağda).

850 hPa seviyesinde ise, Trakya üzerinde 10 derecelik soğuk, İzmir ve Ankara üzerinde 18 derecelik sıcak hava girişi uzanmaktadır. Bu seviyede akışlar yer haritasına paralel olarak kuzeydoğulu yönlerden orta kuvvette esmektedir. Türkiye'nin güneydoğusunda 144 dam'lik alçak merkez, Orta Avrupa üzerinde ise kuzeydoğu-güneybatı istikametinde uzanan 156 dam'lik yüksek merkez bulunmaktadır (Şekil 2).

Yer haritasında ise, Türkiye'nin iç kesimlerinde, 1004 hPa'lık alçak basınç merkezi, Orta Avrupa üzerine ise 1026 hPa'lık yüksek basınç merkezi yer almaktadır. Marmara bölgesi üzerinde 1010–1013 hPa'lık izobar değerleri hâkim durumdadır. Bölgenin batısında yer sıcaklığı, kuzey ve kuzeybatılı rüzgârlarla 15–17 derece, doğusunda ise güneydoğu ve doğulu rüzgârlarla 20–22 derece dolayında seyretmektedir (Şekil 2).

Uydu görüntülerinde, Marmara'nın batı kesimlerinde daha yoğun olmak üzere, Ege denizinden Rusya'nın batı kesimlerine kadar bulutluluk görülmektedir (Şekil 3).



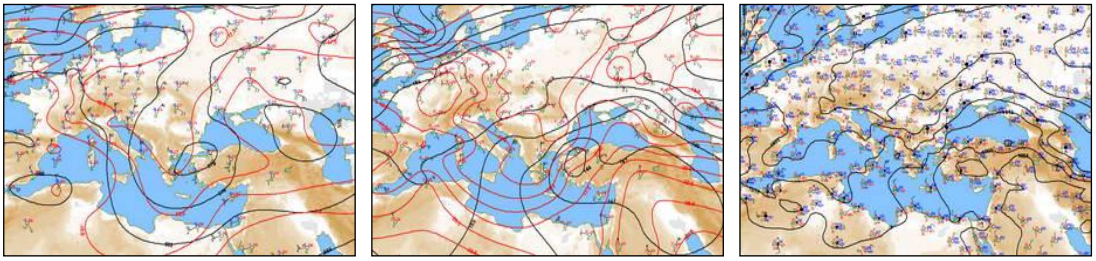
Şekil 3. Renklendirilmiş IR_10,8 Kanal 9 MSG görüntüsü (07/09/2009 0700 UTC solda), 7 Eylül 06:00 da bölgedeki yağış miktarı (sağda)

7 Eylül 2009 günü, son 24 saat içerisinde kaydedilen yağış miktarlarıı, Tekirdağ'ın batısında kalan bölgede 20–40 mm arasında değişmekte, en yüksek yağış miktarları ise, Kırklareli'nde 71,4, İpsala'da 48,2 mm olarak ölçülmüştür (Şekil 3).

08 Eylül 2009

500 hPa harita analizinde, trof, Trakya bölgesine iyice yaklaşmış, soğuk hava ise -15 derece olarak bölge üzerinde etkili olmaya başlamıştır. Soğuk damla olarak balkanlar üzerine oturan sistemin trof ekseni, güneydoğu-kuzeybatı istikametinde kütlesel olarak,

Marmara bölgesine hareket etmektedir. Bölge üzerinde güneydoğu kuzeybatı istikametinde 570 dam'lik bir katof merkezi oluşmuştur (Şekil 4).



Şekil 4. 8 Eylül 2009 00 UTC tarihlerine ait 500 hPa (solda), 850 hPa (ortada) ve yer haritası (sağda).

850 hPa haritasında ise, Kuzey Ege denizi üzerinde 144 dam'lik siklonik bir dönüşü olan katof bulunmaktadır. Bu seviyedeki sıcaklık, İzmir'de 14, İstanbul'da 12 derece, rüzgâr yönleri güney ve doğuludur. Selanik ve Atina'nın rüzgâr yönü kuzeyli, sıcaklığı ise 8–9 derece dolayındadır. Benzer sistem, Kırım ile Karadeniz'in batı sahilleri arasında da bulunmaktadır. Bu bölgedeki kuvvetli yer rüzgârlarının birleştiği alan, Marmara bölgesinin batısıdır.

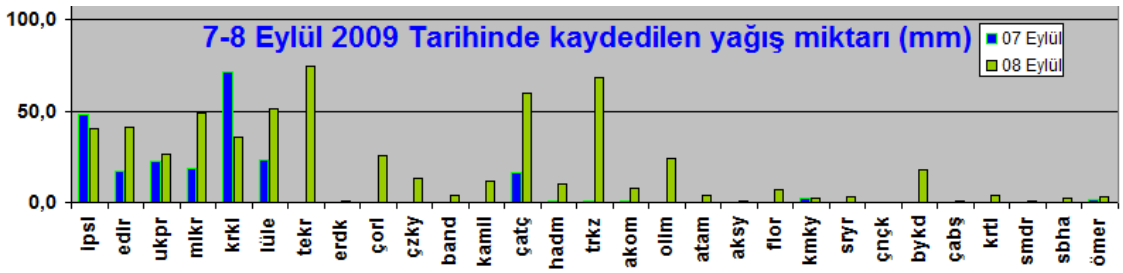
Yer haritasında ise, İç Anadolu'nun Batı kesimleri ile İç Ege üzerinde bulunan 1004 hPa'lık alçak basınç merkezi ile Doğu Avrupa üzerinde bulunan 1028 hPa'lık yüksek basınç merkezi etkili olmaktadır. Ancak yüksek basıncın Doğu Avrupa'ya doğru genişlemesiyle, Balkanlar üzerindeki basınç gradyeni artmış, dolayısıyla Marmara bölgesindeki kuzey yönlerden esen, rüzgârın hızı artmıştır. Marmara bölgesi üzerindeki basınç, 1008 ila 1013 hPa arasında değişmektedir (Şekil 4).

Marmara bölgesinin batısında, yer sıcaklığı 14–15 derece, doğu kesimlerinde ise 20–22 derece dolayında seyretmektedir. Havanın soğuduğu alanlarda, rüzgâr kuzey yönlerden hafif, sıcak olan alanlarda ise kuzeydoğu yönlerden kuvvetli olarak esmektedir.

Uydu görüntülerinde ise, Marmara'nın güneydoğusunda bulunan sıcak hava desteğiyle, bulut yoğunluğunun Trakya'nın kuzey ve batı kesimlerinde fazla olduğu görülüyor.

Şekil 5. Renklendirilmiş IR_10,8 Kanal 9 MSG görüntüsü (07/09/2009 1200 ve 1800 UTC, 08/09/2009 0000 ve 0600 UTC)

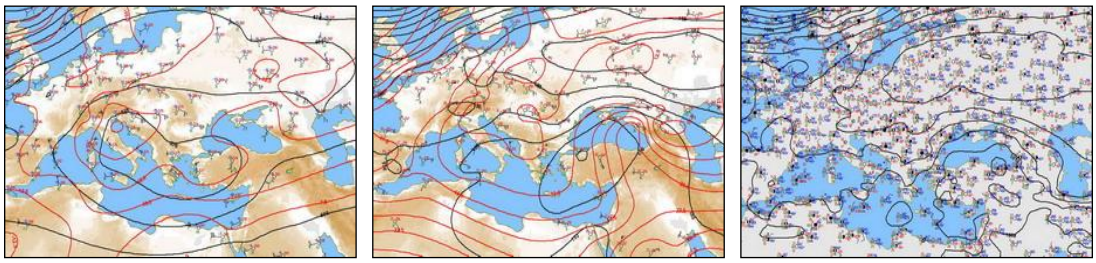
08 Eylül 2009 tarihinde, kaydedilen 24 saatlik yağış miktarları; Tekirdağ'da 74,6, Terkoz'da 68,6, Çatalca'da 61,2, Lüleburgaz'da 50,9 ve Malkara'da 48,5 mm. dir (Şekil 6).



Şekil 6. 7 ve 8 Eylül 2009, 0600 lokalde kaydedilen yağış miktarı.

09 Eylül 2009

Yağışlı hava, Trakya'nın batı kesimlerinden çok yavaş bir hızla, kuzey ve doğu istikametinde hareket etmektedir. Afet bölgesinin batı kesimlerine, 8 Eylül 2009 öğle saatlerine kadar 60–70 kg yağış düşmesine rağmen, (Çatalca istasyonunda saat 10:00 UTC'de en yüksek saatlik yağış 70,6 mm olarak ölçülmüştür) konvektif faaliyetlerin hızlanmasıyla, yağış, bölge geneline öğle saatlerinden sonra yayılmış ve yaklaşık 20 saat aralıksız devam etmiştir.

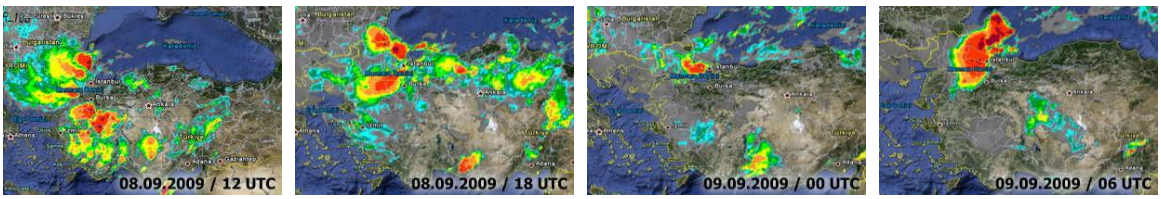


Şekil 7. 9 Eylül 2009 00 UTC tarihine ait 500 hPa (solda), 850 hPa (ortada) ve yer haritası (sağda).

Yüksek seviye haritaları incelendiğinde, 500 hPa haritasında soğuk damla ve katofun, Marmara'nın güneyi merkez olmak üzere, Batı Anadolu bölgesi üzerine yerleştiği görülüyor. Bu seviyedeki sıcaklık -13 derece, rüzgâr ise orta kuvvettedir (Şekil 7).

850 hPa seviyesinde ise, katof merkezinin Marmara'nın güneyinde olmasına rağmen, sıcak hava sırtı Kırım üzerinde bulunmaktadır. Buradaki kuzeydoğulu rüzgârlar, Bulgaristan ve Romanya'nın doğu sahillerinden gelen daha serin kuzeyli akışlarla, Marmara'nın batısında birleşerek yoğunlaşmayı arttırmaktadır.

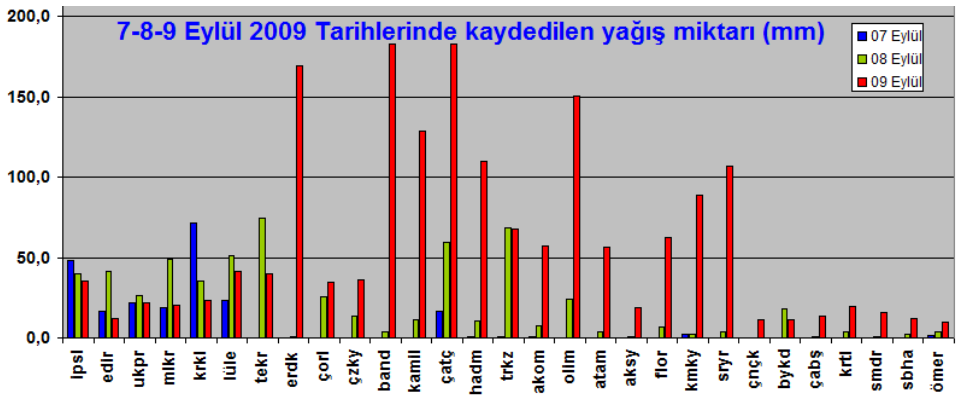
Yer haritasında, Türkiye üzerinde 1008 hPa değerinde alçak basınç merkezi, Orta Anadolu üzerinde yer alırken, yüksek basınç merkezi ise daha da kuvvetlenerek 1032 hPa olarak Rusya'nın batı kesimlerine yerleşmiştir. Marmara'nın batısında görülen basınç gradyeni daha da kuzeye hareket ederek, Kırım üzerine çekilmiştir. Bölgenin batı kesimlerinde hava sıcaklığı 15–17, doğu kesimlerinde ise 19–20 derece dolayında seyretmektedir. Rüzgâr kuzey yönlerden kuvvetli olarak esmeye devam etmektedir (Şekil 7)



Şekil 8. Renklendirilmiş IR_10.8 Kanal 9 MSG görüntüsü (08/09/2009 1200 ila 1800, 09/09/2009 0000 ila 0600 UTC)

Uydu ve Radar görüntüleri incelendiğinde; 8 Eylül 2009, 1200 UTC'de Marmara'nın batısı ile Bursa'nın güney kesimlerinde iki yoğun bulut kütlesi görülmektedir (Şekil 8-9). Bu iki kütle, atmosferin yukarı seviyelerindeki akışa bağlı olarak, 9 Eylül 2009 00 UTC'de afet bölgesi üzerinde birleşmiştir. Bölge üzerinde birleşen yoğun kütle, afet bölgesi üzerinde etkili olduktan sonra kuzeye hareket ederek bölgeyi terk etmiştir.

Şekil 9. 7–9 Eylül 2009 tarihlerine ait, İstanbul Çatalca'da bulunan radardan alınan SRI_R görüntüleri

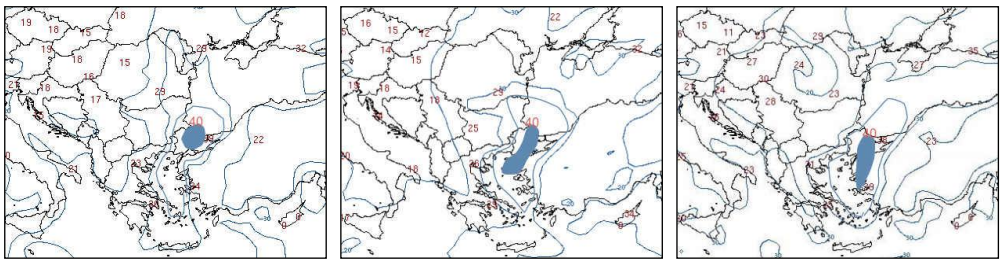


Şekil 10. 7-8-9 Eylül 2009 tarihlerinde boylam dizilişine göre kaydedilen yağış miktarları.

Kararsızlık Analizi

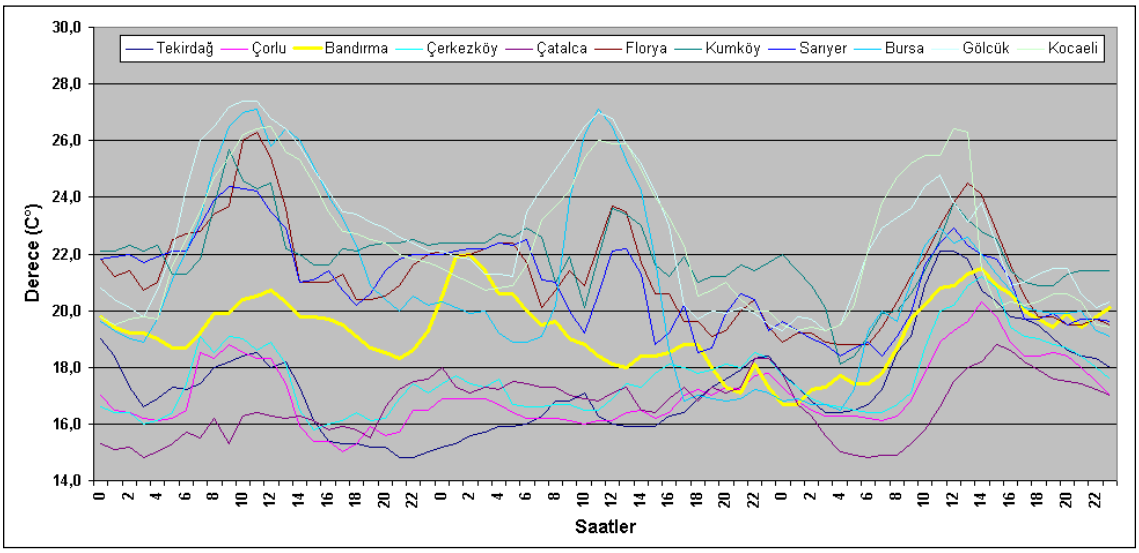
Sinoptik ölçekte şiddetli yağışların oluşumunu sağlayan en önemli etkenler; nem, kararsızlık, rüzgâr shaeri ve diğer parametrelerdir. Diğer parametreler içerinde, K indeksi, PW (Precipitable Water), bulutsuz alandaki nispi nem, yer–500 hPa seviyesi arasında nispi nem ve theta-e (Equivalent Potential Temperature) en önemli olanlardır. Bu parametrelerdeki değerlerin yükselmesi, yağış miktarının artmasını sağlamaktadır (Paddock 2008).

7–9 Eylül 2009 tarihinde, Marmara bölgesinde kuvvetli yağış oluşumunu destekleyen kararsızlık parametreleri arasında sıcaklık ve rüzgârın öne çıktığı görülmektedir. Kararsızlık indekslerinin çoğunda temel değişkenler sıcaklık ve nemdir. Marmara bölgesinde, yağış öncesi günlerde, 30 dereceye varan sıcaklık ve 20–22 dereceye yükselen işba sıcaklığı nedeniyle, nem oranı yükselmiştir. Yağışlı periyotta 35–40 değerleri arasında değişen PW (Şekil 11) ve 23 derecelik deniz suyu sıcaklığı şiddetli yağışlar için gerekli nemliliğin varlığını göstermektedir.



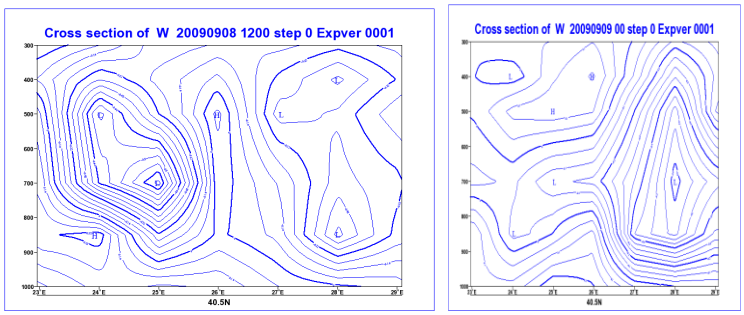
Şekil 11. 08 Eylül 2009 00 (sol) ve 12 (orta) ile 09 Eylül 2009 00 (sağ) UTC de PW değerlerinin afet bölgesi üzerinde en yüksek değerlerde olduğu görülmektedir.

İki günlük yoğun yağışlı dönemde, hava sıcaklığı 15–28 derece arasında değişmektedir (Şekil 12). Bölgenin batısı ile doğusu arasındaki sıcaklık farkı ve rüzgâr yönlerindeki farklılık, konvektif oluşumun etkisini arttıran ve yağış merkezini belirleyen en önemli mekanizma olarak ortaya çıkmaktadır. Şiddetli yağışlar, trof ile sırt arasında kalan (sıcak yüzey), Bandırma istasyonunun batısında görülmüştür



Şekil 12. 7–9 Eylül 2009 tarihleri arasında, Marmara bölgesinin batısında ve doğusunda bulunan istasyonların, yağış dönemine ait saatlik sıcaklık değişimleri. Bandırma istasyon sıcaklık değerlerinin (sarı) ise orta kesimde kaldığı görülmektedir.

Avrupa Orta Vadeli Tahminler Merkezi, ECMWF'den (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) alınan sayısal hava tahmin ürünlerinin analiz çıktılarında ise, Marmara bölgesi ve yağış alanındaki konvektif faaliyetlerin gelişimi görülmektedir (Şekil 13).



Şekil 13. 08 Eylül 2009 12:00UTC ve 9 Eylül 2009 00:UTC tarihlerine ait ECMWF den alınan (Selanik-İstanbul) dikey yükselme hız analizleri (vertical velocity Pa/sn)

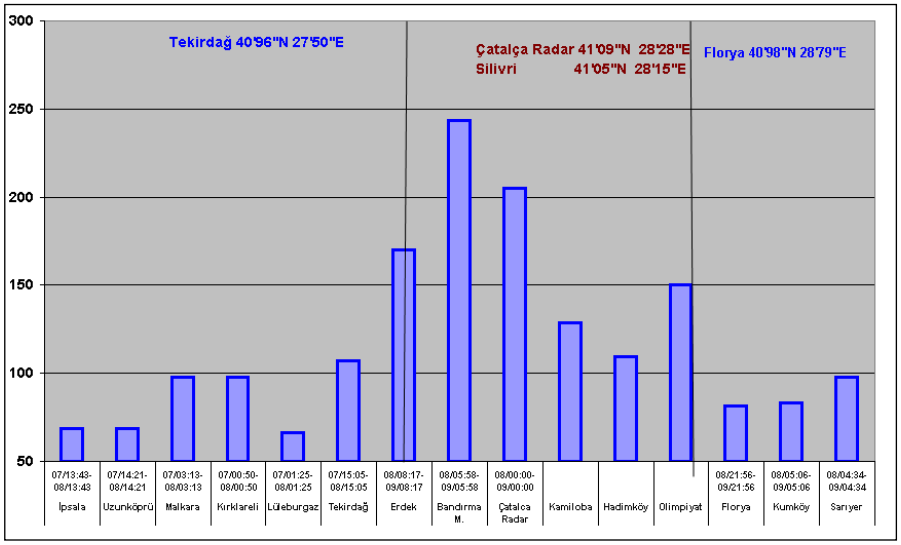
Yağış Analizi

7 Eylül 2009 tarihinde, Trakya'nın batı kesimlerinde sağanak ve gök gürültülü sağanak şeklinde görülen yağışlar, çok yavaş bir hareketle, doğuya hareket ederek, 8 Eylül 2009 günü etki alanını daha da genişleterek, Marmara bölgesinin batı kesimlerinde etkili olmaya başlamıştır. 5–13 Eylül 2009 tarihlerine ait otomatik gözlem sistemlerinden alınan yağış verilerinde, yağışların kademeli olarak yükseldiğini ve 9 Eylül 2009 günü, çoğu merkezde en yüksek değerlere ulaştığı görülmektedir. 13 Eylül 2009 tarihinde bu yağışlı havadan

farklı olarak, Karadeniz üzerinden gelen sistem sonucu Kumköy'de 166,8, Malkara'da 114 mm. yağış kaydedilmiştir.

Yapılan ölçümlere göre; Bandırma ve Çatalca istasyonlarında kaydedilen iki günlük yağış miktarı 250 mm'nin üzerindedir. Erdek ve Olimpiyat istasyonlarında 150 mm.nin üzerinde, Kamiloba, Hadımköy ve Terkoz civarında ise 150 mm'ye yakın yağış miktarları kaydedilmiştir.

24 saatlik yağışlar incelendiğinde, İpsala'dan Sarıyer istasyonuna kadar olan merkezler boylam sırasına göre dizildiğinde, en yüksek yağış miktarlarının, Tekirdağ ile Florya arasında kalan alanda meydana geldiği belirgin olarak görülmektedir (Şekil 14). Çatalca ve Silivri ilçeleri kapsayan bu alan, sel afetinden en fazla etkilenen bölgedir.



Şekil 14. Marmara bölgesinde, boylamlara göre, 7–8–9 Eylül 2009 tarihlerinde 24 saatte en fazla yağış alan merkezler.

Saatlik en yüksek yağış miktarının, Çatalca'da 84,2, Bandırma'da 59,6, Erdek'te ise 55,8 mm olduğu görülmektedir (Tablo1).

Tablo 1. 8-9 Eylül 2009 tarihlerine ait, şiddetli yağış analizi Türkiye ekstremleriyle (kırmızı) birlikte verilmiştir. Dakikalık analizler, AWOS dataları kullanılarak hazırlanmıştır.

Süre	Türkiye	Bandırma			Çatalca			Erdek	Tekirdağ	Sarıyer	Florya	Kumköy
Dakika		Başlama	Bitiş		Başlama	Bitiş						
5	50,5	81150	81155	9,4	81037	81042	13,0	11,2	5,0	9,6	9,0	5,6
10	60,6	81150	81200	16,6	81032	81042	25,0	20,2	8,8	16,8	17,2	10,8
15	70,7	81145	81200	23,0	81030	81045	33,2	27,8	12,2	19,6	21,0	14,6
30	90,9	81135	81205	41,8	81019	81049	57,0	38,6	19,6	21,0	24,0	18,0
60	131	81126	81226	**59,6**	81014	81114	**84,2**	**55,8**	28,4	22,8	24,6	26,8
120	180,5	81102	81302	83,0	80944	81144	112,0	81,0	32,4		27,4	45,8
180	230,9	81036	81336	87,8	80936	81236	135,4	109,2	34,2	36,6	29,4	52,4
240	332,3	80941	81341	89,8	80903	81303	142,0	129,2	37,2	44,0	38,8	57,6
300	374,3	82359	90459	123,8	80749	81249	146,0	130,4	41,6	48,2	42,8	57,6
360	390,3	82358	90558	133,8	80703	81303	154,4	130,6	55,8	52,0	42,8	
480	410,4	82351	90751	140,4	80437	81237	168,8	131,2	66,2	52,8		57,6
720	428,1	81805	90605	142,4	80147	81347	191,0	131,2	73,0	72,6		57,8
1080	464,8	81100	90500	219,2	80157	81957	199,8	132,0	76,6	94,8	66,2	66,2
1440	466,3	80558	90558	**243,4**	80000	90000	**205,0**	154,0	107,0	97,6	77,8	66,6

Yağış şiddet tekerrür analizlere göre, bölgede meydana gelen bu yağışların, 10 ila 100 yılda bir görülebilecek şiddette yağışlar olduğu görülmektedir. Afet bölgesine düşen yağış, ekstrem bir yağıştır ve daha önce bu kadar büyüklükte bir yağış kaydedilmemiştir. Bir saatte düşen yağış miktarının, 50 mm'nin üzerinde olduğu (Bandırma, Çatalca ve Erdek istasyonları) alanlar, aynı zamanda sel ve afet bölgesini de belirlemiştir. İstanbul'un uzun yıllar 24 saatlik ekstrem yağışı, istasyonlara göre değişmekle birlikte, 130–184 mm arasında değişmektedir, ancak bu iki günlük periyotta bazı merkezlerdeki yağış miktarı 200 mm'nin üzerine çıkmıştır.

Sonuç

7–9 Eylül 2009 tarihleri arasında, Marmara Bölgesi'nde ekstrem yağışlar kaydedilmiştir. Bandırma, 24 saatlik en yüksek yağış miktarı 1991 yılında 178,8 mm olarak ölçülmüş iken, 9 Eylül 2009 sabahı 253.3 mm. (ekstrem yağışın oldukça üzerinde) olarak kaydedilmiştir. Diğer merkezlerle mukayese edildiğinde, Çatalca (205 mm) ve Silivri'de meydana gelen şiddetli yağışların da, ekstrem olduğu öngörülmektedir. 8 Eylül 2009 sabahı kaydedilen yağış miktarı, Kırklareli'nde ekstrem değere (97,8 mm) ulaşırken, Tekirdağ'da meydana gelen yağışın ise, 25–50 yılda bir görülebilecek büyüklükte (103,2 mm) bir yağış olduğu görülmüştür. Yağış miktarının büyüklüğü ve şehirleşmenin olumsuz etkisi, bölgede hem can hem de büyük miktarda maddi hasara (sigortalı hasar 70 milyon TL) neden olmuştur.

Bandırma, Erdek, Çatalca ve Silivri istasyonları arasında kalan alanda, sele yol açan şiddetli yağışlar (saatte 50 mm), 8 Eylül 2009 10:00 UTC, vee 9 Eylül 2009 03:00 UTC'de en yüksek miktarlara ulaşmıştır.

Taşkın ve sellerin oluşumunu sağlayan birinci etken şiddetli yağışlardır. Can ve mal kaybının en aza indirilebilmesi için şiddetli yağışların önceden tahmin edilebilmesi çok önemlidir. Bunun için erken uyarı sistemlerinin, yerel ekstrem yağışları tespit edecek ölçüde geliştirilmesi gerekmektedir. Çünkü, sele yol açabilecek şiddetli yağışlar çok lokal alanlar da ve ekstrem değerlerde görülmektedir.

Ülkemizde şiddetli yağışlara neden olabilecek hava modellerinin iyi bilinmesi ve takibi çok önemlidir. Yer ve yüksek seviye harita analizlerinin periyodik ve alansal olarak, uydu ve radar destekli yapılması gerekmektedir. Ayrıca, kesit analizleri (cross-section), meteogramlarda olduğu gibi rutin hale getirilmeli ve şiddetli yağış açısından hassas olan alanlar, tahmin başlangıcından itibaren dikkatlice takip edilmelidir.

Kaynaklar

[1] The benefit of high-resolution operational weather forecasts for flash flood warning J. Younis, S. Anquetin, and J. Thielen, Papers published in *Hydrology and Earth System 2008*

[2] Examining preconvective heavy rainfall environments utilizing observational and model analysis proximity soundings**,** Michael J. Paddock and Charles E. Graves Saint Louis University, St. Louis, Missouri -Jason T. Martinelli Creighton University, Omaha, Nebraska, 2008.

[3] Kömüşçü, A. Umran, Erkan, Ayhan, Çelik, Seyfullah., Analysis of Meteorological and Terrain Features Leading to the İzmir Flash Flood. Natural Hazards 18: 1–25, 1988.

[4] Çelik, S., Bacanlı, H., Görgeç, H., Yayvan M., Deniz A. "1–2 Kasım 2006 tarihlerinde Güneydoğu Anadolu'da meydana gelen taşkın ve sel afetinin meteorolojik açıdan incelenmesi". IV. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu,25-28 mart 2008, İstanbul.
[5] Çelik, S., Bacanlı, H., Görgeç, H., Yayvan M., Deniz, A. "16–18 Kasım 2007 tarihlerinde Tekirdağ ve Marmaris'de meydana gelen şiddetli yağışların sinoptik analizi".IV.Atmosfer Bilimleri Sempozyumu, 25-28 mart 2008, İstanbul.
[6] Bacanlı, H., Çelik, S., Görgeç, H., Deniz A. "21-22 İle 27-28 Temmuz 2009 Tarihleri arasında Giresun ilinde meydana gelen sel felaketinin sinoptik açından incelenmesi". II. Ulusal Taşkın Sempozyumu Afyonkarahisar, 22-24 Mart 2010
[7] http://www.meted.ucar.edu
[8] http://www.hpc.ncep.noaa.gov
[9] http://weather.uwyo.edu
[10] http://www.arl.noaa.gov
[11] http://www.ecmwf.int
[12] http://www.eumetsat.int
[13] http://geochange.er.usgs.gov/sw/changes/natural/floods/

ÇANAKKALE YÖRESİ AMBAROBA VE MAZILIK HEYELANLARININ JEOFİZİKSEL, KLİMATOLOJİK VE JEOMORFOLOJİK ANALİZİ

[1]*Murat Türkeş, [1]A. Evren Erginal, [2]Alper Demirci, [2]Yunus Levent Ekinci
[1]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Fen-Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale
[2]Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Terzioğlu Yerleşkesi, 17020 Çanakkale

Özet
Çalışma, Çanakkale'nin Biga ilçesine bağlı Ambaroba Köyü'nde etkinliği 1992 yılından beri bilinen Ambaroba heyelanı ile 2003 yılında eski Mazılık Köyü'nün ilkokulunun kullanılmaz olmasına neden olan yıkıcı bir kütle hareketinin oluştuğu Çanakkale'nin 20 km doğusundaki eski Mazılık Köyü heyelanını içerir. Bu kapsamda, çalışmanın amacı, bu heyelanların oluşumunu ve gelişim düzeneklerini, jeofizik, jeomorfolojik ve klimatolojik yöntemlerle analiz ederek, heyelanı oluşturan hazırlayıcı ve tetikleyici etmenleri belirlemek ve yakın gelecekteki gelişimine ve etkilerine ilişkin bazı öngörülerde bulunmaktır.

Anahtar Kelimeler: *Heyelan; dönel çökme; regolit; jeofiziksel, jeomorfolojik ve klimatolojik çözümleme; Ambaroba Köyü ve Mazılık Köyü; Çanakkale Yöresi.*

GEOPHYSICAL, GEOMORPHOLOGICAL AND CLIMATOLOGICAL ANALYSIS OF THE AMBAROBA AND MAZILIK LANDSLIDES IN THE ÇANAKKALE DISTRICT

Abstract
The study consists of the Ambaroba landslide, activity of which has been known since the year 1992 in the Ambaroba village and the old Mazılık village landslide of 20 km distance from Çanakkale that caused to destroy the primary school located in the old Mazılık village in the year 2003. In this frame, aim of the study is to determine the preparatory and triggering factors that form the landslides by analyzing the occurrence and development mechanisms of these landslides with the geophysical, geomorphologic and climatological methods, and to make some suggestions for the near-term developments and effects of these landslides.

Key Words: *Landslide; rotational slide; geophysical, geomorphologic and climatological analysis; Ambaroba Village and Mazılık Village; Çanakkale District.*

GIRIŞ

Yerküre'nin biçimlendirilmesi konusunda çok sayıda dış etmen ve süreç birlikte çalışır. Dış etmen ve süreçlerin toplam etkisi, Yerküre'ye ana biçimini veren iç süreçler kadar önemli olabilir. Hiçbir kayaç sonuna kadar ayrışmaya karşı direnemeyeceği gibi, hiçbir jeomorfolojik birim de aşınmadan kurtulamaz. Sonuç olarak, dorukların, yamaçların, vadilerin ve ovaların birleşimini, yerçekiminin, suyun, rüzgarın, dalga ve akıntıların ve buzun ortak çalışması belirler. Genel bir terim olarak aşınma ya da denüdasyon ise, başlıca üç çeşit etkinliğin karşılıklı etkileşimleriyle, ayrışma (İng. *weathering*), kütle hareketi (İng. *mass wasting*) ve erozyon sırasıyla gerçekleşir.

Tablo 1: Kütle hareketlerinin çeşitleri ve sınıflandırılması*.

Hareketin Türü			***Malzeme çeşidi***		
			Anakaya	***Mühendislik malzemeleri (toprak, çamur, moloz)***	
				Çoğunlukla ince taneli	***Çoğunlukla kaba taneli***
Düşmeler			Kaya düşmesi	Toprak dökülmesi	Moloz düşmesi
Yuvarlanmalar (devrilmeler)			Kaya devrilmesi	Toprak yuvarlanması	Moloz yuvarlanması
Heyelanlar (kaymalar)	Rotasyonel (dönel)		Kaya kayması	Toprak kayması	Moloz kayması
	Translas-yonel	Birkaç parçalı	Kaya blok heyelanı	Toprak blok heyelanı	Moloz blok heyelanı
		Çok parçalı	Kaya heyelanı	Toprak heyelanı	Moloz heyelanı
Yanal yayılma			Kaya yayılması	Toprak yayılması	Moloz yayılması
Akmalar			Kaya akması	Çamur ya da toprak akması	Moloz akması
			Kaya çığı		Moloz çığı
			Derin sürünme (krip)	Toprak sürünmesi	
Karmaşık ve birleşik hareketler			İki ya da daha çok birincil hareket çeşidinin zamanda ve/ya da alanda birleşimi		

[*Kaynak: Varnes (1978) ve Cruden ve Varnes'ın 1996 değişiklikleri ile Hutchinson (1988), Hungr *ve ark.* (2001) ve USGS'in (2004) tanımlamaları dikkate alınarak yeniden düzenlendi.]

Kütle hareketi, *yamacı oluşturan doğal kaya, toprak, yapay dolgu ya da bunların birleşimlerini içeren malzemelerin aşağıya ve dışa doğru hareketleriyle sonuçlanan süreçler* şeklinde tanımlanabilir (örn. Varnes, 1978; USGS, 2004, vb.). Kütle hareketlerinin çeşitleri ve sınıflandırılması Çizelge 1'e göre aşağıdaki gibi özetlenebilir:

(1) Düşmeler (Kaya düşmesi, Toprak dökülmesi ve Moloz düşmesi) (Şekil 1d),

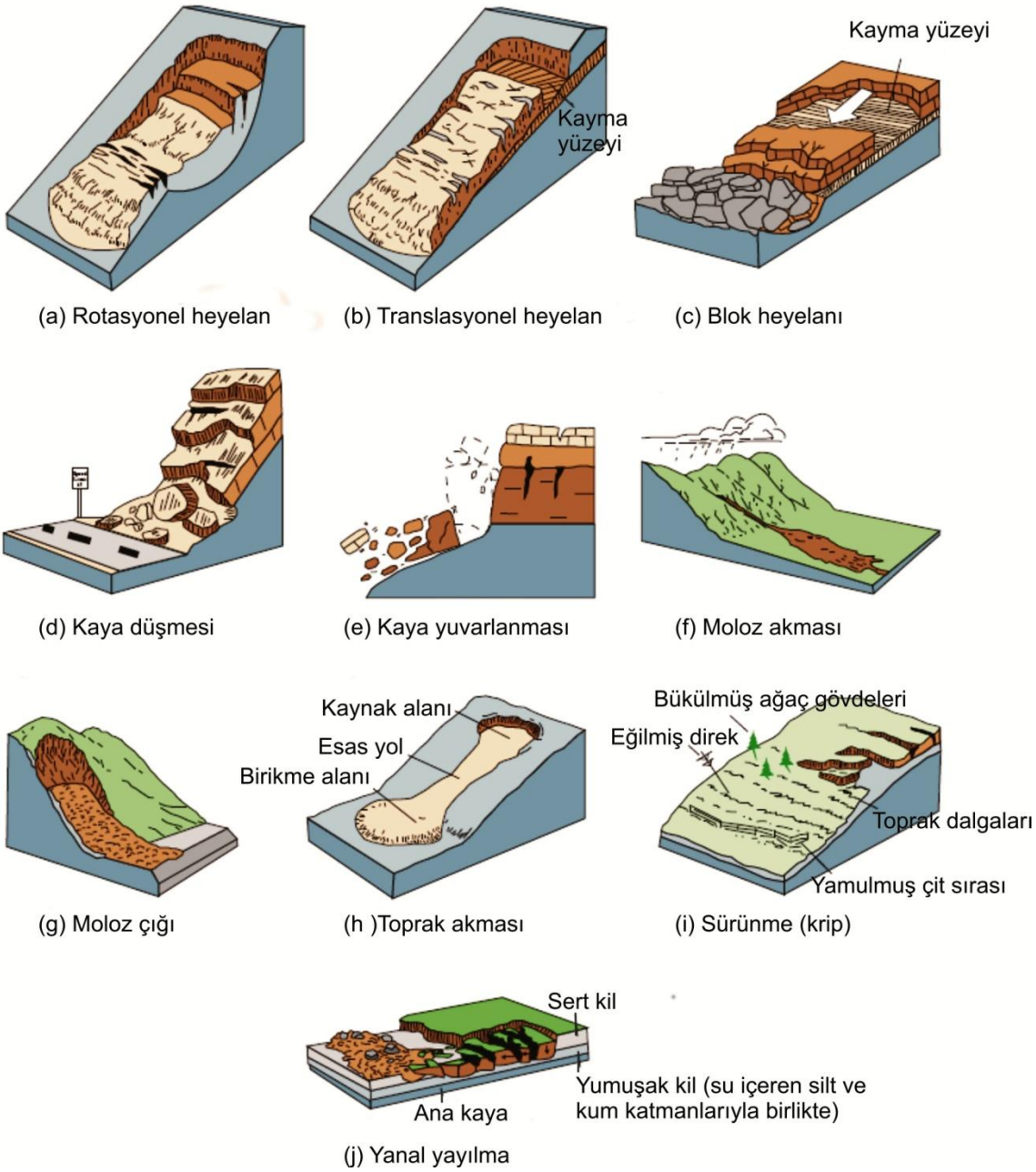
(2) Yuvarlanmalar ve devrilmeler (Kaya devrilmesi, Toprak ve Moloz yuvarlanması) (Şekil 1e);

(3) Heyelanlar (kaymalar) [(a) Rotasyonel (dönel): Kaya, Toprak ve Moloz kayması; (b) Translasyonel: (i) Birkaç parçalı: Kaya blok, Toprak blok ve Moloz blok heyelanı; (ii) Çok parçalı: Kaya, Toprak ve Moloz heyelanı] (Şekil 1a, b, c);

(4) Yanal yayılma (Kaya, Toprak ve Moloz yayılması) (Şekil 1j);

(5) Akmalar [(a) Kaya, Çamur ya da toprak ve Moloz akması; (b) Kaya ve Moloz çığı; (c) Derin sürünme (krip) ve Toprak sürünmesi] (Şekil 1f, g, h, i);

(6) Karmaşık ve birleşik hareketler (İki ya da daha çok birincil hareket çeşidinin zamanda ve/ya da alanda birleşimi).



Şekil 1: Kütle hareketlerinin çeşitleri ve çizimsel gösterimleri (USGS (2004)'e göre yeniden çizildi).

Kütle hareketlerinin başlıca nedenleri, hazırlayıcı ve tetikleyici etmenleri, (1) Jeolojik, (2) Morfoklimatolojik ve Meteorolojik, (3) Jeomorfolojik ve (4) Antropojen nedenler ve etmenler başlıkları altında toplanabilir (Çizelge 2). Öte yandan, kütle hareketlerinin oluşumları ve şiddeti, genel olarak yapı, litoloji, eğim ve iklim (toprak nemi, yağış, sıcaklık, vb) şeklinde de sıralanabilir. Bunlardan yapı ve litoloji, iklime bağlı değildir. Eğim ise, ancak dolaylı bir biçimde ve kısmen iklimle ilgilidir. Buna karşılık, kütle hareketlerini kolaylaştıran başlıca iki etmen olan zeminde suyun varlığı ve sıcaklığın donma noktası çevresinde sıklıkla değişmesi hava ve iklim ile doğrudan ilgilidir (Türkeş *ve ark.*, 2008).

Tabloe 2: Kütle hareketlerinin başlıca nedenleri, hazırlayıcı ve tetikleyici etmenler.

1. *Jeolojik nedenler ve etmenler*:	**3. *Jeomorfolojik nedenler ve etmenler*:**
(a) Zayıf ya da hassas (duyarlı) malzemeler (gereçler), (b) Ayrışmış gereçler, (c) Makaslanmış, eklemlenmiş ya da yarılmış gereçler, (d) Hazırlayıcı süreksizliklere neden olan jeolojik yapı ve litoloji (katmanlanma, şistosite, fay, unconformite, dokanak, vb.) (e) Geçirgenlikteki farklılıklar ve/ya da gereçlerin sertleşmesi, (f) Tektonik ya da volkanik yükselme, .	(a) Yüksek ve dik yamaçlar, (b) Glasiyal geri çekilme, (c) Yamaçların, özellikle dik yamaç alt bölümlerinin ve yan kenarlarının flüviyal, dalga ya da glasiyal erozyonu, (d) Toprak altı çözünme, (e) Yamaçların, özellikle üst bölümlerinin birikme yükü, (f) Toprak gözenek/boşluk su basıncı ya da yükü, (g) Toprak çözülmesi, (h) Donma – çözülme ayrışması, (ı) Büzülme – şişme (kabarma) ayrışması.
2. *Morfoklimatolojik ve meteorolojik nedenler ve etmenler*:	**4. *Antropojen nedenler ve etmenler*:**
(a) Ayrışmaya uygun ve yıllık/günlük sıcaklık farklarının yüksek olduğu iklim koşulları, (b) Kasıtlı ve/ya da doğal yangınlar, kuvvetli ya da şiddetli kuraklıklar, yağışlar ve seller sonucunda, vejetasyonun azalması ya da yok olması, (c) Tetikleyici etmenlere yol açan kuvvetli ve uzun süreli yağışlar (yağmur, kar, vb.) ile sağanak ve gökgürültülü sağanak yağışlar (kısa süreli fakat iri ve bol yağışlar, vb.), (d) Tetikleyici etmenlere yol açan ani sıcaklık değişimleri ile ani kar ve/ya da buz örtüsü erimeleri.	(a) Yamaçların, özellikle dik yamaç altının kazılması, (b) Yamaçların, özellikle dik yamaç üstünün yüklenmesi, (c) Su haznelerinin çekilmesi ya da boşalması, (d) Ormansızlaşma, (e) Sulama etkinlikleri, (f) Madencilik etkinlikleri, (g) Yapay sarsıntılar, (h) Hazne ya da çeşitli yapılardan olan su kaçakları ya da sızıntıları.

Nemli bölgelerde, kimyasal ayrışmayla bol tutarda örtü malzemesinin (regolit) oluşması ve zeminin su ile doygun hale gelmesi, kütle hareketlerini büyük ölçüde kolaylaştırır. Bu nedenle, nemli ılıman (denizel orta enlem) ve nemli sıcak (denizel tropikal) iklimler ile periglasiyal koşulların egemen olduğu soğuk (subpolar) morfojenetik bölgeler ve yüksek dağlarda kütle hareketleri maksimum şiddete ulaşır. Kütle hareketlerinin oluşumunda, ana kayaca ve regolit'e karışan su tutarı da önemlidir. Su, kayaçların ve regolitin içerisine, yağış, kar erimesi ve yer altı suyu akışlarıyla eklenir. Kütlenin içindeki su hareketi, genellikle ayrışma malzemesi küçük taneliyse daha hızlı gerçekleşir. Kütlenin gözenek hacmine bağlı olarak, içerdiği su, özellikle heyelan çeşitlerinin oluşumunda önemli bir katkısı olan boşluk su basıncı oluşturmasının yanı sıra parçacıklar arasındaki sürtünmeyi de azaltarak daha hızlı hareket etmelerine neden olur. Su, kütlenin ağırlığı ve dengesi üzerinde de etkili olarak, kütle hareketine moment kazandırır. Bu yüzden, kütle hareketleri genel olarak kuvvetli ve uzun süreli yağmur yağışları sırasında ve hemen sonrasında ya da kar örtüsünün erimesiyle oluşur (Çizelge 2). Kütle hareketlerini kolaylaştıran ya da tetikleyen bir başka etmen, hareketin gerçekleştiği kütlenin kil içeriğidir. Ayrıca, kayma yüzeyi materyali içindeki kilin çeşit ve özellikleri de büyük önem taşır.

Kaya düşmesi, yuvarlanma ya da devrilmesi ve çamur akması gibi bazı kütle hareketleri hızlı ve birden olmasına karşın, çökme, sürünme ya da soliflüksiyon gibi kütle hareketleri yavaş ve zamanla gelişir (Şekil 1). Oluşum ilkeleri benzer olan kütle hareketlerinin etki alanı ve hareket hızı oldukça değişiktir. Yamaç eğimi ve duraylılığının değiştirilmesi, ayrışma malzemesinin su içeriğinin arttırılması ve bitki örtüsünün tahribi gibi çeşitli insan

etkinlikleri de, kütle hareketlerinin etkinlik alanı, hızı ve sıklığını etkileyen önemli etmenlerdir (Tablo 2).

Çanakkale Yöresi, her yıl, özellikle normalden daha yağışlı ve kar yağışının görece daha fazla etkili olduğu kış mevsimlerinde farklı jeolojik yapılar üzerinde gelişen heyelanlardan etkilenmekte; yıkıcı heyelanlar kırsal alanda köy yerleşmelerinde ve karayollarında önemli maddi hasarlara yol açmaktadır. Miosen yaşlı aglomeralar (Türkeş *ve ark.,* 2006), denizel killi birimler (Erginal *ve ark*., 2009) ve volkaniklerin ayrışma ürünü regolitler (Türkeş *ve ark*., 2011) yörede heyelanların geliştiği başlıca litolojik birimleri oluşturur. Bu çalışmada Biga'nın Ambaroba Köyü ve merkez ilçeye bağlı eski Mazılık Köyü'nde oluşan iki farklı heyelan jeomorfolojik, klimatolojik ve jeofiziksel yöntemlerle incelenmiştir. Her iki heyelanın morfolojik birimleri arazi çalışmalarında belirlenmiş, heyelanların zaman içindeki davranışları izlenmiş ve kopma yüzeylerinden alınan örnekler Enerji Dağılımlı X Işınları Spektrometresi (EDX), X Işınları Kırınımı (XRD) ve Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) teknikleri uygulanarak analiz edilmiştir. Ayrıca jeofiziksel yöntem olarak, Elektriksel Özdirenç Tomografi (EÖT) tekniğinden yararlanılmış ve jeomorfolojik veriler jeofiziksel veriler ile karşılaştırılmıştır.

VERI VE YÖNTEM

Heyelan alanlarında çok sayıda arazi çalışmaları yapılarak, heyelanların morfolojik özellikleri ve zaman içindeki kayma etkinlikleri ve davranışları izlenmiştir. Heyelanların kayma yüzeyinden alınan örnekler X-Ray Fluorescence Spectroscopy (XRF), Enerji Dağılımlı X Işınları Spektroskopisi (EDX), X Işınları Kırınmı (XRD) ve Taramalı Elektron Mikroskobu (SEM) yöntemleri ile incelenmiş ve böylece kayma yüzeyi gereçlerinin jeokimyasal yapısı belirlenmeye çalışılmıştır. Ayrıca kayma yüzeylerinden belli aralıklarla alınan örnekler üzerinden tekstür analizleri gerçekleştirilmiş ve böylece kayma yüzeyi materyalinin tane boyu dağılımları incelenmiştir.

Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü (DMİ) Biga ve Çanakkale meteoroloji istasyonları verilerine göre, çalışma alanlarının hem genel klimatolojik ve hidroklimatolojik analizleri yapılmış, hem de heyelanların gelişimi ile özellikle yağışlar arasındaki ilişki izlenmiş ve bu ilişkiler çeşitli klimatolojik ve meteorolojik veri ve yöntemler kullanılarak incelenmiştir (burada verilmedi).

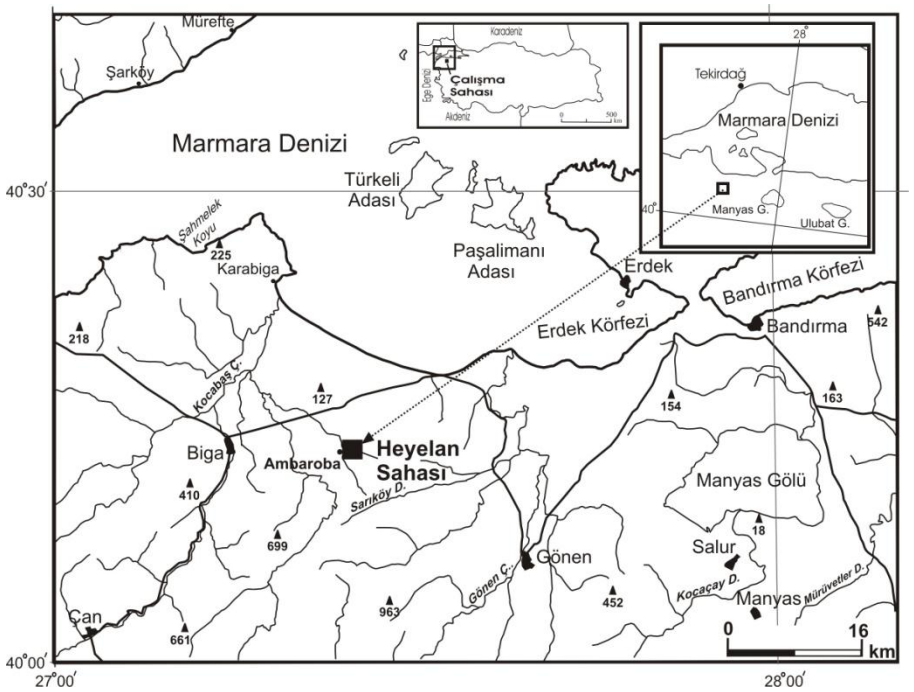
Çalışmada kullanılan Doğru Akım Özdirenç (DAÖ) yöntemi, dünyada en yaygın kullanılan yapay kaynaklı jeofizik yöntemlerden biridir. DAÖ yönteminin ölçüm tekniklerinden biri olan Elektrik Özdirenç Tomografi (EÖT) tekniği, heyelan çalışmaları gibi mühendislik amaçlı jeofizik çalışmalarda oldukça sık ve başarılı bir şekilde kullanılmaktadır (örn. Suzuki ve Higashi, 2001; Lapenna *ve ark.,* 2003; Drahor *ve ark.,* 2006; Göktürkler *ve ark.,* 2008; Erginal *ve ark*., 2009). Bu teknik, özellikle kayan kütlenin derinliği, kalınlığı ve uzanımı gibi değişkenleri, kayma yüzeyinin belirlenmesi, suya doygun ve kuru formasyonlar arasındaki sınırları, kum, kil ve silt gibi farklı litolojik birimlerin belirlenmesinde oldukça başarılı sonuçlar verebilmektedir. Bu çalışmada da Ambaroba ve Mazılık heyelan alanında, heyelan geometrisinin ve yeraltı yapısının sayısal modellemesinin yapılabilmesi amacıyla EÖT tekniği uygulanmıştır**.**

HEYELAN ALANLARININ GENEL COĞRAFYA ÖZELLIKLERI

Ambaroba Heyelan Alanı ve Çevresi

Ambaroba Heyelanı, Çanakkale ilinin Biga ilçesine bağlı Ambaroba Köyü ve yakın çevresinde oluşmuştur (Şekil 2). Alan, Biga Yarımadası'nın orta-kuzey bölümünde yer alır

ve yaklaşık olarak Biga şehir merkezine 16 km, Çanakkale'ye 116 ve Marmara Denizi'ne 15 km uzaklıktadır. Biga Çayı'nın kollarından birisi olan Delioğlu Deresi'ne bağlanan küçük bir yan kolun yatağında gelişen antropojen kaynaklı bir heyelan olan Ambaroba heyelanı, Miyosen yaşlı aglomeralar üzerinde gelişmiş derin kayma yüzeyli rotasyonel bir kayma özelliği gösterir.



Şekil 2: Ambaroba heyelanının lokasyon haritası.

Heyelan alanı, güneyde genel olarak dalgalı ve bazı yerlerde derince yarılmış aşınım yüzeyleri arasında, özellikle andezitler üzerinde derin "V" şekilli vadilerle temsil edilen bir morfolojik yapıyla sınırlanır. Kuzeyi ise, Neojen formasyonları üzerinde gelişmiş çok daha yayvan bir topografyaya karşılık gelir. Sahanın ortalama yükseltisi güney kesiminde yaklaşık 400 m iken, kuzeyinde aşınım yüzeyleri ile temsil edilen yassı morfoloji 150 m dolayında bir yükseltiye sahiptir.

Her iki heyelanın da yer aldığı Biga Yarımadası, genel olarak en yüksek yağışın kışın, en düşük yağışın yazın kaydedildiği, Akdeniz yağış rejimi özelliği gösterir (Türkeş, 1996, 1998, 2010). Belirgin mevsimselliğin yanı sıra, Biga ve Çanakkale klimatoloji ve meteoroloji istasyonlarının aylık toplam yağış dizilerindeki yıllararası değişenlik de çok yüksektir. Coğrafi olarak gerçek mevsimsel Akdeniz iklimi ile nemli-ılıman Karadeniz iklimi arasında bir geçiş özelliği taşıyan yöre iklimi, geleneksel sınıflandırmaya göre "yarınemli Marmara geçiş iklimine" girer. Çeşitli iklim sınıflandırmalarına göre, Biga Yarımadası'nın Kaz Dağı dağlık yöresi dışında kalan geniş bir bölümünde, yarınemli iklim koşulları egemendir (Türkeş *ve ark.*, 2008).

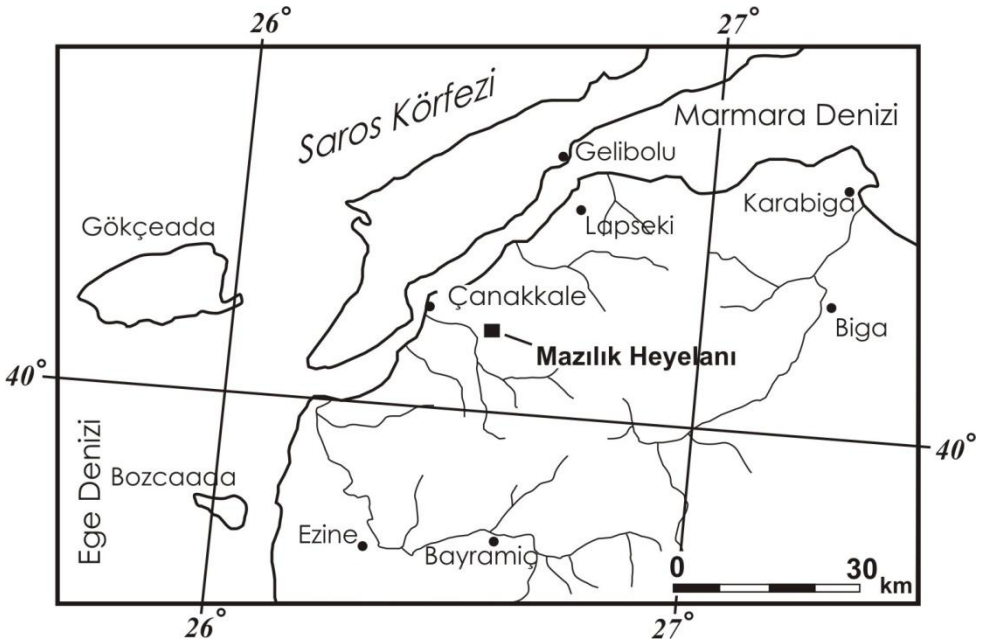
Biga, Çan ve Bandırma klimatoloji ve meteoroloji istasyonlarının verileri kullanılarak hazırlanan Thornthwaite iklim sınıflandırmasına göre (Türkeş *ve ark*., 2008), çalışma alanı ve çevresinde, *yarınemli, ikinci derece mezotermal (orta düzeyde sıcak), yazın şiddetli su açığının ortaya çıktığı ve denizele yakın* bir iklim egemendir. Hazırlanan Thornthwaite su bilançoları, yılın Kasım-Nisan döneminde toprakta su fazlası; genel olarak Mayıs-Ekim döneminde toprakta su eksikliği; Ekim-Kasım döneminde ise, toprakta suyun biriktiği ve nemliliğin arttığı görülür. Mayıs-Ekim dönemi, yağışın potansiyel evepotranspirasyonu

karşılamadığı, toprağın kuruduğu dönem olarak da açıklanabilir (Türkeş *ve ark.*, 2008). Buna göre toprakta su fazlasının bulunduğu Kasım-Nisan döneminin, çalışma alanında gelecekte yinelenebilecek olan heyelanlar açısından en uygun dönemdir.

Arazideki tür belirleme çalışmalarımıza göre, karaçam (*Pinus nigra*) ve meşe türlerini (*Quercus* species) içeren yarınemli orman ağaçları, platolar ve dağlık alanın kuzey yamaçlarında geniş yayılım gösterir. Öte yandan, heyelan alanının çevresindeki seyrek bitki örtüsü, temel olarak bazı maki öğeleri (örn. *Quercus coccifera* – kermes meşesi; *Phillyrea latifolia* - akçakesme), çam türleri (alçakta *Pinus brutia*, yükseklerde *Pinus nigra*) ve meşe türlerinden (örn. *Quercus cerris* - Türk meşesi; *Quercus infectoria* - mazı meşesi) oluşur (Türkeş *ve ark.*, 2008). Heyelan alanının hemen kuzeyinde, yakındaki vadi yamaç ve tabanlarında *Quercus cerris* görülürken, volkanik birimler (ayrışmış aglomera, aglomera, dasit) üzerine yerleşmiş olan Ambaroba köyü ve heyelanının hemen güneyinde, vadi ve platoların alçak kuzey yamaçları üzerinde *Quercus infectoria, Phillyrea latifolia* ve *Pyrus elaeagnifolia* gibi yörenin karakteristik ağaç ve odunsu ağaççıkları görülür (Türkeş *ve ark*., 2008). Temel olarak yöredeki ağaçların yakma amaçlı kesilmesi ve aşırı otlatma gibi yanlış arazi kullanımlarından kaynaklanan arazi degradasyonu, ötekilerin yanısıra, çalışma alanındaki heyelanları tetikleyen önemli etmenler arasındadır.

Mazılık Heyelan Alanı ve Çevresi

Çanakkale şehrinin 20 km kadar doğusunda yer alan (Şekil 3) eski Mazılık köyü, 35–40° arasında eğimli, 3–5 metre arasında derinlikte sel yatakları ile parçalanmış, aşırı otlatma ve ağaç kesimi nedeniyle bitki örtüsünün tahrip edildiği bir alanda yer alır. Etkisi gittikçe artan heyelan nedeniyle köyde konutlar boşaltılmış ve köy bugün Fevzi Çakmak Köyü adıyla başka bir yere taşınmıştır.



Şekil 3: Mazılık heyelanının lokasyon haritası.

Mazılık heyelanının gelişimini ve oluşumunu denetleyen hidroklimatolojik ve meteorolojik özellikler, Çanakkale Meteoroloji İstasyonu'nda kaydedilen klimatolojik verilere, DMİ'nin günlük hava durumu bültenlerine, günlük yüzey ve yüksek atmosfer hava haritalarına dayanarak çözümlendi. Çanakkale istasyonu verilerine göre, maksimum yağış kış aylarında oluşur. Aralık ortalama 109 mm'lik yağış toplamı ile en fazla, Ağustos

ise ortalama 6 mm'lik yağış toplamı ile en az yağışlı aydır. Ayrıca Ocak ortalama 6 °C ile en soğuk, Temmuz ise ortalama 24.8 °C ile en sıcak aydır. Thornthwaite su bilançosuna göre, Çanakkale yöresi yılın Aralık ve Mart ayları arasındaki dört aylık soğuk devresinde kuvvetli toprak nemi (toprak su içeriği) fazlalığı ile nitelenir. İklimsel su bilançosu ve yağış-hava olayları analizleri, heyelanların da çoğunlukla Aralık-Şubat döneminde oluştuğunu gösterir. Bu devrede, aşırı toprak su içeriği, şiddetli yağmur ve sağanak yağışlar, ender de olsa kar yağışları ve ani kar erimeleri ve yamaç duyarsızlığını kuvvetlendiren düşük geçirimlilik gibi kütle hareketlerini tetikleyici koşullar egemendir. Maki elemanları (örn. *Quercus coccifera, Phillyrea latifolia, Styrax officinalis*), çam türleri (*Pinus brutia, Pinus nigra*) ve meşe türleri (örn. *Quercus cerris, Quercus infectoria, Quercus pubescens*), mazılık heyelan alanındaki bitki örtüsünün önemli bölümünü oluşturur.

AMBAROBA KÖYÜ HEYELANI

Jeomorfolojik Özellikleri ve Kayma Yüzeyi Gereçlerinin Bileşimi

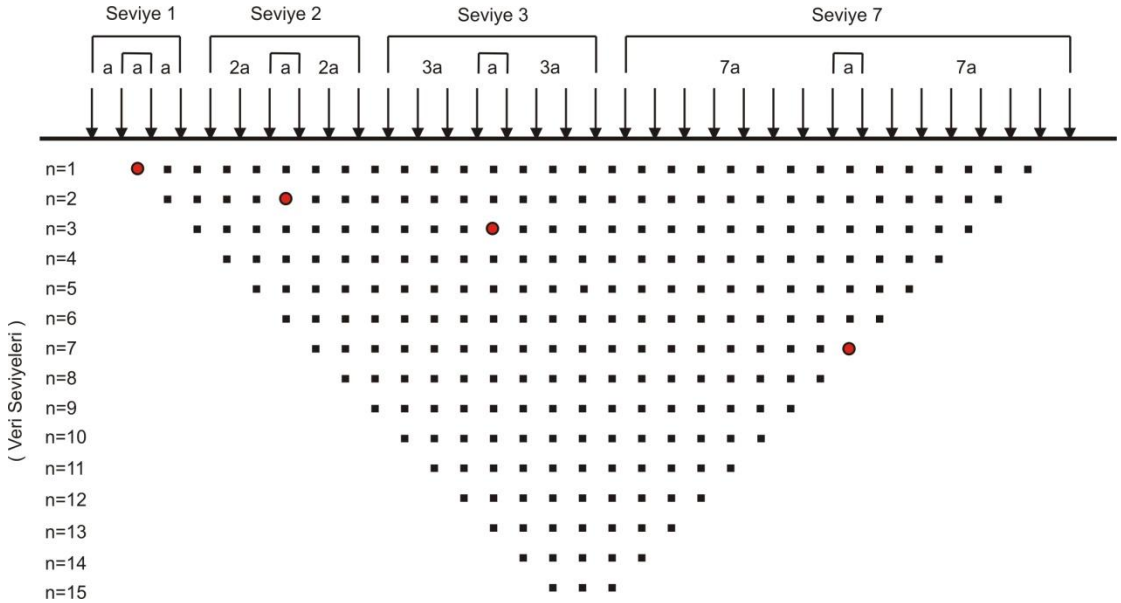
Biga'nın 16 km doğusunda yer alan Ambaroba Köyü, geçmişi daha eski yıllra dayanmakla birlikte, 1992 yılından beri ciddi heyelan etkinliklerine uğramıştır. Yamaç duraysızlıklarında insan müdahalesi tetikleyici rol oynamış, ayrıca yağış değerlerindeki artışlar ve ani kar erimeleri etkili olmuştur. Heyelan Biga Çayı'nın kollarından birisi olan Delioglu Deresi'ne bağlanan küçük bir yan kolun yatağının orta kısımlarında başlamış ve yatağın tamamı boyunca gelişmiştir. Hareket halen sürmektedir. Heyelanın gelişmesinde bir başka etken de, çevredeki bitki örtüsünün tahribine bağlı olarak ağaçların kök desteğinin ortadan kaldırılması olarak belirtilebilir. 2000 yılında etkinliğindeki önemli artışın ardından, 2003, 2004 ve 2006 yıllarının kış aylarında Miyosen tüf ve aglomeraları üzerinde üç büyük reaktivasyon (yeniden etkinleşme) gelişmiştir. 2003 yılının Mart-Nisan döneminde ilk yıkıcı dönel çökme köyün batısında oluşmuş ve dört yapıda yıkıma yol açmıştır. 2004 yılının ilkbahar ve kış aylarındaki yağışlı dönemde ise, heyelan tekrar etkinleşmiş ve toplam kayma alanı 65,000 m^2 ye erişmiştir. Son olarak 10 Şubat 2006'da oluşan hareketliliklerse, heyelanın köye doğru ilerlediğini göstermiştir.

Heyalanın gelişiminde andezitik tüf ve aglomeralarda eklemler boyunca gelişen yoğun ayrışma düzlemleri önemli rol oynamıştır. Piroklastiklerin çakıl ve genelde blok boyutunda olması, ayrışma derinliğinin bazı yerlerde 1 metreyi geçmesi, çatlak aralıklarının killi bir sıva ile kaplanmış olması ve ayrışmanın etkisiyle aglomeraların üzerinde 1.5-2 m kalınlığında regolit oluşması, heyelanın litolojik hazırlayıcı etmenleri arasındadır. Aglomeralar ile karışık andezitler üzerinde yapılan çatlak ölçümlerinde, KB-GD doğrultulu çatlakların egemen olduğu anlaşılmıştır. Bu doğrultu aynı zamanda, Ambaroba Heyelanının uzanış doğrultusuyla da uyumludur ve heyelan akış yönünün çatlak denetimli olma olasılığını gösterir. Heyelan alanının orta ve yukarı bölümlerindeki topukların bazılarının ters eğimlenmesi ve yamaçlarında yaz-kış heyelan göllerinin kurumaması, yeraltı suyu ile beslenme durumunu gösterir. Heyelan alanı güneyindeki andezit ve dasitlerdeki KB–GD ve KD–GB yönlü yoğun çatlak sistemlerinden sızan sular heyelan alanında su varlığının sürmesine yol açtığı gibi, ana heyelan aynasının hemen üzerindeki su deposundan kaynaklanan kaçakların da bunda etkisi vardır. Bu durumda heyelan alanından suyun yapay drenaj kanallarıyla uzaklaştırılması gerekmektedir.

Aralık 2005 ve Şubat 2006 tarihleri arasındaki gözlemler ana heyelan aynası önündeki bloklarda çökerek geriye eğimlenmenin ve akma yönündeki yer değiştirmelerin hızla sürdüğünü göstermiştir. Ancak, burada önemli olan köyü etkileyen daha sığ heyelan ile köyün doğusundaki derin kayma yüzeyli heyelan arasında bulunan düz blok üzerindeki

çatlakların belirginleşmesidir. Kayan kütlenin hacmi 10 milyon m^3'e yaklaşmış durumdadır ve kaymanın yakın gelecekte büyük bir olasılıkla köyün kurulduğu bölümde artması beklenmelidir. Bu öngörü, köyün batısındaki büyük heyelanın güneyindeki andezitler heyelan aynasını sınırlandırdığından, heyelanın güneye ve batıya daha fazla ilerlemesinin olanaksız olmasına dayanılarak yapılmıştır.

Yapılan XRF analizlerinde kuvars (SiO_2) egemen mineraldir. % 61 olan SiO_2'yi % 22 ile değerle alüminyumoksit (Al_2O_3) izler. Ayrıca hematit ($Fe_2O_{3)}$ tutarı da ortalama % 5 oranında bulunmuştur. Bu değerler, kayma yüzeyi materyalinin oksitlenme ve killeşmeye önemli derecede eğilimli olduğunu gösterir. Benzer bulgular EDXRS analizlerinde de elde edilmiştir. EDXRS analiz sonuçlarına göre, oksijen (O), silisyum (Si), alüminyum (Al), potasyum (K) ve demir (Fe), bileşimin büyük bölümünü oluşturur. Başka bir deyişle, kayma yüzeyi materyali alüminyum silikatlar ve demir oksitler açısından da zengin bir bileşim sunar. Sodyum (Na), K ve kalsiyum (Ca) tutarlarındaki azalış, killeşmeye uğrayan plajioklaz ve muskovit minerallerindeki deplasyonu gösterir. XRD analizleri, kil minerallerinin kimyasal bileşimlerini vermiştir; ayrıca SEM analizleriyle kil minerallerinin kristal şekilleri ve mikromorfolojileri incelenmiştir. Buna göre SiO_2, Al_2O_3 ve Fe_2O_3 tutarları yine çok yüksektir. Montmorillonit, kaolenit, saponit, nontronit, varmikülit, illit, hallosit ve ferrosillit, belirli oranlarda kayma yüzeyi gerecinin bileşiminde yer alır. Çözümlenen örneklerin içinde kimyasal yapısı ile en bol bulunan kil ise, heyelan oluşumuna etkisi oldukça yüksek bir kil olan montmorillonit'tir [$(Na, Ca)_{0.33}$ $(Al, Mg)_2$ (Si_4O_{10}) $(OH)_2 \cdot nH_2O$].

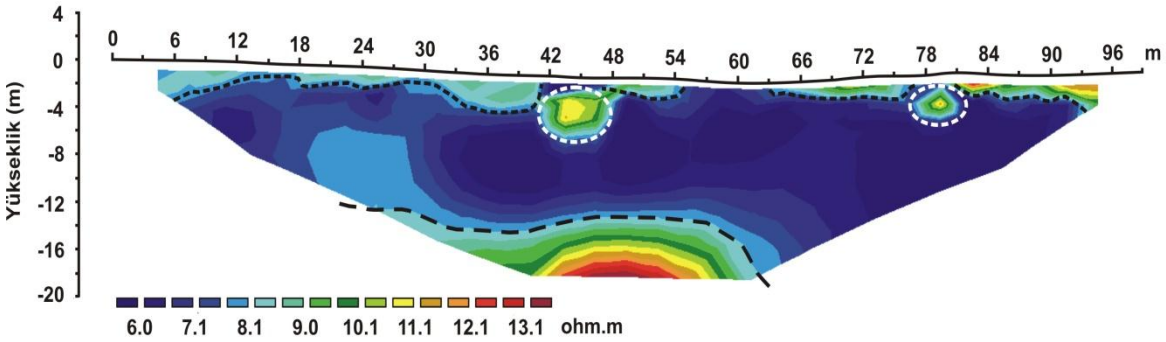


Şekil 4: 34 elektrod sistemi ve toplam 15 seviye için Wenner-Schlumberger diziliminin çizimsel gösterimi.

Ambaroba Heyelanının Jeofiziksel Analizi

Ambaroba heyelan alanında EÖT çalışması heyelanın kayma doğrultusuna koşut olacak şekilde, 99 m uzunluğundaki bir hat boyunca yapılmıştır. Ölçümler, elektrod aralığı 3 m olacak şekilde Wenner-Schlumberger elektrod dizilimi ile toplam 15 seviye için gerçekleştirilmiştir. Ölçüm planının çizimsel gösterimi Şekil 4'te verilmiştir. Arazi çalışmasında veri niteliğinin arttırılması amacıyla her noktada 4 adet görünür özdirenç değeri ölçülmüştür. Ölçülen değerlerin standart sapmasının 2'yi geçtiği durumlarda, ölçüm sayısı 8'e yükseltilmiş ve okunan değerlerin aritmetik ortalaması alınarak o istasyona ait

görünür özdirenç değeri hesaplanmıştır. Çalışmada yalnız birkaç noktada standart sapma değerleri 2'nin üstüne çıkmıştır. Toplanan 255 adet görünür özdirenç verisi, iki-boyutlu (2-B) ters çözüm tekniği ile değerlendirilmiş ve yer elektrik kesit görünümü elde edilmiştir (Şekil 5). Ters çözüm işlemi için Loke ve Barker (1996) tarafından geliştirilen RES2DINV yazılımı kullanılmıştır. Çalışmada, görünür özdirenç değerlerinin hesaplanmasında, sonlu farklar tekniği kullanılmış ve topografik değişimlerde hesaplamalara katılmıştır.



Şekil 5: Ambaroba heyelan alanına ilişkin özdirenç tomogramı.

Modelleme aşamasında, toplam 5 yineleme sonucunda gözlenen ve hesaplanan veriler arasındaki toplam karesel hatanın % 2'yi geçmediği gözlenmiştir. Yaklaşık 18-19 m derinliğe kadar uzanan yer elektrik kesit incelendiğinde, elektriksel özdirenç değerlerinin 5-14 ohm·m arasında değiştiği gözlenir (Şekil 5). Kısmen yüksek olan özdirenç değerleri, yüzeyde yaklaşık birkaç metre kalınlığa sahip regoliti gösterir (siyah kesikli çizgiler). Yüzeye yakın kısmen yüksek özdirençli yapıların ise (beyaz çizgiler), olasılıkla kayma sırasında oluşan ve çevresine göre daha sıkışmış malzeme olduğu düşünülür. Kesitte dikkat çekici nokta ise, 1-2 m derinlikten başlayıp yaklaşık 13-14 m derinliğe kadar süren düşük özdirençli bölümdür. Düşük özdirençli bölümün yaklaşık 60-65 m yatay uzaklıktan başlayarak kalınlığının arttığı gözlenir. Buranın kaymayı gerçekleştiren kilce zengin ve suya doygun malzeme olduğu belirgindir. Kesitin en derin yerinde yükselen özdirenç değerleri ise, kil ve suya doygunluk oranının derinliğe bağlı olarak azaldığını gösterir (kesikli siyah çizginin alt kısmı) (Şekil 5).

ESKİ MAZILIK KÖYÜ HEYELANI

Jeomorfolojik Özellikleri ve Kayma Yüzeyi Gereçlerinin Bileşimi

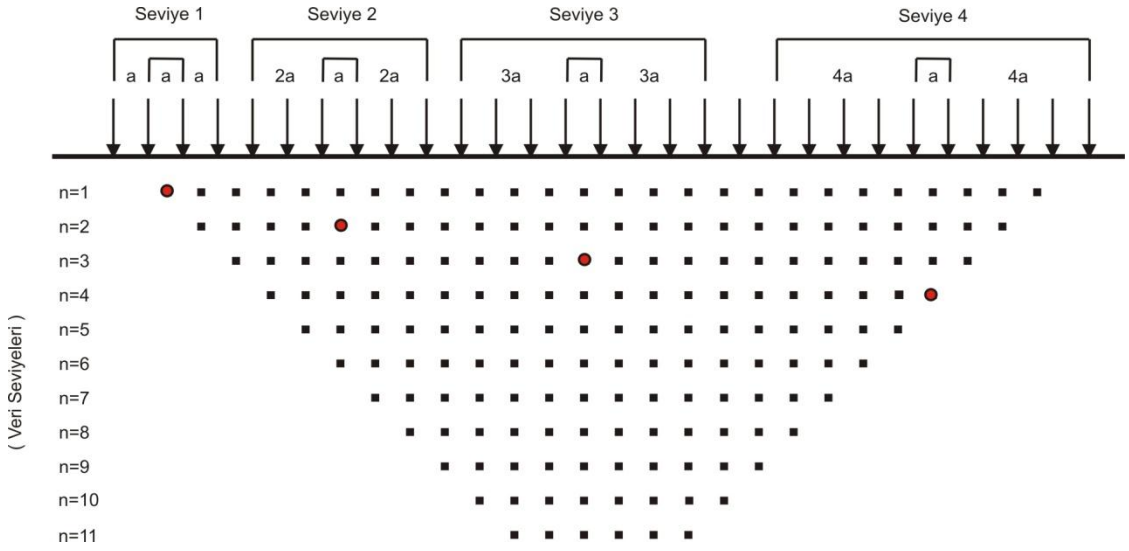
Mazılık heyelanı Şahinli formasyonu olarak bilinen (Dönmez *ve ark*., 2005) ve Üst Eosen bazaltlarından oluşan volkanik bir alanda yer alır. 350-440 m arasındaki yükseltilerde güneybatıya bakan 240 m uzunluk ve 160 m genişlikte bir yamaçta yüksekliği 50-75 cm arasında olan sığ regolitik kaymalar, bunun aşağısındaysa köy ilkokulunun yıkılmasına neden olan derin kayma yüzeyli heyelan olmak üzere köyde heyelan etkinliği söz konusudur.

İnce kesit analizlerinde, heyelanın geliştiği volkaniklerde plajiyoklaz ve titanit mineralleri tanımlanmış, ayrıca daha az oranlarda hornblend ve biotit belirlenmiştir. Kuvvetli ayrışmış kayaç yüzeylerinden alınan örneklerde smektitleşme kuvvetlidir. Ayrışmamış, kısmen ayrışmış, kuvvetli ayrışmış andezitler ve killi yüzeylerden alınan örnekler, alandaki kütle hareketlerinin gelişiminde petrografik özelliklerin katkısını yansıtır. EDX analizleri Si ve Al elementlerinin çok bol bulunduğunu ve toplam bileşimde sırasıyla % 44.4 ve % 24.2'lük oranlarda bulunduklarını gösterir. Bileşimin geri kalanını, Fe, Cu, Ca, Mo, Sn, Ru, Zn, Mn ve Na elementleri oluşturur. Asıl heyelanın yukarısındaki sığ kaymalar, volkaniklerin yarıyatay eklem düzlemleri üzerinde gelişmekte, böylece regolitin anakaya

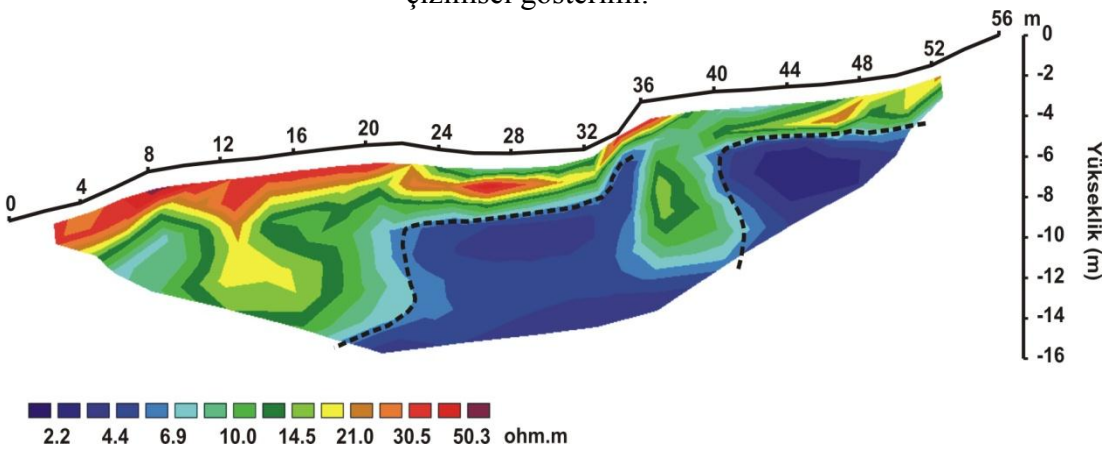
üzerinden sıyrılması ya da süpürülmesi sağlanmaktadır. Bu eklem düzlemleri üzerinde birikmiş olan killi ayrışma artıkları Fe açısından zengin, mangan (Mn) açısından fakir oksihidroksitlerden oluşur ki, bu durum kuvvetli ayrışmanın bir göstergesidir. 101 farklı noktada yapılan ölçümlerde, eklem yüzeyi eğimlerinin 20°–30° arasında olduğu anlaşılmış; alınan kil örneklerinde Si, Al ve Fe yoğun olarak bulunmuştur. XRD killeşme dışında titanium ve kuvars varlığını da göstermiştir.

Mazılık Heyelanının Jeofiziksel Analizi

Mazılık heyelan alanında, eski köy ilkokulunun bulunduğu birikim alanında gelişen heyelanın geometrisinin ve yeraltı yapısının belirlenebilmesi amacıyla, EÖT çalışması 56 m'lik bir profil boyunca kayma doğrultusuna koşut şekilde gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada, görünür özdirenç verileri 2 m elektrod aralığı ile toplam 11 seviye için Wenner-Schlumberger dizilimi yardımıyla toplanmıştır (Şekil 6). Veri niteliğinin arttırılması amacıyla, Ambaroba'da uygulanan işlemler burada da gerçekleştirilmiştir ve yeraltında ölçümleri etkileyen herhangi bozucu etken olmadığı için ölçümlerin standart sapmaları 1'in altında kalmıştır.



Şekil 6: 29 elektrod sistemi ve toplam 11 seviye için Wenner-Schlumberger diziliminin çizimsel gösterimi.



Şekil 7: Mazılık heyelan alanına ilişkin özdirenç tomogramı.

Ölçülen 176 adet görünür özdirenç verisi iki-boyutlu ters çözüm tekniği (Loke ve Barker, 1996) ile değerlendirilip özdirenç tomogramı elde edilmiştir (Şekil 7). Ölçülen ve hesaplanan görünür özdirenç değerleri arasındaki toplam karesel hata % 4.2'dir. Yer

elektrik kesitten, yer içi özdirenç dağılımının yaklaşık 1-51 ohm·m aralığında değiştiği gözlenir (Şekil 7). Yatay uzaklıkta ilk 20 m'lik ve kesitin geri kalan bölümünde, yüzeyden yaklaşık 3-4 m derinliğe kadar olan bölümün özdirenç değerlerinin mavi olarak renklendirilmiş olan birimlere oranla oldukça yüksek olduğu görülür. Bu bölümlerin sınırları siyah kesikli çizgilerle tomogram üzerinde belirginleştirilmiştir. 3-4 m derinlikten başlayarak özdirençlerdeki bu ani düşüşün, andezit içerisindeki suya oldukça doygun çatlak sistemlerini işaret ettiği düşünülebilir. Ancak, elektrik tomogramda görülen 1-4 ohm·m'lik oldukça düşük özdirenç değerleri böyle bir olasılığı ortadan kaldırmaktadır. Bu nedenle, düşük özdirençli bölümlerin suya oldukça doygun killi birimler olduğu ve köy ilkokulundaki yıkımın da bu birimler üzerinde gerçekleştiği sonucuna varılmıştır.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Ambaroba Köyü'nde heyelan etkinliği neredeyse denetlenemez düzeydedir. Özdirenç tomogramında da belirgin bir şekilde gözlemlendiği gibi, köy alanı oldukça kalın bir kil katmanı üzerinde yer almaktadır. Köyün bulunduğu yerden tümüyle taşınması ve çevredeki andezitler üzerine (sağlam zemin) taşınması gerekir. Eski Mazılık Köyü'nde ise, konutların çoğu boşaltıldığından heyelanın günümüzde önemli bir can ve mal kaybına ve hasara neden olması beklenmez.

Ambaroba heyelanı, yamaç duraysızlıklarının ön belirtileri olan gerilim çatlaklarına, normalden daha yağışlı dönemlerde gözenek suyu basıncındaki artışa ve heyelan alanının hemen güneyinde yapılan bir su deposuyla ilişkili insan etkisine bağlı olarak, köyün batısındaki bir dere yatağında gelişmiştir. Heyelanın gelişmesinde bir başka etmen de, yakın çevredeki doğal bitki örtüsünün tahribi nedeniyle heyelan alanındaki aglomeralarda kök desteğinin ortadan kaldırılmasıdır. 2000 yılında artan kaymalar sonrasında, 2003, 2004 ve 2006 yıllarının kış aylarında Miyosen volkanik tüf ve aglomeraları üzerinde üç büyük reaktivasyon gelişmiştir. 2003 yılının Mart-Nisan döneminde ilk yıkıcı dönel çökme köyün batısında oluşmuş ve dört binada yıkıma yol açmıştır. 2004 yılının ilkbahar ve kış aylarındaki yağışlı dönemde ise heyelan tekrar etkinleşmiş ve toplam kayma alanı 65,000 m^2'ye ulaşmıştır. 10 Şubat 2006'da oluşan son hareketler heyelanın köye doğru ilerlediğini göstermiştir.

Eski Mazılık Köyü'nde oldukça ciddi maddi hasara yol açan ve hemen her yağışlı dönemde yeni kaymalarla büyüyerek gelişimini sürdüren Mazılık heyelanında ise, iki farklı türde kütle hareketi gelişmektedir. Bunların birincisi, günümüzde terk edilmiş olan köyün bulunduğu yerde ve hemen arkasındaki yamaçta derin sel yarıntılarıyla parçalanmış andezit anakayacın regolitinde gelişmiş kopma yüzeyi derinliği 1 m'yi geçmeyen sığ kaymalardır. İkincisi ise, eski köy ilkokulunun bulunduğu birikim alanında gelişimini sürdürmekte olan (son yenidenetkinliği olasılıkla 14-15 Şubat 2010 günlerinde) derin kayma yüzeyine sahip büyük heyelandır.

Katkı Belirtme

ÇOMÜ Bilimsel Araştırma Projeleri (BAP) Başkanlığı'nın desteklediği 2006/6 No'lu araştırma projesinin bazı sonuçlarını da içeren bu çalışmadaki katkılarından dolayı, BAP Başkanlığına ve klimatolojik/meteorolojik verilerin sağlanmasında her zaman yardımcı olan DMİ yönetici ve çalışanlarına çok teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

Cruden, D. M. and Varnes, D. J. 1996. Landslide types and processes. In: *Turner A.K. and Shuster R.L. (eds) Landslides: Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, Special Report No. 247, pp 36–75.

Drahor, M.G., Göktürkler, G., Berge, M.A. and Kurtulmus, T.Ö. 2006. Application of electrical resistivity tomography technique for investigation of landslides: a case from Turkey: *Environmental Geology* **50**: 147-155.

Erginal, A.E., Öztürk, B., Ekinci, Y.L. and Demirci, A. 2009. Investigation of the nature of slip surface using geochemical analyses and 2-D electrical resistivity tomography: a case study from Lapseki area, NW Turkey. *Environmental Geology* **58**: 1167-1175.

Göktürkler, G., Balkaya, Ç. and Erhan, Z. 2008. Geophysical investigation of a landslide: The Altındağ landslide site, İzmir (western Turkey). *Journal of Applied Geophysics* **65**. 84-96.

Hungr, O., Evans, S. G., Bovis, M. and Hutchinson, J. N. 2001. Review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* **VII**: 221-238.

Hutchinson, J. N. 1968. Mass Movement. In: *The Encyclopedia of Geomorphology (Fairbridge, R.W., ed.*), Reinhold Book Corp., New York, pp. 688–696.

Lapenna, V., Lorenzo, P., Perrone, A., Piscitelli, S., Sdao, F. and Rizzo E. 2003. High-resolution geoelectrical tomographies in the study of Giarrossa landslide (southern Italy). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **62**: 259-268.

Loke, M. H. and Barker, R.D. 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting* **44**:131–152.

Suzuki K, Higashi S. 2001. Groundwater flow after heavy rain in landslide-slope area from 2-D inversion of resistivity monitoring data. *Geophysics* **66**: 733-743.

Türkeş, M. 1996. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **16:** 1057–1076.

Türkeş, M. 1998. Influence of geopotential heights, cyclone frequency and Southern Oscillation on rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology* **18**: 649–680.

Türkeş, M. 2010. Klimatoloji ve Meteoroloji. Birinci Baskı, Kriter Yayınevi - Yayın No. 63, Fiziki Coğrafya Serisi No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII sayfa, İstanbul.

Türkeş, M., Erginal, A. E., Tatlı, H., Sarış, F. and Bayrakdar, C. 2006. Ambaroba Landslide: An anthropogenetically triggered rotational landslide in NW-Anatolia, Çanakkale, Turkey. In *International Çanakkale Congress*, 17-19 March 2006, Istanbul, Volume 2: 537-542.

Türkeş, M., Erginal, A. E., Tatlı, H. ve Sarış, F. 2008. Ambaroba Köyü ve Çevresinde (Biga-Çanakkale) Heyelan Sorununun Çözümü, Kontrol ve Islahı Üzerine Bir Jeomorfoloji Araştırması. ÇOMÜ BAP Proje No: 2006/6, Çanakkale.

Türkeş, M., Erginal, A. E., Ekinci, Y. L., Demirci, A., Sungur, A., Ozturk, M. Z. and Bozcu, M. 2011. Regolith stripping and landslide development on a deforested steep slope: A case study, Çanakkale, Turkey. *Environmental Earth Sciences* (incelemede).

Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. In: *Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (eds), Landslides: Analysis and Control*. National Research Council, Washington, D.C., Transportation Research Board, Special Report No. 176, pp. 11–33.

USGS. 2004. Landslide Types and Processes, http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072, erişim: 8 Ekim 2010

SIMULATION OF EXTREME EVENTS FOR THE CENTRAL ASIA CORDEX DOMAIN BY USING THE REGCM 4.0

Tuğba ÖZTÜRK[1], Hamza ALTINSOY[1], Murat TÜRKEŞ[2] and M. Levent KURNAZ[1]

1. Boğaziçi Üniversitesi, Fizik Bölümü, İstanbul, Türkiye, levent.kurnaz@boun.edu.tr, tugbaozturkt@gmail.com
2. Çanakkale Onsekiz Mart Üniversitesi, Coğrafya Bölümü, Fiziki Coğrafya Anabilim Dalı, Çanakkale, Türkiye.

Abstract

The Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment is a framework devoted to coordinate international efforts on regional climate simulations. Region 8 of the CORDEX domains basically covers the Central Asia with corners of the domain at (11.05°E; 54.76°N), (139.13°E; 56.48°N), (42.41°E; 18.34°N) and (108.44°E; 19.39°N) with a horizontal resolution of 50 km. In the study, the results of an experiment with the RegCM4.0 model that is ran for analysis of extreme precipitation is presented. The experiment consists of one simulation from 1970 to 2000 by using the ERA40 reanalysis data as boundary condition, and another simulation for the period 2070-2100 using the ECHAM5 A1B scenario data as forcing. Between these two experiments we have determined the probable changes in the frequency of the extreme events for the Region 8 of CORDEX.

Key Words: Climate change; extreme events, Central Asia, model projections; regional climate downscaling.

1. INTRODUCTION

The supercontinent of Eurasia is covering about 10.6% of the Earth's surface with a 52,990,000 km^2 area located primarily in the eastern and northern hemispheres. Geographically, it is a single continent, comprising the traditional continents of the Europe and the Asia (Fig. 1). The arid and semi-arid Central Asia is a core region of the Asian continent from the Caspian Sea in the west, China in the east, Afghanistan in the south, and Russia in the north. It is also geographically known as the Inner Asia. Varied geography of the Central Asia region includes high mountains (e.g. Tian Shan, Karakurum, Himalayas, etc.), large deserts (e.g. Kara Kum, Kyzyl Kum, Taklamakan, Gobi, etc.) and treeless, grassy large semi-arid steppes.

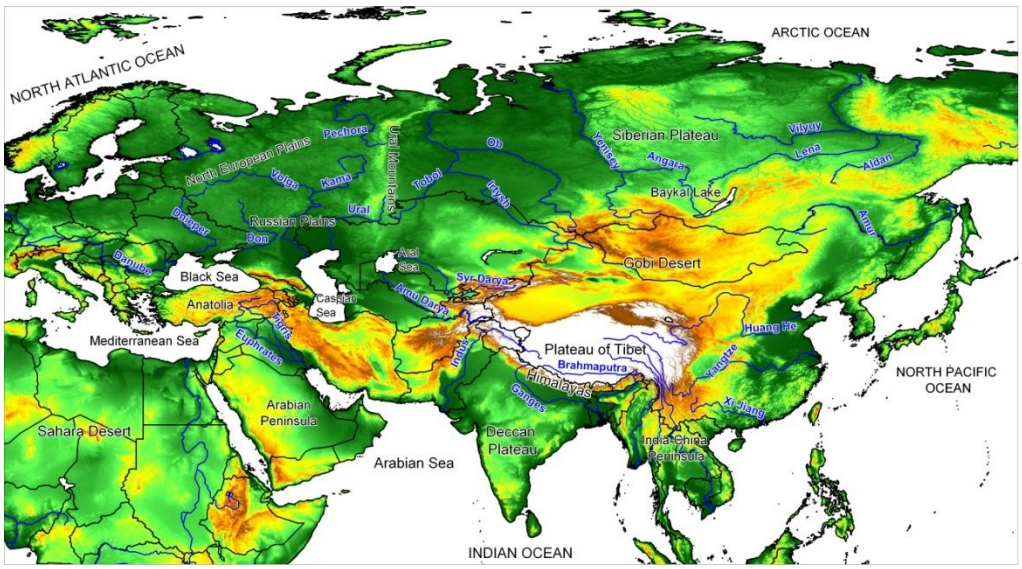


Fig. 1 General physical/relief map of the Eurasia continent and its surroundings.

Water is the most important resource in the arid and semi-arid Central Asia region, because the region is a kind of large continental rain shadow basin surrounded by the high mountains described above (Türkeş 2010a) and the large quantities of water are stored in the mountain glaciers. The Amu Darya, the Syr Darya and the Hari River are main rivers of the region, and the Aral Sea and Caspian Sea are major water bodies. Complex precipitation occurrences and temperature and precipitation regimes over the region due to the various pressure and wind systems during the year and various physical geographical factors and conditions dominated over the region cause many difficulties in understanding and modeling climate in such an arid and semi-arid region (Türkeş 2010a, 2010b).

Besides simulating changes in average temperature and precipitation, estimating frequency and intensity of extreme events is also very important. Climate change also has an effect on severity of extreme events such as heat waves, cold waves, storms, floods and droughts. Predicting changes in extreme weather events and their impacts on human health and environment is difficult. As summarized in the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report (IPCC, 2007), since 1950, the occurrence of heat waves has increased in number and space. Due to decrease in precipitation while evaporation has increased, some regions are affected by droughts. On the other hand, because of increase in the numbers of heavy daily precipitation events, flooding have also increased in specific regions. Again, according to the IPCC 4th Assessment Report, the Central Asia's environment, ecological and socio-economic systems are under serious threat of climate change and future increase in number of severe extreme weather events, particularly because of the semi-arid nature of the region. Agricultural production of the region has already decreased quantitatively, and water resources are at risk of climatic change (Perelet 2007). The region consists of mostly arid and semi-arid lands, grasslands, rangelands, deserts and some woodland (Türkeş 2010a, 2010b). With respect to the climate change in the Central Asia, grasslands, livestock and water resources are one of the most vulnerable areas in the region due to the location mostly in marginal physiographic areas. On the other hand, several regions of Central Asia are dealing with extreme weather conditions such as widespread flooding in Pakistan and also in large parts of Asia, while other regions are affected by drought and heat wave in Russia. There will be more frequent and intense extreme weather events due to climate change according to the IPCC projections. The Central Asia region is vulnerable to future extreme climate

conditions. However, there are few works in studying extreme climate conditions of Central Asia domain (Meehl 2000, Manton 2001), whereas climate impact studies also exist for the corresponding region (Lioubimtseva 2005).

In this study, Regional climate model of the Abdus Salam International Center for Theoretical Physics (ICTP), RegCM version 4.0 is used to simulate climate extremes for the Central Asia domain. The originality of work comes from the fact that domain of regional climate model covers all Central Asia region. It is the first time that RegCM4.0 is applied to the large region of Central Asia. We used ERA-40 global dataset to simulate present climate. Investigation of seasonal extreme climate conditions of the Central Asia region was carried out with temperature and precipitation. Then we applied the RegCM4.0 to investigate climate extremes of the Central Asia domain by downscaling the ECHAM5 global dataset for future period. We first defined extreme events in temperature and precipitation for the period 1970-2000 by taking 95^{th} percentile of climate variables. And we examined future change of extreme event frequency of domain for the period 2070-2100 with A1B scenario of ECHAM5 global dataset.

2. MODEL DESCRIPTION

In the framework of the present study, RegCM4.0 code, which was first developed by Giorgi (1993a, b) was applied as a regional climate model. The dynamical structure of RegCM includes the hydrostatic version of the National Center for Atmospheric Research (NCAR) of the Pennsylvania State University mesoscale model version 5 MM5 (Grell 1994). For surface process representation, RegCM includes the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS, Dickinson 1993) as well as the Community Land Model (CLM) version 3.5 as an option in its dynamical core for land surface processes. For radiative transfer, RegCM is modeled by using the radiation package of NCAR Community Climate Model, version CCM3 (Kiehl 1996). Solar radiative transfer of the model follows the δ-Eddington approximation of Kiehl (1996). Cloud radiation part contains three parameters including the cloud fractional cover, the cloud liquid water content and the cloud effective droplet radius. RegCM is using the planetary boundary layer scheme developed by Holtslag (1990) based on a nonlocal diffusion concept. Convective precipitation schemes of a model are computed using one of three schemes which are modified-Kuo scheme (Athens 1977), Grell scheme (Grell 1993) and MIT-Emanuel scheme (Emanuel 1991, Emanuel 1999). This Regional Climate Modeling system has been effectively used for climatic change studies applications during the last decade (Giorgi 1999).

Forcing Data and Experiment Design

ERA40, which is 2.5° x 2.5° resolution forty year global re-analysis dataset, was used as lateral boundary conditions for present day simulation of years 1970-2000. ERA40 global dataset is developed by the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ECHAM5 (Roeckner 2003), which is the 5th generation of the ECHAM general circulation model developed by the Max Planck Institute for Meteorology, was used for future run simulations for the period 2070-2100 with A1B emission scenario. ECHAM5 is the most recent version of the ECHAM models originally developed from the spectral weather prediction model of the ECMWF. There are many advances in ECHAM5 compared to the previous version, ECHAM4, in both numerical and physics of the model. According to Roeckner (2003), these changes include a flux-form semi-Lagrangian transport scheme for water components and chemical tracers, a new long-wave radiation code, separate treatment of cloud liquid water and cloud ice, a new cloud microphysical and cloud cover parameterization formulations, sub-grid scale orographical effects. The

model domain covers the Central Asia with a spatial resolution of 50 km. The regional model simulation spans in the time interval between the 1970-2000 with the ERA-40 dataset for present-day simulation and time period of 2070-2100 for future simulation. We used 95th percentile for defining extreme conditions in temperature and precipitation climatology. Change in frequency of extreme conditions was investigated for future period according to present day climate extremes.

3. RESULTS

Here we present the maximum number of consecutive dry days of thirty year period of 1970-2000 in Central Asia domain in Fig. 2. We defined dry day as a day which gets precipitation less than 1 mm. However, the number of consecutive dry days is meaningful regarding of extreme events. The maximum number of consecutive dry days shows the strength of drought in the region. Southwest part of the domain was affected by drought around 2000 days at maximum. The second dry region consists of Iran, Iraq and Arabia which have around 300 days of dry condition. Other parts of domain have relatively less dry days consecutively. Future projection of the maximum number of consecutive dry days is presented in Fig. 3. Southwest part of the region is the most vulnerable part which has around 2000 consecutive dry days which central region of domain has 250 dry days in average. Northern part of domain has again relatively less dry days.

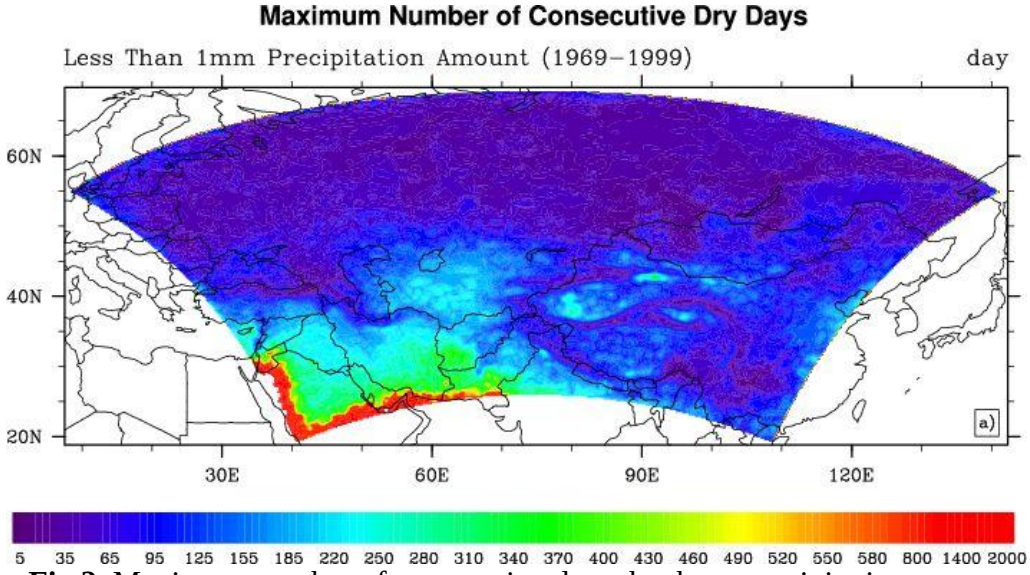


Fig 2. Maximum number of consecutive days that have precipitation amounts less than 1mm for the period1970-2000.

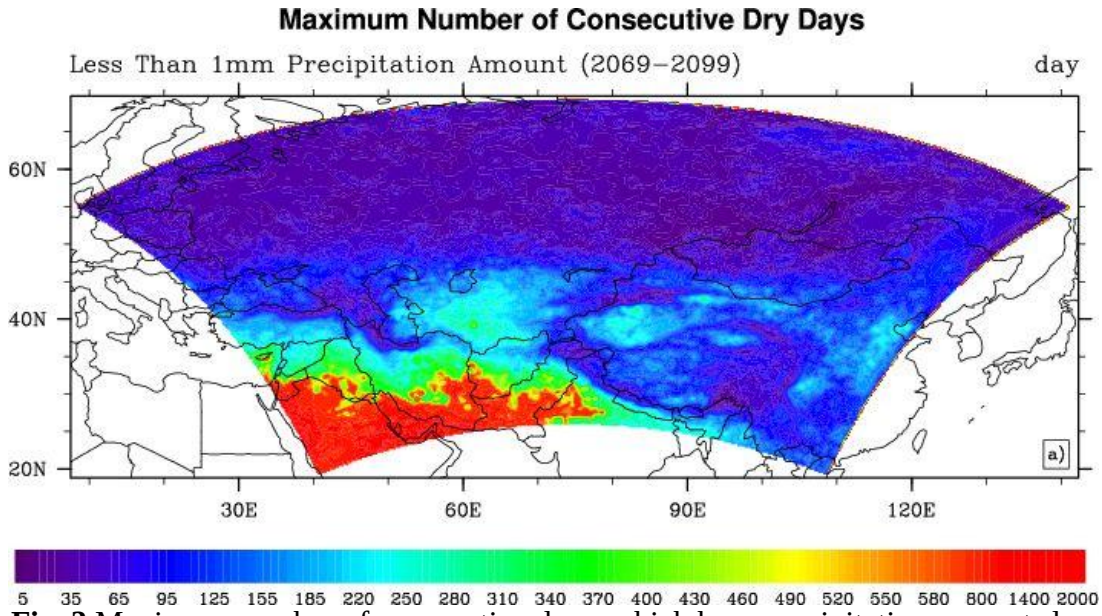


Fig. 3 Maximum number of consecutive days, which have precipitation amounts less than 1mm for 2070-2100 period.

In another analysis, we find maximum precipitation amount of each year of 1970-2000 period and 95th percentile of these amounts to get number of years which has greater precipitation amount than 95th percentile. The numbers of years which get precipitation amount greater than 95th percentile of max precipitation for period of 1970-2000 are presented in Fig 4 for Central Asia domain. Same analysis for future period of 2070-2100 is done and shown in Fig 5. However in this analysis we used 95th percentile of max precipitation of future period namely itself. In Fig 6 we did same analysis by using 95th percentile of max precipitation of past period of 1970-2000. It shows that the number of years greater than 95th percentile of maximum precipitation of past period is slightly increasing in the future period all around the region. The total number of days which get greater amount than 95th percentile for all around the map is changing from 132976 for past period to 221113 for future period. There is slight increase in the number of maximum days.

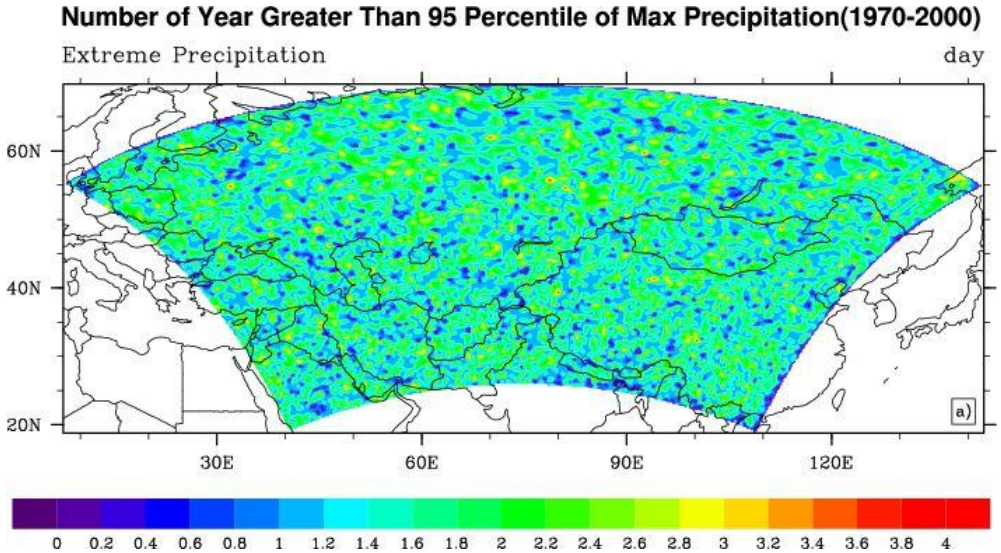


Fig. 4 The number of years that get precipitation amounts greater than 95th percentile of maximum precipitation for the period of 1970-2000.

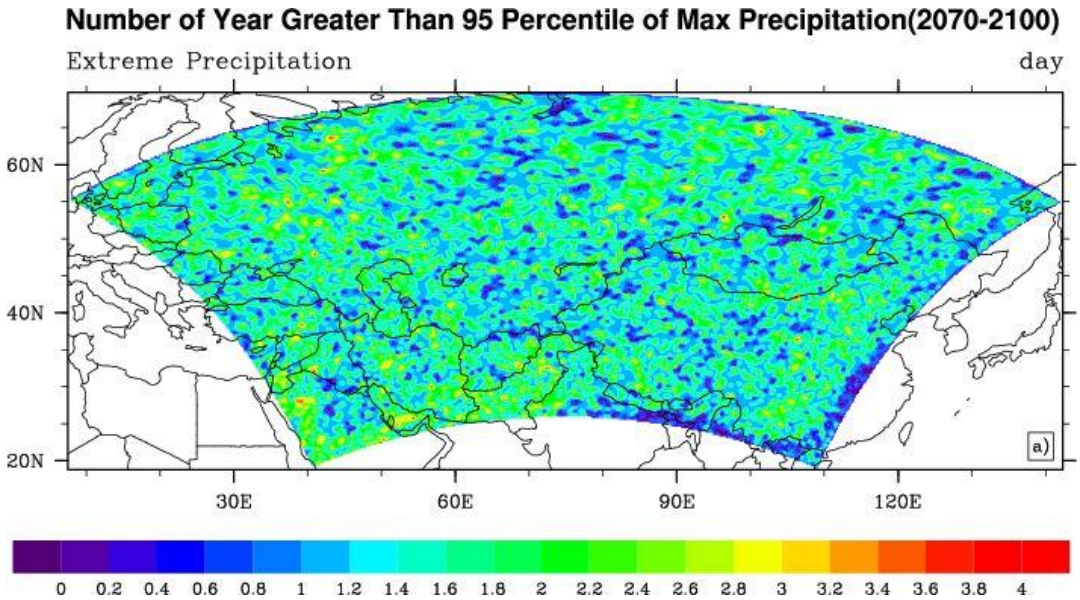


Fig. 5 The number of years that get precipitation amounts greater than 95th percentile of maximum precipitation for the period of 2070-2100.

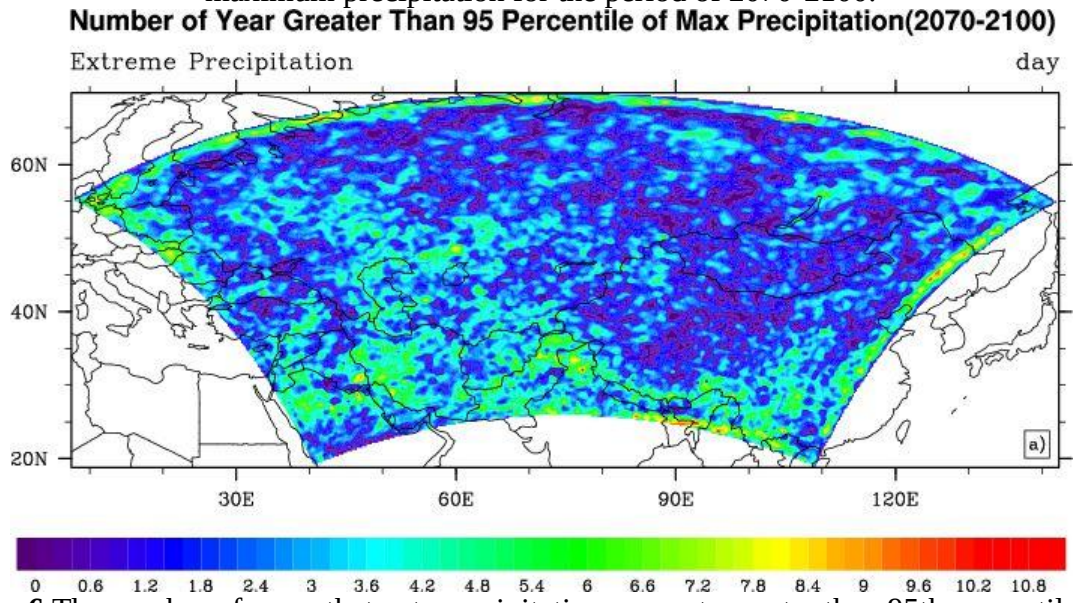


Fig. 6 The number of years that gets precipitation amounts greater than 95th percentile of maximum precipitation of past years of 1970-2000 for the period of 2070-2100.

In Fig 7 maximum precipitation amount in a year for thirty year period of 1970-1999 is presented while same graphic for future period of 2070-2099 is shown in Fig 8. And finally, both past and future maximum precipitation amounts are shown in the same plot (Fig. 9). In Fig 9 red line refer to future period where as blue line refer to past period. We can see from plots for future period maximum precipitation amounts are shifted to the right means that amount of maximum precipitation will be increasing in the future period. There is also one peak around zero value; we get these values due to the region's complexity. Region consists of Siberia and the second biggest desert at the same time. The study in extreme frequency of temperature is not presented here due to limitation of paper size.

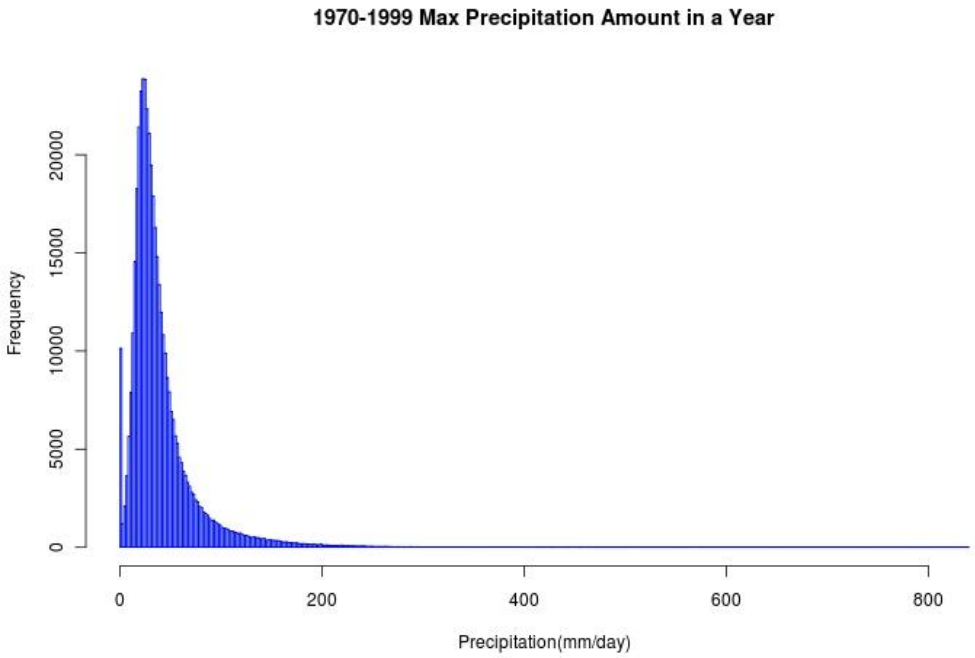


Fig 7 Frequency distribution of the maximum precipitation amounts in a year for the period of 1970-1999.

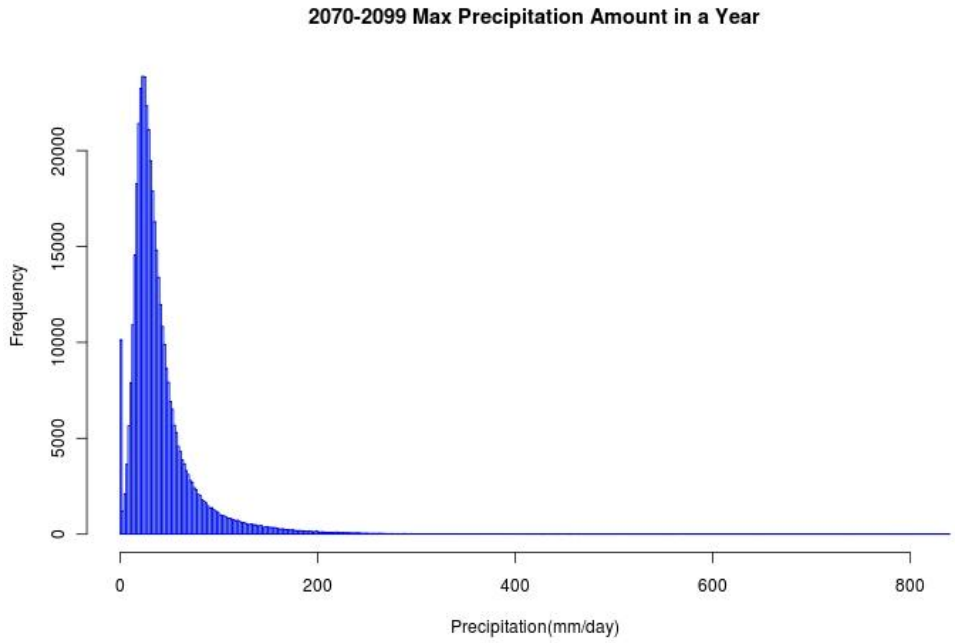


Fig 8 Frequency distribution of the maximum precipitation amount in a year for the period of 2070-2099.

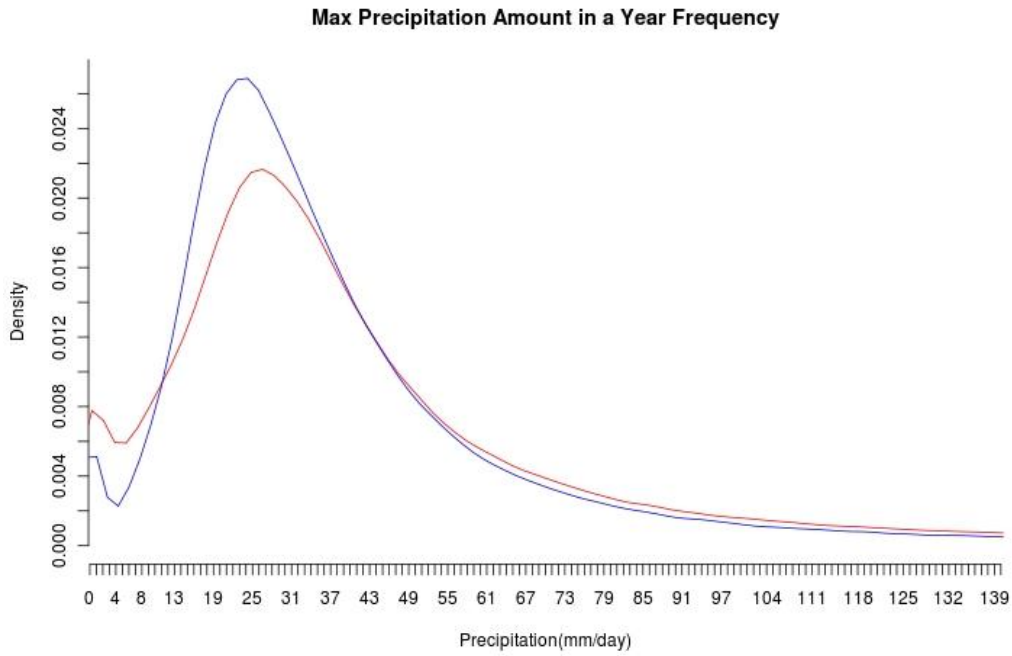


Fig 9 Density distribution of the maximum precipitation amount in a year for the period of 1970-1999 (blue line) and for the period of 2070-2099 (red line).

CONCLUSION

In this study, we investigated the annual time-scale performance of the RegCM4.0 in simulating extreme climate for the Central Asia region. We evaluated annual change of extreme precipitation of the region by running the model for two thirty year period of 1970-2000 and 2070-2100. We used the ERA40 reanalysis datasets as a forcing data to the regional climate model for present period, while we used the EH5OM global dataset for the future period with the A1B scenario. In this work, we studied dry spells and extreme precipitation of the Central Asia domain for both past and future periods. We come up with the idea that southern part of the region is the most vulnerable part of the domain to the droughts in the future period. On the other hand we get also results that show increase in the extreme precipitation for future period in almost all parts of the region. These results show that the Central Asia domain will be vulnerable to climate change by means of not only the changes in precipitation amounts but also the changes in the extreme precipitation events.

Acknowledgement

We thank to all RegCM team of ICTP for helping in providing forcing data, in installation and running of the model. We want to give special thanks to Ivan Guttler (Meteorological and Hydrological Service of Croatia) for helping in parameterization of the regional climate model. Finally, we thank to Muhammed Zeynel Öztürk (Research Assistant in Department of Geography, Physical Geography Division, Çanakkale Onsekiz Mart University, Çanakkale, Turkey) for his help on plotting map.

References

Anthes, R. A., A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, Mon. Wea. Rev., 105, 270–286, 1977.

Dickinson RE, Henderson-Sellers A, and Kennedy PJ (1993) Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the NCAR community climate model, Tech. rep., National Center for Atmospheric Research.

Emanuel KA (1991) A scheme for representing cumulus convection in large-scale models, J. Atmos. Sci., 48:2313–2335.

Emanuel KA, Zivkovic-Rothman M, (1999) Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, J. Atmos. Sci., 56:1766–1782.

Giorgi F, Bates GT, and Nieman SJ (1993a) The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western united states, J. Climate, 6:75–95.

Giorgi F, Marinucci MR, and Bates GT (1993b) Development of a second generation regional climate model (regcm2) Boundary layer and radiative transfer processes, Mon. Wea. Rev., 121:2794–2813.

Giorgi F, Shields C (1999) Tests of precipitation parameterizations available in the latest version of the NCAR regional climate model (RegCM) over the continental United States Journal of Geophysical Research, 104:6353–6375.

Grell, G., Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations, Mon.Wea. Rev., 121, 764–787,1993.

Grell GA, Dudhia J, and Stauffer DR (1994) Description of the fifth generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5), Tech. Rep. TN-398+STR, NCAR, Boulder, Colorado, pp. 121.

Holtslag, A. A. M., E. I. F. de Bruijn, and H.-L. Pan, A high resolution air mass transformation model for shortrange weather forecasting, Mon. Wea. Rev., 118, 1561–1575, 1990.

Kiehl JT, Hack JJ, Bonan GB, Boville BA, Breigleb BP, Williamson D, and Rasch P (1996) Description of the ncar community climate model (ccm3), Tech. Rep. NCAR/TN-420+STR, NCAR, Boulder, Colorado.

Manton MJ, Della-Marta PM, Haylock MR, Hennessy KJ and 23 others (2001) Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and the South Pacific: 1961–1998. Int J Climatol 21:269–284

Meehl GA, Zwiers F, Evans J, Knutson T, Mearns LO, Whetton P. 2000. Trends in extreme weather and climate events: issues related to modeling extremes in projections of future climate change. Bull. Am. Meteorol. Soc. 81:427–36

Lioubimtseva E, Cole R, Adams JM, Kapustin G (2005) Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia, Journal of Arid Environments 62:285–308.

Perelet R (2007) Central Asia: Background Paper on Climate Change. UNDP Human Development Report Office Occasional Paper.

Roeckner E, Bäuml G, Bonaventur L, Brokopf R, Esch M, Giorgetta M, Hagemann S, Kirchner I, Kornblueh L, Manzini E, Rhodin A, Schlese U, Schulzweida U, and Tompkins A (2003) The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I: Model description. Max Planck Institute for Meteorology Report 349, 127 pp.

Türkeş, M. (2010a). Climatology and Meteorology. First Edition, Kriter Publisher - Publication No. 63, Physical Geography Series No. 1, ISBN: 978-605-5863-39-6, 650 + XXII pp., Istanbul (in Turkish).

Türkeş, M. (2010b). Analysis of the UN Convention to Combat Desertification with respect to the Climate, Climate Change and Drought, and Applications in Turkey. Invited Panel Paper. In: Çölleşme İle Mücadele Sempozyumu Tebliğler Kitabı, 601-616, 17-18 Haziran 2010, Çorum (in Turkish).

IPCC, 2007: Climate Change 2007: Impacts, Adaptation, and Vulnerability . Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental

Panel on Climate Change [Parry, Martin L., Canziani, Osvaldo F., Palutikof, Jean P., van der Linden, Paul J., and Hanson, Clair E. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 1000 pp

TÜRKİYE İÇİN METEOSAT İKİNCİ NESİL UYDULARI(MSG) YANGIN ÜRÜNÜ(FIR) VALİDASYONU

İbrahim SÖNMEZ[1], Erdem ERDİ[2], Ahmet Emre TEKELİ[3],Fatih DEMIR[4], Murat ARSLAN[5]

[1] DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, isonmez@dmi.gov.tr
[2] DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, eerdi@dmi.gov.tr
[3] Zirve Üniversitesi, İnşaat Fakültesi, Türkiye, Antep, ahmet.tekeli@zirve.edu.tr
[4] DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, fdemir@dmi.gov.tr
[5] DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, muarslan@dmi.gov.tr

Orman yangınları sebep oldukları zararlar açışından en tehlikeli doğal afetler arasında bulunmaktadır. Lokal, bölgesel ve küresel etkilerinden dolayı dikkatle izlenmektedirler. Orman yangınlarının tespit ve takibinde, geleneksel gözlem şebekelerine ek olarak, uzaktan algılama ve özellikle uydu verileri gün geçtikçe daha etkin olarak kullanılmakta ve bu konudaki çalışmalar umut vaad etmektedir. Bu çalışmada, MSG uydularındaki SEVIRI sensörü verilerinden elde edilen yangın ürünü(FIR), 2007, 2008 ve 2009 yıllarına ait Mart-Eylül dönemi için Çevre ve Orman Bakanlığı Orman Genel Müdürlüğünden elde edilen orman yangın kayıtları ile kıyaslanmıştır. Tutarlılık oranı(POD) ve yanlış tespit oranı(FAR) değerleri ürün alt grupları olan *muhtemel* ve *olası* yangınlar için aylık olarak sunulmuştur. POD değerlerinin yanan alan miktarı ile değişimi her iki alt grup için aylık olarak incelenmiştir.

Anahtar Kelimeler: *Orman yangınları, MSG, uydu verisi, validasyon, yanan alan*

VALIDATION OF THE METEOSAT SECOND GENERATION FIRE PRODUCT OVER TURKEY

Forest fires are considered among the most hazardous natural disasters. Their impact in local, regional and global scales increased the worldwide awareness. In additional to the traditional observation systems, use of remote sensing and satellite data in monitoring forest fires seems to be a cost effective and promising tool. In this study, the fire product(FIR) from the MSG SEVIRI sensor is validated by using the ground truth data from Ministry of Environmental and Forestry for 2007, 2008 and 2009 considering the March-September period. The probability of detection(POD) and false alarm rate(FAR) statistics are provided in monthly basis for the *probable* and *possible* sub classes of the product. Variation of POD with respect to burnt area is also derived.

Keywords: *Forest fires, MSG, satellite data, validation, burnt area*

GİRİŞ

Orman yangınları, sebep oldukları zararlar açısından en büyük doğal afetler arasında yer almaktadır. Yüksek sıcaklık ve düşük nem şartlarının gözlendiği yaz aylarında orman yangınları en sık gözlenirken, ilkbahar ve sonbahar mevsimlerinde de benzer hadiselere rastlanmaktadır.

Lokal bir olay olarak düşünülen orman yangınlarının küresel ölçekteki etkilerinden dolayı tüm dünyada dikkatli bir şekilde takip edilmektedir. Lokal ölçekteki en önemli etkileri, ekosistemdeki doğal döngüyü doğrudan etkilemeleri ve bazı canlı çeşitlerinin yok olmasına neden olmaları(Bradstock, 2008) ile birlikte can ve mal kaybına sebebiyet

vermeleridir(Cohen, 2000). Bölgesel etkileri ise, atmosfere karbondioksit, ozon, karbonmonoksit, sülfür gibi kirleticiler ile partiküler madde bırakmaları(Hardy vd., 2001) ve su kaynaklarına etkileri(Spencer vd., 2003) olarak özetlenebilir. Daha karmaşık etkilerinin gözlendiği küresel ölçekteki etkileri arasında, yeryüzüne ulaşan güneş radyasyonunu azaltıcı etkileri(Andreae ve Merlet, 2001) ve bulut yoğunlaşma çekirdeği görevi üstlenen aerosol salınımı nedeni ile yağış karakteristiklerinde neden oldukları değişiklikler(Rosenfeld, 1999) gösterilebilir.

Farklı ölçeklerdeki etkileri nedeni ile orman yangınlarının dikkatli bir şekilde takip edilmesi gerekmektedir. Geleneksel gözlem şebekesini oluşturan gözetleme kulelerinin yetersizliği ve ormanlık alanların zorlu topoğrafik yapısı, etkin gözlem yapılmasını zorlaştırmaktadır. Alternatif olarak uzaktan algılama yöntemleri ve özellikle uydu verisinin kullanılması, daha sistematik ve sürekli gözlem sağlayabilmektedir.

Yeryüzünden yansıyan ve yayınlanan radyasyonu algılamak için tasarlanan pasif uydu sensörleri, orman yangını gözleminde kullanılmaktadır. Yangınlar, en fazla orta infrared bölgesinde(3-5 μm) olmak üzere spektrumum geniş bir aralığında radyasyon yayınlamakla birlikte, 10-11 μm termal infrared bandında çevresine göre daha yüksek parlaklık sıcaklığı(PS) gösterirler(Zhukov vd., 2006). Bu nedenle uydu gözlemlerinde orta ve infrared kanalları yangın tespitinde kullanılmaktadır(Flasse ve Ceccato, 1996).

Dünya üzerinde sabit disk alanını görüntüleyen sabit yörüngeli uydular, sahip oldukları yüksek zamansal çözünürlük sayesinde orman yangınlarının oluşum ve gelişim takibini mümkün kılmaktadırlar(Calle vd., 2006). Düşük uzaysal çözünürlükten kaynaklanan küçük ve/veya şiddeti az yangınların tespitindeki performans düşüklüğü ise sabit yörüngeli uyduların dezavantajıdır(Boschetti vd., 2004).

Bu çalışmada, Çevre ve Orman Bakanlığı Orman Genel Müdürlüğünden(OGM) temin edilen 2007, 2008 ve 2009 yıllarına ait Mart-Eylül dönemi orman yangın kayıtları ile, Meteosat İkinci Nesil(MSG) uydularında bulunan SEVIRI(Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) sensorü verileri kullanılarak üretilen yangın ürünü(FIR) validasyonu gerçekleştirilmiştir. FIR ürün performansı, '*muhtemel*' ve '*olası*' alt grupları için ayrı olarak incelenmiştir. Herbir ürün sınıfına ait tutarlılık oranı(POD) ve yanlış tespit oranı(FAR) istatistik sonuçları aylık olarak sunulmuştur. Ayrıca POD değerlerinin yanan alan büyüklüğüne göre değişimi incelenmiştir.

VERİ

A. FIR Ürünü

MSG uydularında bulunan SEVIRI sensörü, dünya üzerinde gördüğü sabit disk alanını her 15 dakikada bir tarayarak 12 farklı spektral kanalda veri sağlamaktadır. Bunlardan 0.75, 0.63, ve 0.81μm kanalları spektrumun görünür; 1.6 μm kanalı yakın infrared; 3.9, 6.2, 7.3, 8.7, 9.7, 10.8, 12.0, ve 13.4 μm kanalları ise infrared kısmında yer almaktadır. 0.75 μm görünür kanalı uydu alt noktasında 1x1 km'lik uzaysal çözünürlüğe sahipken diğer kanalların çözünürlüğü 3x3km'dir(Schmetz vd., 2003).

FIR ürününü için, SEVIRI 3.9μm(IR3.9) ve 10.8μm(IR10.8) kanallarına ait PS değerleri, PS farkları ve 3x3 piksel alanındaki PS standart sapmaları kullanılmaktadır (EUMETSAT, 2007a). FIR ürününde kullanılan testler ile gündüz ve gece eşik değerleri Tablo 1'de verilmiştir. Belirtilen testler sadece kara üzerindeki pikseller için uygulanıp deniz, bulut ve çöl bölgelerini içeren pikseller maskelenmiştir. Tablo 1'de belirtilen kriterlere göre

pikseller, '*muhtemel'*, '*olası*' veya '*yangın yok*' olarak sınıflandırılır. *Muhtemel*, veya daha kuvvetli bir uyarı olan *olası* yangın bilgilerini içeren FIR ürünü, 15 dakikalık aralıkla tam disk alanı için ASCII ve GRIB formatında EUMETCast (EUMETSAT veri gönderme sistemi) aracılığı ile kullanıcılara ulaştırılmaktadır.

Tablo 1. FIR ürünü testleri ve gündüz ile gece için kullanılan test eşik değerleri.

	Muhtemel Yangın		**Olası Yangın**	
Test	**Gündüz (K)**	**Gece (K)**	**Gündüz (K)**	**Gece (K)**
IR3.9	310	290	310	290
IR3.9-IR10.8	8	0	10	5
STD3.9	2.5	2.5	4	4
STD10.8	2	2	2	2

B. Bulut Maskesi Ürünü

Bu çalışmada kullanılan uydu bulut maskesi ürünü(BM), EUMETSAT MPEF(Meteorolojik Ürünler Üretim Birimi) tarafından üretilmektedir. MSG piksel çözünürlüğünde bulutluluk bilgisi verilen üründe pikseller, '*su üzerinde açık gökyüzü*', '*kara üzerinde açık gökyüzü*', '*bulut*' veya '*veri yok*' sınıflarından birine atanmaktadır. Ürün algoritması ile alakalı detaylar EUMETSAT(2007b) tarafından sağlanmaktadır. BM her 15 dakikada bir üretilerek EUMETCast aracılığıyla GRIB formatında dağıtılmaktadır.

C. Yer Gözlemleri(Yangın Kayıtları)

Orman Genel Müdürlüğü bünyesinde bulunan Yangından Korunma ve Yangınla Mücadele Daire Başkanlığı, Türkiye geneli için Orman Yangınları Kayıtlarını(OYK) tutmaktadır. Bu kayıtlarda, yangın sonrasında yerel şube tarafından Daire Başkanlığına ulaştırılan bilgiler kapsamında, Bölge-İşletme-Şeflik(BİŞ) alt bölge bilgisi, yangın zamanı, yanan alan büyüklüğü, yanan orman karakteristikleri gibi bilgiler saklanmaktadır. 2008 yılına ait örnek bir kayıt, bu çalışma için uyarlandığı şekliyle Tablo 2'de verilmiştir.

Tablo 2. 2008 yılına ait orman yangın kayıtlarının bir bölümü

	Yer Bilgisi			**Yangın Başlama**		**Yangın Bitiş**		
Kayıt No	**Bölge**	**İşletme**	**Şeflik**	**Tarih**	**Saat**	**Tarih**	**Saat**	**Yanan Alan(ha)**
1102	İzmir	Manisa	Saruhanlı	20080729	12:25	20080730	02:25	2.5
1103	Adapazarı	Adapazarı	Adapazarı	20080729	14:10	20080729	17:55	0.6
1104	K.Maraş	Adıyaman	Gölbaşı	20080729	14:50	20080729	16:00	0.1
1105	Elazığ	Tunceli	Pulumur	20080729	14:00	20080729	18:15	2.0

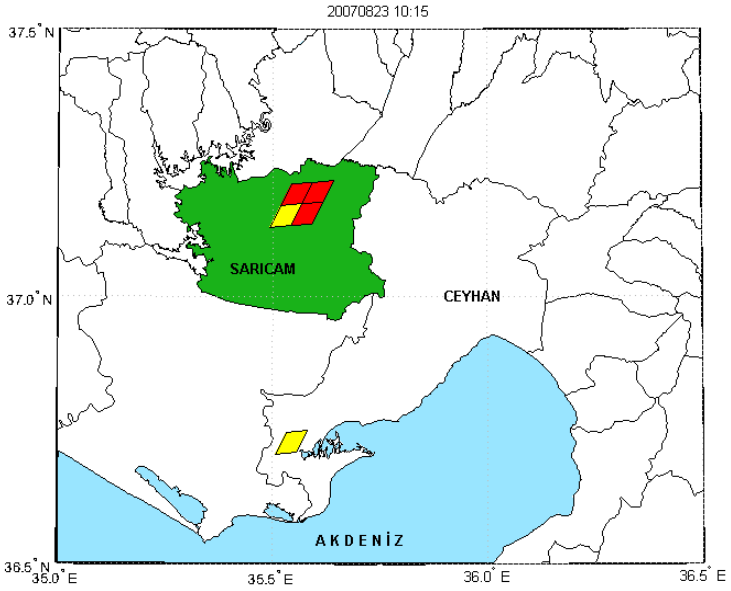
VALİDASYON METEDOLOJİSİ

FIR ürünü ile OYK bilgilerinin kıyaslanabilmesi için her iki verinin zaman ve uzay boyutunda çakıştırılması gerekmektedir. Zaman boyutu dikkate alındığında, FIR ürünleri her saatin çeyrek dilimlerinde(00, 15, 30 ve 45 dakikalarında) mevcut iken OYK ise belirtilen yangın başlangıç ve bitiş zamanı arasında süreklilik göstermektedir. Bu nedenle OYK verileri başlangıç ve bitiş zamanları dikkate alınarak 15'er dakikalık ayrık veriler haline getirilmiştir. Tam olarak çeyrek üzerine düşmeyen OYK başlangıç saatleri bir sonraki çeyreğe; bitiş saatleri ise bir önceki çeyreğe yuvarlanmıştır.

OYK veri setindeki yangın kayıtlarına ait uzaysal konum bilgisi mevcut değildir. Ancak, yangının meydana geldiği şeflik bilindiğinden ve her şefliğin sorumluluk alanı bir poligon

olarak OGM tarafından belirlenmiş olduğundan, ilgili yangın kaydının hangi uzaysal alan içine düştüğü bulunabilmektedir. Bu çalışma ile validasyonu yapılan FIR uydu ürünü , piksel temelli olup, her pikselin temsil ettiği uzaysal alan ilgili hesaplar kullanılarak bulunabilmektedir.

Örnek olarak, 23 Ağustos 2007, 10:15 UTC için piksel bazlı FIR ürünleri ve OYK bilgileri Şekil 1'de verilmiştir. Şekilde ilgili tarih için OYK'da aktif yangın sadece Adana-Adana-Sarıçam BİŞ poligonunda gözlenmektedir. Bununla birlikte, FIR ürünü Sarıçam Şeflik sınırları içinde üç tane *olası*(kırmızı) bir tane de *muhtemel* (sarı) yangın ürünü vermektedir. Ayrıca, Adana-Adana-Ceyhan BİŞ sınırları içinde ise bir tane *muhtemel* FIR ürünü bulunmakta ancak OYK kayıtları bu şeflik içinde aktif bir yangın göstermemektedir.



Şekil 1. 23 Ağustos 2007, 10:15 UTC için OYK bilgilerine göre aktif yangın gözlenen Sarıçam şefliği ile Sarıçam ve Ceyhan Şefliklerine düşen toplam FIR ürünleri

FIR ve OYK bilgilerinin uzaysal kıyaslamalarının yapılabilmesi için FIR ürünlerinin içinde bulundukları poligona göre BİŞ karşılıklarının tespit edilmesi gerekmektedir. Şekil 1'deki FIR ve OYK bilgileri dikkate alındığında, toplam beş FIR ürünlerine ait BİŞ bilgileri Tablo 3'te verilmiştir.

FIR ürününün bulutsuz bir ortamda aktif bir yangını tespit etmesi beklenir ancak bulut varlığı, yangın tespitini zorlaştırır ve ürün performansını kötü yönde etkiler(Pereira ve Setzer, 1996). Bulut etkisinden dolayı ürünün yangın tespit edemediği durumların dikkate alınması için çalışmada MPEF BM ürünü kullanılmıştır. 15'er dakikalık zaman adımı için, OYK verilerinde yangın belirtilen şeflik alanı üzerindeki herhangi bir pikselde BM ürünü bulut gösteriyorsa, OYK' nın bu verisi ilgili zaman adımı için değerlendirmeye alınmamıştır.

Tablo 3. 23 Ağustos 2007, 10:15UTC için verilen FIR ürünlerinin BİŞ karşılıkları

FIR ürünü			**BİŞ karşılığı**		
Enlem	**Boylam**	**Yangın Tipi**	**Bölge**	**İşletme**	**Şeflik**
37.1548	35.5791	*Olası*	Adana	Adana	Sarıçam
37.1513	35.5298	*Muhtemel*	Adana	Adana	Sarıçam
37.1953	35.6047	*Olası*	Adana	Adana	Sarıçam
37.1918	35.5554	*Olası*	Adana	Adana	Sarıçam
36.7275	35.5447	*Muhtemel*	Adana	Adana	Ceyhan

FIR ve OYK validasyon değerlendirmeleri için Tablo 4'te verilen Kıyaslama Tablosu elemanları kullanılmıştır. Kıyaslama tabloları, Mayıs-Eylül dönemini içerecek şekilde 2007, 2008 ve 2009 yılları için aylık olarak elde edilmiştir.

Tablo 4 FIR ve OYK kıyaslamaları için kullanılan Kıyaslama Tablosu elemanları

		OYK bilgisi	
		Evet	Hayır
FIR	Evet	A	B
	Hayır	C	D

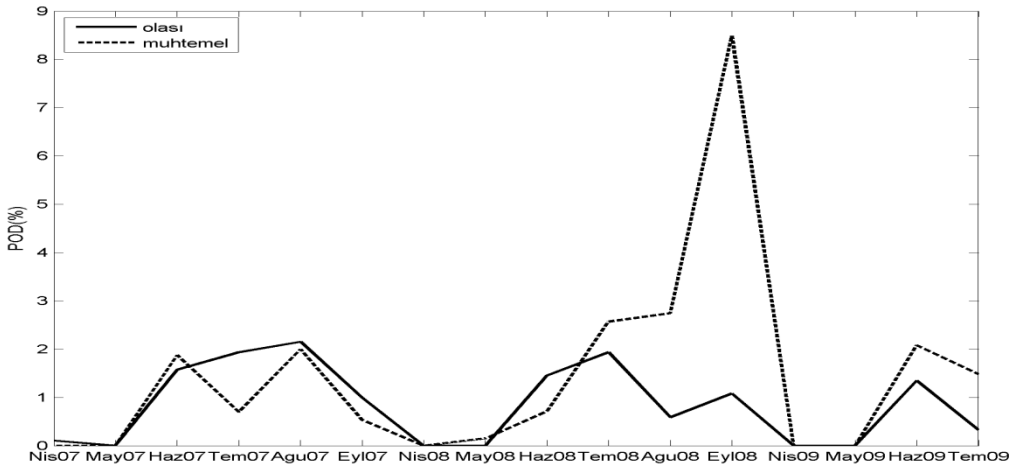
Aylık Kıyaslama Tablosu elemanları olan A, B, C ve D değerleri, *s*(sayısı) *ve oes*(ortak eşleşen sayısı) kısaltmalarını göstermek üzere '*muhtemel*' ve '*olası*' ürün cinsleri için ayrı olarak aşağıdaki şekilde elde edilmiştir.

i. A, B, C ve D değerlerine başlangıç olarak sıfır atanır.
ii. Tüm FIR ürünleri için BİŞ bilgileri elde edilir.
iii. Tüm OYK bilgileri 15'er dakikalık ayrık zaman adımları için hazırlanır.
iv. Ayın ilk günü saat 00:00 UTC'den başlamak üzere, ayın son günü saat 23:45'e kadar 15'er dakikalık zaman adımlarında FIR ve OYK'ye ait BİŞ bilgileri kıyaslanarak, tablo elemanları aşağıdaki şekilde yenilenir.
A = A + *oes*(FIR ve OYK)
B = B + (*s*(FIR) - *oes*(FIR ve OYK))
C = C + (*s* (OYK) - *oes*(FIR ve OYK))
D = D+1 (EĞER herhangi bir FIR ve OYK yoksa)

VALİDASYON SONUÇLARI

FIR ürün tutarlılığının incelenmesi için aylık kıyaslama tablo elemanları kullanılarak hesaplanan POD(A/(A+C)) değerleri 2007, 2008 ve 2009 yılları için Nisan-Eylül dönemini kapsayacak şekilde aylık olarak '*muhtemel*' ve '*olası*' ürün cinsleri için Şekil 2' de sunulmuştur. Ağustos 2009 tarihinden itibaren FIR uydu ürün algoritmasında köklü değişik yapıldığı için, 2009 yılına ait Ağustos ve Eylül ayları çalışma dışında tutulmuştur.

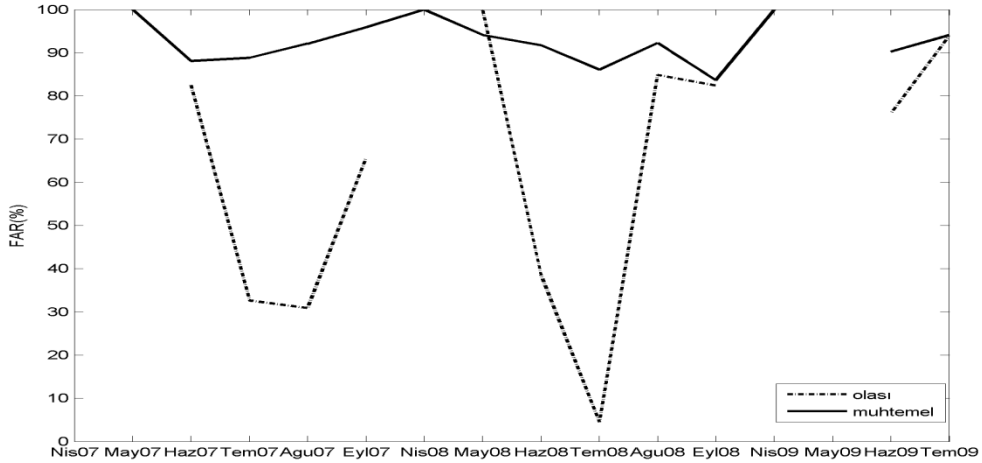
Şekil 2'de *muhtemel* ve *olası* ürünler için verilen POD yüzdeleri FIR ürün tutarlılığının düşük oluğunu göstermektedir. Üç yıllık dönem dikkate alındığında POD değerleri her iki ürün cinsi için yaz aylarında en yüksek değerlerine ulaşmaktadırlar. 2007 yılı için *muhtemel* POD değerleri *olası* POD değerlerinden daha düşükken



Şekil 2. *Muhtemel* ve *olası* FIR ürünleri için aylık yüzde POD değerleri

2008 ve 2009 yıllarında *muhtemel* ürünlerinin daha yüksek POD değerlerine sahip olduğu görülmektedir. *Olası* ürünü için en yüksek POD değerleri tüm periyot dikkate alındığında %2-3 arasında seyretmektedir. Yaklaşık oranlar *muhtemel* ürünü için 2007 yaz aylarında gözlenirken, POD değerleri 2008 yılı yaz aylarında %9'a yaklaşarak tüm periyot için en yüksek değerine ulaşmaktadır. 2009 yılı için değerlerin yeniden %2-3 seviyelerine indiği gözlenmektedir.

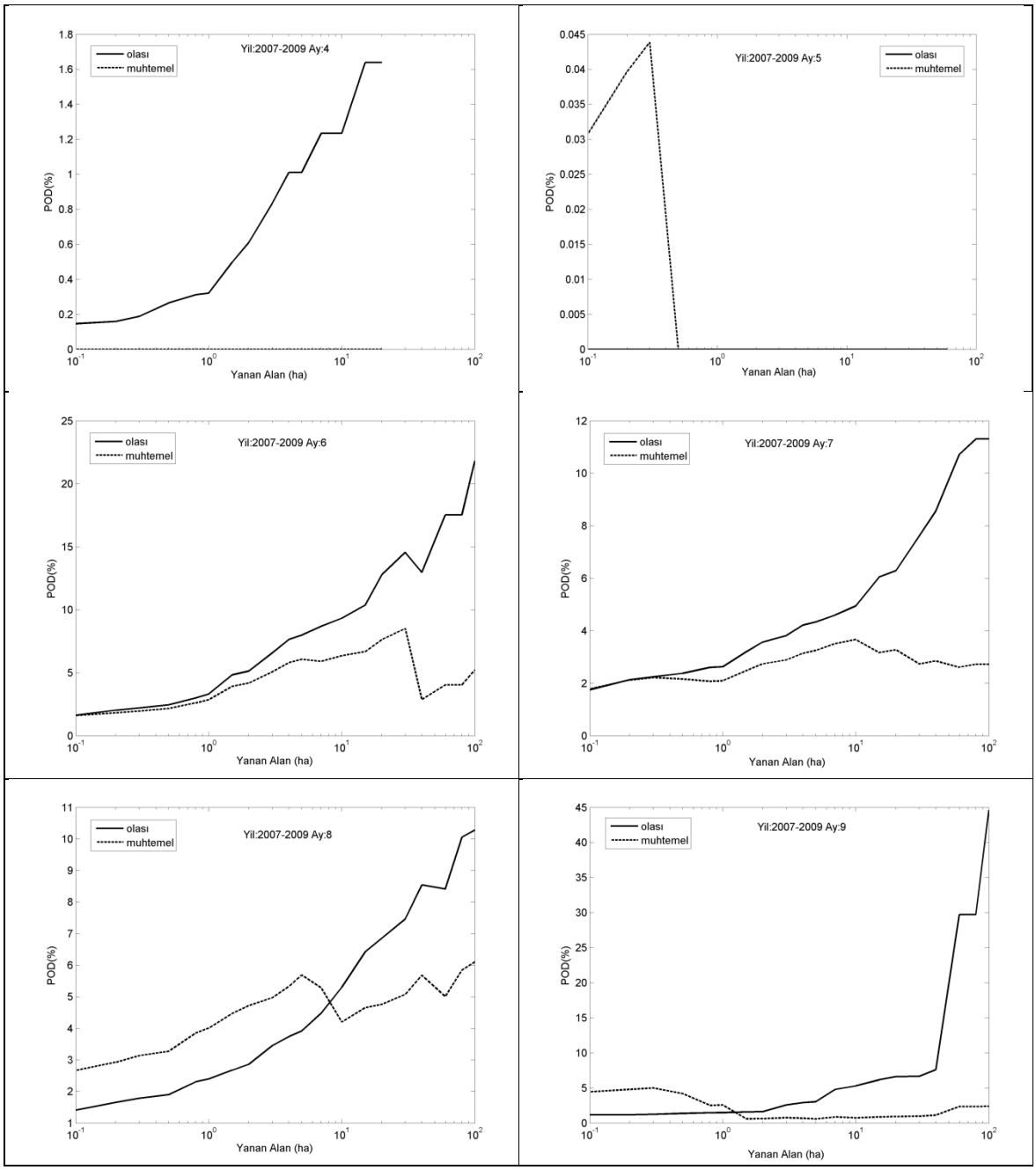
Ürün tutarlılığını incelenmesinde ikinci adım olarak aktif yangın bulunmamasına karşın FIR ürününün yangın işaret ettiği durumlar incelenmiştir. Yanlış tespit oranını ifade eden FAR(B/(A+B)) değerlerinin *muhtemel* ve *olası* ürünler için aylık değişimi Şekil 3'te verilmiştir. Grafikteki süreksiz bölgeler FAR değerlerinin hesaplanamadığı(A ve B =0) durumları göstermektedir. *Olası* ve *muhtemel* ürünleri için yüksek FAR değerleri bahar aylarında gözlenirken, yaz aylarına doğru her iki ürünün FAR oranlarında azalma gözlenmektedir. Bu sonuç, Şekil 2'de gözlenen yaz aylarındaki daha yüksek POD değerleri ile tutarlılık göstermektedir. *Muhtemel* ürünler için FAR değerleri %90-100 arasında salınırken, *muhtemel* ürünlerde 2007 yazında değerler %30; 2008 yazında ise % 5' e kadar düşmektedir. Şekil 3'ten elde edilen en önemli sonuç ise, *olası* olarak verilen FIR ürününe göre yerde gerçekleşen yangın bulunması *muhtemel* ürüne kıyasla çok daha yüksektir.



Şekil 3. *Muhtemel* ve *olası* FIR ürünleri için aylık yüzde FAR değerleri

Şekil 2 ve 3'te verilen POD ve FAR analiz sonuçları OYK'ye göre tüm yanan alan büyüklüklerini içermekte olup herhangi bir yanan alan büyüklüğü kriteri kullanılmamıştır.

FIR ürün validasyonu için merak edilen diğer bir husus ise, yanan alan büyüklüğüne göre *muhtemel* ve *olası* ürün tutarlılıklarının(POD) değişimidir. Yanan alan büyüklükleri 0, 0.1, 0.2, 0.3, 0.5, 0.8, 1, 1.5, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 100 ha değerlerinden büyük eşit olacak şekilde OYK bilgileri süzgeçlenerek POD değerleri aylık olarak hesaplanmıştır. *Muhtemel* ve *olası* ürün cinslerine göre POD değerlerinin aylık değişimi Şekil 4'te verilmiştir. Aylık POD değerlerinin hesabı için 2007, 2008 ve 2009 yıllarına ait yanan alan kriterine göre elde edilen Kıyaslama Tablo elemanların toplanması ile elde edilen tablo elemanları kullanılmıştır.



Şekil 4. *Muhtemel* ve *olası* FIR ürünleri için yanan alan miktarına göre POD değerleri

Grafikler, *muhtemel* ve *olası* ürünler için artan yanan alan değeri ile birlikte artan POD değerlerine işaret etmektedir. Bu sonuç, yanan alan miktarındaki artışın FIR ürünü tarafından tespit edilme olasılığını arttırdığını göstermektedir. İlkbahar aylarında düşük

gözlenen artış miktarı, yaz aylarında daha fazla olmaktadır. En yüksek yanan büyüklüğüne bağlı olarak *olası* ürünü için, Haziran, Temmuz, Ağustos ve Eylül aylarında sırasıyla %23, %12, %11 ve %45 değerlerine ulaşmaktadır. İki ürün kıyaslamalarında ise, *olası* ürünlere ait POD değerlerinin *muhtemel* ürün değerlerine göre daha yüksektir. Ancak, yanan alan miktarının 10 ha'dan küçük olduğu Ağustos ve 1 ha'dan küçük olduğu Eylül için *muhtemel* ürüne ait POD değerleri *olası* ürün değerlerine göre daha yüksek elde edilmiştir.

SONUÇ VE ÖNERİLER

Uzaktan algılama yöntemleri ve özellikle uydu verilerinin orman yangınlarının önceden tespiti ve erken uyarı amaçlı kullanılması, bu alanda başlatılan yeni uygulamalardan olup kutupsal ve sabit yörüngeli uydu sensör verileri kullanılarak farklı yangın ürünleri önerilmiştir.

Bu çalışmada, MSG sabit yörüngeli uydularında bulunan SEVIRI sensöründen elde edilen FIR ürünü validasyonu sunulmuştur. OGM'den elde edilen orman yangın kayıtları 2007, 2008 ve 2009 yılları Nisan-Eylül dönemi için *muhtemel* ve *olası* FIR ürün sınıfları ile kıyaslanarak POD ve FAR değerleri aylık olarak sunulmuş ve aynı değerlerin yanan alan büyüklüğü ile değişimi irdelenmiştir.

Gözlenen yangın sayısına paralel olarak ilkbahar aylarından yaz aylarına doğru *muhtemel* ve *olası* ürünleri POD değerlerinde artış gözlenmiş, yaz aylarında en yüksek değerine ulaştıktan sonra sonbahar aylarına doğru yeniden düşmüştür. Elde edilen POD değerleri *olası* ürün için %2 mertebesinde gerçekleşmiştir. Aynı oranlar *muhtemel* ürün için de geçerli olmakla birlikte 2008 yazında %9'a varan bir sıçrama dikkati çekmiştir. Aynı dönem FAR analizleri incelendiğinde her iki ürün için yaz aylarında en düşük değerler elde edilmiştir. *Muhtemel* ürünleri için elde edilen FAR değerleri %90-100 gibi yüksek oranlarda salınım gösterirken, *olası* ürünler için aynı değerler yaz aylarında %30(2007) ve %5(2008) olarak gerçekleşmiştir. POD ve FAR grafiklerinden elde edilen en önemli sonuç, *muhtemel* ürün tutarlılığının *olası* ürün tutarlığına göre yüksek olmasına karşılık aynı ürünün *olası* ürününe göre çok daha fazla yanlış uyarı vermesidir. Bunun nedeni ise, *muhtemel* ürün eşik değerlerinin *olası* ürün şartlarına göre daha esnek(düşük) olması ve dolayısıyla *muhtemel* ürün sayısının *olası* ürün sayısına göre çok daha fazla olması gösterilebilir.

Yanan alan miktarı ile *muhtemel* ve *olası* ürün tutarlılıklarının değişimi incelendiğinde, yanan alan büyüklüğü ile tutarlılığın doğru orantılı olarak artığı saptanmıştır. Gözlenen aktif yangın sayına bağlı olarak, bahar aylarından yaz aylarına doğru artışın daha fazla olduğu gözlenmiştir. Özellikle Haziran ayında en yüksek yanan alan değeri için tutarlılık %23'ye kadar çıkmaktadır. Aynı değer Temmuz, Ağustos ve Eylül ayları için %12, %11 ve %45 olarak elde edilmiştir. Diğer önemli bir bulgu ise, herhangi bir yanan alan miktarı için *olası* ürün POD değerinin *muhtemel* ürün değerinden daha yüksek olması dolayısıyla *olası* ürünün yanan alan büyüklüğüne *muhtemel* üründen daha fazla duyarlı olduğunun gözlenmesidir.

Elde edilen düşük POD ve yüksek FAR değerlerinde, FIR ürün algoritmasında küresel eşik değerlerinin kullanılmasının etkisi muhakkaktır. Bölgesel eşik değerlerine göre üretilecek olan FIR ürünleri, ilgili coğrafyada geçekleşen aktif yangınların tespitinde daha duyarlı olacaktır. Benzer hedefler için, 2009 Ağustos döneminden itibaren FIR algoritmasında sabit eşik değerleri uygulaması yerine dinamik eşik değerlerinin

kullanılmasına geçilerek hem bölgesel hem de zamansal olarak değişen eşik değerleri yardımı ile ürün hassasiyetinin arttırılması hedeflenmiştir.

MSG gibi sabit yörüngeli uydular hem kapsama alanları hem de zamansal ölçüm sıklıkları dikkate alındığında, orman yangınları gözlemleri için etkin bir alternatif olarak önümüzde durmaktadır. Her ne kadar ürün validasyon sonuçları yüksek tutarlığa işaret etmese de, bölgesel eşik değerleri ve orman altlıklarının kullanılması gibi ürün tutarlılığını iyileştirecek alternatif yöntemler sayesinde ürün güvenilirlikleri arttırılabilir.

REFERANSLAR

[1] Andreae, M.O., Merlet, P. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning, Global Biochemical Cycles, 15, 955–966, 2001

[2] Boschetti, L., Flasse, S. P., Brivio, P. A. Analysis of the conflict between omission and commission in low spatial resolution dichotomic thematic products: the Pareto Boundary, Remote Sens Environ, 91, 280−292, 2004

[3] Bradstock, R.A. Effects of large fires on biodiversity in south-eastern Australia: disaster or template for diversity? Int J Wildland Fire, 17: 809-822, 2008.

[4] Calle, A., Casanova, J. L., Romo, A. Fire detection and monitoring using MSG Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) data, J Geophys Res, 111, G04S06, 2006

[5] Cohen, J.D. Preventing disaster: home ignitability in the wildland– urban interface, J Forestry 98(3), 15–21, 1997.

[6] EUMETSAT. Active Fire Monitoring with MSG-Algorithm Theoretical Basis Document(ATBD), EUM/MET/REP/07/0170, 15p., 2007a.

[7] EUMETSAT. Cloud Detection for MSG – Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD), EUM/MET/REP/07/0132, 26p., 2007b.

[8] Flasse, S.P., Ceccato, P. A contextual algorithm for AVHRR fire detection, Int J Remote Sens, 17, 419–424, 1996.

[9] Hardy, C.C., Ottmar, R.D., Peterson, J.L, Core, J.E., Seamon, P. Smoke management guide for prescribed and wildland fire, USDANational Wildfire Coordination Group Publication PMS 420-2, 2001.

[10] Pereira, J.M.C., Setzer, A.W. Comparison of fire detection in savannas using AVHRR's channel 3 andTM images, Int J Remote Sens, 17, 1925–1937, 1996.

[11] Rosenfeld, D. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, Geophys Res Lett, 26 (20): 3105-3108, 1999.

[12] Schmetz, J., Konig, M., Pili, P., Rota, S., Ratier, A., Tjemkes, S. Meteosat Second Generation (MSG): Status after launch, paper presented at 12th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Am. Meteorol. Soc., Long Beach, Calif., 2003.

[13] Spencer, C.N., Gabel, K.O., Hauer, F.R. Wildfire effects on stream food webs and nutrient dynamics in Glacier National Park, USA. Forest Ecology and Management, 178, 141–153., 2003.

[14] Zhukov, B., Lorenz, E., Oertel, D., Wooster, M. J., Roberts, G. Space borne detection and characterization of fires during the bi-spectral infrared detection (BIRD) experimental small satellite mission (2001–2004). Remote Sens Environment, 100(1), 29−51., 2006

OTOMATİK METEOROLOJİK ÖLÇÜM İSTASYONLARI İÇİN VERİ KALİTE KONTROL SİSTEM TASARIMI

İbrahim SÖNMEZ[1], Savaş KÖKSAL[2], Osman ESKİOĞLU[3],Yusuf ÇALIK[4]
[1] DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, isonmez@dmi.gov.tr
[2] DMİ Sinoptik Meteoroloji Şube Müdürlüğü, Türkiye, Ankara, skoksal@dmi.gov.tr
[3] DMİ Bilgi İşlem ve İstatistik Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, oeskioglu@dmi.gov.tr
[4] DMİ Bilgi İşlem ve İstatistik Şube Müdürlüğü, Ankara, Türkiye, ycalik@dmi.gov.tr

ÖZET
Atmosfer her zaman insanoğlunun ilgi odağı olmuştur. Sadece atmosfer olaylarının arkasındaki fizik değil, atmosfer kaynaklı doğal afetlerden korunma yolları da ilgi odağı olmuştur. Bu amaç doğrultusunda, gerekli ölçümlerin elde edilmesi için farklı özelliklere sahip gözlem şebekeleri tasarlanarak kurulmuştur. Bu şebekelerden elde edilen ölçümler ve bu ölçümlere ait kalite kontrol bilgileri önem kazanmıştır. Literatürde kalite kontrol ile alakalı birçok test önerilmiştir. Bu çalışmada, Türkiye'nin batısında kurulan 206 AWOS gözlem istasyonlarının ölçümleri için tasarlanan kalite kontrol sistemi tanıtılmıştır. Mantık, Aralık, Basamak, Israrlılık ve Alansal testler tanıtılarak, ölçüm sıhhatini derecelendirmek için tanımlanan bayraklama bilgisi sunulmuştur.

Anahtar Kelimeler: *OMGİ, ölçüm, kalite kontrol, bayraklama*

DATA QUALITY CONTROL PROCEDURES FOR THE AUTOMATED WEATHER OBSERVATION SYSTEM(AWOS)

ABSTRACT
Atmosphere has been the center of attraction for the mankind for various reasons. Not only he aimed to understand the physical behavior of the different atmospheric phenomena but also prevent from the results of the natural disasters. For this purpose, various networks with different observational configurations are designed and installed to obtain the necessary observations. Since then, the quality level of the observations has been the main concern as well as the collected datasets for the end users. Various tests are proposed in literature to determine the quality assurance of the datasets. In this study, the quality assurance tests proposed for the Automated Weather Observation Sites located in the Western part of Turkey are introduced. The Logical, Range, Step, Persistence, Like Instrument and Spatial tests are introduced and quality flagging procedures defined.

Keywords: *AWOS, observation, quality assurance, quality flag*

1. GİRİŞ
İnsanoğlu varoluşundan beri doğa olayları ile iç içe yaşamaktadır. Kimi doğa olaylarının afete varan boyutu insanoğlunu bu olayları daha yakından incelemeye itmiştir. Sadece çıplak göze dayalı olarak yapılan ilk gözlemler, teknolojik gelişmelerle birlikte aletlerin kullanılmasıyla devam etmiştir. Bugün ise farklı ölçüm aletleri ile donatılmış olan ölçüm şebekeleri atmosferik olayların daha iyi anlaşılabilmesi, muhtemel afetlerin öngörülmesi gibi çeşitli amaçlar için kullanılmaktadır. Şebekelerden elde edilen ölçümler dikkate alındığında, ölçümü yapan rasatçı, kalibrasyon gereksinimi duyulan alet veya verinin taşınmasından kaynaklanabilecek ölçüm hataları göze çarpmaktadır.

Alaka ve Levis(1967) muhtemel ölçüm hatalarını, sistematik hatalar ve rastgele hatalar olmak üzere iki kısma ayırmıştır. Sistematik hatalar genellikle sabit bir değer miktarınca gerçek değerden olan sapmalar olup aynı işarete sahiptir. Rastgele hatalar ise, gerçek değerden değişen miktarlarda sapma gösterdiklerinden belirli bir ortalama ve standart sapma değerine sahiptirler. Kaynağı veya çeşidi ne olursa olsun ölçüm hatalarının tespiti, elde bulunan ölçümün sıhhatinin tayini açısından çok önemlidir. Şüpheli veya kötü verilerin ayrıştırılması için gözlem şebekesi ve ölçülen parametre dikkate alınarak farklı veri kalite kontrol sistemleri tasarlanmıştır.

Gözlemlerin alansal olarak komşu ölçümler ile kıyaslanması ile alakalı çalışmalara örnek olarak Barnes(1964) ile Wade(1987) verilebilir. Bu çalışmalarda önerilen uzaysal kıyaslama yöntemleri ile basınç, bağıl nem, rüzgar gibi meteorolojik parametreler için kalite kontrol testleri önerilmiştir. Meek ve Hatfield(1994) ise, bir tek istasyona ait veriler için kalite kontrol çalışmaları yapmışlar ve limit, değişim ve varyans gibi testler önermişlerdir. Öte yandan, sabit basınç yüzeyleri ve bu yüzeylere ait sıcaklık verileri gibi yukarı atmosfer verileri ile alakalı kalite kontrol testleri Gandin(1988) tarafından tanımlanmıştır. Sinoptik rasatlar için önerilen kalite kontrol testleri de mevcuttur(Wolfson vd., 1978; Sönmez vd., 2008). Otomatik ölçüm istasyonlarına ait ilk detaylı veri kalite kontrol sistemi Shafer ve arkadaşları(1999) tarafından sunulmuştur. Bu çalışmada, Tarımsal ve Meteorolojik gözlem yapan Oklahoma Mesonet için Aralık, Basamak, Benzer Alet, Israrlılık ve Alansal testleri tanımlanarak gözlem sıhhatinin derecelendirilmesi için detaylı bir bayraklama sistemi önerilmiştir. Benzer testler, Batı Texas Mesonet Otomatik ölçüm istasyonları için uyarlanmıştır(Sönmez ve Doggett, 2003; Sönmez vd., 2005; Schroeder vd., 2005).

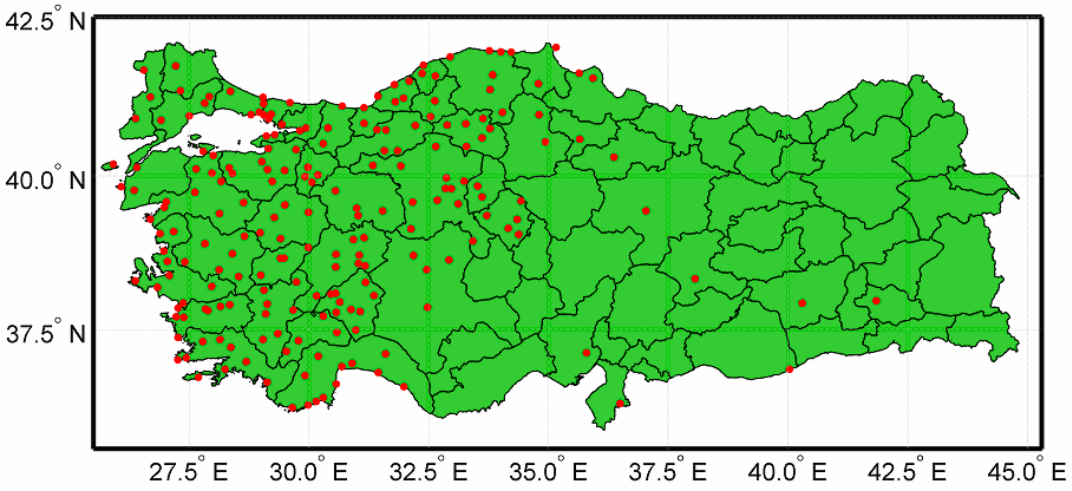
Bu çalışmada ise, Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü(DMİ) tarafından işletilen ve yurdumuzun batı kesimindeki 206 adet Otomatik Gözlem İstasyonu(OMGİ) ölçümleri için tasarlanan veri kalite kontrol sistemi(KKS) tanıtılmıştır. Operasyonel olarak çalıştırılan KKS'nin amacı, testlerin düzenli olarak çalıştırılarak OMGİ ölçümlerinin son kullanıcılara sunulmadan önce sıhhat derecelerinin bayraklanmasıdır

.

2. OMGİ ÖLÇÜM ŞEBEKESİ

TEFER projesi kapsamında kurulumuna başlanan OMGİ ölçüm ağı, yurdumuzun batı kesimlerini kapsamaktadır. 206 adet istasyonun kurulumu için yer seçimi esnasında mümkün oluğunca farklı mikro klima alanların temsil edilmesine özen gösterilmiştir. İstasyonlardaki ölçümler, VSAT, GPRS, ADSL, LAN aracılığıyla DMİ'ye ulaştırılmaktadır. Kurulan istasyonların coğrafik dağılımı Şekil 1'de verilmiştir.

OMGİ ölçüm şebekesindeki istasyonlar, ölçüm yaptıkları parametrelere göre 4 farklı gruba ayrılmıştır. Parametrelerin bazıları dakikalık bazıları da on dakikalık ölçüm periyoduna



Şekil 1. 206 OMGİ'nin coğrafik dağılımları

sahiptir. Bununla birlikte, bu iki veri grubundaki bilgilerin kullanılmasıyla üretilen günlük parametreler de bulunmaktadır. Parametre listesi ve ilgili grup bilgileri Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 1. OMGİ'de ölçümü yapılan ve türetilen parametreler ile Grup bilgileri

Period	Parametre	Açıklama	Grup 1	Grup 2	Grup 3	Grup 4
1 Dakikalık	sck1dk	Sıcaklık	1	1	1	1
	nem1dk	Nem	1	1	1	1
	rzgyon1dk	Rüzgar Yönü	1	1	1	1
	rzghiz1dk	Rüzgar Hızı	1	1	1	1
	ygs1dk	Yağış	1	1	1	1
	gunsur1dk	Güneşlenme Süresi	1	0	0	0
	gunsidgl1dk	Global Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
	gunsiddr1dk	Direk Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
	gunsiddf1dk	Difüzyon Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
10 Dakikalık	sck10dk	Anlık Sıcaklık	1	1	1	1
	sckmax10dk	Maksimum Sıcaklık	1	1	1	1
	sckmin10dk	Minimum Sıcaklık	1	1	1	1
	tpus5minsck10dk	Toprak Üstü Minimum Sıcaklığı (5 cm)	1	1	0	1
	isba10dk	Anlık İşba	1	1	1	1
	nem10dk	Anlık Nem	1	1	1	1
	bbsn10dk	Anlık Buhar Basıncı	1	1	1	1
	bsn10dk	Anlık Basınç	1	1	0	1
	ygs10dk	Toplam Yağış	1	1	1	1
	rzgyon10dkort	Vektörel Rüzgar Yönü	1	1	1	1
	rzghiz10dkort	Ortalama Rüzgar Hızı	1	1	1	1
	rzgyon10dkmax	Maksimum Rüzgarın Yönü	1	1	1	1
	rzghiz10dkmax	Maksimum Rüzgar Hızı	1	1	1	1
	maxrzgsaat10dk	Maksimum Rüzgarın Saati	1	1	1	1
	tpsck5cm10dk	5 cm Toprak Sıcaklığı (anlık)	1	1	0	1
	tpsck10cm10dk	10 cm Toprak Sıcaklığı (anlık)	1	1	0	1
	tpsck20cm10dk	20 cm Toprak Sıcaklığı (anlık)	1	1	0	1
	tpsck50cm10dk	50 cm Toprak Sıcaklığı (anlık)	1	1	0	1
	tpsck100cm10dk	100 cm Toprak Sıcaklığı (anlık)	1	1	0	1
	tpnem20cm10dk	20 cm Toprak Nemi (anlık)	1	1	0	1
	gunsurdk10dk	Toplam Güneşlenme Süresi	1	0	0	0

	gunsidgldk10dk	Toplam Global Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
	gunsiddrdk10dk	Toplam Direk Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
	gunsiddfdk10dk	Toplam Difüzyon Güneşlenme Şiddeti	1	0	0	0
	acsp1msck10dk	1 m deki Açık Siper Sıcaklığı (anlık)	1	0	0	0
	acsp2msck10dk	2 m deki Açık Siper Sıcaklığı (anlık)	1	0	0	0
	acsp1mnem10dk	1 m deki Açık Siper Nem (anlık)	1	0	0	0
	acsp2mnem10dk	2 m deki Açık Siper Nem (anlık)	1	0	0	0

3. KALİTE KONTROL SİSTEMİ TASARIMI

Bir ölçümün mutlak manada sıhhati hakkında hüküm verilebilmesi için o ölçüm ile alakalı mümkün olduğunca farlı içeriklerde testin uygulanması önemlidir. Bu çalışmada, ortak özelliklere sahip ölçüm şebekesi olması nedeniyle Shafer ve arkadaşları(1999) ile Sönmez ve arkadaşları(2005) tarafından önerilen kalite kontrol testleri model olarak alınmıştır. Bahsedilen çalışmalarda tanımlanan Aralık, Basamak, Benzer Alet, Israrlılık ve Alansal testlere ek olarak Mantık testinin de ilave edilmesiyle, KKS için toplam 6 test uygulanması kararlaştırılmıştır.

Bu çalışmada üzerinde durulan diğer önemli bir husus ise, uygulanan her bir test sonuçlarına göre ilgili ölçümün sıhhatinin tanımlanan bayraklar yardımı ile derecelendirilmesidir. Bayraklama için Tablo 2'de listesi verilen 'İyi', 'Şüpheli','Kötü' ve 'Test uygulanamadı' kodları kullanılmıştır. 'İyi' bayrağı, test kriterine göre ölçümün makul olduğuna; 'Şüpheli' bayrağı, ölçümün sıhhati hakkında ciddi şüphe bulunduğuna; 'Kötü' bayrağı ise ölçümün sıhhati ile alakalı ciddi sıkıntı bulunduğu anlamına gelmektedir. 'Test uygulanamadı' bayrağı ise, testin uygulanması için yeterli şartın sağlanmadığı anlamında kullanılmaktadır.

Tablo 2. Test sonuçlarına göre ölçüm sıhhati için kullanılan bayrak çeşitleri

Bayraklama Kodu	Tanım	Açıklama
I	İyi	Gözlem testi geçti
S	Şüpheli	Gözlem hakkında şüphe var
K	Kötü	Gözlem hatalı
Y	Test uygulanamadı	Test uygulanamadı

3.1. Mantıksal Test

Mantık Testi yardımıyla bir parametrenin kendi içinde veya başka bir parametre ile kıyaslandığında tutarlığını kontrol edilir. İkinci durum, çapraz mantık kontrolü olarak adlandırılır. Tablo 1'de yer alan her bir parametre için muhtemel Mantık Testi gözden geçirilmiş ve uygulanan testler Tablo 3'te verilmiştir.

Tablo 3'te tanımlanan testler ışığında bahsi geçen kriterin sağlanması durumunda ölçüm 'İyi', sağlanmaması durumunda ise 'Kötü' olarak bayraklanmıştır. Şayet parametre için çapraz kontrol uygulanıyorsa, kriter sonuçlarının sağlanmaması durumunda hata kaynağı kestirilemeyeceğinden her iki parametre de 'Kötü' olarak bayraklanmıştır.

Tablo3. Mantık Testi için KKS testleri uygulaması

Parametre	Mantık Testi	Çapraz Mantık Kontrolü
rzgyon1dk	rzgyon1dk=0 **İSE** rzghiz1dk=0	X
ygs1dk	ygs1dk : **çift sayı**	
gunsur1dk	gunsur1dk=0 (gece saatleri için)	

sck10dk	sck10dk <= sckmax10dk sck10dk >= sckmin10dk sck10dk >=işba10dk	X
rzgyon10dkort	rzgyon10dkort=0 **İSE** rzghiz10dk=0	X
rzghiz10dkort	rzghiz10ort <=rzghiz10dkmax	X
rzgyon10dkmax	rzgyon10dkmax =0 **İSE** rzghiz10dkmax=0	X
gunsurdk10dk	gunsurdk10dk=0 (gece saatleri için)	

3.2. Aralık Testi

Herhangi bir parametreye ait en düşük ve en yüksek klimatolojik değerler, uzun süreli gözlemler sonunda elde edilmekte olup zamana ve mekana göre değişkenlik gösterirler. Ölçüm açısından beklenen ise, ölçüm değerinin klimatolojik en düşük ve en yüksek arasında bulunmasıdır. Aralık Testi ise, bu beklentiyi kontrol etmek için kullanılır. Tablo 1'deki parametrelere ait klimatolojik limit değerleri her istasyon için aylık bazda elde edilmiştir. İlgili istasyon için varsa eşdeğer klima istasyon, aksi durumda mevcut OMGİ ölçümleri kullanılmıştır. Ölçümlere ait histogramlar kullanılarak muhtemelen şüpheli veri kümeleri varsa göz ardı edilerek aylık klimatolojik alt ve üst limit değerleri belirlenmiştir.

Atmosferin dinamik yapısı göz önünde bulundurulduğunda, klimatolojik limitlerin zamanla genişlemesi muhtemeldir. Bu yüzden herbir parametre için ayrıca -Delta ve +Delta tolerans değerleri tespit edilmiştir. k parametresine ait t anındaki ölçüm için Aralık Testi uygulaması ve ölçümlerin bayraklanması Tablo 4'deki şekilde gerçekleştirilmiştir.

Tablo 4. Aralık Testi için KKS testleri uygulaması ve bayraklama bilgisi

Kontrol	**Bayraklama**
EĞER $Limit_{Alt} \le Ölçüm_{k,t} \le Limit_{Üst}$ **İSE**	Ölçüm : 'İyi'
EĞER $Limit_{Üst} \prec Ölçüm_{k,t} \le Limit_{Üst} + Delta$ **VEYA** $Limit_{Alt} - Delta \le Ölçüm_{k,t} \le Limit_{Alt}$ **İSE**	Ölçüm : 'Şüpheli'
EĞER $Ölçüm_{k,t} \succ Limit_{Üst} + Delta$ **VEYA** $Ölçüm_{k,t} \prec Limit_{Alt} - Delta$ **İSE**	Ölçüm : 'Kötü'

3.3. Basamak Testi

Basamak Testi, birbirini takip eden ardışık veri farklarının ifade ettiği sıçrama miktarının(Farkmax) makul seviyede olup olmadığını kontrol etmek için kullanılır. Her bir parametre ve istasyona ait Farkmax değeri aylık olarak elde edilmiştir. Öncelikle, ilgili aya ait tüm ölçümler için Mantık ve Aralık testinden 'Kötü' bayrağı alan ölçümler dikkate alınmamıştır. Geriye kalan ve ardışık olan ölçüm farklarının mutlak değerlerine ait kümülatif histogram tablosu elde edilmiştir. %99 değerine karşılık gelen kümülatif fark değeri, ilgili ay için Farkmax değeri olarak atanmıştır. Parametre değişkeni k, ölçüm anı t olmak üzere, Basamak testi uygulaması ve bayraklama bilgisi Tablo 5'te verilmiştir. Farkmax değerinin de zaman içinde genişleme ihtimaline karşılık, teste dinamik bir yapı kazandırılması amacı ile parametreye bağlı olmak üzere Delta tolerans miktarı uygulanmıştır.

Tablo 5. Basamak Testi için KKS testleri uygulaması ve bayraklama bilgisi

Kontrol	Bayraklama
EĞER $\left\|Ölçüm_{k,t} - Ölçüm_{k,t-1}\right\| \succ Fark_{\max} + Delta$ **İSE**	$Ölçüm_{k,t}$ ve $Ölçüm_{k,t-1}$:'Kötü'
EĞER $\left\|Ölçüm_{k,t} - Ölçüm_{k,t-1}\right\| \succ Fark_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_{k,t}$ ve $Ölçüm_{k,t-1}$:Şüpheli'
EĞER $\left\|Ölçüm_{k,t} - Ölçüm_{k,t-1}\right\| \leq Fark_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_{k,t}$ ve $Ölçüm_{k,t-1}$: 'İyi'

3.4. Israrlılık Testi

Ölçüm aletleri fiziksel sebep veya enerji kaynağından kaynaklanan nedenlerden dolayı belirli bir süre boyunca sabit bir değerde takılı kalmaları veya az miktarda salınan ölçüm değeri üretmeleri olağandır. Israrlılık Testi arızalı algılayıcıdan kaynaklanan ve/veya kendini tekrar eden ölçümlerin tespit edilmesinde kullanılır. Test uygulaması, tespit edilen ardışık tekrarlar sayısı ile gözlenmesi muhtemel maksimum tekrar sayısı(Δmax) kıyaslaması ile gerçekleştirilir. Her bir parametre ve istasyon için Δmax değeri ay bazında elde edilmiştir. Tekrar sayılarına dayalı oluşturulan histogram yardımı ile kümülatif histogram oluşturularak %99'u işaret ettiği tekrar sayısı değeri Δmax olarak atanmıştır. Herhangi bir parametre için, ardışık ölçüm sayısı T olmak üzere, uygulanan Israrlılık testi kriteri ve bayraklama bilgileri Tablo 6'da verilmiştir.

Tablo 6. Israrlılık Testi için KKS testleri uygulaması ve bayraklama bilgisi

Kontrol	Bayraklama
EĞER $T \succ \Delta_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_i$: 'Kötü' (i=1,T)
EĞER $T \leq \Delta_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_i$: 'İyi' (i=1,T)

3.5. Benzer Alet Testi

Benzer Alet Testi, parametre ölçümlerinin diğer ilişkili bir parametre ile kıyaslanması için kullanılır. Tablo 1'de yer alan parametreler dikkate alındığında, sck10dk-acsp1msck10dk, sck10dk-acsp2msck10dk, acsp1msck10dk-acsp2msck10dk, nem10dk-acsp1mnem10dk, nem10dk-acsp2mnem10dk, acsp1mnem10dk-acsp2mnem10dk, tpsck5cm10dk-tpsck10cm10dk, tpsck10cm10dk-tpsck20cm10dk, tpsck20cm10dk-tpsck50cm10dk, tpsck50cm10dk-tpsck100cm10dk parametre çiftleri için Benzer Alet Testi uygulanması kararlaştırılmıştır. Test uygulaması, ilgili parametreler arasındaki fark miktarlarının klimatolojik olarak gözlenebilecek en yüksek değer(Farkmax) ile kıyaslanmasıyla gerçekleştirilmiştir. Farkmax değeri, herbir istasyon için aylık olarak elde edilmiştir. İlgili aya ait ölçümlerin tümü parametre çiftleri için dikkate alınarak, Mantık, Aralık ve Basamak testlerinden 'Kötü' bayrağı alanlar dışarıda bırakılmıştır. Parametre (u ve v) ölçümlerinden aynı t anına karşılık gelen mutlak ölçüm farklarının histogramları oluşturularak, %99'a karşılık gelen kümülatif histogram değerleri Farkmax değeri olarak atanmıştır. Benzer Alet Testi için tanımlanan kontrol kriteri ve ölçümlerin bayraklanma bilgileri Tablo 7'de verilmiştir.

Tablo 7. Benzer Alet Testi için KKS testleri uygulaması ve bayraklama bilgisi

Kontrol	Bayraklama
EĞER $\left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{v,t}\right\| \succ Fark_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_{u,t}$ ve $Ölçüm_{v,t}$: 'Kötü'
EĞER $\left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{v,t}\right\| \leq Fark_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_{u,t}$ ve $Ölçüm_{v,t}$: 'İyi'

3.6. Alansal Test

Alansal Test, aynı t anında farklı noktalarda ölçümü yapılan ölçümlerinin alansal olarak süreklilik gösterip göstermediğini kontrol etmek için kullanılır. Sıhhat açısından sakıncalı bir veri, civar noktalarda yapılan ölçümler ile kıyaslandığı zaman farklık gösterir. Bu farklılığın tespiti için kullanılan uygulamalara örnek olarak Barnes(1964) ve Kriging (Vejen vd., 2002) verilebilir. Barnes(1964) yöntemindeki izotropik kabul ve Kriging yöntemindeki yüksek hesaplama zamanı dikkate alındığında, Alansal Test uygulaması için farklar yöntemi(Sönmez vd., 2008) kullanılması kararlaştırılmıştır. Bu yöntemin temel amacı, ölçümün aynı mikro klima içerisinde bulunan diğer komşu istasyon ölçüm verileri ile kıyaslanmasıdır.

Alansal Test uygulaması sadece sıcaklık ve basınç parametresi için uygulanmıştır. İlgili parametre için, aynı mikroklimada yer alacak şekilde her bir istasyon için üçer adet komşu istasyon seçilmiştir. Merkez istasyondaki ölçüm, her bir komşu istasyon ölçümleri ile ayrı ayrı kıyaslanarak, aradaki mutlak farkın muhtemel en düşük(Farkmin) ve en yüksek(Farkmax) fark arasında olup olmadığı kontrol edilmiştir. Farkmin ve Farkmax değerleri merkez istasyon ve komşular arasında aylık bazda hesaplanmıştır. Mantık, Aralık ve Basamak testlerinden 'Kötü' bayrağı alan ölçümler ayıklandıktan sonra aynı t anına sahip olan ölçüm farklarının mutlak değerlerine ait histogram tabloları ve kümülatif histoğram değerleri elde edilerek, kümülatif değerin %1 olduğu fark değeri ilgili komşu için Farkmin, kümülatif değerin %99 olduğu fark değeri ise aynı komşu için Farkmax olarak atanmıştır. Parametre değişkeni u, ölçüm anı t ve merkez istasyon civarında bulunan komşu istasyonlar x,y ve z olmak üzere, uygulanan Alansal Test kriteri ve bayraklama bilgileri Tablo 8'de belirtilmiştir.

Tablo 8. Alansal Test için KKS testleri uygulaması ve bayraklama bilgisi

Kontrol	Bayraklama
EĞER $Fark1_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,x}\right\| \leq Fark1_{\max}$ **VEYA** $Fark2_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,y}\right\| \leq Fark2_{\max}$ **VEYA** $Fark3_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,z}\right\| \leq Fark3_{\max}$ **İSE**	$Ölçüm_{u,t}$:'İyi'
EĞER $Fark1_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,x}\right\| \leq Fark1_{\max}$ **VEYA** $Fark2_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,y}\right\| \leq Fark2_{\max}$ **VEYA** $Fark3_{\min} \leq \left\|Ölçüm_{u,t} - Ölçüm_{u,t,z}\right\| \leq Fark3_{\max}$ **DEĞİL** **İSE**	$Ölçüm_{u,t}$:'Kötü'

4. ÖRNEK UYGULAMA

Bölüm 3'te ayrıntıları verilen kalite kontrol testlerine ait örnek bir uygulama, dakikalık sıcaklık, nem, ve yağış parametreleri için Tablo 9'da verilmiştir. Uygulama 2008 yılı tüm

Ocak ayı verileri dikkate alınarak 206 OMGİ için yapılmıştır. Bayraklama sonuçlarına göre ‘İyi’, ‘Şüpheli’,‘Kötü’ ve ‘Test uygulanamadı’ bayrak sayıları sırasıyla, I, S, K ve Y olarak verilmiştir. Tanımlanan testlerden parametre için uygulanmayan testler 'YOK' olarak ifade edilmiştir.

Tablo 9. 206 OMGİ istasyonu icin 2008 yılı Ocak ayına ait bayraklanan gözlem sayıları

Parametre	Toplam Kayıt Sayısı	Bayrak	Mantık Testi	Aralık Testi	Basamak Testi	Israrlılık Testi	Benzer Alet Testi	Alansal Test
Sıcaklık	9115113	I	YOK	9114371	9114218	9115113	YOK	7268199
		S		214	33	0		0
		K		528	862	0		971
		Y		0	0	0		1845943
Nem	9115113	I	YOK	9115065	9115069	8956152	YOK	YOK
		S		37	19	0		
		K		11	25	158961		
		Y		0	0	0		
Yağış	9115113	I	9115113	9115109	9115107	9107837	YOK	YOK
		S	0	0	0	0		
		K	0	4	6	7276		
		Y	0	0	0	0		

Belirtilmesi gereken önemli bir husus, Tablo 9'da verilen bayrak bilgilerine göre ‘Şüpheli’ veya ‘Kötü’ olarak bayraklanan gözlemler sonuç itibarı ile kesin olarak şüpheli veya kötü değildir. Çalışmanın bir sonraki adımı, ‘Şüpheli’ veya ‘Kötü’ bayrak değeri alan gözlemlerin operatörler tarafından incelenmesi aşamasıdır. İnceleme sonunda, ilgili gözlem değerinde bir sorun bulunmadığına karar verilirse, ilgili parametrenin yenilenen eşik değeri ile test yeniden çalıştırılarak bayrak bilgileri yenilenmektedir. Eğer veri sıhhati konusundaki bayrak bilgisinin doğru olduğu sonucuna varılırsa, bayrak bilgisi operatör tarafından onaylanmaktadır. Bu şekilde verilere ait bayrak bilgileri aşamalı olarak neticelendirilerek veriler son kullanıcılar için hazır hale getirilmektedir.

5. SONUÇLAR

Yapılan bu çalışmada, 206 adet OMGİ ölçüm şebekesine ait ölçümler için KKS tasarımı sunulmuştur. OMGİ ölçüm şebekesi ile ölçümü yapılan parametreler dikkate alınarak, Mantık, Aralık, Basamak, Israrlılık, Benzer Alet ve Alansal testlerin uygulanmasıyla ölçümlerin sıhhat derecelerinin tespit edilmesi hedeflenmiştir. Her bir ölçüm sıhhati, ‘İyi’, ‘Şüpheli’, ‘Kötü’ veya ‘Test Uygulanamadı’ bayraklarından biri ile derecelendirilmiştir.

Tasarlanan KKS, Linux ortamında Php dili kullanılarak DMİ Bilgi İşlem ve İstatistik Şube Müdürlüğü bünyesinde operasyonel olarak çalıştırılmaktadır. KKS programı, gerekli görüldüğü takdirde istenilen istasyon, parametre, zaman aralığı ve test türü için çalıştırılabilecek şekilde tasarlanmıştır. İlk aşama olarak, KKS programın düzenli olarak çalıştırılarak 206 OMGİ ölçümleri için tanımlanan testlere ait ölçüm sıhhat derecelerini gösteren bayrak değerleri elde edilmektedir. İkinci aşama olarak ise, DMİ Rasat Kontrol Şube Müdürlüğü altında oluşturulan birim, test sonuçlarına göre ‘Şüpheli’ veya ‘Kötü’ olarak bayraklanan verileri yeniden incelemeye almaktadırlar. Yapılan inceleme sonucunda verinin sağlıklı olduğu sonucuna varılırsa, ilgili parametrenin eşik değerleri değiştirilmekte ve testin yeniden çalıştırılarak bayrakların yenilenmesi sağlanmaktadır.

Verinin‘Şüpheli’ veya ‘Kötü’ olduğu kanaati doğarsa bayrak bilgisi onaylanmaktadır. Ayrıca testlere ait eşik değerlerinin zaman içinde yenilenme ihtiyacı da kaçınılmazdır. Bu vesileyle KKS'nin dinamik bir yapı kazanarak son kullanıcıya sağlıklı veri sunulması hedeflenmiştir.

6. REFERANSLAR

Alaka, M.A., ve F.Lewis. Numerical experiments leading to the design of optimum global meteorological networks, ESSA Tech. Memo. WBTM TDL-7, Weather Burea, Washington, DC, 14pp, 1967.

Barnes, S. L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis, J. Appl. Meteor. Soc., 3, 396-409, 1964.

Gandin L.S. Complex quality control of meteorological observations, Mon. Wea. Rev., 116, 1137-1156, 1988.

Meek, D.W. ve J.L. Hatfield. Data quality checking for single station meteorological databases. Agric. Forest Meteor., 69, 85-109, 1994.

Shafer, M.A., C.A. Fiebrich, D.S. Arndt, S.E. Fredrickson, ve T.W. Hughes. Quality assurance procedures in the Oklahoma mesonet, J. Atmos. Oceanic Technol., 17, 474-494, 1999.

Schroeder, J. L., W. S. Burgett, K. B. Haynie, I. Sönmez, G. D. Skwira, A. L. Doggett, ve J. W. Lipe. The West Texas Mesonet: A Technical Overview, J. Atmos. Oceanic. Technol., 22, 211–222, 2005.

Sönmez İ., N. Mert, S. Köksal, M. Kunt, E. Kılıç,H. Saykılı ve F.Ayaroğlu. Sinoptik veri kalite kontrol sistemi tasarımı, IV. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu, 25-28 Mart 2008, İstanbul, 25-32, 2008.

Sönmez, İ, J. L. Schroeder, W. S. Burgett ve K. B. Haynie. The enhancement of QA\QC tests for West Texas Mesonet Wind Parameters, The 15th Conference on Applied Climatology/13th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, Savannah, GA, 2005

Sönmez İ ve A.L. Doggett: The west Texas data archive: A tool for wind science and engineering research in West Texas, 11th international wind conference on wind engineering, Lubbock, TX, June 2-5, 2021-2028, 2003

Wade, C.G. A quality control program for surface meso-meteorological data, J. Atmos. Oceanic Technol., 4, 435-453, 1987

Wolfson, N., Erez, J. ve Alperson, Z. Automatic real-time quality control of surface synoptic observations, J. App. Meteor., 17, 449-467, 1978.

Vejen, F., C. Jacobsson, U. Fredriksson, M. Moe, L. Andresen, E. Hellsten, P. Rissanen, S. Palsdottir ve S. Arason, Quality Control of Meteorological Observations Report, pp.109, 2002

KARAYOLLARINDA BUZLANMAYI 3 SAAT ÖNCESİNE KADAR HABER VEREBİLEN BUZLANMA ERKEN UYARI SİSTEMLERİ (BEUS)

Mikdat KADIOĞLU[1], Ahmet KÖSE[2], Murat TUNÇ[2]
[1] İTÜ Meteoroloji Mühendislği Bölümü, kadioglu@itu.edu.tr
[2] İBB Afet ve Koordinasyon Merkezi, a.kose@ibb.gov.tr, murat.tunc@ibb.gov.tr

Özet:
Hava koşulları trafiği etkileyen önemli etkenlerden biridir. Şiddetli hava koşulları, yol yüzeyi durumu hakkında önlem almak, gerekli çalışmaları yapmak, trafikte sürücüleri uyarmak, trafiğin akışkanlığının sağlanması ve yol güvenliği açısından önemlidir. Buzlanma Erken Uyarı Sistemi (BEUS) 7 gün- 24 saat esası ile karayollarında meteorolojik parametrelerin ölçülmesi ve yol yüzey şartlarının belirlenmesi, değerlendirilmesi, kayıt edilmesi, görüntülenmesi, bu bilgilerin veri toplama merkezlerine ve Değişken Mesaj Panoları güvenilir bir şekilde iletilmesi amacıyla kullanılmaktadır. BEUS'ta özel bir durum oluştuğunda yazılım operatörü en az 3 saat önceden uyarırken, otomatik olarak GSM ile yetkili kişilerin cep telefonuna mesaj yollayarak durum hakkında bilgi vermektedir.

Weather conditions are one of the important factors that affect traffic. Severe weather conditions are important for taking cautions about surface, doing the necessary actions, warning the drivers in traffic, and for the road safety and traffic flow. Icing Early Warning System (IEWS) is used for 24 hours and 7 days on the motorways, to measure meteorological parameters, detecting surface conditions, saving the data, viewing parameters, to send the data to data collecting center and to variable message panels safely. When there is an emergency condition, IEWS warns the operator at least 3 hours before and automatically sends sms to the related person's cell phone about the situation.

1. Giriş

İstanbul ülkemizin en kalabalık, en yaygın sanayi kuruluşlarının ve işyerlerinin olduğu şehirdir. Sanayi, ticaret, kültür, eğitim merkezidir. Her gün İstanbul'da 12 milyon yolculuk yapılmaktadır. Ülke sanayi, ticaret ve ekonomisinde İstanbul'un çok önemli bir payı vardır. Şiddetli hava koşullarının sebep olduğu ekonomik kayıp miktarları hakkında elimizde kesin rakamlar olmasa da bu konuda fikir sahibi olabilmek için 2004 yılı ocak ayındaki kar fırtınasının ekonomiye yaptığı etkileri İTO'nun yaptığı araştırmaya dayanarak inceleyecek olursak, 2004 yılı ocak ayında yaşanan kar fırtınasının ekonomiye yaptığı etki an az 1 katrilyondur. Kar yağışının ekonomik etkileri şu ana başlıklar altında ortaya çıkmaktadır,

- İşyerlerinin faaliyetlerinin aksaması,
- İMKB'nin tatil olması ve para piyasalarında işlemlerin aksaması,
- Dış ticarette günlük kayıp 200 milyon dolar olması,
- Trafik kazalarından kaynaklanan kayıplar,
- Benzin sarfiyatı,
- Karayolları, havayolları, belediyenin ve emniyetin yaptığı çalışmaların maliyeti.

Bu bilgilerden kolayca anlaşılacağı gibi, kötü hava koşullarını, yılda sadece birkaç gün yaşandığı için hafife almak doğru değildir. Gerekli hazırlıklar yapılmadan karşılaşılan kötü

hava koşullarının zararı büyük olmaktadır.

Yol yüzeyindeki nemin ve suyun donmasıyla ya da yüksek basınç sisteminin etkili olduğu ve hava sıcaklığının 5 ^{0}C'nin altına düştüğü gökyüzünün açık olduğu gecelerde yollarda oluşan kırağı nedeniyle gizli buzlanma oluşabilir. Buzlanmanın görüldüğü yerlerde trafiğin güvenli seyri tehlikeye girer.

Dünyada uygulanan iki farklı buzlanma kontrol yöntemi vardır.
1- Buzlanmanın Önlenmesi (anti-icing): Donma noktasını düşüren kimyasal maddelerin, yağış başladığı anda ya da daha öncesinde yol yüzeyine uygulanmasıyla kar veya buz ile yüzey arasında bir bağ kurulmasını engeller. Sonrasında periyodik ve kısmi tekrarlar ile etkinin devam etmesi sağlanır. Buzlanmanın önlenmesinde ya da kimyasal madde uygulanmadan önce, var ise karın veya gevşek buzun yoldan temizlenmesi gerekir. Bunun amacı kimyasal maddenin aşırı seyreltik hale gelmesini önleyerek daha etkili olmasını sağlamaktır [1].

Anti-icing sistemi ABD, İsveç, İngiltere, İsviçre, Almanya başta olmak üzere birçok gelişmiş ülkede uygulanmakta olup, ülkemizde ise sadece İstanbul Büyükşehir Belediyesi OYMGS'ler ile bu sistemi uygulamakta, Karayolları Genel Müdürlüğü ise Bolu tüneli ve viyadüklerinde bu sistemi uygulamaktadır.

2- Buzlanmanın Giderilmesi (De-icing): Yüzeyde oluşmuş buzun eritilmesi amacıyla yapılan uygulamadır [2].

Anti-icing ve de-icing'in temel amaçları birbirinden farklıdır. Buzlanmanın önlenmesi çalışmaları, karın yüzeye yapışmasını ve buzlanma oluşumunu önlemeye yöneliktir. Buzlanmanın giderilmesi çalışmaları ise, yüzeyde oluşmuş buzun eritilmesi amacıyla yapılmaktadır.

- Son yıllarda geliştirilen en önemli bakım stratejisi, koruyucu bakım yaklaşımıdır. Bu yaklaşım oluşabilecek olumsuz koşulların önceden belirli gözlem ve ölçümlere dayanarak tahmin edilmesi ve gereken önlemlerin zamanında alınmasına dayanmaktadır [2].
- Bu nedenle 2007 Aralık ayında İBB yaklaşık 1 milyon dolar yatırım yaparak buzlanmayı 3 saat öncesinden bildiren, yoldaki çiy-kırağı, kimyasal oranını, sis, pus, fırtına vb. hadiseleri tespit eden 25 adet OYMGS'yi İstanbul'un kritik noktalarına kurmuştur.

Bu bildiride buzlanmanın önlenmesi ve giderilmesi için İstanbul'da kurulup başarı ile işletilen meteorolojik uyarı ve analiz sistemi ana hatları ile tanıtılacaktır.

2. Otomatik Yol Meteoroloji Gözlem İstasyonları

Yol Hava Bilgi Sistemleri standart hava sıcaklığı, görüş mesafesi, rüzgâr hızı gibi hava durumu bilgileri dışında yol yüzeyinin durumu hakkında bilgiler veren özel olarak yapılmış hava istasyonları ile özel olarak hazırlanmış algoritmalar içeren hava tahmin ve karar destek yazılımlarından oluşur.

Otomatik Yol Meteoroloji Gözlem İstasyonları ile standart hava istasyonlarının elde ettiği bilgilere ilave olarak yüzey bilgisi, asfalt sıcaklığı, rutubet, tuz ve kimyasalların oranı, yol yüzeyindeki sıvının donma sıcaklığı ve asfalt durumunun ilerleyen saatlerde ne olabileceği gibi ekstra bilgiler verir.

Hava koşulları trafiği etkileyen önemli etkenlerden biridir. Şiddetli hava koşulları, yol yüzeyi durumu hakkında önlem almak, gerekli çalışmaları yapmak, trafikte sürücüleri uyarmak hem trafiğin akışkanlığının sağlanması hem de yol güvenliği açısından önemlidir. Bunların paralelinde, Otomatik Yol Meteoroloji Gözlem Sistemi (OYMGS), İstanbul Büyükşehir Belediyesi tarafından 7 gün / 24 saat esası ile karayollarında meteorolojik parametrelerin ölçülmesi ve yol yüzey şartlarının belirlenmesi, değerlendirilmesi, kayıt edilmesi, görüntülenmesi, bu bilgilerin veri toplama merkezlerine ve İstanbul Büyükşehir Belediyesi'nin ilgili birimlerindeki sistemlere ve yol güzergâhlarında kurulu veya kurulacak Değişken Mesaj Panoları (VMS) güvenilir bir şekilde iletilmesi amacıyla kullanılmaktadır.

Kurulan sistem ile yol ve hava durumu hakkında detaylı bilgiler meteorolojik veri bankasında toplanmakta, bu sayede olumsuz hava durumları geliş noktası, saati, yağış şekli gibi çok detaylı bilgiler elde edilmektedir. Böylece gerekli tedbirler en doğru şekilde alınmakta, karşılaşılabilecek olumsuz hava koşullarının İstanbul için felaket olması engellenmektedir.

Bu sistem ile özel bir durum oluştuğunda yazılım operatörü en az 3 saat önceden uyarırken, otomatik olarak GSM ile yetkili kişilerin cep telefonuna mesaj yollayarak durum hakkında bilgi vermektedir. Trafik Kontrol Merkezi VMS'ler, yoğunluk haritası ve call-center ile sürücüleri bilgilendirirken özel durumlarda kavşaklara müdahale ederek yahut emniyeti bilgilendirerek trafiğe müdahale etmektedir.

BEUS istasyonlarında ölçüm aralığı dakikalık olup, bu parametreler aşağıdaki gibidir:
Halihazır hava durumu (Kar, Yağmur, Sis vb. hadiseler) --------WMO (Dünya Meteoroloji Teşkilatı) 4680 tablosunda her bir nümerik değerin karşılık geldiği olaylara karşılık kod değeri verilir.
Görüş Mesafesi ----------metre
Yağış Miktarı ----------kg/m2
Bağıl Nem ----------%
Asfalt Durumu (Buzlanma, Kuru, Islak vb.) ----------0 dan 8'e kadar nümerik değerler
Asfalt Sıcaklığı----------derece celcius
Asfalt Donma Noktası ----------derece celcius
Asfalt Yüzeyindeki Kimyasal Doygunluk Oranı ----------%
Asfalt Su Derinliği----------mm
Asfalt iletkenliği----------milimhos/cm
Asfalt Üzerindeki Çözeltideki Buz Kristali Oranı ----------%
Asfalt Üzerindeki Suda Bulunan Kimyasal Miktarı----------%
Hava Sıcaklığı (Maksimum, Minimum ve Ortalama) ------derece celcius
Nem (Maksimum, Minimum ve Ortalama) ----------%
Rüzgâr Hızı (Maksimum, Minimum ve Ortalama) ----------m/s
Rüzgâr Yönü (Maksimum, Minimum ve Ortalama) ----------derece
Hissedilen Sıcaklık----------derece celcius
Çiy Sıcaklığı----------derece celcius

Hesaplanan Parametreler: Sistem, ölçtüğü parametreleri kullanmak suretiyle, aşağıdaki ilave parametreleri hesaplayarak, veri tabanında kaydetmektedir.

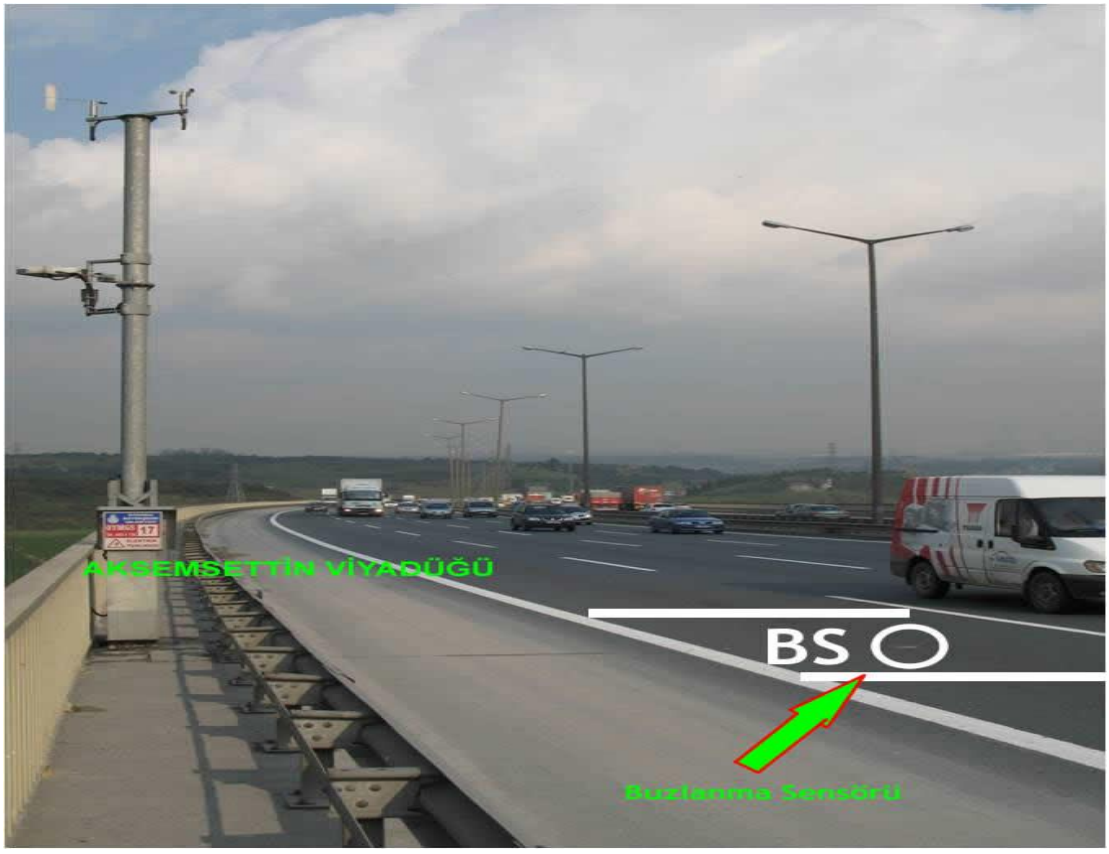
Buhar basıncı (kPa)	$e(T) = [es(T)*rH/100]$
Doymuş buhar basıncı (kPa)	$es(T) = 0.611*EXP(17.27*T/(T+237.3))$
Çiy noktası sıcaklığı (ºC)	$Td = [116.9+237.3\ln(e)]/[16.78-\ln(e)]$

Burada T, ºC cinsinden hava sıcaklığıdır.

CİHAZ	**ÖLÇME ARALIĞI**	**ÖLÇÜM HASSASİYETİ**
Sıcaklık	(-40 + 60 ˚C)	±0.3 ˚C
Nem	0….%100 RH	±1 % RH (%5…%95 RH)
Rüzgâr Yön	0 – 360 ˚	± %5
Rüzgâr Hız	0 - 65 m/sn	± %1.5
Hâlihazır hava	WMO'nun hâlihazır hava kodları	……
Asfalt	Asfalt parametreleri kodları	……

3. BEUS

Otomatik Yol Meteoroloji Gözlem İstasyonları, İstanbul genelinde uzmanlar tarafından tespit edilmiş kritik köprü, viyadük ve yol güzergahlarına kurulmuştur (Şekil 1). OYMGS'lerde iletişim GPRS teknolojisi ile enerji ise 9 farklı bölgede alternatif enerji kaynakları ile sağlanmıştır. Sistemde kullanılacak alternatif enerji kaynağında güneş enerjisi ile birlikte rüzgâr enerjisi ve güç enerji depolayıcı (akü) bir arada kullanılmıştır (Şekil 2). Kürsel iklim değişimin etkilerinin görüldüğü günümüzde ilk defa bir resmi kurumun bir projesinde alternatif enerji kaynaklarının kullanmış olması, bundan sonraki projelere de ışık tutmuş, başta İBB Trafik Müdürlüğümüz olmak üzere trafik kameralarımızda benzer sistemleri uygulamaya başlamışlardır.



Şekil 1. G.O.Paşa TEM Otoyolu Akşemsettin Viyadükü üzerine kurulmuş OYMGS İstasyonu

Şekil 2.OYMGS İstasyonları ile Akıllı Ulaştırma Sistemleri Konsepti

4. Sonuç ve Öneriler

Kışın mevsim şartları nedeniyle, aşırı kar yağışı gibi kent yaşamını olumsuz etkileyebilecek meteorolojik olayların meydana gelmesi muhtemeldir. Bu nedenle yerel yönetimler;

- Sorumluluk sahası içerisinde bulunan yollar için tuz, üre ve eriyik ihtiyacının yeteri kadar stoklanmasının yapılması, zaman içerisinde kullanımı halinde malzemelerin yerine ikame edilmesi,
- Karla mücadelede görevlendirilecek olan personel ve araç görevlendirmesinin vardiyalı olarak yapılması,
- Karla mücadelede kullanılacak olan makine parkı ve araçlarının göreve hazır halde tutulması için sürekli bakım ve onarımlarının yapılması,
- Geçmiş yıllarda yaşanılan tecrübeler ışığında öncelikli müdahale noktalarının belirlenmesi,
- Yoğun kar yağışı öncesi ve sıcaklığın eksinin altına düşeceğinin bilinmesi durumlarında buzlanma ile mücadele edilmesi

gerekir [3, 4].

İstanbul Büyük Şehir Beldiyesi bütün bunlar için İstanbula OYMGS'nin kurulması ve BEUS'lar ile,

1- Buzlanma Sensörleri için alınan 3 yeni RPU (Buzlanma Sensörleri Hesaplayıcısı) ile 12 dakikada bir üretilen veriler 1 dakika aralıkla üretilmeye başlanmıştır.
2- Buzlanma Sensörleri veri aralığının 1 dakikaya düşmesiyle eskiden 1 saatte 5 defa buzlanma zamanı hesaplanabilirken, yeni yazılımla 1 saatte 60 adet buzlanma zamanı hesaplanmaktadır. Böylece 1,5 saat öncesinden arazideki yol bakım ekiplerine buzlanma uyarısı gönderilmekte, 45 dakika sonrasında müdahale edilmişse "Buzlanmaya müdahale edilmiştir" şayet müdahale edilmemişse "son uyarı! Yolun buzlanmasına 45 dakika kalmıştır" diye uyarılar SMS ve e-maille atılabilir hale gelmiştir.
3- AKOM'a ait 10 adet Otomatik Meteoroloji Gözlem İstasyonu (AWOS), 25 adet Otomatik Yol Meteoroloji Gözlem Sensörleri (BEUS) ve DMİ'ye ait 9 Otomatik Meteoroloji Gözlem İstasyonu (AWOS) yazılımları tek yazılım haline getirilmiş böylece öncesinde kullanılan 3 farklı yazılım ortadan kalkmıştır.
4- Yeni yazılımla toplam 44 istasyon İstanbul haritası üzerinde gösterilmeye başlanmıştır. Ayrıca her yeni kurulacak istasyonda basit bir işlemle harita üzerinde anında gözükmektedir.
5- Her bir istasyonun etki alanı tek tek belirlenmiş olup, bu etki alanlarına göre grafiksel olarak sıcaklık, fırtına, yağış, buzlanma gibi parametrelerin grafiksel veya text olarak etki alanları gösterilmektedir. Bu sonuçları gerek TKM gerekse AKOM'un web sayfasında ve cep telefonlarında görsel olarak yayınlanır hale gelecektir.
6- Kağıthane-AKOM ve Hadımköy'de bulunan 2 AWOS istasyona yazılım güncellemesi sonucu asfalt sensörü montajı yapılmıştır. Böylece bu 2 istasyon hem Meteoroloji (AWOS) hem de OYMGS (Buzlanma) olarak görev yapmaktadır. Dolayısıyla 25 olan buzlanma istasyon sayısı 27 ye çıkmıştır.
7- Geçmişte birkaç kez yaşadığımız server'ın göçmesi sonucu meydana gelen veri kayıpları Trafik Müdürlüğü, AKOM ve veri paylaşımı sonucu DMİ'de saklandığından veri kaybı olasılığı ortadan kalkmıştır.
8- Yeni yazılım "buzlanma var", "fırtına" vb. ürettiği alarmları yazılım üzerinde görsel ve sesli olarak yapmaktadır.

Bunların bir sonucu oarak İstanbul'da;

- Tıkanıklıklar ve gecikmeler azalmış,
- Kötü hava ve yol yüzeyi kaynaklı kazalar azalarak, yol güvenliği artırılmış,
- Zararlı gazların salınımı azaltılmış,
- Yol Bakım araçları en doğru şekilde yönlendirilip, doğru oranlarda ve zamanlarda tuzlama ve kimyasal madde dökme işlemleri yapılarak, bakım-kontrol maliyetleri azalmış, iş ve araç gücünün en etkin ve verimli şekilde kullanılması sağlanmıştır.

Bütün bunlar ile birlikte benzer bir uygulamaya gitmek isteyenler için sistemin avataj ve dezavantajları aşağıda sıralanmıştır.

Sistemin Avantajları:

- BEUS ile karayollarında oluşması muhtemel buzlanma hadisesi oluşumundan en az 3 saat önce tahmin edilerek, bölgeye müdahale edilmekte ve olası kazalar önlenmektedir.
- Karayollarında gereksiz tuzlama ve kimyasal uygulaması yapılmaz. Risk yoksa uygulama da yoktur. Bu sayede hem kaynaklardan tasarruf edilmiş, hem çevreye boş yere kimyasal dökülmemiş, hem de asfalt ve yapılar kimyasalların zararlı etkilerine maruz kalmamış olur.
- BEUS otomatik olarak karayollarında bulunan mesaj panolarına yol yüzeyi ve hava ile bilgiler gönderdiği için, sürücüler de ileride kendilerini ne beklediğini bilmekte ve araba kullanma stillerini buna göre ayarlayabilmektedir. Ayrıca bu mesaj panolarıyla bilgilendirme sistemi tünellere giriş öncesindeki mesaj panolarına da uygulanmaktadır.
- BEUS sayesinde İstanbul genelinde 25 noktadan meteorolojik veri alınabilmekte, hava koşulları daha yakından takip edilebilmekte ve bu veriler çeşitli amaçlar için kullanılabilmektedir.

Sistemin Dezavantajları:

- BEUS istasyonları yola çok yakın olduğu için yağış bittikten sonra bile asfalt yüzeyindeki suyun araçlarla sprey halinde dağıtılması sonucu yağış vermektedir.
- Hâlihazır hava sensörünün yağış miktarı ölçümü de bu optik okuyucuya bağlı olduğu için yağış miktarlarında çok ciddi sapmalar meydana gelmektedir.
- İstasyonlar yol kenarında veya ıssız bölgelerde oldukları için istasyonların alternatif enerjilerine yönelik hırsızlık olaylarıyla sık karşılaşılmaktadır.
- İstasyonlar merkezle haberleşmesini GPRS modem üzerinden yaptığı için telefon hatlarında meydana gelen her türlü aksaklık bize o istasyonun anlık olarak veri gönderememesi olarak geri dönmektedir.

Kaynakça

1. Anti-icing Equipment Manual, Office of Maintenance, Iowa DOT (www.dot.state.ia.us/maintenance/manuals/equip/intro.htm)
2. Agar, E., Kutluhan, S. (2005) "Karayollarında Kış Bakımı Kar ve Buz Kontrolü", TMMOB

İstanbul Bülten, Sayı:76, s. 10-16

3. Öztürk, N. ve M. Kadıoğlu, 1996: Kötü Hava Şartlarının İstanbul Trafiğini Etkileme Potansiyeli, I. Ulusal Ulaşım Sempozyumu, İTÜ-İETT Genel Müd., İstanbul 6-7 Mayıs 1996, s. 257-264.
4. Kadıoğlu, M. ve N. Öztürk, 1996: Trafikte Kötü Hava Şartları ile Mücadele Yöntemleri, I. Ulusal Ulaşım Sempozyumu, İTÜ-İETT Genel Müd., 6-7 Mayıs 1996, İstanbul, s. 487-494.

MSG SEVIRI GÖZLEMLERI İLE SIS TESPITI

Aydın Gürol Ertürk[1], Jose Prieto[2]and İsmail Gultepe[3]
[1]Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, Turkey, agerturk@dmi.gov.tr
[2]EUMETSAT, User Service, Darmstadt, Germany Jose.Prieto@eumetsat.int
[3]Environment Canada, Toronto, Ontario, Canada, ismail.gultepe@ec.gc.ca

Özet
Bu çalışmanın amacı 2009 ve 2010 kış aylarında Türkiye'nin batısında meydana gelen sis olaylarının analiz edilmesidir. Uydu gözlemlerinden sis tespiti nowcasting uygulamalarında kullanılabileceğinden dolayı çok önemlidir. MSG (METEOSAT İkinci Nesil) üzerindeki SEVIRI enstrümanı 12 spektral kanalı ve yüksek alansal çözünürlüğü ile sis oluşumun uzaktan tespitinde kullanılabilmektedir. Küçük su damlacıklarında oluşan soğurma 3.9 kanalında 10.8 kanalına göre daha fazla olduğu için bu iki kanalın parlaklık sıcaklıkları farkı sis/stratus tespitinde etkin bir şekilde kullanılmaktadır. Bu analiz tekniği çok geniş bir şekilde pek çok bilim insanı tarafından kullanılmaktadır. Buna ilave olarak 3.9, 10.8 ve 8.7 mikron kanalları ile 10.8 ve 12.0 mikron kanallarının sıcaklık farkları kullanılarak elde edilen RGB birleştirilmiş görüntüleri geceleyin sis tespitinde kullanılmaktadır. Özellikle yüksek enlemlerdeki donmuş yer yüzeyleri ve dağlık alanlarda 3.9 kanalı yerine 8.7 kanalının kullanımı sis tespitinde daha iyi sonuçlar vermektedir. Bu çalışmada, MSG SEVIRI verileri kullanılarak, 20-26 Kasım 2009 ve 4-5 Kasım 2010 tarihlerinde Türkiye'nin batısında meydana gelen sis hadiseleri anlatılacak ve sonuçlar nowcasting uygulamaları açısından değerlendirilecektir.

***Anahtar kelimeler**: MSG SEVIRI, Sis Tespiti, Nowcasting*

Fog Detection Using MSG SEVIRI Observations

Abstract
The objective of this work is to analyze the fog events that occurred during the winter of 2009 and 2010 in the eastern part of Turkey. Fog detection using satellite observations is a critical issue because it can be used for nowcasting applications. The high temporal resolution of the observations with 12 spectral channels obtained using the MSG SEVIRI satellite is used to remotely detect the fog development. The absorption and reflectance as well as temperature difference of the small droplets at 10.8 and 3.9 micrometer channels can efficiently be used to detect the fog/low stratus. These analysis techniques have been used extensively by many scientists. Additionally, the RGB composite images based on the Channels of 3.9, 10.8, and 8.7 micrometers, and a difference between 10.8 and 12.0 channel values for night time can be used efficiently for fog detection. In particular areas such as high latitudes with frozen grounds or mountain areas, the use of 8.7 μm instead of 3.9 μm provides better results for fog detection. In this work, using the MSG SEVIRI observations, the fog events occurred during the 20-26 November 2009 and the 4-5 November 2010 over the Eastern Turkey will be presented and the results will be emphasized related to nowcasting applications.

***Key words**: MSG SEVIRI, Fog Detection, Nowcasting*

1. GİRİŞ

Sis ve alçak seviye stratus bulutları havacılık, deniz ve kara taşımacılığı üzerinde önemli sosyal ve ekonomik etkileri olan meteorolojik olaylardır. Sisten dolayı oluşan ekonomik kayıplar kuvvetli meteorolojik hadiselerle kıyaslanabilir seviyededir. Sisin önceden tahminiyle oluşacak ekonomik faydalar ile ilgili pek çok örnek rapor edilmiştir. (Gultepe at. al. 2009).

Sis tahmini ve sisin dağılma zamanı havacılık ve deniz meteoroloji için önem arz etmektedir. Radyosonde gözlemleri ve Fog Stability Index (FSI) (Wantuch, 2001), Sis Noktası ve Fog Threat gibi indeksler sis tahmininde kullanılan önemli araçlardır.

Sis ve alçak seviye stratus bulutlarının kutupsal ve sabit yörüngeli uydu verilerinden tespiti hava tahmincileri için bir diğer önemli imkandır. Eyre (1984) NOAA AVHRR görüntülerini işleyerek geceleyin sis ve alçak bulutların tespitinde kullanmıştır, Ellrod (1995) ise sabit yörüngeli NOAA (GOES) uydu verilerini kullanan bir algoritma geliştirmiş, Cermak ve Bendix (2007) aynı yaklaşımı MSG SEVIRI görüntüleri için uygulamışlardır

.

Kanal farkları ve RGB birleştirilmiş görüntüleri ise gece ve gündüz sis tespitinde kullanılacak açık bilgiler sunmaktadır. Erturk (2010) MSGView adında MSG SEVIRI verilerini analiz eden ve görüntüleyen bir yazılım geliştirerek sis tespitinde kullanmıştır.

Bu çalışmada sis ve alçak seviye stratus bulutlarının tespitinde kullanılan MSG SEVIRI uygulamaları Türkiye'nin kuzeybatısını kapsayan örnek olaylar ile birlikte sunulacaktır. Veri ve Metot bölümünde SEVIRI kanalları ve RGB uygulamarı hakkında özet bilgi verilecektir. Daha sonraki bölümde, katastrofik sis örnek olayları, Validasyon bölümünde ise sinoptik, radyosonde gözlemleri ve temp diyagramları ile olayın meteorolojik arka planı anlatılacaktır. Son bölümde ise mevcut RGB birleştirilmiş görüntüsü ile tavsiye edilen yeni uygulama tartışılacaktır.

2. VERİ VE METOT

Avrupa sabit meteorolojik uydularından METEOSAT ikinci nesil uydusu üzerindeki görüntüleme radyometre aygıt SEVIRI'dir. Dönen Gelişmiş Görünür ve Kızılötesi Görüntüleme (SEVIRI) enstrümanı gelişmiş 11 adet görünür ve kızılötesi dar bant kanal ile bir adet yüksek çözünürlüklü geniş bant kanala sahiptir. Günde 96 kez, her 15 dakikada 12 kanaldan veri toplayan bu aygıtın verileri ile nowcasting ve çok kısa süreli tahmin uygulamalarında çok geniş bir şekilde kullanılmaktadır. (Erturk, 2008).Tablo – 1 de bu kanallarının spektral özellikleri ile başlıca kullanım alanları verilmiştir.(Schmetz J. ve ark.)

Tablo 1: SEVIRI kanallarının teknik özellikleri

Kanal No	**Spektral Bant (µm)**	***D. Spektral Bant (µm) Özellikleri***			**Ana Uygulama Alanları**
		λ_{cen}	λ_{min}	λ_{max}	
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Yer, bulut tanımlama
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Yer, bitki örtüsü, bulut tanımlama
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Yer, bulut safhası, kar
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Yer, bulut safhası, sis, orman yangını.
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Su buharı, yüksek seviye bulutlar, atmosferik kararsızlık.
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Su buharı, atmosferik kararsızlık.
7	IR8.7	8.70	8.30	9.1	Yer, bulut tanımlama, toz/kum fırtınası, atmosferik kararsızlık.
8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozon.
9	IR10.8	10.80	9.80	11.80	Yer, bulut tanımlama, atmosferik kararsızlık.

10	IR12.0	12.00	11.00	13.00	Yer, bulut tanımlama, atmosferik kararsızlık.
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Cirrus bulutlarının yüksekliği, atmosferik kararsızlık.
12	HRV	Geniş bant (0.4 – 1.1 μm)			Yer, bulut tanımlama.

Üç veya daha fazla kanal ya da kanal farklarının birleştirilmesi ile RGB birleştirilmiş görüntüleri oluşturulmaktadır. RGB birleşik görüntüleri kanal görüntülerinin fiziksel özelliklerini yansıtmaktadır. Buna ilaveten, gamma düzeltmesi gibi görüntü zenginleştirme teknikleri görüntüdeki meteorolojik olayın daha ön plana çıkması için önerilmektedir.
Geceleyin, uydu görüntülerinden sis tespiti IR 3.9 kanalında IR 10.8 kanalına göre küçük su taneciklerindeki yayıcılığın daha düşük olması prensibine dayanır. Küçük su damlacıkları, fazla saçılmanın etkisiyle, IR 3.9 kanalında IR 10.8'e göre daha düşük sinyal üretir. Bu da sis durumunda 10.8 ile 3.9 kanalarının Parlaklık Sıcaklık farklarının pozitif olmasına neden olur. Bu fark zaman zaman mevsim ve coğrafik alana bağlı olarak 12 Kelvin dereceye kadar ulaşabilir. Eronn (2007) yüksek enlemler için detaylı bir çalışma yapmış ve IR10.8 ile IR8.7 kanallarını kullanarak alternatif bir "gece ve gündüz" sis RGB uygulaması önermiştir. Biz de bu RGB birleşik görüntüsünü gamma faktörünü değiştirerek iyileştirdik. Sis RGB birleşik görüntüsüne ait formülasyon Tablo 2'de verilmiştir (Eronn, 2007).

Tablo 2. Sis tespitinde kullanılan RGB uygulamalarına ait ölçek ve görüntü zenginleştirme değerleri

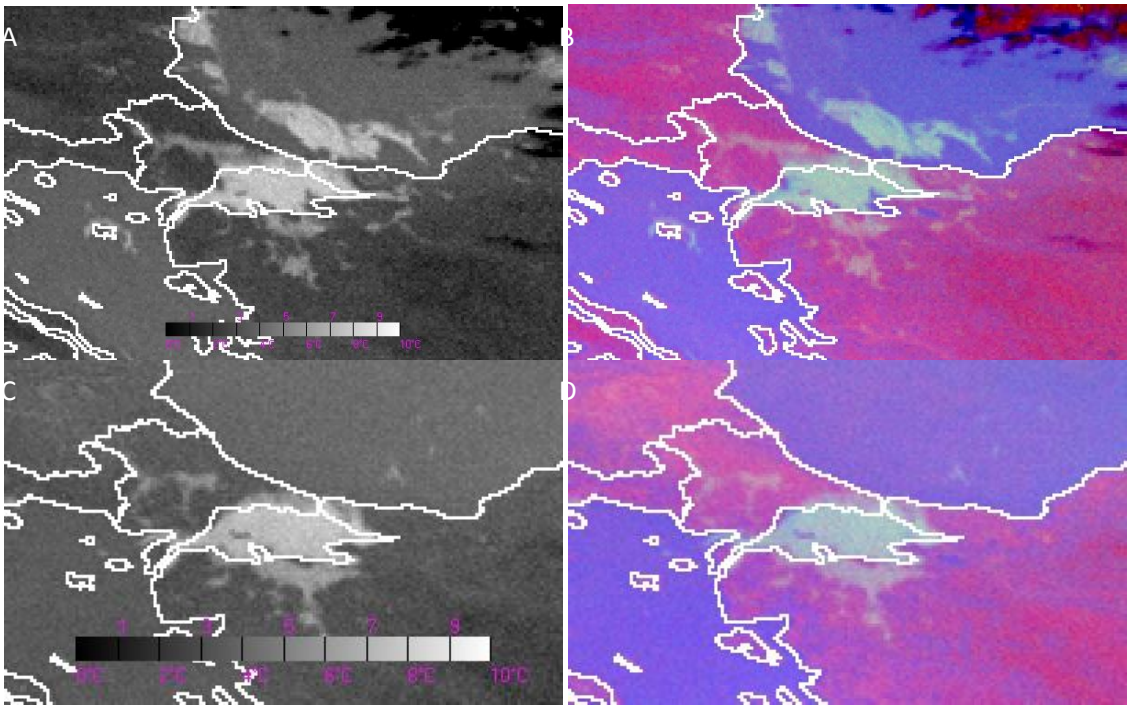
Işın	**Kanal**	**Ölçek (K)**	**Gamma**
"gece sis RGB"			
R	IR12.0-IR10.8	-4 ile 2	1.0
G	IR10.8-IR3.9	0 ile 10	1.0
B	IR10.8	263 ile 293	1.0
"gece-gündüz RGB"			
R	IR12.0-IR10.8	-4 ile 2	1.0
G	IR10.8-IR8.7	+2 ile 6	**2.0**
B	IR10.8	263 ile 293	1.0

.

3. ÖRNEK OLAYLAR – İSTANBUL ÜZERİNDE SİS HADİSESİ

Kasım – Aralık dönemi Türkiye için radyasyon sis bakımından çok önemlidir. 21-26 Kasım 2009 ve 4-5 Kasım 2010 tarihlerinde katastrofik bir sis hadisesi, İstanbul'daki havaalanlarını da kapsayacak şekilde, Marmara bölgesinde etkili olmuştur. Yüzlerce uçuş ya iptal edilmiş ya da başka havaalanlarına yönlendirilmiş, binlerce yolcu bunlardan etkilenmiş ve milyonlarca dolar ekonomik kayıp meydana gelmiştir. Boğaz üzerindeki kara ve deniz taşımacılığı zaman zaman durmuştur.

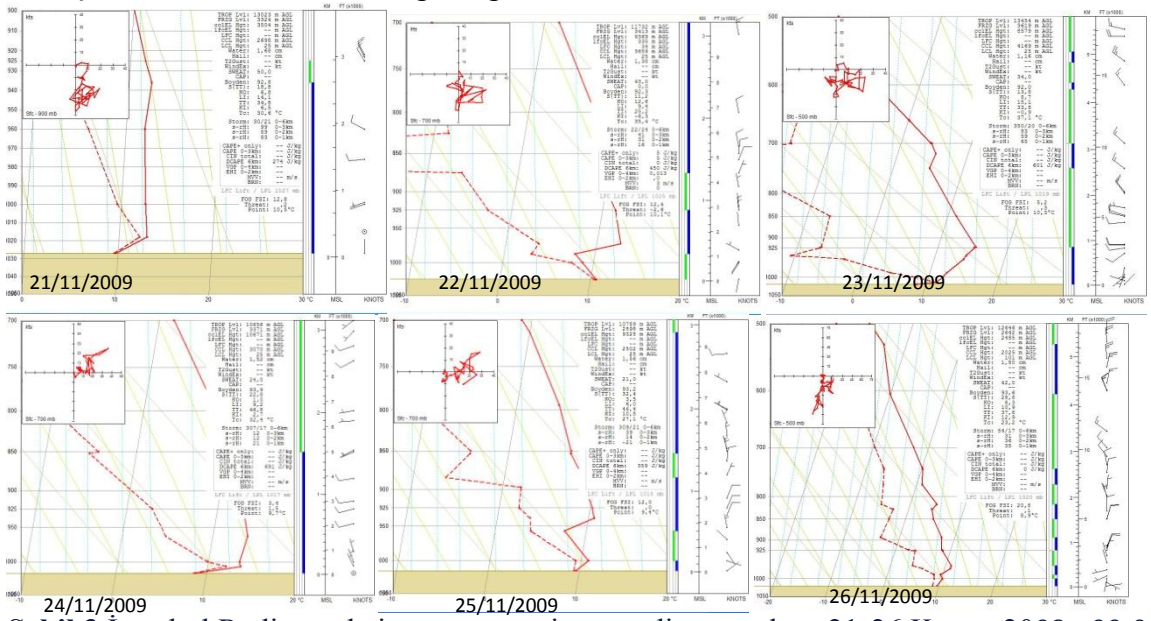
MSG SEVIRI görüntüleri ile sis ve alçak seviye stratus bulutunun tespit edilmesi aşağıda verilmiştir. 10.8 ile 3.9 kanalının parlaklık sıcaklıları görüntüsü Şekil 1a ve 1c'de farklı günler için verilmiştir. Bu sıcaklık farkları geceleyin sis durumunda 7 – 9 °K arasında değişmektedir. Diğer bir kullanışlı araç olan sis RGB görüntüsü ise Şekil 1b ve 1d'de verilmiştir. Görüntülerden İstanbul ve Maramara denizi üzerindeki sis hadisesi açık bir şekilde görülmektedir.



Şekil 1 a) 10,8-IR3.9 sıcaklık farkı b) sis RGB görüntüsü, tarih: 22 November 2009, 04.00 UTC, c) BTD 10,8-IR3.9 sıcaklık farkı ve d) sis RGB görüntüsü, tarih:05 November 2010, 03.00 UTC.

4. DOĞRULAMA

İstanbul için 21-26 Kasım tarihlerine ait TEMP diyagramları Şekil 2'de verilmiş ve aynı günler için atmosferik enverziyon analiz edilmiştir. Sis hadisesi görülmeyen 23 Kasım günü hariç diğer tüm günlerde düşük rüzgar hızının sis hadisesini desteklediği görülmektedir. Sis indekslerinin değerleri de sisin varlığını gösteren aralıklardadır. Örneğin FSI indeksi 3 ile 20 K derece arasında değişmektedir ki bu da yüksek sis riskine işaret etmektedir. Bunların dışında karasızlık indekslerinin de sisli günlerde atmosferin oldukça karalı bir durumda olduğunu göstermektedir.

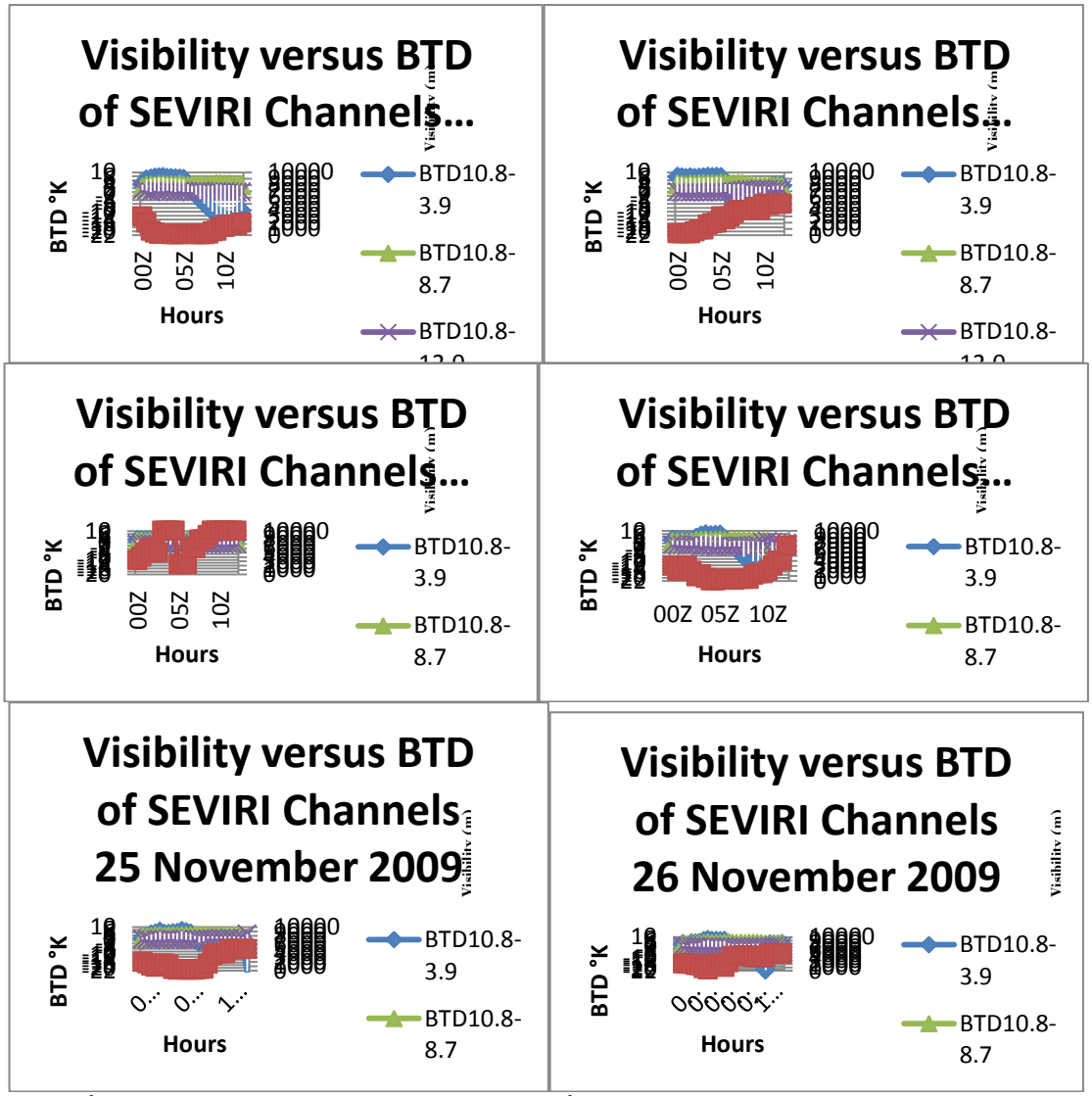


Şekil 3 İstanbul Radiosonde istasyonuna ait temp diyagramları, 21-26 Kasım 2009, 00:00 UTC.

21-26 Kasım 2009 tarihleri arasındaki Atatürk ve Sabiha Gökçen Meydan Meteoroloji istasyonlarına ait gözlemler toplanıp analiz edilmiştir. Görüş mesafesi ile MSG SEVIRI kanallarına ait BTD değerlerine ait zaman serileri Şekil 4'te verilmiştir. 23 Kasım günü hariç diğer tüm günlerde görüş mesafesi uzun sure 500 metrenin altında kalmıştır. 21 ve 22 Kasım tarihlerinde 6 saat süreyle sis hadisesi gözlenmiştir ve özellikle 21, 24 ve 25 Kasım günleri sis günün oldukça erken saatlerinde başlamış ve öğlen civarında dağılmıştır. Bu sure içerisindeki bütün uçuşların iptal edildiği rapor edilmiştir

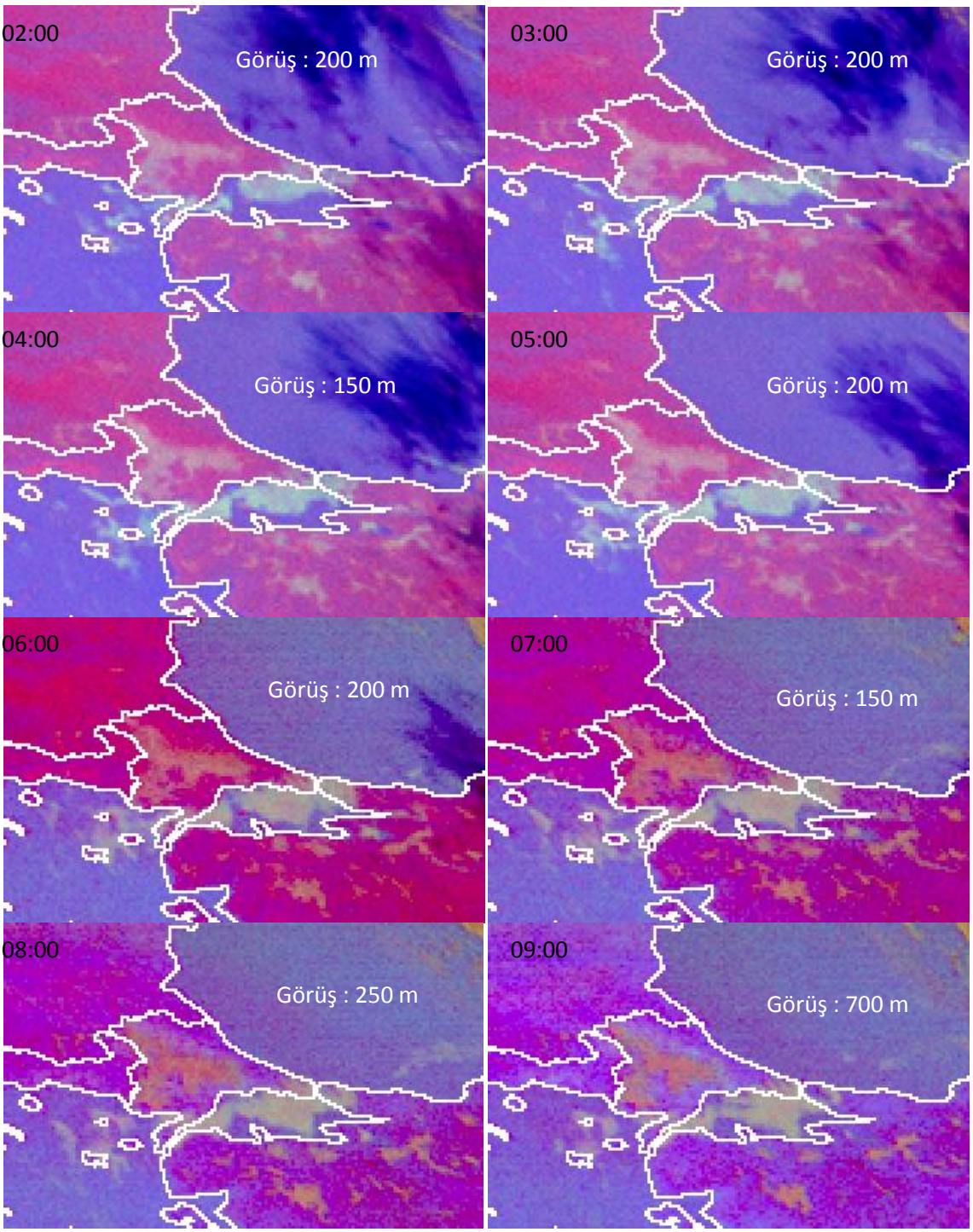
Yine Şekil 4'te verilmiş olan yarım saatlik görüş mesafesi ile SEVIRI kanallarının parlaklık sıcaklık farkı grafiklerinde, özellikle 10.8 – 3.9 farkının sisin dağılması ile mükemmel bir uyumluluk gösterdiği görülmektedir. Aynı şekilde sisin olmadığı 23 Kasım gününde bu kanalların sıcaklık farkının 3 K derece civarında olduğu ve sis hadisesinin olmadığını göstermektedir.

Sisin dağılması 10.8 ile 12.0 kanal farkı değerini artırarak 0-2 K derece arasında bir değerde bulunmasına neden olmaktadır ve bu da havada asılı bulunan küçük su damlacıklarının yere inerek kaybolması şeklinde yorumlanabilir Sis durumunda ise bu fark değerleri 0 dereceye yakın ancak negative olmaktadır.



Şekil 4 İstanbul Atatürk Meydan Meteoroloji İstasyonunun SEVIRI kanallarının sıcaklık farkları ile görüş mesafesinin yarım saatlik değişimini gösteren grafikler.

Sis RGB birleştirilmiş görüntüleri ile İstanbul Atatürk Meydan Meteoroloji İstasyonuna ait görüş mesafeleri Şekil 5'te verilmiştir. İlk 4 görüntü (02:00 – 05:00) "gece sis RGB" görüntüsü diğerleri (06:00 – 09:00) "24 saat sis RGB" görüntüleridir (Bkz. Tablo 2). Sis hadisesi sis RGB görüntülerinden de görülebileceği gibi 04:00 ile 07:00 UTC arasında artmakta ve sis saat 09:00 UTC civarında dağılmaktadır.



Şekil 5 21 Kasım 2009 tarihine ait gece ve 24 saat sis RGB görüntüleri ve İstanbul Atatürk Meydan Meteoroloji İstasyonuna ait görüş mesafeleri, 02:00 – 0500 UTC arası gece sis RGB, 06:00 – 09:00 UTC arası 24 saat sis RGB.

5. SONUÇ

MSG SEVIRI kanallarının radyometrik verilerini kullanarak sis hadisesinin tespit edilebilmesi mümkün ve güvenilirdir. Gece ve 24 saat sis RGB birleşik görüntülerini kullanarak sis hadisesi tespit edilebilir ve izlenebilir. Doğrulama işlemi sinoptik gözlemler ve TEMP diyagramı kullanarak yapılmıştır ve sonuçların yüksek uyumluluk gösterdiği görülmüştür. Ancak sisin dikey ve yatay uzamlarının bir birleriyle çok uyumlu değişkenler olmadığı görülmüştür. Uydu verileri dikey uzama duyarlı iken, görüş mesafesi ölçümleri yatay olarak gerçekleştirilmektedir. MSG SEVIRI verileri geniş alanları izlediği için sisin tespitinde ve dağılmasının tahminin de kullanılabilir.

References

Cermak, J., Bendix, J., 2007. Dynamical nighttime fog/low stratus detection based on Meteosat SEVIRI data - a feasibility study. Pure Appl. Geophys. 164, 1179–1192.

Ellrod, G.P., 1995. Advances in the detection and analysis of fog at night using GOES multispectral infrared imagery. Weather Forecast. 10, 606–619.

Eronn, A. 2007, Fog detection in cold winter situations at high latitudes. Final report of EUMETSAT Graduate Trainee.

Ertürk A. G., 2008, MSG Görüntülerini Yorumlama Klavuzu, DMİ Matbaası, Ankara, Türkiye.

Ertürk A.G., 2010: MSGView: An operational and training tool to process, analyze and visualization of MSG SEVIRI data",Proceedings of 10th EUMETSAT Conference, EUMETSAT P.57, Darmstadt, Germany.

Eyre, J. R. Brownscombe, and R. J. Allam, 1984: Detection of fog at night using Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) imagery. Meteor. Mag., 113, 266-271.

Gultepe I., G. Pearson, J. A. Milbrandt, B. Hansen, S. Platnick, P. Taylor, M. Gordon, J. P. Oakley, and S. G. Cober. The Fog Remote Sensing and Modeling Field Project, Bulletin of the American Meteorological Society 2009; 90: 341-359

Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S. , Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. (2002), An Introduction to MSG. Bull. Amer. Meteor. Soc., Vol. 83, No. 7, 977-992.

Wantuch, F., 2001, Visibility and fog forecasting based on decision tree method, IDOJARAS, 105, 29–38

YSA ile ÇOKLU-MODEL DEMET TAHMİNİ UYGULAMASI

Sedef ÇAKIR[1], Mikdat KADIOĞLU[2], Nihat ÇUBUKCU[3]
[1,2] İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü
İstanbul, Türkiye
[3]Weather Predict Consulting Inc., North Carolina, USA
[1] cakirse@itu.edu.tr , [2] kadioglu@itu.edu.tr, [3]nc@renre.com

ÖZET
Çeşitli meteorolojik parametrelerin kısa ve uzun vadeli tahminlerinde ve birçok iklim değişimi incelemelerinde kullanılmak üzere geliştirilmiş bölgesel ve küresel tahmin modelleri, gerek modellerin başlangıç koşulları gerekse kullandıkları fiziksel parameterizasyonlar ve yaklaşımlardan kaynaklanan hatalara sahiptir. Bu hataların azaltılması amacıyla ortaya konulan demet (ensemble) tahmini fikri birçok tahmin merkezinde yaygın şekilde kullanılmaktadır. Bu çalışmada Türkiye üzerindeki 50 farklı istasyona ait iki haftalık ortalama sıcaklık tahminleri üzerinde iyileştirme yapmak amacıyla Yapay Sinir Ağları (YSA) metoduna dayalı bir ensemble tahmin sistemi elde edilmeye çalışılmıştır. Temel sonuçlar, sapma-düzeltmesi yapılmış ensemble tahminleri ile kıyaslanmış ve birçok istasyonda YSA metodunun ensemble tahmin başarısını arttırdığını göstermiştir.

***Anahtar kelimeler**: Demet, Ensemble, Yapay Sinir Ağları,*

Abstract
Ensemble forecasting is probably the most common way to minimize the errors caused by *initialization* or *model configuration*. Since late 1990s, ensemble methods have been increasingly used by many forecast centers. The aim of this study is to develop a multi-model, Neural Network based ensemble system for selected stations in Turkey to produce better predictions than control simulations. As a result of our study it is found that NN based ensemble system presents more accurate forecasts than control forecasts, which are ensembles of bias-removed forecasts, in all of the stations with different rates of improvements.

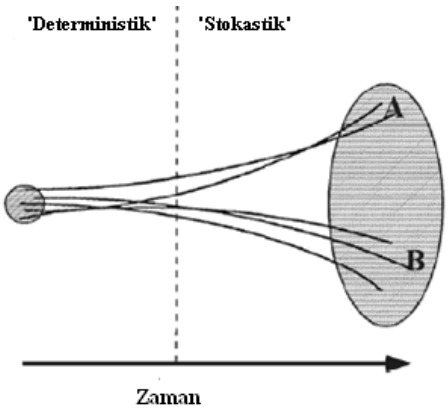
***Keywords:** Ensemble, Neural network*

1 GİRİŞ
Sayısal hava öngörüsü, tüm özel ve genel kullanımlar için zamanında ve doğru tahminler verdiğine inanılan (Stensrud vd., 1999) ve bu amaçla sürekli geliştirilmekte olan bir alandır. Gneiting ve Raftery'nin (2005) değindiği gibi 1990'ların başına kadar atmosfer bilimciler hava tahminini deterministik bir uğraş olarak gördüler; 'verilen bir en iyi girdi verisi seti için 'en iyi' hava tahmini elde edilir' kanısındaydılar. Süper bilgisayarlar gibi gelişmiş hesaplama araçlarıyla birlikte hava tahmin merkezleri atmosferin gelecekteki durumunu deterministik olarak tahmin etmek için dikkatle dizayn edilmiş sayısal hava öngörü modelleri çalıştırmaya başlamışlardır (Gneiting ve Raftery, 2005) ve bu gelişmiş modeller rutin olarak kısa ve orta vadeli hava tahmini ve mevsimsel iklim tahmini yapmaktadırlar (Krishnamurti vd., 1999).

Sayısal tahminler son yıllarda oldukça geliştirilmiş olsa bile hala birçok hata kaynağı mevcuttur. Bu hatalardan biri, modellerin fiziksel yapılarından, atmosferde gözlenen fakat modellerde doğru şekilde tanımlanamamış ve parameterize edilememiş fiziksel büyüklüklerin varlığından kaynaklanır. Diğeri ise atmosferin başlangıç koşulları

gözlenirken yapılan hatalar, yani alet hataları, örnekleme hataları veya ilklendirme (başlangıç değeri) hatalarıdır (Stensrud vd., 1999).

Atmosfer kaotik bir sistemdir ve başlangıç koşullarının belirtilmesindeki hataların büyümesi ve model yetersizlikleri, yukarıda belirtildiği gibi atmosfer ve okyanusları da içeren herhangi bir sistemin doğru şekilde tahmin edilebilme yeteneğini sınırlar. Buna bağlı olarak bir tahminin başlangıç koşullarındaki küçük bir hata hızla büyür ve tahmin edilebilirliği etkiler. Ayrıca sayısal modelin atmosferik süreçleri yaklaşık olarak simule etmesine bağlı olan model hataları da tahmin başarısını sınırlamaktadır. Hatta bu hatalar tahminin tamamıyla yanlış olmasına ve tahmini atmosfer durumunun gerçek atmosfer durumuyla hiçbir bağlantısının kalmamasına neden olacak büyüklüğe ulaşabilirler.
Şekil 1, küçük bir aralıkta farklı başlangıç koşullarından başlatılan bireysel tahmin yörüngelerinin bir kaç gün sonra elipsle gösterildiği gibi çok daha büyük aralıkta sonuçlar vereceğini göstermektedir. Tracton ve Kalnay'ın (1993) değindiği gibi, kısa vadede tahminler birbirlerine yakın olduğu için deterministik olarak düşünülebilirler fakat bir süre sonra tahmin stokastik olmaktadır. Tahminler, benzer yörüngelere sahip gruplarda (şekilde A ve B'yi gösteren) toplanabilir. Grupların doğrulanma olasılığı, her gruptaki tahmin sayısı ile ilişkilendirilebilir (Tracton ve Kalnay, 1993).



Şekil 1. Ensemble tahmin şeması (Tracton ve Kalnay, 1993).

Farklı model sistemleri, farklı fiziksel parameterizasyonlar veya çeşitli başlangıç koşulları kullanılarak elde edilmiş birçok tahmini kullanarak ortaya çıkan *demet (ensemble) tahmini* fikri, hatalara sebep olan belirsizliklerden büyük ölçüde kurtulmayı sağlar. Ensemble metotları çoğunlukla başlangıç pertürbasyonlarını oluşturmada izlenen yollara göre farklılık göstermektedir ve Monte Carlo tahmini metodu, 'türetme' ve 'tekil vektörler' gibi metodlar bunlardan bazılarıdır. Diğer metotlar ise, veri asimilasyonu, farklı merkezlere ait uygulama sistemlerine dayanan ensemble tahminleridir (Kalnay, 2003).

Son zamanlarda daha popüler olan, başlangıç pertürbasyonlarının oluşturulmasına alternatif bir yöntem, farklı merkezlerde bağımsızca geliştirilmiş sistemleri kullanan, çoklu model ensemble tahminleridir. Prensip olarak, farklı araştırma ve uygulama merkezlerinden elde edilen ensemble tahminleri hem başlangıç hem de modellerdeki belirsizlikleri çok iyi örneklemelidir. Farklı uygulama merkezlerinin küresel tahminlerinden elde edilmiş ensemble tahmininin, en iyi bireysel tahminden daha başarılı olduğu bilinmektedir. Bölgesel modellerin kısa-vadeli ensemble tahminleri için de bu durumun doğru olduğu gösterilmiştir (Hou vd., 2001) ve bu nedenle çoklu sistemlerin kullanımı kısa-vadeli ensemble tahminlerin başarısını arttırabilmektedir. En basit yöntem farklı model tahminlerinin direk ortalamasını almaktır. Çoklu model ensemble tahmin

sistemi geliştirmek veya üye modelleri ağırlıklandırarak bir araya getirmek için çeşitli yollar vardır. Bunlardan bazıları, çoklu lineer regresyon, sapması-düzeltilmiş çoklu model sistemidir. YSA'nın da bu modelleri ağırlıklandırarak ensemble tahmini elde etmekte kullanılabileceğine bazı çalışamalarda değinilmiştir (Krishnamurti vd., 2000; Kang ve Shukla, 2006).

Krishnamurti ve arkadaşlarının (1999; 2000) ortaya koyduğu çoklu model 'süperensemble' yaklaşımından sonra araştırmacılar hava ve iklim tahminlerinin geliştirilmesi için bu yaklaşımı kullanmaya başlamışlardır. Süperensemble metodunun başarısı, eğitim periyodu süresince model sonuçlarının çoklu regresyonunun yapılması için geliştirilen süreç sonrası (post-processing) algoritmasına oldukça bağlıdır. Süreç sonrası için, bireysel modellerin ayrı ayrı ağırlıkları çoklu regresyon tekniği kullanılarak belirlenmektedir (Krishnamurti vd., 1999; 2000; Kang ve Shukla, 2006).

YSA günümüzde insanların ve bilgisayarların çözmesi zor olan, kaotik, lineer olmayan ilişkiler içeren problemlerin çözümleri için geliştirilmiş bir yöntemdir (Yuval, 2001). Sinir ağları, adını zekice şeyler yapan insan beynindeki hücrelerden almaktadır. Bilim insanları, beynin üstün özelliklerinden etkilenerek yaptıkları çeşitli çalışmalar sonucunda beynin matematiksel modelini ortaya koymaya çalışmışlardır. YSA da genel anlamıyla beynin bir işlevi yerine getirirken izlediği yöntemleri modellemeye çalışan bir sistemdir. Uyarlanabilirlik, öğrenme, genelleme, analiz ve tasarım kolaylığı gibi daha birçok özelliği, çeşitli alanlarda kullanılmasına imkan sağlamaktadır.

Bu çalışmada YSA yöntemi kullanılarak modellerin geçmiş tahminlerinin eğitilmesi ve ağırlıklandırılması sonrası bir araya getirilmesine dayanan ensemble tahmin sistemi elde edilmeye çalışılmıştır. Yapılan çeşitli uygulamalar sonucu elde edilen sistemin tahminlerindeki başarı, modellerin bias-düzeltmesi yapılmış ensemble tahminlerinin başarısı ile (hata değerleri hesaplanarak) karşılaştırılmış ve YSA'nın daha başarılı tahminler verdiği ortaya konmuştur. Sıcaklık tahminlerinin anomalileri hesaplanarak, bias-düzeltmesi yapılmış ensemble tahminleri elde edilmiştir.

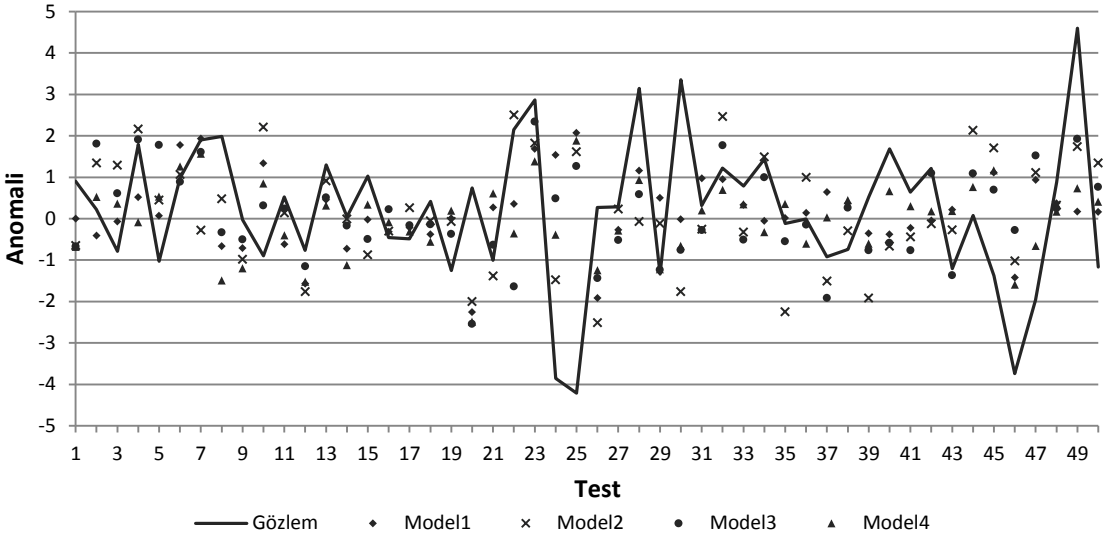
2 VERİ

Çalışmada kullanılan veriler, Florida State Üniversitesi'nde (FSU) geliştirilmiş atmosfer-okyanus modelinin farklı konveksiyon ve radyasyon şemalarını kullanan 4 versiyonuna ait 15 günlük ortalama sıcaklık tahminleridir. Ayrıca gözlem/analiz verisi olarak NCEP/NCAR'ın yeniden-analiz verileri kullanılmıştır. Türkiye genelinde 50 farklı istasyon için temin edilmiş olan veriler 1990-2005 yıllarını kapsamaktadır. 384 olan veri sayısı, bütünlük olması açısından eksik veriler diğer tüm modellerde de çıkarıldığı zaman toplamda 372'ye inmiştir. Bu 372 verinin son 50 tanesi sinir ağından elde edilecek ensemble tahmininin başarısını, kontrol simülasyonuyla kıyaslamak için kullanılmıştır. Tablo 1'de modellerin kullandıkları radyasyon ve konveksiyon şemaları görülmektedir.

Tablo 1. FSU'da geliştirilmiş atmosfer-okyanus modelinin radyasyon ve konveksiyon şeması bakımından farklı 4 versiyonu.

	Model1 (KNRG)	**Model2** (KORG)	**Model3** (ANRG)	**Model4** (AORG)
Radyasyon	Kuo	Kuo	Arakawa	Arakawa
Konveksiyon	Band	Emissivity/ absorbsiyon	Band	Emissivity/ absorbsiyon

YSA ve kontrol sisteminin ensemble elemanları olarak sıcaklık anomalisi değerleri kullanılmıştır. Ensemble sonucu elde edilen anomali tahminlerinin gözlem olarak kabul edilen yeniden-analiz verilerinin ortalamasına eklenmesi ile tekrardan sıcaklık tahminlerine dönüşüm yapılabilmektedir. Böylelikle sapma-düzeltmesi yapılmış sıcaklık tahminleri elde edilmektedir. Şekil 2'de 50 test gözlem anomalisi, ensemble elemanları olan 4 farklı modelin tahminlerinden elde edilmiş anomali değerleri ile birlikte, Adana istasyonu için örnek olarak verilmiştir.



Şekil 2. Adana istasyonu için ensemble sistemlerinde test verisi olarak kullanılan iki haftalık ortalama sıcaklık anomalileri.

3 YÖNTEM

En basit ve ilk ensemble yöntemi ensemble üyelerinin direk ortalamasının alınmasıdır. Bu yöntemi takiben geliştirilen çeşitli yöntemler ensemble tahmin sistemine ait her bir elemanın ağırlıklandırılması temeline dayanmaktadır. Bu çalışmada, YSA metodu kullanılarak ağırlıklandırılmış modellere dayanan ensemble sistemi, aşağıda ayrıntıları verilen kontrol ensemble sistemi ile karşılaştırılmıştır.

3.1 Kontrol Ensemble Sistemi (KENS)

Bu çalışmada sıcaklık tahminlerinin anomalileri hesaplanarak, anomalilerin ortalaması alınmış ve bu yolla bias-düzeltmesi yapılmış ensemble tahmin ortalamaları elde edilmiştir. Çalışmada bu tahminler, YSA sistemi ile kıyaslamada kullanılmak üzere ***kontrol ensemble tahmin sistemi*** olarak ele alınmıştır. Bias-düzeltmesi yapılmış sistemin tahminlerine gözlem ortalamaları, ($\overline{O}$) eklendikten sonra her bir k test verisi için elde edilecek sıcaklık tahminleri 1 eşitliğinde de görüldüğü şekilde hesaplanmaktadır. Burada N model sayısı, F_i her bir model verisi ve $\overline{F_i}$ her bir modelin kendi ortalamasını ifade etmektedir.

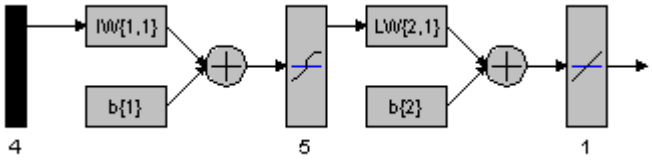
$$BCE_k = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(F_{i,k} - \overline{F_i}\right) + \overline{O} \qquad (1)$$

3.2 YSA Ensemble Sistemi (YSA-ENS)

Çalışmada kullanılan temel yöntem YSA, birçok lineer olmayan problemin çözümünde yaygın olarak kullanılmaktadır. Öğrenme algoritmalarına ve yapılarına göre farklılık gösteren çeşitli YSA algoritmaları mevcuttur: Hopfield Ağı, Elman Ağı ve Öğrenen vektör niceleme ağı bunlara örneklerdir. Çalışmada, geri yayılım algoritması ile birlikte Çoklu Tabaka Algılayıcı (ÇTA) kullanılmıştır.

ÇTA en yaygın kullanılan ve ileri-yönlü beslenen ağlar arasında iyi bilinendir (Pham ve Liu, 1995; Mehrotra vd., 1997). Genellikle dörtten fazla olmamak üzere, giriş tabakası, gizlenmiş tabaka ve çıkış tabakaları bulunur. Gizlenmiş tabakalardaki nöronlarda girdiler başarıyla işlenir. Girdi tabakasındaki nöron sayısı problemdeki değişken sayısına eşittir ve algılayıcı cevaplarının yer aldığı çıkış tabakasında nöron sayısı, girdilerden hesaplanacak niceliklerin sayısına eşit olmaktadır. Bu iki tabaka arasında gizlenmiş tabaka yer almaktadır. Eğer bu tabaka yoksa bu algılayıcı sadece lineer problemlerde kullanılabilir. Yapay sinir ağlarına non-lineerliği katan gizli tabakada kullanılan aktivasyon fonksiyonudur (Maqsood vd., 2006) ve genellikle hiperbolik tanjant veya sigmoidal gibi türevlenebilen fonksiyonlar seçilmektedir.

Kullanılacak sinir ağının yapısını belirlemek ve ağda kullanılacak uygun algoritmaya karar vermek önemlidir. Yapılan çalışmalara ve literatüre bakıldığı zaman ağdaki gizli tabaka veya tabakalardaki nöron sayısının belirlenmesi ile ilgili genel olarak kabul görmüş bir yöntem bulunmamaktadır. Bu nedenle deneme yanılma yoluyla ağ yapısı belirlenmeye çalışılmaktadır (Zhang and Trimble, 1996). Gizli tabakadaki nöron sayısına bağlı olarak genelleştirme ve öğrenme problemleri ortaya çıkmaktadır. Gereğinden fazla kullanılan nöron sayısı ağın örnekleri ezberlemesine ve hiç görmediği veriyle karşılaşınca başarısızlığa sebep olurken gereğinden az kullanılan nöron sayısı ise kompleks sistemlerin iyi öğrenilmemesine sebep olmaktadır (Zhang ve Trimble, 1996; Peng ve dg., 2004).
Geri yayılım algoritması ile birlikte Levenberg Marquardt eğitim fonksiyonu nöronlardaki ağırlıkların ayarlanmasında kullanılmıştır. Levenberg Marquardt diğer algoritmalara göre daha hızlı şekilde sonuca yaklaşılmasını sağladığından bu algoritma ile çalışılmıştır.



Şekil 3. ÇTA şemasına örnek (Çakır ve Kadıoğlu, 2010).

Şekil 3'de giriş tabakasında 4 değişken bulunan, tek gizli tabakalı ve buradaki nöron sayısı 5 olan ve sonuçda tek bir çıkış değeri veren sistemin temel şeması görülmektedir. Eğitim verisi olarak ayrılmış veri setindeki girdiler, giriş ve gizli tabakalarda başlangıç (IW) ve tabaka ağırlık değerleri (LW) ile ağırlıklandırılmakta ve bir sapma değeri (b) eklendikten sonra bir araya getirilmektedirler. YSA, elde edilecek çıkış değerlerinin, hedeflenen gözlem değerleri ile karşılaştırılması ve aradaki farka/hataya göre sistemin bu farkı azaltacak şekilde ağırlıkları değiştirmesi mantığıyla çalışmaktadır. Ayrılan test verisi ile de en son elde edilen ağırlık değerleri kullanılarak simülasyon yapılıp hatalar değerlendirilmektedir.

Çalışmada test için ayrılmış 50 veri dışındaki eğitim verileri, YSA sistemi çalışmaya başladığında rastgele ağırlıklar atanması yerine, bizim belirlediğimiz ve ilk anda kontrol ensemble'ın tahmin değerlerini verecek şekilde ağırlıklandırılmıştır. Her bir test verisi için ağ, eğitim verisi testten bir önceki veriye kadar olacak şekilde, eğitim verisinin sayısı artmış olarak eğitilmektedir. Ayrıca her bir test için ağ eğitilirken, gizli tabakadaki nöron sayısı da 4'den 8'e kadar değiştirilmekte ve veriler nöron sayısı farklı olan 5 ağ yapısıyla eğitilmiş olmaktadır. Her bir test için elde edilen bu beş farklı ağırlıklandırılmış test sonucunun ortalaması YSA-ENS1 adı verilen bir tahmin üretmiş olacaktır. Bu, bir çeşit farklı YSA'ları bir araya getiren, YSA'ların ensemble'ı olarak da düşünülebilir. Her bir istasyonun 50 test verisi için tekrarlanan bu eğitimlerin ardından, ilgili istasyonun hangi

nöron sayısı ile daha başarılı olduğu, ortalama kare hatası (OKH) değerleri ile saptanır ve o nöron sayısı ile elde edilmiş tahminler dikkate alınarak, YSA-ENS2 tahminleri elde edilmiş olur. Sonuç olarak bu YSA sistemi 2 farklı tahmin ortaya çıkarmaktadır.

Bu şekilde iteratif olarak çalışan bir YSA sistemi (Çakır ve Kadıoğlu, 2010), diğer klasik YSA çalışma sistemlerinden ayrılmaktadır. Normalde sadece eğitim ve test verisine bölünen veri seti, aynı eğitim setiyle bir veya birden fazla kez çalıştırılmakta ve başlangıç ağırlık değerleri rastgele olacak şekilde atanmaktadır. Bu çalışmada başlangıç değerleri atanması üst üste çalışan ağın kendinden önceki test için atanmış ağırlıklardan etkilenmesini engellemektedir.

4 SONUÇ ve ÖNERİLER

Bir çok ağ yapısı denenip, çalışılan alan üzerinde en başarılı tahminleri veren uygun ağ yapısı belirlenmiştir.YSA-ENS ve KENS'e ait 50 test tahminleri, gözlem verisi olarak kabul edilen yeniden-analiz değerlerine göre ortalama kare hatası karekök (OKHK) değerleri hesaplanarak değerlendirilip kıyaslanmıştır. Şekil 4'de Adana istasyonuna ait 50 test anomali değerleri gözlem, KENS ile YSA-ENS2 tahmin sonuçları olarak birlikte görülmektedir. YSA'ya bağlı sistemin anomali tahminlerinin gözlem verilerine az da olsa daha yakın değerlerde olduğu belirgindir.

50 istasyon için yapılan uygulamalar sonrası YSA'ya dayalı sistemin performansı tablo ve dağılım haritaları ile verilmiştir. Tablo 2'den görüldüğü gibi bölge üzerindeki 50 istasyon için başarılı tahminler ortaya koyan ağda etkili olan nöron sayıları, istasyonlar arasında farklılık göstermektedir. Toplam 14 istasyonda (%28) 4 nöronlu ağ yapısı, 13 istasyonda ise 7 nöronlu bir gizlenmiş tabakaya sahip ağ yapısı uygun bulunmuş ve başarılı ensemble tahminleri elde edilmiştir.

Tablo 2. YSA sisteminde kullanılan nöron sayısı- istasyon dağılımı.

Nöron sayısı	Toplam İstasyon
4	14 (%28)
5	7 (%14)
6	9 (%18)
7	13 (%26)
8	7 (%14)

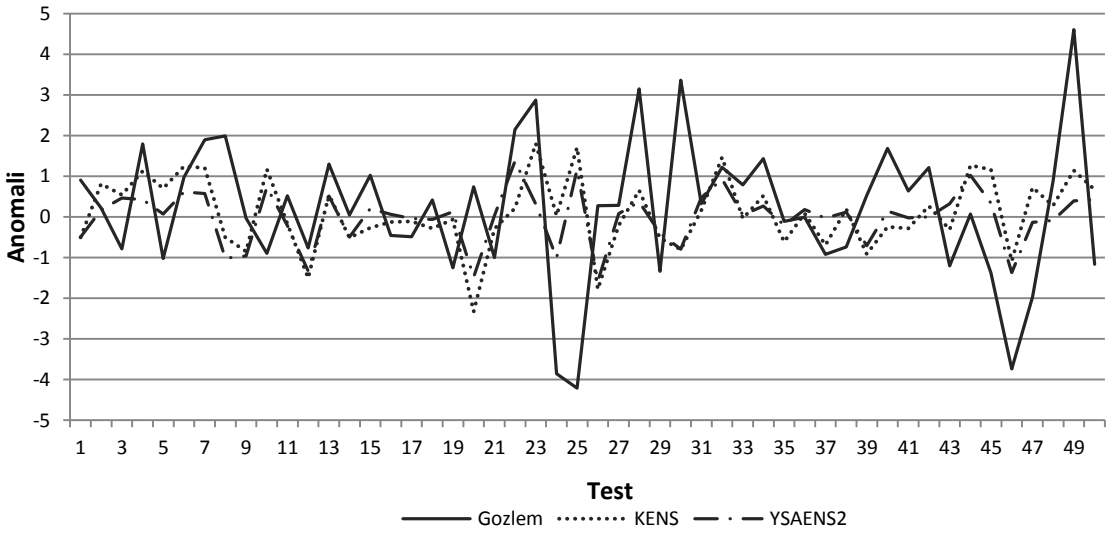
OKHK bakımından YSA'ya dayanan sistemdeki tahminlerin kontrol sisteminin tahminlerine göre başarısındaki ilerleme hesaplanmış ve bu değerler yüzde olarak Tablo 3'de verilmiştir. Yüzde olarak iyileşme (YOI) hesaplanırken 2 eşitliği kullanılmıştır.

$$YOI(\%) = \frac{OKHK_{KENS} - OKHK_{YSAENS}}{OKHK_{KENS}} \quad (2)$$

YSA metodu kullanılarak tüm istasyonlarda elde edilen 50 test tahmini için ortalama YOI %11-12'dir. Bu istasyonların %35'i YSA-ENS2 tahminleri ile kontrol ensemble tahminlerindeki OKHK değerlerine göre %10'dan daha yüksek iyileşme göstermiştir. İstasyonların %100'ünde ise KENS'e göre az ya da çok tahminlerde bir iyileşme söz konusu olduğu anlaşılmaktadır. Maksimum YOI değeri ise %44'dür.

Tablo 3. YSA ensemble tahminlerindeki OKHK değerlerinin KENS hatalarına göre YOI değerleri ile değerlendirilmesi

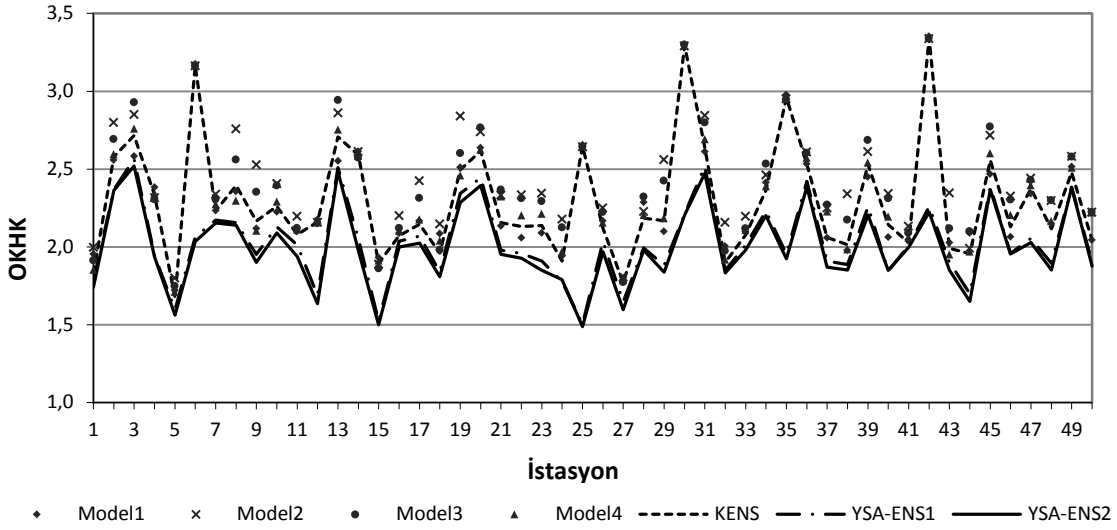
OKHK	YSA-ENS1	YSA-ENS2
Ortalama YOI (tüm istasyonlar)	%11	%12
YOI > %10 olan istasyonların %'si	%33	%35
(+) YOI'ya sahip istasyon %'si	%100	%100
Min. YOI&Mak. YOI (%)	1 & 44	1 & 44



Şekil 4. Adana istasyonu için gözlem anomalilerinin, KENS ve YSAENS2 testleri sonucu elde edilen anomali tahminleriyle birlikte zamansal dağılımı.

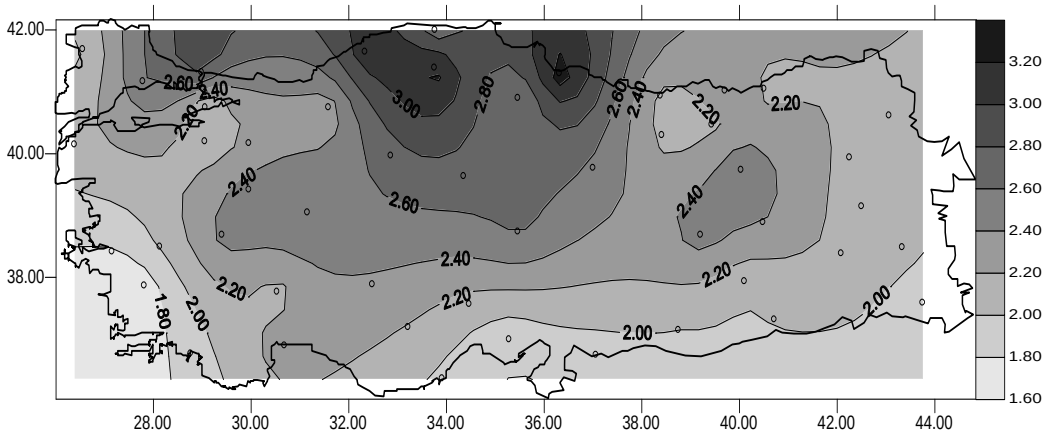
Test tahminlerinin gözlemlerden olan farklarından elde edilen OKHK değerlerinin tüm istasyonlar için dağılımları Şekil 5'de görüldüğü şekildedir. Burada, KENS ve YSAENS'leri ile birlikte her bir ensemble üyesi model tahminin hata değerleri tek tek görülmektedir. Her bir ensemble üyesi model tek başına, bazı istasyonlarda KENS'den daha başarılı görülse de YSA ile uygulanan ensemble tahminlerinden daha iyi sonuçlar gözlenmemiştir.Tablo 3 ve Şekil 5'de görüldüğü gibi YSA-ENS2, YSA-ENS1'den az da olsa daha başarılıdır. Bu nedenle ilerideki değerlendirmelerde YSA-ENS2'nin tahminlerindeki hata değerleri ve yersel dağılımları verilmiştir.

Modellerin kendi aralarındaki performanslara bakılacak olursa, Model1'in tahminlerine ait OKHK değerleri bazı istasyonlarda KENS tahminlerinkinden düşük değerlerdedir. Özellikle Model2 ve Model3'e ait hata değerleri ise çoğu istasyonda en yüksek değerlerdedir ve KENS'e ait hata değerlerinden fazladır.



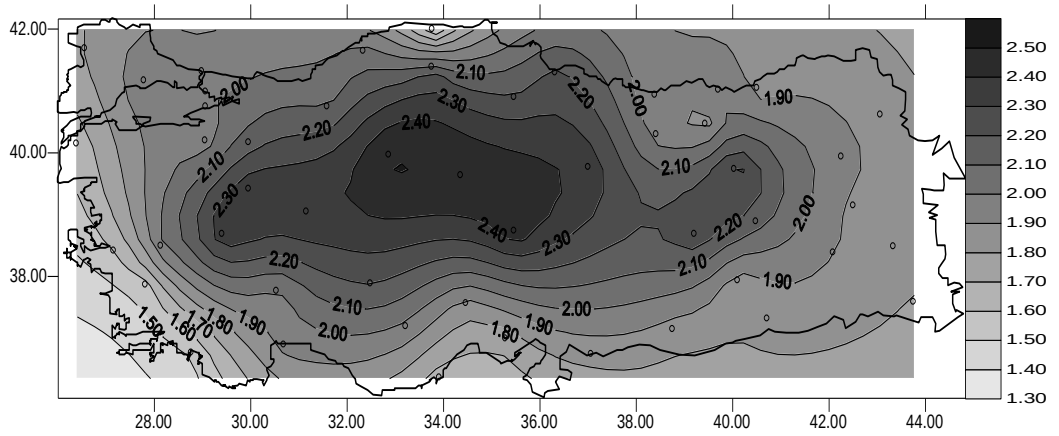
Şekil 5. Herbir model tahmini ve farklı ensemble tahminlerinin, gözlem değerlerine karşılık hesaplanan OKHK değerlerinin istasyonlara göre değişimi.

Şekil 6 ve 7'de sırasıyla KENS ve YSAENS2 tahmin sistemlerinin hata değerlerinin yersel olarak dağılımı görülmektedir. 1.6 ile 3.2 değerleri arasındaki KENS tahminlerine ait OKHK değerleri Türkiye'nin iç kesimlerinde ve özellikle orta Karadeniz'de yüksek değerlere sahiptir. Ülkenin doğu ve batısı ile güney kısımlarında değerler daha düşüktür. Hata değerlerinin dağılımı YSAENS2 tahminlerinde farklılık göstermektedir. En yüksek hata değerleri İç Anadolu'da görülmektedir ve özellikle güneye doğru olmak üzere, tüm yönlerde kıyılara doğru değerlerin azalmaktadır.

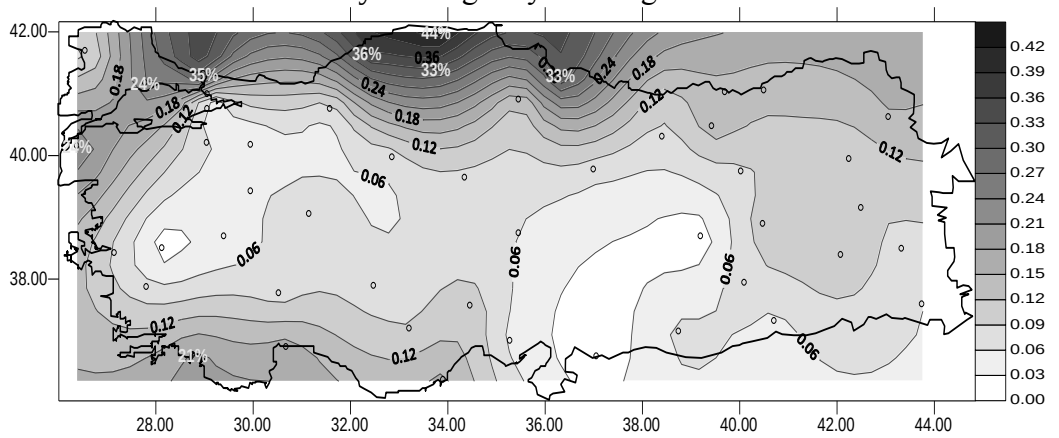


Şekil 6. KENS sisteminin 50 test tahmininden elde edilen OKHK değerlerinin istasyonlara göre yersel dağılımı.

Şekil 8'de YOI değerlerinin yersel dağılımı görülmektedir. Görüldüğü gibi en fazla iyileşme özellikle Orta Karadeniz bölgelerindedir ve Trakya ile Ege'de bir kaç istasyonda %20'lerden fazladır. Sinop, Kastamonu istasyonu, %44'lük değer ile YSAENS2 sisteminin KENS'e göre en yüksek iyileşme gösterdiği istasyondur.



Şekil 7. YSAENS2 sisteminin 50 test tahmininden elde edilen OKHK değerlerinin istasyonlara göre yersel dağılımı.



Şekil 8. YOI değerlerinin yersel dağılımı. En yüksek değerli istasyonlar noktasal olarak değerleriyle birlikte belirtilmiştir.

Günümüzde önemli uygulama alanlarına da sahip olan sayısal hava öngörü modellerinin hem başlangıç hem de modeldeki atmosferik süreçleri tanımlayan fiziksel parameterizasyonlar ve kabullerden kaynaklanan hataları önemli bir problemdir. Bu hataların giderilmesi için ortaya çıkarılmış olan ensemble tahmini metodu birçok sayısal tahmin merkezinde uygulanan bir yöntemdir ve çeşitli şekillerde farklı başlangıç koşulları veya farklı şemalara sahip model tahminlerini bir araya getirip bunlardan kaynaklanan hataları en aza indirgemeye çalışır. Süperensemble metodu da farklı model tahminlerini çoklu lineer regresyonla bir araya getiren bir yöntemdir. Lineer olan bu yöntemin temelinden yola çıkarak, non-lineer, karmaşık problemleri de çözmede başarılı olan YSA yöntemi, ensemble tahmininde uygulanmaya çalışılmıştır.

İki haftalık sıcaklık ortalaması tahminleri yapan FSU atmosfer-okyanus modelinin 4 farklı versiyonuna ait öngörüler ensemble üyeleri olarak kullanılmıştır. Çeşitli eğitim algoritmaları ve ağ yapıları denendikten sonra iteratif bir sistem oluşturulmuştur. YSA sistemin farklı istasyonlarda yaptığı farklı oranlardaki tahmin iyileştirmelerinin temel sebebinin araştırılmasına devam edilmektedir. Ayrıca, sistemin farklı Avrupa modellerinin üye olarak kullanılması ile elde edilecek tahmin başarısı değerlendirilecektir. YSA'ya dayanan ensemble sisteminin superensemble metodu ile karşılaştırılması, YSA'nın non-lineer yaklaşımları barındırma özelliğini ve uygulanabilirliğini ortaya koymak açısından yararlı olacaktır.

KAYNAKLAR

Çakır, S. ve Kadıoğlu, M. Multi model ensemble forecasting using neural network. 2010 AGU Fall Meeting, San Francisco, (Poster), 13-17 Aralık, 2010.

Gneiting, T. ve Raftery, A. E. Weather Forecasting with Ensemble Methods. *Science*, 310, 248-249, 2005.

Hou, D., Kalnay, E. ve Droegemeier, K. K. Objective verification of the SAMEX '98 ensemble forecasts. *Mon. Wea. Rev*., 129, 73-91, 2001.

Kalnay, E. Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability. *Cambridge University Press*, 2003.

Kang I. S. ve Shukla J. Dynamical seasonal prediction and predictability of the monsoon. *The Asian Monsoon* (ed. Wang B), Springer Praxis Books, Part 4, 585-612, 2006.

Krishnamurti, T. N., Kishtamal, C. M., LaRow, T. E., Bachiochi, D. R., Zhang, Z., Williford, C. E., Gadgil, S., Surendran, S. Improved Weather and Seasonal Climate Forecasts from Multimodel Superensemble. *Science*, 285, 15-48, 1999.

Krishnamurti, T. N., Kishtamal, C. M., Zhang, Z., LaRow, T. E., Bachiochi, D. R., Williford, C. E. Multimodel Ensemble forecasts for Weather and Seasonal Climate. *Amer. Meteor. Soc.*, 13, 4196-4216, 2000.

Mehrotra, K., Mohan, C. K., Ranka, S. Elements of Artificial Neural Networks. Massachusetts Institute of Technology, pp 344, 1997.

Maqsood I ve Abraham A. Weather analysis using ensemble of connectionist learning paradigms. *Applied Soft Computing* 7, 995–1004, 2006.

Peng K, Obradovic Z ve Vucetic S. Towards Efficient Learning of Neural Network Ensembles from Arbitrarily Large Datasets. *16th European Conference on Artificial Intelligence (ECAI)*, Valencia, Spain, 623-627, 2004.

Pham, D. T. ve Liu, X. Neural Networks for Identification, Prediction and Control. Springer-Verlag London Ltd., pp 238, 1995.

Stensrud, D. J., Brooks, H. E., Du, J., Tracton, S., Rogers., E. Using Ensembles for Short-Range Forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 433-446, 1999.

Tracton ve Kalnay, E. Operational ensemble forecasting prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects. *Wea. Forecasting*, 8, 379-398, 1993.

Yuval. Enhancement and Error Estimation of Neural Network Prediction of Nino -3.4 SST Anomalies. *Journal of Climate* 14, 2150-2163, 2001.

Zhang E.Y. ve Trimble P. Predicting effects of climate fluctuations for water management by applying neural network, World Resources Review, 8(3), 1996.

POSTER SESSION

INVESTIGATION OF THE DYNAMIC TRANSPORT OF SAHARAN DESERT DUST WITH LASER TECHNIQUES

A. Nihal YÜCEKUTLU
Hacettepe University, Department of Environmental Engineering, Beytepe, Ankara-Turkey
nihal.yuce@gmail.com

ABSTRACT

In the recent years, Saharan dust storms are observed for the atmospheric dynamic transport, deposition processes as well as for their strong impact on the concentration levels and composition of the atmospheric aerosol. Lidar **(**LIght Detection And Ranging) techniques vertical resolution measurements allow the characterization of the dust cloud. The observations show the influence of vertical exchanges from higher to lower atmospheric levels on daily PM_{10} concentrations. These measurements include basic number densities, size distributions, mass distributions, chemical composition, optical properties, and basic microphysical properties. Our measurement strategy is aiming at obtaining a significant amount of information on the nature of the Saharan dust aerosols during extraordinary events in which the dust is transported and deposited, measuring in the selected region the collected Lidar data. European Union integration process and the reduction of air quality limit values for dust which comes from the atmosphere is important to know the amount of contributions.

Key words: *Saharan dust events, vegetation cover, aerosol properties, air quality, Lidar techniques.*

INTRODUCTION

10 main sources of global dust events including the Sahara Desert, the Sahel region, the Namibian desert lands of southwestern Africa, the Indus Valley in India, the Taklimakan Desert north of the Himalaya, the Gobi Desert in Mongolia, the Lake Eyre basin in Australia, the Salton Sea in southeastern California, the Altipläno stretching between Bolivia and Peru, and the Patagonian region of the Andes Mountains (Taylor 2002).

Saharan dust can be lifted by convection over hot desertic areas, and can thus reach very high altitudes; from there it can be transported worldwide by winds, covering distances of thousands of kilometers. Dust emanates from North Africa year-round and at times throughout the year impacts air quality in Africa, the Middle East, Europe, Asia, the Caribbean, and the Americas Saharan dust storm events are responsible for injecting huge amounts of mineral dusts into the atmosphere by some estimates as much as two billion metric tons annually (Griffin 2002). According to the latest report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (Forster et al. 2007), there is still a large uncertainty about the estimation of the effect on climate forcing of anthropogenic and natural dust. A main cause of these actual large uncertainties is the lack of an extensive climatology based on dust observations (Sokolik et al. 2001). In this context, aerosol research Lidar (Optical radar) Techniques can strongly contribute to quantify dust vertical and horizontal distribution by means of vertical profiles of desert dust optical properties.

The following describes the seven key elements of the research methodology (Yücekutlu and Yücekutlu 2009, Yücekutlu and Yücekutlu 2010, Yücekutlu et al. 2011):

(1) Effects of Saharan dust inputs on ecosystem; Desert dust is a source of mineral aerosols, whose geological and biogeochemical impacts are now recognized (Gao et al. 1997). The climatic role of desert dust is an important question in the critical discussion on global change. The biogeochemical impact of desert dust also remains a matter of discussion regarding its contribution for different macro and micro nutrient elements to terrestrial and marine systems, and especially its potential fertilizing role for remote oceanic areas by supplying micronutrients as phosphorus and iron. The biogeochemical impact of desert dust also remains a matter of discussion regarding its contribution for different macro and micro nutrient elements to terrestrial and marine systems, and especially its potential fertilizing role for remote oceanic areas by supplying micronutrients as phosphorus and iron (Jickells and Spokes 2000). This natural source of bioavailable iron is very essential since for many years iron deficiency suggested to be a limiting oceanic micronutrient in some oceanic regions, away from lands (Martin et al. 1990). The investigation of possible impact of elemental composition of Saharan dust on the growth parameters of some selected wheat varieties (Yücekutlu, 2004). Saharan desert soil samples were analyzed by X-Ray Diffraction *(Philips W1140 model)* using CuKα radiation and a goniometry speed of 2/min at Hacettepe University Department of Geological Engineering. Mineral analyses of the used Saharan desert soil sample are composed of 55% quartz, 17% calcite, 4% clay, 23% gypsum and 1 % feldspar (Yücekutlu et al. 2011). These results were agreed with literature (Ganor and Foner 1996).

(2) Effects of Saharan dust events on coastal seas;

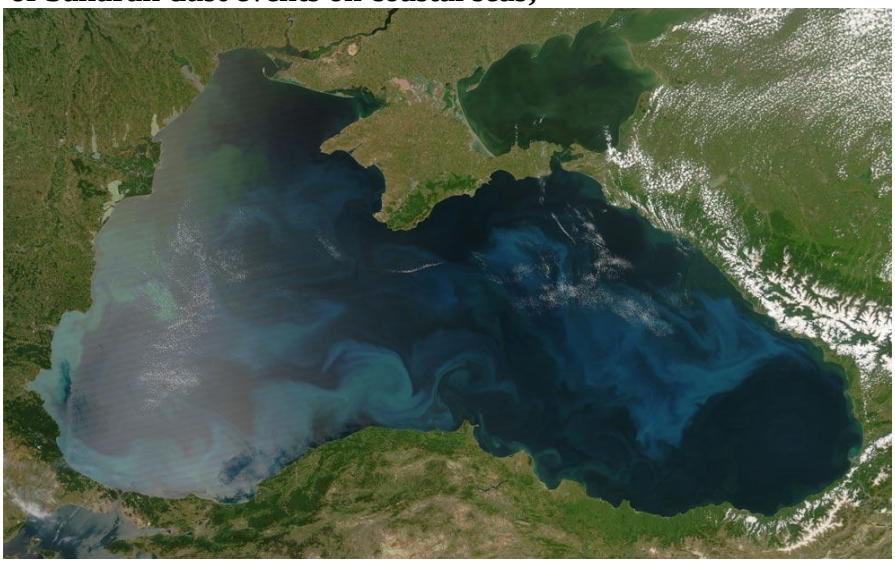


Figure 1. This image shows a colorful bloom of phytoplankton throughout the Black Sea on June 4, 2008, along the southern coast near the Turkish cities of Sinop and Samsun. The natural-color image was captured by the MODIS instrument on NASA's Aqua satellite (NASA/MODIS Rapid Response Team).

The Saharan desert is the most important natural source of dust (Goudie and Middleton 2001). Algal blooms also occur regularly in the Black Sea due to large influx of nutrients from dust storms that are sourced from the Sahara desert (Figure 1). Iron is a critical nutrient for the primary productivity in the ocean. Due to its low solubility iron can be a limiting factor for the growth of phytoplankton in the open ocean as well as in coastal seas (Martin and Fitzwater 1988).

(3) Description of Atmospheric Aerosols; The optical properties of atmospheric aerosol are determined by chemical composition, concentration, size, shape, and internal structure of liquid and solid particles suspended in air. They exhibit a wide range of compositions and shapes that depend on the origins and subsequent atmospheric processing. The role of aerosols and clouds in the Earth's climate system needs to be better understood due to the complexity in interacting with atmospheric components and controlling atmospheric dynamics. The characterization of clouds and aerosols requires improvement given the diversity of their microphysical and macrophysical characteristics, both in space and in time. It is to be expected that atmospheric aerosols significantly impact upon the climate system by changing the energy balance of solar and thermal radiation (IPCC 2001). Aerosols have various sources from natural and anthropogenic processes. Natural emissions include wind-blown mineral dust, aerosol and precursor gases from volcanic eruptions, natural wild fires, vegetation, and oceans. Anthropogenic sources include emissions from fossil fuel and biofuel combustion, industrial processes, agriculture practices, and human-induced biomass burning.

(4) Estimates of Emissions; Soil-derived mineral dust contributes significantly to the global aerosol load. Estimates of global dust emissions range from 60 to 3000Mt/yr (Duce 1995). Sea salt is the only other aerosol that has similarly high global emission rates (Andreae 1995). Dust plumes are predominant features in satellite retrievals of global aerosol patterns (Herman et al. 1997). The direct and indirect climatic effects of dust are potentially large, but still remain substantially unknown. Radiative forcing by soil dust aerosol is complex, since dust not only scatters but also partly absorbs incoming solar radiation, and also absorbs and emits outgoing longwave radiation (the 'greenhouse effect'). Any changes in atmospheric dust loads would cause a change in the radiation balance, and consequentially, surface temperatures. The magnitude and even the sign of the dust forcing depends on the optical properties of the dust, which in turn depend on their size and refractive indices, on the vertical distribution of the dust, on the presence of clouds, and on the albedo of the underlying surface (Tegen and Lacis 1996, Claquin et al. 1998). Aerosol particles are released either at the earth's surface from various sources, the crust (dust), the sea (sea salt aerosol) or by combustion processes (soot), or they form in situ by gas to particle conversion, like sulphate aerosol. The classical picture of the stratosphere-troposphere coupling has evolved over the last few years. The modification of the Holton diagram for the assessment of the transport of short-lived species to the stratosphere is shown in Figure 2. Such developments are essential for a good description of processes that are important for climate-chemistry coupling (SPARC-IGAC Workshop 1993). Large fraction of aerosols are natural in origin, including desert and soil dust, wildfire smoke, sea-salt particles produced mainly by breaking bubbles in the spray of ocean whitecaps, and volcanic ash. Volcanoes are also sources of sulfur dioxide, which, along with sulfur containing gases produced by ocean biology and the decomposition of organic matter, as well as hydrocarbons such as terpenes and isoprene emitted by vegetation, are examples of gases that can be converted to so-called "secondary" aerosols by chemical processes in the atmosphere (IPCC AR4 2007). Mineral composition, particle mixing state, and particle shapes influence the refractive indices of dust particles. While the factors described above (wind speed, wind threshold, vegetation cover, soil moisture) influence the dislocation of soil particles and the horizontal particle flux, the vertical flux of dust particles into the atmosphere leading to transport over long distances is determined by emission factors, which depend on soil types (Gillette 1978). These vary regionally according to the soil properties in the respective dust source regions

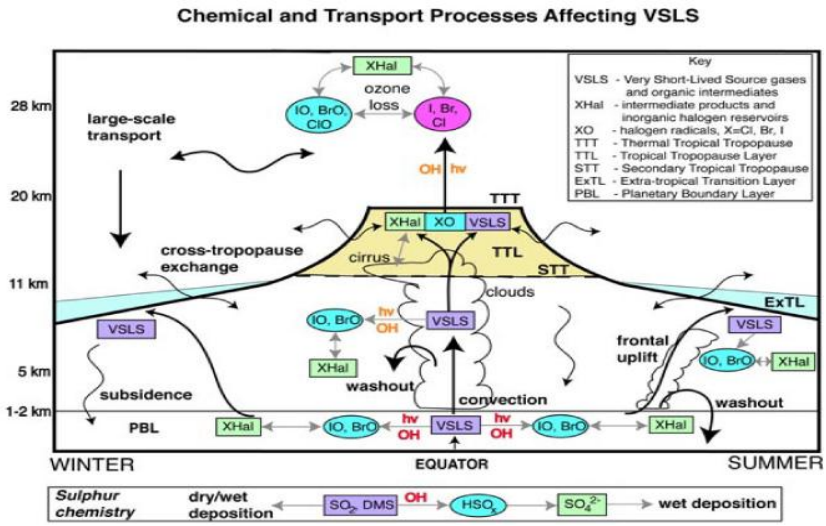


Figure 2. A schematic representation of the chemical and transport processes that influence stratosphere-trosposphere interactions (Haynes and Shuckburgh, 2007).

(5) Aerosols and Climate Effect; Aerosol particles have been found to play a key role in human health, in pollution problems and in global climate change. The quantity of dust has the potential to induce regional health impacts, such as asthma outbreaks, particularly in sensitive subpopulations like the elderly, infants, and adolescents, and ecosystem responses such as red tides or degradation of coral reefs due to infestation of foreign fungal or microbial populations. Saharan or mineral dust has recently been implicated as a significant force factor in regional climate changes, specifically in influencing local precipitation patterns (Rosenfeld et al. 2001). Four other significant sources of aerosols are terrestrial biomass burning, volcanic eruptions, windblown dust from arid and semi-arid regions, and pollution from industrial emissions. A precise and reliable characterization of aerosol based on lidar data which includes a description of its size distribution and chemical composition is detected by the limited information available from this remote sensing techniques.

(6) Atmosphere and Physical Parameters; In recent years, Saharan dust storms were investigated for atmospheric transport and deposition processes and for their strong impact on the concentration levels and composition of atmospheric aerosol. Nevertheless, simulating and forecasting air pollution processes have proven a useful and adequate methodology for investigating air quality degradation in various scales and locations. Advanced analysis techniques will be applied to measurements from wind profiling, precipitation, and cloud radars, wind lidars, and combinations of sensors to stimulate advances in estimation of important parameters such as small-scale turbulence, vertical fluxes of heat and momentum, supercooled water, cloud microphysical and radiative properties. Theoretical studies will aim to improve understanding of emission and scattering of electromagnetic waves from the sea surface, and the relationship between these parameters and atmosphere/ocean properties such as wind speed, wave spectrum, stability, and effects of large scale sea surface perturbations (cires.colorado.edu 2009). The Constitution provides the rights to live in a healthy Environment for each individual, and the laws and regulations comprise of cautions to be taken for the protection of human health, ecosystems and physical environment.

(7) Implementation of Ambient Air Quality Legislation; The implementation of the Air Quality Directives and main aspects of implementation can be described through the following elements:

- Zones and agglomerations are declared by the Member States, covering the complete territory. The zones represent basic areas for which assessment and management provisions are prescribed.
- Assessment of ambient air quality through monitoring, modeling, and objective estimation provides information on the compliance with the environmental standards and informs further air pollution abatement effort.
- Time extensions three years (PM_{10}) or up to five years (NO_2, benzene) for complying with limit values, based on conditions and the assessment by the European Commission.
- Exceedances of limit values for public health: This link provides up-to-date information on zones and agglomerations in exceedance of mandatory limit values for public health.
- Management of air pollution: In order to reduce adverse effects of air pollution on health and environment, measures need to be taken (The Commission prepared a Review Report of Council Directive 1999/30/EC which was adopted in January 2005).

Air pollution occurs with emission of several pollutants (dust, SO_2, NO_x, VOC, OCs, PCB, PAH) in high rates and concentrations to the common receiving medium. The concentrations of these pollutants are observed in the samples of terrestrial vegetation by new air monitoring techniques. Results of these research efforts will potentially lead to new instruments that can be used to provide better observations for weather, climate and air quality research. In particular, the distribution of small-scale wind events, soil texture and surface properties, as well as seasonal vegetation cover need to be described in more detail. Also, the impact of Saharan desert origin dust distribution on air quality and human health from Mediterranean region through Southeastern Anatolia is very important which is observed by lidar techniques.

MATERIAL AND METHODS

Lidar is an acronym of light detection and ranging. Recognized for innovative sensor design, on-demand hyperspectral data collection, and image-generating products, integrated the hyperspectral data with LIDAR systems. Aerosol-sensing lidars are long-range aerosol-detection probes that when combined with cooperative instrumentation and atmospheric models find interesting applications in pollution and environmental monitoring and meteorology as well. Areas of application include precision farming and irrigation; oil, gas, and mineral exploration; pollution and contamination monitoring; wetland and forestry characterization; air and water quality assessment; and submerged aquatic vegetation mapping. Airborne lidar is an ideal tool for surveying regional scale projects. Its procedure is described as following:

Description; A remote-sensing technique that uses a laser light source to probe the characteristics of a target (Fig.2);

LIDAR (**LI**ght Detection **A**nd **R**anging) = Laser + Receiver System.

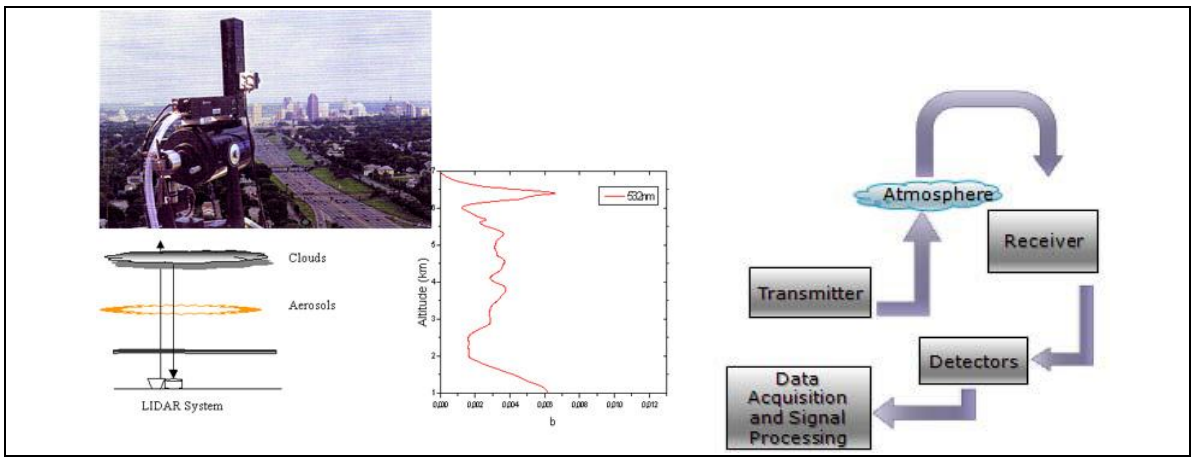


Fig. 2. Aerosol measurements and system block diagram **(lambdaphoto.co.uk** 2009).

Atmospheric Control;

- Density,
- Temperature,
- Wind,
- Pollution...

Distance, Speed Measurement;

- Rayleigh,
- Mie scattering,
- Raman scattering,
- Fluorescence, Doppler shift

LIDAR Principle; The laser light, back-scattered by particulars, is collected by a telescope.

- The time delay between emission and reception represents the distance (time of flight).
- The intensity is an image of the particulars density
- Laser/telescope unit is mounted on a mobile system

LIDAR Applications; (Measure of the atmosphere around the world),

- Localization of pollution emission
- Measure of the limit layer of the atmosphere
- Measure of the diffusion of pollution clouds
- Ozone hole (lambdaphoto.co.uk, 2009).
- Urban mapping.
- Archaeology, ability to penetrate tree canopies and vegetation even in densely foliated areas (LIDAR.co.uk, 2009).
- Forestry (mapping of tree canopies).
- Pipeline, transmission line or highway and railway corridor surveys.
- Urban environments - LIDAR data is often used for Telecommunications planning work.
- Oil and Gas - infrastructure development planning and design (Roads, plant, well sites).
- Coastal zone surveys - accessing inter-tidal zone, or difficult access areas. Providing data for erosion, sediment transport and sea defence studies.

- Flood plain surveys - coastal or river, LIDAR data can be used to model flooding events.
- The light used by LIDAR systems varies with applications, depending on the targets to be detected (e.g., their light scattering properties), and the range between the LIDAR sensor and the targets. It could be in the ultraviolet, visible, and near infrared portions of the electromagnetic spectrum. For example, ultraviolet light can be used to detect water vapour in the atmosphere, and near infrared light to detect topographic objects, or ozone, aerosol, and pollutants in the atmosphere (Macke, A. and Großklaus, M., 1998; Browell, E.V., 2005).

DISCUSSION

New technology in optics will be utilized to develop of stand-alone lidar instruments for continuous monitoring of atmospheric humidity, ozone and other gases. The lidar, or laser radar, technique using a pulsed laser as a transmitter and an optical telescope as a receiver in a radar-like manner allows a mapping of pollution concentrations and also meteorological parameters, such as temperature, and wind velocity. In addition to their ability to assess dust structure and optical properties with high vertical resolution, lidars should play a major role in future operational dust model validation and assimilation activities if observations are performed in regular time intervals and with reasonably good density and distribution of stations in the horizontal located over a particular region (Pérez et al. 2006). Predicting mineral aerosol distributions is a difficult task due to the episodic nature of the sources and transport. Mineral aerosols are suggested to play an important role in climate forcing by altering the radiation balance in the atmosphere (Miller and Tegen 1999). Continuous monitoring of atmospheric aerosol properties is very much essential in view of their wide variability in space and time. Results of these research efforts will potentially lead to new instruments that can be used to provide better observations for weather, climate and air quality research.

CONCLUSION

The impact of Saharan Desert dust transport and natural emissions on air quality monitoring with lidar techniques and its impact on vegetative development, determination of environmental activities, mineral nutrition and natural fertilizers of plants, distribution and accumulation of bacteria, fungi spores and microorganisms at the select plot region are observed. In conclusion, the main aim of the paper is to discuss lidar techniques that are representative of Saharan dust outbreaks happening over the Mediterranean regions. It is believed that the data presented may help scientists to understand, describe and forecast Saharan dust characteristics and effects over the Mediterranean area.

REFERENCES

Andreae, M. O. (1995). Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. In: Henderson-Sellers, A. (Ed.), *World Survey of Climatology, Future Climate of the World*, Vol. 16. Elsevier, New York. http://cires.colorado.edu/science/themes/fulltext.html. URL accessed 2009-08-10.

Claquin, T., Schulz, M., Balkanski, Y., et al. (1998). Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. Tellus, *B 50*, 491–505.

Duce, R. (1995). A., Sources, distributions and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. In: Charlson, R., Heintzenberg, J. (Eds.), *Aerosol Forcing of Climate*. Wiley, New York, pp. 43–72.

Fourth Assessment Report of 16 the Intergovernmental Panel on Climate Change, (*IPCC AR4*) (2007).

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland (2007). Chapter 2: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. IPCC Fourth Assessment Report WG 1. IPCC. Cambridge, Cambridge University Press.

Ganor, E. and Foner, A. (1996). The mineralogical and chemical properties and the behavior of aeolian Saharan dust over Israel. In: The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean. Eds: Guerzoni, S and Chester, R., *Kluwer Academic Publishers, Netherlands,* pp: 163-172.

Gao, Y., Arimoto R., Duce, R. A., et al. (1990). Temporal and spatial distribution of dust and its deposition to the China Sea, *Tellus, Ser. B*, 49(2), 172– 189.

Gillette, D. (1978). A wind tunnel simulation of the erosion of soil: effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production. *Atmospheric Environment*, 12, 1735–1743.

Goudie, A. S. and Middleton, N. J. (2001). Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-Sci. Rev*., 56, 179–204.

Griffin, D. W., et al. (2002). The global transport of dust. *American Scientist*, 90, 228-235.

Haynes, P.H. and Shuckburgh, E.F. (2000). Effective diffusivity as a diagnostic of atmospheric transport. Part II: troposphere and lower stratosphere, *J. Geophys. Res*., 105, 22795-22810.

Herman, J. R., Bhartia, P.K., Torres, O., et al. (1997). Global distribution of UV absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data. *Journal of Geophysical Research*, 102, 16911–16922.

Highlights from the Joint SPARC-IGAC *Workshop on Climate-Chemistry Interactions Giens, France, 2003.*

IPCC (2001). Intergovernmental Panel on Climate Change. Edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. et al., Cambridge Univ. Press, New York.

Jickells, T. and Spokes L. (2002). Atmospheric iron inputs to the oceans. *Ocean Sciences Meeting*, Jan. 24-28, San Antonio, Tx, Supplement to EOS, 80, 49.
http://www.lambdaphoto.co.uk/applications/100.210. URL accessed 2009-08-15.

Macke, A., and Großklaus, M., Light scattering by nospherical raindrops: implications for LIDAR remote sensing of rainrates, Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 1998, Vol. 60 (3):355–363.

Martin, J. H. and Fitzwater, S.E. (1988). Iron deficiency limits phytoplankton growth in the North-East Pacific subarctic. Nature, 331: 341-343.

Martin, D., Bergametti G. and Strauss, B. (1990). On the use of the synoptic vertical velocity in trajectory model: validation by geochemical tracers. *Atmospheric Environment*, 24A, 2059- 2069.

Miller, R. And Tegen, I. (1999). Radiative forcing of a tropical direct circulation by soil dust aerosols. *J. Atmos. Sci*, 56, 2403-2433.

Pérez, C., et al. (2006). A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, *J. Geophys. Res.*, 111.

Rosenfeld, D., Rudich, Y. and Lahav, R. (2001). Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *PNAS*, 98, 5975-5980.

Sokolik, I.N., et al. (2001). Introduction to special section: outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, *J. Geophys. Res.*, 106, 18015-18027.

Taylor, D. A. (2002). Dust in the Wind, *Environmental Health Perspectives*, 2002, Volume 110 Number 2.

Tegen, I. and Lacis, A. A. (1996). Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *Journal of Geophysical Research*, 101, 19237–19244.

Yücekutlu, N. (2004). The investigation of possible impact of elemental composition of Saharan dust on the growth parameters of some selected wheat varieties, *Master of Science Thesis*, Hacettepe University, Department of Environmental Engineering.

Yücekutlu, N. and Yücekutlu, Y. (2009). *International Conference on Advanced Laser Technologies* (ALT'09), Impacts of the Transport of Aerosols from Saharan Dust and Lidar Techniques, 26 Sept.-1 Oct.2009, Turkey.

Yücekutlu, N. and Yücekutlu, Y. (2010). *International Conference on Organic Agriculture in Scope of Environmental Problems*, Impact of Climate Change on Agri-Environment Observed with New Technologies, 03-07 Feb. 2010, Cyprus.

Yücekutlu, N., Terzioğlu, S., Saydam, C., and Bildacı, I., Organic Farming By Using Saharan Soil: Could It Be An Alternative To Fertilizers? Hacettepe J. Biol. and Chem., 2011, 39 (1), 29–37.

LIDAR OBSERVATIONS OF IMPACT OF EMISSIONS FROM ATMOSPHERIC DEPOSITION ON CULTURAL HERITAGE

A. Nihal YÜCEKUTLU
Hacettepe University, Department of Environmental Engineering, Beytepe, Ankara-Turkey
nihal.yuce@gmail.com

ABSTRACT
Cultural heritage is very important for our world and even for history. The modern approach to the study of cultural heritage is strongly interdisciplinary. Laser scanners are used more and more as instruments for various tasks in cultural heritage conservation. We know that West Africa is a major source region for natural and anthropogenic aerosols. Depending on the season aerosols particles are a mixing, in variable proportion, of soil dust coming from the Saharan source. Indoor and outdoor air pollution can cause chemical damage onto surfaces of paintings, frescoes, sculptures etc., by deposition of particulate material or absorption of present gases. The conservation of our cultural heritage and its protection against possible damage due to indoor air pollution has only recently received growing scientific interest. The clearly demonstrated damaging nature of many aerosol components (acidic species, elemental carbon and of specific carboxylic acids (including oxalate), PaH, POPs, PCBs, VOCs, metals, among others), led many countries to impose limit values enforced by legislation. Emphasis is placed on identifying biologically-relevant, temporal and spatial scales of atmospheric motion and other atmospheric variables which help control the abundance and dispersal of airborne biota, specifically insects, spores, pollen, fungi, and plant pathogens. Recent advances in meteorological technologies and techniques are providing new insight into microscale, mesoscale, and macroscale aerobiological processes. For example, LIDAR systems have identified microscale characteristics of atmospheric turbulence over cultural heritage fields.

Keywords: *Saharan dust, aerosol characterization, cultural heritage, airborne and terrestrial laser scanning.*

INTRODUCTION
Of an estimated 2 billion metric tons of dust that move some distance in Earth's atmosphere each year, approximately 75% originates from the Sahara and Sahel regions of Africa (Perkins, 2001). Saharan dust transport is also responsible for critical heavy metal and mineral deposition to the tropical Atlantic and may have impacts on regional atmospheric chemistry via dust-induced smog and heterogeneous reactions (Goudie, et al., 2001). Cloud, fog and rain chemistry have an important effect on both regional and global scales (Lelieveld and Crutzen, 1991). The effects of several air pollutants on works of art are reviewed, illustrated with examples of aerosols in Saharan dust.

Air pollution can have a significant influence on the weathering of monuments and on the deterioration of museum objects and prehistoric cave paintings. Air pollution can significantly affect the corrosion of materials. Various valuable and often irreplaceable cultural heritage items do, of course, also undergo the deleterious effects of air pollution, with different rates, vulnerabilities and restoration costs involved. Indoor air pollution, a consequence of both indoor and outdoor factors, can cause chemical damage or soiling onto surfaces of paintings, frescoes, sculptures etc., by deposition of particulate material or absorption of present gases. Also prehistoric cave paintings can be affected by air pollution. The conservation of our cultural heritage and its protection against possible damage due to indoor air pollution has only recently received growing scientific interest.

Transcontinental Transport of Micro-Organisms

30 percent of the bacteria isolated from airborne soil dust are known pathogens, able to affect plants, animals, or humans (Griffin et al., 2003). Each monument located in a given climatic area can be considered as a specific habitat. In addition, in each monument, different micro-niches also occur considering outdoor or indoor environments or different expositions (direct exposed zones, sheltered areas, soil proximity, vertical or horizontal surfaces, etc.) (Urzì and Leo, 2001). The impact of pollution can decrease the colonization on stone, but can also increase the microbial growth of sulfate-reducing bacteria. According to Valentine (1993), biological agents, including algae, cyanobacteria, lichens, mosses, bacteria, fungi and high plants, constitute a complex community of organisms involved in the weathering processes of monumental stones. These factors can increase water uptake and facilitate the establishment of microbial organisms having high activity (Valentin, 1993).

Aerosol characteristics; During the Saharan dust storm over the eastern Mediterranean region in February 2006, airborne particulate matter of ≤□10 μm in aerodynamic diameter (PM_{10}) started to rise significantly above the urban level, reaching up to 2,800 μg/m3 (Figure 1) (Polymenakou, 2008).

The ability of fungi to interact with minerals, metals, metalloids and organic compounds through biomechanical and biochemical processes, makes them ideally suited as biological weathering agents of rock and building stone. The deterioration of building stones is mediated by pollutants derived from urban and human activities, but microorganisms and biological activities also play a role in the whole process. It is evident that pollution inhibits microorganism (e.g. lichen) growth. These microorganisms produce a significant amount of oxalic acid through their metabolisms process and corrode stone by removing its calcium. Lipfert (1989) also reported three mechanisms affecting the damage of calcareous mortar: (i) calcite dissolution in "clean" rain (pH = 5.6), (ii) dissolution due to acidic precipitation, and (iii) loss by conversion to soluble salts as a result of dry deposition of and or other acidic species. Generally, rain is needed to remove the gypsum that has been formed.

Climate change which is greenhouse gas composition (in particular CO_2), surface temperature, precipitation (rain, snow, hail), snow cover, sea and river ice, glaciers, sea level, climate variability, extreme weather events. The bioreceptivity of stone is described by its structure and chemical composition, while the intensity of the microbial contamination is determined by the referring climatic conditions and the anthropogenic euthrophication of the atmosphere. If, for any reason, control of humidity, temperature, and light, as occurs in museums, then protection of objects of artistic or historical interest rests only on the intrinsic components of such objects that can render them refractory to microbial colonization (whc.unesco.org, 2009).

A. Impacts of Climate Change on Cultural World Heritage

Saharan or mineral dust has recently been implicated as a significant force factor in regional climate changes, specifically in influencing local precipitation patterns **(**Rosenfeld, 2001). Climate change has implications for natural and societal systems (agriculture, human health, forestry, and infrastructure) including cultural and natural heritage. The assessment of the impacts of Climate Change on Cultural World Heritage must account for the complex interactions within and between natural and cultural systems

(whc.unesco.org, 2009). The role of aerosols and clouds in the Earth's climate system needs to be better understood due to the complexity in interacting with atmospheric components and controlling atmospheric dynamics. The characterization of clouds and aerosols requires improvement given the diversity of their micro and macro physical characteristics, both in space and in time.

1) Summary of Changes in Climate Change Indicators and Related Impacts on Cultural Heritage

In the context of complex interactions such as mentioned, one needs to define indicators to assess the overall impact of climate on Cultural Heritage. Climate change can be subtle and can occur over a long period of time. However, some Climate Change parameters such a freezing, temperature and relative humidity shock can change by large amounts over a short period of time. To identify the greatest global Climate Change risks and impacts on cultural heritage, the scientific community uses the climate parameters tabulated below (Table 1)

Table 1. Principal Climate Change risks and impacts on cultural heritage, (*whc.unesco.org, 2009).*

Climate indicator	**Climate change risk**	**Physical, social and cultural impacts on cultural heritage**
Atmospheric moisture change	– Flooding (sea, river) – Intense rainfall – Changes in water table levels – Changes in soil chemistry – Ground water changes – Changes in humidity cycles – Increase in time of wetness – Sea salt chlorides	– pH changes to buried archaeological evidence – Loss of stratigraphic integrity due to cracking and heaving from changes in sediment moisture – Data loss preserved in waterlogged / anaerobic / anoxic conditions – Eutrophication accelerating microbial decomposition of organics – Physical changes to porous building materials and finishes due to rising damp – Damage due to faulty or inadequate water disposal systems; historic rainwater goods not capable of handling heavy rain and often difficult to access, maintain, and adjust – Crystallisation and dissolution of salts caused by wetting and drying affecting standing structures, archaeology, wall paintings, frescos and other decorated surfaces – Erosion of inorganic and organic materials due to flood waters – Biological attack of organic materials by insects, moulds, fungi, invasive species such as termites – Subsoil instability, ground heave and subsidence – Relative humidity cycles/shock causing splitting, cracking, flaking and dusting of materials and surfaces – Corrosion of metals – Other combined effects eg. increase in moisture combined with fertilisers and pesticides
Temperature change	– Diurnal, seasonal, extreme events (heat waves, snow	– Deterioration of facades due to thermal stress – Freeze-thaw/frost damage – Damage inside brick, stone, ceramics that has got

	loading) – Changes in freeze-thaw and ice storms, and increase in wet frost	wet and frozen within material before drying – Biochemical deterioration – Changes in 'fitness for purpose' of some structures. For example overheating of the interior of buildings can lead to inappropriate alterations to the historic fabric due to the introduction of engineered solutions – Inappropriate adaptation to allow structures to remain in use
Wind	– Wind-driven rain – Wind-transported salt – Wind-driven sand – Winds, gusts and changes in direction	– Penetrative moisture into porous cultural heritage materials – Static and dynamic loading of historic or archaeological structures – Structural damage and collapse – Deterioration of surfaces due to erosion
Desertification	– Drought – Heat waves – Fall in water table	– Erosion – Salt weathering – Impact on health of population – Abandonment and collapse – Loss of cultural memory
Climate and pollution acting together	– pH precipitation – Changes in deposition of pollutants	– Stone recession by dissolution of carbonates – Blackening of materials – Corrosion of metals – Influence of bio-colonialisation
Climate and biological effects	– Proliferation of invasive species – Spread of existing and new species of insects (eg. termites) – Increase in mould growth – Changes to lichen colonies on buildings	– Collapse of structural timber and timber finishes – Reduction in availability of native species for repair and maintenance of buildings – Changes in the natural heritage values of cultural heritage sites – Changes in appearance of landscapes – Transformation of communities – Changes the livelihood of traditional settlements

The research did not reveal new problems for cultural heritage but it drew attention to long standing conservation issues. Maintenance and condition monitoring will become more critical as climate change takes effect.

Factors Affecting the Biological Deterioration of Works of Art

Cultural heritage assets are exposed to weather and submitted to influence of environmental parameters. Physicals, chemicals and biological factors interact with constitutive materials inducing changes both in its compositional and structural characteristics. The main types of damages derived from metabolic activity of organisms are related with physical, chemical and aesthetical mechanisms, while the intensity of these damages are strictly correlated with:

type and dimension of the organism involved; kind of material and state of its conservation; environmental conditions, micro-climatic exposure; level and types of air pollutants (Tiona, 2009).

Biodeteriogens are organisms involved in deterioration of artifacts. They are very specific for each type of artifact in accordance with its chemical structure and environment. Artworks, as wall paintings in buildings and monuments of historical interest, are affected

by environment physical (temperature and humidity) and biological factors (biodeteriogens), and by human (pollutant releases) impact and therefore modified over the time. The presence and deteriorating action of micro-organisms on monuments and stone works of art have received considerable attention in the last few years. Knowledge of the microbial populations living on stone materials is the starting point for successful conservation treatment and control. Stone monuments, statues and historic buildings are exposed to the effects of physical, chemical and biological (fungal spores, bacteria, viruses, and pollen, etc.) deteriorating factors. According to several authors, cyanobacteria and chlorophyta (green algae) are considered the pioneering inhabitants in the colonization of stone (Crispim and Gaylarde, 2005).

Green algae on monuments

A considerable number of green algae (chlorophyta) have adapted to life on land. The chlorophyta constitute the most common group of algae colonizing stone cultural heritage (Ortega-Calvo et al., 1993b). In this study, taxa of chlorophyta found on monuments and works of art in the Mediterranean Basin are listed, together with the substratum on which they occurred. Most of these genera are soil algae. This is predictable, since the main source of biological colonization of stone is the surrounding soil, containing large numbers of many different types of bacteria, algae and fungi, which can contaminate the Stone shortly after quarrying. Windblown detritus or rising groundwater infiltration may also be a source of Stone inoculation (Koestler, 2000).

B. Implementing Appropriate Management Strategies

In recent years, Saharan dust storms were investigated for atmospheric transport and deposition processes and for their strong impact on the concentration levels and composition of atmospheric aerosol of the speedup of the urbanization, aerosol particles produced by industry, traffic and architecture are released into troposphere directly. Urban aerosol has becomes a serious urban problems. LIDAR, as a perfect observation tool, has played an important role in real-time observation of the aerosol of atmosphere spatial variations (Spinhirme, 1997). Current Mie LIDAR systems have been widely used to measure aerosol optical properties (McGill, et al., 2002). Because of its one channel system structure, aerosol measurements are limited by requirements for additional information on atmospheric transmission and LIDAR instrument calibration as well as on the vertical profile of molecular density (Russell, et al., 1979). LIDAR techniques are conventionally associated with long-range atmospheric measurements.

Extreme weather events, physical and biological changes and increasing pressures from other human activities affect the conditions of integrity of the properties are managed and designed sample zones. Monitoring climate, climate impacts and management responses is critical. Climate change impacts in the evaluation, monitoring, reporting, and conservation of cultural heritage is an important task, and it may have implications in the working processes of the LIDAR systems (whc.unesco.org, 2009). Photons backscattered from solid targets or from aerosol particles or molecules in the atmosphere are recorded using an optical telescope and an appropriate detection system (Demtröder and Svanberg, 2007). In this context, LIDAR observations combined with punctual measurements have been used to evaluate the impact of long range transport phenomena related to Saharan dust outbreaks on the particulate matter (PM_{10}) measured at ground level.

EXPERIMENTAL PROCEDURES

LIDAR (Light Detection Ranging) Description

A remote-sensing technique that is uses a laser light source to probe the characteristics of a target. A LIDAR system consists of a transmitting laser, a receiving telescope, a detector, signal-handling electronics and a computer for capturing the signals and evaluating the data. The system can be placed fixed or be installed in a truck, an airborne platform or a satellite. Means for scanning the laser beam for interrogating a certain area are also frequently provided. The laser transmitter should be pulsed to provide adequate range resolution. Then atmospheric applications including meteorology, pollution monitoring and space experiments will be presented (Demtröder and Svanberg, 2007).

Atmospheric Control; **1)** Density, **2)** Temperature**, 3)** Wind, **4)** Pollution...

Distance, Speed Measurement;

1) Rayleigh, Mie scattering, **2)** Raman scattering, **3)** Fluorescence, **4)** Doppler shift

LIDAR Principle

The laser light, back-scattered by particulars, is collected by a telescope (Fig. 1).

- The time delay between emission and reception represents the distance (time of flight).
- The intensity is an image of the particulars density

Laser/telescope unit is mounted on a mobile system

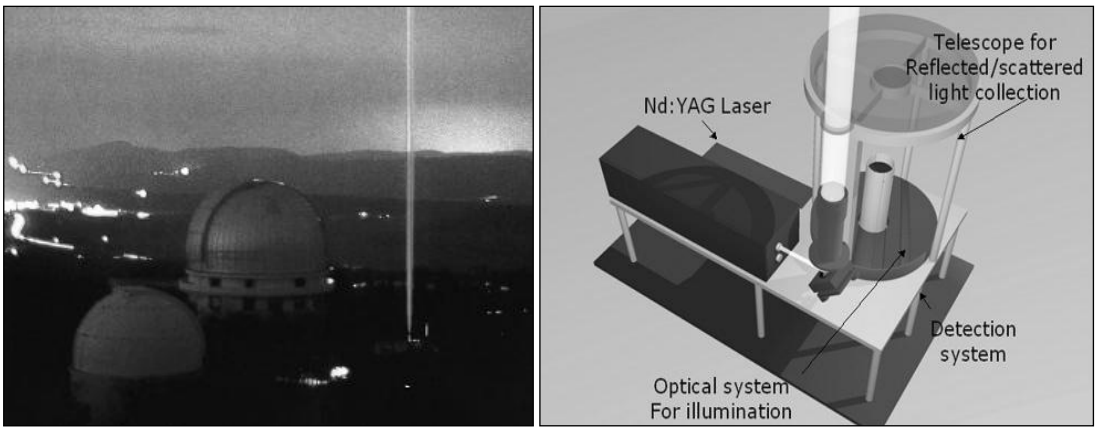


Fig. 1. Aerosol measurements and typical set-up system (lambdaphoto.co.uk, 2009).

Airborne LIDAR has a wide range of applications:

- Urban mapping environments.
- Archaeology, ability to penetrate tree canopies and vegetation even in densely foliated areas (LIDAR.co.uk, 2009).
- Pipeline, transmission line or highway and railway corridor surveys.
- Oil and Gas - infrastructure development planning and design (Roads, plant, well sites).
- Coastal zone surveys - accessing inter-tidal zone, or difficult access areas. Providing data for erosion, sediment transport and sea defence studies.
- Flood plain surveys - coastal or river, LIDAR data can be used to model flooding events.

Applications in Environmental Research

For environmental studies of our atmosphere different techniques have been developed. The light detection and ranging method is based on Mie backscattering by aerosols in the atmosphere. Pollutant molecules in the atmosphere lead to specific absorption of the beam if the laser wavelength is tuned to an absorption line of these molecules, thus decreasing

the intensity of the backscattered pulse. Accurate measurements of the aerosol influence on the Earth's radiation budget are very important in assessing global change and warming. The uncertainty in the aerosol load is presently the single most important uncertainty in modeling climate forcing. Actually, due to atmospheric chemistry involving hydrocarbons, ozone concentrations at ground levels are frequently elevated, causing damage to cultural heritage (Liu, 2007).

The scanning LIDAR fluorosensor

Cultural heritage studies with spectroscopic methods is an emerging area of laser application. The scanning LIDAR fluorosensor experimental apparatus was designed by keeping in mind that very often artworks and especially frescos on tombs are placed in small chambers with a narrow entrance, where only a limited space is available. An example from recent measurements at the Övedskloster castle in Southern Sweden is shown in Fig. 2. Here the beam was scanned sequentially line by line from a distance of about 40m. Examples of individual spectra recorded are shown in the figure, featuring different amounts of chlorophyll from mostly invisible algal growth. It can be seen that the edges of the tiles are preferred algal locations as are the upper parts of the ornamental urns. The chlorophyll amount is encoded on the colorscale of the pixels having at least a minimum amount of chlorophyll (Liu, 2007).

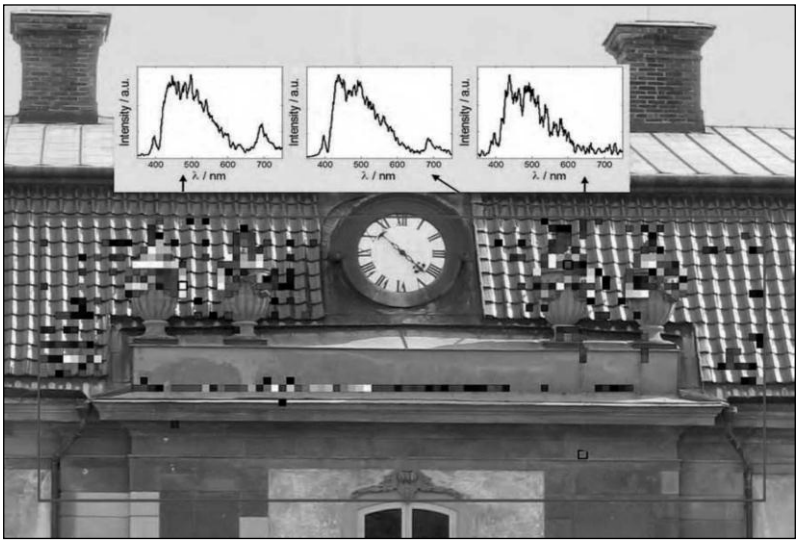


Figure 2. Fluorescence LIDAR imaging of a section of the Övedskloster castle, Sweden. Three spectra illustrate the measurements, and an image with a colorscale indicates the amount of algae invasion (Liu, 2007).

CONCLUSIONS

Results demonstrate the feasibility of fluorescence-based detection and characterisation of fungi and bacteria in the outdoor with high spectral resolution fluorescence LIDAR. In addition, they show that the proposed processing methods offer a means to discriminate between the fluorescence features due to the investigated samples and that of a fluorescence background of a known spectral shape, as that of the culture medium. This can be exploited for the remote fluorescence mapping of heterotrophic organisms on stone surfaces when the latter show a typical broad fluorescence band (Raimondi, 2007).

Airborne LIDAR systems are rapidly developing and expanding in new applications. In conclusion, the main aim of the paper is to discuss LIDAR techniques that are

representative of Saharan dust outbreaks happening over the Mediterranean regions. In this report that focused on different applications of LIDAR sensor in selected region especially for the cultural heritage observed management. It is believed that help scientists may understand describe and forecast Saharan dust characteristics and effects over the Mediterranean area.

REFERENCES

Perkins, S., Dust, the Thermostat. Science News, (September 29) 160, 200–201, 2001.

Goudie, AS and Middleton, N.J., Saharan Dust Storms: Nature and Consequences. Earth Science, Reviews, 56, 179-204, 2001.

Lelieveld, J. and Crutzen, P. J.: The Role of Clouds in Tropospheric. Chemistry, J. Atmos. Chem., 12, 229–267, 1991.

Griffin D.W., Kellogg C.A, Garrison V.H., Lisle J.T., Borden T.C. and Shinn E.A., Atmospheric microbiology in the northern Caribbean during African dust events. Aerobiologia, 19, 143–157, 2003.

Urzì C. and Leo F. L., Biodeterioration of Cultural Heritage in Italy: State of Art, Department of Microbiological, Genetic and Molecular Sciences, This report can also be found on the website, http://www.arcchip.cz/w08/w08_de_leo.pdf.

Valentin, N., Trends in biological deterioration of rocks and monumental stone. Inter. Cong. Conservation of Stone and other Materials, UNISCO, Paris, 29 June-1 July, pp. 33-34, 1993.

Polymenakou, P. N. et. al., Particle Size Distribution of Airborne Microorganisms and Pathogens during an Intense African Dust Event in the Eastern Mediterranean Environmental Health Perspectives, MarchVolume 116, Number 3, 2008.

Burford, E. P., Fomina M. and Gadd G. M., Fungal involvement in bioweathering and biotransformation of rocks and minerals Mineralogical Magazine; December v. 67; no. 6; p. 1127-1155, 2003.

Lipfert, F.W., Atmospheric damage to calcareous stones: comparison and reconciliation of recent experimental findings. Atmospheric Environ., 23, 415-429, 1989.

Rosenfeld, D., Rudich, Y. and Lahav, R., Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. PNAS, 98, p. 5975-5980, 2001.

The impact of climate change on world heritage properties, Issues related to the state of conservation of properties inscribed on the World Heritage List, This report can also be found on the website http://whc.unesco.org/uploads/activities/documents/activity-393-1.doc

Tiona, P., Biodegradation of Cultural Heritage: Decay Mechanisms and Control Methods, Firenze: CNR, Centro di Studiosulle "Cause Deperimento e Metodi Conservazione Opere d'Arte". http://www.arcchip.cz/w09/w09_tiano.pdf, URL accessed 2009-08-15.

Ortega-Calvo, J. J., Hernandez-Marine, M. & Saiz-Jimenez, C., Cyanobacteria and algae on historic buildings and monuments In Recent Advances in Biodeterioration and Biodegradation, pp. 173-203, 1993b.

Koestler, R. J., Polymers and resins as food for microbes. In Of Microbes and Art. The Role of Microbial Communities in the Degradation and Protection of Cultural Heritage, pp. 153–167, 2000.

Spinhirme, J. D., Chvdamani S. and J. F. Cavarangh et al., Appl. Opt. 36 p. 3475, 1997.

McGill, M., Hiavka, D., Hart, W., et al. Appl. Opt., 41 p. 3725, 2002.

Russell, P. B., Swissler, T. J. and McCormick, M. P., Appl. Opt., 18 p. 3783, 1979.

Predicting and managing the effects of climate change on world heritage, A joint report from the World Heritage Centre, Committee (Vilnius), www.whc.unesco.org/uploads/news/documents/news-262-1.doc, 2006.

Demtröder, W. and Svanberg, S., Optical and Spectroscopic Techniques, Springer Handbook of Lasers and Optics, http://www.springerlink.com/content/n356t7265183p670/, 2007.

http://www.LIDAR.co.uk/. URL accessed 2009-08-10.

Browell, E.V., Grant, W.B., and Ismail, S., Airborne LIDAR system," in T. Fujii and T. Fukuchi (Eds.), Laser Remote Sensing, pp. 723–779, 2005.

http://www.lambdaphoto.co.uk/applications/100.210. URL accessed 2009-08-15.

Liu, X., et. al., LIDAR-Derived High Quality Ground Control Information and DEM for Image Orthorectification, Geoinformatica, 11:37–53, 2007.

Raimondi, et al., Remote detection of laser-induced autofluorescence on pure cultures of fungal and bacterial strains and their analysis with multivariate techniques, Optics Communications, Volume 273, Pages 219-225, 2007

TÜRKİYE'DE KURAKLIK EĞİLİMLERİ

Ertan TURGU[1], Ali Ümran KÖMÜŞCÜ[2]
[1]DMİ Araştırma Şube Müdürlüğü, Ankara, eturgu@dmi.gov.tr
[2]DMİ Uzaktan Algılama Şube Müdürlüğü, Ankara, aukomuscu@dmi.gov.tr

ÖZET
Yağışlardaki uzun süreli azalma eğilimleri ve belirgin kurak koşullar, Türkiye'yi de içeren Akdeniz Havzası'nda özellikle 1970'lerin başından itibaren günümüze kadar dönem dönem etkili olmuştur. Bu çalışmada, Türkiye'de son 40 yılda yaşanan kuraklık eğilimlerinin analizi yapılmıştır.. İlk aşamada DMİ Genel Müdürlüğü tarafından işletilen 221 Büyük Klima istasyonuna ait 1970-2009 yılları arası aylık toplam yağış verileri kullanılarak Normalleştirilmiş Yağış İndeksi (SPI) metoduna göre 1, 3, 6, 12 ve 24 aylık dönemlerde kuraklık şiddetini ifade eden indeks değerleri elde edilmiştir. Çalışmanın ikinci aşamasında ise farklı periyodlardaki bu kuraklık indekslerinde alansal ve zamansal trendler Mann-Kendall (M-K) yöntemi ile belirlenmeye çalışılmıştır. 1, 3, 6, 12, 24 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanan M-K trend testinden elde edilen trend sonuçlarının %95 istatistiksel anlamlılık seviyesinde uzaysal dağılımları analiz edilmiştir. Uzun dönem kuraklıklarında Doğu Anadolu, Karadeniz, İç Anadolu ve Akdeniz bölgelerinde artan trendler görülmesine karşın Marmara, Ege ve Güney Doğu Anadolu bölgelerinde azalan trendler ortaya çıkmıştır..

***Anahtar Kelimeler**: Kuraklık indeksi, SPI, Mann-Kendall, trend*

ABSTRACT
Decreasing trend in the rainfalls and associated droughts have predominated Mediterranean Basin nearly 4 decades with alternating periods. In this study, drought trends in Turkey are analyzed for the last 40 years. First, monthly total precipitation data between 1970 and 2009 from 221 principal climatological stations operated by Turkish State Meteorological Service are used to obtain Standard Precipitation Index (SPI) which identifies drought severity for 1 month, 3 months, 6 months, 12 months and 24 months time scales. Then, Mann-Kendall is used to analyse temporal and spatial trends in the SPI index values for those time scales. Spatial distribution of the trends at 95 % level of significance with 2 tailed from Mann-Kendall test for 1, 3, 6, 12, 24 month time scales have been presented respectively. In principal, long term time scale of drought indicates that the East Anatolia, the Black Sea, the Central Anatolia and the Mediterranean regions are characterized by increasing trend for drought severity index whereas the Marmara, the Aegean and the South East Anatolia regions indicated decreasing trends.

***Keywords**: Drought indices, SPI, Mann-Kendall, trend*

1. GİRİŞ
Kuraklık meteorolojik olarak yağışların belli bir periyod süresinde "normal" seviyesinin altına düşmesi olarak tanımlanır. Kuraklığın birçok sektörle yakından ilişkili olduğu düşüncesiyle kuraklık için daha geniş bir tanım geliştirilmiş ve buna göre kuraklık "yağışların kaydedilen normal seviyelerinin önemli ölçüde altına düşmesi sonucu arazi ve su kaynaklarını olumsuz etkilenmesi ve hidrolojik dengede bozulmalara sebep olan doğal olay" olarak daha geniş bir tanımlama getirilmiştir (UNCCD, 1995) Kuraklığı diğer doğal afetlerden ayıran en önemli özellikler, başlangıç ve bitişinin belirsiz oluşu, kümülatif olarak artması, aynı anda birden fazla kaynağa etkisi, ve ekonomik boyutunun yüksek olmasıdır.

Bölgesel yağıştaki kısa süreli değişimler ve uzun dönemli dalgalanmalar, kurak ve yarıkurak arazilerin bilinen bir özelliğidir. Türkiye'de özellikle yaz kuraklıkları, fiziki coğrafya koşulları nedeniyle subtropikal Akdeniz ikliminin bir özelliği olarak, ülkenin Karadeniz yağış bölgesi, Kuzey Marmara ve Kuzeydoğu Anadolu bölümleri dışında kalan yerlerinde her yıl görülür (Türkeş, 1996, 1998, 2007b). Önceki yıllarda yapılan çalışmalar, farklı zaman sürelerinde özellikle İç Anadolu ve Güneydoğu Anadolu Bölgeleri'nin bile orta ve şiddetli derecede kuraklıklara maruz kaldığını göstermiştir (Sönmez ve arkadaşları, 2005). Bu çalışmalar kıyı bölgelerinin bile yüksek yağış almalarına rağmen kısa aralıklara kuraklığa maruz kaldığını göstermiştir. Bunun en temel sebebi yağışın istenilen tarımsal yada hidrolojik açıdan beklenen periyod içinde yağmaması ve kuraklık oluşmaması için öngörülen kritik yağış eşiklerinin yüksek olması sebebiyledir.

Yağışlardaki uzun süreli azalma eğilimleri ve belirgin kurak koşullar, özellikle 1970'lerin başından başlayarak, subtropikal kuşağın ve Türkiye'yi de içerecek bir biçimde Akdeniz Havzası'nın önemli bir bölümünde etkili olmuştur. Atmosferik koşullardaki değişimler incelendiğinde, özellikle 1980'den sonra Sibirya Antisiklonun zayıflaması (kış kuraklığı), Azor antisiklon sırtının Doğu Akdeniz'e ulaşması (kış kuraklığı), Akdeniz'e gelen cephe sistemlerinin azlığı, Basra alçak basıncının kuzeye sokulması (yaz kuraklıkları) ve Azor ve Basra alçak basınçlarının birleşerek kuvvetlenmesi (yaz kuraklıkları) olarak kendini göstermiştir. Ayrıca Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) 'nın pozitif devreleri Türkiye'de görülen kurak dönemlerle oldukça uyumludur (Komuscu, 2001). Türkeş ve arkadaşları (2009) tarafından yapılan bir çalışmada ise Karadeniz yağış rejimi bölgesinde gözlenen yağıştaki azalma eğilimlerinin kuraklaşma eğilimlerinden dolayı daha kuzey enlemlere doğru kaydığını göstermesi bakımından oldukça önemlidir.

2. KURAKLIK ANALİZİ

Kuraklık ile ilgili analizlerde genelde bir bölgedeki yağış ve evapotranspirasyon arasındaki ilişkiler ile sıcaklık, rüzgar ve nem gibi değişkenler dikkate alınır. Dünya ve ülkemizde bugüne kadar çeşitli amaçlara yönelik olarak kuraklık araştırmaları yapılmıştır. Genelde kuraklık olayına araştırmacılar kendi uzmanlıkları açısından yaklaşmışlardır (Sırdaş ve Şen, 2003). Örneğin meteoroloji uzmanları yağışlar, sıcaklık, nem, buharlaşma v.b. açısından; hidrologlar, akarsular, yeraltı suları, su biriktirme hazneleri, göller açısından; ve tarım uzmanları ise toprak nemi ve bitki büyümesi ve son olarak ekonomistler insanların yaşamı ve sigorta açısından kuraklığı incelemişlerdir. Kuraklık çalışmalarında özellikle beklenen kuraklığın uzunluğu, büyüklüğü ve yineleme aralığını bilmek gereklidir. Bu nedenle kuraklık süresi, şiddeti/büyüklüğü ve kapladığı alan gibi kuraklık özelliklerini ortaya koymak gerekir. Araştırmacılar kuraklığı ortaya koymak amacıyla De Martonne, Thornthwaite, yağış ve hidrolojik indeksler (SPI ve PDSI), gidişler analizi, istatistiksel ve stokastik yöntemler gibi çeşitli yöntemleri günümüze kadar kullanmışlardır. Son yıllarda uydu verisine dayalı olarak üretilen NDVI ve GVI gibi vejetasyon indeksleri de kuraklık analizlerinde yersel verilerin dışında kullanılmaya başlanmıştır.

Kuraklık ile ilgili tanımlarda en bariz problemlerden biri kurak dönem süresi boyunca yağış eksikliğinin yeraltı suları, su rezervuarları, toprak nemi, kar kütleleri ve akımlar gibi farklı su kaynaklarına nasıl etki ettiğidir. Burada en önemli sorun yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklığın bu kaynaklar üzerindeki etkisinin süre ve şiddetlilik açısından farklı olmasından kaynaklanmasıdır. Bu durumda kuraklığın izlenmesi açısından yağıştaki eksikliğin farklı zaman ölçüleri (dilimleri) içinde kantitatif olarak ifade edilmesi gerekliliği ortaya çıkmaktadır. Normalleştirilmiş Yağış İndeksi (Standardized Precipitation

Index veya kısaca SPI) yağış eksikliğinin farklı zaman dilimleri içindeki değişkenliğini dikkate alabilen bir yöntemdir. Yağış eksikliğinin farklı su kaynaklarına olan etkisinin ne kadar sürede hissedilebileceği mantığına göre, analizde 3, 6, 12 ve 24 aylık zaman dilimleri seçilerek kuraklık tarımsal ve hidrolojik olarakta yorumlanabilir. Buradaki yaklaşım aylık toplam yağışta meydana gelebilecek azalmanın toprak nem düzeyine hemen etki ettiği halde nehirlere, göllere, yeraltı sularına daha geç etki etmesi ile ilgilidir.

3. EĞİLİM (TREND ANALİZİ)

Bir değişkenin zaman boyunca ölçülen değerlerinde anlamlı bir azalma ya da artmanın (trend) bulunup bulunmadığı istatistiksel testlerle araştırılabilir. Hidrolojik parametreler (yağış, akış) zaman içinde rastgele değişen karakterde olduğundan sürekli bir azalma veya artma eğiliminin araştırılması özel yöntemler kullanmayı gerektirir (Helsel ve Hirsch, 1992).

Klasik parametrik testlerdeki normalite, lineerlik ve bağımsızlık gibi temel varsayımlar bazı hidrolojik paremetreler için sağlanmamaktadır. Aynı zamanda trend analizi istatistiksel testlerin uygulanması, eldeki zaman serisinin çoğunlukla eksik değerli ve kısıtlı veriler olması sebebiyle daha da karmaşık hale gelmektedir (Kalaycı, Kahya, 1998). Bu nedenden dolayı parametrik olmayan testlerin kullanılması parametrik testlere oranla daha uygundur. Kullanılan parametrik olmayan testler Sen'in T testi, Spearman'ın Rho testi, M-K testi, mevsimsel Kendall testi'dir. Bu çalışmada kullanılan test M-K testi'dir. Türkiye'de Erdoğan (1989), Toros (1993), Türkeş (1996), Kadıoğlu (1997), Kalaycı ve Kahya (1998), Kosif (2001), ve Kahya ve Kalaycı (2004) tarafından bu yöntemler kullanılarak trend analizi çalışması yapılmış ve Mann-Kendal testinin kullanılabilirliği ortaya konulmuştur.

4. METODOLOJİ

Daha öncede ifade edildiği gibi çalışmanın ilk aşamasında DMİ Genel Müdürlüğü tarafından işletilen 221 Büyük Klima istasyonuna ait 1970-2009 yılları arası aylık yağış verileri kullanılarak Normalleştirilmiş Yağış İndeksi (SPI) metoduna göre 1, 3, 6, 12 ve 24 aylık kuraklık şiddetini ifade eden indeks değerleri elde edilmiştir. İndeks değerlerinin hesaplanmasında DMİ'de bir grup araştırmacı tarafından yazılımı geliştirilen ve esası McKee ve diğerleri (1993) tarafından ortaya konulan Normalleştirilmiş Yağış İndeksi yada literatürde bilinen adıyla SPI metodu kullanılmıştır. SPI, (1) no'lu formülde belirtildiği üzere, belirlenen zaman dilimi içinde yağışın ortalamadan olan farkının standart sapmaya bölünmesi ile elde edilir (McKee vd, 1993).

$$SPI = \frac{x_i - \bar{x}_i}{\sigma} \qquad (1)$$

Gerçekte indeksin hesaplanması yağışın 12 ay ve daha az periyotlarda normal dağılıma uymaması sebebiyle komplikedir ve bu sebeple yağış dizileri öncelikle normal dağılıma uygun hale getirilir. Sonuçta elde edilen SPI değerleri yağış eksikliği ile lineer olarak artan ve azalan bir eğilim gösterir. SPI değerlerinin normalize edilmesi sonucu seçilen zaman dilimi içerisinde hem kurak ve hem de nemli dönemler aynı şekilde temsil edilmiş olur. SPI değerleri dikkate alınarak yapılan bir kuraklık değerlendirmesinde indeksin sürekli olarak negatif olduğu zaman periyodu kurak dönem olarak tanımlanır. İndeksin sıfırın altına ilk düştüğü ay kuraklığın başlangıcı olarak kabul edilirken indeksin pozitif değere yükseldiği ay kuraklığın bitimi olarak değerlendirilir. Bu yönteme göre; 0 ile -0.99 arası değerler hafif derecede kuraklık, -1.00 ile -1.49 arası değerler orta derece kuraklık, -1.50

ile -1.99 arası değerler şiddetli kuraklık ve ≤ -2.0 üstü değerler ise çok şiddetli kuraklık olarak tanımlanmaktadır (McKee vd, 1994).

SPI indeks değerlerine dayalı olarak kuraklığın ne kadar az sıklıkta tekrar edebileceği ve kuraklığın bitmesi için gerekli olan yağış miktarının bilinmesinde mümkündür. SPI metodu ve nasıl hesaplandığı hakkında daha fazla detay McKee ve diğerleri (1993) çalışmasında bulunabilir. Bu çalışmada kullanılacak SPI indeks değerlerinin hesaplanmasında McKee ve arkadaşları (1993) tarafından önerilen yönteme göre DMİ Genel Müdürlüğü'nde tarafımızca DELPHI yazılım ile geliştirilen bir program kullanılmıştır. Bu yazılım ile geçmiş verilere dayalı farklı seviyelerdeki kuraklık şiddeti bilgilerini elde etmek, kuraklık başlangıcını tanımlayan kritik yağış eşik değerleri ve grafiksel gösterimi mümkündür.

5. MANN-KENDALL TREND ANALİZİ

Çalışmada yaklaşık son 40 yıllık kuraklık eğilimleri Mann-Kendall (MK) trend testi ile araştırılmıştır. M-K testi parametrik olmayan bir test olup, Kendall'ın Tau olarak bilinen testinin özel bir uygulamasıdır. Bu yöntem verilerin büyüklüğünden çok sıraları üzerine esastır (Kalaycı ve Kahya, 1998). Bu teknik, eksik verilerin varlığına müsaade ettiği ve verilerin belirli bir dağılıma uyma zorunluluğunu aramadığı için özellikle kullanışlıdır (Önöz ve Bayazıt, 2003; Kahya ve Kalaycı, 2004). Bu testin en önemli tarafı uygulaması kolay, sıralar üzerine esas olması ve serisel korelasyon etkisini yok etmiş olmasıdır (Partal, 2003).

Bu testte hesaplanan M-K istatistiği basit doğrusal regresyon denklemindeki eğim değeri gibi eğilimin yönünü ve şiddetini gösterir. Bulunan eğilimin önemliliğini istatistiksel olarak belirlemek için M-K'in varyansı, normalleştirilmiş Z istatistik değeri ve bu istatistiğe karşılık gelen normal dağılım olasılık dağılım fonksiyon değeri bulunur. Hesaplanan bu değer 0.05'den az olmak koşuluyla, eğer bulunan Z değeri negatif ise azalan, pozitif ise artan bir eğilimin olduğu ve bunların % 5 güven aralığında önemli olduğu kaydedilir. Verilerin kısıtlı olmasından ve eksik değerlere sahip olmasından etkilenmeyen M-K test istatistiği, verilerin içsel bağımlılığı göz önüne alınarak bu çalışmada kullanılmıştır. Parametrik olmayan yöntemler özellikle 1980'li yılların ilk yarısından sonra eğilim araştırmalarında önerilmiştir (Hirsch vd, 1982).

Bu testin dezavantajlarından biri ise verilerde serisel bağımlılık (otokorelasyon) olması durumunda trend tespitini zorlaştırmasıdır. Özellikle pozitif serisel bağımlı bir veri seti ile yapılan M-K testi sonucunda, yanlış yönde daha büyük trend sonucu meydana gelmektedir (Von ve Navarra, 1995). Veri setindeki serisel bağımlılığı kaldırmak için çeşitli yaklaşımlar önerilmiştir. Bu çalışmada bu konuda herhangi bir yaklaşım uygulanmamıştır.

6. ANALİZ SONUÇLARI

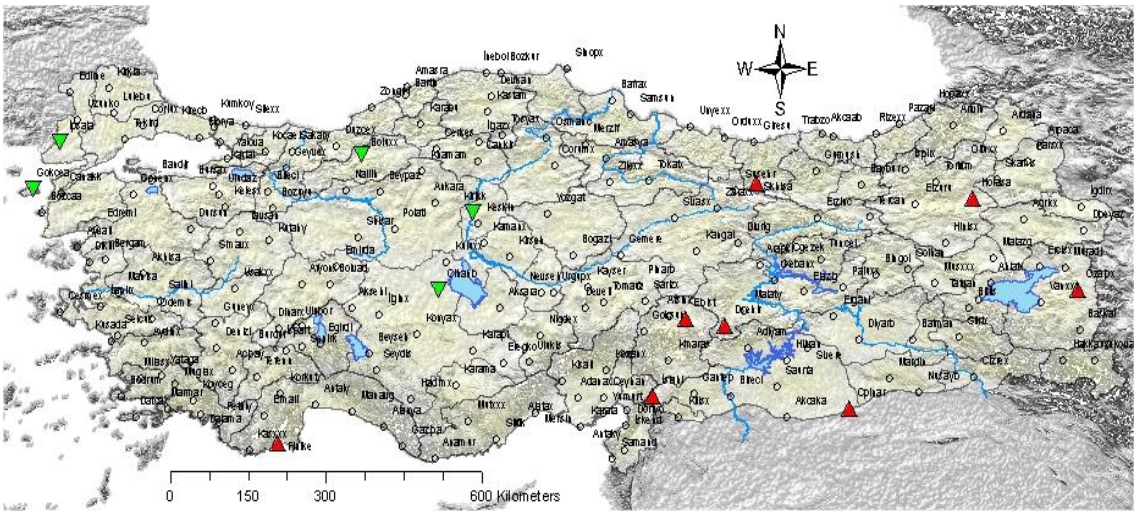
SPI kuraklık serilerinin (1, 3, 6, 12 ve 24-aylık) olası gidiş bileşenini (trendini) saptamak ve istatistiksel anlamda önemli bir artma yada azalma eğiliminin var olup olmadığını belirlemek amacı ile 221 noktada 1970-2009 arasındaki aylık toplam yağış değerlerinden elde edilen sadece kurak dönemlere ait SPI kuraklık indeks verilerine M-K trend testi uygulanmış ve %95 (veya P>0.05) istatistiksel anlamlılık seviyesinde trend sonuçları elde edilmiştir. Tablo 2 de bölgesel olarak değerlendirilen trend sonuçları artan, azalan yada trend yok istasyonların sayıları aşağıdaki tabloda verilmiştir.

Tablo 2.Toplam 221 istasyon içinde tüm kuraklık periyotlarında (1, 3, 6, 12, ve 24 aylık) bölgelere göre artan, azalan yada trend yok istasyonların sayıları. Alansal değerlendirme için istasyon sayısı en az 4 ve yukarısı işaretlenmiştir.

	1 ay			3 ay			6 ay			12 ay			24 ay		
	TR yok	azalan	artan	TR yok	azalan	artan	TR yok	azalan	artan	TR yok	azalan	artan	TR yok	azalan	artan
Karadeniz Bölgesi	28	1	1	27	0	3	18	4	8	16	5	9	10	6	14
İç Anadolu Blg.	42	2	0	39	1	4	40	0	4	23	12	9	21	14	9
Akdeniz Bölgesi	30	0	2	28	0	4	24	2	6	21	2	6	17	1	4
Marmara Bölgesi	27	2	0	27	0	2	25	3	1	17	9	3	16	10	2
Ege Bölgesi	32	0	0	25	7	0	20	10	2	12	11	3	8	5	5
Doğu Anadolu Blg	34	0	3	27	1	9	21	5	11	21	9	7	17	8	8
GüneyDoğu A.Blg	15	0	2	13	1	3	11	2	4	4	2	3	1	1	1
Toplam:	**208**	**5**	**8**	**186**	**10**	**25**	**159**	**26**	**36**	**114**	**50**	**40**	**90**	**45**	**43**

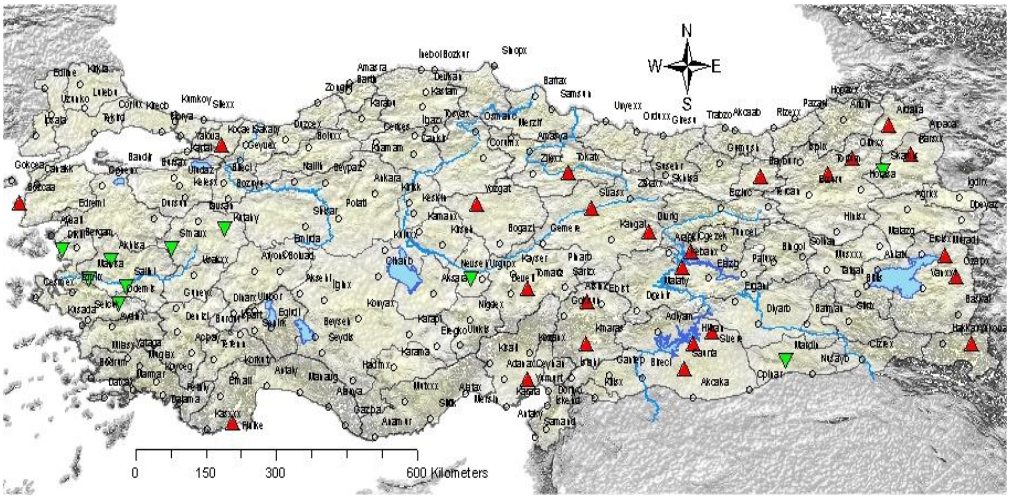
Aşağıdaki şekillerde 221 istasyon için tüm kuraklık periyodlarında elde edilen M-K trend testi sonuçları Türkiye haritası üzerinde gösterilmektedir. Bu haritalarda kırmızı üçgenler(▲) ele alınan kuraklık indeks değerlerinde artan trend, yeşil üçgenler(▼) azalan trend, yuvarlak daire(○) ise trend yok anlamındadır.

Şekil 1'deki haritada M-K trend testinin 1 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonucuna göre; Doğu Anadolu(3), Güney Doğu Anadolu(2) ve Akdeniz(2) bölgelerinde artan trend görülmesine karşın Marmara(2), İç Anadolu(2) bölgelerinde azalan trend görülmektedir. Kalan 208 istasyonun kuraklık şiddetinde artan veya azalan trend görülmemiştir.



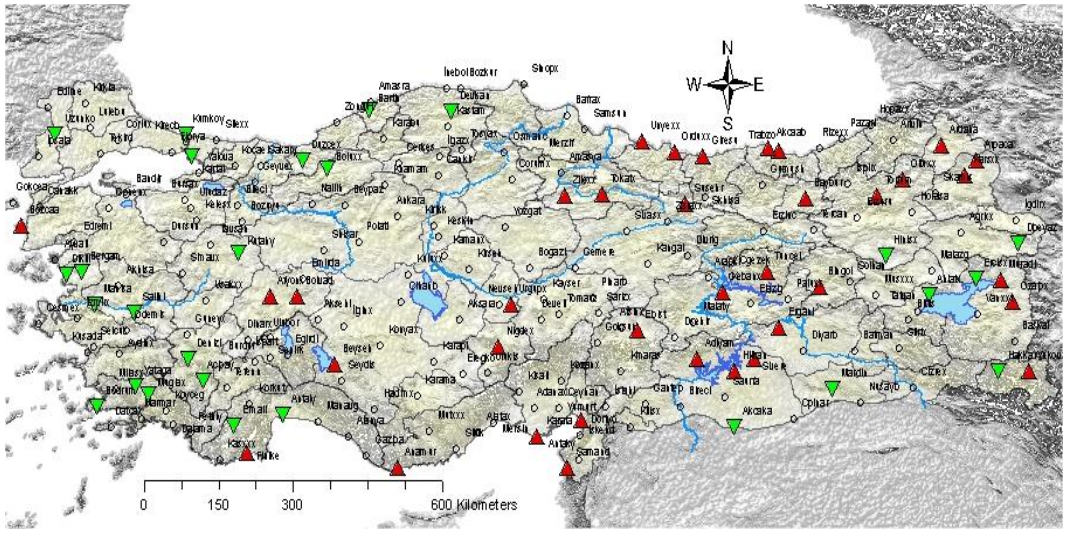
Şekil 1.M-K trend sonuçları (1-ay SPI için)

Şekil 2'deki haritada M-K trend testinin 3 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonucuna göre ise Doğu Anadolu (9), Akdeniz (4), İç Anadolu (4) bölgelerinde artan trend görülmesine karşın Ege bölgesinde (7) azalan trend görülmektedir. Kalan 186 istasyonun kuraklık şiddetinde artan veya azalan trend görülmemiştir.



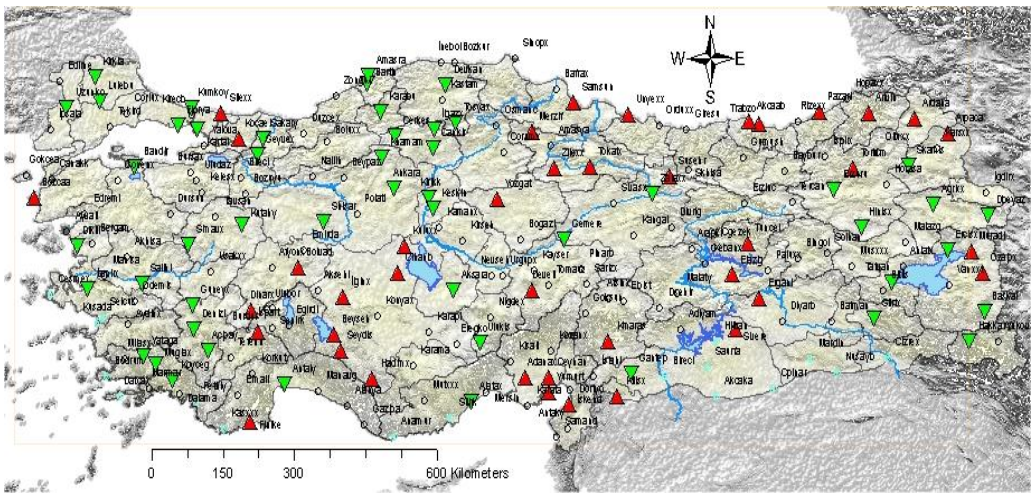
Şekil 2.M-K trend sonuçları (3-ay SPI için)

Şekil 3'deki haritada M-K trend testinin 6 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonucunda; Doğu Anadolu (11), Karadeniz (8), Akdeniz (6) ve Güney Doğu Anadolu (4) bölgelerinde artan trend görülmesine karşın Ege (10), Doğu Anadolu(5) ve Karadeniz (4) bölgelerinde azalan trend görülmektedir. Kalan 159 istasyonun kuraklık şiddetinde artan veya azalan trend görülmemiştir



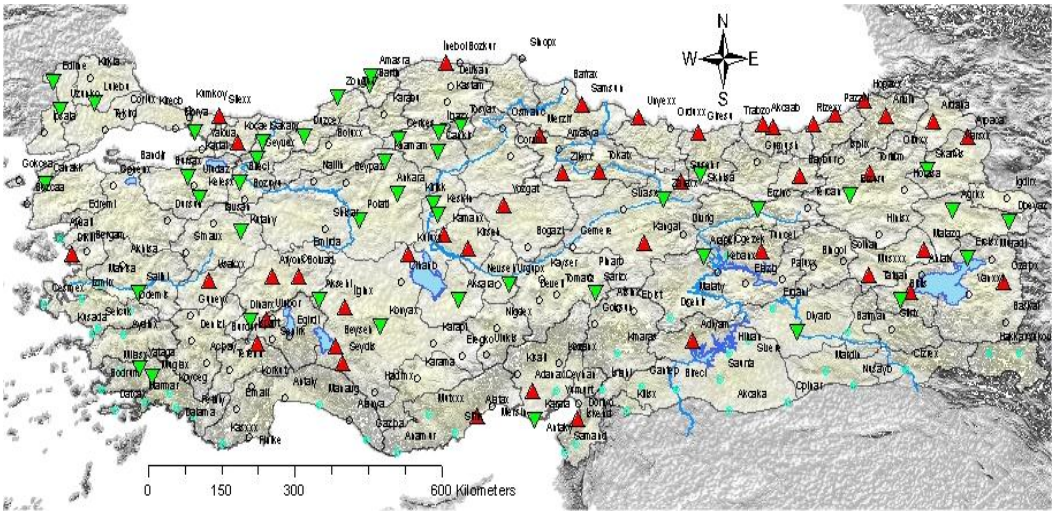
Şekil 3.M-K trend sonuçları (6-ay SPI için)

Şekil 4 M-K trend testinin 12 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonuçlarını göstermektedir. Buna göre Karadeniz (9), İç Anadolu(9), Doğu Anadolu(7) bölgelerinde artan trend görülmesine karşın İç Anadolu (12), Ege (11), Doğu Anadolu (9), Marmara (9) ve Karadeniz (5) bölgelerinde azalan trend görülmektedir. Kalan 114 istasyonun kuraklık şiddetinde artan veya azalan trend görülmemiştir.



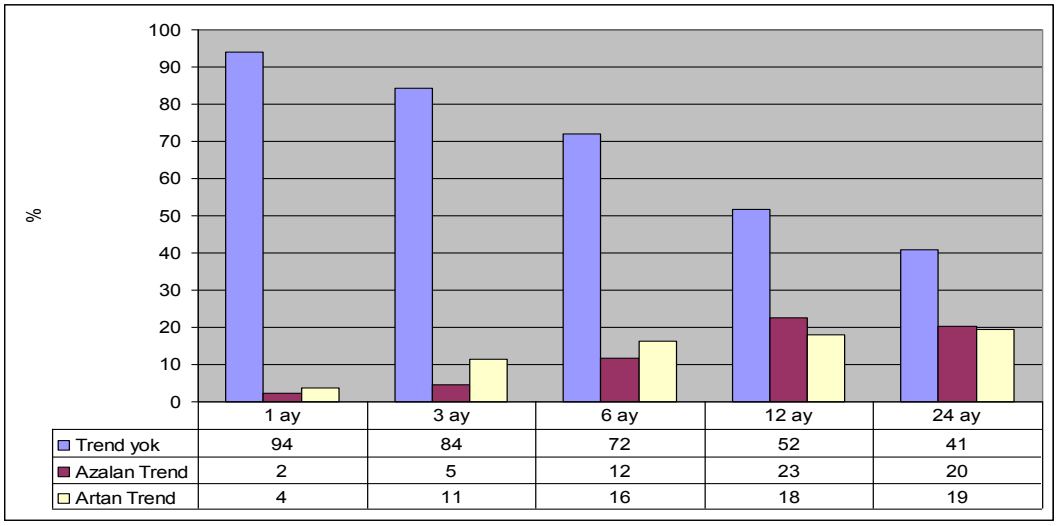
Şekil 4.M-K trend sonuçları(12-ay SPI için)

Şekil 5'deki haritada M-K trend testinin 24 aylık SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonucuna göre Türkiye'de farklı istasyonlarda hem artan hem de azalan trendler görülmektedir. Karadeniz (14), İç Anadolu (9), Doğu Anadolu (8), Ege (5) ve Akdeniz (4) bölgelerinde artan trendlere karşın farklı istasyonlarımızda İç Anadolu(14), Marmara (10), Doğu Anadolu (8) ve Karadeniz (6) bölgelerinde azalan trend görülmektedir. Kalan 90 istasyona ait kuraklık şiddetlerinde artan veya azalan trend görülmemiştir.



Şekil 5.M-K trend sonuçları (24-ay SPI için)

Tüm istasyonlara ait trend analiz sonuçları Şekil 6'da gösterilmiştir. Burada toplam olarak farklı zaman dilimlerinde azalan, artan yada trend göstermeyen istasyonların değişimleri ifade edilmektedir. Burada göze çarpan en önemli değişim, özellikle zaman dilimi arttıkça azalan yada artan trend gösteren istasyonların sayısında artış olduğu, buna karşın ise herhangi bir artma yada azalma eğilimi göstermeyen istasyonların ise azaldığıdır.

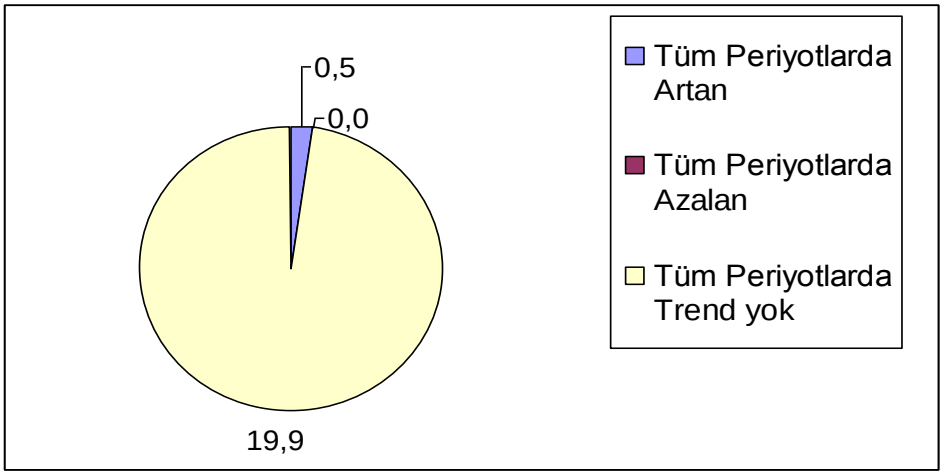


	1 ay	3 ay	6 ay	12 ay	24 ay
Trend yok	94	84	72	52	41
Azalan Trend	2	5	12	23	20
Artan Trend	4	11	16	18	19

Şekil 6.Kuraklık serilerinin trend analizi sonuçları (% olarak serilerdeki durum)

Mann-Kendall trend testinin SPI kuraklık indekslerine uygulanması sonucu ortaya çıkan tablo kısaca şu şekilde özetlenebilir.

1. Serilerde kuraklık eğilimi olmaması sonuçları kısa süreli kuraklıklarda(1 ve 3 aylık) yüksek oranlara ulaşırken, orta ve uzun süreli kuraklıklarda bu rakam oldukça düşük değerler ortaya koymaktadır. Buna göre istasyonlarda yaşanan kısa süreli kuraklıklar herhangi bir belirgin trend ortaya koymamaktadır. Kuraklık şiddetlerinde trend olmaması durumu ise kısa dönem kuraklıklardan uzun dönem kuraklıklara doğru azalmaktadır.
2. Uzun dönem kuraklıklarında (24 aylık) Doğu Anadolu, Karadeniz, İç Anadolu ve Akdeniz bölgelerinde artan trendler görülmesine karşın Marmara, Ege ve Güney Doğu Anadolu bölgelerinde azalan trendler kendisini göstermektedir. Artan ve azalan trendlerin sayısı kısa dönem kuraklıklardan uzun dönem kuraklıklara doğru artmaktadır.
3. Serilerde azalan trend olması yüzdeleri en yüksek değerlerine orta dönem kuraklıklarda erişirken kısa dönem kuraklıklarda oldukça düşük düzeyde gerçekleşmektedir.
4. Orta dönem kuraklık (6, 12 aylık) şiddetlerinde belirgin bir azalma trendi gözlenmektedir. Serilerde artan trend olması kısa dönem kuraklıklardan uzun dönem kuraklıklara doğru belirgin bir şekilde artmaktadır. Buna göre kuraklık şiddetlerinde kısa dönemden uzun döneme doğru bir artış gözlendiği ifade edilebilir.
5. Tüm kuraklık periyotları (1, 3, 6, 12, 24 aylıklar) dikkate alındığında kuraklık serilerinin içinde herhangi bir trend göstermeyen istasyonların oranı % 19.9 iken, artan trend gösteren istasyonların oranı % 0.5 ve azalan trend istasyonlarının oranı ise % 0.0 olarak bulunmuştur (Şekil 7).



Şekil 7.Tüm kuraklık periyotlarında (1, 3, 6, 12, ve 24 aylıklarda) artan, azalan yada trend yok istasyonların oranı (%).

7. SONUÇ VE ÖNERİLER

Türkiye bulunduğu coğrafya itibarı ile subtropikal Akdeniz ikliminin bir özelliği ve fizyografik koşullar açısından yarıkurak özellikler gösteren iklim özellikleri sunmaktadır. Bu nedenle gerek iklimin doğal bir unsuru ve gerekse iklim değişiminin sonuçları itibarı ile gelecekte ülkemizde kurak periyodların yaşanması kaçınılmaz olacaktır. Bu gerçekten hareketle toplum için sürekli tehdit unsuru arzeden kuraklığın dikkatlice izlenmesi ve özellikle kuraklığın tahminine yönelik operasyonel sistemlerin geliştirilmesi gereklidir. Kuraklık, yanlış su ve tarım politikalarının bir sonucu olarak daha kötü hale gelmekle beraber, iklimdeki değişmeler ile yakından alakalıdır. Kuraklığın etkileri ortaya konulurken Türkiye'yi etkileyen atmosferik sistemlerin özellikle orta enlem siklonlarının nasıl bir hareketle kuraklık oluşumuna ortam hazırladıklarının mekanizmaları üzerinde durulması gerekir. Bu çalışmanın sonuçlarına bakılarak bundan sonraki çalışmalarda artan ve azalan trendlerin sebepleri özellikle Akdeniz havzasını etkileyen hava olayları ve Kuzey Atlantik Salınımı (NAO) gibi bölgesel iklim desenleri ile ilişkilendirme yapılarak araştırılabilir. Bu trendlerden yararlanılarak kuraklık sorununa karşı iklim değişikliğinin olası etkileri birlikte değerlendirilebilir. Ülkemizde kuraklığı önlemek için süreklilik taşıyan politikalar geliştirilmeli ve özellikle kuraklık erken uyarı sistemleri üzerinde durulmalıdır. SPI uygulama yönünden basit bir yöntem olması ve minimum veri gereksinimlerinden dolayı kuraklığın izlenmesinde ve yönetiminde diğer yöntemlerle beraber kullanılabilir. Diğer doğal afetlere yaklaşımda olduğu gibi kuraklık yönetimi kriz esasına değil risk esasına dayalı olarak yapılmalıdır.

8. REFERANSLAR

Erdoğan,F.,Türkiye'de Yaygın Kuraklık, Meteoroloji Mühendisleri Odası Bülteni 2:1-4, 1989

Helsel,D.R. and Hirsch,R.M., Studies in Environmental Science no. 49, Statistical Methods in water resources: Amsterdam, Elsevier, 522 p.,1992

Hirrsch,R.M.,Slack,J.R.,Smith,R.A., Techniques of trend analysis for monthly water quality data, Water Resources Research, 187, 107-121.,1982

Kadıoğlu,M., Trends in surface air temperature data over Turkey, Int.J.Climatol., 17: 511-520,1997

Kalaycı,S.,Kahya E., Susurluk Havzası Nehirlerinde Su Kalitesi Trendlerinin Belirlenmesi, J. of Engineering and Environmental Science.,1998

Kahya,E.,Kalaycı,S., Trend Analysis of Stream flow in Turkey. Journal of Hydrology, Vol. 289, pp. 128–144.,2004
Kosgf,K., Samsun İlinde İklim Trendleri. DSİ Teknik Bülteni,Cilt 98, Sayfa 3-13., 2001
Kömüşçü,Dr.A.Ü ve Erkan,A. Kuraklık ve Çölleşme Süreci ve Türkiye Açısından Analiz ve Çözümler, Yayımlanmamış Rapor. Ankara, 2000
Komuscu,A.U. Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey. Drought Network News, (11) 7-11, 1999
Komuscu,A.U., An Analysis of Recent Drought Conditions in Turkey in Relation to Circulation Patterns. Drought Network News, (13) 5-6, 2001
McKee,T.B.,Doesken,N.J., ve Kleist, J., The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. Preprints, 8 th. Conference on Applied Climatology, 17-22 January, Anaheim, CA, 179-184, 1993
McKee, T.B., Doesken, N.J., ve Kleist, J., Drought Monitoring With Multiple Time Scales. American Meteorological Society, Proceedings of 9 th. Conference on Applied Climatology, 233-236, 1994
Önöz, B.; Bayazıt, M., "The Power of Statistical Tests for Trend Detection", Turkish Journal of Engineering and Environmental Sciences, 27, 247-251, 2003
Partal,T. Türkiye YağışVerilerinin Trend Analizi, İstanbul Teknik Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yayımlanmamış Yüksek Lisans Tezi, 2003
Sırdaş, S. ve Şen, Z, Meteorolojik kuraklık modellemesi ve Türkiye uygulması. İTU Dergisi/D Mühendislik, 2(2), 95-103, 2003
Sönmez, F.K., Kömüşcü, A.Ü., Erkan, A. Ve Turgu, E., An analysis of spatial and Temporal dimension of drought vulnerabiliy in Turkey using the standardized precipitation index. Natural Hazards, 35, 243-265, 2005
Toros, H., Klimatolojik Serilerden Türkiye Genelinde Trend Analizi, Yüksek Lisans Tezi, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul, 1993
Türkeş,M., Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey, Int. J.Climatol., 16, 1057-1076, 1996a
Türkeş,M, Meteorological drought in Turkey: A historical perspective,1930-1993, Drought Network News, University of Nebraska, 8, 17-21, 1996b
Türkeş,M, Influence of geopotential heights, cyclone frequency and southern oscillation on rainfall variations in Turkey,International J. of Climatology,18,649–680, 1998
Türkeş,M, Telat K ve Faize,S, "Türkiye'nin yağış toplamı ve yoğunluğu dizilerindeki değişikliklerin ve eğilimlerin zamansal ve alansal çözümlemesi", Coğrafi Bilimler Dergisi 5: 57-74, 2007
Türkeş,M. Türkiye'nin kuraklığa, çölleşmeye eğilimi ve iklim değişikliği açısından değerlendirilmesi, *Pankobirlik*, 91, 38-47, 2007b
Türkeş,M., Telat K. ve Faize,S., "Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey", International Journal of Climatology 29: 1056-1074, 2009
UNCCD. The United Nations Convention to Combat Desertification in those Countries Experiencing Serious Drought and/or Desertification, Particularly in Africa. Text with Annexes, United Nations Environment Programme (UNEP), Geneva, 1995.
Wilhite, David, and Glantz, M.R, Understanding the drought phenomenon-The role of definitions, in Wilhite, David, Easterling, William, and Wood, David, eds., Planning for drought: Boulder, Colo., Westview Press, p. 11-27, 1987
Von Storch,H., Navarra,A., Analysis of Climate Variability, Springer, New York., 1995

İSTANBUL SABİHA GÖKÇEN HAVALİMANI İÇİN SİS ANALİZİ VE DAĞITMA YÖNTEMLERİ

S. Nilay COŞKUN[1,2], Gupse TANRIKULU[1,3], Kazım ÇAĞATAN[1] ve Orhan ŞEN[1]

[1] İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34000 Maslak, İstanbul, Türkiye, cagatank@hotmail.com, seno@itu.edu.tr

[2] Türk Hava Yolları, Dispeç Müdürlüğü, 34149 Yeşilköy, İstanbul, Türkiye, nilayc@thy.com

[3] Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Sabiha Gökçen Havalimanı, 34912 Pendik, İstanbul, Türkiye, gupse.tanrikulu@gmail.com

ÖZET

Son yıllarda gelişen havacılık sektörü ile birlikte, bu hızlı ve konforlu ulaşımı tercih eden yolcu sayısı da hızla artmıştır. Bu yüzden havacılıkta karşılaşılan her bir problem toplumun hem ilgisini çekmekte hem de etkilemektedir. Havacılık üzerinde etkisini gösteren en önemli faktör ise meteorolojik olaylardır. Özellikle sis her türlü ulaşımı etkilediği gibi, hava ulaşımında da seferlerin gecikmesine ve iptaline neden olduğundan yolculara zor ve zahmetli anlar yaşatmaktadır. Ayrıca geciken ve iptal edilen seferler havayolu şirketlerini de ticari kayıplara uğratmaktadır. Özellikle Türkiye'deki Atatürk ve Sabiha Gökçen Havalimanı gibi hava trafiği yoğun olan meydanlarda oluşan sisler daha büyük sorunlar oluşturmaktadır. Sabiha Gökçen Havalimanı coğrafik yapısı özelliğiyle sis oluşumuna müsait bir havalimanıdır. Yapılan analizler sonucunda, Sabiha Gökçen Havalimanında yılda ortalama 18 gün hava trafiğini kısıtlayan yoğun sis oluştuğu ve bu sislerin çoğunun kasım ayı içerisinde meydana geldiği tespit edilmiştir. Ancak dünyanın çeşitli yerlerinde denenen ve uygulanan sis dağıtma yöntemlerini Sabiha Gökçen Havalimanı için de uygulamak mümkündür. İlk kez İkinci Dünya Savaşı sırasında denenen sis dağıtma yöntemleri, ulaşımda aksaklıklara sebebiyet veren sisi dağıtmada kullanılır ve genellikle havalimanlarına uygulanır. Sıcak sisi ve soğuk sisi dağıtmada kullanılan yöntemler birbirinden farklıdır. Sabiha Gökçen Havalimanında oluşan sisler sıcak sis olduğundan, uygulanacak yöntemlere karar verirken, sıcak sisi dağıtmada kullanılan yöntemleri seçmek gerekir. Uygulanan bu yöntemler sonucunda görüş iyileşecek ve uçakların kalkış ve inişlerinde yaşanan tehlikeler azalacaktır.

Anahtar Kelimeler: *Sis, Havalimanı, Sis dağıtma*

ABSTRACT

As aviation improves day by day, the number of passengers that prefer travelling by airplanes also increase. Although it's the safest way of transportation, several problems can occur and have many effects on people, economy, time etc. Most of the problems people come across in aviation, result from meteorological events. One of the most important cases which cause serious problems is fog. Fog not only makes the flights be impeded, but also results in air crash. Retarded or cancelled flights, and the airplanes which are diverted to other airports or which have to return back to the point they come from because of the fog on the runway, lead to big financial loss for airline companies, either. In Istanbul, the busiest airports, Ataturk (IST) and Sabiha Gokcen (SAW) Airport frequently come up against fog events. Especially Sabiha Gokcen Airport is likely to be covered by fog, due to its topographic structure which has heights and a lake around. After the investigations, it seems that dense fog which affects the flights is definitely seen for an average of 18 days in a year in Sabiha Gokcen Airport. For this reason, fog dissipation techniques that have been useful in many airports around the world, can be applied to SAW in order to prevent the deficits caused by fog. Those techniques had first been implemented during the Second World War and had been effective many times. Since

there are different methods for dissipating fog according to its temperature, the most suitable one must be chosen for the warm fog seen in Sabiha Gokcen Airport. Thus, hazards for landing and take-off in the airport can be inhibited.

Key words: *Fog, Airport, Fog dissipating*

1. GİRİŞ

İstanbul Sabiha Gökçen Havalimanı (IATA:SAW, ICAO:LTFJ) Pendik ilçesi sınırlarında inşa edilen İstanbul'un ikinci havaalanıdır. Havaalanı, 2001 yılında hizmete girmiştir. Toplam 655 hektarlık alana kurulmuş olan havalimanında yılda 25 milyon yolcu kapasiteli terminal ve yılda 90 bin ton kapasiteli kargo bölümü mevcuttur. Üç bin metre uzunluğunda bir piste sahip bulunan havaalanının 55 uçak kapasiteli park alanında 8 adet en büyük gövdeli **(IATA kod E)** veya 16 adet orta gövdeli **(IATA kod C)** uçağı eş zamanlı park ettirme sistemi bulunmakta ve aynı anda 22 uçağa beş bin metreküplük akaryakıt verilebilmektedir.

ILS; aletli iniş sistemi (Instrument Landing System) bulut tavanının düşük, görüş ve diğer meteorolojik faktörlerin kötü olduğu durumlarda uçağın piste elektronik cihazlarla emniyetli olarak iniş yapmasını sağlayan bir sistemdir. Olumsuz meteorolojik koşulların olmadığı zamanlarda ise emniyet yanında konforlu yaklaşma için de tercih edilen temel son yaklaşma sistemidir. Karar yüksekliği (DH/Decision Height) ve pist görüş mesafesi (RVR/Runway Visual Range) açısından üç tip ILS yaklaşması bulunur (DHMİ, ILS Etütleri Sunumu);

- CAT I : DH ≥60 m (200 ft), Visibility ≥800 m veya RVR ≥550 m
- CAT II : 60 m (200 ft) > DH ≥ 30 m (100 ft), RVR ≥350 m
- CAT III a : DH <30 m (100 ft), RVR ≥200 m
- CAT III b : DH <15 m (50 ft), 200 m > RVR ≥50 m
- CAT III c : DH Minimum yok, RVR Minimum yok

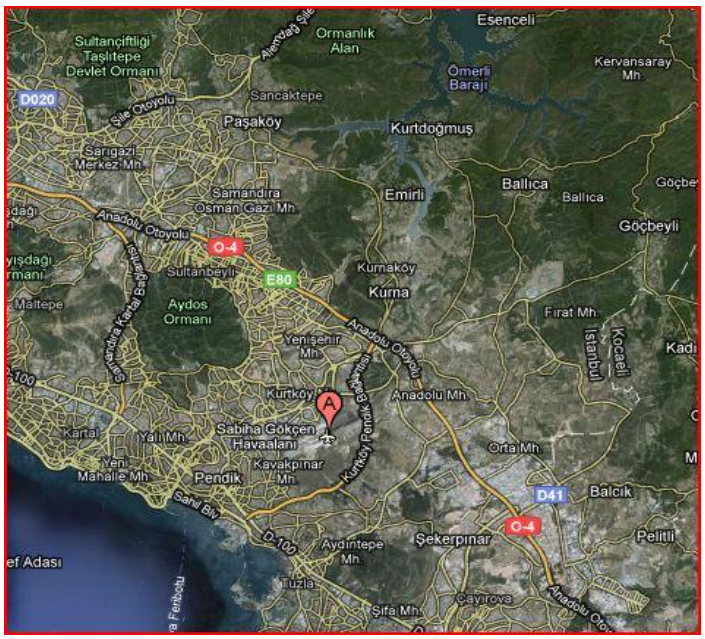
Sabiha Gökçen Havalimanında, 06 ve 24 pistleri için ILS tesis edilmiş olup, CAT I ve CAT II statüsüne hassas yaklaşma usulleri ile hizmet sağlanmaktadır.

ILS sisteminin bir havaalanına tesis edilebilmesi için havaalanı civarının topoğrafik yapısının uygun olması, gerek ILS sisteminden yeterli kalitede sinyal elde edilebilmesi, gerekse piste uygun açıda direk yaklaşma yapılabilmesi açısından önemlidir.

Sabiha Gökçen Havalimanı'nın topografik yapısı ILS sisteminin kurulması için uygundur. Kuzeyinde Ömerli Baraj Gölü, güneyinde Marmara Denizi, kuzeybatısında Aydos Tepesi ve çevredeki diğer yükseltiler ile sis oluşumu için elverişli bir bölgededir. Şekil 1'de Sabiha Gökçen Havalimanı'nın coğrafi yapısı görülmektedir.

2. SİSİN TANIMI VE OLUŞUMU

Sis yatay ve dikey görüş mesafesini azaltan bir meteorolojik olay olduğundan, insan yaşamına doğrudan bir etkisi bulunur. Sis bir yandan ekinleri dondan korurken, diğer bir yandan ise ulaşımda birçok aksaklıklara sebebiyet verir. Sisin meteorolojik tanımı; yere yakın hava tabakasındaki çok küçük su damlacıkları veya buz kristallerinden oluşan, yatay görüş mesafesini 1000 metrenin altına düşüren hava olayı olarak bilinir. Aynı zamanda yer yüzeyine inen bir stratus bulutu da sis olarak kabul edilebilir (Borhan, 1976).



Şekil 1. Sabiha Gökçen Havalimanı'nın coğrafi haritası

Sisi oluşturan koşullar ile bir bulutu meydana getiren koşullar genel olarak aynıdır. Ancak sis yer yüzeyine daha yakın hava tabakasında meydana geldiği için yeryüzü özelliklerinden kısmen etkilenir. Sisin oluşabilmesi için gereken en önemli şart havanın doymaya ulaşmasıdır ve bu da havanın soğuması, nem ilave edilmesi ve karışması ile meydana gelebilir (Ahrens, 1999). Ayrıca son yıllarda gözlemlenen hava kirliliğinin ciddi miktardaki artışı da sisin oluşumunu arttıran diğer bir etkendir. Hava kirliliği atmosferde asılı duran partikül sayısını arttıracağından, sisin oluşumu için gerekli olan yoğuşma çekirdekleri kaynağını oluşturur. Böylelikle sisin oluşumu da kolaylaşır.

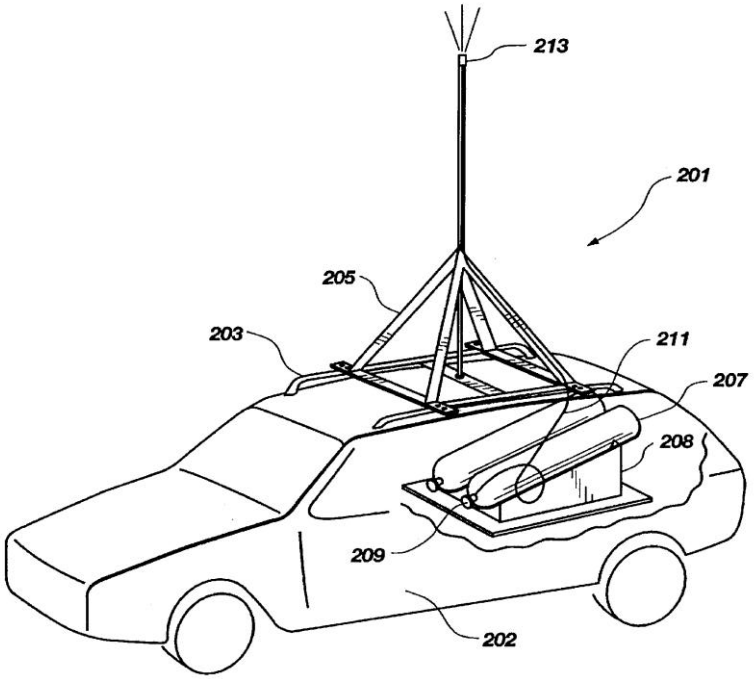
3. SİS DAĞITMA YÖNTEMLERİ

Ulaşımda sisin neden olduğu aksaklıklardan kaçınabilmek için, bazı bilim adamları özellikle havalimanlarında görüşü düşüren sisi ortadan kaldırabilmek için bazı metotlar geliştirmişlerdir. Bu metotlar ilk kez II. Dünya Savaşı sırasında, İngiltere'de çeşitli yakıcılar kullanılarak, savaş uçaklarını sisli havada pistten kaldırabilmek için denenmiştir. Daha sonra sonra ise dünyanın çeşitli yerlerinde daha pratik ve ekonomik yöntemler bulmak için çalışmalar yapılmıştır. Sıcak sis ve soğuk sisin oluşumu farklı olduğundan denenen yöntemler de ikisi içinde farklı olmuştur. Ancak 0°C 'nin altında aşırı soğumuş su damlacıklarından oluşan soğuk sis kararsız olduğundan, sıcak sise göre daha kolay modifiye edilebildiği için dağıtmada daha iyi verim alınmıştır (Ahrens, 1999).

Soğuk sisi ortadan kaldırmak için denenen en pratik ve ekonomik yöntem sisin buz kristalleri ile tohumlanmasıdır. 0°C 'nin altındaki su damlacıklarının buhar basıncı buzunkinden daha yüksek olduğu için, buz kristalleri ile karışan aşırı soğumuş damlacıklar, buz kristallerinin yüzeyinde donacaktır. Böylelikle buz kristallerinin boyutu büyüyecek, aşırı soğumuş su damlacıkları ise çevresinden buharlaşmaya başlayarak kaybolacaktır. Bunun sonucunda sisi oluşturan çok sayıda küçük damlacıklar, az sayıda büyük damlacıklara dönüşecek ve ağırlığı artan buz kristalleri de yere düşecektir. Bu süreçlerle beraber aşırı soğumuş siste görüş iyileşecektir.

Tohumlama için genellikle sıvı karbondioksit tercih edilir ve bu işlem için sisin içerisinde hareket eden bir araç kullanılır. Şekil 1' de tohumlama aracının (202) ve cihazlarının (201)

basit bir gösterimi verilmiştir. İçerisinde sıvı karbondioksit (LC) bulunan tüpler (209) araç içerisine altında bir destek (208) olacak şekilde yerleştirilir. Tüpteki LC aracın tepesine yerleştirilen ağızlık (213) sayesinde püskürtülür ve tüplerin çıkışına (209) bir boru (211) bağlanarak LC ağızlığa iletilir. Aracın tepesindeki ağızlığı dik tutmak için ise piramit bir destek (205) kullanılır ve aracın tepesinde bulunan bagaj taşıyıcıya (203) monte edilir (Fukuta, 1994).



Şekil 2. Sis tohumlama aracı ve cihazları (Fukuta, 1994).

Hava trafiği yoğun olan birçok havalimanlarında görüşü düşüren sis 0°C üzerindeki su damlacıklarından oluşan sıcak sistir. Türkiye'de de trafiğin yoğun olduğu Atatürk ve Sabiha Gökçen Havalimanlarında da meydana gelen sis sıcak sistir. Ancak sıcak sis kararlı olduğundan dağıtmak için kullanılan yöntemler soğuk sis için kullanılan yöntemler kadar verimli değildir. Sis içerisindeki bağıl nem %100'e yakın olduğu için sis damlacıklarının buharlaşması hemen hemen imkansızdır (Plump ve Backiel, 1971). Kullanılan yöntemler küçük bir alana ya da kısa süreliğine uygulandığında daha iyi sonuçlar alınabilir. Havalimanlarındaki pistlere uygulandığında ise zor ve maliyetli olmaktadır. Sıcak sisi dağıtmak için kullanılan yöntemler özet şeklinde Tablo 1' de verilmiştir.

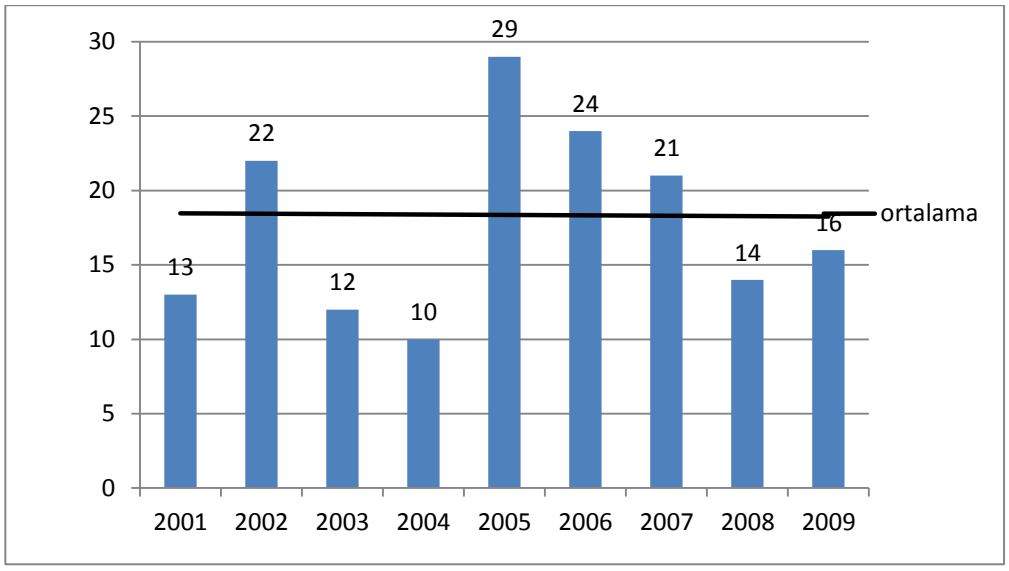
Tablo 1. Sıcak siste görüşü iyileştirmek için teknikler (Christensen ve Frost, 1980).

1. Tek tabaka birikmesi yüzünden nem kaynağı üzerinde buharlaşma baskısı.
2. Aşağıya doğru akım ve doymamış havanın sisin içerisinde karışmasından dolayı damlacıkların buharlaşması (helikopter--sabit kanat ile aşağıya doğru karışma).
3. Daha büyük damlacıklar üretmek ve var olan küçük damlacıkları buharlaştırmak için higroskopik maddelerle tohumlama.
4. Damlacıkları buharlaştırmak için jetler ya da hava plumu tarafından sisin ısıtılması.

4. SABİHA GÖKÇEN HAVALİMANI İÇİN SİS DAĞITMA YÖNTEMLERİ

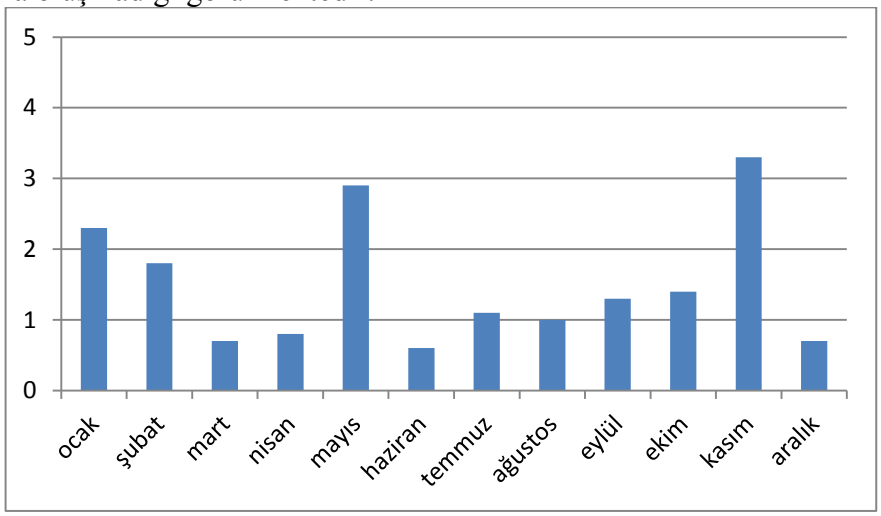
Sabiha Gökçen Havalimanı Meydan Meteoroloji İstasyonu'nun 2001 ile 2009 yılları arasındaki sekiz senelik periyottaki sisli günlere ait saatlik gözlem değerleri incelenmiştir. Bu sekiz senelik periyotta tespit edilen sisli günlerin toplam sayısı 161 olup, yalnızca görüş mesafesinin 550 metrenin altında düştüğü, uçuşları kötü yönde etkileyen sisleri kapsamaktadır.

Şekil 3'de sekiz senelik periyotta en fazla 2005 yılında (29 gün) yoğun sis olduğu görülmektedir. En az sisli geçen sene ise 10 gün ile 2004 senesidir. Bu sekiz senelik periyodun ortalamasına bakılarak, Sabiha Gökçen Havalimanı'nda yılda ortalama 18 gün ulaşımı aksatacak nitelikte yoğun sis oluştuğu söylenebilir.



Şekil 3. Sabiha Gökçen Havalimanı'nda sisli günlerin yıllara göre dağılımı

Şekil 4'te en çok yoğun sis görülen ayların Kasım (30 gün), Mayıs (26 gün), Ocak (21 gün) ve Şubat (16) olduğu göze çarpmaktadır. Yaz ve ilkbahar aylarında (Mart ve Nisan) yoğun sisin fazla oluşmadığı görülmektedir.



Şekil 4. Sabiha Gökçen Havalimanı 2001-2009 sisli gün ortalamaların aylara göre dağılımı

5. SONUÇLAR

Sabiha Gökçen Havalimanı'nda genel olarak oluşan sis sıcak karakterli radyasyon sisidir. Radyasyon sisi bilindiği üzere, sakin rüzgar koşullarında, yüksek basıncın etkisi altında bulutsuz gecelerde yer yüzü sıcaklığının aniden düşmesi ile görülür. Güneşin batması ile sis oluşmaya başlar ve güneşin tekrar doğup yeryüzünü ısıtmaya başlamasıyla da sis dağılma eğilimi gösterir. Ancak özellikle sonbahar ve kış aylarında geceler daha uzun olduğu için sis de güneşin battığı erken saatlerde oluşmaya başlar ve hava trafiğinin yoğun olduğu saatlerde etkisini gösterir. Bu sebeple Sabiha Gökçen Havalimanı' nda bu mevsimlerde güneş doğana kadar uzun bir süre trafik aksamaları yaşanır.

Sabiha Gökçen Havalimanı'nda oluşan sıcak sisi ortadan kaldırmak için uygulanabilecek yöntemlerden bir tanesi, sıcak sisi dağıtmak için bilinen en eski yöntem olan, çeşitli yakıtlar kullanılarak bağıl nemi azaltıp sis içerisindeki damlacıkların buharlaşmasını sağlayarak sisin kaybolmasıdır. Sis tabakası üzerindeki doymamış havanın sis ile karıştırılması da Sabiha Gökçen Havalimanı'ndaki sisin kaybolmasını sağlayan diğer bir yöntemdir. Bunun için genelde helikopter pervaneleri kullanılır. Sis tabakası üzerinde dolaşan bir helikopterin pervanelerinin aerodinamik etkisi yukarıdaki kuru havanın sisin içerisine doğru girmesini sağlar. Böylelikle sis içerisindeki bağıl nem miktarı düşer ve damlacıklar buharlaşmaya başlar. Kullanılabilecek diğer bir yöntem de higroskopik madde kullanımıdır. Sisin yoğunluğu damlacık konsantrasyonuna ve boyutuna bağlıdır. Daha az konsantrasyona ve daha büyük damlacıklara sahip olan siste görüş de daha iyi olur. Çeşitli higroskopik maddeler sis içerisine püskürtüldüğü zaman bu maddeler çekirdek görevi görür ve sis damlacıklarını çekerek üzerlerinde birikmesine neden olur. Böylelikle damlacıkların boyutu artarak ve konsantrasyonu sis içerisinde azalır. Ayrıca ağırlığı artan damlacıklar yer yüzeyine düşebilir ve bununla beraber sis içerisinde görüş artar.

KAYNAKLAR

Ahrens, C.D., 1988: Meteorology Today: An Introduction to Weather, and the Environment. 3rd Edition, West Publishing Company St. Paul, 582 s

Borhan, Y., 1976: Sisler, İTÜ Dergisi 34, s: 10-15.

Christensen, L.S. and Walter, F., 1980: "Fog Dispersion". FWG Associates, Inc., Tullaboma, Tennessee, NASA Contractor Report 3255.

DMI, 2010: Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara.

Devlet Hava Meydanları İşletmesi Genel Müdürlüğü (DHMİ), (n.d.): ILS Etütleri Sunumu.

Fukuta, N., 1994: "Method and Apparatus for Modification of Supercooled Fog". The University of Utah, Salt Lake City, Utah.

Plump, R.E. & Backiel, R.M., 1971: "Fog Dispersal". Secretary of the Army, The United States of America.

ENVIRONMENTAL IMPACTS ASSESSMENT OF BIOMASS BURNING, IN DEVELOPIİNG COUNTRIES.

Tawfiq Almsatar, Ibrahim Abdolaziz , Juma Masoud, Fathe Mohamed, Hamed Babai

P.O.Box: 4833 , Tripoli – Libya, Tawfiq8@gmail.com

Abstract:

Today, the environmental impact of the burning of fossil fuels and biomass is felt throughout the world, and concerns about its consequences are prominent in the public's mind. Although the quantities of fossil fuels burned have been well documented, most biomass burning takes place in developing countries and is done by farmers, pioneer settlers, and housewives, for whom keeping records of amounts burned is not an issue.

Biomass burning serves a variety of purposes, such as clearing of forest and brush land for agricultural use; control of pests, insects, and weeds; prevention of brush and litter accumulation to preserve pasturelands; nutrient mobilization; game hunting; production of charcoal for industrial use; energy production for cooking and heating; communication and transport; and various religious and aesthetic reasons. The total amount of carbon is 2700 to 6800 Tg of C is annually exposed to fires, of which 1800 to 4700 Tg of C are burned. The average chemical composition of dry plant biomass corresponds closely to the formula CH_2O. The nutrient element content varies with seasonal growth conditions; on a mass basis it is relatively low: about 0.3 to 3.8% N, 0.1 to 0.9% S, 0.01 to 0.3% P, and 0.5 to 3.4% K. Consequently, although the emissions from biomass combustion are dominated by CO_2, many products of incomplete combustion that play important roles in atmospheric chemistry and climate are emitted as well, for example, CO, H_2, CH_4, other hydrocarbons, aldehydes, ketones, alcohols, and organic acids, and compounds containing the nutrient elements N and S, for example, NO, NH_3, HCN, and CH_3CN, SO_2, and COS. The smoke also contains particulate matter (aerosol) consisting of organic matter, black (soot) carbon, and inorganic materials, for example, K_2C0_3 and $Si0_2$.This paper discusses the impacts of biomass burning on biogeochemical cycles, in the environment.

Key Words*: Bio mass, Bio geo chemical, Impacts, Bio fuels, Green House Gases, Climate Change.*

1. Introduction:

Biomass refers to energy stored in biological materials that can be used to generate energy specifically heat, electricity and biofuels. Biomass is a chemically complex and Heterogeneous resource, with different biomass resources offering varying energy product potential. More than half of the world's population (52%) cook and heat with solid fuels, including biomass fuels and coal. Biofuels derived from biomass provided 1.8 percent of the world’s transport fuel in 2008. Biomass also includes plant or animal matter used for production of chemicals, fibers and plastics. Biomass alcohol fuel, or ethanol, is derived mostly from corn and is used as an oxygenate in gasoline.

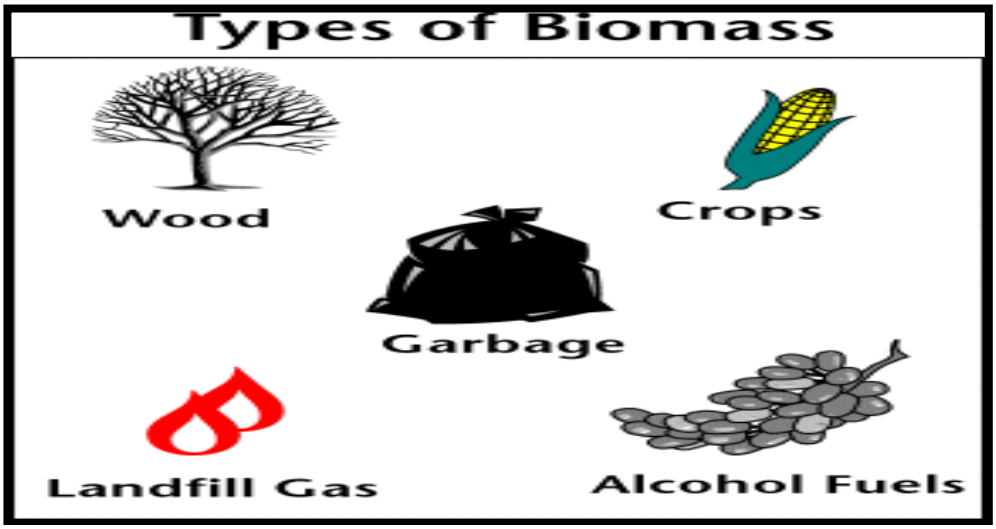


Figure 1: Shows the types of bio mass
Source: The National Energy Education Project (Public Domain)

Biomass excludes organic materials such as fossil fuels which have been transformed by long-term geological processes and whose carbon has been "out" of the carbon cycle for long periods

.

Biomass is a versatile energy source. Organic matter that is used as a source of biomass energy includes trees, timber waste, wood chips, corn, rice hulls, peanut shells, sugar cane, grass cuttings, leaves, manure, sewage, and municipal solid waste as shown in figure 1. All around the world, people have used and are using woodstoves to heat their buildings and for cooking - making biomass one of the most common forms of energy. In a process called "photosynthesis" (the reaction between plants, light, water and carbon dioxide) plants capture sunlight and transform it into chemical energy. This energy can then be converted into electricity, heat, or liquid fuels using a number of different conversion processes.

In addition, Biomass absorbs carbon dioxide during growth, and emits it during combustion; therefore, it recycles atmospheric carbon and does not add to the greenhouse effect. It also does not contribute much to acid rain as it produces only low levels of sulfur and ash. Nitrous oxide production can be controlled through modern biomass combustion techniques.

Industry and businesses use biomass for several purposes including space heating, hot water heating, and electricity generation. Many industrial facilities, such as lumber mills, naturally produce organic waste. However, biomass energy recycles carbon dioxide during the plant photosynthesis process and uses it to make its own food. In comparison to fossil fuels such as natural gas and coal, which take millions of years to be produced, biomass is easy to grow, collect, utilize and replace. Perennial biomass crops offer potential for carbon sequestration due to their increased root biomass and buildup of non-harvested biomass. Co-firing biomass as a secondary fuel in a coal-burning power plant using high-sulfur coal could help reduce sulfur dioxide and nitrogen oxide emissions. Also, Co-firing decreases net carbon dioxide emissions from the power plant if the biomass fuel comes from a sustainable source.

Because of incomplete combustion, biomass burning emits many chemicals such as: small particles (also called particulate matter, PM), CO, NO2, Formaldehyde, A crolein,

Benzene, Toluene, Styrene, 1,3-Butadiene, polyaromatic hydrocarbons, etc. These and others pose potential health risks as well as form Black Carbon. Studies of the black carbon cloud that periodically covers South Asia show most 14C content related to recent plant life rather than fossil fuels.

In developing countries, direct biomass combustion in homes has been linked to health risks associated with high airborne particulate levels and released endotoxins leading to respiratory illness especially in young children. According to the WHO indoor air pollution generated mostly by improperly ventilated stoves burning biomass such as wood, crop waste, dung, and coal, cause an estimated 1.6 million deaths annually. Dependence on solid fuel biomass exasperates issues with deforestation, contributing to buildup of greenhouse gases and thus exacerbating climate change issues.

Consequently, according to the World Bank, 50-60% of the energy in developing countries of Asia, and 70-90% of the energy in developing countries in Africa comes from wood or biomass, and half the world cooks with wood. Biomass could supply a large part of the world's energy, through effective forest management, advance harvesting techniques and more efficient stoves and boilers.

Decoupling energy use from generation and biomass emissions from sequestration allows a more holistic approach to carbon accounting that is better suited to inform national climate change policy. In summary what is required is a proper analysis as to how best to use this precious resource before rushing into policies based on creative (carbon) accounting. Should we grow biomass to lock up carbon in structures, products and soil; convert it into high grade fuel for transport; use it to replace coal in district CHP plants; or just burn it to heat a few buildings? Indeed there is no simple answer since it is a very long way to address this question at the strategic level.

2. Bio mass Assessment in Developing Countries:

Biomass is the plant material derived from the reaction between CO_2 in the air, water and sunlight, via photosynthesis, to produce carbohydrates that form the building blocks of biomass. Typically photosynthesis converts less than 1% of the available sunlight to stored, chemical energy. The solar energy driving photosynthesis is stored in the chemical bonds of the structural components of biomass. If biomass is efficiently processed, either chemically or biologically, by extracting the energy stored in the chemical bonds and the subsequent energy product combined with oxygen, the carbon is oxidized to produce CO_2 and water as in figure 1.

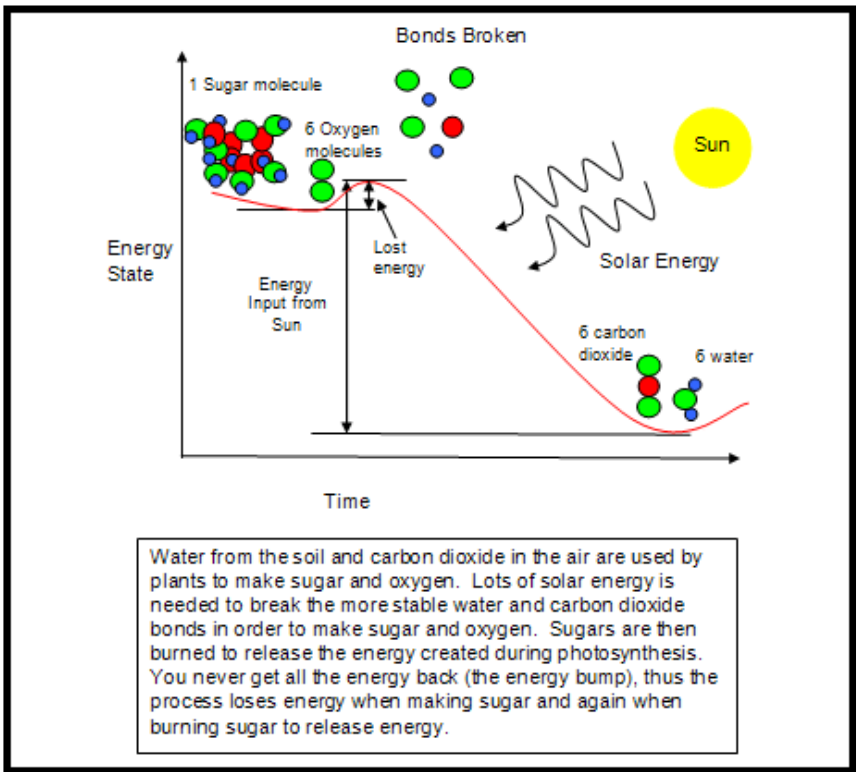


Figure 2. Shows the roads of the energy that comes from the fact that sugar molecules are not in their most stable form on the surface of the earth. They would prefer to be carbon dioxide and water molecules, as this is a lower energy state. A spark is needed to get the oxidation of sugar going (along with a supply of oxygen). The energy in the bonds came from the sun to make the biomass originally.

Biomass is being used as a source of primary energy all over the world since ancient times. The use of biomass to produce energy is only one form of renewable energy that can be utilized to reduce the impact of energy production and use on the global environment, in contrast to fossil fuels. As with any energy rears limitation on the use and applicability source there are limitation on the use and applicability of biomass and it must compete not only with fossil fuels but with other renewable energy sources such as wind, solar and wave power.

Energy sources will play an important role in the world's future. They have been grouped into three categories: fossil fuels (coal, petroleum and natural gas), renewable sources and nuclear sources.

In developing countries for instance Africa, there are three broad categories of emission, which include anthropogenic, natural and biomass burning. Anthropogenic emissions occur as a result of human activities, and are closely connected with energy-use in industry, transportation, mining, construction, and in the household. Natural sources include lightning, living plants and vegetation, soils, termites, and the digestive tracts of animals. Biomass burning also includes savanna, forest and grassland burning.

Emissions from biomass burning and natural sources are the predominant emission categories in Africa. However, rapid urbanization occurred in some regions of Africa despite the slower industrialization than most parts of the world, for example Lagos in

Nigeria and Cairo in Egypt. Lagos population has increased from 1.7 million in 1975 to about 10.9 million in 2005, and it is projected to become the first and the eleventh most populous city in Africa and the world, respectively by 2015, with about 16 million inhabitants . This high population density resulted in high emissions from transport and household energy use. Incidentally, when the few industries on the continent are also housed by the cities, there can create an anthropogenic emission aggregate with substantial local impact.

Biomass burning is prevalent during the dry seasons (which is late November to early March in the region of Africa north of the equator and from July to October in the southern hemispheric part of Africa, when farmers "slash and burn" agricultural waste on the farm-land. Each of these emissions categories releases carbon monoxide (CO), nitrogen oxides (NO_X=NO+NO_2), various non-methane hydrocarbons (NMHC), greenhouse gases – such as methane (CH_4) and carbon dioxide (CO_2), and a range of particulate matter .

Source of burning	Biomass burned T^1_g dry matter/year	Carbon released T_g dry matter/year	Proportion of total carbon released (%)
Savannas	3690	1660	42.1
Agricultural wastes	2020	910	23.1
Tropical forests	1260	570	14.5
Fuel wood	1430	640	16.2
Temperate & boreal forests	280	130	3.3
Charcoal	21	30	1.0

Source: Adapted from Andreae (1991), in Environmental Science and Technology (1995).

1. Tg =tera gram

Table 1. Shows the Types of Biomass Burned: Global estimates of annual amounts of biomass burning and of the resulting release of carbon into the atmosphere.

The major components of biomass burning are forests (tropical, temperate, and boreal); savannas; agricultural lands after the harvest; and wood for cooking, heating, and the production of charcoal. The burning of tropical savannas is estimated to destroy three times as much dry matter per year as the burning of tropical forests. The vast majority of the world's burning is human-initiated, with lightning-induced natural fires accounting for only a small percentage of the total as in table 1 .

Once in the atmosphere, some of the emitted compounds participate in the complex photochemical reactions to produce other secondary air pollutants, such as ozone and peroxy acetyl nitrate (PAN). For example increases in CO, NO_X and NMHC led to the worldwide increase in tropospheric ozone concentrations, and Africa is one of the global hot spots of high ozone concentrations. Therefore, emissions and air quality issues are highly linked. Poor air quality and especially high ozone concentrations have been shown to cause asthma attacks and pulmonary damage in humans, they also cause severe damage to agricultural crops including vegetation, with a potential to reduce crop yield .

3. Impacts of biomass burning on biogeochemical cycle:

The carbon dioxide released from the combustion or decay of woody biomass is part of the global cycle of biogenic carbon and does not increase the amount of carbon in circulation. In contrast, carbon dioxide released from fossil fuels increases the amount of carbon in the cycle. The carbon released from burning fossil fuels has been long considered by scientists as separate from the global carbon cycle and adds to the total amount of carbon in active circulation between the atmosphere and biosphere. In contrast, the CO2 released from burning woody biomass is part of the "biogenic" carbon cycle where plants absorb CO2 as they grow and release carbon dioxide as they decay or are burned. This cycle releases no new carbon dioxide into the atmosphere, which is why it is sometimes termed "carbon neutral."

while there is no difference between the CO2 from burning fossil fuels or biomass in terms of greenhouse gases, there is a big difference between their sources. Burning coal releases carbon that has been long buried underground. Burning woody biomass recycles renewable plant growth in a sustainable biological system as long as biomass is re-grown at the same rate it is consumed. Sustainable forest management in the US has ensured a stable or growing source of woody biomass within our country for years–especially in Oregon where the source of biomass for fuel is low-value residue and trees with little commercial value. The second key point is the net effect of replacing energy derived from fossil fuel with that from biomass. Avoiding or offsetting fossil fuel emissions has a major impact on net greenhouse gas emissions over time.

Forests are our nation's primary source of renewable materials and second largest source of renewable energy after hydropower. Sustainable development of new and traditional uses of our forests can help reduce GHG emissions and can provide economic incentives for keeping lands in forests and reducing the motivation for land conversion.

Biomass Energy is very sustainable and cost effective energy. According to the World Bank, 50-60% of the energy in developing countries of Asia, and 70-90% of the energy in developing countries in Africa comes from wood or biomass. Biomass could supply a large part of the world's energy, through effective forest management, advance harvesting techniques and more efficient stoves and boilers.

Although biomass source has been in existence for years its importance has just recently been recognized. Some regard it as an exciting low carbon fuel by considering it as a very sustainable cost effective source of energy. They consider it as a 'low or zero carbon fuel' to be adopted as the default solution to meet emission targets to combat climate change. They treat bio mass crops or plant particularly from perennial grasses and trees as a new source of energy and call it as the Biomass Renewable Energy Source. Reason for treating it as an excellent source of energy appears to be because of its being a natural products which are prevalent everywhere. It is in the trees, the plants, municipal waste, agriculture products and manure from animals who consume these products, to name a few. It provides energy from within so nothing needs to be added. They all feel that it could make a substantial contribution to alleviation of global problems in climate change and energy security if high yields can be sustained.

World Bank estimates show that 50-60% of the energy in developing countries of Asia, and 70-90% of the energy in developing countries in Africa comes from wood or biomass. In Asia and Africa, cook stoves produce the bulk of black carbon, although it also

emanates from diesel engines and coal plants there. However, there is growing argument that because the carbon emitted when plants are burnt is equal to that absorbed during growing, it seems self-evident that biomass is a zero carbon fuel. This assumption has led to biomass boilers being seen as the easiest way to meet building carbon reduction targets with the lowest capital cost - although not the lowest running cost; wood costs more than natural gas. The assumption is the wood is re-grown thus re-absorbing all the CO_2 from the atmosphere released in burning the wood – and voila, no CO_2 emissions from burning wood! This erroneous assumption ignores all the particulate pollution from wood burning that causes actual health problems.

At least five wood-burning power plants are being proposed or built in New England, in US encouraged by government incentives and environmentalists who tout wood as an eco friendly substitute for fossil fuels. A state law (MA) to encourage new sources of renewable energy favors the plants by creating financial incentives for their operators. According to the American Lung Association of Massachusetts, valley town, where air pollutants could be trapped may aggravate health problems such as asthma and pulmonary inflammation.

According to a recent survey by the UK Forestry Commission, the use of biomass boilers has increased 25% in two years. New schools can attract additional funds if their design can demonstrate a calculated 60% carbon saving. Perhaps this is why, despite widely reported problems with maintenance and reliability, 86 per cent of new Building Schools for the Future schemes are installing biomass boilers – the easiest way to qualify for the funding. If it goes ahead, the recently announced Renewable Heat Incentive (RHI) will further encourage this rapid trend and industries that depend on timber for manufacture are already expressing concern about prices and availability of their raw material, trees.

In addition to above, there are other growing issues of pollution, and other 'externalities' in sourcing, processing and transport. Serious concerns are raised over NOx and particulate emissions as well as human carcinogens, whilst others are concerned about sustainable sourcing of timber, soil carbon balance and the transport of what even as pellets is a very bulky fuel. Many feel that these concerns and criticisms are valid and need careful attention and investigation.

The fundamental issues that emerges from a recent finding in UK reveals that:1). Biomass is not in itself a low carbon fuel –burning biomass does produce carbon – more than most fossil fuels.2). If biomass is grown and not burnt, and an equivalent amount of gas burnt instead, then lower carbon emissions result and 3). Defining biomass as low-carbon, and then setting carbon-based energy standards leads to relaxation of building energy efficiency, and ultimately, higher carbon emissions.

The system boundary for a biomass boiler in the same above stated study includes an imaginary area of land that is exactly sufficient to provide the required fuel sustainably. Using this boundary it is then assumed that since burning biomass emits the same amount of carbon as was sequestered when it was grown, it is a zero carbon fuel. Typical values used in SAP to calculate the CO2 equivalent emissions due to burning biomass allow for transport and losses in processing. The resulting factors range from 0.015 kg/kWh for woodchip to 0.037 kg/kWh for wood pellets and these figures imply that whilst not quite zero, carbon emissions are around a tenth of those from burning gas. However if we draw our boundary around the building and boiler we see that, when wood is burnt, the

combustion process actually results in CO2 emissions similar to burning coal, both figures being around 0.46 kg/kWh of delivered heat. This can of course be measured in the flue gas; wood itself is not a low carbon fuel. Burning natural gas or LPG by contrast releases about half as much CO2 as burning wood to provide the same heat output. This is in part due to the fact that more of the energy in gas comes from hydrogen rather than carbon, but also because it is physically easy to burn gas more efficiently than solid fuels.

Figure 1 below shows that biomass energy is a closed carbon cycle driven by solar energy so the CO2 released is later taken up by trees. But why should we assume that CO2 released from a gas boiler will cause climate change, whilst CO2 released from a biomass boiler is simply food for trees? The trees can't tell where the CO2 came from. If we decouple tree burning from tree growing, we get two independent activities, which is a more accurate reflection of the actual situation.

The key assumption underpinning the 'zero carbon biomass' claim is that if the trees were not burnt they would die and rot down, releasing their sequestered CO2 anyway10. But letting them rot is obviously not the only option. We could take the view that trees (and other biomass) are too valuable to burn and choose to 'lock up' the carbon in them by turning them into building structures, insulation materials, furniture, windows, flooring and other long life products. Indeed, contrary to popular belief, even old-growth forest continues to absorb CO2 from the atmosphere, albeit at a slower rate, whilst newly felled or planted forest emits more CO2 than it sequesters11. More exotic solutions include bio char but the fact is that for every kilowatt hour worth of biomass grown, and then sequestered in some way - we could burn around two kilowatt hours of natural gas and still claim to be carbon neutral. Of course we might choose to heat our building and water with windows (passive solar gain), solar thermal panels, district CHP or other much lower carbon technologies than gas. But the point is that even standard gas boilers, burning fossil fuel, are lower emitters of carbon dioxide than biomass boilers. It would be possible to provide incentives for planting more forest and to make more things out of wood rather than paying us to burn more wood. However all the mechanisms to promote biomass as renewable heat reward the installation of boilers to burn wood rather than the planting of forest for the sequestration of carbon. Rather than encouraging the use of timber, current incentives are stimulating competition for a finite resource and raising prices. Another possible perverse outcome is that we may end up using more energy intensive materials such as clay brick, concrete and steel if timber prices soar due to runaway demand for biomass to burn.

4.Conclusion:

Biomass is the oldest energy source. It makes up about 3% of the U.S. energy supply. The most common biomass fuel is wood. Biofuels can be used directly for heating and cooking. They are our most common food source. Biomass can be converted into the transportation fuels ethanol and biodiesel, or converted into methane gas. According to the United Nations Food and Agriculture Organization, photosynthesis is only 3 to 6 percent efficient in converting sunlight into energy

All energy sources have limitations and impacts. The US Departments of Agriculture and Energy are currently supporting over $100 million of research and demonstration projects designed to advance the use of renewable biomass energy and to better understand the limitations and opportunities that bioenergy presents. The EPA decision will negate much of that investment with little apparent regard for science or for their established inventory methods. Unless reconsidered, this decision will also impede rural economic development

in Oregon and slow our nation's progress toward energy independence and reduced greenhouse gas emissions.

Decoupling energy use from generation and biomass emissions from sequestration allows a more holistic approach to carbon accounting that is better suited to inform national climate change policy. In summary what is required is a proper analysis as to how best to use this precious resource before rushing into policies based on creative (carbon) accounting. Should we grow biomass to lock up carbon in structures, products and soil; convert it into high grade fuel for transport; use it to replace coal in district CHP plants; or just burn it to heat a few buildings? Indeed there is no simple answer since it is a very long way to address this question at the strategic level

REFERENCES

H. J. M. Bowen, Environmental Chemistry ofthe Elements (Academic Press, London, 1979).

U.S. Department of Energy Office of Energy Efficinety and Renewable Energy: "Biomass 2007 Overview" Retrieved on 13 September 2010

U.S. Department of Energy Office of Energy Efficiently and Renewable Energy, NREL: "Biomass Coffering: A Renewable Alternative for Utilities" Retrieved on 13 September 2010.

United Nation World Population Project 2005.

Adetutu M. Aghedo, Areview of African emissions and air quality , Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany.

Reported in Utility Week, 16th February 2010.

Thomas McLain, EPA puts at risk Oregon biomass, October 4,2010.

The Standard Assessment Procedure, Revised emission factors for the National Calculation Methodologies, March 2009. BRE.

Figure from the table 'CO2 footprints for Energy Supply Options' Orchard Partners Ltd. Assumes 78% boiler efficiency.

Around 0.21kg/kWh for natural gas and 0.25 kg/kWh for LPG.

http://www.boston.com/news/local/massachusetts/articles/2006/08/05/wood_burning_plants_gain_power/

Although these are not always actually used since gas backup is usually also installed.

Waite, Richard Architect's Journal. Rethinking Biomass Boilers 11 February 2010.

AECB responses to DECC consultation document on Renewable Heat Incentive. http://www.aecb.net/publications.php April 2010.

John Clegg Consulting Ltd. 2010 Wood fibre availability and demand in Britain 2007 to 2025. Confederation of Forest Industries www.confor.org.uk/

İSTANBUL ATATÜRK HAVALİMANI İÇİN UÇAK EMİSYONLARI MİKTARININ BELİRLENMESİ

Kazım ÇAĞATAN[1], S. Nilay COŞKUN[1,2], Gupse TANRIKULU[1,3] ve Orhan ŞEN[1]

[1] İstanbul Teknik Üniversitesi, Uçak ve Uzay Bilimleri Fakültesi, Meteoroloji Mühendisliği Bölümü, 34000 Maslak, İstanbul, Türkiye, cagatank@hotmail.com, seno@itu.edu.tr

[2] Türk Hava Yolları, Dispeç Müdürlüğü, 34149 Yeşilköy, İstanbul, Türkiye, nilayc@thy.com

[3] Devlet Meteoroloji İşleri Genel Müdürlüğü, Sabiha Gökçen Havalimanı, 34912 Pendik, İstanbul, Türkiye, gupse.tanrikulu@gmail.com

ÖZET

Günümüzde her geçen gün artan hava kirliliği hem doğal çevreyi hem de insan sağlığını tehdit etmektedir. Artan nüfus ve gelişen endüstriyel alanlar hava kirliliği problemini daha da arttırmıştır. Trafikte artan araç sayısı, artan konutlar ve sanayi kuruluşları, hava kirliliğinin artmasını tetikleyen unsurlar olmuştur. Son yıllarda gelişen havacılık ile birlikte artan uçak ve sefer sayısı da hava kirliliğinin diğer bir nedenidir. Uçakların uçuş esnasında yukarı atmosfere bıraktığı kirleticiler yanında, kalkış, iniş ve taksi sırasında harcadığı yakıtlardan dolayı havalimanı civarlarına da ciddi miktarda emisyon bırakmaktadırlar. Uçakların atmosfere yaydığı en temel kirletici karbondioksit (CO_2) olmakla birlikte, azot oksitler (NOx), su buharı, karbon monoksit (CO), kükürt oksitler (SOx), kurum ve diğer partiküler maddeler de diğer başlıca kirleticilerdir. Türkiye'nin en yoğun hava trafiğine sahip olan Atatürk Havalimanı civarında uçaklardan kaynaklanan kirlilik konsantrasyonu önemlidir. Ayrıca Atatürk Havalimanı yerleşim bölgelerine çok yakın olmasından dolayı buradaki kirleticilerin insan sağlığına ve yaşamına da doğrudan etkisi vardır. Bu çalışmada Atatürk Havalimanı 2009 yılı uçak sayı ve tiplerinin mevcut olduğu veriler kullanılarak yapılan analizler sonucunda, uçakların iniş, kalkış ve taksi esnasında atmosfere bıraktıkları potansiyel kirletici miktarları hesaplanmıştır.

Anahtar kelimeler: *Hava kirliliği, Hava limanı, Uçak*

ABSTRACT

Air pollution increases day by day and threatens both nature and health of human beings. As industry develops and population increases, air pollution pretends to be a big problem. There are many reasons which causes pollution, such as vehicles, industries and heating mechanisms of houses. Another reason of air pollution is big rates of air transportation. While airplanes are on their way, many pollutants are released to the upper atmosphere. Besides, they release many more pollutants around the airports, as they take-off, land and taxi. The primary pollutant that is released from aircrafts is carbon dioxide (CO_2). Nitrogen oxides (NOx), carbon monoxide (CO), water vapor, sulfur oxides (SOx), ashes and particles are also pollutants that get out of exhausts of airplanes. Big rates of pollutants caused by air transportation in Turkey can be observed especially around İstanbul Atatürk Airport which has the busiest air traffic in the country. In addition, air polluted by airplanes around Atatürk Airport is so harmful for health, because of its place which is likely to be in the middle of living areas of people. As a result of investigations made by the data of aircraft numbers in year 2009, it is estimated that millions of kilograms of pollutants have been released to the atmosphere around Atatürk Airport while landing, take-off and taxi.

Key words: *Air Pollution, Airport, Aircraft*

1. GİRİŞ

Hava kirliliği, doğal olarak havada bulunmayan maddelerin havanın bileşimine eklenmesi ya da olağan koşullarda çok az bulunan maddelerin aşırı ölçüde bulunması sonucunda insan sağlığını; hayvan ve bitki yaşamını tehlikeye sokan ve zarar veren hava durumudur. Hava kirliliği kaynakları, doğal ve insan aktivitelerinden kaynaklanan kirlilik olmak üzere iki gruba ayrılır. İnsan aktivitelerinden kaynaklanan kirlilik, doğal kaynaklarla kıyaslandığında çok daha fazla etkili olduğu görülür. İnsanların sebep olduğu kirletici kaynakları noktasal, alansal ve çizgisel kaynaklar olup üç grupta incelenir. Noktasal kaynakları fabrikalar, enerji santralleri ve sanayi kuruluşları oluştururken, alansal kaynakları ise evlerde ısınma amaçlı kullanılan yakacaklar oluşturmaktadır. Kara, deniz, demir ve hava yolu gibi ulaşım araçlarının neden olduğu kirlilik ise çizgisel kaynakları oluşturmaktadır. Özellikle son zamanlarda hızla gelişen hava taşımacılığının, çevreye bıraktığı kirletici miktarı da büyük önem taşımaktadır. Uçaklarda kullanılan özel yakıt hava kirliliğini en fazla artıran etmendir (Ertürk,2010).

Hava taşımacılığındaki kirlilik iki kısımda incelenebilir. Birincisi, uçağın kalkış, iniş ve taksi anında, ikincisi ise uçağın seyrüsefer anında bıraktığı kirliliktir (Şen, 2009). Havaalanları etrafında oluşan kirlilik, uçağın kalkış, iniş ve taksi anındayken harcadığı yakıttan kaynaklanmaktadır. Bu yüzden havaalanları civarındaki yerleşim bölgeleri uçakların bu esnalarda neden olduğu kirlilikten son derece etkilenmektedir. Uçaklardan atmosfere yayılan ana kirleticiler; karbondioksit (CO_2), azot oksitler (NOx), su buharı, metan olmayan uçucu organik bileşikler (VOC-Volatile Organic Compounds), karbon monoksit (CO), kükürt oksitler (SOx), kurum ve diğer partiküler maddelerdir (Romano, D. 1999). Jet fuellerin (jet kerosen ve jet gasolin) yanması sonucunda çıkan emisyonlar genel olarak %70 CO_2, %29 H_2O ve %1 civarında ise NO_x, CO, SO_x, partiküller ve zararlı hava kirleticilerini de kapsayan iz elementleridir. Yeni gaz türbinlerinde N_2O miktarı çok az veya yok denecek kadardır (IPCC, 2010). Metan ise daha eski teknolojilerde atmosfere verilse de yeni teknolojilerin gelişmesiyle yok denecek kadar az miktarda motorlardan salınmaktadır.

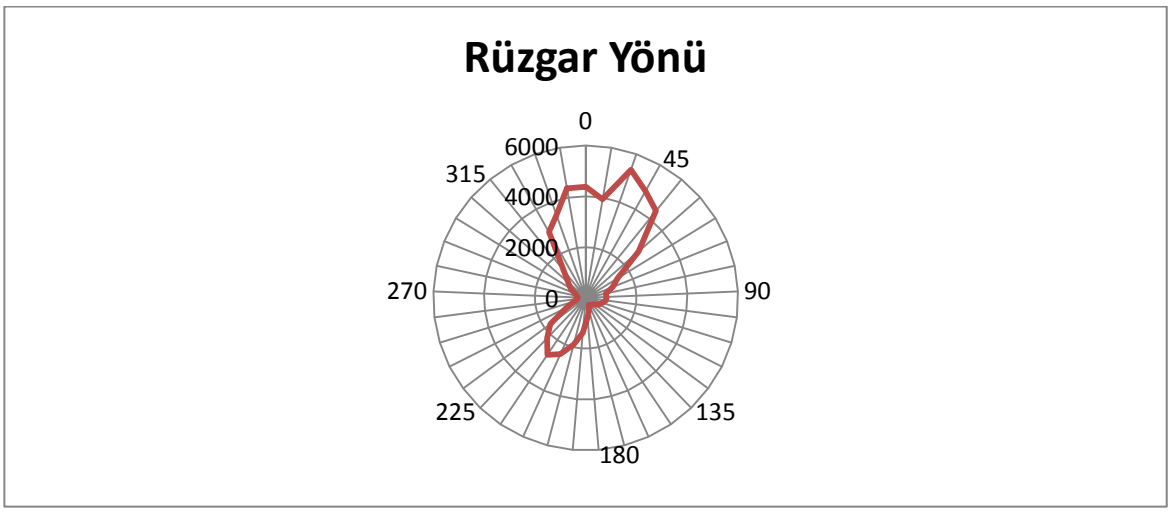
Uçak motorlarından kaynaklanan bu emisyonlar atmosfere ve yukarı troposfere etki etmektedir. Emisyonların yalnız çevre üzerinde değil sağlık üzerinde de olumsuz etkileri vardır. Daha spesifik bir açıklama yapmak gerekirse havaalanları yakınlarında, sülfür dioksitler ve nitrojen oksitler smog oluşumuna neden olur. Karbon monoksitler toksik ve hidrokarbonlar kanserojeniktir. 18. yy başlarında havaalanları civarlarında smog ve ozon oluşumu en büyük çevresel problem olmuştur. Bu nedenle uçak motorlarından kaynaklanan yanmamış hidrokarbonlar ve nitrojen oksitler yönetmelikler tarafından kontrol altına alınmış ve bu konuyla ilgili bir standart getirilmiştir (Aviation and Global Climate Change, 2010). Emisyonların çevreye ve insan sağlığına verdikleri zararların boyutlarını anlayabilmek için emisyon miktarlarının tespit edilmesi gerekmektedir. Bu nedenle cruise sırasında atmosfere verilen ve havalimanları civarındaki emisyonların tahminlerinin yapılabilmesi için birçok çalışma yürütülmüştür. EPA'nın Amerika havaalanları için yaptığı bir çalışmada geleceğe yönelik uzun vadede havaalanlarına verilecek emisyonların miktarları saptanmaya çalışılmıştır (2004). Perl ve arkadaşları ise LYON-Satolas Havaalanı için 1987-1990 ve 2015 yıllarında verilmiş ve verilecek olan emisyonların çevresel etkilerini ve bunların maliyetini inceleyen bir çalışma yapmışlardır (2007). Stefanou ve Haralambopoulos Yunanistan için yaptıkları bir çalışmada yıllık harcanan yakıt ve emisyonları hesaplamaya çalışmışlardır. Bu çalışma için Yunanistan'daki havayolu şirketlerinden elde edilen uçuş bilgilerini, uçuş saatlerini, uçuş trafik yoğunluğunu, filoları, motor tiplerini kullanmışlardır. Yıllık olarak çevresel kirlilik

yüklemesini hesaplamış ve havaalanları etrafında belirgin miktarda havacılık kaynaklı kirlilik tespit etmişlerdir (1997). Türkiye'de ise havalimanları civarında bırakılan emisyonların tespiti için yapılacak araştırma, ilk olarak şüphesiz ülkenin en yoğun hava trafiğine sahip olan Atatürk Havalimanı için yapılmalıdır. Atatürk hava limanındaki uçak emisyonları ile ilgili bir çalışmada, hava limanı çevresinde kara taşımacılığından gelen emisyonlarda daha fazla olduğu belirtilmiştir (Şen, 1997).

İstanbul Atatürk Havalimanı (IATA:IST, ICAO:LTBA) ile olarak Yeşilköy Havalimanı ismi ile 1 Ağustos 1953 yılında hizmete açıldı ve 1985 yılında bugün ki ismini aldı. Toplam 11.776.961 m2`lik alana kurulu bulunan Havalimanında 62.500 $m^{2}$`lik iç hatlar terminali, 268.000 m^{2}`lik dış hatlar terminali olmak üzere toplam 330.500 m^{2} lik, 27.5 milyon yolcu/yıl kapasiteli terminal mevcuttur. Havalimanında iki adet paralel 17L/35R ve 17R/35L pistleri ile 05/23 pisti olmak üzere toplam üç adet pist bulunmaktadır. Yolcu trafiğine göre, Avrupa'nın en yoğun havalimanları listesinde dokuzuncu sıradadır. Türkiye'deki Havaalanları İstatistiklerine göre, toplam yolcu trafiği bakımından birinci havalimanıdır.

Şekil 1. Atatürk Uluslararası Havalimanı üsten görünümü

Atatürk Uluslar arası Havalimanı için rüzgar yön ve şiddeti analizi yapıldığında kullanılan 2005-2009 arası beş yıllık veriler sonucunda hakim rüzgarın kuzeyli olduğu tespit edilmiştir. 350-40 derece arası hakim rüzgar yönü olduğu ortaya çıkmıştır. Zaman zaman ise 220 dereceden esen rüzgar bu bölgeyi etkisi altında bıraktığı gözlemlenmiştir. Rüzgar yönleri şekil 2'de gösterilmektedir. Rüzgar şiddetine bakıldığı zaman ise ortalama değerin 6 knot civarında olduğu bulunmuştur.

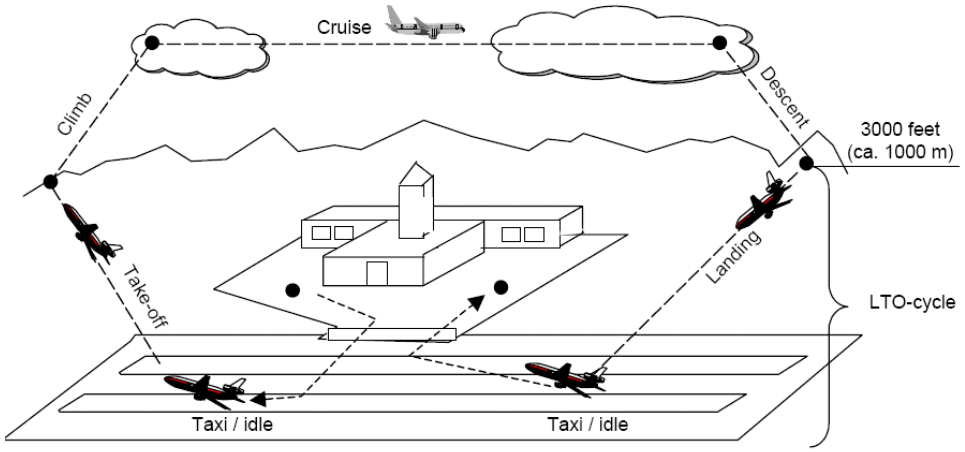


Şekil 2. Atatürk Havalimanı 2005-2009 yılları arası hakim rüzgar yönü

2. MATERYAL & METOT

Havacılık sektöründe uçaklardan kaynaklanan emisyonların (HC, CO, NOx, SOx, SO_2, N_2O, CO_2 ve diğer toksik maddeler) sınıflandırılması, oluşum yerlerine göre iki başlık altında toplanmaktadır. Bunlar Landing/Take-Off (LTO) ve cruise olarak isimlendirilir. Uçucu organik bileşiklerin (VOC), karbon monoksit (CO) ve partiküler maddelerin emisyonları ise tam olmayan yanma sonucu gerçekleşmekte ve esas olarak iniş ve kalkışlarda (LTO) ortaya çıkmaktadır. Uluslararası Sivil Havacılık Örgütü *(ICAO-International Civil Aviation Organisation)* tarafından tanımlanan LTO çevrimi esnasında uçaklardan çok sayıda kirletici emisyonu (NOx, CO, HC, SO_2, N_2O, CO_2 ve diğer toksik maddeler) meydana gelmektedir. 1 kg Jet A1 yakıtının tam olarak yanması ile yaklaşık 3.16 kg karbondioksit (CO_2) ve 1.25 kg su buharı (H_2O) emisyonu meydana gelmektedir. Kükürt dioksit (SO_2) emisyonları ise yakıttaki kükürt içeriğine bağlı olarak değişmektedir.

LTO diye adlandırılan kısım uçağın havalimanına yaklaşması, inmesi, taksi denen yer manevraları yapması, uçması ve tırmanışı içiren beş bölümden oluşmaktadır. ICAO tarafından sunulan tipik bir LTO çevrimi Şekil 3'te gösterilmiştir. ICAO, tırmanışı uçağın uçmasının ardından atmosferik sınır tabakasına (1000m) girişine kadar geçen periyot, aynı şekilde yaklaşmayı ise atmosferik sınır tabakasından inişe kadar geçen periyot şeklinde tanımlar. İkinci olarak cruise (düz uçuş) diye adlandırılan uçağın atmosferik sınır tabakasının üstüne çıkmasından sonra varacağı havaalanına inmek için 1000m ye kadar yaklaşacağı periyodu kapsayan bölümdür.



Şekil 3. LTO çevrimi

LTO çevirimi içerisinde gerçekleşen bir uçak operasyonuna bakıldığı zaman harcanan yakıtın, emisyonların yayılma hızı ve zamanı farklılık gösterir. Bunlar genel olarak uçak çeşidinin tipine, meteorolojik şartlara ve havaalanı şartlarına bağlıdır. Bunun yanında bulunduğu seviye ve gerçekleştirdiği periyot içinde de atmosfere verilen gazlar hem miktar hemde çeşitlilik yönünden farklılık gösterir. Genel olarak bütün uçak çeşitleri için emisyonlarının %10'luk kısmı LTO seviyesinde gerçekleşen periyotlarda (CO ve HC'lar hariç), %90 kısmı ise yüksek seviyelerde cruise bölümündeki periyotta oluşur ve atmosfere verilir (ICAO, 2010). Bu çalışmada yaklaşma, taksi, uçuş ve tırmanış periyotlarında harcanan zaman, LTO çevirimi standartlarından alınmıştır. Bu standartlara göre yaklaşma süresi 4 dakika, taksi süresi 26 dakika, kalkış süresi 0.7 dakika ve tırmanış süresi 2.2 dakika kabul edilip gerekli hesaplamalar yapılmıştır. IPCC'nin yayınladığı mobile yanmalar başlığı altında verilen yakıt tüketimi ve emisyon indeksleri Tablo 1'de verilmiştir.

Kullandığımız metot, Atatürk Havalimanı'nda yer ile 1000m seviyesi arasında gerçekleşen ve atmosfere verilen emisyon miktarını yaklaşım olarak vermektedir. LTO fazında kullanılan yakıt ve verilen emisyon miktarları her uçak çeşidi için verilen LTO istatistikleri yardımı ile tahmin edilmiştir. Tablo 1 iç ve dış hatlarda genel olarak kullanılan yaygın uçak çeşitlerini ve bunların her bir LTO fazı için yaklaşık emisyon faktörlerini içermektedir.

Tablo 1. Farklı uçak tipleri için LTO emisyon faktörleri (IPCC, 2010)

		LTO emisyon Faktörleri (kg/LTO)							LTO Yakıt Tüketimi
	Uçak Tipi	**CO2**	**CH4**	**N2O**	**NOX**	**CO**	**NMVOC**	**SO2**	**KG/LTO**
Büyük Ticari Uçaklar	**A300**	5450	0,12	0,2	25,86	14,8	1,12	1,72	1720
	A310	4760	0,63	0,2	19,46	28,3	5,67	1,51	1510
	A319	2310	0,06	0,1	8,73	6,35	0,54	0,73	730
	A320	2440	0,06	0,1	9,01	6,19	0,51	0,77	770
	A321	3020	0,14	0,1	16,72	7,55	1,27	0,96	960
	A330-200/300	7050	0,13	0,2	35,57	16,2	1,15	2,23	2230
	A340-200	5890	0,42	0,2	28,31	26,19	3,78	1,86	1860
	A340-400	6380	0,39	0,2	34,81	25,23	3,51	2,02	2020
	A340-500/600	10660	0,01	0,3	64,45	15,31	0,13	3,37	3370
	707	5890	9,75	0,2	10,96	92,37	87,71	1,86	1860
	717	2140	0,01	0,1	6,68	6,78	0,05	0,68	680
	727-100	3970	0,69	0,1	9,23	24,44	6,25	1,26	1260
	727-200	4610	0,81	0,1	11,97	27,16	7,32	1,46	1460
	737-100/200	2740	0,45	0,1	6,74	16,04	4,06	0,87	870
	737-300/400/500	2480	0,08	0,1	7,19	13,03	0,75	0,78	780
	737-600	2280	0,1	0,1	7,66	8,65	0,91	0,72	720
	737-700	2460	0,09	0,1	9,12	8	0,78	0,78	780
	737-800/900	2780	0,07	0,1	12,3	7,07	0,65	0,88	880
	747-100	10140	4,84	0,3	49,17	114,59	43,59	3,21	3210
	747-200	11370	1,82	0,4	49,52	79,78	16,41	3,6	3600
	747-300	11080	0,27	0,4	65	17,84	2,46	3,51	3510
	747-400	10240	0,22	0,3	42,88	26,72	2,02	3,24	3240
	757-200	4320	0,02	0,1	23,43	8,08	0,2	1,37	1370

	757-300	4630	0,01	0,1	17,85	11,62	0,1	1,46	1460
	767-200	4620	0,33	0,1	23,76	14,8	2,99	1,46	1460
	767-300	5610	0,12	0,2	28,19	14,47	1,07	1,77	1780
	767-400	5520	0,1	0,2	24,8	12,37	0,88	1,75	1750
	777-200/300	8100	0,07	0,3	52,81	12,76	0,59	2,56	2560
	DC-10	7290	0,24	0,2	35,65	20,59	2,13	2,31	2310
	DC-8-50/60/70	5360	0,15	0,2	15,62	26,31	1,36	1,7	1700
	DC-9	2650	0,46	0,1	6,16	16,29	4,17	0,84	840
	L-1011	7300	7,4	0,2	31,64	103,33	66,56	2,31	2310
	MD-11	7290	0,24	0,2	35,65	20,59	2,13	2,31	2310
	MD-80	3180	0,19	0,1	11,97	6,46	1,69	1,01	1010
	MD-90	2760	0,01	0,1	10,76	5,53	0,06	0,87	870
	TU-134	2930	1,8	0,1	8,68	27,98	16,19	0,93	930
	TU-154-M	5960	1,32	0,2	12	82,88	11,85	1,89	1890
	TU-154-B	7030	11,9	0,2	14,33	143,05	107,13	2,22	2230
Jetler	**RJ-RJ85**	1910	0,13	0,1	4,34	11,21	1,21	0,6	600
	BAE 146	1800	0,14	0,1	4,07	11,18	1,27	0,57	570
	CRJ-100ER	1060	0,06	0,03	2,27	6,7	0,56	0,33	330
	ERJ-145	990	0,06	0,03	2,69	6,18	0,5	0,31	310
	Fokker100/70/28	2390	0,14	0,1	5,75	13,84	1,29	0,76	760
	BAC111	2520	0,15	0,1	7,4	13,07	1,36	0,8	800
	Dornier 328Jet	870	0,06	0,03	2,99	5,35	0,52	0,27	280
	Gulfstream IV	2160	0,14	0,1	5,63	8,88	1,23	0,68	680
	Gulfstream V	1890	0,03	0,1	5,58	8,42	0,28	0,6	600
	Yak-42M	2880	0,25	0,1	10,66	10,22	2,27	0,91	910
ops	**Beech King Air**	230	0,06	0,01	0,3	2,97	0,58	0,07	70
	DHC8-100	640	0	0,02	1,51	2,24	0	0,2	200
	ATR72-500	620	0,03	0,02	1,82	2,33	0,26	0,2	200

IPCC'nin metodoloji kısmında ikinci yöntem olarak önerilen yaklaşım bu araştırmadaki yöntem olarak kabul edilmiştir. Bu yöntemde uçakların jet yakıtı kullanıldığı kabulü vardır. Bu yaklaşımın uygulanabilmesi için meydana kalkış ve iniş yapan toplam uçak sayısının ve uçak çeşidinin bilinmesi gerekmektedir. Bu yöntemde kullanılan formül aşağıda verilmiştir.

LTO Emisyonu = LTO Sayısı x LTO Emisyon Faktörleri (1)

Formül (1) ile verilen yöntem ile Atatürk Uluslararası Havalimanına aylık ve günlük olarak iniş-kalkış yapan uçak sayıları tabloda verilen indekslerle çarpılarak her uçak tipi için atmosfere verilen kirleticiler ayrı ayrı hesaplanıp, daha sonra toplanarak dönemsel bir tek sonuç elde edilmiştir. Daha sonra elde edilen N_2O ile CH_4 Formül (2) ile verilen dönüşüm kullanılarak CO_2 eşdeğeri cinsinden hesaplanmış ve genel bir sonuç elde edilmeye çalışılmıştır (Canada Environment, 2005).

$$CO_2 \text{ eşdeğer} = (N_2O \times 310) + (CH_4 \times 21) + (CO_2 \times 1) \quad (2)$$

ICAO yönetmeliği LTO döngüsü için atmosfere verilen gaz emisyonlarının limit değerlerini kısıtlamaktadır. LTO döngüsünde bütün ticari uçaklardan çıkan emisyonların

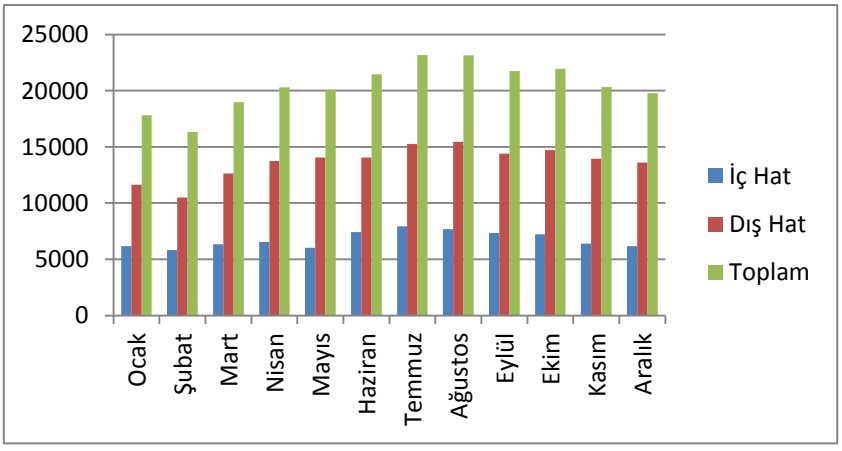
%56'sı NO_x formunda atmosfere verilmektedir. Yanmayan hidrocarbonlar ise %5 civarlarındadır.

Atatürk Uluslararası Havalimanı için yapılan araştırmada kullanılan veriler günlük bazda olup 2009 yılını içermektedir. Veriler ise günlük olarak Atatürk Havalimanına iniş ve kalkış yapan sadece ticari özellik gösteren uçak sayısını ve bu uçakların tiplerini içermektedir.

Tablo 2. 2009 yılı Atatürk Havaalanına iniş-kalkış yapan uçak sayısı

	İç Hat	**Dış Hat**	**Toplam**
Ocak	6175	11646	17821
Şubat	5836	10493	16329
Mart	6326	12640	18966
Nisan	6543	13749	20292
Mayıs	6026	14058	20084
Haziran	7408	14049	21457
Temmuz	7918	15259	23177
Ağustos	7675	15450	23125
Eylül	7328	14408	21736
Ekim	7231	14719	21950
Kasım	6382	13934	20316
Aralık	6180	13584	19764

Tablo 2 2009 yılı Atatürk Havaalanına iniş-kalkış yapan uçak sayılarını içermektedir. Bu uçak sayılarının grafiksel olarak gösterimi ise Şekil 4'te verilmiştir. Buna göre 2009 yılı içerisinde Atatürk Havalimanına iniş ve kalkış yapan toplam uçak sayısı 245.017'dir. Bir günde inen ve kalkan ortalama uçak sayısı ise 671'dir. Şekil 4 incelendiğinde meydanda en yoğun geçen aylar beklenildiği gibi yaz ayları olmuştur. Bu da tatil olan yaz aylarında insanların daha çok seyahat etmesinden kaynaklanmaktadır. Trafiğin en çok olduğu ay ise Temmuz ayıdır.



Şekil 4. 2009 yılı Atatürk Havaalanına iniş-kalkış yapan uçakların aylara göre dağılımı

2009 yılı Atatürk Havalimanı'na iniş-kalkış yapan uçakların günlere göre dağılımı, Tablo 3'te iç hat, dış hat ve toplam değerler olarak ayrı ayrı gösterilmiştir. Tablonun toplam değerine baktığımızda en çok seyahat edilen günler Pazar günüdür. Perşembe ve Cuma da trafiğin yoğun olduğu diğer günlerdir.

Tablo 3. 2009 Atatürk Havaalanına iniş-kalkış yapan uçakların günlere göre dağılımı

	İç Hat	**Dış Hat**	**Toplam**
Pazartesi	11319	24053	35372
Salı	10975	22106	33081
Çarşamba	11506	22388	33894
Perşembe	11853	24375	36228
Cuma	12345	23868	36213
Cumartesi	11428	22378	33806
Pazar	11602	24821	36423

3. SONUÇLAR

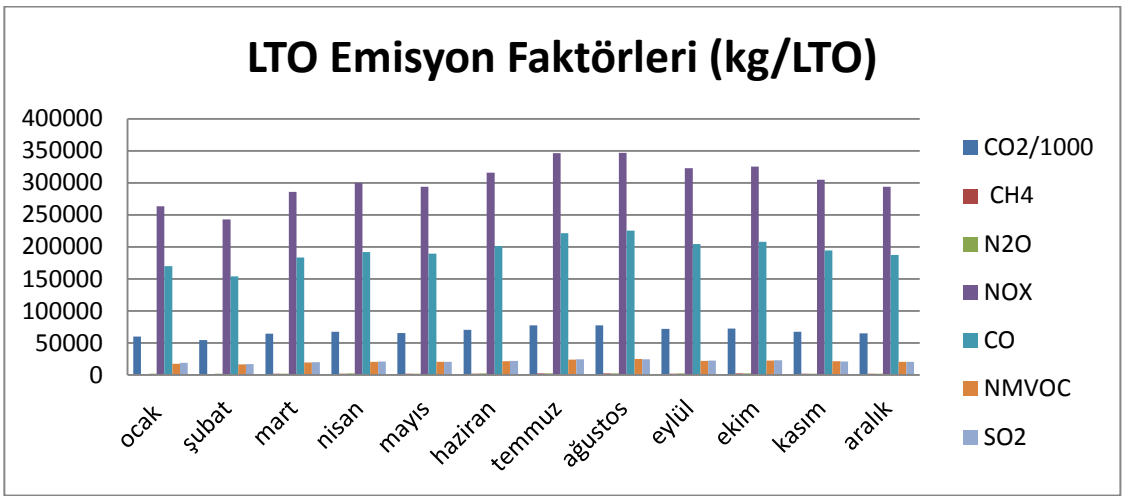
Atatürk Uluslararası Havalimanı için yapılacak emisyon analizinden önce emisyonların meydana gelmesi için gerekli yakıt yakımının gerçekleşmesi gerekir. Harcanan yakıtla birlikte emisyonlar meydana gelir ve atmosfere salınır. Yapılacak LTO emisyon analizinde inen-uçan uçak sayıları ile harcanan yakıt doğru orantılıdır. 2009 yılında Atatürk Havalimanı'na kalkış ve iniş yapan uçakların neden olduğu emisyonların çeşitleri ve değerleri Tablo 4'te verilmiştir.

Tablo 4. Atatürk Havalimanı 2009 yılı LTO emisyon faktörleri

	LTO Emisyon Faktörleri (kg)							**LTO Harcanan Yakıt KG**
	CO_2	**CH_4**	**N_2O**	**NO_X**	**CO**	**NMVOC**	**SO_2**	
Ocak	60244330	1988	2244	263356	170294	17849	19054	19054890
Şubat	54788560	1843	2029	242857	153981	16554	17331	17332110
Mart	64582200	2221	2392	285864	183357	19952	20428	20429440
Nisan	67461920	2287	2491	299733	192145	20589	21343	21344150
Mayıs	65696110	2293	2413	293741	189689	20677	20786	20787380
Haziran	70688210	2412	2593	315974	201767	21732	22366	22367510
Temmuz	77520770	2675	2846	346183	221529	24072	24526	24528120
Ağustos	77738790	2798	2848	346901	225373	25178	24595	24596250
Eylül	72061130	2460	2637	323135	204752	22147	22801	22802000
Ekim	72776520	2543	2675	325347	207973	22880	23025	23026840
Kasım	67682010	2427	2480	305041	194535	21846	21415	21415910
Aralık	65219040	2308	2390	293974	187615	20793	20636	20636720

Harcanan yakıtın 2009 yılı boyunca aylık dağılımına bakıldığı zaman sefer sayılarının en fazla olduğu Temmuz ayında, yakıt harcanması doğru orantılı olarak en fazla olduğu, bunun aksine Şubat ayında ise en az seviyede olduğu Tablo 4'te görülebilir. Hem iç hatlar hem de dış hatlar için Temmuz- Ağustos ayı seferleri ve harcanan yakıt seviyesi maksimum düzeydedir. 2009 yılında Atatürk Havalimanı'na salınan toplam emisyon miktarı ise *823.005.574* kg dır ve bunun %99 'unu CO_2 oluşturmaktadır.

Tablo 4'ün grafiksel gösterimi ise Şekil 5'te verilmiştir. CO_2 emisyon değerleri diğer bileşenlere göre çok daha yüksek olduğu için, grafik gösteriminde tablodaki değerlerin 1000'e bölünmüş hali ile verilmiştir.



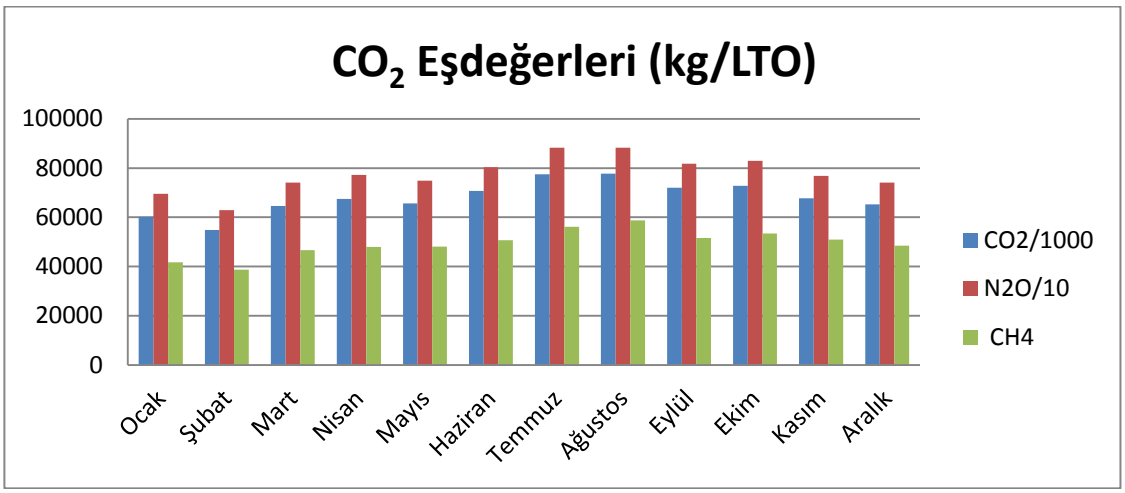
Şekil 5. Atatürk Havalimanı 2009 yılı LTO emisyon faktörleri

LTO çevrimi içerisinde atmosfere verilen ve en önemli sera gazları arasında sayılan N_2O ve CH_4 için de analiz yapılmıştır. Formül (2) olarak verilen çevrimle N_2O ve CH_4 emisyonları CO_2 eşdeğerine çevrilmiştir ve çıkan sonuçların aylara göre dağılımı Tablo 5'te verilmiştir. Formül (2) ile hesaplanan CO_2 eşdeğeri 2009 yılı toplam değeri ise *82.6364.725 kg* dır.

Tablo 5. N_2O ve CH_4 emisyonlarının CO_2 eşdeğerleri (kg/LTO)

	N_2O	**CH_4**	**CO_2**
Ocak	695640	41748	60244330
Şubat	628990	38703	54788560
Mart	741520	46641	64582200
Nisan	772210	48027	67461920
Mayıs	748030	48153	65696110
Haziran	803830	50652	70688210
Temmuz	882260	56175	77520770
Ağustos	882880	58758	77738790
Eylül	817470	51660	72061130
Ekim	829250	53403	72776520
Kasım	768800	50967	67682010
Aralık	740900	48468	65219040

Tablo 5'te bulunan değerlerin grafiksel olarak gösterimi ise Şekil 6'da verilmiştir. Ancak Tablo 5'te elde edilen N_2O ve CH_4 ve CO_2 değerlerinin mertebeleri birbirinden farklı olduğundan, değerler arasındaki değişimin aynı grafik üzerinde daha iyi yorumu yapılabilmesi için, N_2O değerleri 10 ile ve CO_2 değerleri de 1000 ile bölünüp Şekil 6'da öyle gösterilmiştir.



Şekil 6. Atatürk Havalimanı 2009 yılı N_2O ve CH_4 emisyonlarının CO_2 eşdeğerleri

2009 yılı Atatürk Havalimanı'na kalkış ve iniş yapan uçak sayısı ve tiplerinden elde edilen verilere göre, toplam 245.017 uçağın LTO esnasında atmosfere bıraktığı toplam emisyon miktarı *823.005.574* kg olup bu değer ciddi boyutlardadır. Bu miktarın büyük bir kısmını en önemli sera gazlarından biri olan CO_2 olduğu düşünüldüğünde atmosfere verilen zarar da anlaşılabilir. Ayrıca Atatürk Havalimanı'nın yerleşim bölgelerine yakın olması, burada bırakılan emisyonların doğrudan toplum üzerinde etkili olmasına neden olur. Atatürk Havalimanı için yapılan rüzgar analizinde hakim rüzgarın kuzeyli olması meydanda salınan milyonlarca kilogram emisyonların güneye doğru hareket etmesine neden olacaktır. Meydanın güneyinde yer alan Bakırköy yerleşiminin doğrudan bu emisyonlara maruz kalması, bu bölgede ikamet eden kişilerde sağlık problemleri oluşturabilir. Hem hava kirliliği hem gürültü kirliliği ve diğer nedenlerden dolayı havalimanlarının yerleşim bölgelerinden uzak kurulması tavsiye edilir.

REFERANSLAR

Aviation and Global Climate Change, URL: www.manchesterfoe.org.uk/pdf/ AviationAndGlobalClimateChangeLeafletaef.pdf, 2010

Canada Environment, Environmental Indicators, URL: http://www.ec.gc.ca/indicateurs-indicators/default.asp?lang=En&n=4F2A6D86-1&offset=9&toc=show, 2005

Devlet Hava Meydanları İşletmesi Genel Müdürlüğü, Istatistik Yilligi 2007-2010, Istanbul,2010

EEA-European Environment Agency- Avrupa Çevre Ajansı Raporu, "Politika Yapıcıları için On Önemli Taşımacılık ve Çevre Sorunu", Avrupa Birliğinde Taşımacılık ve Çevrenin Bütünleştirilmesinin İzlenmesini Sağlayan Göstergeler, 2004.

Ertürk, F. "Hava Kirlenmesi", YTÜ Çevre Mühendisliği Bölümü Ders Notları, 2010.

ICAO- International Civil Aviation Organization "Investment requirements for aircraft fleets and for airport and route facility infrastructure to the year 2010", 2010

IPCC-Intergovernmental Panel on Climate Change Special Report Working Groups I and III, "Aviation and the Global Atmosphere", Summary of Policy Markers, 2010. URL: www.grida.no/climate/ipcc/spmpdf/av-e.pdf

Perl A, Patterson J, Perez M. Pricing aircraft emissions at Lyon-Satolas airport, 2007

Romano, D., Gaudioso, D., De Lauretis, R., Aircraft Emissions: A Comparison of Methodologies Based on Different, 2009.

Stefanou P, Haralambopoulos D. Energy demand and environmental pressures due to the operation of olympic airways in Greece, 1997

Şen O, Hava Kirlenmesi, İTÜ Meteoroloji Bölümü Ders Notları, 2009.

Şen, O.,1997, The effect of aircraft engine exhaust gases on the environment. Int. J. Environment and Pollution, Vol. 8, No. ½, pp. 148-157.

T.C. Ulaştırma Bakanlığı, Sivil Havacılık Genel Müdürlüğü, Faliyet Raporu, 2009

SPI VE PNI YÖNTEMLERİYLE TARIM YILI KURAKLIK ANALİZİ

Osman ŞİMŞEK[1], Belgin ÇAKMAK[2]
[1] DMİ Zirai Meteoroloji ve İklim Rasatları Dairesi Başkanlığı Zirai Meteoroloji Şubesi
06120 Kalaba, Keçiören, Ankara, TÜRKİYE, osimsek@dmi.gov.tr
[2] A.Ü. Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü
06110 Dışkapı, Ankara, TÜRKİYE, Belgin.Cakmak@agri.ankara.edu.tr

ÖZET
Kuraklık, canlılar üzerinde büyük olumsuz etkileri olan, önemli ekolojik sorunların yaşanmasına neden olan, meteorolojik karakterli doğal bir afettir. 21. yüzyıl'da beklenen iklim değişikliği ve kuraklık, gıda güvenliğini tehdit etmektedir. Bu çalışmanın amacı, kuraklık izleme ve etkilerini azaltma çalışmalarının tamamlanmasına katkı sağlamaktır.

Bu çalışmada, Türkiye geneli için Standart Yağış İndeksi (SPI) ve Normalin Yüzdesi İndeksi (PNI) yöntemleri kullanılarak aylık, mevsimlik ve tarım yılı bazında kuraklık analizleri yapılmıştır. SPI ve PNI yöntemlerine göre kuraklığın en fazla yaşandığı bölge Güneydoğu Anadolu olmuş, SPI'a göre kuraklık 18 yıl ve %46.2'lik bir oran, PNI'a göre ise 9 yıl ve %23.1'lik bir oran yakalamıştır.

Anahtar Kelimeler: *Kuraklık, SPI, PNI, Tarım yılı*

MONTHLY, SEASONAL AND AGRICULTURAL YEAR BASED DROUGHT ANALYSIS BY USING SPI AND PNI

ABSTRACT
Drought has been characterized as a meteorological natural disaster, which has profound negative effect on the living beings and led to major ecological problems. The expected climate change and drought scenarios in 21. century will have threatened the food security. The aim of this research is to contribute to the completion of studies which helps monitoring of drought and reduction of its effects.

In this study, monthly, seasonal and agricultural year based drought analyses for over all Turkey have been performed by using Standardized Precipitation Index (SPI) and Percent of Normal Index (PNI) methods. According to SPI and PNI methods, Southeastern Anatolia was the region which faced with drought at most. Drought was repeated 18 years with a rate of 46.2% by SPI and 9-year repetition period with a rate of 23.1% by PNI.

Key Words: *Drought, SPI, PNI, Agricultural year*

1. GİRİŞ
Kuraklık, canlıların yaşamı üzerinde çok büyük olumsuz etkileri olan, insanların çeşitli etkinliklerini sınırlayan, önemli ekolojik sorunların yaşanmasına neden olan ve her an afete dönüşebilen, meteorolojik karakterli bir doğal tehlikedir (Şahin ve Sipahioğlu, 2003). İnsanoğlunu etkileyen en önemli doğal afetlerden birisi olup, doğanın gizli bir tehlikesidir. İklimin sürekli tekrar eden bir olgusu olmakla birlikte hala tahmin edilememektedir. Meydana geldiği zaman, süresi, şiddeti ve etki alanı yıldan yıla değişmektedir. Bunun sonucunda ekonomik, sosyal ve çevresel etkiler meydana getirmekte, bu etkiler zaman zaman insanlık için büyük tehlikeler oluşturmaktadır (Şimşek ve Çakmak, 2010). Kuraklık analizlerinde bir bölgedeki yağış ve evapotranspirasyon arasındaki dengenin uzun süreli ortalaması göz önünde bulundurulmalıdır. Kuraklık zamana bağlı bir parametredir (Graedel vd., 2007). Yağışların başlangıcındaki gecikmeler, yağış–zaman ilişkisi,

yağışların yoğunluk ve şiddeti kuraklık üzerine etkili bazı faktörler arasında yer alır. Yüksek sıcaklık, rüzgar ve düşük nem miktarı gibi, diğer değişkenler bir çok bölgede kuraklıkta etkili olur. Kuraklık yalnızca fiziksel bir olay veya bir doğa olayı olarak görülmemelidir. Onun, insan ve faaliyetlerinin su kaynaklarına olan bağımlılığı nedeniyle toplum üzerinde çeşitli etkileri vardır (Shiklomanov vd., 2003).

Yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklıklar tarım alanları üzerinde önemli düzeyde verim kayıplarına ve ciddi ekonomik gelir düşüşlerine neden olabilmektedir. Kuru havadan kaynaklanan nem azlığı bitki gelişmesi açısından zararlı canlıların gelişimi için elverişli bir ortam oluşturur ve zararlıların artmasına, bitki hastalıklarının çoğalmasına neden olur. Bu zararlı canlılar ve hastalıklar hem ürün miktarında önemli düzeyde kayıplara hem de ürün kalitesinde ciddi düşüşlere neden olur (Herdem vd., 2002). Yağış eksikliğinden kaynaklanan kuraklıklar, süt üretimini, orman yangınlarını, ağaç hastalıklarını, çiftlik hayvanlarındaki ve balık üretimindeki kayıpları tetikler. Ayrıca meraların fakirleşmesi ile hayvanlara yeterli yem bulunamaması sonucunda hayvansal üretim kayıpları artar. Bunun sonucunda kırsal kesimden şehirlere göç artmaya başlar. Kuraklığın bir başka zararı ise ırmakların ve pınarların kuruması veya suyun azalması ile yabani hayvanların hayatının tehlikeye girmesi ve doğanın dengesinin bozulmasıdır.

Özellikle kuraklıkla mücadele ve etkilerinin azaltılması amacıyla, küresel ve ülkesel bazda son yıllarda önemli çalışmalar başlatılmış, bu bağlamda Dünya Meteoroloji Teşkilatı'nın (WMO) da desteği ile "Kuraklık İzleme ve Önleme" merkezleri oluşturulmuştur. Bu merkezlerin çalışmasında birinci aşama veri tabanı, değerlendirme ve haritalama aşamasıdır. Bunlar yapıldıktan sonra izleme, tahmin, araştırma, eğitim, felaketin planlanması ve yönetimi gelmektedir (Gathara vd., 2006).

Bu çalışmada, kuraklık izleme ve etkilerini azaltma çalışmalarında başlangıç aşamasının tamamlanmasına katkı yapacak veriler hazırlanmış ve analizler yapılmıştır. Bu çalışmalar yardımıyla, geçmişte meydana gelen kuraklık ve oluşan zararlar daha iyi analiz edilerek, gelecekte hangi aşamada hangi tedbirlerin alınması gerektiği konusunda planlamalar yapılabilecektir. Geçmişte, normal yıl bazında (Ocak-Aralık), değişik metotlar kullanılarak Türkiye için çok sayıda ve detaylı kuraklık analizleri yapılmıştır. Fakat tarımsal kuraklık değerlendirmesinin sağlıklı bir şekilde yapılabilmesi ancak tarım yılının (Ekim-Eylül) esas alınması ile mümkün olacaktır. Ülkemizde tarım yılı bazında yapılmış kapsamlı kuraklık analizleri çok az olduğundan bu çalışma önemli bir eksikliği giderecektir.

2. MATERYAL VE YÖNTEM

SPI ve PNI yöntemlerinin kullanılabilmesi için gerekli girdiler araştırılıp temin edilmiştir. Meteorolojik veriler DMİGM'den (DMİGM, 2009) alınmış olup, 260 Büyük Klima İstasyonu'na ait geçmiş ve aktüel verileri kapsamaktadır. İstasyonlar Türkiye genelinde düzgün bir dağılım göstermektedir. Veriler, günlük olarak yağış değerleridir. Çalışmada SPI ve PNI yöntemleri için kesintisiz en az 30 yıllık verisi olan 151 istasyon kullanılmıştır.

Standart Yağış İndeksi (SPI)

SPI esas olarak belirlenen zaman dilimi içinde yağışın ortalamadan olan farkının standart sapmaya bölünmesi ile elde edilir (McKee vd., 1993). 1993 yılında McKee ve arkadaşları tarafından kuraklığın takibi amacıyla geliştirilen bu yöntem, dünyada kuraklık izlemesinde yaygın olarak kullanılan yöntemlerden biridir (Şaylan vd., 2003).

SPI metodu ile kuraklık değişimleri analizi yapılabileceğine örnek olması açısından Delphi V programlama dilinde SPI uygulama yazılımı geliştirilmiştir (Turgu vd., 2003). Bu yazılım sayesinde tek yada çoklu istasyon seçeneği ile aylık toplam yağış verileri kullanılarak geçmiş yıllara ait kuraklık analizi yapılabileceği gibi, ileriye dönük kuraklık tahmini de yapılabilmekte ve farklı kategorilerde kuraklık oluşumlarını sağlayan kritik yağış değerleri elde edilebilmektedir. Program istenilen istasyon için 3, 6, 12 ve 24 ay bazında bunların herhangi bir kombinasyonu için kuraklık indeksinin zaman ve yüzde oluşumunu hesaplayabilmekte ve aynı zamanda farklı kuraklık şiddeti kategorilerinde analize imkan vermektedir (Kömüşçü vd., 1999; 2000; 2003).

$\mathbf{SPI} = (\mathbf{X_i} - \overline{\mathbf{X}}_\mathbf{i}) / \boldsymbol{\sigma}$ Eşitlikte; (1)

- **SPI**: Standart Yağış İndeksi
- $\mathbf{X_i}$: Aktüel yağış miktarı
- $\overline{\mathbf{X}}_\mathbf{i}$: Ortalama yağış miktarı
- $\boldsymbol{\sigma}$: Standart sapma değeri
-

SPI değerlerinin hesaplanmasında şu yöntem izlenir. En az 30 yıllık sürekli periyoda sahip aylık yağış dizileri (m boyutunda) hazırlanır. Yağış eksikliğinin farklı su kaynaklarına etkisi dikkate alınarak indekslerdeki değişimlerin gözleneceği 3, 6, 12 ve 24 aylık (i) farklı zaman dilimleri belirlenir. Bu zaman dilimleri yağıştaki eksikliğin kullanılabilir su kaynaklarına olan etkisinin ne kadar sürede hissedilebileceği gibi sübjektif bir mantığa göre seçilmiştir. Örneğin; herhangi bir ayda yağışta meydana gelen azalma toprak nemine hemen etki edebilirken, yeraltı sularının ve nehirlerin bundan etkilenmesi daha uzun süreli bir zaman dilimi içinde olur. Her zaman dilimindeki veri dizileri kayan bir özellikte olup o ayın indeks değeri önceki (i) ayların değerlerine göre belirlenir. Daha sonra her veri seti Gama dağılımına uydurulur ve böylece gözlenmiş yağış olasılıkları tanımlanır. Thom (1958) Gama dağılımının klimatolojik zaman serilerine en uygun dağılım olduğunu ortaya koymuştur. Gama dağılımı, dağılım frekansı veya olasılık yoğunluk fonksiyonu ile tanımlanır (Haan, 1977).

SPI değerleri dikkate alınarak yapılan bir kuraklık değerlendirmesinde indeksin sürekli olarak negatif olduğu zaman periyodu kurak dönem olarak tanımlanır. İndeksin sıfırın altına ilk düştüğü dönem kuraklığın başlangıcı olarak kabul edilirken, indeksin pozitif değere yükseldiği ay kuraklığın bitimi olarak değerlendirilir (McKee vd., 1994). SPI metoduna göre yapılan sınıflandırma Çizelge 2.1'de verilmiştir.

Tablo 2.1 SPI metoduna göre indeks değerleri ve sınıflandırma

SPI İNDİSİ DEĞERLERİ	SINIFLANDIRMA
2.0 ve fazla	Olağanüstü Nemli
1.60 ile 1.99	Aşırı Nemli
1.30 ile 1.59	Çok Nemli
0.80 ile 1.29	Orta Nemli
0.51 ile 0.79	Hafif Nemli
0.50 ile -0.50	Normal Civarı
-0.51 ile -0.79	Hafif Kurak
-0.80 ile -1.29	Orta Kurak
-1.30 ile -1.59	Şiddetli Kurak
-1.60 ile -1.99	Çok Şiddetli Kurak
-2.0 ve düşük	Olağanüstü Kurak

Normalin Yüzdesi İndeksi (PNI)

PNI kuraklık indeksleri arasında en basitidir ve esas olarak belirlenen zaman dilimi içinde yağış miktarının ortalamasına bölünmesiyle yüzdelik halinde elde edilir. PNI'nın hesabında yağışın 12 ay ve daha az periyotları da kullanılabilir (Willeke vd., 1994).

$\mathbf{PNI} = \left(\mathbf{P_i}/\overline{\mathbf{P}}_\mathbf{i}\right) * \mathbf{100}$ Eşitlikte; (2)

- **PNI** : Normalin Yüzdesi İndeksi
- $\mathbf{P_i}$: Aktüel yağış miktarı
- $\overline{\mathbf{P}}_\mathbf{i}$: Ortalama yağış miktarı

PNI değerleri dikkate alınarak yapılan bir kuraklık değerlendirmesinde indeksin sürekli olarak eşikten küçük olduğu zaman periyodu kurak dönem olarak tanımlanır. Eşiğin altına ilk düştüğü değer kuraklığın başlangıcı olarak kabul edilirken indeksin eşikten yükseldiği değer ise kuraklığın bitimi olarak değerlendirilir. Bu yöntemle kuraklık şiddeti kategorilere göre sınıflandırılır (Çizelge 2.2).

Tablo 2.2 PNI metoduna göre indeks değerleri ve sınıflandırma

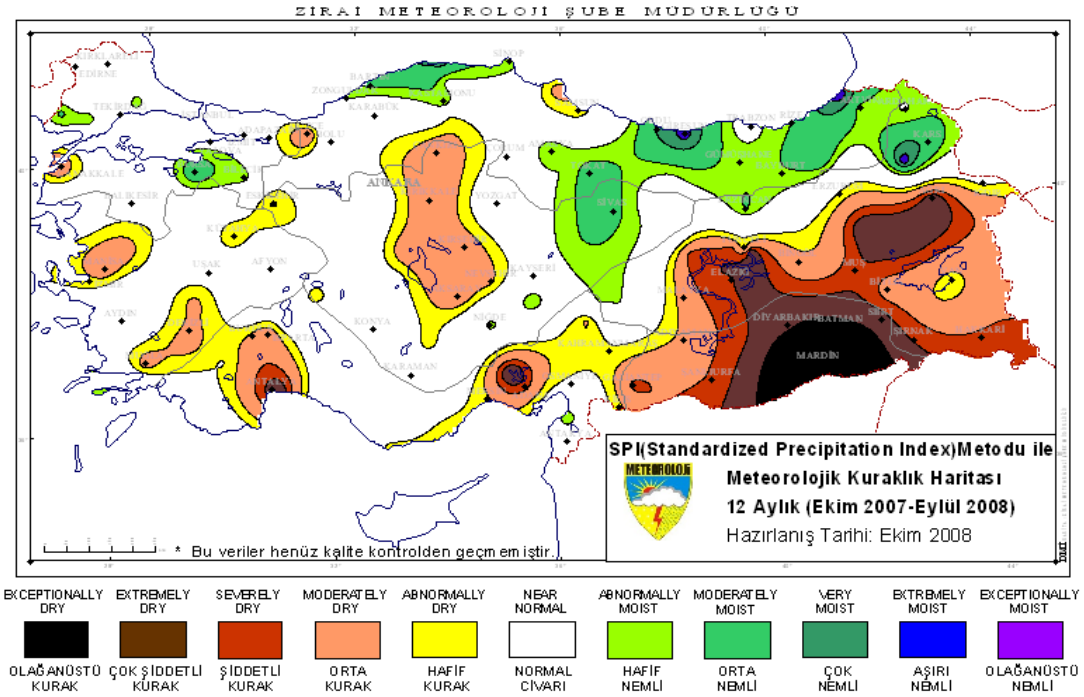
PERİYOT	NORMAL VE ÜZERİ (Risk Yok)	HAFİF KURAK (İzlemeye Başla)	ORTA ŞİDDETTE KURAK (Uyarı)	ŞİDDETLİ KURAK (Acil Durum)
1	% 75 ten büyük	% 65 – % 75	% 55 – % 65	% 55 ten küçük
3	% 75 ten büyük	% 65 – % 75	% 55 – % 65	% 55 ten küçük
6	% 80 den büyük	% 70 – % 80	% 60 – % 70	% 60 tan küçük
9	% 83,5 tan büyük	% 73,5 – % 83,5	% 63,5 – % 73,5	% 63,5 tan küçük
12	% 85 ten büyük	% 75 – % 85	% 65 – % 75	% 65 ten küçük

3. BULGULAR

1970-2008 periyodundaki tarım yılları için SPI ve PNI yöntemleri kullanılarak Türkiye geneli kuraklık analizi yapılmıştır. Yapılan analizler sonucunda hangi yılda hangi bölgenin ne derecede kuraklık yaşadığı, kuraklığın kaç yıl devam ettiği, tekerrür sayısı ve dönem içerisindeki yüzde olarak oranı tespit edilmiştir.

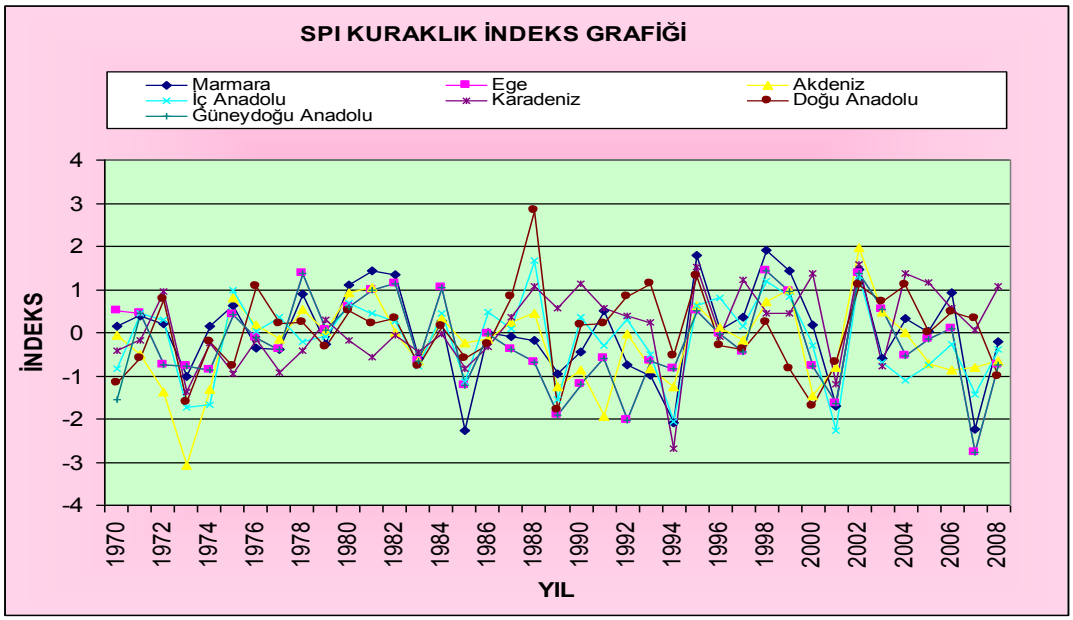
SPI ile tarım yılı kuraklık analizi

SPI yöntemiyle hazırlanmış kuraklık haritasında 11 sınıf bulunmaktadır. Siyaha doğru yapılan sınıflandırmalar kuraklığın arttığını, maviye doğru yapılan sınıflandırmalar ise nemliliğin arttığını göstermektedir. 2007-2008 Tarım Yılı'nda ülkemizin büyük kısmı normaller civarında olmakla birlikte Güneydoğu Anadolu Bölgesi'nde yaygın ve şiddetli kuraklığın mevcut olduğu görülmektedir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 SPI kullanılarak hazırlanan 2007-2008 Tarım Yılı kuraklık haritası

1970 yılından 2008 yılına kadar her bir tarım yılı ve her bir bölge için SPI metodu ile üretilen indis değerleri Şekil 3.2'de gösterilmiştir.



Şekil 3.2 SPI ile kuraklık değerlendirme grafiği

En uzun süreli kesintisiz negatif değer (kuraklık), 1985-1994 yılları arasında (10 yıl) Ege ve Güneydoğu Anadolu'da görülmüştür. Karadeniz'de 1980-1986 yılları arasında 7 yıl, İç Anadolu'da 2003-2008 yılları arasında 6 yıl, Akdeniz'de 1989-1994 yılları arasında 6 yıl, Marmara'da 1987-1990 yılları arasında 4 yıl, Doğu Anadolu Bölgesi'nde 1972-1974 yılları arasında 3 yıl ve Türkiye genelinde 1989-1994 yılları arasında 6 yıl kurak dönem yaşanmıştır.

Normal ve civarı geçen yıl sayısı en az Ege ve Güneydoğu Anadolu'da 11 yıl olmuş, en fazla Türkiye genelinde 20 yıl olarak gerçekleşmiştir. En fazla tekrar eden sınıf "Normal Civarı" olarak görülmektedir. İkinci tekerrür sayısı en yüksek olan sınıf "Hafif Kurak" sınıfıdır. Ege ve Güneydoğu Anadolu'da 9'ar kez bu kuraklık görülmüştür. En az görülen kuraklık sınıfı ise "Olağanüstü Nemli" sınıfıdır. Bölgesel bazda olağanüstü nemli geçen yıl olmamıştır. Türkiye geneli için yapılan analizde 2001-2002 Tarım Yılı'nda olağanüstü nemli bir yıl yaşanmıştır. Olağanüstü kuraklık en fazla Marmara'da 3 kez görülmüştür. Doğu Anadolu'da ise olağanüstü kurak dönem hiç yaşanmamıştır.

Kuraklık sınıfının % olarak tekerrürüne baktığımızda Türkiye geneli % 2.6 oranında olağanüstü nemli ve olağanüstü kurak dönem yaşamıştır. % 51.3 oranında normal civarı kuraklık gerçekleşmiştir. Bölgeler bazında, olağanüstü nemli geçen dönem bütün bölgelerde % 0, olağanüstü kurak geçen dönem oranı Doğu Anadolu'da % 0, Marmara'da % 7.7, Ege'de % 5.1, Akdeniz'de % 2.6, İç Anadolu'da % 5.1, Karadeniz'de % 2.6 ve Güneydoğu Anadolu'da % 5.1'dir.

Tablo 3.1'de SPI ile kurak veya normal ve üzeri geçen yıl sayıları ile bunların yüzdelik oranları verilmiştir.

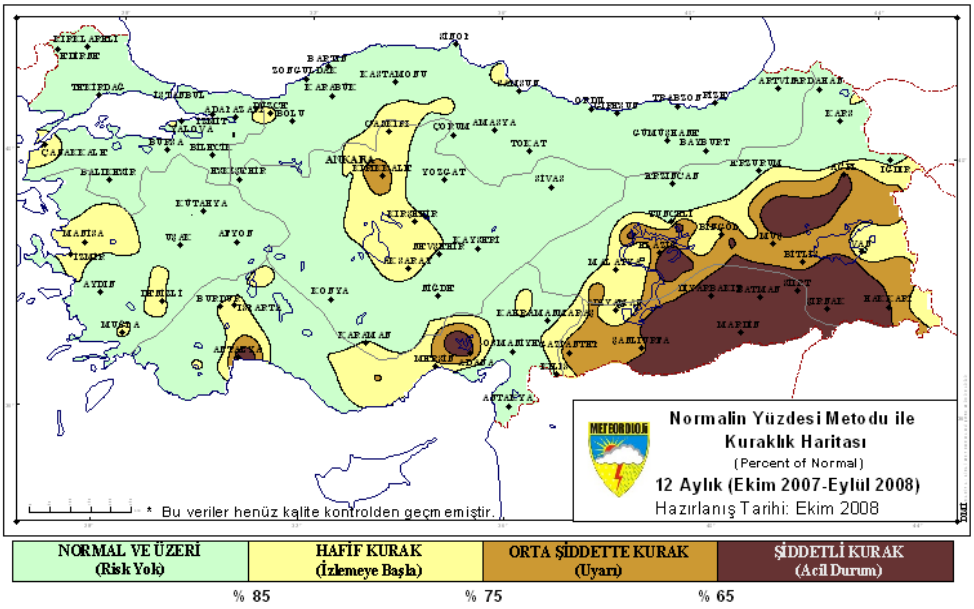
Tablo 3.1 SPI ile kurak olan ve olmayan yıl tekerrür tablosu

SINIFLANDIRMA	Normal ve Üzeri (Yıl)	Kurak (Yıl)	SINIFLANDIRMA	Normal ve Üzeri (%)	Kurak (%)
Marmara	30	9	Marmara	76.9	23.1
Ege	22	17	Ege	56.4	43.6
Akdeniz	23	16	Akdeniz	59.0	41.0
İç Anadolu	26	13	İç Anadolu	66.7	33.3
Karadeniz	31	8	Karadeniz	79.5	20.5
Doğu Anadolu	27	12	Doğu Anadolu	69.2	30.8
Güneydoğu Anadolu	21	18	Güneydoğu Anadolu	53.8	46.2

Kuraklığın en az yaşandığı bölge Karadeniz olmuş, kuraklık 8 yıl tekrar etmiş ve % 20.5'lik bir oran gerçekleşmiştir. Kuraklığın en fazla yaşandığı bölge ise Güneydoğu Anadolu olmuş, kuraklık 18 yıl tekrar etmiş ve % 46.2'lik bir oran yakalamıştır. En fazla nemlilik 31 yıl ve % 79.5'lik oranla Karadeniz'de, en az nemlilik ise 21 yıl ve % 53.8'lik oranla Güneydoğu Anadolu'da görülmüştür. Türkiye geneli ise 29 yıl ve % 74.4'lük oranla normal ve üzeri, 10 yıl ve % 25.6'lık oranla kurak geçmiştir.

PNI ile tarım yılı kuraklık analizi

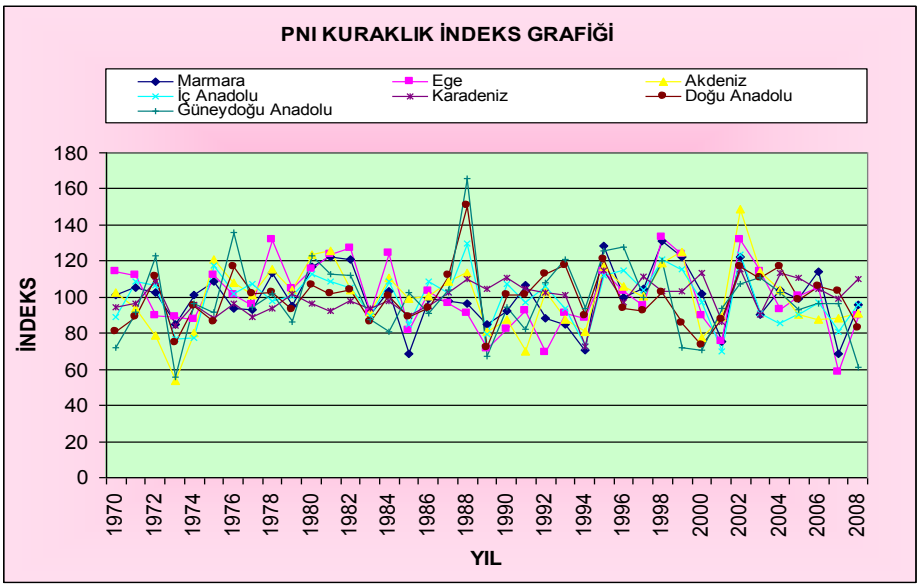
PNI yöntemiyle hazırlanmış kuraklık haritasında 4 sınıf bulunmaktadır. Kahverengiye doğru yapılan sınıflandırmalar kuraklığın arttığını göstermektedir. Yeşil olan normal ve üzeri nemliliği ifade etmektedir. 2007-2008 Tarım Yılı'nda ülkemizin büyük kısmı normaller civarındadır. Güneydoğu Anadolu ve Doğu Anadolu'nun güneyinde şiddetli kuraklığın mevcut olduğu görülmektedir. Adana ve Antalya civarlarında da noktasal olarak şiddetli kuraklık mevcuttur (Şekil 3.3).



Şekil 3.3 PNI kullanılarak hazırlanan 2007-2008 Tarım Yılı kuraklık haritası

1970 yılından 2008 yılına kadar her bir tarım yılı ve her bir bölge için PNI metodu ile üretilen indis değerleri aşağıda verilmiştir. İndis değerlerinin sınıflandırması metot bölümünde Tablo 2.2'de gösterilmiştir.

PNI ile kuraklık analizinde en uzun süreli kurak dönem, 1987-1994 yılları arasında 8 yıl boyunca Ege'de görülmüştür (Şekil 3.4) . Kesintisiz olarak yaşanan kurak dönemler, Karadeniz'de 1980-1986 yılları arasında 7 yıl, Marmara'da 1985-1990, İç Anadolu'da 2003-2008 yılları arasında 6'şar yıl, Akdeniz'de 2005-2008, Güneydoğu Anadolu'da 2005-2008 yılları arasında 4'er yıl, Doğu Anadolu'da 1973-1975 ve 1999-2001 yılları arasında 3 yıl olmuştur. Türkiye geneli için en uzun kurak dönem 1989-1994 yılları arasında 6 yıl olarak gerçekleşmiştir. Analiz edilen 1970-2008 döneminde görülen en yüksek değer 1988 yılında 165.9 olmuş, en düşük değer ise 1973 yılında 54.0 olarak tespit edilmiştir.



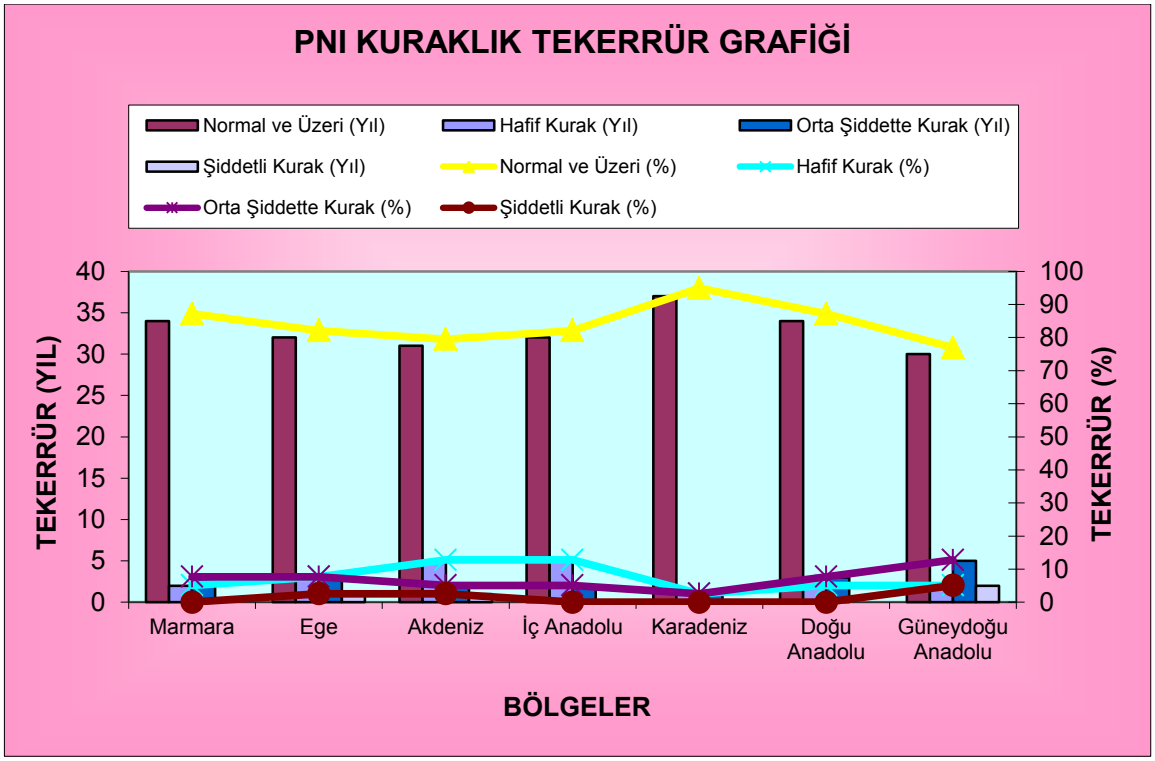
Şekil 3.4 PNI ile kuraklık değerlendirme grafiği

Şekil 3.5'de hangi kuraklık sınıfının toplam kaç yıl tekerrür ettiği ve % olarak hangi oranda görüldüğü de gösterilmiştir. Örneğin normal ve üzeri geçen yıl sayısı en az Güneydoğu Anadolu'da 30 yıl olmuş, en fazla Karadeniz'de 37 yıl olarak gerçekleşmiştir. En fazla tekrar eden sınıf "Normal ve Üzeri" olarak görülmektedir. İkinci tekerrür sayısı en yüksek olan sınıf "Hafif Kurak" sınıfıdır. Akdeniz ve İç Anadolu'da 5'er kez bu kuraklık görülmüştür. En az görülen kuraklık sınıfı ise "Şiddetli Kurak" sınıfıdır.

Bölgesel bazda Marmara, İç Anadolu, Karadeniz ve Doğu Anadolu'da şiddetli kurak geçen yıl olmamıştır. Ege ve Akdeniz'de 1 yıl, Güneydoğu Anadolu'da 2 yıl şiddetli kurak geçmiştir. Türkiye geneli için yapılan analizde 35 yıl normal ve üzeri, 2 yıl hafif kurak ve 1 yıl orta şiddette kurak dönem yaşanmıştır. Türkiye geneli değerlendirmede şiddetli kurak dönem yaşanmamıştır.

Türkiye geneli % 89.7 oranında normal civarı, % 7.7 hafif kurak ve % 2.6 orta şiddette kurak dönem yaşamıştır. Şiddetli kuraklık gerçekleşmemiştir. Bölgeler bazında, normal ve üzeri geçen dönem oranı İç Anadolu ve Ege'de % 82.1, Marmara ve Doğu Anadolu'da % 87.2 Akdeniz'de % 79.5, Karadeniz'de % 94.9 ve Güneydoğu Anadolu'da % 76.9'dur. Bölgesel bazda Marmara, İç Anadolu, Karadeniz ve Doğu Anadolu'da şiddetli kurak geçen dönem olmamıştır. Ege ve Akdeniz'de % 2.6, Güneydoğu Anadolu'da % 5.1 oranında şiddetli kurak dönem yaşanmıştır.

Kuraklığın en az yaşandığı bölge Karadeniz olmuş, kuraklık sadece 2 yıl tekrar etmiş ve % 5.1'lik bir oran gerçekleşmiştir. Kuraklığın en fazla yaşandığı bölge ise Güneydoğu Anadolu olmuş, kuraklık 9 yıl tekrar etmiş ve % 23.1'lik bir oran yakalamıştır. En fazla nemlilik 37 yıl ve % 94.9'luk oranla Karadeniz'de, en az nemlilik ise 30 yıl ve % 76.9'luk oranla Güneydoğu Anadolu'da görülmüştür. Türkiye geneli ise 35 yıl ve % 89.7'lik oranla normal ve üzeri, 4 yıl ve % 10.3'lük oranla kurak geçmiştir.



Şekil 3.5 PNI ile yıl ve % olarak kuraklık tekerrür grafiği

4. SONUÇ

Türkiye, dünya üzerinde kuraklığın sürekli olarak tehdit oluşturduğu yarı kurak bir kuşakta yer almaktadır. Özellikle 1972, 1989, 2007 yıllarında yaşanan tarımsal kuraklık ülkemizde büyük üretim kayıplarına sebep olmuştur. Özellikle tarımda doğal koşullarının etkisine açık bir yapıda olan bitkisel üretimimizde kuraklık nedeniyle büyük dalgalanmalar oluşmuş, gıda açığı ve yüksek fiyatlar ortaya çıkmıştır. Şeker kamışı, mısır, soya fasulyesi, keten tohumu, kolza, buğday, hurma gibi tarımsal ürünlerin biyo yakıt olarak kullanılması nedeniyle üretim tüketimi karşılayamaz duruma gelmiş ve ürün fiyatları son dönemde hissedilir oranda yükselmiştir. Günümüzde de tarımda ve içme suyu temininde ciddi sıkıntılar yaşanmakta olup, 21. yüzyılda yaşanabilecek iklim değişikliği (IPCC, 2007) nedeniyle ortaya çıkacak kuraklığın bu sıkıntıların daha da artmasına sebep olması beklenmektedir.

Bu nedenle; meteorolojik, tarımsal ve hidrolojik kuraklığın entegre bir şekilde, değişik disiplinlerden uzmanların oluşturduğu bir merkez tarafından sürekli olarak izlenmesi ve tehlike iyice büyümeden gerekli uyarılar yapılarak oluşabilecek zararların en aza indirilmesi sağlanmalıdır.

5. KAYNAKLAR

DMİGM. Meteorolojik Gözlemler. DMİ Genel Müdürlüğü, İstatistik ve Yayın Şube Müdürlüğü, Ankara, 2009.

Gathara, S.T., Gringof, L.G., Mersha, E., Sinha Ray, K.C. and Spasov, P. Impacts of Desertification and Drought and Other Extreme Meteorological Events. WMO/TD-No. 1343, Geneva, Switzerland, 2006.

Graedel, T.E. and Crutzen, P.G. Atmosphere, Climate and Change. New York, 2007.

Haan, C.H. Statistical Methods in Hydrology. Iowa State University Press. Ames. 378 pp, Iowa, 1977.

Herdem, Z., Doğan, M., Yeşilyurt, N., Akçı, M., Çelenk, H., Keskin, S., Pasin, V., Duman, H., Egemen, M., Doğan, O., Tutar, S., Kuzuoğlu, E., Odabaşı, A. ve Koç, M. Buğday ve Arpa Tarımı. Tarım İşletmeleri Genel Müdürlüğü, Ankara, 2002.

IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovermental Panel on Climate Change, Paris, 2007.

Kömüşçü, A.Ü. Using the SPI to Analyze Spatial and Temporal Patterns of Drought in Turkey. Drought Network News, (11); 7–11, 1999.

Kömüşçü, A.Ü., Erkan, A. ve Turgu, E. Normalleştirilmiş Yağış İndeksi Metodu ile Türkiye'de Kuraklık Oluşum Oranlarının Bölgesel Dağılımı. III. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu Bildirileri, Sayfa 268-275, 19-21 Mart 2003, İstanbul, 2003.

Kömüşçü, A.Ü. ve Erkan, A. Kuraklık ve Çölleşme Süreci ve Türkiye Açısından Analiz ve Çözümler. Yayımlanmamış Rapor, 2000.

McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. The Relationship of Drought Freqency and Duration to Time Scales. Preprints, 8th. Conference on Applied Climatology, Anaheim, CA, 179-184, 1993.

McKee, T.B., Doesken, N.J. and Kleist, J. Drought Monitoring with Multiple Time Scales. American Meteorological Society, Proceedings of 9th. Conference on Applied Climatology, 233-236, 1994.

Shiklomanov, I.A. and Rodda, J.C. World Water Resources at the Beginning of the 21st Century. Cambridge Univ. Pres., Cambridge, 2003.

Şahin, C. ve Sipahioğlu, Ş. Doğal Afetler ve Türkiye. Gündüz Eğitim ve Yayıncılık, S: 308:333, Ankara, 2003.

Şaylan, L., Şen, O., Kadıoğlu, M., Koçak, K., Toros, H., Çaldağ, B., Balkanoğulları, F., Avşar, F. ve Akbay, Ş. Trakya Bölgesi'nde Kuraklığın Asit Yağışları ve Yağış Rejiminin Belirlenmesi. İ.T.Ü. Araştırma Fonu Projesi Ara Raporu, İstanbul, 2003.

Şimşek, O. ve Çakmak, B. 2010. Su Bütçesi Yöntemiyle Buğday Üretimi Risk Analizi. 1. Sulama ve Tarımsal Yapılar Sempozyumu 27-29 Mayıs 2010. Kahramanmaraş Sütçüimam Üniversitesi Ziraat Fakültesi Tarımsal Yapılar ve Sulama Bölümü. Cilt:1, s.431-441, K.Maraş.

Thom, H.C.S. A note on the Gamma Distribution. Monthly Weather Review. 86 (4):117-122, 1958.

Turgu, E., Erkan, A. ve Kömüşçü, A.Ü. Meteorolojik Kuraklık Analizinde Normalleştirilmiş Yağış İndeks (SPI) Modeli. III. Atmosfer Bilimleri Sempozyumu Bildirileri, Sayfa 257-267, 19-21, İstanbul, 2003.

Willeke, G., Hosking, J.R.M., Wallis, J.R. and Guttman, N.B. The National Drought Atlas. Institute for Water Resources Report. 1994.

POTENTIAL IMPACTS OF TELECONNECTION PARAMETERS ON TURKEY'S CLIMATE

Serhat Sensoy[1*], Mesut Demircan[1], Elif Mudrike Koc[2], Dr. Gulay Pamuk Mengu[3]
[1]Climatology Division, Turkish State Meteorological Service, Ankara, Turkey
[2]Forecast Division, Turkish State Meteorological Service, Ankara, Turkey
[3]Ege University Agricultural Faculty, Bornova, Izmir, Turkey
ssensoy@dmi.gov.tr

Abstract
In this study, possible impacts of teleconnection parameters (El Niño Southern Oscillation Index (ENSO) and North Atlantic Oscillation (NAO)) on Turkey's climate have been investigated. 72 Turkish climate station's data (precipitation and temperature) have been used from 1950 to 2009. Latest updated ENSO and NAO index data have been downloaded from NOAA and Chinese Academy of Sciences respectively. In relation with ENSO and NAO index, correlation coefficients have been calculated both temperature and precipitation parameters including seasonal and annual time scale. According to result, negative relationships have been found between Turkey's precipitation and NAO index which are particularly strong in winter (-0.50) and partly in autumn (-0.31) are detected to be weaken in spring (-0.31) and almost non-existent in summer (-0.14) and annual relationship was also found strong (-0.48). There are also negative relationships between NOA and Turkey's temperature which are around -0.30 in winter, autumn and annually, weaken in summer (-0.17) and disappearing in spring time. Relationship between ENSO and Turkey's precipitation is positive and small in summer (0.24), very small in spring and annually (0.12, 0.13) and almost non existent in winter and autumn. Relationship between ENSO and Turkey's temperature were also found negative and small in spring (-0.31) very small in winter and annually (0.12, -0.15) and non existent in the summer and autumn.

Keywords: *Turkey, precipitation, temperature, North Atlantic Oscillation, NAO Index , El Niño Southern Oscillation, ENSO Index*

MATERIAL and METHODS:

Latest NAO index data has been downloaded from The State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, China (URL 3). Latest ENSO index has been downloaded from NOAA (URL 2). Three months mean temperature and precipitations have been calculated from the data of TSMS (URL 1).

Correlation coefficient has been calculated by below formula:

$$\rho_{X,Y} = \frac{Cov(X,Y)}{\sigma_X \cdot \sigma_Y}$$

where;

$$-1 \le \rho_{XY} \le 1$$

and

$$Cov(X,Y) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(x_i - \mu_X)(y_i - \mu_Y)$$

Table 1. Three Months ENSO Index and Its Relation with Turkey Precipitation and Temperature **(Source:** TSMS (URL 1), NOAA (URL 2))

	ENSO INDEX					TURKEY PRECIPITATION					TURKEY TEMPERATURE				
Year	DJF	MAM	JJA	SON	Annual	DJF	MAM	JJA	SON	Annual	DJF	MAM	JJA	SON	Annual
1950	-1.7	-1.4	-0.8	-0.9	-1.20	212.8	201.8	56.7	138.2	609.4	2.3	12.9	22.7	15.1	13.2
1951	-1	-0.3	0.4	0.8	-0.03	228.7	176.6	117.1	210.8	733.2	4.3	13.5	23.2	14.2	13.8
1952	0.3	0.2	-0.3	-0.2	0.00	286.8	156.2	70.7	171.4	685.0	5.8	11.7	23.0	16.8	14.3
1953	0.2	0.5	0.4	0.4	0.38	285.8	174.9	72.3	146.4	679.4	3.8	10.6	23.4	13.9	12.9
1954	0.5	-0.5	-0.8	-1.1	-0.48	334.2	165.5	70.2	128.8	698.7	3.3	11.8	24.6	16.1	14.0
1955	-1	-1	-1	-1.8	-1.20	201.8	147.0	74.8	195.3	619.0	7.3	12.5	23.6	16.2	14.9
1956	-1.3	-0.6	-0.7	-0.9	-0.88	276.4	135.2	49.5	110.7	571.8	4.1	11.1	23.5	14.0	13.2
1957	-0.5	0.6	0.9	1	0.50	178.8	176.6	58.3	128.2	541.9	4.2	12.1	24.1	16.2	14.2
1958	1.7	0.8	0.3	0	0.70	241.0	189.1	83.3	124.4	637.7	5.8	13.0	23.1	14.6	14.1
1959	0.4	0.2	-0.4	-0.3	-0.03	258.0	123.3	98.8	146.0	626.2	4.0	12.0	22.9	13.3	13.0
1960	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.20	258.4	182.6	94.7	102.8	638.5	6.2	12.2	22.7	16.4	14.4
1961	-0.2	-0.1	0	-0.6	-0.23	283.2	125.9	67.2	123.4	599.7	4.6	12.8	23.5	14.7	13.9
1962	-0.4	-0.5	-0.3	-0.6	-0.45	343.1	148.2	48.5	143.1	682.9	5.3	13.3	24.0	16.6	14.8
1963	-0.6	0.1	0.6	0.9	0.25	313.3	228.9	90.3	132.4	764.9	5.9	10.9	23.4	15.7	14.0
1964	0.8	-0.5	-0.9	-1.2	-0.45	215.6	153.4	80.8	143.1	592.9	2.7	11.7	22.6	14.8	13.0
1965	-0.8	0	1	1.5	0.43	302.0	198.9	65.4	148.9	715.3	4.5	11.7	23.2	14.2	13.4
1966	1.2	0.5	0.2	-0.2	0.43	330.0	169.5	67.6	113.1	680.2	6.9	12.7	23.7	16.7	15.0
1967	-0.4	-0.5	0	-0.5	-0.35	260.4	198.6	70.3	163.8	693.1	3.2	11.3	22.4	14.5	12.8
1968	-0.7	-0.7	0.3	0.4	-0.18	348.6	146.8	76.3	210.8	782.5	4.1	13.2	22.5	14.9	13.7
1969	1	0.7	0.4	0.7	0.70	345.5	181.5	58.4	98.5	683.9	4.9	11.9	23.0	15.0	13.7
1970	0.5	0.1	-0.6	-0.8	-0.20	252.6	134.2	60.3	157.7	604.9	5.5	13.4	23.2	14.5	14.1
1971	-1.3	-0.9	-0.8	-0.9	-0.98	212.5	202.3	74.0	152.3	641.1	4.6	12.3	22.7	14.4	13.5
1972	-0.7	0.2	1	1.8	0.58	105.3	154.6	115.7	166.5	542.2	1.4	12.5	23.1	14.7	12.9
1973	1.8	-0.1	-1.1	-1.7	-0.28	193.7	139.2	69.8	135.7	538.4	4.2	11.8	22.6	14.4	13.2
1974	-1.9	-1.1	-0.6	-0.7	-1.08	222.7	170.3	67.3	126.6	586.9	2.9	11.9	22.8	15.6	13.3
1975	-0.6	-0.8	-1.2	-1.6	-1.05	248.9	185.5	86.0	145.5	665.9	2.7	13.2	23.3	14.5	13.4
1976	-1.6	-0.6	0.1	0.7	-0.35	239.9	180.8	88.9	174.9	684.5	2.9	11.3	21.8	14.8	12.7
1977	0.6	0.2	0.4	0.6	0.45	197.2	171.9	61.5	120.5	551.2	4.7	12.3	23.3	14.5	13.7
1978	0.7	-0.3	-0.4	-0.3	-0.08	323.2	172.8	61.8	155.7	713.6	5.7	12.5	22.7	14.1	13.7
1979	-0.1	0.1	0	0.4	0.10	262.3	132.9	86.3	198.9	680.4	5.6	13.0	23.1	15.5	14.3
1980	0.5	0.2	0.2	-0.1	0.20	267.5	206.1	58.9	142.8	675.3	3.7	11.5	23.5	15.0	13.4
1981	-0.3	-0.4	-0.4	-0.2	-0.33	385.5	157.6	82.5	163.1	788.7	6.0	11.9	23.2	15.2	14.1
1982	0	0.3	0.7	1.9	0.73	186.9	188.2	84.8	103.7	563.5	3.6	11.5	22.2	14.5	12.9
1983	2.3	1.2	0.2	-0.8	0.73	224.5	148.7	95.8	193.5	662.5	3.1	12.5	22.2	14.4	13.1
1984	-0.4	-0.3	-0.3	-0.6	-0.40	186.0	201.3	77.9	121.4	586.6	4.6	12.0	22.1	15.5	13.5
1985	-0.9	-0.7	-0.5	-0.4	-0.63	272.2	127.5	52.1	186.5	638.3	3.8	12.3	23.1	14.7	13.5
1986	-0.5	-0.2	0.3	0.9	0.13	290.9	109.1	65.1	127.9	592.9	5.1	12.4	23.8	14.3	13.9
1987	1.2	1.1	1.4	1.5	1.30	294.0	181.0	87.8	143.6	706.4	5.2	10.2	23.1	14.4	13.2
1988	0.7	-0.2	-1.3	-1.6	-0.60	220.4	215.3	92.8	231.5	760.0	4.5	11.9	23.5	13.4	13.3
1989	-1.7	-0.8	-0.3	-0.3	-0.78	127.4	106.3	57.7	227.8	519.1	2.8	14.3	23.5	14.4	13.7
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.23	191.3	129.5	72.2	137.9	530.9	3.9	12.3	23.1	15.5	13.7
1991	0.4	0.4	1	1	0.70	229.2	193.2	82.6	157.9	663.0	2.8	12.0	23.5	15.2	13.4
1992	1.8	1.4	0.5	-0.1	0.90	177.6	136.9	110.1	157.0	581.6	0.9	11.1	22.6	14.8	12.3
1993	0.3	0.7	0.4	0.4	0.45	184.1	180.8	57.8	120.0	542.7	3.3	11.4	23.1	14.6	13.1
1994	0.2	0.4	0.6	0.9	0.53	258.2	121.4	58.8	197.9	636.3	4.4	13.6	23.6	16.4	14.5
1995	1.2	0.4	0	-0.6	0.25	182.8	188.3	97.2	184.4	652.7	5.5	12.6	23.6	13.9	13.9
1996	-0.7	-0.3	0	-0.2	-0.30	272.3	195.6	58.4	161.7	688.0	5.8	11.8	23.8	14.7	14.0
1997	-0.4	0.4	1.7	2.4	1.03	236.7	182.3	118.6	190.1	727.8	4.6	10.9	23.0	14.4	13.2
1998	2.3	1	-0.5	-1.1	0.43	244.6	245.4	65.6	183.0	738.6	4.8	12.5	24.6	16.2	14.5
1999	-1.4	-0.8	-0.9	-1.1	-1.05	216.6	141.4	106.2	121.1	585.3	6.2	13.2	24.3	15.5	14.8
2000	-1.6	-0.8	-0.4	-0.5	-0.83	224.0	178.0	72.0	130.7	604.7	3.4	12.5	24.3	15.4	13.9
2001	-0.6	-0.2	0.2	0	-0.15	298.7	182.0	59.9	195.0	735.7	5.4	14.0	24.9	15.4	14.9
2002	-0.1	0.4	0.9	1.3	0.63	193.2	177.2	100.1	164.3	634.8	3.5	12.7	24.1	15.8	14.0
2003	1.2	0.1	0.4	0.5	0.55	284.7	174.2	51.3	166.7	676.9	4.6	11.6	24.3	15.4	14.0
2004	0.4	0.2	0.7	0.8	0.53	248.7	135.4	95.6	152.7	632.4	4.1	12.6	23.5	15.8	14.0
2005	0.7	0.4	0.4	-0.1	0.35	206.7	165.1	74.3	190.2	636.3	5.1	12.7	24.1	14.5	14.1
2006	-0.7	-0.1	0.3	0.9	0.10	184.6	158.3	49.1	215.1	607.1	3.4	13.3	24.7	15.0	14.1
2007	0.8	-0.1	-0.1	-1	-0.10	194.8	182.9	77.5	160.2	615.5	4.2	12.8	25.1	15.9	14.5
2008	-1.4	-0.8	-0.1	0	-0.58	163.4	124.6	51.0	180.1	519.1	2.1	13.9	24.5	15.6	14.4
2009	-0.8	-0.1	0.7	1.2	0.25	345.7	190.5	80.1	187.9	804.2	5.6	11.8	23.6	15.4	14.5
	CORRELATION COEFFICIENTS :					0.08	0.12	0.24	0.02	0.14	0.12	-0.31	0.01	-0.04	-0.13

Table 2. Three Months NAO Index and Its Relation with Turkey Precipitation and Temperature (**Source:** TSMS (URL 1), LASG, (URL 3)**)**

	NAO INDEX					TURKEY PRECIPITATION					TURKEY TEMPERATURE				
Year	DJF	MAM	JJA	SON	Annual	DJF	MAM	JJA	SON	Annual	DJF	MAM	JJA	SON	Annual
1950	-0.29	0.28	-0.01	0.21	0.19	212.8	201.8	56.7	138.2	609.4	2.3	12.9	22.7	15.1	13.2
1951	0.91	-2.12	-0.31	-0.31	-0.30	228.7	176.6	117.1	210.8	733.2	4.3	13.5	23.2	14.2	13.8
1952	-1.07	-1.46	0.06	-1	-0.83	286.8	156.2	70.7	171.4	685.0	5.8	11.7	23.0	16.8	14.3
1953	0.03	-0.87	0.48	0.86	0.10	285.8	174.9	72.3	146.4	679.4	3.8	10.6	23.4	13.9	12.9
1954	-2.04	-0.33	0.04	1.14	0.27	334.2	165.5	70.2	128.8	698.7	3.3	11.8	24.6	16.1	14.0
1955	-2.65	-0.73	-0.27	-1.22	-1.22	201.8	147.0	74.8	195.3	619.0	7.3	12.5	23.6	16.2	14.9
1956	1.83	0.88	-0.28	0.38	-0.18	276.4	135.2	49.5	110.7	571.8	4.1	11.1	23.5	14.0	13.2
1957	-1.21	-1.3	-0.73	-0.29	-0.21	178.8	176.6	58.3	128.2	541.9	4.2	12.1	24.1	16.2	14.2
1958	-0.21	-1.45	-1.12	0.01	-1.15	241.0	189.1	83.3	124.4	637.7	5.8	13.0	23.1	14.6	14.1
1959	-2.29	0.52	-0.2	-0.04	0.18	258.0	123.3	98.8	146.0	626.2	4.0	12.0	22.9	13.3	13.0
1960	1.27	-1.21	-0.27	-1.05	-1.17	258.4	182.6	94.7	102.8	638.5	6.2	12.2	22.7	16.4	14.4
1961	-0.05	-0.05	1.1	-0.08	0.12	283.2	125.9	67.2	123.4	599.7	4.6	12.8	23.5	14.7	13.9
1962	-3.48	-1.89	-0.33	-1.02	-0.64	343.1	148.2	48.5	143.1	682.9	5.3	13.3	24.0	16.6	14.8
1963	-1.85	0.41	-1.02	0.52	-0.97	313.3	228.9	90.3	132.4	764.9	5.9	10.9	23.4	15.7	14.0
1964	-2.1	-0.1	-0.24	0.18	-0.35	215.6	153.4	80.8	143.1	592.9	2.7	11.7	22.6	14.8	13.0
1965	-2.66	-0.41	0.27	-0.88	-0.70	302.0	198.9	65.4	148.9	715.3	4.5	11.7	23.2	14.2	13.4
1966	0.33	-0.06	-0.25	-1.09	-1.04	330.0	169.5	67.6	113.1	680.2	6.9	12.7	23.7	16.7	15.0
1967	-1.55	1.09	1.07	0.83	0.68	260.4	198.6	70.3	163.8	693.1	3.2	11.3	22.4	14.5	12.8
1968	-4.57	0.24	-0.56	-1.94	-1.01	348.6	146.8	76.3	210.8	782.5	4.1	13.2	22.5	14.9	13.7
1969	-1.54	-0.83	-0.26	0.26	-1.34	345.5	181.5	58.4	98.5	683.9	4.9	11.9	23.0	15.0	13.7
1970	-1.03	-0.08	0.49	0.01	-0.27	252.6	134.2	60.3	157.7	604.9	5.5	13.4	23.2	14.5	14.1
1971	0.27	-1.04	-0.07	-0.1	-0.30	212.5	202.3	74.0	152.3	641.1	4.6	12.3	22.7	14.4	13.5
1972	1.98	0.64	0.24	-0.29	0.38	105.3	154.6	115.7	166.5	542.2	1.4	12.5	23.1	14.7	12.9
1973	1.6	-0.32	0.42	-0.41	0.22	193.7	139.2	69.8	135.7	538.4	4.2	11.8	22.6	14.4	13.2
1974	1.78	-0.61	0.13	0.48	0.54	222.7	170.3	67.3	126.6	586.9	2.9	11.9	22.8	15.6	13.3
1975	1.14	-0.86	-0.25	0.88	0.19	248.9	185.5	86.0	145.5	665.9	2.7	13.2	23.3	14.5	13.4
1976	-2.04	1.09	0	-0.41	0.29	239.9	180.8	88.9	174.9	684.5	2.9	11.3	21.8	14.8	12.7
1977	-1.89	0.67	-0.44	0.73	-0.21	197.2	171.9	61.5	120.5	551.2	4.7	12.3	23.3	14.5	13.7
1978	-3.09	0.41	0.39	1.53	-0.01	323.2	172.8	61.8	155.7	713.6	5.7	12.5	22.7	14.1	13.7
1979	-0.34	0.4	0.71	0.32	0.01	262.3	132.9	86.3	198.9	680.4	5.6	13.0	23.1	15.5	14.3
1980	1.05	-1.19	-0.28	-0.62	-0.63	267.5	206.1	58.9	142.8	675.3	3.7	11.5	23.5	15.0	13.4
1981	-0.7	-0.8	-0.11	-0.32	-0.40	385.5	157.6	82.5	163.1	788.7	6.0	11.9	23.2	15.2	14.1
1982	1.97	1.23	-0.09	1.5	1.01	186.9	188.2	84.8	103.7	563.5	3.6	11.5	22.2	14.5	12.9
1983	2.13	-0.09	0.5	-0.07	0.36	224.5	148.7	95.8	193.5	662.5	3.1	12.5	22.2	14.4	13.1
1984	-1.57	-1.52	0.37	0.54	0.41	186.0	201.3	77.9	121.4	586.6	4.6	12.0	22.1	15.5	13.5
1985	-0.7	0.04	0.1	-0.41	-0.61	272.2	127.5	52.1	186.5	638.3	3.8	12.3	23.1	14.7	13.5
1986	-1.06	1.73	-0.18	2.02	0.95	290.9	109.1	65.1	127.9	592.9	5.1	12.4	23.8	14.3	13.9
1987	0.34	-0.18	-0.77	0.32	-0.82	294.0	181.0	87.8	143.6	706.4	5.2	10.2	23.1	14.4	13.2
1988	4.15	-0.76	0.41	-0.41	0.20	220.4	215.3	92.8	231.5	760.0	4.5	11.9	23.5	13.4	13.3
1989	3.12	1.6	0.28	0.26	1.29	127.4	106.3	57.7	227.8	519.1	2.8	14.3	23.5	14.4	13.7
1990	1.67	2.06	0.45	-0.18	1.66	191.3	129.5	72.2	137.9	530.9	3.9	12.3	23.1	15.5	13.7
1991	1.73	-0.03	0.08	0.54	0.53	229.2	193.2	82.6	157.9	663.0	2.8	12.0	23.5	15.2	13.4
1992	2.5	1.56	0.22	0.81	1.08	177.6	136.9	110.1	157.0	581.6	0.9	11.1	22.6	14.8	12.3
1993	1.67	-0.07	-0.47	-0.23	0.53	184.1	180.8	57.8	120.0	542.7	3.3	11.4	23.1	14.6	13.1
1994	2.91	2.02	0.95	-0.42	1.06	258.2	121.4	58.8	197.9	636.3	4.4	13.6	23.6	16.4	14.5
1995	-2.59	-0.57	-0.81	-0.5	-0.34	182.8	188.3	97.2	184.4	652.7	5.5	12.6	23.6	13.9	13.9
1996	0.62	-1.69	0.56	0.02	-0.85	272.3	195.6	58.4	161.7	688.0	5.8	11.8	23.8	14.7	14.0
1997	-0.52	0.11	-0.89	-1.29	-0.17	236.7	182.3	118.6	190.1	727.8	4.6	10.9	23.0	14.4	13.2
1998	2.42	0.18	-0.05	-0.53	0.14	244.6	245.4	65.6	183.0	738.6	4.8	12.5	24.6	16.2	14.5
1999	3.2	-0.26	-0.07	0.17	0.49	216.6	141.4	106.2	121.1	585.3	6.2	13.2	24.3	15.5	14.8
2000	-0.3	0.07	-0.02	0.38	0.63	224.0	178.0	72.0	130.7	604.7	3.4	12.5	24.3	15.4	13.9
2001	0.77	-0.54	0.23	0.34	-0.27	298.7	182.0	59.9	195.0	735.7	5.4	14.0	24.9	15.4	14.9
2002	-0.33	1.35	0.32	-1.14	0.43	193.2	177.2	100.1	164.3	634.8	3.5	12.7	24.1	15.8	14.0
2003	-0.9	0.32	-0.22	-0.01	0.10	284.7	174.2	51.3	166.7	676.9	4.6	11.6	24.3	15.4	14.0
2004	0.89	1.14	-0.18	-0.47	0.16	248.7	135.4	95.6	152.7	632.4	4.1	12.6	23.5	15.8	14.0
2005	-0.97	-1.45	-0.12	-0.02	-0.50	206.7	165.1	74.3	190.2	636.3	5.1	12.7	24.1	14.5	14.1
2006	2.43	-0.86	0.06	-0.29	-0.02	184.6	158.3	49.1	215.1	607.1	3.4	13.3	24.7	15.0	14.1
2007	2.42	1.49	-0.61	-0.3	0.52	194.8	182.9	77.5	160.2	615.5	4.2	12.8	25.1	15.9	14.5
2008	0.36	-0.86	-0.59	0.61	0.30	163.4	124.6	51.0	180.1	519.1	2.1	13.9	24.5	15.6	14.4
2009	-5.25	1.31	-0.95	-0.1	-0.31	345.7	190.5	80.1	187.9	804.2	5.6	11.8	23.6	15.4	14.5
		CORRELATION COEFFICIENTS :				-0.50	-0.31	-0.14	-0.32	-0.48	-0.31	-0.05	-0.17	-0.32	-0.32

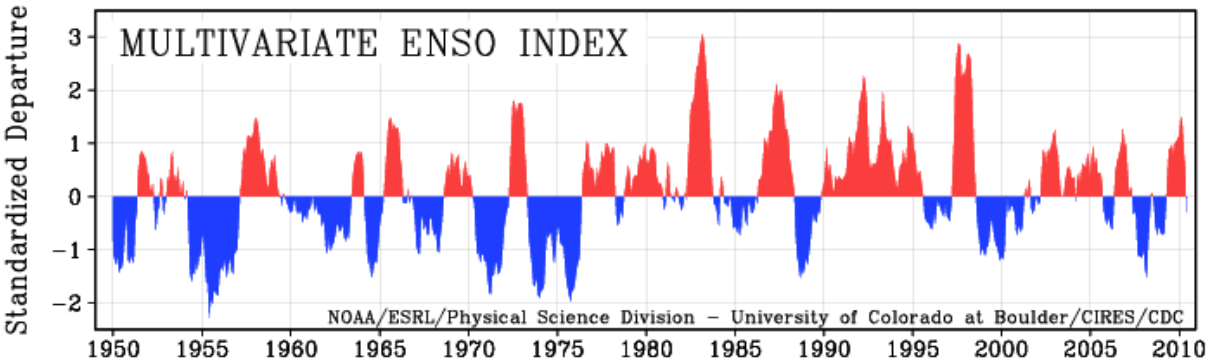


Figure 1. Multivariate El Niño Southern Oscillation (ENSO) Index

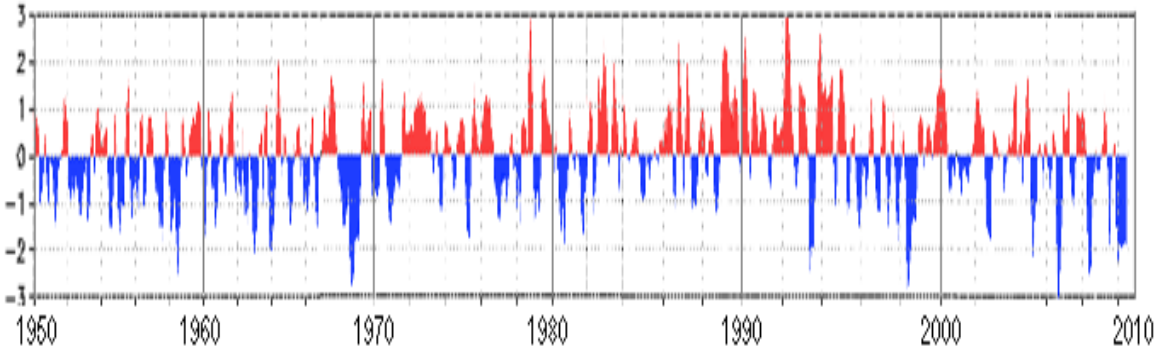


Figure 2. North Atlantic Oscillation (NAO) Index (standardized 3 months running mean)

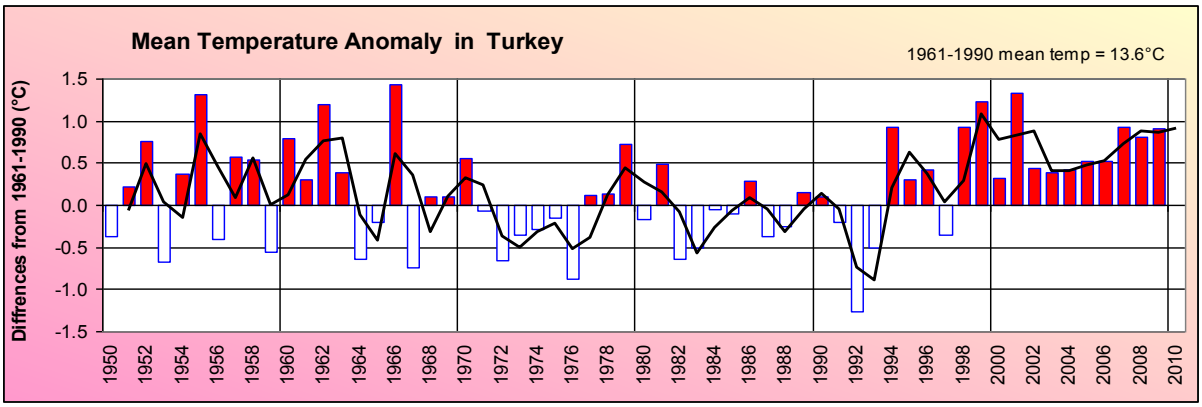


Figure 3. Annual mean temperature anomaly in Turkey

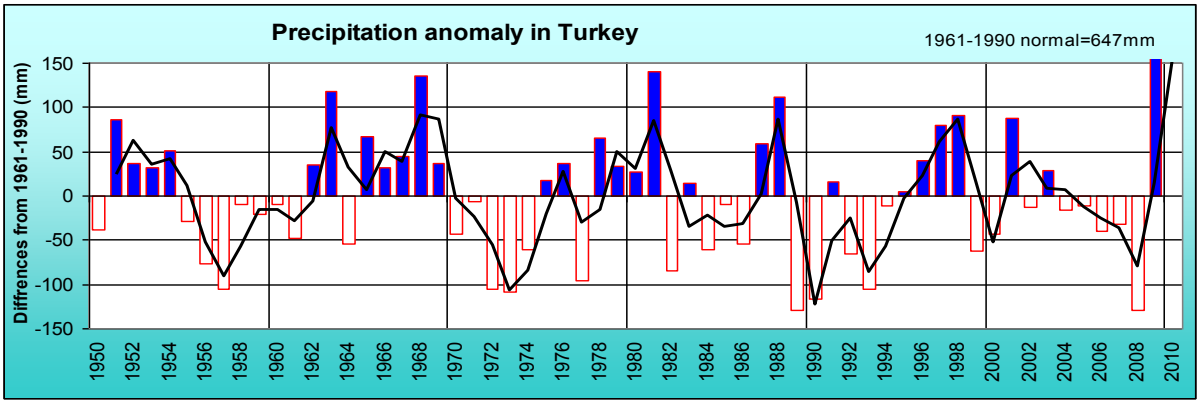


Figure 4. Annual mean total precipitation anomaly in Turkey

RESULTS:

Table 3. Correlation Coefficient between Turkey's Climate Parameters and NAO & ENSO

Teleconnection Parameters	Turkey Climate Parameters	**DJF**	**MAM**	**JJA**	**SON**	**Annual**
NAO	Precipitation	-0.50	-0.31	-0.14	-0.32	-0.48
	Temperature	-0.31	-0.05	-0.17	-0.32	-0.32
ENSO	Precipitation	0.08	0.12	0.24	0.02	0.13
	Temperature	0.12	-0.31	0.01	-0.04	-0.15

There is a negative relationship between Interannual variability of the Turkish precipitation series and the NAO indices. Negative relationships that are particularly strong in winter and partly in autumn are detected to be weaker in spring and almost non-existent in summer (Türkeş et al., 2003).

It can be say that NAO is more effecting Turkey's climate than ENSO. Very small ENSO relationships have been found with spring temperature and summer precipitation of Turkey.

REFERENCES

LASG, State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

NOAA, the National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction Climate Prediction Center, Maryland, USA

TSMS, the Turkish State Meteorological Service, Ankara, Turkey

Türkeş, M., Erlat, E.,2003, Precipitation Changes and Variability in Turkey Linked to The North Atlantic Oscillation during the Period 1930-2000, International Journal of Climatology 23: 1771-1796,

URL 1, Turkish State Meteorological Service, http://www.dmi.gov.tr , 30 July 2010

URL 2, NOAA/ National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction Climate Prediction Center, http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml , 30 July 2010

URL 3, State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, http://www.lasg.ac.cn/staff/ljp/data-NAM-SAM-NAO/NAO.htm , 30 July 2010

ANALYSIS OF HOMOGENEITY OF TURKISH METEOROLOGICAL DATA

Filiz DADAŞER-ÇELİK[1], Eda CENGİZ[2]
[1]Erciyes University, Dept. of Environmental Engineering, Kayseri, Turkey, fdadaser@erciyes.edu.tr
[2]Erciyes University, Dept. of Environmental Engineering, Kayseri, Turkey, cengiz_eda@yahoo.com

ABTSRACT
The purpose of this study is to analyze the homogeneity of Turkish meteorological data for the 1975-2000 period. Precipitation, average, maximum and minimum temperature, relative humidity, wind speed and solar radiation data from 213 stations were anayzed using Pettitt test, Standart normal homojeneity test, Buishand range test and Von Neumann ratio test. Anayses showed that precipitation and temperature data from most stations are homogeneous, while relative humidity, wind speed and solar radiation data are inhomogeneous in majority of the stations. Inhomogeneities can be due to human-induced changes such as changes in station locations and measurement methods but they can also be due to trends and long-term changes in data series.

Key Words: *Turkey, homogeneity analysis and meteorological data*

TÜRKİYE METEOROLOJİK VERİLERİNİN HOMOJENLİK ANALİZİ

ÖZET
Bu çalışmanın amacı Türkiye meteorolojik verilerinin 1975-2000 dönemi için homojenliğinin araştırılmasıdır. Bu amaçla 213 meteoroloji istasyonuna ait yağış, ortalama, maksimum ve minimum sıcaklık, bağıl nem, rüzgar hızı ve güneşlenme şiddeti serileri üzerinde Pettitt testi, Standart normal homojenlik testi, Buishand range testi ve Von Neumann ratio testi uygulanmıştır. Analizler yağış ve sıcaklık verilerinin istasyonların çoğunluğunda homojen nitelik gösterdiğini ancak bağıl nem, rüzgar hızı ve güneşlenme şiddeti verilerinin birçok istasyon için homojen nitelik taşımadığı göstermiştir. Veri serilerinin homojenliği istasyonların yer değişimi, ölçüm yönteminin değişimi gibi insan-kaynaklı faktörlerden kaynaklanabileceği gibi serilerde yer alan eğilimler ve uzun süreli değişimlerden de kaynaklanmış olabilir.

Anahtar Kelimeler: *Türkiye, homojenlik analizi, meteorolojik veriler*

GİRİŞ
Meterolojik veriler kullanılarak yapılan çalışmaların doğruluğu ve güvenilirliği verilerin kalitesi ile doğrudan ilgilidir. Verilerin kalitesini belirleyen faktörlerin başında ise veri serilerin homojen olması gelmektedir. Serilerinin homojen olması, verilerin aynı yığından gelmesi ve rastgele karakterde (birbirinden bağımsız ve herhangi bir dış etki altında kalmamış) olması olarak tanımlanabilir. Homojen meteorolojik seriler, sadece iklimsel faktörlerden etkilenen seriler olarak da ifade edilebilir (Conrad ve Pollak, 1950). Meteorolojik serilerinin homojenliği, istasyonların yer değişimi, ölçüm aletinin veya yönteminin değişimi, istasyon çevresinin değişimi, ölçüm aletine bağlı hatalar ve gözlemsel değişimlerden etkilenir (Auer vd., 2005). Veri serilerinin homejenliğini bozan bazı değişimler (ör., ölçüm yönteminin değişimi) keskin süreksizliklere neden olurken, istasyon çevresinin değişimi verilerde yavaş yavaş kademeli sapmalara neden olabilir

(Peterson vd., 1998). Bu çalışmada Türkiye meteorolojik verilerinin homojenliğinin değerlendirilmesi amaçlanmaktadır.

Bir veri serisinin homojen olup olmadığının anlaşılması için yapılan homojenlik analizleri doğrudan ve dolaylı olmak üzere iki yaklaşımla gerçekleştirilebilir. Doğrudan yaklaşımda istasyon geçmişinde veri serisinin sürekliliğinin yok olmasına neden olacak bir olayın var olup olmadığı istasyon geçmişi incelenerek belirlenmektedir (Peterson vd., 1998). Bu yöntemde sonuçların güvenilirliği istasyon geçmişi bilgilerinin doğruluğuna bağlıdır. Dolaylı yaklaşımda ise veri serisinin sürekliliği istatistiksel yöntemler aracılığıyla analiz edilmektedir. Dolaylı yaklaşımda kullanılan testler göreceli (relative) ve mutlak (absolute) testler olmak üzere iki kısımda incelenebilir (Peterson vd., 1998). Göreceli testler ile homojen olduğu düşünülen ve referans istasyon olarak adlandırılan komşu istasyonların verileri ve homojenlik analizine tabi tutulan istasyonun verileri karşılaştırılmaktadır (Peterson vd., 1998). Göreceli testler uygulandığında referans istasyon verilerinin aslında homojen olmaması durumda yanlış sonuçlar ortaya çıkabilir (Tayanç vd., 1998). Özellikle ölçüm aletlerin aynı zamanda değişimi gibi eş zamanlı değişikliklerin meydana gelmesi durumunda göreceli testlerin kullanılması mümkün değildir (Karabörk vd., 2007). Mutlak testler ile ise, her bir istasyon verisi kendi içinde değerlendirilmektedir (Costa ve Soares, 2009). Homojenlik analizlerinde sıklıkla kullanılan mutlak testler arasında Pettitt testi, Standart normal homojenlik testi (SNHT), Buishand range testi ve Von Neumann ratio testi sayılabilir (ör. Costa ve Soares, 2009; Wijngaard vd., 2003).

Türkiye'de daha önce sıcaklık (Şahin ve Cığızoğlu, 2010; Tayanç vd., 1998; Tayanç vd., 2009; Türkeş vd., 2002) ve yağış (Göktürk vd., 2008; Karabörk vd., 2007; Şahin ve Cığızoğlu, 2010; Tayanç vd., 2009; Türkeş, 1996; Türkeş, 1999; Türkeş vd., 2009; Türkeş vd., 2002; Yeşilırmak vd., 2010) parametreleri üzerinde homojenlik analizleri yapılmıştır. Ayrıca kuraklık indisi (yağış/buharlaşma) (Türkeş, 1999), bağıl nem ve yerel basınç (Şahin ve Cığızoğlu, 2010) gibi bazı diğer parametreler üzerinde de homojenlik analizleri yapılmıştır. Homojenlik analizlerinde göreceli testler arasında yer alan Kruskall-Wallis testi (Tayanç vd., 1998; Türkeş, 1996; Türkeş, 1999; Türkeş vd., 2009; Türkeş vd., 2002) ve Wald-Wolfowitz Runs testi (Tayanç vd., 1998; Türkeş vd., 2002) ve mutlak testler arasında yer alan Pettitt testi (Karabörk vd., 2007; Şahin ve Cığızoğlu, 2010; Yeşilırmak vd., 2010), SNHT (Göktürk vd., 2008; Karabörk vd., 2007; Şahin ve Cığızoğlu, 2010; Yeşilırmak vd., 2010), Buishand range testi (Şahin ve Cığızoğlu, 2010; Yeşilırmak vd., 2010) ve Von Neumann ratio testi kullanılmıştır.

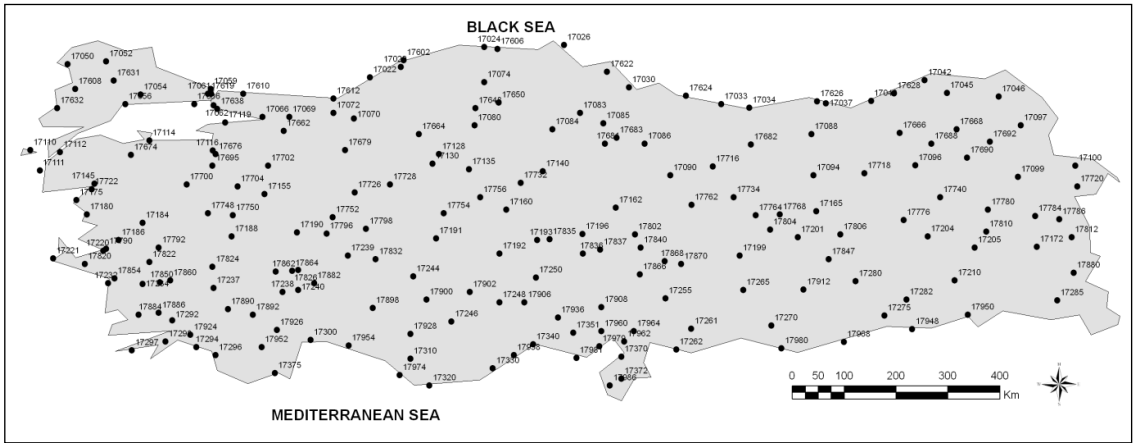
Bu çalışmada Türkiye meteorolojik verilerinin homojenliği mutlak testler kullanılarak değerlendirilecektir. Çalışmada yağış, sıcaklık, bağıl nem dışında daha önce yapılan çalışmalardan incelenmeyen rüzgar hızı ve güneşlenme şiddeti serilerinin de homojenliği analiz edilmektedir.

YÖNTEM

Kullanılan Veriler ve Özellikleri

Çalışmada Devlet Meteoroloji İşleri (DMİ)'ne ait büyük klima istasyonlarında toplanmış günlük veriler kullanılmıştır. Çalışmada analiz edilmek üzere seçilen veriler 213 istasyondan (Şekil 1) elde edilmiştir. Bu istasyonlar günlük olarak az miktarda eksik veri içeren ve yıllık olarak eksik veri içermeyen istasyonlardır. Günlük veri serilerinde yer alan eksik verilerin incelenen parametreler için önemli bir miktarda olmadığı için tamamlanmaları için herhangi bir işlem yapılmamıştır.

Günlük verileri yıllık ortalama veya toplam (yağış) değerlere çevrilmiştir. Diğer bir ifadeyle homojenlik analizine tabi tutulan veriler yıllık toplam yağış (mm), yıllık ortalama maksimum sıcaklık (^oC), yıllık ortalama sıcaklık (^oC), yıllık ortalama minimum sıcaklık (^oC), yıllık ortalama rüzgar hızı (^oC), yıllık ortalama bağıl nem (^oC) ve yıllık ortalama güneşlenme şiddeti (cal/cm^2)'dir. Veriler güneşlenme şiddeti için 43, rüzgar hızı için 208 istasyonda mevcutken, diğer parametreler için 213 istasyonun tamamında mevcuttur.



Şekil 1. Çalışmada kullanılan meteoroloji istasyonlarının konumları

İstatistiksel analizler

Homojenlik analizleri için Pettitt testi, Standart normal homogenlik testi (SNHT), Buishand range testi ve Von Neumann ratio testi olmak üzere dört farklı mutlak test kullanılmış ve veri serilerinin homojenliği %1 (0.01) anlamlılık düzeyinde araştırılmıştır. SNHT ve Buishand range testi verilerin normal dağılım gösterdiği varsayımına dayanır. SNHT tek kırılmalar için muhtemel kırılmanın hangi dönemde gerçekleştiğini saptayabilir ve zaman serilerinin başlangıcı ya da bitişine yakın meydana gelen kırılmalara karşı duyarlıdır. Buna karşılık Pettitt testi ve Buishand range testi zaman serilerinin ortalarına yakın kırılmalara karşı daha fazla duyarlıdır (Wijngaard vd., 2003). Von Neumann ratio testi ise kırılmanın zamanı hakkında bilgi vermemekle birlikte ani ve keskin değişimler dışında kalan sapmalara karşı da duyarlıdır. (Buishand, 1982).

Daha önce Wijngaard v.d. (2003) tarafından yapılan çalışmada meteorolojik parametrelerin homojenliğinin değerlendirilmesinde bu çalışmada da kullanılan mutlak testler kullanılmış ve testlerin homojenliği reddetme durumlarına göre veri serilerinin kullanılabilirliğini ifade etmek için bir sınıflandırma yapmışlardır. Bu sınıflandırmaya göre; dört mutlak test içinde en az üç test bir istasyon verisinin homojen olmadığını gösteriyorsa veriler 'şüpheli (suspect)', iki test homojen olmadığını gösteriyorsa veriler 'belirsiz (douptful)', bir ya da sıfır test homojen olmadığını gösteriyorsa veriler 'kullanışlı (useful)' olarak nitelendirilmiştir. Ayrıca 'kullanışlı' ve 'belirsiz' olduğu bulunan serilerin kullanımının daha güvenilir olduğu ifade edilmiştir. Bu çalışmada da aynı sınıflandırma kullanılarak analiz edilen verilerin kullanılabilirliğini değerlendirilecektir.

BULGULAR

Analiz edilen 213 istasyon içerisinden Pettitt testi, SNHT, Buishand range testi ve Von Neumann ratio testi ile homojen olarak bulunan istasyonların sayısı herbir parametre için Tablo 1'de sunulmuştur. Tablo 2 ise şüpheli, belirsiz ve kullanışlı olarak nitelendirilebilecek istasyon sayılarını her bir parametre için göstermektedir. Yağış parametresi için Pettitt testi ve Buishand range testi; ortalama sıcaklık, maksimum

sıcaklık, minimum sıcaklık, bağıl nem ve rüzgar hızı parametreleri için Pettitt testi ve güneşlenme şiddeti parametreleri için SNHT'nin en fazla sayıda istasyona ait verilerin homojen özellik gösterdiği belirlenmiştir. Serilerin ortalarındaki kırılmalara karşı daha duyarlı olan iki test Pettitt testi ve Buishand range testi beklendiği şekilde birbirlerine benzer sonuçlar vermişlerdir. Von Neumann ratio testi, yağış, rüzgar hızı, bağıl nem ve güneşlenme şiddeti parametreleri için ve SNHT ise maksimum, ortalama ve minimum sıcaklık parametreleri için en fazla sayıda homojen olmayan istasyon ortaya çıkarmışlardır.

Tablo 1. 1975-2000 dönemi için homojenlik analizi sonuçları (Toplam istasyon sayısı güneşlenme şiddeti için 43, rüzgar hızı için 208, diğer parametreler için 213'tür)

Parametre	TESTLER							
	Pettitt testi		SNHT		Buishand range testi		Von Neumann ratio testi	
	Homojen İstasyon Sayısı	Homojen İstasyon Oranı (%)	Homojen İstasyon Sayısı	Homojen İstasyon Oranı (%)	Homojen İstasyon Sayısı	Homojen İstasyon Oranı (%)	Homojen İstasyon Sayısı	Homojen İstasyon Oranı (%)
Yağış	208	98	206	97	208	98	204	96
Ortalama Sıcaklık	202	95	192	90	197	93	194	91
Maksimum Sıcaklık	184	87	166	78	182	86	173	81
Minimum Sıcaklık	176	83	164	77	174	82	174	82
Bağıl Nem	94	44	82	39	90	42	40	19
Rüzgar Hızı	39	19	33	16	36	17	9	4
Güneşlenme Şiddeti	14	33	17	40	13	30	12	28

Tablo 2'ye göre ise yağış, ortalama sıcaklık, maksimum sıcaklık, minimum sıcaklık parametrelerine ait veriler çoğunlukla 'kullanışlı' olarak nitelendirilebilirken, bağıl nem, rüzgar hızı ve güneşlenme şiddeti parametrelerine ait veriler çoğunlukla 'şüpheli' olarak nitelendirilmektedir. Aşağıda her bir parametre için sonuçlar ayrıntılı olarak açıklanmaktadır.

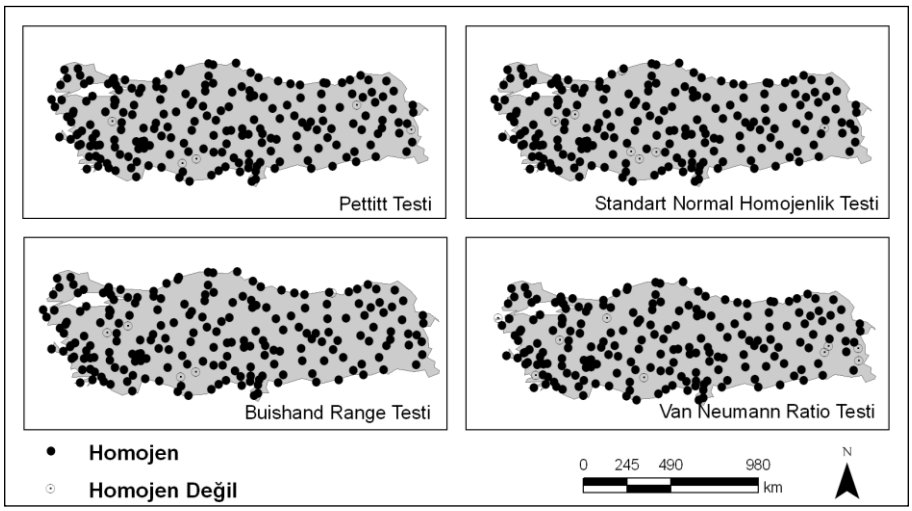
Tablo 2. 1975-2000 dönemi için homojenlik analizi sonuçlarının sınıflandırılması

Parametreler	Şüpheli	Kuşkulu	Kullanışlı	Toplam
Yağış	2	4	207	213
Ortalama Sıcaklık	12	3	198	213
Maksimum Sıcaklık	27	13	173	213
Minimum Sıcaklık	31	12	170	213
Bağıl Nem	120	20	73	213
Rüzgar Hızı	170	12	26	208
Güneşlenme Şiddeti	28	2	13	43

Yağış verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

Türkiye yağış verilerinin homojenlik analizlerinde farklı testler ile bulunmuş sonuçlar Şekil 2'de gösterilmektedir. Toplam 213 istasyon arasından sadece 2 istasyonun her dört

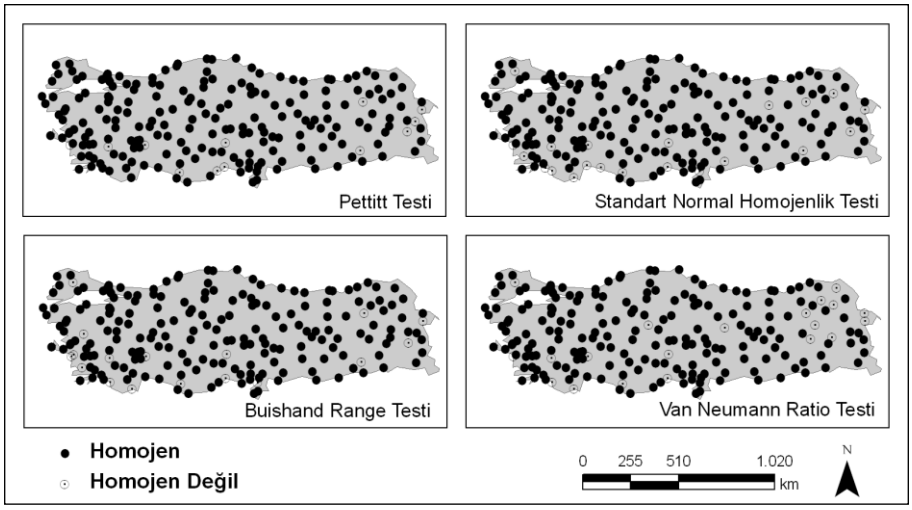
test ile homojen yağış verilerine sahip olmadığı ortaya çıkmıştır. Bu 2 istasyona ait yağış verileri 'şüpheli' olarak nitelendirilebilir. 197 istasyonun yağış verilerinin bütün testlerle homojen olduğu belirlenirken, 207 istasyon verilerinin üç veya dört testle ve 211 testin ise iki veya daha fazla testle homojen olduğu ortaya çıkmıştır. Diğer bir ifadeyle 'kullanışlı' veya 'belirsiz' olarak nitelendirilebilecek 211 istasyon yağış verileri homojenlik testinden olumlu sonuç almış olup, veriler kullanılabilir durumdadır.



Şekil 2. Yağış verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Ortalama sıcaklık verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

Ortalama sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 3'te gösterilmiştir. Toplam 213 istasyon arasından 7 istasyona ait verilerin bütün testlerle homojen olmadığı bulunurken, 180 istasyona ait verilerin ise bütün testlerde homojen olduğu ortaya çıkmıştır. 213 istasyon arasında 12 istasyon verisi 'şüpheli', 3 istasyon verisi 'belirsiz', 198 istasyon ise 'kullanışlı' grubuna dahil edilebilir. Böylece 201 istasyon verisinin kullanımının uygun olduğu söylenebilir (Tablo 2).

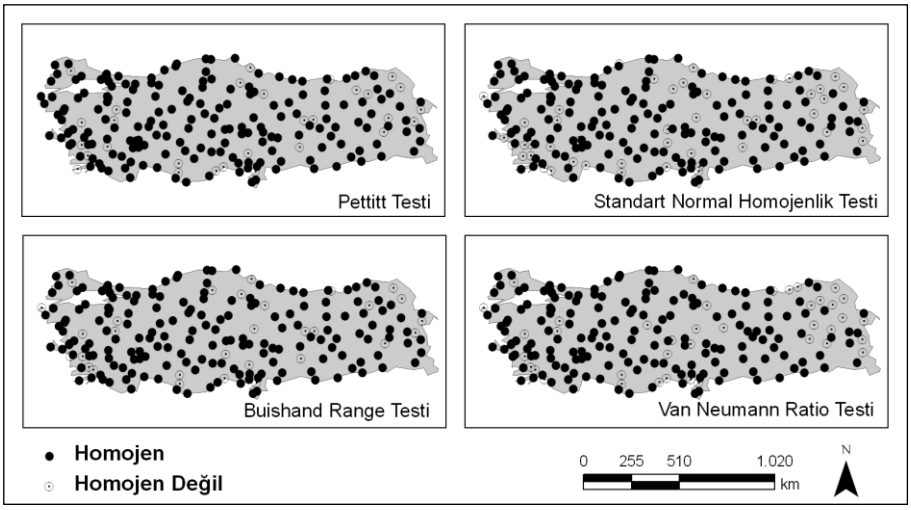


Şekil 3. Ortalama sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Maksimum sıcaklık verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

Maksimum sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 4'de gösterilmiştir. 17 istasyona ait maksimum sıcaklık verilerinin bütün testlerde homojen olmadığı, 150 istasyona ait verilerin ise bütün testlerle homojen olduğu belirlenmiştir. Tablo 2'de de

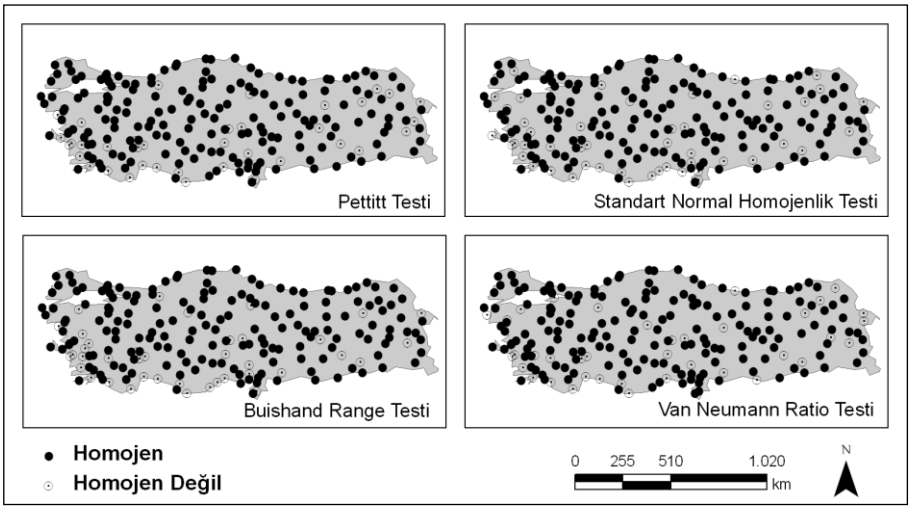
görüldüğü üzere 213 istasyona ait maksimum sıcaklık verileri arasından 27 istasyon verileri ‘şüpheli’, 13 istasyon verileri ‘belirsiz’, 173 istasyon verileri ise ‘kullanışlı’ olarak nitelendirilebilir. Bu durumda 186 istasyon verisinin kullanılabilir olduğu söylenebilir (Tablo 2).



Şekil 4. Maksimum sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Minimum sıcaklık verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

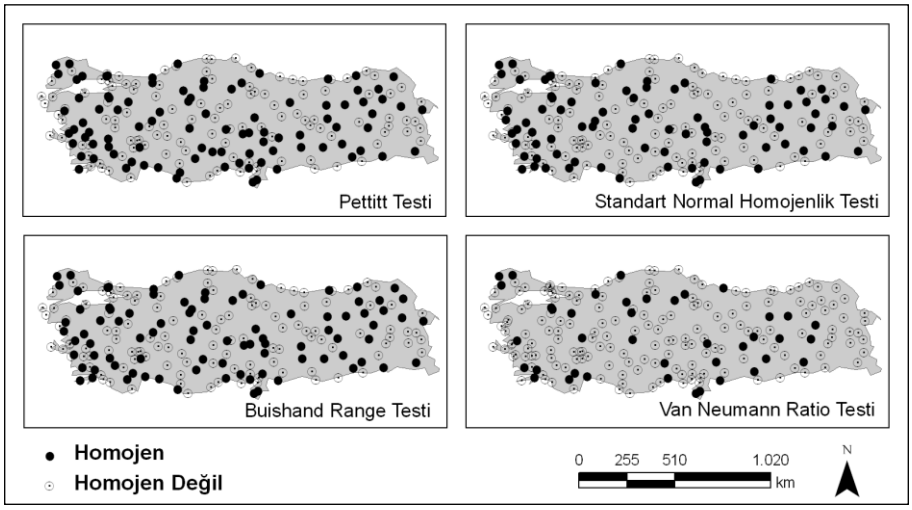
Minimum sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 5’de gösterilmiştir. Toplam 213 istasyon arasından 24 istasyona ait minimum sıcaklık verilerinin bütün testlerle homojen olmadığı, 147 istasyona ait verilerin ise bütün testlerde homojen olduğu bulunmuştur. 31 istasyona ait minimum sıcaklık verileri ‘şüpheli’, 12 istasyona ait veriler ‘belirsiz’, 170 istasyona ait veriler ise ‘kullanışlı’ grubuna dahil edilebilir. Böylece 182 istasyon verisi kullanılabilir durumda olmaktadır (Tablo 2).



Şekil 5. Minimum sıcaklık verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Bağıl nem verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

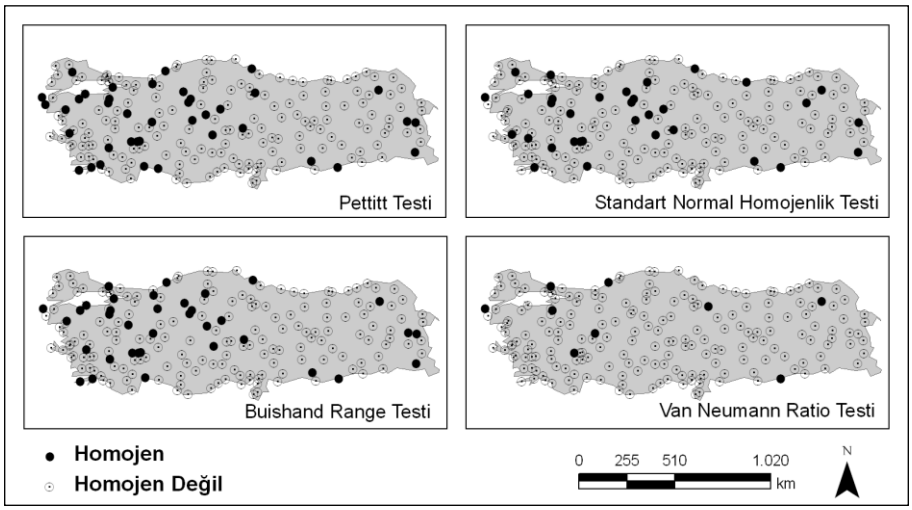
Bağıl nem verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 6’da gösterilmiştir Bağıl nem verilerinin 106 istasyonda bütün testlerde homojen olmadığı, 33 istasyonda ise bütün testlerde homojen olduğu belirlenmiştir. 120 istasyona ait veriler ‘şüpheli’, 20 istasyona ait veriler ‘belirsiz’, 73 istasyona ait veriler ise ‘kullanışlı’ olarak nitelendirilebilir. Böylece 93 istasyona ait veriler kullanılabilir durumdadır (Tablo 2).



Şekil 6. Bağıl nem verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Rüzgar hızı verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

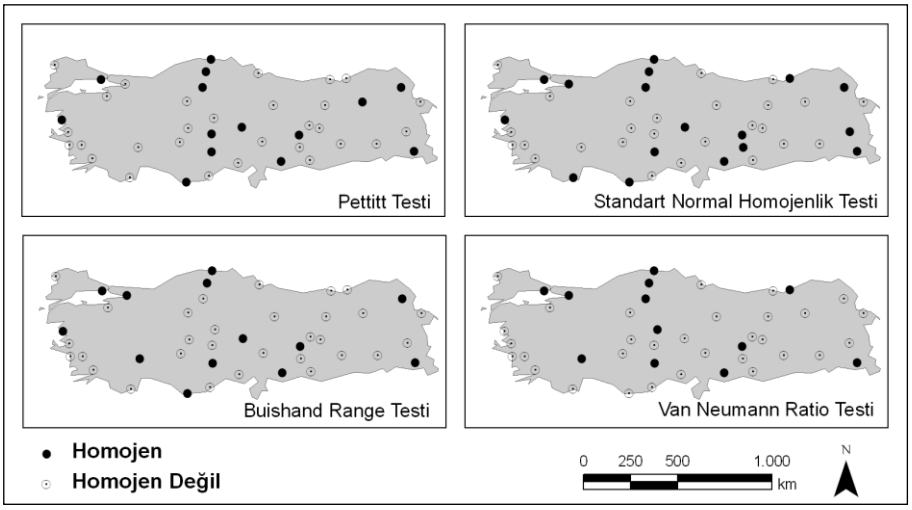
Rüzgar hızı verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 7'de gösterilmiştir. 1975-2000 dönemi için eksiksiz veri 208 istasyonda mevcuttur. Rüzgar hızı verilerinin 208 istasyondan 160'ında bütün testlerde homojen olmadığı, 5 istasyonda ise bütün testlerde homojen olduğu belirlenmiştir. 170 istasyona ait veriler 'şüpheli', 12 istasyona ait veriler 'belirsiz', 26 istasyona ait veriler ise 'kullanışlı' olarak nitelendirilebilir. Bu bilgilerden yola çıkarak 38 istasyon verisinin kullanılabilir durumda olduğu söylenebilir. (Tablo 2).



Şekil 7. Rüzgar hızı verilerinin homojenlik analizi sonuçları

Güneşlenme şiddeti verilerine ait homojenlik analizi sonuçları

Güneşlenme şiddeti verilerinin homojenlik analizi sonuçları Şekil 8'de gösterilmiştir. 1975-2000 dönemi için eksiksiz veri sadece 43 istasyonda mevcuttur. Güneşlenme şiddeti verilerinin 43 istasyondan 22'sinde bütün testlerde homojen olmadığı, 7 istasyonda ise bütün testlerde homojen olduğu belirlenmiştir. 28 istasyona ait veriler 'şüpheli', 2 istasyona ait veriler 'belirsiz', 13 istasyona ait veriler ise 'kullanışlı' olarak nitelendirilebilir. Bu durumda 43 istasyon arasından 15 istasyon verisinin kullanılabilir durumda olduğu söylenebilir. (Tablo 2).



Şekil 8. Güneşlenme şiddeti verilerinin homojenlik analizi sonuçları

SONUÇ

Bu çalışmada Devlet Meteoroloji İşleri (DMİ)'ye ait 280 klima istasyonu arasından 1975-2000 dönemi için 213 istasyona ait yağış, ortalama sıcaklık, maksimum sıcaklık, minimum sıcaklık ve bağıl nem; 208 istasyona ait rüzgar hızı ve 43 istasyona ait güneşlenme şiddeti serilerinin homojenliğinin tespiti için %1 (0.01) anlamlılık düzeyinde Pettitt testi, Standart normal homojenlik testi, Buishand range testi ve Von Neumann ratio testi uygulanmıştır. Testlerin sonucuna göre seriler homojenlik açısından 'şüpheli', 'belirsiz' ve 'kullanışlı' olarak sınıflandırılmıştır.

Analizler sonucu yağış serileri için 207 adet, ortalama sıcaklık serileri için 198 adet, maksimum sıcaklık serileri için 173 adet, minimum sıcaklık serileri için 170 adet, bağıl nem serileri için 73 adet, rüzgar hızı serileri için 26 adet, güneşlenme şiddeti serileri için 13 adet 'kullanışlı' olarak nitelendirilebilen seri tespit edilmiştir. Bunun yanında yağış serileri için 4 adet, ortalama sıcaklık serileri için 3 adet, maksimum sıcaklık serileri için 13 adet, minimum sıcaklık serileri için 12 adet, bağıl nem serileri için 20 adet, rüzgar hızı serileri için 12 adet, güneşlenme şiddeti serileri için 2 adet seri 'belirsiz' olarak bulunmuştur. Ayrıca yağış serileri için 2 adet, ortalama sıcaklık serileri için 12 adet, maksimum sıcaklık serileri için 27 adet, minimum sıcaklık serileri için 31 adet, bağıl nem serileri için 120 adet, rüzgar hızı serileri için 170 adet ve güneşlenme şiddeti serileri için 28 adet 'şüpheli' nitelikte seri tespit edilmiştir.

Veri serilerinin homojenliği istasyonların yer değişimi, ölçüm yönteminin değişimi veya istasyon çevresinin değişimi gibi insan-kaynaklı faktörlerden etkilenebilir. Bunun yanında uzun-dönemli değişimler ve veri serisinde yer alan değişimlerde testlerde homojen olmama durumunu ortaya çıkarabilir. Bu durumda homojen olmayan istasyonlar hakkında kesin kararın verilmesi için mümkünse metaverinin incelenmesi uygun olacaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışma Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (Proje No: ÇAYDAG 110Y110) ve Erciyes Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi (Proje No: FBA-09-866) tarafından desteklenmiştir. Verilerin hazırlanmasındaki katkısından dolayı Ahmet Şakir Dokuz'a teşekkür ederiz.

KAYNAKLAR

Auer, I., Böhm, R., Jurković, A., Orlik, A., Potzmann, R., Schöner, W., Ungersböck, M., Brunetti, M., Nanni, T., Maugeri, M., Briffa, K., Jones, P., Efthymiadis, D., Mestre, O., Moisselin, J.-M., Begert, M., Brazdil, R., Bochnicek, O., Cegnar, T., Gajić-Čapka, M., Zaninović, K., Majstorović, Ž., Szalai, S., Szentimrey, T. ve Mercalli, L. A new instrumental precipitation dataset for the greater alpine region for the period 1800-2002. International Journal of Climatology, 25, 139-166, 2005.

Buishand, T. A. Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. Journal of Hydrology, 58, 11-27, 1982.

Conrad, V. ve Pollak, C. Methods in climatology. Harvard University Press, Cambridge, 1950.

Costa, A. C. ve Soares. Homogenization of climate data: review and new perspectives using geostatistics. Mathematical Geosciences, 41, 291-305, 2009.

Costa, A. C. ve Soares, A. Homogenization of climate data: Rewiew and new perspectives using geostatistics. Mathematical Geosciences, 41, 291-305, 2009.

Göktürk, O. M., Bozkurt, D., Şen, Ö. L. ve Karaca, M. Quality control and homogeneity of Turkish precipitation data Hydrolological Process, 22, 3210-3218, 2008.

Karabörk, Ç., Kahya, E. ve Kömüşçü, A. Ü. Analysis of Turkish precipitation data: Homogeneity and the southern oscillation forcings on frequency distributions. Hydrological Process, 21, 3203-3210, 2007.

Peterson, T., Easterling, D., Karl, T., Groisman P, Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullett, D., Vincent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Forland, E., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P. ve Parker, D. Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. International Journal of Climatology, 18, 1493-1517, 1998.

Şahin, S. ve Cığızoğlu, H. K. Homogeneity analysis of Turkish meteorological data set. Hydrological Process, 24, 981-992, 2010.

Tayanç, M., Dalfes, H., Karaca, M. ve Yenigün, O. A comparative assessment of different methods for detecting inhomogeneities in Turkish temperature data set. International Journal of Climatology, 18, 561-578, 1998.

Tayanç, M., İm, U., Doğruel, M. ve Karaca, M. Climate change in Turkey for the last half century. Climatic Change, 94, 483-502, 2009.

Türkeş, M. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. International Journal of Climatology, 16, 1057-1076, 1996.

Türkeş, M. Vulnerability of Turkey to desertification with respect to precipitation and aridity conditions. Turkish Journal of Engineering and Environmental Science, 23, 363-380, 1999.

Türkeş, M., Koç, T. ve Sarış, F. Spatiotemporal variability of precipitation total series over Turkey. International Journal of Climatology, 29, 2009.

Türkeş, M., Sümer, U. M. ve Demir, İ. Re-evaluation of trends and changes in mean, maximum and minimum temperatures of Turkey for the period 1929-1999. International Journal of Climatology, 22, 947-977, 2002.

Wijngaard, J., Klein Tank, A. ve Können, G. Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. International Journal of Climatology, 23, 679-692, 2003.

Yeşilırmak E., Akçay S.M., Dağdelen N. ve S., A. Gediz Havzası´nda kaydedilen uzun dönemli yıllık yağışların türdeşlik sınaması. I. Ulusal Sulama ve Tarımsal Yapılar Sempozyumu, 2010

THE COMMON ALERTING PROTOCOL AND ITS APPLICABILITY TO METEOROLOGICAL DISASTERS

Simon Elliott
EUMETSAT, Darmstadt, Germany, simon.elliott@eumetsat.int

ABSTRACT
The Common Alerting Protocol (CAP) is a simple but general format for exchanging all-hazard emergency alerts and public warnings over all kinds of networks. CAP allows a consistent warning message to be disseminated simultaneously over many different warning systems, thus increasing warning effectiveness while simplifying the warning task. By using a simple standard format based on XML, CAP ensures the maximum usability of alert information and facilitates semantic and syntactic interoperability with other message formats. This paper describes how CAP can be used to provide information relating to fire detection and volcanic ash detection from METEOSAT satellites.

Keywords: *Common Alerting Protocol Message Broadcast*

WHAT IS THE COMMON ALERTING PROTOCOL?
Background
The Common Alerting Protocol (CAP) specification arose from a need to define a standard method for the creation and distribution of all kinds of alerts and warnings with local, regional and international scope.
The Organization for the Advancement of Structured Information Standards (OASIS) approved the CAP 1.0 specification in April 2004. In October 2005 an updated CAP 1.1 specification was adopted by the OASIS Emergency Management Technical Committee. In November 2007, the International Telecommunication Union (ITU) approved CAP as ITU-T Recommendation X.1303, thereby helping to secure its global adoption.

Definition
Version 1.1 of the Common Alerting Protocol (OASIS Standard CAP-V1.1, October 2005) can be found at the OASIS web site:
http://www.oasis-open.org/committees/download.php/14759/emergency-CAPv1.1.pdf
The ITU-T Recommendation X.1303 (09/2007) referring to CAP is available for download from the ITU's web site:
http://www.itu.int/rec/T-REC-X.1303-200709-I

THE USE OF THE COMMON ALERTING PROTOCOL
Why use the Common Alerting Protocol?
A key strength of CAP is that it's clear and unambiguous specification ensure the warning and alerts will be interpreted by different systems in different situations in the same way.
A CAP message is an XML document. The application of the XML schema given in section 3.4 of the CAP standard can be used to validate a CAP message in an automated way, by checking that its contents comply with the normative structure for alert messages. For example, only CAP messages with the (required) element "severity" set to one of "*Extreme*", "*Severe*", "*Moderate*", "*Minor*" or "*Unknown*". Since the meaning of these code values are given explicitly in the standard, semantic interoperability is also ensured. The use of "*Severe*" always indicates a "Significant threat to life or property". This positive feature of CAP was highlighted by the WMO Expert Team on the Assessment of Data Representation Systems (ET-ADRS) during its wide ranging analysis of data representation systems at its April 2008 meeting in Washington, USA.

Because the XML used to express CAP messages is a simple text format, the messages can be very easily displayed and read. Figure 1 shows an example of a CAP alert issued by the United States Geological Survey (USGS) in December 2010, available here: http://www.usgs.gov/alerts/cap/USGS-landslides.20101222T200552. The alert pertains to a flash flood and debris flow warning for southern California burned areas. Without further interpretation, such text can easily be printed, faxed, sent via SMS text message, et c.

The second and third lines in the Figure 1 refer to an XSL style sheet. This style sheet reference is not part of the CAP alert itself, but provides a resource which a web browser can use in order to display the message in a tailored way. The precise definition of the style sheet allows the the addition of supporting information such as internets links, email addresses and logos to be displayed with the alert and the layout of the text organised in order to clarify the content.

In Figure 2, the CAP alert shown in Figure 1 is again displayed, but this time using a web browser (SeaMonkey, version 2.0.12, available here http://www.seamonkey-project.org/). The style sheet provided by the USGS has been applied to the XML of the CAP alert leading to the layout shown. Although the CAP alert appears quite different, the values assigned to the various elements within the message are unchanged.

```
<?xml version="1.0"?>
<?xml-stylesheet type="text/xsl"
href="http://www.usgs.gov/hazard_alert/alerts/cap_al
ert.xsl"?>

<cap:alert
xmlns:cap="http://www.incident.com/cap/1.0">
  <identifier>USGS-
landslides.20101222T200552</identifier>
  <sender>jegartner@usgs.gov</sender>
  <sent>20101222T200552.000Z</sent>
  <status>Actual</status>
  <msgType>Alert</msgType>
  <scope>Public</scope>
  <info>
    <language>en-US</language>
    <category>Geo</category>
    <event>Flash Flood and Debris flow warning for
Southern California Burned Areas</event>
    <urgency>Immediate</urgency>
    <severity>Severe</severity>
    <certainty>Very Likely</certainty>
    <senderName>Joseph Gartner</senderName>
    <headline>Flash Flood and Debris flow warning
for Southern California Burned Areas</headline>
    <description>At 12:23 on Dec. 21, 2010 the
National Weather Service issued a flash flood and
debris flow warning for the areas burned by the
Station and Briggs burned area, including the
residents of La Canada, Flintridge and La Crescenta.
</description>
    <instruction>Instruction:  A flash flood warning
```

Figure 1: An example of the XML content of a CAP alert.

Figure 2: The CAP alert shown in Figure 1, viewed with a web browser (in this case SeaMonkey). The style sheet supplied by the USGS has determined the layout of the information but not altered the contents of the alert.

Who uses the Common Alerting Protocol?

Despite its relatively recent development and adoption as a recommended standard, CAP has been widely adopted as operational mechanism for the distribution of various alerts and warning. Some examples of the current use of CAP are given below:

Alerting authority: United States Geological Survey, USGS
Scope: Volcanoes, earthquakes, landslides
Web site: http://www.usgs.gov/

Alerting authority: National Oceanic and Atmospheric Administration's National Weather Service (United States)
Scope: Watches, warning and advisories
Web site: http://www.weather.gov/alerts-beta/

Alerting authority: EUMETSAT
Scope: Active fire detection and volcanic ash detection
Web site:
http://www.eumetsat.int/Home/Main/News/ProductServiceNews/803809?l=en

Alerting authority: New York State (United States)
Scope: Alerts and press releases
Web site: http://www.nyalert.gov/Public/RSS/AllHazRSSInfo.aspx

Alerting authority: Virgin Islands Territorial Emergency Management Agency
Scope: Alerts and press releases
Web site: http://www.vialert.gov/Public/RSS/AllHazRSSInfo.aspx

Alerting authority: Canadian Association for Public Alerting and Notification, CAPAN/ACAAP
Scope: Public alerts and notices in Canada, for all hazards and public service disruptions
Web site: http://capan.ca/index.php/en/cap-cp/

Furthermore, at the WMO Commission for Basic Systems (CBS) Extraordinary Meeting in 2010 also updated the Manual on Global Telecommunications System (GTS) (WMO No. 386) and Manual on Codes (WMO No. 306) to allow the exchange of information in CAP between WMO Members. This is in line with the decision of the WMO Council that recognized the benefits of using the CAP for the dissemination of weather, climate and water related alerts and warnings. Thus CAP will now be supported in the virtual all hazards network within the WIS-GTS.

EUMETSAT'S CAP PRODUCTS

(1) On 24 March 2011 EUMETSAT will introduce a new Volcanic Ash product, as well as a new product format: the Common Alerting Protocol (CAP) for the Active Fire Monitoring product.

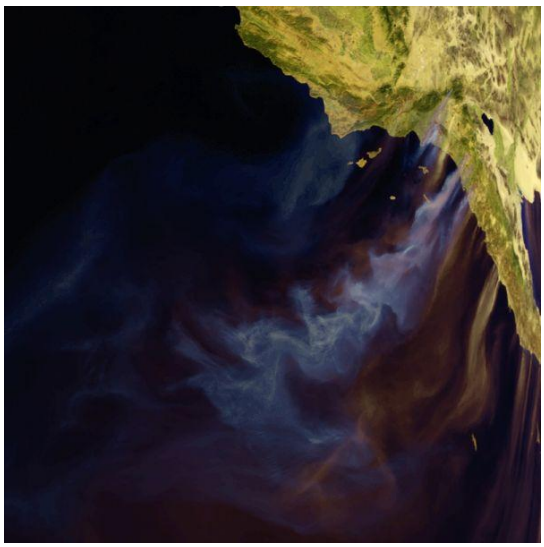


Figure 3. Catastrophic fires in California – October 2007

EUMETSAT is using CAP for fire detection products in ASCII (formerly in free text) and volcanic ash supplementary products, to be assessed as part of the advisory process. In CAP products the response type is set to "ASSESS", meaning "Evaluate the information in this message. This value SHOULD NOT be used in public warning applications".
The active fire detection CAP product will replace the existing ASCII product on 24 March 2011. Sample files of the active fire detection CAP product are available to download from EUMETSAT's FTP server here: ftp://ftp.eumetsat.int/pub/EUM/out/OPS/User/Meteorological_Products/FIRC/.
The volcanic ash products will only be generated and disseminated following a request from the London Volcanic Ash Advisory Centre (VAAC).

DISSEMINATION OF CAP MESSAGES
Although it was primarily designed as an interoperability standard for use among warning systems and other emergency information systems, CAP alert messages can be delivered directly to alert recipients over various networks, including data broadcasts. Location-aware receiving devices could use the information in a CAP alert message to determine, based on their current location, whether that particular message was relevant to their users. The alert messages can be forwarded to any number of designated notification sources (e.g. RSS feeds, cell broadcast, satellite mulicast, global networks, SMS text, email, web, IM, radio, TV, sirens, signs, etc). Some of these mechanisms are summarised below.

RSS feeds
Really Simple Syndication (RSS) is a mechanism used to inform interest readers when new content has been added to a web site. By managing CAP alerts in such a web site, many producers use RSS updates to inform interested recipients when a CAP alert has been issued.

Cell broadcasting
Cell broadcasting is a mobile disseminationa technology which forms part of the Global System for Mobile Communications (GSM) standard, and is closely related to the well known Short Message Service used for point to point mobile telecommunications (SMS-PP). Cell broadcasting is a geographically focused one-to-many service (SMS-CB) allowing a message to be sent to any enabled mobile device. It is widely deployed throughout Europe and most European operators have deployed the necessary technology in their networks.

EUMETCast, EUMETSAT's satellite multicast system
EUMETCast is EUMETSAT's primary dissemination mechanism for the near real-time delivery of satellite data and products generated by the EUMETSAT Application Ground Segment. EUMETCast also delivers a range of third-party products. EUMETCast is a multi-service dissemination system based on standard Digital Video Broadcast (DVB) technology. It is EUMETSAT's contribution to GEONETCast. It uses commercial telecommunication geostationary satellites to multicast files (data and products) to a wide user community. The EUMETCast footprints are described on EUMETSAT's web site here: http://www.eumetsat.int/Home/Main/DataAccess/EUMETCast/index.htm.

It is planned to use a dedicated alert channel on GEONETCast for the multicasting of alert messages such as CAP messages. Details of the GEONETCast alert channel can be found here: http://www.wmo.int/pages/prog/www/ISS/Meetings/WIS-CAP_Geneva2008/Wolf.ppt.

WMO's Global Telecommunication System and the WMO Information System

As part of the World Weather Watch, WMO's Global Telecommunication System (GTS) forms the central part of the WMO Information System (WIS). As proposed at the December 2008 CAP Implementation Workshop, and subsequently supported by the 2010 Extraordinary Meeting of CBS, CAP can be used for the global exchange of public alerts on the GTS.

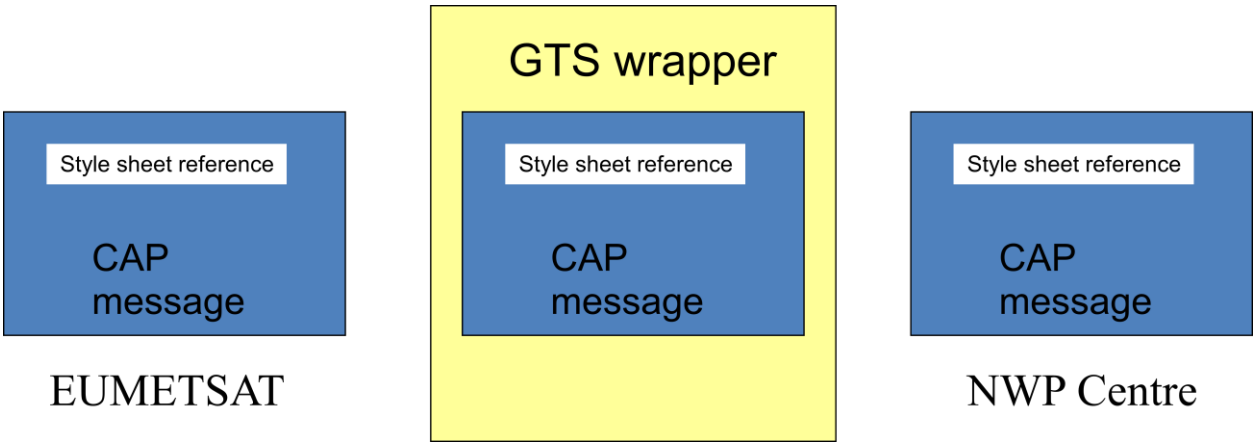


Figure 4. Packaging of CAP messages for transfer on the GTS

The simple way in which a CAP message can be passed on the GTS is illustrated in Figure 4. In this case a CAP message is initially created by EUMETSAT. It is then made ready for GTS dissemination by adding an appropriate header (consisting of start of message signal, abbreviate bulletin header, etc.) and trailer (containing the end of message signal). These few addition bytes of information are all that is required in order to enable global distribution of CAP messages to any national meteorological and hydrological service.

CONCLUSION

The Common Alerting Protocol (CAP) provides a simple mechanism for dissemination of alert and warning messages to a diverse global community. CAP can play an important role in the distribution of vital information in the event of natural disasters or other emergency situations.

DETECTING THE CONCENTRATION OF INDOOR MICROFUNGI, BACTERIA, YEAST AND POLLEN IN CHILD DAY CARE CENTERS OF CANAKKALE (TURKEY)

Tülay BİCAN SÜERDEM[1], İlknur N. ÇILDIR[2], Tuğba ÇELİK[2], Candan ŞAHİN[2], Hanife AKYALÇIN[1]

[1]COMU Faculty of Science and Arts, Biology Depart., 17020 Canakkale. tbican@comu.edu.tr
[2]COMU Institutefor Natural and Applied Sciences ,Division of Biology 17020 Canakkale.
ilknurcildir@hotmail.com, tugbacelik88@hotmail.com, iyor1984@msn.com, hakyalcin@comu.edu.tr

ABSTRACT

Microbial samples from indoor air are collected from 4 child day-care centers (CDCC) that are subjected to Ministry of Education in Çanakkale between December 2010-February 2011 with the aim of detecting the concentration of microfungi, yeast, bacteria and pollen that are that are transferring by the atmosphere expressed as indoor air. Samplings are done twice a month from classes of three different ages (as being ages of 4-5-6) from each school. One preparate is also placed for pollen count.

Rose Bengal Chloramphenicol Agar (RBCA) is used for counting microfungi and yeast, % 5 Blood Agar is used for counting bacteria by using "petri plate gravitational method". Woodhouse method is used to detect the concentration of pollen and to determine the pollen species.

It is found that the concentration of microorganisms at laboratory conditions is higher than the concentration of microorganisms at natural environments. At the end of the analysis of variance it is found that the density of bacteria, microfungi and yeast differ in accordance with age groups, environment conditions, temperaure and number of pediatric patients. No pollen is discovered at preparate because of winter season.

Key Words: *Microfungi, Bacteria, Yeast, Pollen, Child Day Care Center.*

ÇANAKKALE ANAOKULLARINDA İÇ ORTAM ATMOSFERİNDE MİKROFUNGUS, BAKTERİ, MAYA ve POLEN YOĞUNLUKLARININ BELİRLENMESİ

Çanakkale İl Merkezi'nde Milli Eğitim Bakanlığı'na bağlı anaokullarında ev içi havası olarak tabir edilen iç ortam atmosferinde taşınan küf, maya, bakteri ve polen yoğunluklarını belirlemek amacıyla Aralık 2010-Şubat 2011 tarihleri arasında toplam 4 anaokulunun iç ortam atmosferinden örnekler toplanmıştır. Her okuldan 3 farklı yaş grubuna ait sınıflardan (4–5–6 yaş) olmak üzere ayda iki kez örnekleme yapılmıştır. Polen sayımları için ise bir preparat koyulmuştur.

Küf ve maya sayımları Rose Bengal Chloramphenicol Agar (RBCA)'da ve bakteri sayımları Kanlı Agar'da "yerçekimine dayalı petri plak yöntemi" kullanılarak yapılmıştır. Polen yoğunluğunu belirlemek ve tür tayini yapabilmek için woodhouse yöntemi kullanılmıştır.

Bu araştırmada laboratuvar koşullarındaki mikroorganizma yoğunluğunun doğal ortam koşullarındaki mikroorganizma yoğunluğundan daha yüksek olduğu bulunmuştur. Yapılan varyans analizi sonucunda bakteri, küf ve maya yoğunluğunun yaş gruplarına, ortam

koşullarına, sıcaklığa ve hasta çocuk sayısına göre farklılıklar gösterdiği bulunmuştur. Kış mevsimi nedeniyle preparatlarda polene rastlanmamıştır.

Anahtar kelimeler: *Mikrofungus, Bakteri, Maya, Polen, Anaokulu.*

GİRİŞ

Atmosfer ile mikroorganizmalar arasındaki ilişkiye bakılacak olursa, atmosfer içerisinde bulunan maddelerin mikroorganizmaların gelişmelerine elverişli bir ortam oluşturmadığı görülür. Buna karşın, atmosfer içerisinde değişik oran ve formlarda mikroorganizmalar bulunmaktadır. Bu durum, atmosferin mikroorganizmalar için bir habitat görevi görmesinden değil, mikroorganizmaların hava hareketlerinin etkisiyle asıl yaşam yerlerinden, atmosfere karışmaları sonucunda ortaya çıkmaktadır. Bu nedenle atmosfer, mikroorganizmalar için bir ortam oluşturmamakta, sadece bir yerden diğer bir yere taşıyıcı bir işlev görmektedir (Öner, 1987).

Funguslar ve bakteriler ev içi havasında birlikte ve her ortamda bulunabilen mikroorganizmalardır. *Mycobacterium tuberculosis, Corynebacterium diphtheriae, Aspergillus* spp., gibi bazı bakteri türleri ve bazı mayalar hava kaynaklı patojenler olarak rol oynayabilirler ve insanlarda alerjik, toksik etki göstererek çeşitli enfeksiyon hastalıkları meydana getirebilirler (Aydoğdu ve ark., 2005). Son yıllarda, özellikle fungusların duyarlı kişilerde allerjiye, rinite ve astıma neden olmaları, bazı akciğer rahatsızlıklarına sebebiyet vermeleri nedeniyle atmosferin mikrofungus florasının önemi daha da artmıştır (Öner, 1980; Çetin, 1983; Hasenekoğlu, 1984).

Çiçekli bitkilerde, erkek gameti taşıyan ve dişi çiçeğin döllenmesini sağlayan polenler rüzgar, su ve böcekler gibi çeşitli yollarla havaya yayılırlar. Havaya yayılan polenler küçük boyutlardadır. Çeşitli bitkiler aracılığıyla atmosfere yayılan polenler duyarlı bireylerin solunum yoluyla temas etmesi halinde alerjik reaksiyonlara neden olmaktadır. Bu reaksiyonlar alerjik rinit, alerjik konjunktivit ve astım şeklinde gerçekleşmektedir (Aytuğ ve Peremeci, 1987; Fountain, 2002). Güvensen ve ark. (2005) Çanakkale ilinde atmosferik polen çalışması yapmışlar ve bu araştırmada Pinaceae, *Quercus* spp., Cupressaceae/Taxaceae, *Olea europaea*, Chenopodiaceae/Amaranthaceae, Poaceae, Xanthium strumarium, *Plantago* spp. Takson polenleri dominant bulunmuş, polen miktarının atmosferde en fazla olduğu dönem Mayıs-Haziran ayları olarak kaydedilmiştir. Çocukların bağışıklık sistemleri yetişkinlere göre daha zayıf olup atmosferdeki bakteri ve fungus gibi mikrobiyal patojenlere daha duyarlıdırlar. Çocuklar bir haftada ortalama 45 saatlerini anaokullarında geçirmektedirler. Bu bakımdan anaokullarındaki çocukların sağlığıyla yakından ilişkili ve aynı zamanda hava kalitesine etki eden hava kaynaklı mikroorganizmaları belirlemek ve yoğunluklarını tespit etmek önemli hastalıkların ve bazı semptomların önlenmesi bakımından ayrı bir önem arzetmektedir.

Bu çalışmada, Çanakkale il merkezinde 4-6 yaş grubu çocukların bulunduğu Milli Eğitim Bakanlığına bağlı dört anaokulunda iç ortam atmosferinde mikrofungus, maya, bakteri ve polen yoğunluğunun belirlenmesi amaçlanmıştır.

MATERYAL VE METOT

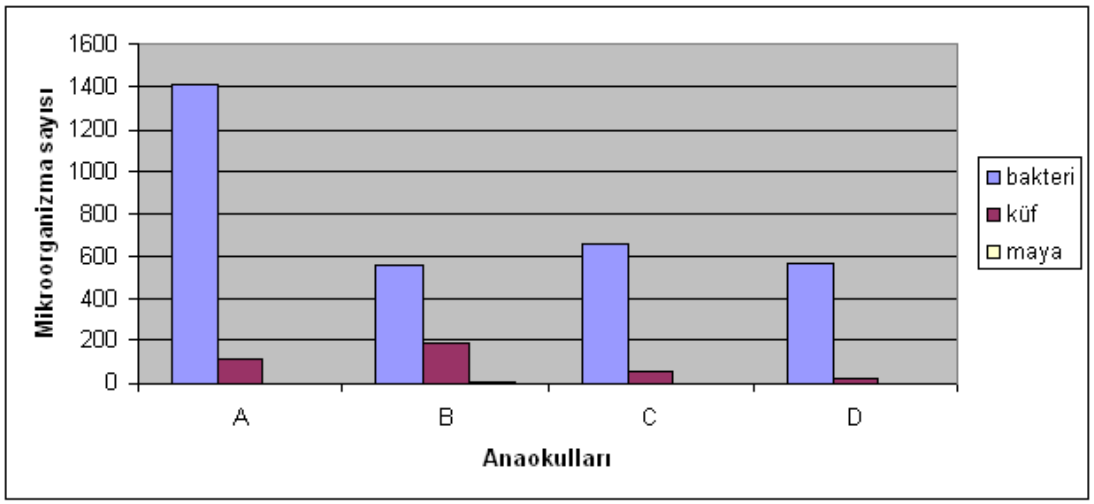
Anaokullarında iç ortam atmosferinin yoğunluğunu belirlemek amacıyla yapılan bu çalışmada, küf ve maya sayımları Rose Bengal Chloramphenicol Agar (RBCA)'da ve bakteri sayımları ise % 5'lik Kanlı Agar'da "yerçekimine dayalı petri plak yöntemi" kullanılarak yapılmıştır. Polen yoğunluğunu belirlemek ve tür tayini yapabilmek için ise "woodhouse yöntemi" kullanılmıştır.

Seçilen okullarda her yaş grubuna ait sınıflarda küf, maya ve bakteri sayımları 15 günlük periyotlar halinde, polen sayımı için ise haftalık örnekleme yapılmıştır. Her okuldaki her yaş grubuna küf ve maya sayımları için RBCA içeren 4 petri, bakteri sayımları için kanlı agar içeren 4 petri yerleştirilmiştir. Petriler yerden yaklaşık 70-80 cm. yüksekliğe konup kapakları 15 dakika boyunca açık bırakılmak suretiyle örnekleme yapılmıştır. 15 dakikalık işlem sonrası bir petri ve kontrol petrisi doğal ortam koşullarını temsil etmesi için sınıflarda bırakılırken, diğer petri ve kontrol petrisi uygun süre ve sıcaklıklarda inkübe edilmek üzere laboratuvar ortamına getirilmiştir. Süre sonunda tüm petriler toplanarak gelişen mikrofungus, maya ve bakteri kolonilerinin sayımları yapılmıştır. Polen yoğunluklarını belirlemek amacıyla ise her okuldaki her yaş grubundan bir sınıfa birer adet gliserin jelatin preparatı bırakılmıştır. Preparatlar her hafta yenisi ile değiştirilmek suretiyle örnekler toplanmıştır.

TARTIŞMA VE SONUÇ

Çanakkale İl merkezinde Milli Eğitim Bakanlığı'na bağlı bulunan 4 anaokulunun iç ortam atmosferinde, mikrobiyal yükü belirlemek amacıyla yapılan bu çalışmanın ilk 3 aylık döneminde RBCA içeren toplam 288 petride 375 küf kolonisi, 16 maya kolonisi ve kanlı agar içeren toplam 288 petride 3251 bakteri kolonisi tespit edilmiştir. Polenler için örnekleme yapılan ayların kış mevsimine rastlaması ve çiçekli bitkilerin tozlaşma dönemi olmaması nedeniyle preparatlarda polene rastlanmamıştır.

Edirne İli'nde 12 boyunca anaokullarında ev içi ve ev dışı havasının bakteri yoğunluğunu belirlemek amacıyla yapılan çalışmada bakterilerin mevsimsel dağılım ve meteorolojik faktörlerle ilişkisine bakılmış, ev içi havası için bakteri yoğunluğu Nisan'da en yüksekken, Aralık ayında ise en düşük yoğunlukta olduğu belirlenmiştir. Ev dışı havasında ise bakteri yoğunluğu sonbaharda yüksekken, kışın bu yoğunluk azalmıştır. Diğer yandan aynı çalışmada birçok potensiyel alerjen, patojen ve mikotoksin üreten mikrofungus türü tespit edilmiştir (Aydogdu ve Asan, 2008; Aydogdu ve ark., 2010). Bunların yanında Edirne İli'ne ait ilköğretim okulları, tıp fakültesi gibi farklı ortamların ev içi ve ev dışı havasına ait mikrobiyolojik çalışmalar yapılmıştır (Aydoğdu ve ark., 2005; Sarıca ve ark., 2002).



Şekil 1: Anaokullarındaki mikrofungus, maya ve bakteri yoğunluklarının karşılaştırılması

Verilen grafikte de görüldüğü gibi anaokullarındaki bakteri, küf ve maya yoğunlukları birbirlerinden farklılıklar göstermektedir. Bu durumun yaş grupları, ortam koşulları, sıcaklık, toplam çocuk sayısı ve hasta çocuk sayısı gibi faktörlerle ilişkili olduğu

düşünülmektedir (Şekil 1). Grafiğe göre A anaokulundaki bakteri sayısı diğer okullara göre oldukça yüksek görünürken, diğer anaokullarındaki yoğunlukların birbirine yakın olduğu görülmektedir. Fungal yoğunluk en yüksek B anaokulunda tespit edilmiştir.

Araştırmamızda laboratuvar koşullarında geliştirilen gerek küf ve maya, gerekse bakteri yoğunluğunun doğal ortam koşullarındaki mikroorganizma yoğunluğundan daha yüksek olduğu bulunmuştur. Bu durumda havada asılı halde bulunan ve hava yardımıyla taşınabilen mikroorganizmalar patojen olsalar dahi bir şekilde insan vücuduna girmedikçe gelişim gösteremedikleri ve aktif olmadıkları söylenebilir.

Funguslar gerek ev içi gerekse ev dışı atmosferinde bulunmaları ile duyarlı kişileri etkilemektedir. Ancak ev içindeki fungus sporlarını gerekli önlemleri alarak bir dereceye kadar kontrol altında tutmak mümkün olsa da, ev dışı atmosferi sınırsız bir habitat olduğu için fungus konsantrasyonunu kontrol etmek mümkün olamamaktadır.

Sonuçlar anaokullarında iç ortam hava kalitesi ve hijyeni açısından değerlendirilmekle birlikte, çocukların özellikle sık hasta oldukları kış dönemindeki mikroorganizma yoğunluğuna dikkat çekilmiştir.

Bu araştırmanın planlaması bir yıl olarak belirlenmiş olup araştırmanın sunulan kısmına ait sonuçlar üç aylık dönemi kapsamaktadır. Araştırmamız halen devam etmektedir.

TEŞEKKÜR
Bu çalışmanın yürütülmesi için gerekli izni sağlayan Çanakkale İl Milli Eğitim Müdürlüğü, Çanakkale Valiliği ve okul idarelerine teşekkürlerimizi sunarız.

KAYNAKLAR

Aydogdu, H., Asan, A., Otkun, M.T. ve Ture, M., 2005. Monitoring of fungi and bacteria in the indoor air of primary schools in Edirne city, Turkey.

Aydogdu, H. ve Asan, A., 2008. Airborne fungi in child day care centers in Edirne City, Turkey.

Aydogdu, H., Asan, A., Otkun, M.T., 2010. Indoor and outdoor airborne bacteria in child day-care centers in Edirne City (Turkey), seasonal distribution and influence of meteorological factors.

Aytuğ, B. ve Peremeci, E., 1987. Polen, Saman Nezlesi ve Polen Ekstreleri. Tıp Fak. Mecm., 50:163-170.

Çetin, E.T., 1983. Endüstriyel Mikrobiyoloji. İstanbul Üniversitesi İstanbul Tıp Fak. Vakfı Yayınları, No:2, İstanbul.

Fountain, D. W., 2002. Polen and İnhalant Allergy. Biologist, 49 (1).

Güvensen, A., Uysal, I., çelik, A., ve Öztürk, M., 2005. Analysis of Airborn Polen fall in Çanakkale, Turkey. Pak.J. Bot., 37 (3):507-518.

Hasenekoğlu, İ., 1984. Mikotoksinler. Atatürk Üniv. Kazım Karabekir Eğitim Fak., Erzurum.

Öner, M., 1980. Mikoloji I. Ege Üniversitesi Fen Fak. Kitaplar Serisi, No:53, İzmir, 180s.

Öner, M.,1987. Mikrobiyal Ekoloji. Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Kitaplar Serisi, No:100, İzmir, 282s.

Sarıca, S., Asan,A., Otkun, MT. ve Türe, M., 2002. Monitoring indoor airborne fungi and bacteria in the different areas of Trakya University Hospital, Edirne, Turkey