



# **ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ**

ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ – ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΕΠΙΣΤΗΜΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

## **Ανάλυση και Αξιολόγηση Δορυφορικών Δεδομένων Βροχόπτωσης στη Λεκάνη Απορροής της Καρύταινας**

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

**Γεώργιος Δ. Σάββας**

Αγρονόμος & Τοπογράφος Μηχανικός –  
Μηχανικός Γεωπληροφορικής Ε.Μ.Π.

Επιβλέπων: Μπαλτάς Ε., Καθηγητής, ΕΜΠ

Δ.Π.Μ.Σ.  
«Επιστήμη  
& Τεχνολογία  
Υδατικών  
Πόρων»

Αθήνα, Οκτώβριος 2023

# **ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ**

ΔΙΕΠΙΣΤΗΜΟΝΙΚΟ – ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ  
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ  
«ΕΠΙΣΤΗΜΗ & ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ»

## **Ανάλυση και Αξιολόγηση Δορυφορικών Δεδομένων Βροχόπτωσης στη Λεκάνη Απορροής της Καρύταινας**

**Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία**

**Γεώργιος Δ. Σάββας**

**Αγρονόμος & Τοπογράφος Μηχανικός –  
Μηχανικός Γεωπληροφορικής Ε.Μ.Π.**

**Επιβλέπων: Μπαλτάς Ε., Καθηγητής, ΕΜΠ**

Τριμελής Επιτροπή:

Μπαλτάς Ε., Καθηγητής, ΕΜΠ (Επιβλέπων)

Μαλαμής Σ., Αναπληρωτής Καθηγητής, ΕΜΠ

Μαμάσης Ν., Καθηγητής, ΕΜΠ

**Αθήνα, Οκτώβριος 2023**

Copyright © Γεώργιος Δ. Σάββας, 2023

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved.

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς τον συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν τον συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευθεί ότι αντιπροσωπεύουν τις επίσημες θέσεις του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου.

## **ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Με την εκπόνηση της παρούσας διπλωματικής εργασίας ολοκληρώνονται οι σπουδές μου στο Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών «Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων», του Εθνικού Μετσοβίου Πολυτεχνείου. Είμαι ευτυχής που κατά τη διάρκεια εκπόνησης της παρούσας διπλωματικής εργασίας, βρέθηκα να έχω την καθοδήγηση αξιόλογων ανθρώπων, με τον καθένα να συμβάλλει ολοκλήρωσή της με το δικό του τρόπο. Αισθάνομαι την ανάγκη να ευχαριστήσω θερμά αρχικά τον κ. Ευάγγελο Μπαλά, Καθηγητή της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών Ε.Μ.Π., για την ανάθεση του θέματος της μεταπτυχιακής εργασίας, τις σημαντικές επισημάνσεις κατά τη διάρκεια εκπόνησής της, καθώς και την καθοδήγησή του.

Παράλληλα, ευχαριστώ τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής επιτροπής τους κ. Συμεών Μαλαμή, Αναπληρωτή Καθηγητή της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών Ε.Μ.Π. και κ. Νικόλαο Μαμάση, Καθηγητή της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών Ε.Μ.Π., για τις εποικοδομητικές παρατηρήσεις τους στο αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας.

Επιπλέον, ευχαριστώ τον κ. Απόλλωνα Μπουρνά, Διδάκτορα της Σχολής Πολιτικών Μηχανικών Ε.Μ.Π., για το χρόνο που διέθεσε και τη συμβολή του στην ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας. Η βοήθεια του υπήρξε πολύτιμη και ουσιαστική.

Τέλος, ιδιαίτερη μνεία αξίζει στον στενό μου κύκλο, την οικογένεια και στους φίλους μου που στάθηκαν δίπλα μου σε όλες τις επιλογές μου, για την αγάπη, την ηθική και υλική συμπαράσταση τους σε όλα αυτά τα χρόνια και για τα εφόδια που μου έχουν προσφέρει ώστε να καταφέρω να αντιμετωπίζω τις δυσκολίες που παρουσιάζονται.

Αθήνα, Οκτώβριος 2023

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικείμενο της παρούσας Μεταπτυχιακής Εργασίας αποτελεί η ανάπτυξη και εφαρμογή ενός συγκεντρωτικού και ενός πλήρως κατανεμημένου μοντέλου βροχής - απορροής για την προσομοίωση πέντε ιστορικών επεισοδίων βροχής που οδήγησαν σε πλημμυρικά επεισόδια. Η ανάλυση εφαρμόζεται στη λεκάνη απορροής της Καρύταινας, εμβαδού 879 km<sup>2</sup>. Πρόκειται για μία υπολεκάνη του Αλφειού ποταμού που εντάσσεται στο μεγαλύτερο τμήμα της στην ΠΕ Αρκαδίας. Για την ανάλυση αξιοποιήθηκαν οι μετρήσεις από τους γειτονικούς σταθμούς. Στο κατανεμημένο μοντέλο, αυτές ανάγονται σε όλη την έκταση της λεκάνης απορροής με τη χρήση της μεθόδου Inverse Distance Weighting (IDW), ενώ στην περίπτωση του συγκεντρωτικού μοντέλου πραγματοποιήθηκε επιφανειακή ολοκλήρωση της βροχής, μέσω των πολυγώνων Thiessen. Τα πρωτογενή δεδομένα της βροχής είναι ανά δεκάλεπτο, ενώ οι παροχές ανά εικοσάλεπτο. Οι τιμές της βροχής και των παροχών ανήχθησαν στη μία ώρα, έτσι ώστε να είναι άμεσα συγκρίσιμες με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις των δορυφορικών δεδομένων. Χρησιμοποιήθηκαν επίσης και εκτιμήσεις βροχόπτωσης από το National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), του προγράμματος Climate Prediction Center Morphing (CMORPH). Οι εκτιμήσεις αυτές είναι ωριαίες σε μορφή κανάβου μεγέθους 0.25×0.25°. Η δεύτερη πηγή δορυφορικών εκτιμήσεων διατίθεται από τη NASA και χρησιμοποιείται η αποστολή GPM Imerg V06 Final Precipitation L3 . Η ακρίβεια τους είναι μεγαλύτερη καθώς πρόκειται για μισάωρες εκτιμήσεις σε κελιά 0.1×0.1°.

Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν τεχνικές Συστημάτων Γεωγραφικών Πληροφοριών (GIS) λαμβάνοντας υπόψη το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (DEM), ενώ οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν στο υδρολογικό πρόγραμμα HEC-HMS. Ως κατανεμημένο μοντέλο εφαρμόστηκε το ModClark, έτσι ώστε να υπολογιστούν η άμεση απορροή και διόδευση της πλημμύρας, ενώ για την εκτίμηση των απωλειών βροχόπτωσης η μέθοδος Gridded SCS Curve Number. Στο συγκεντρωτικό μοντέλο αντίστοιχα οι απώλειες εκτιμήθηκαν με βάση τη μέση τιμή Curve Number, για όλη τη λεκάνη απορροής, λαμβάνοντας υπόψη το γεωλογικό χάρτη της περιοχής. Επειδή είναι γνωστό το Μοναδιαίο Υδρογράφημα (ΜΥΓ) της λεκάνης από τη ΔΕΗ, εφαρμόστηκε το ModClark, αυτή τη φορά θεωρώντας μηδενικές απώλειες, έτσι ώστε να βαθμονομηθούν ο χρόνος συγκέντρωσης και η αποθηκευτικότητα της λεκάνης και στη συνέχεια οι τιμές που προέκυψαν θεωρήθηκαν σταθερές για όλα τα επεισόδια που εξετάστηκαν. Επιπλέον, με βάση το παρατηρημένο

ΜΥΓ, κατασκευάστηκε το ΜΥΓ μέσω ισόχρονων καμπυλών. Εφόσον και απορροή είναι γνωστή για κάθε επεισόδιο, το συγκεντρωτικό και κατανεμημένο μοντέλο με επίγειους σταθμούς βαθμονομήθηκαν επίσης, έτσι ώστε να προσομοιάζουν όσο το δυνατόν περισσότερο τις παρατηρημένες τιμές, με στοχική συνάρτηση τη μεγιστοποίηση του συντελεστή Nash - Sutcliffe. Οι ίδιες τιμές χρησιμοποιήθηκαν και για το κατανεμημένο μοντέλο που λάμβανε ως τιμές εισόδου τις δορυφορικές εκτιμήσεις και οι προσομοιώσεις εκτελέστηκαν σε χρονικό βήμα μίας ώρας. Μέσω των προσομοιώσεων στην περιοχή μελέτης αποδείχθηκε ότι το κατανεμημένο μοντέλο είναι πιο αποδοτικό σε σχέση με το συγκεντρωτικό.

Στα περισσότερα επεισόδια παρατηρήθηκε ότι τα αποτελέσματα διέφεραν αρκετά ως προς το χρόνο αιχμής, την παροχή αιχμής, το συνολικό όγκο νερού και το συνολικό ύψος βροχόπτωσης, καθώς στις δορυφορικές εκτιμήσεις υπεισέρχονται πολλά σφάλματα και για το λόγο αυτό τα δορυφορικά δεδομένα διορθώθηκαν με τους επίγειους σταθμούς, με τη μέθοδο Mean Field Bias Correction (MFBC), σε ωριαία βάση. Η διόρθωση ήταν επιτυχής, καθώς η αποδοτικότητα του μοντέλου μετά τη διόρθωση βελτιώθηκε αισθητά και στα πέντε επεισόδια που εξετάστηκαν.

**Λέξεις Κλειδιά:** βροχή-απορροή, Καρύταινα, Αλφειός, δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης, συγκεντρωτικό μοντέλο, κατανεμημένο μοντέλο, ισόχρονες καμπύλες, ModClark, GIS, HEC-HMS, Mean Field Bias Correction

## ABSTRACT

The subject of this Master Thesis is the development and implementation of a lumped and a fully distributed rainfall - runoff model, for the simulation of five historical rainfall episodes, which caused flood events. The analysis is applied to the Karytaina water basin, a subbasin of Alfeios river, with an area of 879 km<sup>2</sup>. Karytaina basin is located in the regional unit of Arcadia. Historical rainfall data from neighboring ground stations were used. In the distributed model rainfall was interpolated in the whole basin, by using the Inverse Distance Weighting (IDW) method, while in the lumped model a single rainfall value was calculated through the Thiessen polygons. The available rainfall data have ten-minute time step and the discharge data have a twenty-minute time step. The rainfall and discharge values were converted to a one-hour time step, so that they could be directly comparable to the estimates of satellite data. Gridded precipitation satellite estimates were also used. The National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Climate Prediction Center Morphing (CMORPH) Program was used. These estimates are hourly, with a cell size of  $0.25 \times 0.25^\circ$ . The second source of satellite estimates is available from NASA, namely the GPM IMERG V06 Final Precipitation L3. Their resolution is greater, as they are half-hour gridded estimates in cells of  $0.1 \times 0.1^\circ$ .

For the purpose of the study, Geographical Information Systems (GIS) techniques were used, by taking the Digital Elevation Model (DEM) into account, while the simulations were carried out on the HEC-HMS hydrological program. Regarding the distributed model, ModClark was applied for the direct runoff calculation and routing, while the losses were calculated from the Gridded SCS Curve Number method. Respectively, in the lumped model the average SCS Curve number was applied, as a loss method. In both models, the geological map of the area was used to estimate SCS Curve number values. The unit hydrograph (UH) of the basin was provided by Public Power Corporation of Greece and since it is a given, the ModClark model was applied, considering zero losses, to calibrate the time of concentration and the watershed storage coefficient. Then, the calculated values were considered constant for all the examined events. Also by using the observed (UH) and GIS techniques a new UH was created and calibrated manually, through isochrones curves. Since the runoff was known for each episode, the lumped and distributed models with rain gauges were calibrated to resemble the observed values as much as possible. The objective of these simulations was the maximization of Nash - Sutcliffe coefficient. The calibrated

values were also used for the distributed model, which received satellite gridded rainfall estimates as an input and the simulations were executed in a one - hour time step. Through the simulations in the study area, it turned out that the distributed model was more efficient than the lumped model.

In most cases examined, the values of the time of peak discharge, the peak discharge, the total water volume and the precipitation height were found to differ greatly, when compared to the ground measurements. Such a case was expected, since satellite estimates suffer from many errors and therefore they were adjusted, by considering a Mean Field Bias Correction (MFBC) coefficient, on an hourly basis. The corrections applied seemed to be successful, as the efficiency of the model was significantly improved in all events.

**Key words:** rainfall-runoff, Karytaina, Alfeios, satellite precipitation estimates, lumped model, distributed model, isochrones curves, ModClark, GIS, HEC-HMS, Mean Field Bias Correction



# ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

<b>ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....</b>	<b>4</b>
<b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....</b>	<b>5</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>7</b>
<b>ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ .....</b>	<b>9</b>
<b>EXTENDED ABSTRACT .....</b>	<b>11</b>
<b>1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....</b>	<b>43</b>
<b>1.1 Βιβλιογραφική Ανασκόπηση .....</b>	<b>44</b>
1.1.1 Μοντέλα βροχής - απορροής.....	44
1.1.2 Δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης.....	46
<b>1.2 Αντικείμενο της Εργασίας .....</b>	<b>53</b>
<b>1.3 Δομή της Εργασίας.....</b>	<b>54</b>
<b>2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ .....</b>	<b>56</b>
<b>2.1 Γεωμορφολογία της περιοχής μελέτης .....</b>	<b>56</b>
2.1.1 Κλιματικά χαρακτηριστικά.....	57
2.1.2 Κάλυψη γης.....	58
2.1.3 Τύπος εδάφους και υδρολογική κατάσταση .....	60
<b>2.2 Δεδομένα.....</b>	<b>60</b>
2.2.1 Ψηφιακό μοντέλο εδάφους.....	60
2.2.2 Δεδομένα βροχής, παροχής και μοναδιαίου υδρογραφήματος .....	61
2.2.3 Δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης.....	64
<b>3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ .....</b>	<b>68</b>
<b>3.1 Γεωμορφολογική ανάλυση.....</b>	<b>69</b>
3.1.1 Λεκάνη απορροής .....	70
3.1.2 Κάναβος Curve Number .....	73
<b>3.2 Επιφανειακή ολοκλήρωση βροχόπτωσης.....</b>	<b>75</b>
3.2.1 Μέθοδος πολυγώνων Thiessen .....	76
3.2.2 Μέθοδος σταθμισμένης παρεμβολής αντίστροφης απόστασης .....	77
<b>3.3 Μέθοδος υδρολογικών απωλειών SCS Curve Number .....</b>	<b>78</b>
<b>3.4 Μοντέλα βροχής - απορροής.....</b>	<b>81</b>
3.4.1 Ισόχρονες Καμπύλες .....	81

3.4.2	ModClark .....	85
<b>3.5</b>	<b>Υδρολογική ανάλυση στο HEC - HMS.....</b>	<b>88</b>
3.5.1	Ορισμός μεθόδων υδρολογικής ανάλυσης.....	88
3.5.2	Διαχείριση δορυφορικών δεδομένων .....	91
<b>3.6</b>	<b>Βαθμονόμηση και αξιολόγηση μοντέλων βροχής - απορροής .....</b>	<b>92</b>
<b>3.7</b>	<b>Διόρθωση δορυφορικών δεδομένων .....</b>	<b>94</b>
<b>4.</b>	<b>ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ .....</b>	<b>97</b>
<b>4.1</b>	<b>Βαθμονόμηση μοντέλων βροχής - απορροής.....</b>	<b>97</b>
4.1.1	Βαθμονόμηση ΜΥΓ Ισόχρονων Καμπυλών .....	97
4.1.2	Βαθμονόμηση παραμέτρων ModClark .....	99
<b>4.2</b>	<b>Αποτελέσματα συγκεντρωτικού vs. κατανεμημένου μοντέλου .....</b>	<b>100</b>
4.2.1	Επεισόδιο 1 – 03/03/2013 .....	104
4.2.2	Επεισόδιο 2 – 24/01/2014 .....	106
4.2.3	Επεισόδιο 3 – 24/01/2015 .....	108
4.2.4	Επεισόδιο 4 – 27/02/2015 .....	110
4.2.5	Επεισόδιο 5 – 06/03/2015 .....	112
4.2.6	Συζήτηση αποτελεσμάτων .....	113
<b>4.3</b>	<b>Προσομοιώσεις με δορυφορικά δεδομένα.....</b>	<b>115</b>
4.3.1	Επεισόδιο 1 – 03/03/2013 .....	116
4.3.2	Επεισόδιο 2 – 24/01/2014 .....	119
4.3.3	Επεισόδιο 3 – 24/01/2015 .....	123
4.3.4	Επεισόδιο 4 – 27/02/2015 .....	126
4.3.5	Επεισόδιο 5 – 06/03/2015 .....	130
4.3.6	Συζήτηση αποτελεσμάτων .....	134
<b>5.</b>	<b>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ.....</b>	<b>136</b>
<b>5.1</b>	<b>Σύνοψη .....</b>	<b>136</b>
<b>5.2</b>	<b>Συμπεράσματα .....</b>	<b>137</b>
<b>5.3</b>	<b>Προτάσεις για Μελλοντική Έρευνα.....</b>	<b>138</b>
	<b>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....</b>	<b>141</b>

## **EXTENDED ABSTRACT**

In recent years, the study of extreme weather events related to the appearance of flooding episodes is considered quite important. By definition flood is the temporary coverage of soil with water, which under normal conditions is not covered by water. The main causes of flood events are the climatic change; land uses change and anthropogenic interventions (Μπαλλάς, 2022). A reliable estimate of a flood event requires the availability of a long time rainfall series, on small time scales (e.g. 10 minutes, hourly). Rainfall is converted into runoff by using the rainfall - runoff models. A model is a simplified representation of reality. The optimum model is the one that ensures results close to reality with the least possible number of parameters and the least degree of complexity (Moradkhani and Sorooshian, 2008). A model consists of various parameters, which determine the characteristics of the model. In each rainfall - runoff model, a set of equations that help estimate the runoff as a function of various parameters, used to describe the characteristics of the drainage basin, must be defined. In literature a plethora of such models can be found, that are differentiated with each other in terms of the purpose of the analysis, the required data, the number and nature of the parameters that characterize them. Choosing the most appropriate model is a complex problem that depends on the above factors, the topography of the watershed and of course the available data.

In Greece, most of the models applied were initially invented for watersheds of other countries and as a result they do not take into account the particularities of the watersheds of Greece. A very common problem in the Greek region is the lack of discharge data and therefore the difficulty of calibration and verification of models increases. The methods used in such cases are also related to the spatial discretization, such as dividing the watershed into individual smaller sections, which more accurately represent the study area, according to its particular features, resulting in the reduction of the uncertainty of final forecast on the points of interest.

Models in terms of spatial distribution are divided into the following categories (Μπουρνός, 2022): a) Lumped: The study area is considered as a single entity in which input and output parameters are evenly distributed; b) Semi-distributed: The study area is divided into subbasins, depending on their hydrological and geomorphological characteristics. In each subbasin, input and output parameters are evenly distributed and each subbasin has different input series and different parameters values; c) Distributed: The

distributed models are based on the spatial distribution of input and output parameters. In distributed models, the examined watershed is divided into small sections and a grid is created.

Another very important categorization of models is their separation into empirical (black box), conceptual and physical models (Nyeko, 2015). Empirical models include mathematical equations that come from input and output series and not from the natural processes of the drainage area. These models can predict accurately, but they cannot be applied to a different basin. A classic example of such a model is the Unit Hydrograph (UH). Conceptual models describe all the components of the hydrological cycle (rainfall, infiltration, runoff and drainage). In this category of models, semi-empirical equations are used and the parameters of the model are evaluated with field data and calibration. Physical models are based on the spatial distribution of parameters and describe the physical characteristics. They do not require extensive hydrological and meteorological data for their calibration and unlike the two categories mentioned above, they are not based on field measurements. For this reason, they are considered suitable for the assessment of hydrological parameters in ungauged watersheds (Λουκάς, 2017). Usually, such models are applied to specialized surveys, such as the assessment of the impacts of climate change and are often combined with hydrodynamic models, pollutant transport models, as well as sediment transport models. However, their exclusive use for the prognosis and simulation of the runoff is unprofitable and does not provide any advantage in the accuracy of forecasts, over conceptual models (Λουκάς, 2017).

Models are also divided into deterministic and stochastic models. The deterministic models produce the same result on every model run, for a given set of parameters. On the contrary, stochastic models produce different results, depending on the parameters used. Last but not least, rainfall-runoff models are classified into static and dynamic models, based on time. The static model excludes time while the dynamic model includes it.

The aim of this study is the hydrological simulation of five rainfall episodes, for which the rainfall data in a ten-minute time step, as well as the outflow hydrographs in a twenty-minute time step were available. The analysis was carried out in the Karytaina basin a subbasin of Alfeios River, with an area of 879 km<sup>2</sup>, located in the Western Peloponnese. A one-hour time step reduction was applied to the input data and HEC-HMS 4.11 was used for events simulation, while ArcMap 10.3 in conjunction with GeoHMS extension was used for the geomorphological analysis. A lumped model was applied, for which the UH was

calculated by producing isochrones curves and the distributed ModClark model was also applied, where the study area was divided into a  $500 \times 500$  m grid. Because for each episode, the corresponding outflow was also known, the two models were calibrated to resemble the observed hydrograph, as much as possible. In addition to the historical rainfall data, the corresponding satellite rainfall estimates were also used for the examined episodes, accessed from two different free data sources. In particular, rainfall estimates from National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) were used. This program is called Climate Prediction Center Morphing (CMORPH) and contains hourly estimates, on  $0.25 \times 0.25^\circ$  grid. The second source of satellite estimates was available from NASA, namely the GPM Imerg V06 Final Precipitation L3. The resolution is greater, as the data source contains half-hour estimates, with a  $0.10 \times 0.10^\circ$  cell size. Generally, satellite rainfall estimates are characterized with many uncertainties, which lead to either overestimated or underestimated values. The Mean Field Bias Correction was then applied, so that satellite estimates were re-adjusted for each of the five flood events, based on rain gauges measurements. It is noted that for simulations with the satellite data, the calibrated hydrological losses values, emerged from the application of the distributed Modclark model with ground stations, were used.

## **Literature Review**

Bathelemy et al. (2022) examined the performance of MSWEP, CHIRPS, Persiann-CDR, ERA-5 and GPM Imerg, in Greater and Lesser Antilles. Based on their study, the MSWEP showed good performance in most statistical indicators and therefore they recommended it as the most suitable for hydrology applications. CHIRPS and Persiann-CDR behaved well in estimating the annual seasonality of rainfall and were therefore recommended for water resource management research. In addition, CHIRPS was recommended for studying extreme flood events, while ERA-5 and GPM Imerg could accurately recognize the wet and dry days of the year.

Sapountzis et al. (2021) examined the possibility of using satellite estimates provided by GPM Imerg Final Run on the island of Thasos for a flood event that took place from November 20 to November 27, 2019. There is a single and only ground station in the island and therefore, most of the island has complete lack of ground measurements. The GPM Imerg Final Run failed to simulate this flood episode. For this reason, the scholars corrected satellite estimates, through linear regression in the cell that included the station, based on

the linear equation representing the greatest correlation between the station's measurements and satellite estimates. The rest of the grid cells were then corrected, so that the event was simulated in all six studied basins.

Cho (2020) used NEXRAD satellite data for the hydrological modeling of spatially distributed rainfall. He developed two Python programs for the pre-processing of the NEXRAD in GIS environment and then imported them into the HEC-HMS software. Using Modclark and SCS Unit Hydrograph methods, he simulated three rainfall events in two watersheds and examined the performance of the models. The results showed that both methods produced satisfactory results, but the Modclark model had better adaptation to the observed flow and as a consequence, less calibration requirements of the model's parameters.

Jiang and Bauer-Gottwein (2019) evaluated GPM Imerg Early Run, GPM Imerg Final Run and TRMM products in 300 basins, in mainland China for two years span, 2016-2017. Their analysis indicated that GPM Imerg Final Run estimates agreed quite well with the ground-based measurements, while the GPM Imerg Early Run estimates were steadily lower. Both of the aforementioned products were more appropriate than TRMM, and in all three cases there were issues in rainfall estimations, regarding the areas with the highest altitudes.

Ahmed et al. (2019) evaluated the GPCC, CRU, APHRODITE and UDel satellite data, by using statistical indicators, in the Baluchistan area of Asia. Their analysis showed that the performance of the products varied, based on climate conditions. However, GPCC data resembled reality better in all different climate areas.

Gilewski and Nawalany (2018) simulated six rainfall events, in a small mountainous watershed in Poland. Rain data from ground stations were compared to the GPM Imerg Final Run and the Ramza radar estimates. They observed that Radar's data constantly overestimated the rainfall values and therefore they re-adjusted them, by the use of multiple linear regression. The results showed that estimates by the radar and GPM Imerg could provide a satisfactory performance for the simulation of flooding episodes.

Alazzy et al. (2017) evaluated CMORPH-CRT, PERSIANN-CDR, 3B42RT and 3B42 products, compared to ground rainfall measurements on the Ganzi River, by using the HEC-HMS software. Statistical analysis highlighted CMORPH-CRT and 3B42 better than the rest, on annual and seasonal scales. CMORPH-CRT and 3B42 underestimated the moderate and high rainfall intensity, while the opposite case occurred in PERSIANN -

CDR and 3B42RT. Overall, the 3B42 showed the best performance, while the PERSIANN-CDR showed the worst.

Gampe and Ludwig (2017) explored the uncertainty of eight sets of rainfall estimations from various sources, in an Alpine basin. While the results showed that the data recorded the annual variability well, they displayed large seasonal differences. These differences were increased in the daily scale, related to dry periods or periods of high rainfall. Although higher resolution data, regardless of their source, showed a better agreement, the data of smaller spatial analysis were able to represent the area's climatology.

Duan et al. (2016) carried out an evaluation of eight different rainfall products, in the Adige water basin in Italy. They also used ground data from 101 stations, for the 2000-2010 time span. Depending on the spatial analysis of each data set, they compared each source of data to the ground stations, making evaluations at multiple time scales (daily, monthly and annual) and spatial scales (grid and basin). They found that based on the statistical analysis they carried out, the CHIRPS, TRMM and CMORPH\_BLD had the best performance, while the PGF performed the worst. In any case, all eight products either underestimated or overestimated the frequency of daily rainfall, for a range of intensity. In addition, all products tended to have a higher errors during winter (December - February), when the precipitation was low.

Nastos et al. (2016) evaluated the credibility of the TRMM V7 for entire Greek region. They used monthly precipitation data from 96 meteorological stations in the wider region of Greece for the period 1998 - 2008. To make the comparison of satellite with ground data more direct, they created a grid of the same spatial analysis with TRMM, by using the Kriging technique. The analysis showed the correlation between the two databases was very high during winter ( $R > 0.90$ ), for the entire territory with a few exceptions over continental mountainous areas and areas above the Northern and Southern Aegean. As for the rest of the year, small correlation rates were observed in the area of Mount Olympus and in the Central and Southern Peloponnese. Scholars found out that satellite estimates underestimated high rainfall values in high altitude areas and overestimated the low rainfall values in plains and coastal areas.

Mateus et al. (2016) conducted a study in the Amazon rainforest, in order to merge measurements by ground stations with TRMM satellite estimates. Having corrected the TRMM satellite estimates, they used two methods, the optimal interpolation and the successive correction method to merge the two databases. Statistical comparison between

the two methods was applied and they concluded that the successive correction method provided slightly better results.

Hamedi and Fuentes (2015) created two hydrological models, one in HEC-HMS software and one in GSSHA software for a small water basin in Park City, Utah. For their analysis, they used data from the NEXRAD radar, as well as terrestrial measurements. Based on the NASH - Sutcliffe coefficient, they concluded that for this particular watershed the GSSHA software led to a more realistic result. Through the root mean square error, they found out that there was a very good agreement between the ground stations and the NEXRAD and therefore the radar was reliable for this application.

Rozalis et al. (2010) used a non - calibrated hydrological model to simulate flow events in a Mediterranean basin near Israel, with an area of 27 km<sup>2</sup>. The model they implemented was based on the SCS Curve Number method to calculate rainfall losses and the Kinematic Wave method for the flow transform. The various parameters of the model were calculated, without calibration and rainfall data was interpolated in a grid. This methodology analyzed twenty events over fifteen years and they concluded that the model well -groomed the flows of flood events, caused by heavy rainfall, while its performance in moderate flows was unsatisfactory. Urban development played a major role in the quantity and peak of the runoff, and they also found that flooding phenomena were very sensitive to the time distribution of the rainfall intensity.

Knebl et al. (2005) developed a framework for flood modeling that incorporated NEXRAD Level III rainfall estimates, GIS and a hydrological model, for the San Antonio River Basin in Texas, through examining a large flood event in 2002. A rain-runoff model in the HEC-HMS and a hydraulic model in HEC-RAS were applied and they calibrated the model's parameters manually. Thus, they developed a model useful for flood forecasting, in a regional scale that may be used for applications in other areas.

Peters and Easton (1996) developed the distributed Modified Clark (ModClark) model that uses rainfall data in gridded format as an input, for hydrological simulations. It is an adjustment of the Clark model that applies a linear transformation to calculate the outflows, by the rainfall excess, while inflows are routed through a linear reservoir. The model was then evolved by Kull and Feldman (1998).



## **Study Area and Data Used**

### *Study Area*

The region under study focuses on Karytaina water basin, a subbasin of Alfeios River, located in the Water District of Western Peloponnese. The area is characterized by heavy rainfall events and also historical discharge data are available for this particular outlet. The Water District of Western Peloponnese covers an area 7235 km<sup>2</sup> and consists of two main river basins, the Alfeios water basin (EL29) and Pamisos – Nedonas – Neda water basin (EL32). The main rivers of Water District are Alfeios along with its tributaries of Ladon and Erymanthos, as well as Pamisos River. Other important rivers/streams of the Western Peloponnese are Neda, Aris, Kalo Nero, Velika and Nedonas. It is defined by the mountainous volumes of Erymanthos and Aroania in northern and Artemisio, Mainalo and Taygetus in the east. To the south, the topographic relief varies from lowland on the coast and in the river valleys, to mountainous in the southeast. To the west the relief is low and includes the plain of the Alfeios River, the coastal zone of Pyrgos - Pylos and the plain of Messenia.

Alfeios is one of the largest rivers in Greece with a total length of about 127 km. Important tributaries of the Alfeios are Ladonas, Erymanthos, Selinountas, Lestenitsa and Lousios. Alfeios originates from the mountainous Arcadia and empties into the Ionian Sea, in the Gulf of Kyparissia. The area of Alfeios river basin is 3810 km<sup>2</sup> and occupies the western part of the Peloponnese. Most of it extends to the Regional Units of Arcadia and Elis. The mountainous areas have a wet climate during the winter and relatively dry during the summer. The average annual height of atmospheric precipitation reaches 900 mm, with a characteristic increase between November to February, where it exceeds 100 mm per month. During summer, the climate is dry, with rainfall not exceeding 20-40 mm per month. Rainfall is lighter to the east and heavier in the higher altitude areas, due to the clear correlation observed between rainfall and altitude. According to ground stations, the average monthly temperature ranges from 3 to 26 ° C with the lowest and moderate temperatures appearing from October to May and the highest values appearing in June, July and August.

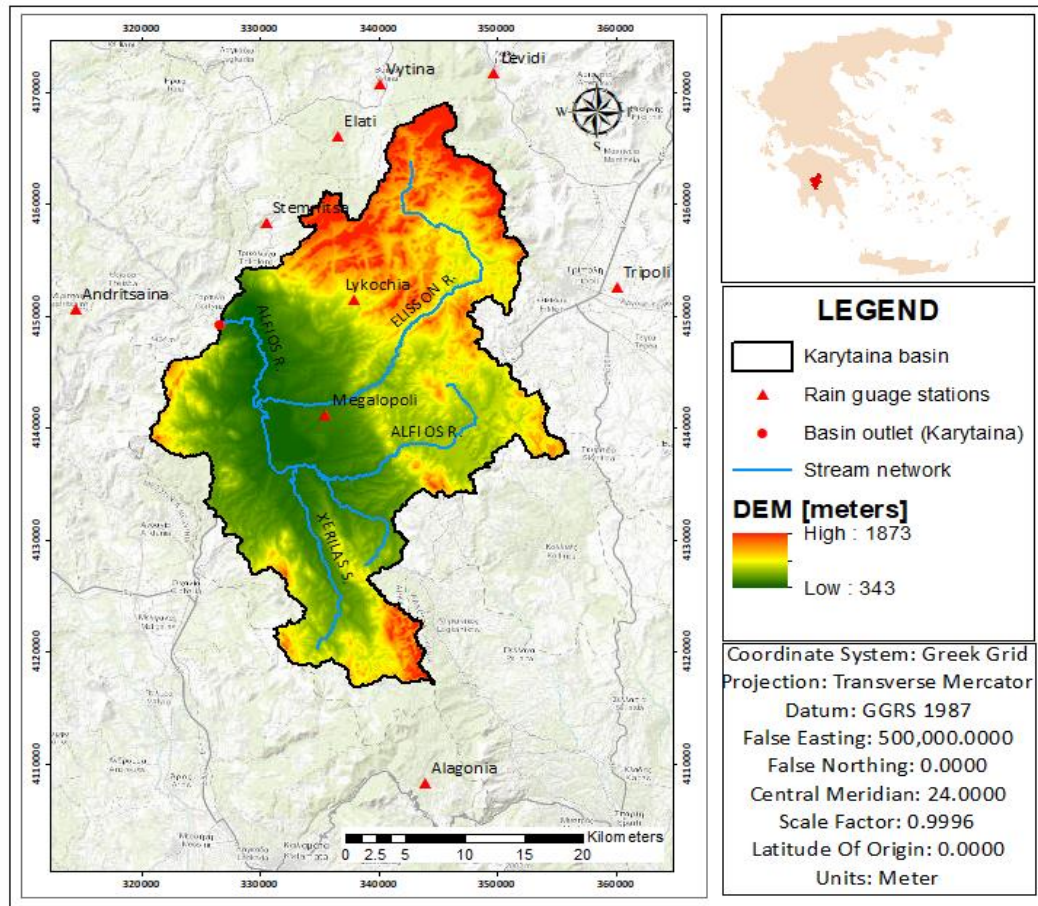


Figure 1: Geomorphological map of the study area

The land uses of study area were based on the Corine Land Cover 2018. As shown in Table 1 the dominant land cover is associated with agriculture. More specifically, 47.93% is covered by bushy and herbaceous vegetation (natural grasslands 12.20%, sclerophyllous vegetation 15.73% and transitional woodland-shrub 20.00%). The second most dominant land cover relates to agricultural activities, mainly the lowlands of the area, at 30.15% (non-irrigated arable land 0.78%, permanently irrigated land 0.16%, olive groves 0.57%, Pastures 2.55% and land principally occupied by agriculture, with significant areas of natural vegetation 17.80%). A significant percentage of 17.56% is occupied by forests (broad-leaved forest 4.64%, coniferous forest 10.13% and mixed forest 2.79%). Urban fabric occupies a very small percentage of total area, i.e. 0.59%. Finally, it is worth noting that 2.28% corresponds to the lignite field, in the area of Megalopoli.

Table 1: Corine 2018 Land Use Land Cover of the study area

Corine Land Use Land Cover	Area [km <sup>2</sup> ]	Percentage
Discontinuous urban fabric	5	0.59
Industrial or commercial units	2	0.19
Road and rail networks and associated land	7	0.84
Mineral extraction sites	20	2.28
Non-irrigated arable land	7	0.78
Permanently irrigated land	1	0.16
Olive groves	5	0.57
Pastures	22	2.55
Complex cultivation patterns	73	8.28
Land principally occupied by agriculture, with significant areas of natural vegetation	156	17.80
Broad-leaved forest	41	4.64
Coniferous forest	89	10.13
Mixed forest	24	2.79
Natural grasslands	107	12.20
Sclerophyllous vegetation	138	15.73
Transitional woodland-shrub	176	20.00
Beaches, dunes, sands	1	0.08
Sparsely vegetated areas	3	0.29
Water bodies	1	0.09

### *Data used*

Digital Elevation Model (DEM). For the geomorphological analysis of the study area, the 30 × 30 m DEM was used, provided by the European Union's Earth Observation Programme. For hydrological analysis this resolution is satisfactory. According to the DEM within the boundaries of the study area, the maximum altitude is 1873 m and the minimum altitude is 270 m. The average altitude is 763 m and the average slope of the water basin at 24%.

Hydrological Soil Groups (HSG). A key component associated with the assessment of hydrological losses is a distribution of the sub-regions that make up the study area. The sub-regions are classified into four soil groups A, B, C, D, depending on the hydrological condition and the soil type (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2003). In the present study, the Water District of Western Peloponnese soil map, provided the Ministry of Environment, Energy and Climate Change, was digitized. The highest coverage is occupied by Class B, while Class A territories occupy the smallest area.

Ground Stations. There are nine Ground Stations covering the study area, under the supervision of the National Observatory of Athens (NOANN). In Table 2 their geographical

coordinates  $\phi$  (Lon) και  $\lambda$  (Lat) in decimal degrees, their altitudes (Z) in m, as well as their projected coordinates X and  $\Psi$  in the Greek Geodetic Reference System (EGSA 87) are presented. Figure 1 also presents a map with the boundaries of the study area, the location of the ground stations, the location of the outlet, the major hydrographic network of the area and the Digital Elevation Model.

Table 2: Ground Stations Topographic Coordinates

Όνομα	Lat	Lon	X	$\Psi$	Z
Andritsaina	37.48	21.90	314337.4	4150267.9	731
Elati	37.63	22.15	336421.6	4165755.9	1207
Lykochia	37.50	22.17	337769.1	4151110.5	870
Megalopoli	37.40	22.14	335363.1	4140779.2	432
Stemnitsa	37.56	22.08	330373.5	4157962.7	1094
Tripoli	37.51	22.42	359985.0	4152250.0	650
Vytina	37.67	22.19	339989.9	4170403.8	1013
Levidi	37.68	22.30	349623.7	4171322.0	853
Alagonia	37.11	22.24	343837.5	4107863.0	765

Rainfall/ Discharge data – UH. The analysis was based on actual measurements of nine ground stations, belonging to the (NOANN) network. The network provides high quality rainfall values at 10-minute interval. The rainfall data are accompanied by the corresponding date and time of the measurement. However, not all stations were used in all the events studied, as some of them did not have records from all stations. Concerning the observed discharge for each flood event, they were calculated at a twenty minute time step, based on the basin's rating curve. The rating curve formula is given by Equation (1) (Bournas, 2017). The twenty minute time series were converted into an hourly time step, to match the simulations' time step. In addition, the Unit Hydrograph (UH) regarding the study area was given by Public Power Corporation of Greece. The UH refers to the direct runoff hydrograph, caused by a 1 cm rainfall excess, equally distributed throughout the water basin.

$$Q = 7.798 \times H^{1.906} \quad (1)$$

Satellite rainfall estimates. Satellite estimates were obtained online via the following web sites: <https://www.ncei.noaa.gov/data/cmorph-high-resolution-global-precipitation-estimates/>, [https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM\\_3IMERGHH\\_06/summary](https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary) for CMORPH and GPM Imerg Final Run V06 respectively. Both databases refer to the UTC+00:00 time zone, while Greece has a different time zone, namely UTC+02: 00 or

UTC+03: 00, depending on the season and as a result the satellite estimates were converted in a way to match the time zone used in Greece.

Selected flood events. The five selected flood events occurred between 2013 and 2015. Table 3 presents the dates of the events, their duration in hours, peak discharge  $Q_p$  in  $m^3/s$  and the time of peak  $t_p$  in hours.

Table 3: Selected events for simulation

Event	Start	End	Duration	$Q_p$	$t_p$
1	3/3/2013 0:00	5/3/2013 0:00	48	126.6	13
2	24/1/2014 12:00	28/1/2014 0:00	84	270.0	40
3	24/1/2015 12:00	26/1/2015 00:00	36	163.5	16
4	27/2/2015 0:00	2/3/2015 0:00	72	144.0	29
5	6/3/2015 0:00	8/3/2015 0:00	48	166.7	15

## Methodology

### *Rainfall Spatial Interpolation*

Rainfall measurements are obtained by the rain gauges, installed at meteorological stations and therefore point rainfall values are reduced to surface rainfall, which represents the entire area of the watershed. In this study two rainfall surface integration methods were applied: Thiessen Polygons and Inverse Distance Weighting (IDW). The Thiessen Polygons method is a very simple method to reduce the measurements of a ground network in the area of interest and calculate the equivalent average of precipitation. This is the weighted average of the rainfall values  $P_i$ . The area of influence  $A_i$ , of each station is calculated, by drawing up the perpendicular bisectors on the distance lines joining the stations (Τσακίρης και Βαγγέλης, 2009). If  $P_o$  is the weighted average rainfall height and  $A$  is the total area of the watershed, then  $P_o$  is calculated by Equation (2) as follows:

$$P_o = \sum \frac{A_i \times P_i}{A} \quad (2)$$

IDW is a deterministic method applied to spatial modeling. The estimate is based on weighted averages, which are proportional to the inverse distance between the interpolated and measured points (Shepard 1968). The range of calculated values cannot exceed the range of measured values (Λουκάς, 2017). The general formula is expressed by the Equation (3). The stations closer to a point have a larger weight, and therefore a greater influence on estimating the corresponding value of  $\hat{Z}_{S_o}$  (Nalder and Wein 1998). An important parameter determining the accuracy of the method is the value of Power  $P$ .

$$\hat{Z}_{S_0} = \sum_{i=1}^n \frac{\frac{1}{d_i^P}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^P}} \times Z_{S_i} \quad (3)$$

Where:

$\hat{Z}_{S_0}$  the estimated value  $Z$  in  $S_0$

$Z_{S_i}$  the measured value located in  $S_i$

$\lambda_i$  the weight of  $Z_{S_i}$

$n$  the number of measurements

$d_i$  the distance between  $S_0$  and  $S_i$

$P$  the power parameter

$n$  the sample size

### ***SCS Curve Number Loss Method***

Hydrological losses were identified through the SCS - CN method to calculate the rainfall excess that is responsible for the direct runoff. The SCS method considers that initial losses account for 20% of total loss  $S$ . Let  $P_e$  be the rainfall excess at time  $t$ ,  $P$  the total rainfall height at the time  $t$ ,  $I_a = 0.2 \times S$  the initial losses in mm and  $S$  the maximum potential retention in mm associated with CN Curve number, then the SCS – CN method is described by Equations (4) and (5):

$$S = 254 \times \left( \frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (4)$$

$$P_e = \begin{cases} 0, & P_e < 0.2 \times S \\ \frac{(P - 0.2 \times S)^2}{P + 0.8 \times S}, & P_e > 0.2 \times S \end{cases} \quad (5)$$

The Curve Number values range from 0 to 100 and they extracted from tables, depending on the soil type and hydrological condition. Humidity depends on the total rainfall of the last five days, before the occurrence of the rainfall event. For AMC II, SCS provides detailed tables with CN values for each hydrological group and for various land uses. In the case of AMC I or III, the Curve Number values are calculated in relation to AMC II. To estimate the AMC status of the five selected episodes, the normalized API index was used, called NAPI (Normalized Antecedent Precipitation Index) (Heggen, 2001), calculated in accordance with the Equation (6). Parameter  $k$  was considered equal to 0.90. AMC I is defined for  $NAPI < 0.33$ , II for  $0.33 < NAPI < 3$  and III for  $NAPI > 3$  (Hong et al., 2007). The numerator extends to the day when the event has started, but the

corresponding value  $P_0$  is set until the time, when the episode begins. According to Equation (6), if for any previous day the rainfall is  $\bar{P}$  and for  $i = 0$ ,  $P_0 = 0$ , then the NAPI index will be equal to 1. In this study, all the episodes examined belong to AMC II.

$$NAPI = \frac{\sum_{t=0}^{-i} P_t \times k^{-t}}{\bar{P} \times \sum_{t=-1}^{-i} k^{-t}} \quad (6)$$

Where:

$i=5$  the number of the previous days before the event

$\bar{P}$  the average rainfall height of the previous days

$k^{-t}$  the daily value of parameter  $k$

Studies both in Greece (Baltas et al., 2007), (Soulis and Valiantzas, 2012), (Pechlivanidis et al., 2015), and on international scale (Woodward et al., 2003), (Shi et al., 2009), (Fu et al., 2011), (D'Asaro et al., 2014), (Yuan et al., 2014), (Hosseini and Mahjouri, 2018), (Caletka et al., 2020), (Krajewski et al., 2020), refer to the uncertainty of initial losses value and have proven that  $I_a = 0.2 \times S$  is excessive. For the needs of this study, this value was considered equal to 10% and constant for all the examined events.

For the implementation of the distributed model the required Curve Number grid was created by using GIS techniques, combined with the GeoHMS toolset (Figure 2). The HSG vector layer, Corine 2018 LULC vector layer, DEM and a CN Lookup table (Table 4) were used as the input data. As mentioned above, SCS provides detailed tables for Curve Number values, for AMC II, but the land uses listed in these tables do not fully coincide with the land uses of Corine 2018 and therefore the land uses of the area were grouped into twelve categories, identical with the SCS tables. The mean value of the CN Grid was used for the application the lumped model.

Table 4: CNlookup Table

Description	Curve Number by Hydrologic Soil Group				Typical Land Uses
	A	B	C	D	
Residential (High Density)	77	85	90	92	Multi-family, Apartments, Condos, Trailer Parks
Residential (Low Density)	48	66	78	83	Single-Family, Lot Size 1 acre and Greater
Commercial	89	92	94	95	Strip Commercial, Shopping Ctrs, Convenience Stores
Industrial	81	88	91	93	Light Industrial, Schools, Prisons, Treatment Plants
Disturbed/Transitional	76	85	89	91	Gravel Parking, Quarries, Land Under Development
Agricultural	67	77	83	87	Cultivated Land, Row crops, Broadcast Legumes
Open Land	39	61	74	80	Parks, Golf Courses, Greenways, Grazed Pasture
Meadow	30	58	71	78	Hay Fields, Tall Grass, Ungrazed Pasture
Woods (Thick Cover)	30	55	70	77	Forest Litter and Brush adequately cover soil
Woods (Thin Cover)	43	65	76	82	Light Woods, Woods-Grass combination, Tree Farms
Impervious	98	98	98	98	Paved Parking, Shopping Malls, Major Roadways
Water	100	100	100	100	Water Bodies, Lakes, Ponds, Wetlands

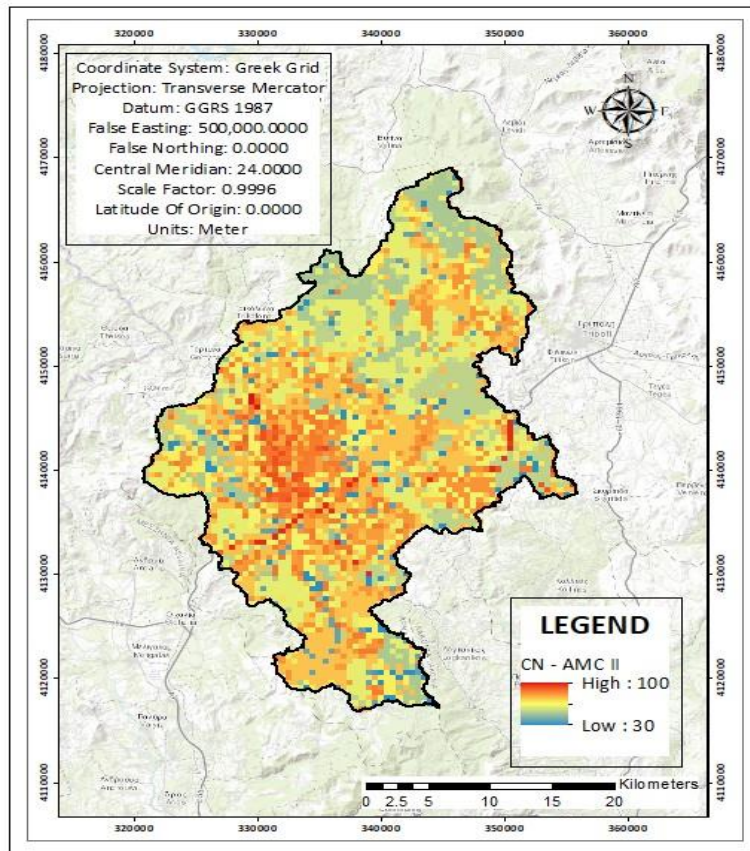


Figure 2: 500x500 m Curve Number Grid



### ***Rainfall – Runoff Models***

Isochrones Curves Lumped Model. The model is based on the time - area histogram that shows the spatial and temporal relationship between time, in which water exits from the watershed and flows into the outlet. Isochrones Curves can be expressed by reclassification of time at specific intervals (Tsanakas et al., 2016). These time intervals are called Isochrones Curves. Isochrones Curves cannot be crossed, since they include points with different travel time towards the outlet and they also extend within the boundaries of the basin (Dooge, 1959). The Digital Elevation Model, the distribution of the hydrographic network and Corine 2018 LULC were used as inputs.

Overland velocities and velocities within the hydrographic network were calculated. Overland velocities depend on the slope and land uses, while the velocities within the channel resulted as a function of the overland velocity, by taking the corresponding stream order into account. To define the stream order, the Strahler Method (Strahler, 1957) was applied. The calculation of the y – axis ordinates of UH, was based on Equation (7).

$$U_i = \frac{N_i \times i \times A}{3600} \quad (7)$$

Where:

$U_i$  the y – axis ordinate of the UH [ $m^3/s$ ]

$N_i$  the number of cells in each curve

$i$  the rainfall intensity equal to 0.01 m

$A$  the area of each cell [ $m^2$ ]

ModClark Distributed Model. Modclark is a distributed model that is widely applied to gridded rainfall. Essentially it is an adaptation of the Clark UH, introduced by Peters and Easton in 1996 and later evolved by Kull and Feldman in 1998. The model explicitly represents all the variations of travel time to the outlet of the watershed, using a representation of it in the form of a grid, to route the rainfall excess (Kull and Feldman, 1998). Inflows are routed through a linear reservoir, yielding an outflow hydrograph for each cell of the grid. The model assumes that the storage coefficient ( $R$ ) is uniform for the entire extent of the basin (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2012). The individual outflow hydrographs are summed together and the direct runoff hydrograph is determined. The two necessary parameters are the time of concentration  $T_c$  and the storage coefficient  $R$ . Usually these parameters are unknown and are estimated, using formulas found in literature. However, in this case a ModClark Model was applied

and calibrated, by considering zero precipitation losses. The model assumes that the travel time index for each grid cell  $T_{c,cell}$  is relative to the time of concentration of the watershed, as specified in Equation (8), while the direct runoff of each cell is calculated by Equation (9) (Paudel et al., 2009) (Bhattacharya, 2012).

$$T_{c,cell} = T_c \times \frac{d_{cell}}{d_{max}} \quad (8)$$

Where:

$T_{c,cell}$  the time of concentration of the examined cell

$T_c$  the time of concentration of the watershed

$d_{cell}$  the travel distance from a grid cell to the watershed outlet

$d_{max}$  the travel distance for the grid cell that is most distant from the watershed outlet

$$Q_i = \left( \frac{\Delta t}{R + 0.5 \times \Delta t} \right) \times \bar{I} + \left( 1 - \frac{\Delta t}{R + 0.5 \times \Delta t} \right) \times Q_{i-1} \quad (9)$$

Where:

$Q_i$  the direct runoff at the time  $i$  [ $m^3/s$ ]

$Q_{i-1}$  the direct runoff at the time  $i-1$  [ $m^3/s$ ]

$R$  the storage coefficient of the outlet [hours]

$\Delta t$  the simulation time interval [hours]

$\bar{I}$  the average inflows for the interval  $i-1$  to  $i$  [ $m^3/s$ ]

### ***Baseflow Method***

The Recession Baseflow method was applied to estimate the Baseflow in each event. The method is designed to approximate the typical behavior observed in watersheds, when channel flow recedes exponentially after an event. This method is recommended by HEC – HMS primarily for event simulation. However, it does have the ability to automatically reset after each storm event and consequently may be used for continuous simulation. A recession constant had to be defined and therefore the proposed value of  $k = 0.9$  was used. The Recession Baseflow method is described by Equation (10).

$$B_{(t)} = Q_o \times k^t \quad (10)$$

Where:

$B_{(t)}$  the Baseflow at time  $t$  [ $m^3/s$ ]

$Q_o$  the initial discharge of the event [ $m^3/s$ ]

$t$  the simulation time step [hours]

k the recession constant

### ***Model Calibration***

In this Master Thesis, ten optimizations were applied in the total for the rainfall events, five for the Lumped Model and five for the Distributed ModClark Model. The optimization parameter in both cases concerned the initial losses, so that the simulations would approach the observed outflows as possible as they could. The Deterministic Univariate - Gradient (UG) Method was used, which calibrates each parameter separately, maintaining all other parameters unchanged (Nandalal and Ratnayake, 2010). The maximization of the Nash – Sutcliffe coefficient, which is calculated according to the Equation (11), was adopted as the Goal Function.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_s^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \overline{Q_o})^2} \quad (11)$$

Where:

t the time simulation time step

$Q_o^t$  the observed outflow at time t

$Q_s^t$  the simulated outflow at t

$\overline{Q_o}$  the average of observed outflows

Regarding the Lumped Model, the calibration parameter was the initial abstraction measured in mm. Scale Factor was used as a calibration parameter in the Modclark Model, which is a corrective coefficient of the maximum potential retention, which is calculated for each cell, depending on the corresponding Curve Number value.

### ***Satellite Rainfall Estimates Correction***

Satellite rainfall products are indirect measurements and therefore are prone to accidental and systematic errors (Habib et al., 2014), (Tsfagiorgis et al., 2014). Although satellite data may successfully estimate rainfall, there is also a higher chance of failing, overestimating or underestimating its values. Any correction is made based on ground measurements that are considered to reflect reality. The Mean Field Bias (MFB) correction method was applied, which assumes that errors are due to a single multiplicative error. Given the ground rainfall data, a comparison between the satellite estimates of the closest pixels to the ground stations is made. The correction must be commensurate with the simulation time interval and as a result an hourly adjustment was applied for the satellite data and correction ratio was calculated on an hourly basis. The correction ratios emerged

with the application of the Equation (12) (Anagnostou et al., 1998), (Goudenhoofdt and L. Delobbe, 2009).

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^N G_s(u_i)}{\sum_{i=1}^N S_s(u_i)} \quad (12)$$

Where:

N the number of satellite – gauges pairs

s the time interval

$C_s$  the correction ratio

$G_s(u_i)$  the ground measurement at point  $u_i$

$S_s(u_i)$  the satellite estimate at point  $u_i$

The re-adjustments of satellite estimates were carried out in GIS environment, where the .nc files were imported through the Modelbuilder and for each time the pixels that included the rain gauges were extracted. The  $C_s$  values were calculated, from the Equation (12) and by using the HEC-HMS Calculator tool, the satellite data were multiplied by the corresponding correction ratio.

## Results and Discussion

### *Parameters' calibration*

Channel velocities were manually calibrated (Table 6), so that the exported UH matched the observed UH and they (Table 5), (Figure 3) based on the Nash-Sutcliffe coefficient (NSE), Bias, the percentage difference in total runoff volume ( $\Delta V$ ), the percentage difference in the peak discharge ( $\Delta Q_p$ ) and the difference in the time of peak ( $\Delta t_p$ ). The adjustment was more than satisfactory, as the NSE equals to 0.90,  $\Delta t_p = 1$  hour, while B and  $\Delta V$  have almost zero values, 0.46 and 0.64 respectively. The only substantive difference compared to the observed UH was found on  $\Delta Q_p$ , where the estimated UH calculated a 22.9% lower peak discharge.

Table 5: Evaluation of Isochrones Curves UH

Parameters	Observed UH	Calculated UH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	260.0	200.4
$t_p$ [h]	8	7
Nash Sutcliffe		0.90
Bias [%]		0.46
$\Delta V$ [%]		0.64
$\Delta Q_p$ [%]		-22.93

Table 6: Channel Velocity

Stream Order	Flow velocity (m/s)
1 <sup>st</sup>	1.5
2 <sup>nd</sup>	1.7
3 <sup>rd</sup>	1.8
4 <sup>th</sup>	2.0

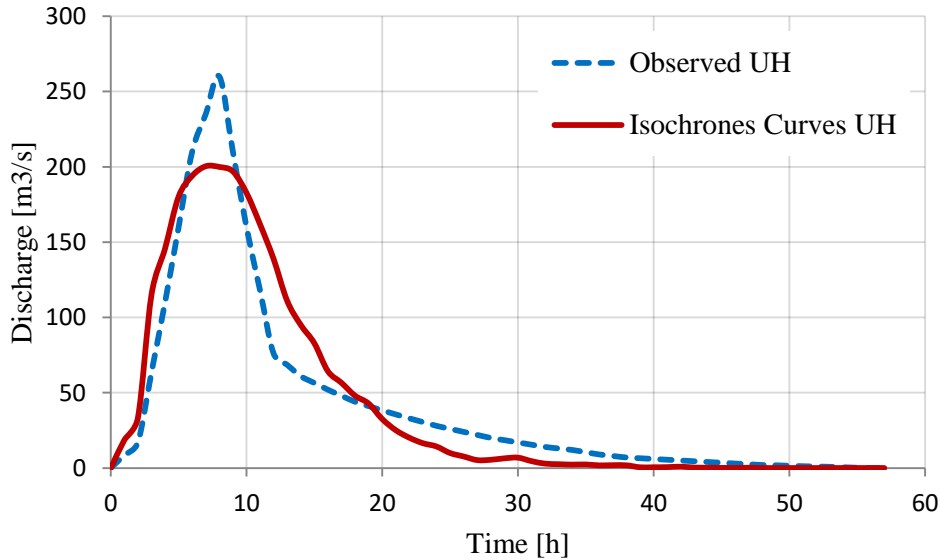


Figure 3: Observed and Isochrones Curves UH

The ModClark UH was evaluated in relation to the observed UH (Figure 4), to check the credibility of the calibrated values of  $T_c$  and  $R$ . The resulted parameters  $T_c= 8.49$  hours and  $R=6.45$  hours were used for the events' simulations. The NSE coefficient is even closer to 1, than the lumped UH and equals to 0.95. Yet again the flood peak occurs an hour earlier than the observed. The indexes  $B$  and  $\Delta V$ , compared to observed, are almost identical as those of the Lumped Model (Table 7).

Table 7: Evaluation of ModClark UH

Parameters	Observed UH	Calculated UH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	260.0	227.2
$t_p$ [h]	8	7
Nash Sutcliffe		0.95
Bias [%]		0.42
$\Delta V$ [%]		0.64
$\Delta Q_p$ [%]		-12.60

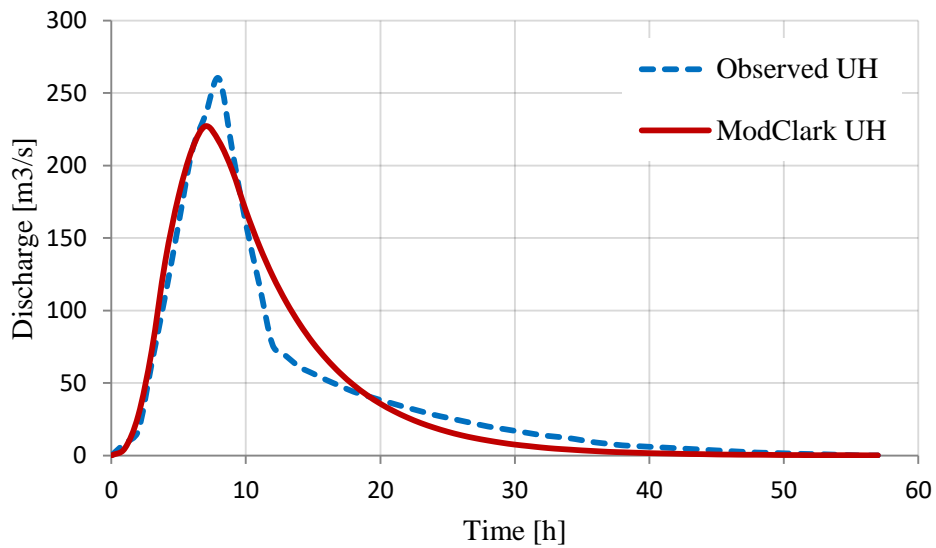


Figure 4: Observed and ModClark UH

### ***Comparison between Thiessen Polygons and IDW***

The rainfall spatial interpolation for the selected events was implemented by the Thiessen Polygons and the IDW methods. Thiessen Polygons, except for event 4, estimated a higher cumulative rainfall height (Table 8). Events 2 and 5 show quite noticeable divergences, while in events 1 and 3 there is almost a complete agreement between the two methods. In event 4 the calculations with the two methods are quite in line with a slight deviation observed after the 20<sup>th</sup> hour of the event, where the cumulative rainfall curve calculated by the IDW method is constantly higher than the corresponding curve through Thiessen Polygons. Figures 5 to 9 present the cumulative rainfall height per event, as calculated by the two methods.

Table 8: Total surface rainfall for events 1 to 5

Event	Total surface rainfall [mm]	
	Thiessen	IDW
1	31.9	31.3
2	80.0	74.2
3	33.8	33.5
4	42.2	43.4
5	50.1	56.2

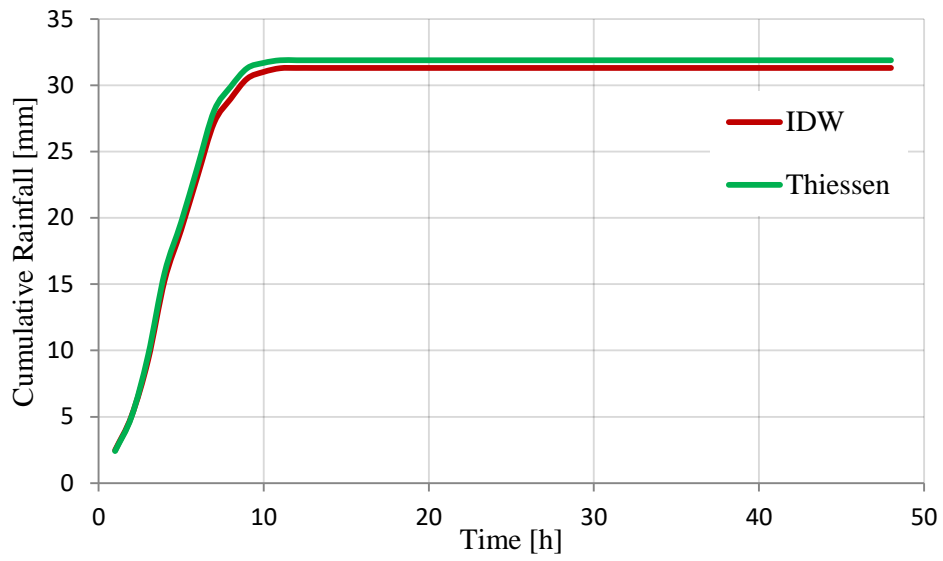


Figure 5: Cumulative Rainfall Height – Event 1

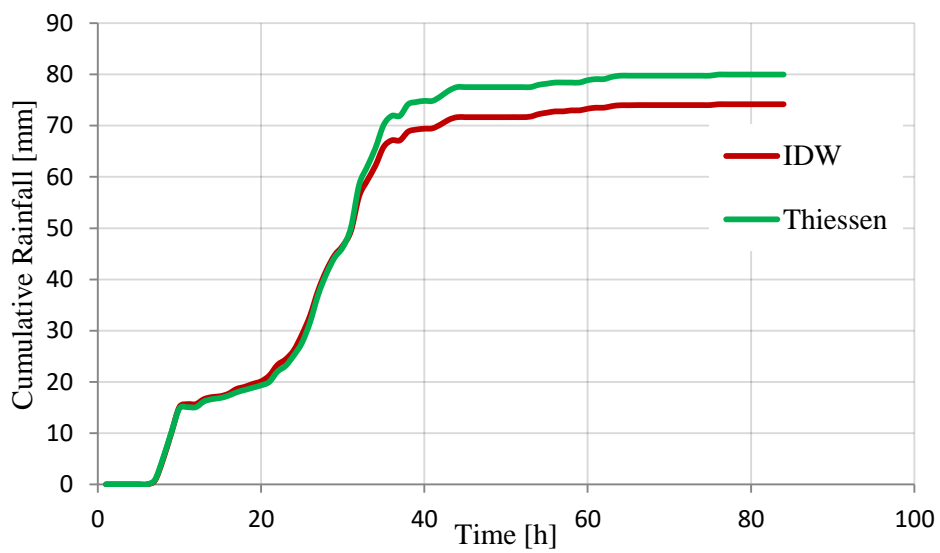


Figure 6: Cumulative Rainfall Height – Event 2

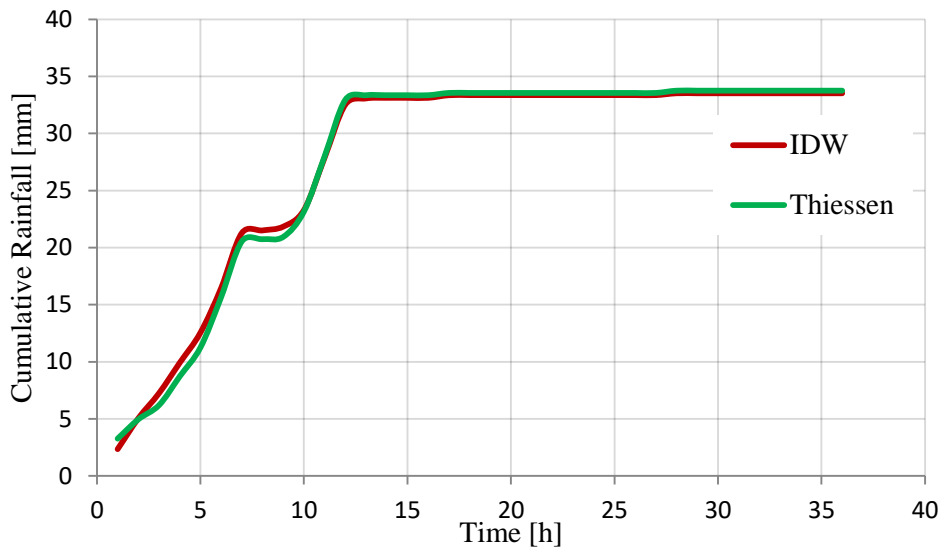


Figure 7: Cumulative Rainfall Height – Event 3

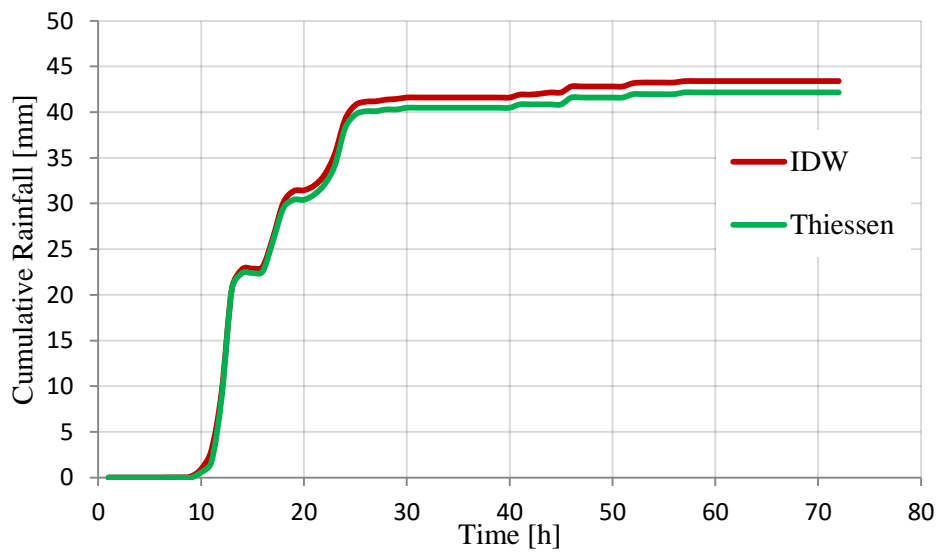


Figure 8: Cumulative Rainfall Height – Event 4



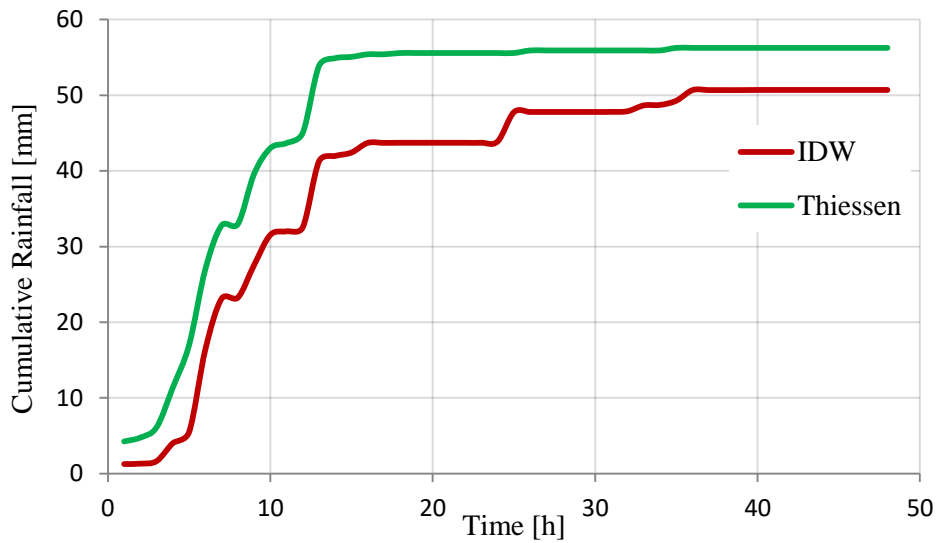


Figure 9: Cumulative Rainfall Height – Event 5

### ***Lumped vs. Distributed Model using Ground Stations***

The results derived from the simulation of the examined rainfall events by applying the two models described in the Methodology Section, are presented in Figures 10 to 14. In addition, the main characteristics of the simulated flow hydrographs are shown in Tables 9 to 13. Based on the NSE coefficient, both models' simulations of the historical events are more than satisfactory, as no value below 0.7 was observed. However, the Distributed Model behaves better, where very high values of the NSE factor are observed, with an average value of 0.93, min = 0.83 (Event 3) and max = 0.99 (Event 1), while the other events have values above 0.90. Correspondingly for the Lumped Model, the average NSE value is 0.87, min = 0.76 (Event 3) and the max = 0.98 (Events 1 and 4).

In terms of the peak discharge, there is a slight deviation between simulated and observed values, at an average of 8.38% for the Distributed Model and an average of 8.48% for the Lumped. In addition, except for Event 1, peak discharge is overestimated in the Distributed Model; hence, its predictions are in favor of security. Lumped Model underestimates the values of Events 1 and 3 and overestimates the rest. The time of peak is simulated a little better with the application of the Lumped Model, where it is perfectly approached in 3 of the five episodes, while in the Distributed Model the absolute identification of the observed and simulated time is achieved in Events 2 of 5. Event 5 is the only event, where  $\Delta t_p$  is greater than  $\pm 1$ . Regardless of the model, in events 1 to 4, the total water volume is underestimated and the only exception is event 5. However, the

Distributed Model outclasses the Lumped Model, because it estimates  $\Delta V$  with an average absolute difference of 5.82%, while the corresponding value of the Lumped Model 11.09%.

Table 9: Flow hydrograph characteristics – Event 1

Characteristic	Qobs	Distributed	Lumped
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	126.6	124.1	118.0
$t_p$ [h]	13	13	13
$V$ [ $hm^3$ ]	7.8	7.5	7.6
Nash Sutcliffe		0.99	0.98
Bias [%]		-3.47	-3.12
$\Delta V$ [%]		-3.85	-2.56
$\Delta Q_p$ [%]		-2.0	-6.8
$\Delta t_p$ [h]		0	0
$P_{tot}$ [mm]		31.3	31.9
$L_{tot}$ [mm]		25.5	26.2

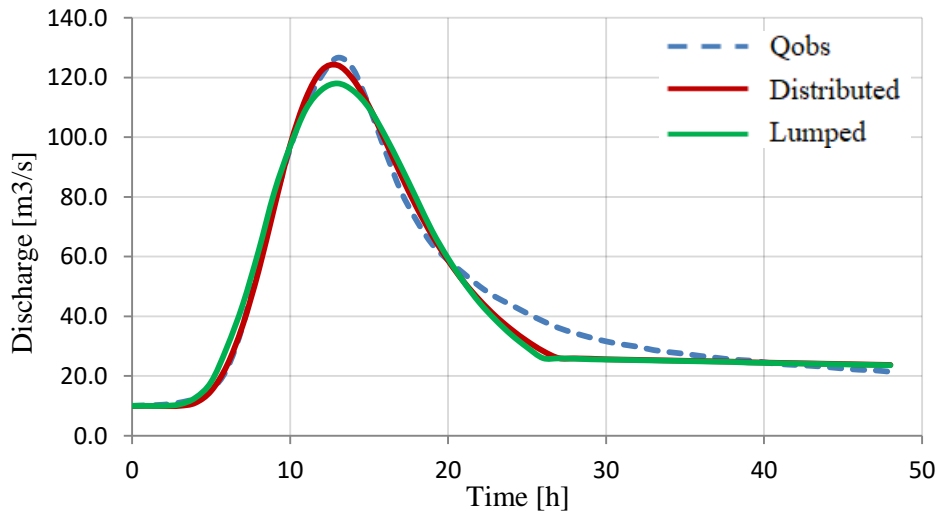


Figure 10: Flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 1

Table 10: Flow hydrograph characteristics – Event 2

Characteristic	Qobs	Distributed	Lumped
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	270.0	299.8	315.4
$t_p$ [h]	40	39	40
$V$ [ $hm^3$ ]	26.2	23.3	22.6
Nash Sutcliffe		0.95	0.86
Bias [%]		-10.88	-13.63
$\Delta V$ [%]		-11.13	-13.67
$\Delta Q_p$ [%]		11.1	16.8
$\Delta t_p$ [h]		-1	0
$P_{tot}$ [mm]		74.2	80.0
$L_{tot}$ [mm]		51.1	57.7

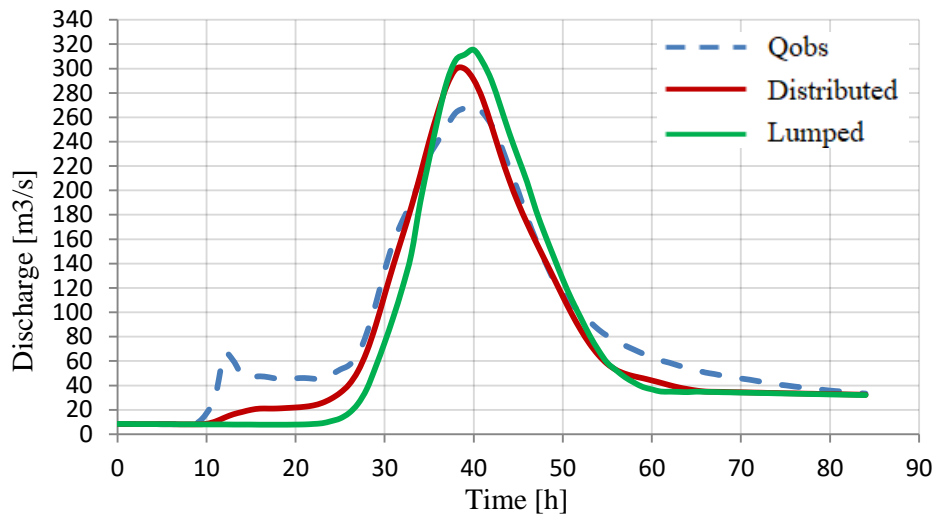


Figure 11: Flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 2

Table 11: Flow hydrograph characteristics – Event 3

Characteristic	Qobs	Distributed	Lumped
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	163.5	190.6	152.5
$t_p$ [h]	16	17	16
$V$ [ $hm^3$ ]	11.8	10.5	9.2
Nash Sutcliffe		0.83	0.76
Bias [%]		-9.75	-22.13
$\Delta V$ [%]		-9.71	-22.11
$\Delta Q_p$ [%]		14.2	-7.2
$\Delta t_p$ [h]		1	0
$P_{tot}$ [mm]		33.5	33.8
$L_{tot}$ [mm]		24.1	26.0

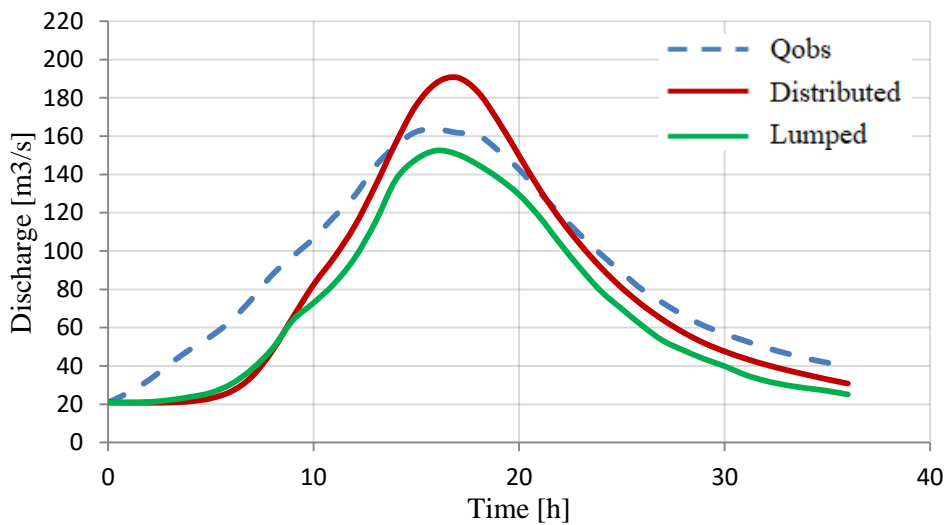


Figure 12: Flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 3

Table 12: Flow hydrograph characteristics – Event 4

Characteristic	Qobs	Distributed	Lumped
$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	144.0	153.8	146.4
$t_p$ [h]	29	29	28
$V$ [hm <sup>3</sup> ]	16.0	15.3	15.5
Nash Sutcliffe		0.97	0.98
Bias [%]		-4.26	-3.25
$\Delta V$ [%]		-4.26	-3.26
$\Delta Q_p$ [%]		6.9	1.7
$\Delta t_p$ [h]		0	-1
$P_{tot}$ [mm]		43.4	42.2
$L_{tot}$ [mm]		33.4	32.9

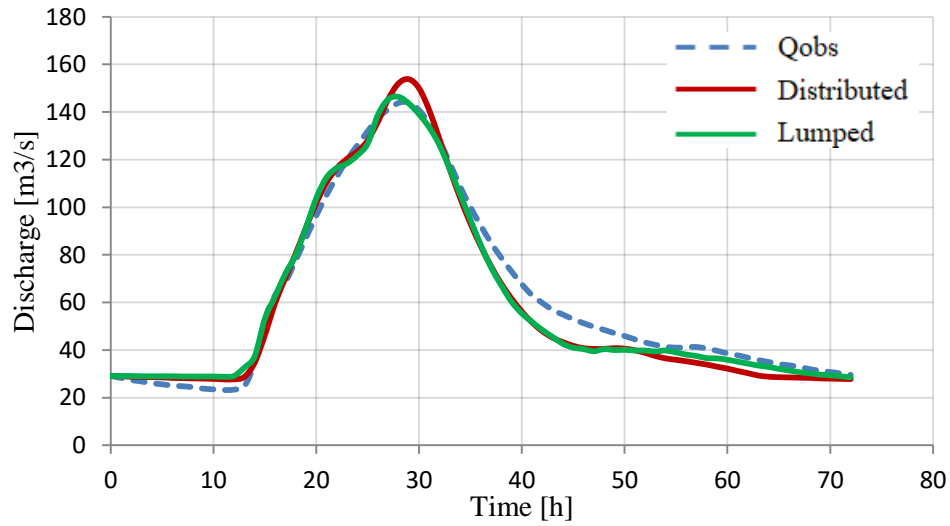


Figure 13: Flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 4

Table 13: Flow hydrograph characteristics – Event 5

Characteristic	Qobs	Distributed	Lumped
$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	166.7	179.5	183.3
$t_p$ [h]	15	18	18
$V$ [hm <sup>3</sup> ]	14.1	14.1	12.1
Nash Sutcliffe		0.91	0.78
Bias [%]		-0.32	-13.93
$\Delta V$ [%]		-0.17	-13.86
$\Delta Q_p$ [%]		7.7	9.9
$\Delta t_p$ [h]		3	3
$P_{tot}$ [mm]		50.1	56.2
$L_{tot}$ [mm]		37.5	46.9

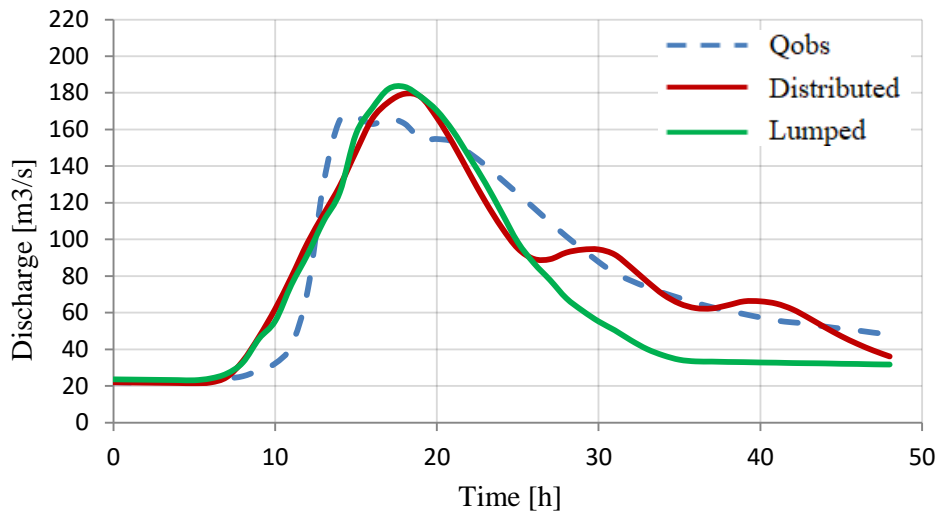


Figure 14: Flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 5

### ***Simulations with Satellite Products***

At the initial stage of the simulations, raw estimates were used, while at the final stage these estimates were corrected, based on ground measurements and by applying the Mean Field Bias Correction method. The flow hydrographs produced, were placed in the same chart, so that they are directly comparable (Figures 15 to 19). The main characteristics of the simulated flow hydrographs are shown in Tables 14 to 18.

The use of satellite rainfall estimates, during the events' simulation revealed all the issues related to such data products. More specifically by using the raw data, GPM managed to accurately simulate events 1 and 4, while by using CMORPH data, there is no simulation that can be considered as satisfactory, based on the statistical indices. Especially in event 2, satellite estimates from both products were not even able to recognize the flooding event. The corrections applied based on ground stations led to very satisfactory simulations, analogous to those of the measured rainfall values. In terms of peak discharge, it is best estimated by the corrected GPM, which shows an average deviation of 7.34% compared to the observed values, which is about twice the size in the case of the corrected CMORPH product, where a 15.74% average deviation is observed. The opposite scenario appears in the total water volume, where the average CMORPH deviation is very small, only 3.51%, while GPM's is 10.60%.

Table 14: Satellite products flow hydrograph characteristics – Event 1

Characteristic	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	126.6	106.6	133.1	118.0	124.9
$t_p$ [h]	13	14	13	10	13
$V$ [ $hm^3$ ]	7.8	7.0	8.1	7.3	7.7
Nash Sutcliffe		0.92	0.96	0.64	0.98
Bias [%]		-10.16	3.23	-6.52	-1.75
$\Delta V$ [%]		-10.26	3.85	-6.41	-1.91
$\Delta Q_p$ [%]		-15.8	5.1	-6.8	-1.3
$\Delta t_p$ [h]		1	0	-3	0
$P_{tot}$ [mm]		28.2	31.5	30.2	31.8
$L_{tot}$ [mm]		22.9	25.0	24.8	25.8

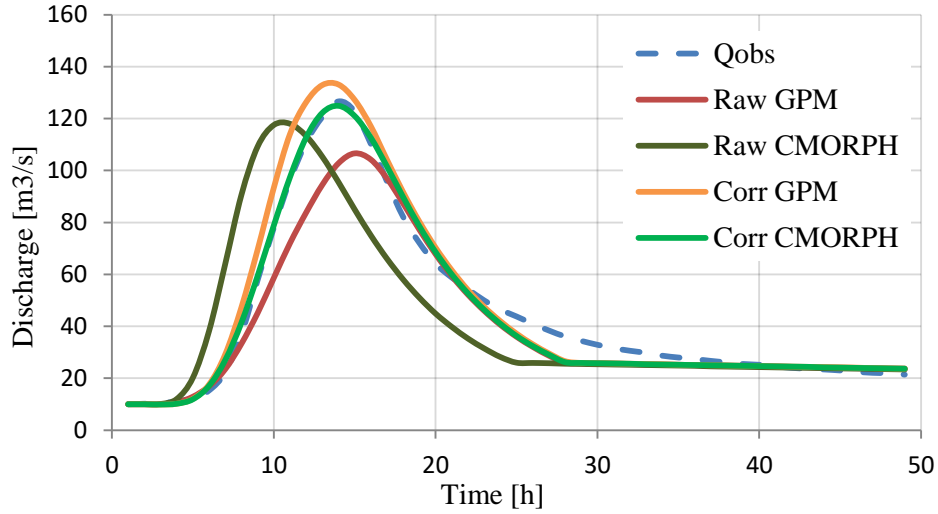


Figure 15: Satellite products flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 1

Table 15: Satellite products flow hydrograph characteristics – Event 2

Characteristic	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	270.0	41.0	245.5	120.3	311.0
$t_p$ [h]	40	41	39	37	38
$V$ [ $hm^3$ ]	26.2	8.1	20.7	11.6	24.8
Nash Sutcliffe		-0.40	0.91	0.19	0.93
Bias [%]		-69.01	-20.89	-57.57	-5.18
$\Delta V$ [%]		-69.05	-20.91	-55.68	-5.24
$\Delta Q_p$ [%]		-84.8	-9.1	-55.4	15.2
$\Delta t_p$ [h]		1	-1	-3	-2
$P_{tot}$ [mm]		31.3	69.0	41.8	76.9
$L_{tot}$ [mm]		27.1	48.9	34.3	52.2

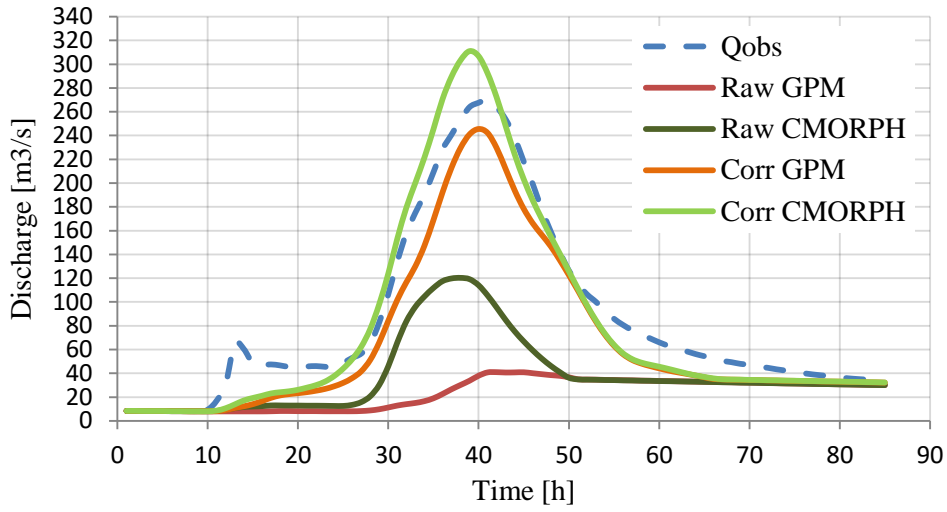


Figure 16: Satellite products flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 2

Table 1: Satellite products flow hydrograph characteristics – Event 3

Characteristic	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	163.5	122.1	182.3	257.0	216.3
$t_p$ [h]	16	18	17	16	16
$V$ [ $hm^3$ ]	11.8	8.0	10.9	16.4	12.0
Nash Sutcliffe		0.41	0.92	-0.38	0.78
Bias [%]		-31.76	-7.76	38.67	1.62
$\Delta V$ [%]		-32.20	-7.63	38.98	1.69
$\Delta Q_p$ [%]		-25.3	11.5	57.2	32.3
$\Delta t_p$ [h]		2	1	0	0
$P_{tot}$ [mm]		24.1	32.2	43.7	35.0
$L_{tot}$ [mm]		17.6	22.4	27.5	23.9

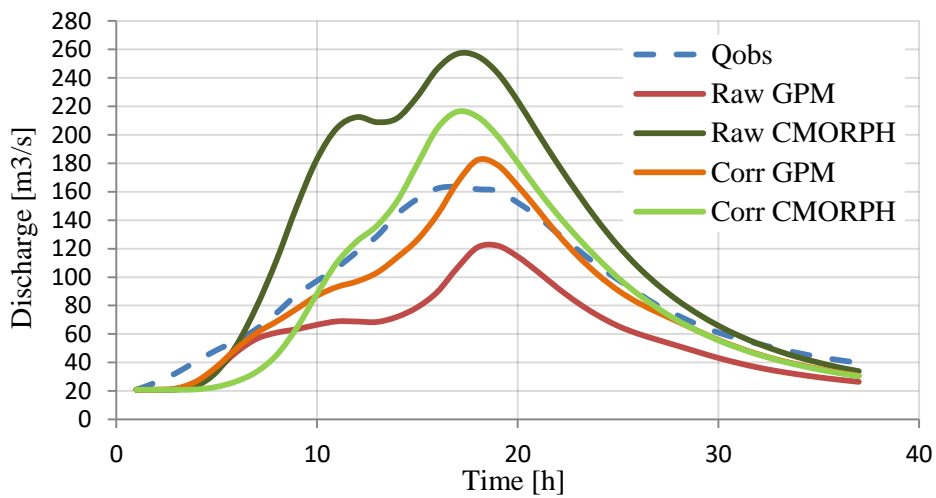


Figure 17: Satellite products flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 3

Table 2: Satellite products flow hydrograph characteristics – Event 4

Characteristic	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	144.0	110.9	146.7	162.3	144.2
$t_p$ [h]	29	26	29	18	29
$V$ [ $hm^3$ ]	16.0	12.3	14.6	13.6	14.8
Nash Sutcliffe		0.73	0.95	0.14	0.95
Bias [%]		-22.98	-8.80	-15.5	-7.46
$\Delta V$ [%]		-23.06	-8.67	-14.93	-7.42
$\Delta Q_p$ [%]		-23.0	1.9	12.7	0.1
$\Delta t_p$ [h]		-3	0	-11	0
$P_{tot}$ [mm]		28.1	41.6	29.6	40.6
$L_{tot}$ [mm]		21.7	32.5	21.9	31.3

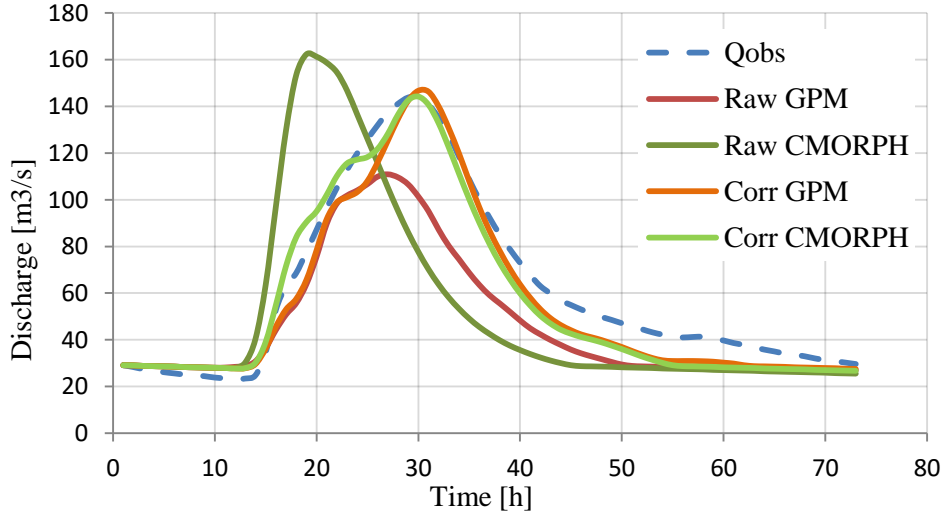


Figure 18: Satellite products flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 4

Table 3: Satellite products flow hydrograph characteristics – Event 5

Characteristic	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	166.7	243.7	182.0	223.1	216.3
$t_p$ [h]	15	21	18	19	18
$V$ [ $hm^3$ ]	14.1	14.8	12.4	13.0	13.9
Nash Sutcliffe		0.44	0.87	0.63	0.86
Bias [%]		7.55	-11.89	-11.42	-1.30
$\Delta V$ [%]		5.08	-11.96	-7.70	-1.31
$\Delta Q_p$ [%]		46.2	9.2	33.8	29.8
$\Delta t_p$ [h]		6	3	4	3
$P_{tot}$ [mm]		47.7	48.4	43.5	52.4
$L_{tot}$ [mm]		34.7	37.8	32.7	40.1



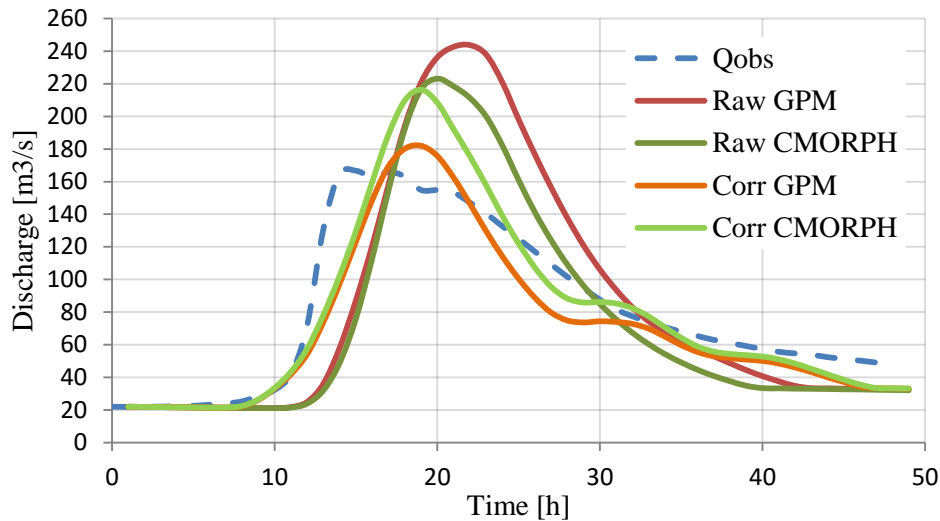


Figure 19: Satellite products flow hydrographs of Karytaina outlet – Event 5

## Conclusions

The objective of this master thesis was the development and implement of a Lumped and a Distributed hydrological model for the simulation of five historic rainfall – runoff events that occurred in Karytaina water basin. Aside from using ground rainfall measurements, the corresponding satellite rainfall estimates from CMORPH and GPM Imerg Final Run V06 products were used. The main findings are summarized in the following paragraphs.

Surface rainfall varies depending on the surface integration method applied to the same rainfall event, for the studied watershed. In four of the five events, Thiessen Polygons method estimated a higher total rainfall height, compared to the IDW. The only exception is event 4. In events 1, 3 and 4 the differences in rainfall values are almost negligible, but in events 2 and 5 they are quite obvious and significant. Apart from event 4, the total hydrological losses are higher in the case of the Lumped model, due to the highest rainfall estimated by the Thiessen Polygons.

The assessment of hydrological losses is a matter of major importance, as even a slight change in the input values has an impact in the response of the watershed, regarding the peak discharge and the time of its occurrence. When determining the hydrological losses using the SCS - CN method, assigning CN values that respond to reality is crucial.

ModClark Distributed model was found to perform better than the Isochrones Lumped model, highlighting the importance of the spatial discretization applied in the watershed.

However, the implementation of a different Distributed model and the comparison with the current results is proposed.

Raw Satellite rainfall estimates did not produce satisfactory results, revealing issues associated with rainfall values, as well as its temporal distribution, both affecting the outflows and the time of the peak discharge. Regarding the time  $t_p$ , some outliers were also observed (e.g. CMORPH estimates in event 3, where  $\Delta t_p = -11$  hours, when compared to the observed  $t_p$ ). The corrections applied, produced sufficient simulations, which in some occasions were even better than using sheer ground measurements, provided by rain gauges.

Raw Satellite estimates are not recommended for hydrological analysis, considering the uncertainties they involve. However, they also provide a major advantage. Their temporal resolution in conjunction with re-adjustments based on ground measurements can be a major asset for hydrological modelling, in cases where the ground network is insufficient and sparse.

# 1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα τελευταία χρόνια, στο πλαίσιο της κλιματικής αλλαγής, κρίνεται πιο επιτακτική η ανάγκη μελέτης των ακραίων καιρικών φαινομένων που σχετίζονται με την εμφάνιση πλημμυρικών επεισοδίων. Τα πλημμυρικά φαινόμενα ευθύνονται για το 1/3 των εκτιμώμενων ζημιών από φυσικές καταστροφές σε παγκόσμια κλίμακα (Pilon, 2002). Ως πλημμύρα ορίζεται η προσωρινή κάλυψη από νερό εδάφους, το οποίο υπό φυσιολογικές συνθήκες δεν καλύπτεται από νερό. Τα κύρια αίτια της είναι οι κλιματολογικές μεταβολές, η αλλαγή των χρήσεων γης και οι ανθρωπινες παρεμβάσεις (Μπαλτάς, 2022). Οι ανθρωπινες παρεμβάσεις, όπως για παράδειγμα η χωρική ανάπτυξη των οικιστικών περιοχών σε περιοχές όπου συμβαίνουν πλημμυρικά επεισόδια σε συνδυασμό με τη μείωση της ικανότητας του εδάφους να κατακρατήσει τους υδάτινους όγκους, λόγω των αλλαγών στη χρήση γης, συμβάλλουν στην αυξημένη πιθανότητα πρόκλησης φαινομένων πλημμύρας. Οι πλημμύρες θεωρούνται από τους πιο συχνούς και καταστρεπτικούς τύπους φυσικών καταστροφών και επιφέρουν σοβαρές επιπτώσεις π.χ. η έκθεση της ανθρώπινης ζωής σε σοβαρό κίνδυνο, η καταστροφή περιουσιακών στοιχείων, οι σοβαρές ζημιές και καταστροφές έργων υποδομής, οι καταστροφές γεωργικών και κτηνοτροφικών εγκαταστάσεων, καθώς και η έντονη διάβρωση εδαφών και η ρύπανση των υδάτων.

Οι πλημμύρες είναι ένα από τα σημαντικότερα φυσικά φαινόμενα καταστροφών στην νότια Ευρώπη που καταγράφει πολλά θύματα και εκτεταμένες ζημιές, ειδικά τα τελευταία έτη. Η έντονη αστικοποίηση, σε συνδυασμό με την υψηλή πυκνότητα πληθυσμού έχουν αυξήσει τον κίνδυνο εμφάνισης πλημμυρών στις περιοχές αυτές. Η Ελλάδα δεν αποτελεί εξαίρεση σε αυτό το φαινόμενο, έχοντας μεγάλο ιστορικό πλημμυρών ακόμα και κατά τους αρχαίους χρόνους. Έχει παρατηρηθεί ότι τα περισσότερα επεισόδια συμβαίνουν το μήνα Νοέμβριο και ότι υπάρχει αυξημένη πιθανότητα πλημμύρας στις αστικοποιημένες περιοχές, σε σχέση με τις ορεινές και τις πεδινές. Οι πλημμύρες στην Ελλάδα οφείλονται κυρίως στις έντονες βροχοπτώσεις, που παράγονται από το πέρασμα χαμηλών βαρομετρικών, τα οποία συνήθως συνοδεύονται από ψυχρά μέτωπα και καταφθάνουν από τα δυτικά, τα βορειοδυτικά και τα νοτιοδυτικά. Η μείωση των δασικών εκτάσεων λόγω πυρκαγιών τα τελευταία χρόνια στη χώρα μας καθώς και η έντονη αστικοποίηση παίζουν

πολύ σημαντικό ρόλο στην εκτεταμένη εμφάνιση πλημμυρών, διότι αυξάνουν την πλημμυρική απορροή και μειώνουν τον χρόνο συγκέντρωσης. Οι δύο αυτοί παράγοντες είναι οι κύριοι υπεύθυνοι για την καταστροφική δύναμη των πλημμυρικών γεγονότων.

Η διαχείριση των πλημμυρών αποτελεί ένα σημαντικό αντικείμενο, με πολύ μεγάλο επιστημονικό ενδιαφέρον, αλλά ταυτόχρονα παρουσιάζει και ιδιαίτερη κοινωνικο-οικονομική σημασία. Ο βασικότερος στόχος είναι η εφαρμογή μέτρων πρόληψης είτε κατασκευαστικών (π.χ. ταμιευτήρες, εκτροπές ποταμών, αναχώματα) είτε μη κατασκευαστικών (π.χ. συνεχής ενημέρωση πολιτών), για την αντιμετώπιση αυτών των καταστάσεων. Η αξιόπιστη εκτίμηση των πλημμυρικών παροχών απαιτεί τη διαθεσιμότητα μεγάλου μήκους χρονοσειρών βροχόπτωσης σε μικρές χρονικές κλίμακες (π.χ. 10λεπτη, ωριαία). Επομένως, είναι απαραίτητος ο μετασχηματισμός της βροχής σε απορροή με τη χρήση μοντέλων βροχής - απορροής.

## **1.1 Βιβλιογραφική Ανασκόπηση**

### **1.1.1 Μοντέλα βροχής - απορροής**

Ένα μοντέλο είναι μια απλοποιημένη αναπαράσταση του πραγματικού συστήματος. Βέλτιστο μοντέλο είναι αυτό που εξασφαλίζει αποτελέσματα κοντά στην πραγματικότητα με τον ελάχιστο δυνατό αριθμό παραμέτρων και με το μικρότερο βαθμό πολυπλοκότητας (Moradkhani and Sorooshian, 2008). Ένα μοντέλο αποτελείται από διάφορες παραμέτρους που καθορίζουν τα χαρακτηριστικά του μοντέλου. Ως μοντέλο απορροής μπορεί να οριστεί ένα σύνολο εξισώσεων που βοηθούν στην εκτίμηση της απορροής ως συνάρτηση διαφόρων παραμέτρων που χρησιμοποιούνται για την περιγραφή των χαρακτηριστικών της λεκάνης απορροής. Στη βιβλιογραφία συναντάμε πληθώρα τέτοιων μοντέλων τα οποία διαφοροποιούνται μεταξύ τους ως προς τον σκοπό της ανάλυσης, τα απαιτούμενα δεδομένα, τον αριθμό και τη φύση των παραμέτρων που τα χαρακτηρίζουν. Η επιλογή του πλέον κατάλληλου μοντέλου είναι ένα σύνθετο πρόβλημα που εξαρτάται από τους παραπάνω παράγοντες, την τοπογραφία της λεκάνης απορροής και φυσικά από τα διαθέσιμα δεδομένα. Στον Ελλαδικό χώρο, πολλές φορές εφαρμόζονται μοντέλα που έχουν δημιουργηθεί για τύπους λεκανών άλλων χωρών, επομένως δε λαμβάνουν υπόψη τις ιδιαιτερότητες των λεκανών απορροής της Ελλάδας. Ένα σύνθετο πρόβλημα των ελληνικών λεκανών απορροής είναι ότι αυτές δε διαθέτουν δεδομένα απορροής και ως εκ τούτου η δυσκολία βαθμονόμησης και επαλήθευσης των μοντέλων αυξάνει. Οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται σε τέτοιες περιπτώσεις σχετίζονται και με τη χωρική διάσταση της

λεκάνης απορροής, όπως την κατάτμηση αυτής σε επιμέρους μικρότερα τμήματα, τα οποία περιγράφουν με μεγαλύτερη ακρίβεια την περιοχή μελέτης, σύμφωνα με τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της, με αποτέλεσμα τη μείωση της αβεβαιότητας της τελικής πρόβλεψης στα σημεία ενδιαφέροντος.

Τα μοντέλα ως προς τη χωρική κατανομή των δεδομένων χωρίζονται σε (Μπουρνάς 2022) α) σε Συγκεντρωτικά (Lumped), όπου η περιοχή μελέτης θεωρείται ως ενιαία οντότητα στην οποία κατανέμονται ομοιόμορφα τα μεγέθη εισόδου και εξόδου, β) Ημικατανεμημένα (Semi-distributed), στα οποία η περιοχή μελέτης χωρίζεται σε επιμέρους υπολεκάνες απορροής, ανάλογα με τα υδρολογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά τους και κάθε υπολεκάνη κατανέμονται ομοιόμορφα τα μεγέθη εισόδου και εξόδου και η κάθε μία έχει διαφορετικές χρονοσειρές εισόδου και διαφορετικές τιμές παραμέτρων, γ) Κατανεμημένα (Distributed), που βασίζονται στη χωρική κατανομή των μεγεθών εισόδου και εξόδου στη λεκάνη απορροής, με τη λεκάνη απορροής χωρίζεται σε μικρά τμήματα και δημιουργείται κλίμακος στοιχείων. Ειδικότερα για τα Ημικατανεμημένα και τα Κατανεμημένα μοντέλα, απαιτείται και η εφαρμογή ενός μοντέλου υδρολογικής διόδευσης, προκειμένου τα ανάντη πλημμυρογραφήματα να διοδεύονται στο σημείο ενδιαφέροντος.

Μία άλλη πολύ σημαντική κατηγοριοποίηση μοντέλων είναι ο διαχωρισμός σε εμπειρικά (μαύρου κουτιού), εννοιολογικά και μοντέλα φυσικής βάσης (άσπρου κουτιού) (Nyeko, 2015). Τα εμπειρικά μοντέλα περιλαμβάνουν μαθηματικές εξισώσεις που προέρχονται από παράλληλες χρονοσειρές εισόδου και εξόδου και όχι από τις φυσικές διεργασίες της λεκάνης απορροής. Αυτά τα μοντέλα μπορούν να προβλέπουν με ακρίβεια, όμως δεν μπορούν να εφαρμοστούν σε διαφορετική λεκάνη. Ένα κλασσικό παράδειγμα τέτοιου μοντέλου είναι το μοναδιαίο υδρογράφημα. Τα εννοιολογικά μοντέλα, περιγράφουν όλες τις συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου (βροχόπτωση, διήθηση, απορροή και αποστράγγιση). Στη συγκεκριμένη κατηγορία μοντέλων χρησιμοποιούνται ημ εμπειρικές εξισώσεις και οι παράμετροι του μοντέλου αξιολογούνται με δεδομένα πεδίου, αλλά και μέσω βαθμονόμησης. Τα μοντέλα φυσικής βάσης βασίζονται στη χωρική κατανομή των παραμέτρων και περιγράφουν τα φυσικά χαρακτηριστικά. Δεν απαιτούν εκτεταμένα υδρολογικά και μετεωρολογικά δεδομένα για τη βαθμονόμησή τους, καθώς σε αντίθεση με τις δύο προαναφερθέντες κατηγορίες δε βασίζονται σε μετρήσεις παροχής και πιεζομετρίας. Για το λόγο αυτό, θεωρούνται κατάλληλα για την εκτίμηση υδρολογικών μεγεθών σε λεκάνες χωρίς μετρήσεις (Λουκάς, 2017). Συνήθως, τέτοιου είδους μοντέλα εφαρμόζονται σε εξειδικευμένες έρευνες, όπως για παράδειγμα η εκτίμηση των

επιπτώσεων που επιφέρει η κλιματική αλλαγή, ενώ συχνά συνδυάζονται με υδροδυναμικά μοντέλα, μοντέλα μεταφοράς ρύπων στο νερό και στο έδαφος, καθώς και μοντέλα μεταφοράς φερτών. Ωστόσο, η χρήση τους αποκλειστικά για την πρόγνωση και προσομοίωση της απορροής, είναι ασύμφορη και δεν παρέχει κανένα πλεονέκτημα ως προς την ακρίβεια των προγνώσεων σε σχέση με τα εννοιολογικά μοντέλα (Λουκάς, 2017).

Τρίτη κατηγοριοποίηση είναι τα Ντετερμινιστικά και τα Στοχαστικά μοντέλα. Τα ντετερμινιστικά μοντέλα δημιουργούν το ίδιο αποτέλεσμα σε κάθε τρέξιμο του μοντέλου για δεδομένες τιμές παραμέτρων. Αντιθέτως, τα στοχαστικά δίνουν διαφορετικά αποτελέσματα, ανάλογα με τις παραμέτρους που έχουν χρησιμοποιηθεί.

Τέλος, τα μοντέλα βροχής - απορροής ταξινομούνται σε Στατικά και Δυναμικά μοντέλα, με βάση του χρόνου. Το στατικό μοντέλο αποκλείει το χρόνο, ενώ το δυναμικό μοντέλο τον περιλαμβάνει.

### **1.1.2 Δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης**

Η εκτίμηση της βροχόπτωσης, με τη χρήση δορυφόρων είναι μια τεχνολογία που αναπτύσσεται ραγδαία τα τελευταία χρόνια. Στηρίζεται στη συλλογή δεδομένων από διάφορα επιστημονικά όργανα τοποθετημένα σε τροχιά γύρω από τη Γη, που εάν συνδυαστούν μεταξύ τους μπορεί να εκτιμηθεί με σχετική ακρίβεια ο όγκος των κατακρημνίσεων σε μια περιοχή. Στα πλεονεκτήματά τους συγκαταλέγεται η κάλυψη μεγάλων περιοχών ολόκληρου του πλανήτη και η ομοιογένεια που παρουσιάζουν τα αποτελέσματα, αναφορικά με τα επιμέρους συστήματα βαθμονόμησης που επικρατούν σε διάφορες χώρες. Οι δορυφόροι που χρησιμοποιούνται για τη συλλογή τέτοιων δεδομένων χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες, ανάλογα με το είδος της τροχιάς τους. Στην πρώτη κατηγορία περιλαμβάνονται οι συγχρονισμένοι με τον ήλιο δορυφόροι. Η τροχιά αυτού του τύπου δορυφόρων έχει μία κλίση περίπου  $98.6^\circ$  και έχει το πλεονέκτημα να προμηθεύει δεδομένα την ίδια τοπική ώρα κάθε μέρα. Στη δεύτερη κατηγορία ανήκουν οι δορυφόροι μέσης κλίσης,  $35^\circ$  έως  $70^\circ$ , που παρέχουν σύντομα διαστήματα επαναφοράς πάνω από το ίδιο σημείο. Ωστόσο, ο περιορισμός των  $70^\circ$  δεν επιτρέπει την κάλυψη των πόλων από αυτούς τους δορυφόρους. Τέλος, οι δορυφόροι μικρής κλίσης,  $25^\circ$  έως  $30^\circ$ , έχουν πολύ μικρούς χρόνους επαναφοράς και δε χρειάζονται ιδιαίτερη θερμική μόνωση. Όμως, σε συνδυασμό με δορυφόρους μέσης κλίσης και συγχρονισμένους δορυφόρους θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερο βάρος, έτσι ώστε να κατανέμονται χωρικά με ασφάλεια για το ίδιο ύψος τροχιάς. Η διαδικασία βελτιστοποίησης του καθορισμού της τροχιάς ενός δορυφόρου καταλήγει στην επιλογή του συνδυασμού της ζώνης κάλυψης της γήινης επιφάνειας και της

ποιότητας ανάλυσης των δεδομένων. Μεγαλύτερη κάλυψη επιτυγχάνεται με την αύξηση του ύψους της τροχιάς με ταυτόχρονη μείωση όμως της ποιότητας ανάλυσης καθώς η λωρίδα κάλυψης της γήινης επιφάνειας διαχωρίζεται σε αριθμό ακτινών που τα όργανα χρησιμοποιούν (Μπαλτάς, 2013). Στον Πίνακα 1.1 διάφορες πηγές δορυφορικών δεδομένων από διαφορετικούς παρόχους, καθώς και η αντίστοιχη χωρική και χρονική τους ανάλυση.

Πίνακας 1-1: Πηγές δορυφορικών εκτιμήσεων βροχόπτωσης

Όνομα	Πηγή	Κάλυψη	Περίοδος καταγραφής	Χωρική ανάλυση	Χρονική ανάλυση
Asian Precipitation - Highly-Resolved Observational Data Integration Towards Evaluation (APHRODITE)	RIHN - JMA	Ασία	1951-2015	0.25×0.25° (Ασία) 0.05×0.05° (Ιαπωνία)	Ημερήσια
Climate Hazards Group InfraRed Precipitation With Station Data (CHIRPS)	USGS - CHC	50°S-50°N	1981 έως σήμερα	0.05×0.05°	3 ώρες
Climate Prediction Center Morphing Technique (CMORPH)	NOAA	Παγκόσμια	1998-σήμερα	8×8 km	0.5 ώρες
Climatic Research Unit Timeseries (CRU TS)	University of East Anglia	Παγκόσμια	1901-2015	0.50×0.50°	Μηνιαία
ERA-5	C3S	Ευρώπη	1979-2020	0.25×0.25°	Ημερήσια
Global Meteorological Forcing Dataset for Land Surface Modeling (PGF)	Princeton University	Παγκόσμια	1948-2008	1.00×1.00°	3 ώρες
Global Precipitation Climatology Centre (GPCC)	World Meteorological Organization	Παγκόσμια	1891-2018	0.50×0.50°	Μηνιαία
Integrated multi-satellite retrievals for global precipitation measurement (IMERG/GPM)	NASA	Παγκόσμια	2000 έως σήμερα	0.1×0.1°	0.5 ώρες
Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP)	GloH2O	Παγκόσμια	1979 έως σήμερα	0.1×0.1°	3 ώρες

Πίνακας 1-1 (συνέχεια)

Next-generation Radar Quantitative Precipitation Estimate (NEXRAD QPE)	NOAA	ΗΠΑ	2002-2011	1×1 km	5 λεπτά
Parameter-elevation Regressions on Independent Slopes Model (PRISM)	Oregon State University, USDA, NOAA	Βόρεια Αμερική	1895-σήμερα	4×4 km	Ημερήσια
PERSIANN	NOAA	60°S-60°N	2000 έως σήμερα	0.25×0.25°	0.5 ώρες
PERSIANN-CCS	NOAA	60°S-60°N	2003 έως σήμερα	0.04×0.04°	0.5 ώρες
PERSIANN-CDR	NOAA	60°S-60°N	1983 έως σήμερα	0.25×0.25°	Ημερήσια
The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Near Real-Time Precipitation (TMPA-RT)	NASA	Παγκόσμια	2000-2020	0.25×0.25°	Ημερήσια
The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Rainfall Estimates L3 3B42	NASA	Παγκόσμια	1997-2020	0.25×0.25°	3 ώρες
The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Rainfall Estimates L3 3B43	NASA	Παγκόσμια	1998-2020	0.25×0.25°	Μηνιαία
University of Delaware Terrestrial Precipitation (UDel)	University of Delaware Terrestrial	Παγκόσμια	1900-2017	0.50×0.50°	Μηνιαία

Οι Bathelémy et al. (2022) εξέτασαν την απόδοση των MSWEP, CHIRPS, Persiann-CDR, ERA-5 και GPM Imerg στις Μεγάλες και Μικρές Αντίλλες. Με βάση τη μελέτη τους, το MSWEP εμφανίζει καλή απόδοση στους περισσότερους στατιστικούς δείκτες και συνεπώς το συνιστούν ως το καταλληλότερο για υδρομετεωρολογικές εφαρμογές. Τα CHIRPS και Persiann-CDR συμπεριφέρονται καλά ως προς την εκτίμηση της ετήσιας εποχικότητας των βροχοπτώσεων και επομένως συνιστώνται για έρευνες σχετικά με τη Διαχείριση Υδατικών Πόρων. Επιπροσθέτως, το CHIRPS συνιστάται για την μελέτη των



ακραίων πλημμυρικών επεισοδίων, ενώ τα ERA-5 και το GPM Imerg μπορούν να «πιάσουν» με αρκετή ακρίβεια τις υγρές και ξηρές ημέρες του έτους.

Οι Sapountzis et al. (2021) εξέτασαν το ενδεχόμενο της χρήσης δορυφορικών εκτιμήσεων από το GPM Imerg Final Run στο νησί της Θάσου, για ένα πλημμυρικό επεισόδιο που έλαβε χώρα από τις 20 έως τις 27 Νοεμβρίου του 2019. Στη Θάσο λειτουργεί ένας και μοναδικός επίγειος σταθμός στον οικισμό Λιμένας, επομένως το μεγαλύτερο τμήμα του νησιού υπάρχει παντελής έλλειψη επίγειων μετρήσεων. Το GPM Imerg Final Run απέτυχε να προσομοιώσει το συγκεκριμένο πλημμυρικό επεισόδιο. Για το λόγο αυτό, οι μελετητές μέσω της γραμμικής παλινδρόμησης διόρθωσαν τις δορυφορικές εκτιμήσεις στο κελί που περιλαμβάνει τον επίγειο σταθμό με βάση τη γραμμική εξίσωση που αναπαριστά τη μεγαλύτερη συσχέτιση μεταξύ των μετρήσεων του σταθμού και των δορυφορικών εκτιμήσεων. Στη συνέχεια, διορθώθηκαν και τα υπόλοιπα κελιά του κανάβου, έτσι ώστε να προσομοιωθεί το επεισόδιο και στις έξι λεκάνες απορροής που μελετήθηκαν. Η προτεινόμενη μεθοδολογία θα μπορούσε να συμβάλει στην προσομοίωση των γεγονότων πλημμυρών σε λεκάνες απορροής όπου το δίκτυο των επίγειων σταθμών είναι ελλιπές.

Ο Cho (2020) χρησιμοποίησε δορυφορικά δεδομένα NEXRAD για την υδρολογική μοντελοποίηση της χωρικά κατανεμημένης βροχόπτωσης. Ανέπτυξε δύο προγράμματα σε Python για την επεξεργασία των δεδομένων της βροχόπτωσης (NEXRAD) σε περιβάλλον GIS και έπειτα τα εισήγαγε στο λογισμικό HEC-HMS. Χρησιμοποιώντας τις μεθόδους ModClark και SCS Unit Hydrograph, προσομοίωσε τρία επεισόδια (δύο για βαθμονόμηση και ένα για επικύρωση) βροχής σε δύο λεκάνες απορροής και έλεγξε την απόδοση των μοντέλων. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι και οι δύο μέθοδοι εξάγουν ικανοποιητικά αποτελέσματα, ωστόσο το μοντέλο ModClark είχε καλύτερη προσαρμογή στην παρατηρημένη ροή και ως συνέπεια λιγότερες απαιτήσεις βαθμονόμησης των παραμέτρων του μοντέλου.

Οι Jiang και Bauer-Gottwein (2019) αξιολόγησαν τα προϊόντα GPM Imerg Early Run, GPM Imerg Final Run και TRMM σε 300 λεκάνες απορροής στην Ηπειρωτική Κίνα, για την τη διετία 2016-2017. Η ανάλυση τους υπέδειξε ότι οι εκτιμήσεις GPM Imerg Final Run συμφωνούν αρκετά με τις επίγειες μετρήσεις, σε ημερήσια κλίμακα, ενώ οι GPM Imerg Early Run είναι σταθερά χαμηλότερες. Και τα δύο προαναφερθέντα προϊόντα είναι καταλληλότερα σε σχέση με το TRMM, ενώ και στις τρεις περιπτώσεις υπάρχει ζήτημα στην εκτίμηση της βροχόπτωσης στις περιοχές με το μεγαλύτερο υψόμετρο.

Οι Ahmed et al. (2019) με τη χρήση στατιστικών δεικτών, αξιολόγησαν τα δορυφορικά δεδομένα GPCP, CRU, APHRODITE και UDel, στην περιοχή Μπαλουχιστάν της Ασίας. Η ανάλυση τους έδειξε ότι η απόδοση των προϊόντων ποικίλει ανάλογα με τις κλιματικές συνθήκες. Ωστόσο, τα δεδομένα GPCP απεδείχθη ότι προσομοιάζουν καλύτερα την πραγματικότητα σε όλες τις διαφορετικές κλιματικές περιοχές.

Οι Gilewski και Nawalany (2018) πραγματοποίησαν προσομοιώσεις σε περιβάλλον HEC-HMS για έξι επεισόδια βροχής, σε μία μικρή ορεινή λεκάνη απορροής στην Πολωνία. Τα δεδομένα βροχής από επίγειους σταθμούς συγκρίθηκαν με εκτιμήσεις από τα GPM Imerg Final Run και με το ραντάρ Ramza, το οποίο αποτελεί τμήμα του δικτύου POLRAD. Παρατήρησαν ότι τα δεδομένα του radar υπερεκτιμούσαν συνεχώς τις τιμές της βροχόπτωσης και για το λόγο αυτό επαναεκτιμήθηκαν με τη χρήση της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι οι εκτιμήσεις από το ραντάρ και το GPM Imerg, μπορούν να προσφέρουν μία ικανοποιητική απόδοση για την προσομοίωση πλημμυρικών επεισοδίων.

Οι Alazzy et al. (2017) αξιολόγησαν τα προϊόντα CMORPH-CRT, PERSIANN-CDR, 3B42RT και 3B42 σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις βροχόπτωσης στον ποταμό Γιανγκτσέ, χρησιμοποιώντας το πρόγραμμα HEC- HMS. Η στατιστική ανάλυση ανάδειξε τα CMORPH-CRT και 3B42 αποδίδουν καλύτερα σε σχέση με τα υπόλοιπα σε ετήσιες και σε εποχιακές κλίμακες. Τα CMORPH-CRT και 3B42 υποεκτιμούν τις μεσαίες και υψηλές εντάσεις βροχόπτωσης, ενώ το αντίθετο συμβαίνει στα PERSIANN-CDR και 3B42RT. Συνολικά, το 3B42 παρουσιάζει την καλύτερη απόδοση, ενώ το PERSIANN-CDR τη χειρότερη για τη λεκάνη απορροής του ποταμού Γιανγκτσέ.

Οι Gampe και Ludwig (2017) διερεύνησαν την αβεβαιότητα οκτώ συνόλων δεδομένων βροχοπτώσεων από διάφορες πηγές σε μία Αλπική λεκάνη απορροής. Ενώ τα αποτελέσματα κατέδειξαν ότι τα δεδομένα καταγράφουν την ετήσια μεταβλητότητα, αυτά δείχνουν μεγάλες εποχιακές διαφορές. Αυτές αυξάνονται για ημερήσια βάση που σχετίζεται με ξηρές περιόδους ή μεγάλες βροχόπτωσης. Αν και τα σύνολα δεδομένων υψηλότερης ανάλυσης, ανεξάρτητα από την πηγή τους, δείξαν μια καλύτερη συμφωνία, τα δεδομένα μικρότερης χωρικής ανάλυσης μπόρεσαν να αναπαραστήσουν την κλιματολογία της περιοχής.

Οι Duan et al. (2016) πραγματοποίησαν μία αξιολόγηση οκτώ διαφορετικών δορυφορικών προϊόντων βροχόπτωσης, στη λεκάνη απορροής του Αδίγη, στην Ιταλία. Χρησιμοποίησαν επίσης επίγεια δεδομένα από 101 σταθμούς, για την περίοδο 2000-2010.

Αναλυτικά, χρησιμοποίησαν τα προϊόντα TRMM V7 (Tropical Rainfall Measuring Mission), τρία προϊόντα CMORPH (CMORPH\_RAW, CMORPH\_CRT και CMORPH\_BLD), PCDR (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks - Climate Data Record), PGF (Global Meteorological Forcing Dataset for Land surface modeling του Πανεπιστημίου του Princeton), CHIRPS (Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station data) και GSMaP\_MVK (Global Satellite Mapping of Precipitation project Moving Vector with Kalman-filter product). Ανάλογα με τη χωρική ανάλυση του κάθε σετ δεδομένων, συνέκριναν την κάθε πηγή δεδομένων με τους επίγειους σταθμούς, πραγματοποιώντας αξιολογήσεις σε πολλαπλές χρονικές (ημερήσιες, μηνιαίες και ετήσιες) και χωρικές κλίμακες (κάναβος και λεκάνη απορροής). Διαπίστωσαν ότι με βάση τη στατιστική ανάλυση που πραγματοποίησαν, τα CHIRPS, TRMM και CMORPH\_BLD είχαν την καλύτερη επίδοση, ενώ το PGF τη χειρότερη. Σε κάθε περίπτωση και τα οκτώ προϊόντα είτε υποεκτιμούν είτε υπερεκτιμούν τη συχνότητα εμφάνισης της ημερήσιας βροχόπτωσης για κάποιο εύρος έντασης. Επιπλέον, όλα τα προϊόντα τείνουν να παρουσιάζουν υψηλότερο σφάλμα τους χειμερινούς μήνες (Δεκέμβριος - Φεβρουάριος), όταν η κατακρήμνιση είναι χαμηλή.

Οι Nastos et al. (2016) αξιολόγησαν την αξιοπιστία του TRMM V7, για τον Ελλαδικό χώρο. Χρησιμοποίησαν μηνιαία δεδομένα κατακρημνίσεων από 96 μετεωρολογικούς σταθμούς στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για την περίοδο 1998 – 2008. Για να είναι άμεση η σύγκριση των δορυφορικών με τα επίγεια δεδομένα, δημιούργησαν ένα κάναβο ίδιας χωρικής ανάλυσης με το TRMM,  $0.25 \times 0.25^\circ$  με τη μέθοδο Kriging. Η ανάλυση έδειξε ότι τον χειμώνα η συσχέτιση μεταξύ των δύο βάσεων δεδομένων είναι πολύ υψηλή κατά τη χειμερινή περίοδο ( $r > 0.90$ ) για ολόκληρη την επικράτεια με ελάχιστες εξαιρέσεις πάνω από ηπειρωτικές ορεινές περιοχές και περιοχές πάνω από το Βόρειο και Νότιο Αιγαίο. Όσο αφορά στις υπόλοιπες εποχές του έτους μικροί συντελεστές συσχέτισης εντοπίζονται στην περιοχή του όρους Ολύμπου και στην Κεντρική και Νότια Πελοπόννησο. Οι μελετητές διαπίστωσαν ότι οι δορυφορικές εκτιμήσεις υποεκτιμάνε τις υψηλές τιμές βροχόπτωσης σε περιοχές μεγάλου υψομέτρου και υπερεκτιμάνε τις χαμηλές τιμές της βροχόπτωσης σε πεδιάδες και παράκτιες περιοχές.

Οι Mateus et al. (2016) πραγματοποίησαν μια μελέτη στο Τροπικό Δάσος του Αμαζονίου, με σκοπό να συγχευθούν τις μετρήσεις από επίγειους σταθμούς με τις δορυφορικές εκτιμήσεις TRMM. Έχοντας διορθώσει τις δορυφορικές εκτιμήσεις του TRMM, χρησιμοποίησαν δύο μεθόδους, τη βέλτιστη παρεμβολή (optimal interpolation) και

τη διαδοχική μέθοδο διόρθωσης (successive correction method), για τη συγχώνευση των δύο βάσεων δεδομένων, για την περίοδο Ιανουάριος 1999 – Δεκέμβριος 2010. Πραγματοποίησαν οπτική και στατιστική σύγκριση μεταξύ των δύο μεθόδων και κατέληξαν στο ότι η διαδοχική μέθοδος διόρθωσης παρέχει ελαφρώς καλύτερα αποτελέσματα.

Οι Hamedí and Fuentes (2015) δημιούργησαν δύο υδρολογικά μοντέλα, ένα στο λογισμικό HEC-HMS και ένα στο λογισμικό GSSHA για την μία μικρή λεκάνη απορροής, στην πόλη Park της Utah. Για την ανάλυσή τους χρησιμοποίησαν δεδομένα από το ραντάρ NEXRAD και επίγειες μετρήσεις. Με βάση το συντελεστή Nash – Sutcliffe, συμπέραναν ότι για τη συγκεκριμένη λεκάνη απορροής το λογισμικό GSSHA οδηγεί σε πιο ρεαλιστικό αποτέλεσμα. Μέσω του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, διαπίστωσαν ότι υπάρχει πολύ καλή συμφωνία μεταξύ των επίγειων σταθμών και του NEXRAD και επομένως το ραντάρ είναι αξιόπιστο για την εφαρμογή αυτή.

Οι Rozalis et al. (2010) χρησιμοποίησαν ένα μη βαθμονομημένο υδρολογικό μοντέλο για να προσομοιώσουν τα γεγονότα ροής σε μια λεκάνη απορροής της Μεσογείου κοντά στο Ισραήλ, εμβαδού 27 km<sup>2</sup>. Το μοντέλο που εφάρμοσαν βασίστηκε στη μέθοδο SCS Curve Number για τον υπολογισμό των βροχών-απορροών και στη μέθοδο Kinematic Wave για τη διόδευση της ροής. Υπολογίστηκαν οι διάφοροι παράμετροι του μοντέλου χωρίς βαθμονόμηση και εισήχθη η πληροφορία της βροχόπτωσης με δεδομένα σε μορφή κανάβου. Με τη μεθοδολογία αυτή ανέλυσαν είκοσι επεισόδια, σε διάστημα δεκαπέντε ετών. Κατέληξαν ότι το μοντέλο προέβλεπε ικανοποιητικά τις ροές των πλημμυρών που προκαλούνται από έντονα συμβάντα βροχόπτωσης, ενώ οι επιδόσεις του σε μέτριες ροές ήταν μη ικανοποιητικές. Η αστική ανάπτυξη έπαιξε μεγάλο ρόλο στην ποσότητα και την αιχμή της απορροής, ενώ διαπίστωσαν επίσης ότι τα πλημμυρικά φαινόμενα είναι πολύ ευαίσθητα στη χρονική κατανομή της έντασης της βροχής.

Οι Knebl et al. (2005) ανέπτυξαν ένα πλαίσιο για τη μοντελοποίηση πλημμυρών που ενσωματώνει δορυφορικές βροχοπτώσεις NEXRAD Level III, GIS και ένα υδρολογικό μοντέλο με περιοχή εφαρμογής τη λεκάνη απορροής του ποταμού Σαν Αντόνιο στο Τέξας, εξετάζοντας ένα μεγάλο πλημμυρικό επεισόδιο που έλαβε χώρα το καλοκαίρι του 2002. Δημιούργησαν ένα μοντέλο βροχής - απορροής στο HEC-HMS, ένα υδραυλικό μοντέλο στο HEC-RAS και βαθμονόμησαν τις παραμέτρους τους χειροκίνητα. Έτσι, ανέπτυξαν ένα μοντέλο χρήσιμο για την πρόβλεψη πλημμυρών σε περιφερειακή κλίμακα που μπορεί ενδεχομένως να χρησιμοποιηθεί ως πρότυπο για εφαρμογές μοντέλων σε άλλες περιοχές.

Οι Peters και Easton (1996) ανέπτυξαν μια το κατανεμημένο μοντέλο Modified Clark (ModClark) που χρησιμοποιεί δεδομένα βροχόπτωσης σε μορφή κανάβου για υδρολογική προσομοίωση. Πρόκειται για μια προσαρμογή του μοντέλου απορροής Clark που εφαρμόζει ένα γραμμικό μετασχηματισμό για τον υπολογισμό της απορροής από το περίσσειμα της βροχόπτωσης και στη συνέχεια κάνει χρήση διόδευσης μέσω γραμμικού ταμειυτήρα. Στη συνέχεια, το μοντέλο εξελίχθηκε από τους Kull και Feldman (1998).

## 1.2 Αντικείμενο της Εργασίας

Αντικείμενο της παρούσας Μεταπτυχιακής Διπλωματικής Εργασίας αποτελεί η υδρολογική προσομοίωση πέντε ιστορικών επεισοδίων βροχής, για τα οποία είναι διαθέσιμα τα δεδομένα βροχόπτωσης από γειτονικούς σταθμούς, καθώς και τα πλημμυρογραφήματα εξόδου. Η ανάλυση διενεργείται στη λεκάνη απορροής της Καρύταινας στη δυτική Πελοπόννησο, η οποία αποτελεί υπολεκάνη της ευρύτερης λεκάνης απορροής του ποταμού Αλφειού. Τα δεδομένα βροχόπτωσης και απορροής ανάγονται σε χρονικό βήμα της μίας ώρας. Εκτός από τα ιστορικά δεδομένα βροχόπτωσης, χρησιμοποιούνται και αντίστοιχες δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης για τα εν λόγω επεισόδια, από δύο διαφορετικές ελεύθερες πηγές δεδομένων. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιούνται εκτιμήσεις βροχόπτωσης από National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Το πρόγραμμα αυτό καλείται Climate Prediction Center Morphing (CMORPH) και τα δεδομένα βροχόπτωσης είναι διαθέσιμα μέσω του ιστοτόπου <https://www.ncei.noaa.gov/data/cmorph-high-resolution-global-precipitation-estimates/>. Πρόκειται για εκτιμήσεις ανά 1 ώρα, σε μορφή κανάβου μεγέθους  $0.25 \times 0.25^\circ$ , ήτοι  $27.8 \times 27.8$  km. Η δεύτερη πηγή δορυφορικών εκτιμήσεων διατίθεται από τη NASA και χρησιμοποιείται η αποστολή GPM Imerg V06 Final Precipitation L3. Τα δεδομένα είναι διαθέσιμα από [https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM\\_3IMERGHH\\_06/summary](https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary). Η ακρίβεια τους είναι μεγαλύτερη καθώς πρόκειται για μισάωρες εκτιμήσεις σε κελιά  $0.1 \times 0.1^\circ = 11.1 \times 11.1$  km.

Για την υδρολογική προσομοίωση χρησιμοποιείται η υπολογιστική πλατφόρμα HEC-HMS 4.11, ενώ για τη γεωμορφολογική ανάλυση της λεκάνης απορροής το πρόγραμμα ArcMap 10.3 σε συνδυασμό με την εργαλειοθήκη HEC-GeoHMS. Εφαρμόζονται ένα συγκεντρωτικό μοντέλο, για το οποίο εκτιμάται το Μοναδιαίο Υδρογράφημα (ΜΥΓ), με τη χρήση των Ισόχρονων Καμπυλών, καθώς και το κατανεμημένο μοντέλο ModClark, όπου η λεκάνη απορροής διακριτοποιείται σε κανάβο κελιών  $500 \times 500$  m. Επειδή για κάθε

επεισόδιο είναι γνωστό και το αντίστοιχο πλημμυρογράφημα εξόδου, τα δύο μοντέλα βαθμονομούνται έτσι ώστε να προσομοιάζουν όσο το δυνατό καλύτερα την παρατηρημένη απορροή.

Ελέγχεται το κατά πόσο οι δορυφορικές εκτιμήσεις μπορούν να προσομοιώσουν τα επεισόδια που εξετάζονται και σε τι βαθμό, καθώς όπως είναι γνωστό ότι η εκτίμηση της βροχής μέσω δορυφόρων ενέχει αρκετά σφάλματα, με αποτέλεσμα οι εκτιμήσεις αυτές να χαρακτηρίζονται από υψηλές τιμές bias, δηλαδή είτε υπερεκτιμούν είτε υποεκτιμούν τη βροχόπτωση. Στη συνέχεια, εφαρμόζεται η διόρθωση Mean Field Bias, έτσι ώστε οι δορυφορικές εκτιμήσεις να διορθωθούν για κάθε ένα από τα πέντε πλημμυρικά επεισόδια, με βάση τους επίγειους σταθμούς. Σημειώνεται ότι για τις προσομοιώσεις με δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης, χρησιμοποιούνται οι βαθμονομημένες τιμές, όπως αυτές προέκυψαν από την εφαρμογή του κατανεμημένου μοντέλου ModClark με τους επίγειους σταθμούς.

### 1.3 Δομή της Εργασίας

Η παρούσα Διπλωματική Εργασία αποτελείται από πέντε κεφάλαια. Ακολουθεί η συνοπτική παρουσίασή τους:

- Το 1<sup>ο</sup> Κεφάλαιο αποτελεί μία εισαγωγή. Αναφέρεται η κατηγοριοποίηση των μοντέλων βροχής-απορροής, με βάση τη χωρική κατανομή των δεδομένων εισόδου και μία βιβλιογραφική ανασκόπηση περί δορυφορικών δεδομένων. Επιπλέον, θίγεται το αντικείμενο της εργασίας.
- Στο 2<sup>ο</sup> Κεφάλαιο περιγράφεται η περιοχή μελέτης, τα γεωγραφικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της, τα εξεταζόμενα επεισόδια και τα γεωχωρικά και υδρομετεωρολογικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν.
- Στο 3<sup>ο</sup> Κεφάλαιο αναλύεται ολόκληρο το θεωρητικό υπόβαθρο της μεθοδολογίας, για την ανάπτυξη του συγκεντρωτικού και κατανεμημένου μοντέλου βροχής-απορροής και η επεξεργασία των δεδομένων.
- Στο 4<sup>ο</sup> Κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ανάλυση. Πιο συγκεκριμένα, αναλύονται τα αποτελέσματα από την εφαρμογή του κατανεμημένου και συγκεντρωτικού μοντέλου βροχής – απορροής και στη συνέχεια οι αρχικές προσομοιώσεις με τα δορυφορικά δεδομένα και οι προσομοιώσεις, μετά τη διόρθωση αυτών με βάση τους επίγειους σταθμούς.

- Το 5<sup>ο</sup> Κεφάλαιο περιλαμβάνει τα συμπεράσματα, καθώς και προτάσεις για μελλοντική έρευνα, σχετική με το αντικείμενο της παρούσας εργασίας.

## **2. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ**

Ως περιοχή μελέτης επιλέχθηκε μία υπολεκάνη της ευρύτερης λεκάνης απορροής του Αλφειού ποταμού που εκβάλλει στην Καρύταινα και ανήκει στο υδατικό διαμέρισμα της Δυτικής Πελοποννήσου. Η εν λόγω λεκάνη χαρακτηρίζεται από έντονες βροχοπτώσεις και ως εκ τούτου προκαλούνται συχνά προβλήματα και πλημμυρικά επεισόδια και επιπλέον υπάρχουν δεδομένα απορροής για ιστορικά επεισόδια, κάτι που σπανίζει στους ποταμούς της Ελλάδας. Στις κυριότερες πλημμύρες συγκαταλέγονται αυτές που σημειώθηκαν στις 1/1/2003, επηρεάζοντας τις περιοχές της Μεγαλόπολης, του Ραψοματίου, του Καμποχωρίου, της Καμάρας και των Πανναιών και στις 17/11/2007 που προκάλεσε ζημιές στις περιοχές της Καρύταινας, του Αλφειού, του Λεονταρίου, της Ποταμιάς και της Τουρκολέκας. Τη τελευταία δεκαετία έχουν σημειωθεί αρκετά πλημμυρικά επεισόδια που προκάλεσαν καταστροφές σε αγροικίες, καλλιέργειες και αντιπλημμυρικά έργα, όπως υποστηρικτικά αναχώματα για την αποφυγή της διείσδυσης του νερού σε κατοικημένες περιοχές. Η πλειονότητα των πρόσφατων πλημμυρικών επεισοδίων εμφανίζεται στις γεωργικές εκτάσεις της περιοχής μελέτης, όπου τα δύο κύρια υδατορεύματα της λεκάνης συνδέουν το ορεινό βορειοανατολικό και νότιο τμήμα της.

### **2.1 Γεωμορφολογία της περιοχής μελέτης**

Το Υδατικό Διαμέρισμα (ΥΔ) Δυτικής Πελοποννήσου αποτελείται από δύο Λεκάνες Απορροής Ποταμών (ΛΑΠ) αυτές του ποταμού Αλφειού (EL29) και των ποταμών Πάμισου – Νέδοντος – Νέδα (EL32). Οι κύριοι ποταμοί του ΥΔ είναι ο Αλφειός με τους παραποτάμους του Λάδωνα και Ερύμανθο καθώς και ο Πάμισος. Άλλοι σημαντικοί ποταμοί/ρέματα του ΥΔ Δυτικής Πελοποννήσου είναι οι Νέδα, Άρις, Καλό Νερό, Βελίκα, και Νέδων. Το Υδατικό Διαμέρισμα Δυτικής Πελοποννήσου (EL01), έχει έκταση 7235 km<sup>2</sup>. Ορίζεται από τους ορεινούς όγκους Ερύμανθου και Αροανίων στα βόρεια και Αρτεμισίου, Μαίναλου και Ταΰγετου στα ανατολικά. Στα νότια το τοπογραφικό ανάγλυφο ποικίλει από πεδινό στα παράλια και στις κοιλάδες των ποταμών, έως ορεινό στα νοτιοανατολικά τμήματα. Στα δυτικά το ανάγλυφο είναι πεδινό και περιλαμβάνει τον κάμπο του Αλφειού ποταμού, την παραλιακή ζώνη Πύργου – Πύλου και τον κάμπο της



Μεσσηνίας. Ο Αλφειός είναι ένας από τους μεγαλύτερους ποταμούς της Ελλάδας με μήκος περίπου 127 km. Σημαντικοί παραπόταμοι του Αλφειου είναι οι Λάδωνας, Ευρύμανθος, Σελινούντας, Λεστενίτσας, Λούσιος. Ο Αλφειός πηγάζει από την ορεινή Αρκαδία και ακολουθώντας πορεία δυτική – βόρειο δυτική εκβάλλει στο Ιόνιο Πέλαγος στον Κυπαρισσιακό κόλπο. Η έκταση της ΛΑΠ Αλφειού είναι 3810 km<sup>2</sup> και καταλαμβάνει το δυτικό τμήμα της Πελοποννήσου. Το μεγαλύτερο τμήμα της εκτείνεται στις Περιφερειακές Ενότητες Αρκαδίας και Ηλείας. Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζονται οι κυριότεροι ποταμοί του (ΥΔ) Δυτικής Πελοποννήσου.



Σχήμα 2-1: Κυριότεροι ποταμοί Υδατικού Διαμερίσματος Δυτικής (Πηγή: ΥΠΕΚΑ)

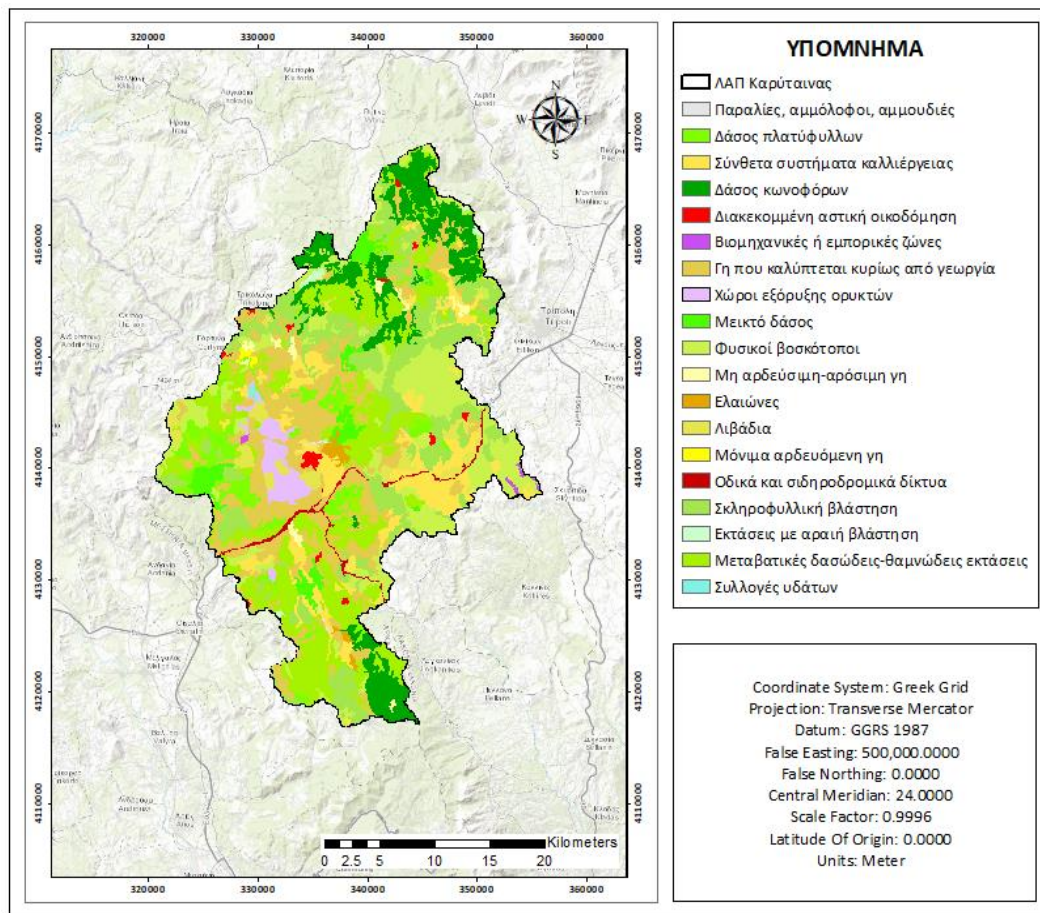
### 2.1.1 Κλιματικά χαρακτηριστικά

Γενικά, η Πελοπόννησος χαρακτηρίζεται από μεσογειακό κλίμα, το οποίο διαφοροποιείται ανάλογα με την περιοχή και το υψόμετρό της. Είναι ήπιο και ζεστό στα παράλια και κρύο στην ενδοχώρα. Το κλίμα των ορεινών περιοχών είναι υγρό κατά τη διάρκεια του χειμώνα και σχετικά ξηρό κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού. Το μέσο ετήσιο ύψος των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στο ΥΔ της Δυτικής Πελοποννήσου φτάνει τα 900 mm, με μία χαρακτηριστική αύξηση κατά την περίοδο μεταξύ Νοεμβρίου-Φεβρουαρίου, όπου υπερβαίνει τα 100 mm ανά μήνα. Σύμφωνα με το ΥΠΕΚΑ, το

καλοκαίρι το κλίμα είναι ξηρό, με το ύψος των βροχοπτώσεων να μην ξεπερνά τα 20-40 mm μηνιαίως. Οι βροχές είναι μικρότερες προς τα ανατολικά και σημαντικότερες στις περιοχές μεγαλύτερου υψομέτρου, λόγω της σαφούς συσχέτισης που παρατηρείται μεταξύ της βροχόπτωσης και του υψομέτρου. Σύμφωνα με σταθμούς της ΛΑΠ Αλφειού, η μέση μηνιαία θερμοκρασία κυμαίνεται από 3 έως 26 °C με τις χαμηλότερες και μέσες θερμοκρασίες να σημειώνονται την περίοδο από Οκτώβριο έως Μάιο και τις υψηλότερες τιμές τους μήνες Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο.

### **2.1.2 Κάλυψη γης**

Η κάλυψη γης για την περιοχή μελέτης βασίστηκε στο Corine Land Cover 2018 του Ευρωπαϊκού Προγράμματος Copernicus, σε μορφή raster ανάλυσης 100×100 m. Το Corine διαχωρίζει την κάλυψη γης σε 44 διαφορετικές κλάσεις. Όπως φαίνεται και από τον Πίνακα 2.1 και το Σχήμα 2.2 η κυρίαρχη κάλυψη γης σχετίζεται με τη γεωργία. Αναλυτικότερα, το 47.93% καλύπτεται από θαμνώδη και ποώδη βλάστηση (φυσικοί βοσκότοποι 12.20 %, σκληροφυλλική βλάστηση 15.73%, μεταβατικές δασώδεις – θαμνώδεις εκτάσεις 20.00%). Η δεύτερη πιο κυρίαρχη κάλυψη γης αφορά στις γεωργικές δραστηριότητες, κυρίως στα πεδινά τμήματα της περιοχής και σε ποσοστό 30.15% (μη αρδευσιμη-αρόσιμη γη 0.78%, μόνιμα αρδευόμενη γη 0.16%, ελαιώνες 0.57%, λιβάδια 2.55%, σύνθετα συστήματα καλλιέργειας 8.28% και γη που καλύπτεται κυρίως από γεωργία 17.80%). Σημαντικό ποσοστό της τάξης του 17.56% καταλαμβάνουν οι δασικές εκτάσεις (δάσος πλατύφυλλων 4.64%, δάσος κωνοφόρων 10.13%, μεικτό δάσος 2.79%). Ο αστικός ιστός καταλαμβάνει ένα πολύ μικρό ποσοστό της συνολικής έκτασης, ήτοι 0.59%. Τέλος, αξίζει να αναφερθεί ότι σε ποσοστό 2.28% αντιστοιχεί στο λιγνιτικό πεδίο στην περιοχή της Μεγαλόπολης.



Σχήμα 2-2: Κατανομή χρήσεων γης κατά Corine Land Cover 2018 για την περιοχή μελέτης

Πίνακας 2-1: Εμβαδό κάλυψης γης με βάση το Corine 2018 και ποσοστά επί τοις εκατό

Κάλυψη Γης	Εμβαδόν [km <sup>2</sup> ]	Ποσοστό [%]
Διακεκομμένη αστική οικοδόμηση	5	0.59
Βιομηχανικές ή εμπορικές ζώνες	2	0.19
Οδικά και σιδηροδρομικά δίκτυα	7	0.84
Χώροι εξόρυξης ορυκτών	20	2.28
Μη αρδεύσιμη-αρόσιμη γη	7	0.78
Μόνιμα αρδευόμενη γη	1	0.16
Ελαιώνες	5	0.57
Λιβάδια	22	2.55
Σύνθετα συστήματα καλλιέργειας	73	8.28
Γη που καλύπτεται κυρίως από γεωργία	156	17.80
Δάσος πλατύφυλλων	41	4.64
Δάσος κωνοφόρων	89	10.13
Μεικτό δάσος	24	2.79
Φυσικοί βοσκότοποι	107	12.20
Σκληροφυλλική βλάστηση	138	15.73
Μεταβατικές δασώδεις-θαμνώδεις	176	20.00
Παραλίες, αμμόλοφοι, αμμουδιές	1	0.08
Εκτάσεις με αραιή βλάστηση	3	0.29
Συλλογές υδάτων	1	0.09

### 2.1.3 Τύπος εδάφους και υδρολογική κατάσταση

Μία βασική συνιστώσα που σχετίζεται με την εκτίμηση των υδρολογικών απωλειών είναι κατανομή των υποπεριοχών που απαρτίζουν την περιοχή μελέτης ως προς την υδατοπερατότητα. Τα έδαφη κατατάσσονται σε τέσσερις κατηγορίες A, B, C, D, ανάλογα με την υδρολογική κατάσταση και τον τύπο του εδάφους (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2003).

- A. Εδάφη με υψηλούς ρυθμούς διήθησης ακόμα και αν διαβραχούν διεξοδικά (πολύ χαμηλό δυναμικό απορροής). Συνήθως περιέχουν πλήρως στραγγιζόμενες άμμους ή χαλίκια.
- B. Εδάφη με μέτριους ρυθμούς διήθησης, όπως για παράδειγμα αμμώδης πηλός.
- C. Εδάφη με χαμηλούς ρυθμούς διήθησης, όπως είναι τα εδάφη με σημαντικό ποσοστό αργίλου.
- D. Εδάφη με πολύ μικρούς ρυθμούς διήθησης (πολύ υψηλό δυναμικό απορροής). Συνήθως περιλαμβάνουν αργιλώδη εδάφη με υψηλή πιθανότητα διόγκωσης ή ρηχά εδάφη πάνω σε σχεδόν αδιαπέραστο υλικό.

Ο διαχωρισμός του εδάφους στις παραπάνω κατηγορίες είναι μία σύνθετη διαδικασία που συνήθως απαιτεί επισκέψεις στο πεδίο, τη χρήση αεροφωτογραφιών και χαρτών χρήσεων γης. Στην προκειμένη περίπτωση, ψηφιοποιήθηκε ο εδαφολογικός χάρτης του ΥΔ Δυτικής Πελοποννήσου του Υπουργείου Περιβάλλοντος, Ενέργειας και Κλιματικής Αλλαγής (ΥΠΕΚΑ), που αργότερα μετανομάστηκε σε Υπουργείο Περιβάλλοντος και Ενέργειας (ΥΠΕΝ).

## 2.2 Δεδομένα

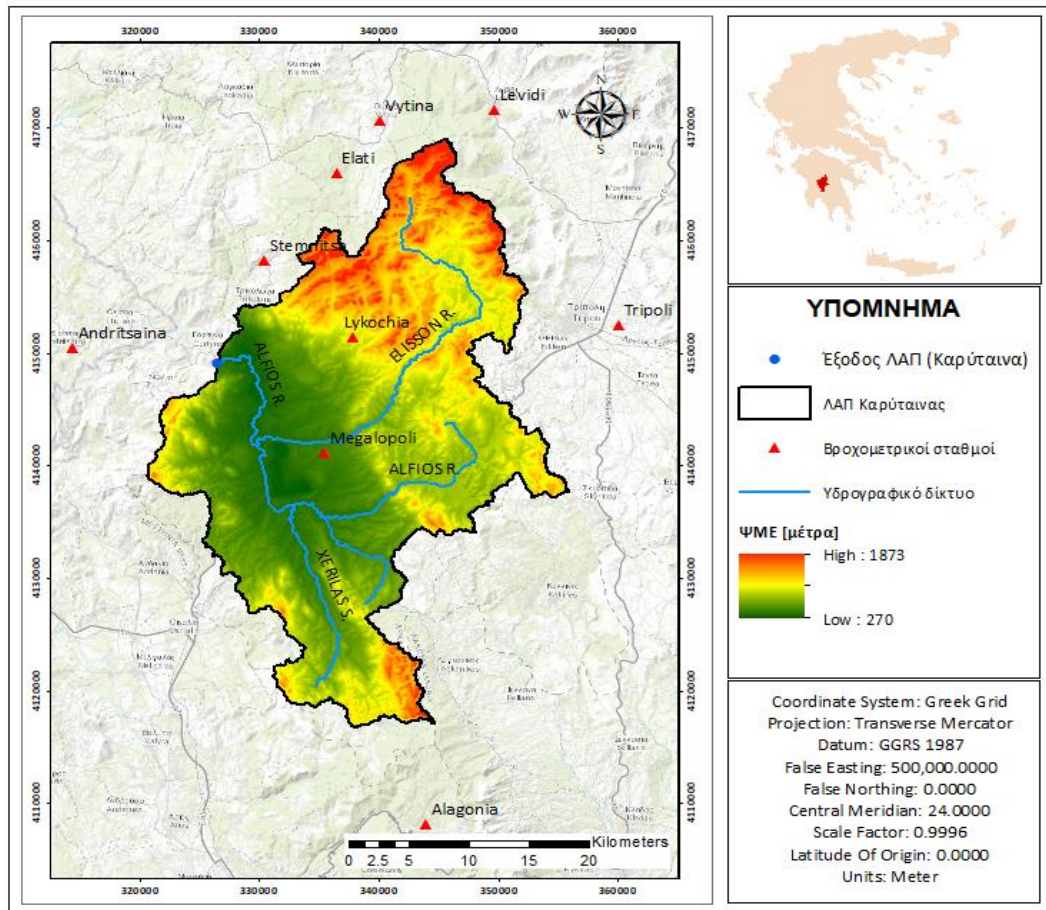
### 2.2.1 Ψηφιακό μοντέλο εδάφους

Για τη γεωμορφολογική ανάλυση της περιοχής μελέτης χρησιμοποιήθηκε το DEM ισοδιάστασης 30×30 m που διατίθεται ελεύθερα από το Ευρωπαϊκό Πρόγραμμα Copernicus. Για υδρολογική ανάλυση αυτή η ακρίβεια είναι ικανοποιητική. Η απόλυτη οριζοντιογραφική ακρίβεια είναι < 6 m, η απόλυτη υψομετρική ακρίβεια είναι < 4 m και η σχετική υψομετρική ακρίβεια είναι < 2 m, για κλίσεις μικρότερες ή ίσες 20% και < 4 m, για κλίσεις μεγαλύτερες του 20%. Το DEM είναι ελεύθερα διαθέσιμο σε μορφή GeoTIFF και με σύστημα αναφοράς το WGS 84, μέσω του ιστοτόπου <https://portal.opentopography.org/raster?opentopoID=OTSDEM.032021.4326.3>. Όπως προκύπτει από το DEM εντός των ορίων της περιοχής μελέτης, το μέγιστο υψόμετρο είναι

1873 m και το ελάχιστο υψόμετρο ανέρχεται στα 270 m. Το μέσο υψόμετρο είναι 763 m και η μέση κλίση της λεκάνης απορροής στο 24%.

### **2.2.2 Δεδομένα βροχής, παροχής και μοναδιαίου υδρογραφήματος**

Στην περιοχή μελέτης λειτουργούν εννέα βροχομετρικοί σταθμοί που ανήκουν στο Αυτόματο Δίκτυο Μετεωρολογικών Σταθμών του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (Lagouvardos et al. 2017). Το δίκτυο παρέχει υψηλής ποιότητας τιμές βροχόπτωσης για δεδομένο χρονικό βήμα 10 λεπτών. Τα δεδομένα βροχόπτωσης συνοδεύονται από ημερομηνία και ώρα καταγραφής με το αντίστοιχο ύψος βροχής σε χιλιοστά ανά χρονικό βήμα. Όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα στην παρούσα Διπλωματική Εργασία εξετάζονται και προσομοιώνονται ιστορικά επεισόδια βροχής, επομένως η ανάλυση βασίστηκε σε πραγματικές καταγραφές των εννέα βροχομετρικών σταθμών. Ωστόσο, δε χρησιμοποιούνται όλοι οι σταθμοί σε όλα τα επεισόδια που μελετήθηκαν, καθώς σε κάποια από αυτά δεν υπάρχουν καταγραφές από όλους τους σταθμούς. Στον Πίνακα 2.2 που ακολουθεί, παρουσιάζονται οι γεωγραφικές τους συντεταγμένες  $\varphi$  (Lon) και  $\lambda$  (Lat) σε δεκαδική μορφή, τα υψόμετρα τους ( $Z$ ) σε m, καθώς και οι ανηγμένες συντεταγμένες τους  $X$  και  $Y$  στο Ελληνικό Γεωδαιτικό Σύστημα Αναφοράς 1987 (ΕΓΣΑ 87). Στο Σχήμα 2.3 παρουσιάζεται ο χάρτης με τα όρια της ΛΑΠ της Καρύταινας, τις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών, τη θέση εξόδου, τους σημαντικότερους ποταμούς της περιοχής και το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους. Επιλέχθηκαν πέντε ιστορικά πλημμυρικά επεισόδια για προσομοίωση, τα κυμαίνονται χρονικά μεταξύ των ετών 2013 και 2015. Στον Πίνακα 2.3 παρουσιάζονται η ημερομηνίες που συνέβησαν τα επεισόδια, η χρονική τους διάρκεια, η παροχή  $Q_p$  σε  $m^3/s$  και ο χρόνος αιχμής  $t_p$  σε ώρες.



Σχήμα 2-3: Γεωμορφολογικός χάρτης της περιοχής μελέτης

Πίνακας 2-2: Τοπογραφικά χαρακτηριστικά βροχομετρικών σταθμών

Όνομα	Lat	Lon	X	Ψ	Z
Ανδρίτσαινα	37.48	21.90	314337.4	4150267.9	731
Ελάτη	37.63	22.15	336421.6	4165755.9	1207
Λυκόχια	37.50	22.17	337769.1	4151110.5	870
Μεγαλόπολη	37.40	22.14	335363.1	4140779.2	432
Στεμνίτσα	37.56	22.08	330373.5	4157962.7	1094
Τρίπολη	37.51	22.42	359985.0	4152250.0	650
Βυτίνα	37.67	22.19	339989.9	4170403.8	1013
Λεβίδι	37.68	22.30	349623.7	4171322.0	853
Αλαγονία	37.11	22.24	343837.5	4107863.0	765

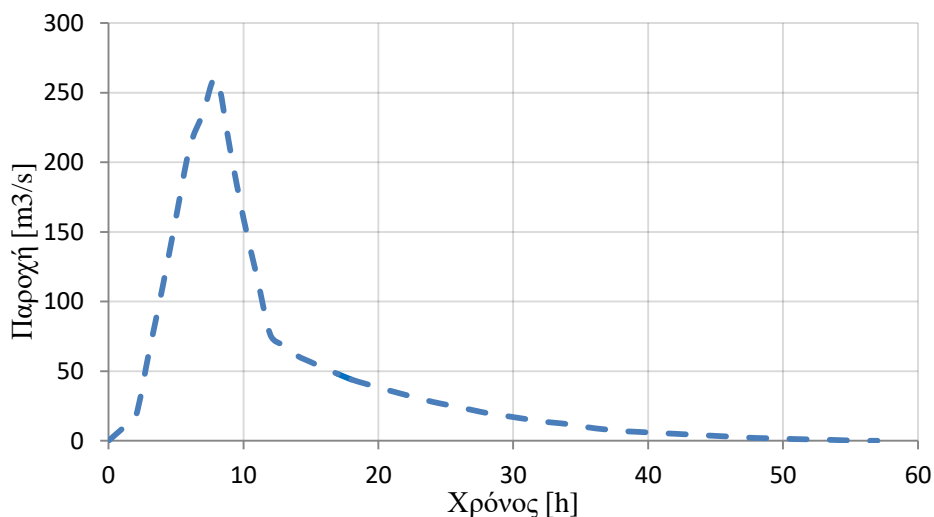
Πίνακας 2-3: Επιλεγμένα επεισόδια βροχής για προσομοίωση

Επεισόδιο	Έναρξη	Λήξη	Διάρκεια	$Q_p$	$t_p$
1	3/3/2013 0:00	5/3/2013 0:00	48	126.6	13
2	24/1/2014 12:00	28/1/2014 0:00	84	270.0	40
3	24/1/2015 12:00	26/1/2015 00:00	36	163.5	16
4	27/2/2015 0:00	2/3/2015 0:00	72	144.0	29
5	6/3/2015 0:00	8/3/2015 0:00	48	166.7	15

Όσο αφορά στις παροχές των παρατηρημένων πλημμυρογραφημάτων εξόδου, αυτές υπολογίστηκαν ανά είκοσι λεπτά από την καμπύλη στάθμης (H) – παροχής (Q), η οποία προέκυψε από τις μετρήσεις της ΔΕΗ. Η καμπύλη στάθμης - παροχής δίνεται από την Εξίσωση (2.1) (Bournas, 2017):

$$Q = 7.798 \times H^{1.906} \quad (2.1)$$

Η παραγόμενη χρονοσειρά παροχής για κάθε επεισόδιο βροχής με χρονικό βήμα 20 min μετασηματίστηκε σε χρονοσειρά ωριαίων τιμών παροχής, η οποία αξιοποιήθηκε σε τελικό στάδιο για σύγκριση με το αντίστοιχο πλημμυρογράφημα που προέκυψε από την εφαρμογή υδρολογικού μοντέλου. Τέλος, στο Σχήμα 2.4 απεικονίζεται το παρατηρημένο Μοναδιαίο Υδρογράφημα (ΜΥΓ) της λεκάνης της Καρύταινας. Το ΜΥΓ είναι το υδρογράφημα άμεσης απορροής που προκύπτει από ενεργό βροχόπτωση ύψους 1 cm που είναι ομοιόμορφα κατανομημένη σε όλη την έκταση της υδρολογικής λεκάνης απορροής (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2003). Ως άμεση απορροή ορίζεται η επιπλέον απορροή που ακολουθεί ένα γεγονός βροχής και αποτελείται από την επιφανειακή απορροή, την ταχεία υπεδάφια και την απευθείας στα υδατορέματα απορροή (Τσακίρης και Βαγγέλης, 2009). Για κάθε διάρκεια περισεύματος υπάρχει και ένα διαφορετικό ΜΥΓ, το οποίο αποτελεί τη βάση για τον υπολογισμό του υδρογραφήματος άμεσης απορροής από οποιοδήποτε ύψος περισεύματος της ίδιας διάρκειας (Τσακίρης και Βαγγέλης, 2009).



Σχήμα 2-4: ΜΥΓ στη θέση Καρύταινα

### 2.2.3 Δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης

Η λήψη των δορυφορικών εκτιμήσεων από τις δύο βάσεις δεδομένων για τις ημερομηνίες και ώρες, που αντιστοιχούν στα ιστορικά επεισόδια που εξετάστηκαν, πραγματοποιήθηκε από τους ιστότοπους που αναγράφονται στο υποκεφάλαιο 1.3, λαμβάνοντας υπόψη ότι τα δεδομένα αυτά αντιστοιχούν σε διαφορετική ζώνη ώρας από αυτήν που υπάγεται η Ελλάδα. Οι εκτιμήσεις CMORPH και GPM Imerg Final Run V06 αναφέρονται σε ζώνη ώρας UTC+00:00, ενώ όσο γνωστόν η ζώνη ώρας που ισχύει στην Ελλάδα είναι UTC+02:00 ή UTC+03:00, ανάλογα με την εποχή.

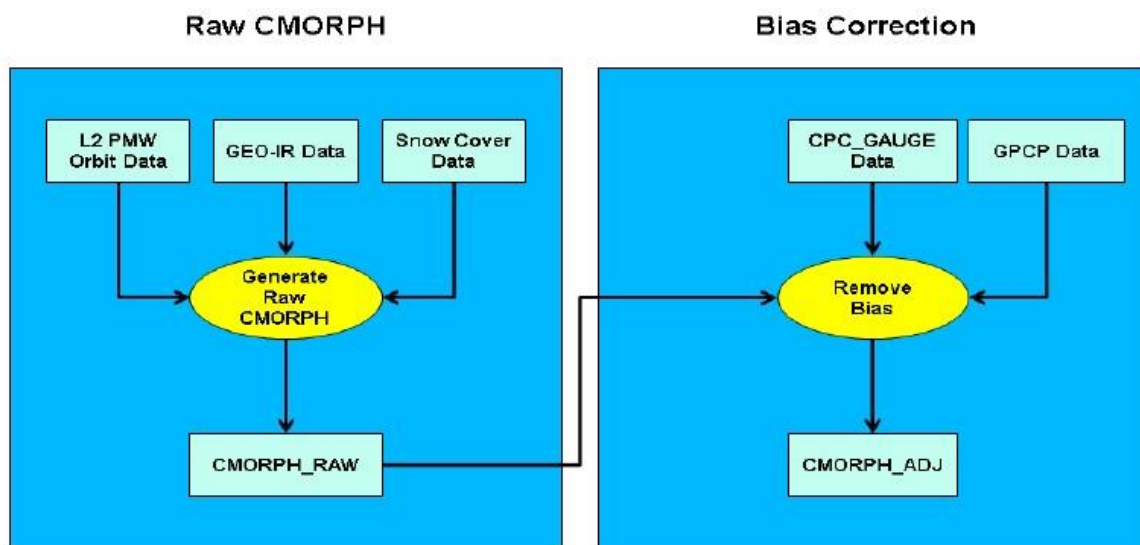
#### Δεδομένα CMORPH

Η τεχνική CMORPH έχει ως στόχο την παραγωγή εκτιμήσεων βροχόπτωσης σε υψηλή χωρική και χρονική ανάλυση. Αυτή η τεχνική χρησιμοποιεί εκτιμήσεις βροχόπτωσης που προέρχονται από παρατηρήσεις δορυφορικών μικροκυμάτων χαμηλής τροχιάς (PMW) και τα χαρακτηριστικά τους μεταφέρονται, μέσω πληροφοριών χωρικής διάδοσης, που λαμβάνονται εξ ολοκλήρου από δεδομένα γεωστατικού δορυφόρου IR. Οι εκτιμήσεις βροχοπτώσεων προέρχονται από παθητικά μικροκύματα πάνω στους δορυφόρους DMSP 13, 14 & 15 (SSM/I) (Ferraro, 1997), το NOAA-15, 16, 17 & 18 (AMSU-B) (Ferraro et al., 2000) και το AMSR-E και το TMI Aqua (Kummerow et al., 2001) της NASA και το διαστημικό σκάφος TRMM. Οι τεχνικές αυτές δεν είναι ένας αλγόριθμος εκτίμησης βροχόπτωσης, αλλά ένα μέσο με το οποίο οι εκτιμήσεις από τους υπάρχοντες αλγόριθμους βροχοπτώσεων, από οποιονδήποτε δορυφόρο, μπορούν να συνδυαστούν. Η μέγιστη δυνατή ανάλυση που προσφέρεται είναι σε κάναβο  $8 \times 8$  km, ανά μισή ώρα, ωστόσο αυτή προέρχεται μέσω παρεμβολής. Ο λόγος που επιλέχθηκε να χρησιμοποιηθούν ωριαία δεδομένα ανάλυσης  $27.8 \times 27.8$  km ήταν το γεγονός ότι η μέγιστη δυνατή προσφερόμενη ανάλυση περιλάμβανε αρκετά κελιά, χωρίς καταχωρημένες εκτιμήσεις, κάτι που δε συμβαίνει στις ωριαίες εκτιμήσεις που τελικά χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισόδου, για την εφαρμογή του μοντέλου ModClark.

Πίνακες διανυσμάτων παράγονται υπολογίζοντας συσχετισμούς χωρικής καθυστέρησης σε διαδοχικές εικόνες γεωστατικού δορυφόρου IR και στη συνέχεια χρησιμοποιούνται για τη διάδοση των εκτιμήσεων PMW σε χρόνο και χώρο, όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα ενημερωμένα δεδομένα PMW (Joyce et al., 2004). Σε μία δεδομένη τοποθεσία, η χωρική κατανομή και η ένταση της βροχόπτωσης σε μισάωρη κλίμακα υπολογίζονται από τη χρήση μίας χρονικής παρεμβολής με βάρη μεταξύ των εκτιμήσεων που προέρχονται από PMW που έχουν διαδοθεί χρονικά προς τα εμπρός, από την



τελευταία διαθέσιμη παρατήρηση PMW και από εκτιμήσεις PMW που διαδίδονται προς τα πίσω στο χρόνο από τα επόμενα διαθέσιμα δεδομένα PMW. Αυτή η μέθοδος ονομάζεται “morphing” και είναι εξαιρετικά ευέλικτη, καθώς εκτιμήσεις βροχοπτώσεων από οποιοδήποτε δορυφορική πηγή PMW μπορούν να ενσωματωθούν. Σε δεύτερο χρόνο, αφαιρείται το Bias των ακατέργαστων εκτιμήσεων, μέσω της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας που ταιριάζει περισσότερο, σε σχέση με την ανάλυση των επίγειων ημερήσιων μετρήσεων, πάνω από τη γη (Xie et al., 2010) και μέσω προσαρμογής των δεδομένων, σε σχέση με πενθήμερες εκτιμήσεις από το πρόγραμμα Global Precipitation Climatology Project (GPCP) από επίγειους σταθμούς, πάνω από τους ωκεανούς (Xie et al., 2003). Στο Σχήμα 2.5 απεικονίζονται το διάγραμμα ροής για την παραγωγή των ακατέργαστων εκτιμήσεων και των εκτιμήσεων που έχουν απαλλαγθεί από το Bias.



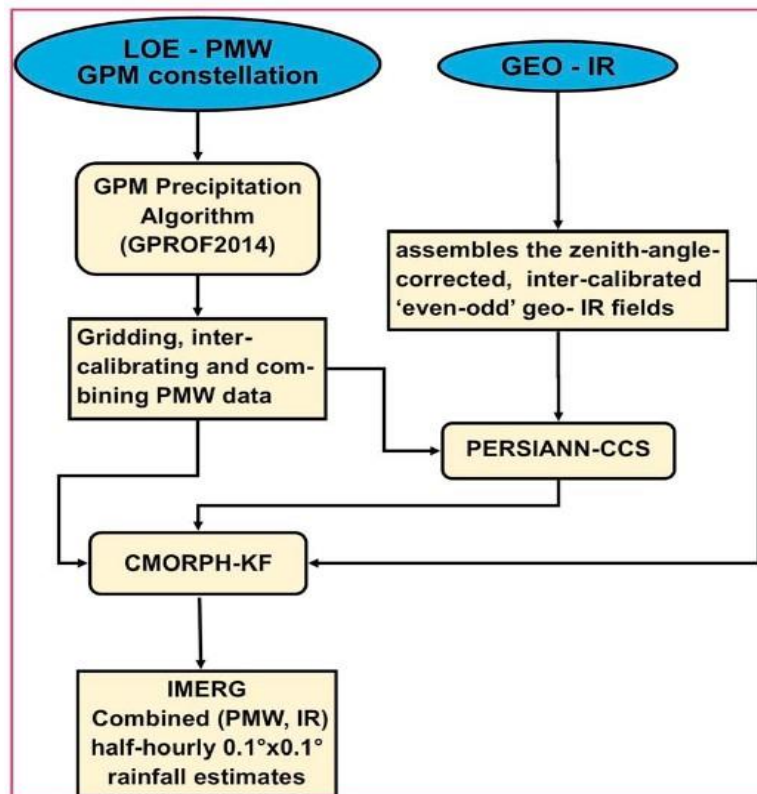
Σχήμα 2-5: Διάγραμμα ροής παραγωγής δορυφορικών εκτιμήσεων βροχόπτωσης CMORPH (Πηγή: Xie et al., 2017)

### Δεδομένα GPM IMERG V06 Final Run

Οι ολοκληρωμένες πολλαπλές δορυφορικές ανακτήσεις του GPM Imerg είναι ένας αλγόριθμος των ΗΠΑ που παρέχει δεδομένα βροχόπτωσης πολλαπλών δορυφόρων για την ομάδα GPM των ΗΠΑ. Η 06B είναι η τρέχουσα έκδοση του συνόλου των δεδομένων. Έχει ήδη ανακοινωθεί η έκδοση 07, η οποία αναμένεται να ξεκινήσει το Νοέμβριο του 2023. Αυτός ο αλγόριθμος προορίζεται για τη διαβαθμονόμηση, συγχώνευση και παρεμβολή όλων των δορυφορικών εκτιμήσεων βροχόπτωσης μαζί με αναλύσεις σταθμών βροχόπτωσης, δορυφορικές εκτιμήσεις υπερύθρων (IR) και ενδεχομένως άλλων εκτιμητών

κατακρήμνιση σε καλές κλίμακες χρόνου και χώρου για το TRMM και GPM, σε ολόκληρο τον πλανήτη.

Οι εκτιμήσεις από τους διάφορους αισθητήρες παθητικών μικροκυμάτων, που σχετίζονται με βροχόπτωση και συνθέτουν την αποστολή GPM, υπολογίζονται χρησιμοποιώντας την έκδοση του 2017 του αλγορίθμου Goddard Profiling (Kummerow et al., 2001), στη συνέχεια τοποθετούνται σε κάναβο, διαβαθμονομούνται στο προϊόν GPM Combined Radar Radiometer Analysis και συνδυάζονται σε μισάωρα πεδία  $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$  (Huffman et al., 2015). Αυτά παρέχονται στο φίλτρο Morphing - Kalman quasi - Lagrangian time interpolation procedure (Joyce and Xie, 2011) και στην εκτίμηση της βροχόπτωσης με τα τεχνητά νευρωνικά δίκτυα Cloud Classification System (PERSIANN-CCS) infrared (IR) re-calibration (Nguyen et al. 2018). Οι εκτιμήσεις Persiann - CCS υπολογίζονται, υποστηριζόμενες από έναν ασύγχρονο κύκλο αναβαθμονόμησης και στέλνονται στο φίλτρο Morphing - Kalman (CMORPH-KF) quasi - Lagrangian time interpolation procedure, που υποστηρίζεται από ένα ασύγχρονο κύκλο ενημέρωσης των βαρών KF. Στο Σχήμα 2.6 αναπαρίσταται το διάγραμμα ροής του αλγορίθμου GPM Imerg.

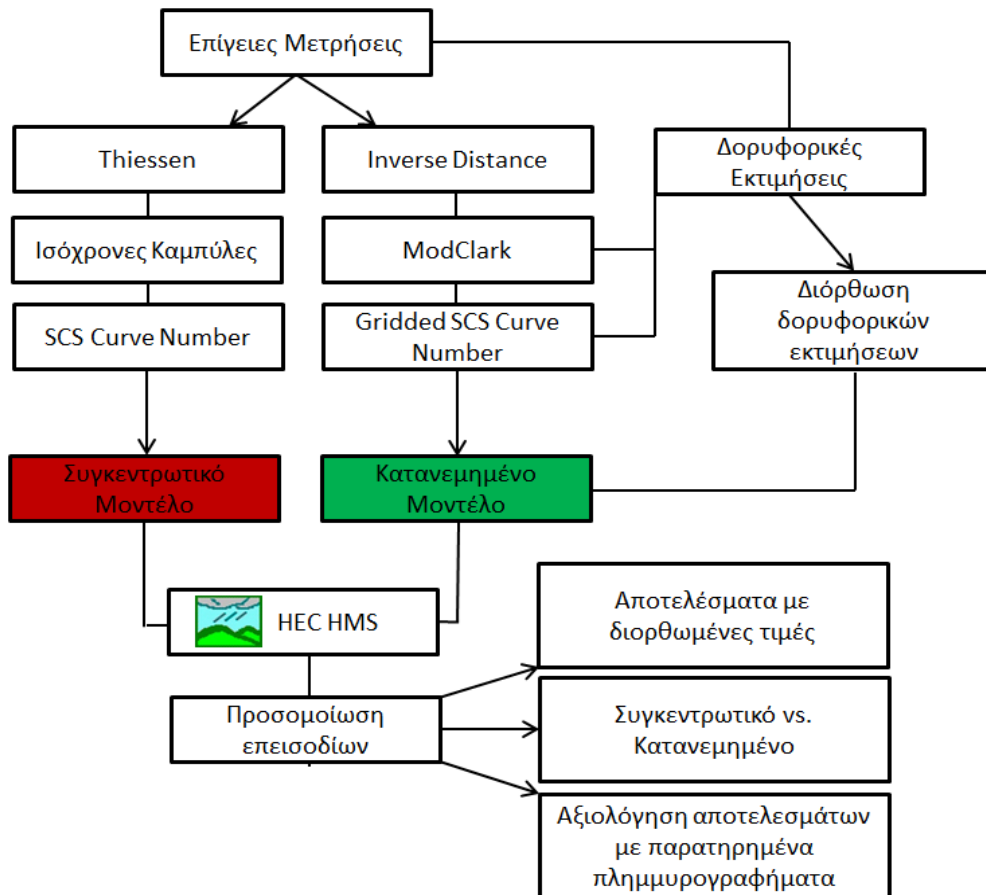


Σχήμα 2-6: Διάγραμμα ροής παραγωγής δορυφορικών εκτιμήσεων βροχόπτωσης GPM Imerg (Πηγή: Gebregiorgis et al., 2018)

Το σύστημα εκτελείται αρκετές φορές για κάθε χρόνο παρατήρησης, δίνοντας πρώτα μια γρήγορη εκτίμηση (IMERG Early Run) και παρέχει διαδοχικά καλύτερες εκτιμήσεις καθώς φτάνουν περισσότερα δεδομένα (IMERG Late Run). Το τελικό βήμα χρησιμοποιεί μηνιαία δεδομένα σταθμών, για τη δημιουργία των προϊόντων IMERG Final Run. Το IMERG Final Run χρησιμοποιεί μια προσαρμογή από το αντίστοιχο μηνιαίο Final Run, το οποίο συνδυάζει τα δεδομένα πολλαπλών δορυφόρων για το μήνα με ανάλυση GPCC στους επίγειους σταθμούς. Η προσαρμογή εντός του μήνα σε κάθε μισή ώρα είναι ένας πολλαπλασιαστής που έχει διορθωθεί για το μήνα, αλλά χωρικά μεταβαλλόμενος.

### 3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στο παρόν κεφάλαιο αναλύεται το θεωρητικό υπόβαθρο για όλες τις μεθόδους που εφαρμόστηκαν, για να υλοποιηθούν το συγκεντρωτικό μοντέλο με τις ισόχρονες καμπύλες και το κατανεμημένο μοντέλο ModClark, έτσι ώστε να προσομοιωθούν τα πέντε επιλεγμένα ιστορικά επεισόδια, στη ΛΑΠ της Καρύταινας. Απαραίτητο δεδομένο εισόδου σε κάθε περίπτωση είναι η χρονοσειρά βροχόπτωσης. Όσο αφορά στα βροχομετρικά δεδομένα των επίγειων σταθμών, απαιτείται η αναγωγή των σημειακών μετρήσεων σε όλη την έκταση της λεκάνης απορροής. Με βάση την επιφανειακή βροχόπτωση γίνεται στη συνέχεια ο προσδιορισμός της ενεργού βροχόπτωσης, με αφαίρεση των υδρολογικών απωλειών. Αντίστοιχα, τα δορυφορικά δεδομένα βρίσκονται σε μορφή κανάβου, με ορισμένο σύστημα αναφοράς το WGS 84. Στην περίπτωση του κατανεμημένου μοντέλου, εφαρμόστηκε η διακριτοποίηση της λεκάνης απορροής σε κανάβο 500×500 m και με σύστημα αναφοράς το WGS 84, ώστε να υπάρχει ταύτιση με τις δορυφορικές εκτιμήσεις. Επιπλέον, απαραίτητη προϋπόθεση για λειτουργήσει το μοντέλο στο HMS, είναι και ο μετασχηματισμός των δορυφορικών εκτιμήσεων και του κανάβου των Curve Numbers στο ίδιο μέγεθος κελιού. Σκοπός είναι να συγκριθούν το συγκεντρωτικό με το κατανεμημένο μοντέλο, αλλά και να διαπιστωθεί αν οι δορυφορικές εκτιμήσεις είναι ικανές να προσομοιώσουν επιτυχώς τα εξεταζόμενα επεισόδια. Στο Σχήμα 3.1 παρουσιάζονται συνοπτικά όλες οι μέθοδοι που ακολουθήθηκαν για την υλοποίηση της Διπλωματικής Εργασίας.



Σχήμα 3-1: Διάγραμμα ροής της Μεθοδολογίας

### 3.1 Γεωμορφολογική ανάλυση

Τα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών αποτελούν ένα βοηθητικό εργαλείο για την υδρολογική μοντελοποίηση μίας λεκάνης απορροής. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό HEC-GeoHMS, μία πρόσθετη εργαλειοθήκη του ArcGIS, για την δημιουργία των δεδομένων του υδρολογικού μοντέλου. Το HEC-GeoHMS περιέχει μεθόδους οπτικοποίησης της χωρικής πληροφορίας, οριοθέτησης λεκανών απορροής και καταγραφής υδρολογικών σχηματισμών. Επιπλέον, το λογισμικό είναι συμβατό με το υδρολογικό λογισμικό HEC-HMS που θα χρησιμοποιηθεί για την εφαρμογή υδρολογικών μεθόδων με στόχο την υδρολογική προσομοίωση των δύο μοντέλων βροχής απορροής. Πιο συγκεκριμένα, η έκδοση ArcMap 10.3 και το HEC-GeoHMS χρησιμοποιήθηκαν για να διευκολύνουν τις κάτωθι διεργασίες:

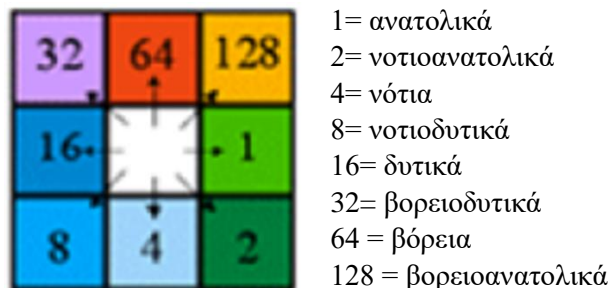
- Δημιουργία της λεκάνης απορροής και του υδρογραφικού δικτύου εντός αυτής.
- Υπολογισμός των χαρακτηριστικών υδρολογικών και γεωμορφολογικών παραμέτρων της λεκάνης απορροής.

- Δημιουργία του κανάβου των αριθμών Curve Number (CN).

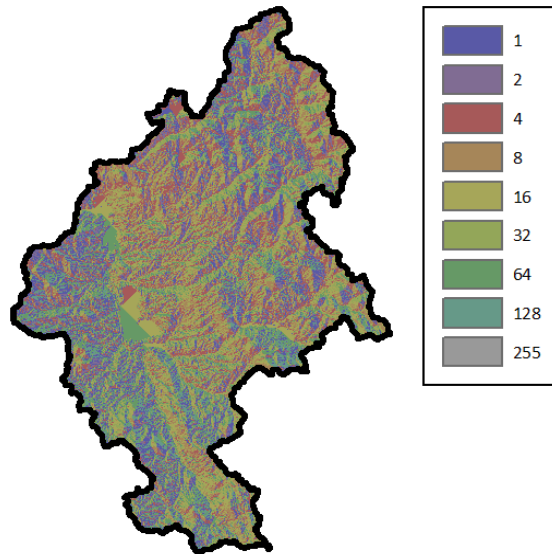
### 3.1.1 Λεκάνη απορροής

Ως δεδομένο εισόδου χρησιμοποιήθηκε το DEM ισοδιάστασης 30×30 m που διατίθεται ελεύθερα από το Ευρωπαϊκό πρόγραμμα Copernicus EU , με σύστημα αναφοράς το WGS 84. Το DEM «κόπηκε» στα όρια της ευρύτερης Περιφερειακής Ενότητας Πελοποννήσου και ορίστηκε και σαν έξοδος (outlet) η θέση Καρύταινα. Στο σημείο αυτό περιγράφονται συνοπτικά όλες οι εντολές που χρησιμοποιήθηκαν για την οριοθέτηση της λεκάνης απορροής που μελετάται. Όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα το εμβαδό της λεκάνης υπολογίστηκε στα 879 km<sup>2</sup>, ενώ με βάση τη γεωμορφολογική ανάλυση, ο υδροκρίτης της ΛΑΠ Καρύταινας έχει περίμετρο 276241 m και το μήκος της κύριας μισγάγγειας υπολογίστηκε στα 66.0 km.

- Fill Sinks: Διορθώνει ατέλειες του DEM που αποτρέπουν την απορροή των pixels (π.χ. εγκλωβισμός σε βυθίσματα). Χρησιμοποιείται για να εξασφαλιστεί η ορθότητα της οριοθέτησης των λεκανών και των υδατικών δικτύων καθώς εάν δεν διορθωθούν τα βυθίσματα, τα παράγωγα υδατικά δίκτυα μπορεί να φαίνονται ασυνεχή.
- Flow direction: Κατασκευάζει ένα νέο raster αρχείο, όπου οι τιμές των φατνίων έχουν ένα μοναδικό νούμερο ανάλογα με την διεύθυνση που θα ακολουθήσει μία σταγόνα, εφόσον βρεθεί εντός του φατνίου. Για κάθε φατνίο υπάρχουν οκτώ διαφορετικές πιθανές κατευθύνσεις ροής που συνδέονται με τα γειτονικά φατνία που το περιβάλλουν. Στην συνέχεια, ελέγχονται οι τιμές του υψομέτρου στα φατνία αυτά και ορίζεται η κατεύθυνση ροής από τα φατνία με τις μεγαλύτερες τιμές υψομέτρου προς αυτά με τις μικρότερες (Σχήμα 3.2). Το αποτέλεσμα της εκτέλεσης της εντολής φαίνεται στο Σχήμα 3.3.

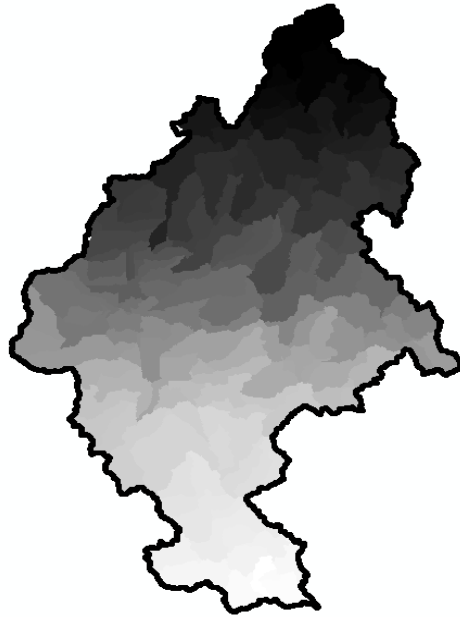


Σχήμα 3-2: Τιμή κελιού ανάλογα με την διεύθυνση ροής (Πηγή: Μπουρνάς, 2022)



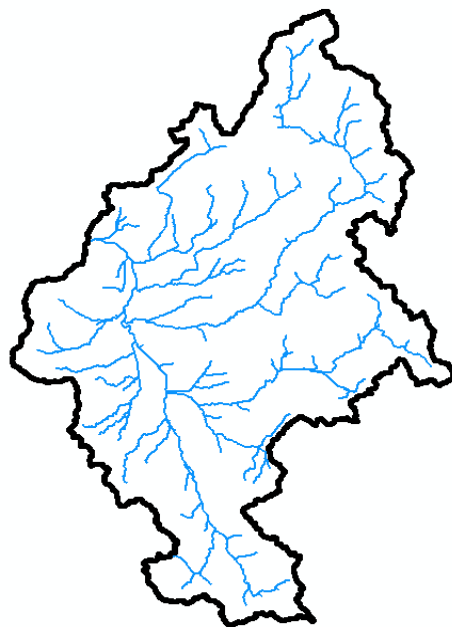
Σχήμα 3-3: Flow Direction Raster

- **Flow accumulation**: Κατασκευάζει ένα νέο raster όπου οι τιμές των φατνίων του ορίζουν τον αριθμό των φατνίων που απορρέουν στο συγκεκριμένο φατνίο. Εφαρμόζεται για την παραγωγή του υδρογραφικού δικτύου, καθώς τα φατνία με τις μεγαλύτερες τιμές τείνουν να είναι κομμάτι του υδρογραφικού δικτύου.
- **Stream definition**: Ορίζεται ένα κατώφλι φατνίων, στο Flow Accumulation, πάνω από το οποίο όλα τα φατνία που έχουν τιμές μεγαλύτερες από το κατώφλι αποτελούν τμήμα του υδρογραφικού δικτύου, ενώ οι τιμές που είναι μικρότερες από το κατώφλι δεν αποτελούν υδρογραφικό δίκτυο ανήκουν στην χερσαία ροή. Η τιμή του κατωφλίου που ορίστηκε για την ευρύτερη έκταση της Πελοποννήσου, ήταν 31070 pixels, που ανάγεται σε 25.0 km<sup>2</sup>. Η τιμή του κατωφλίου επηρεάζει το υδρογραφικό δίκτυο, καθώς όσο μικρότερη είναι η τιμή του τόσο πυκνότερο είναι και οι χρόνοι απορροής μειώνονται. Αντιθέτως, μεγάλες τιμές κατωφλίου δημιουργούν μικρότερο υδρογραφικό δίκτυο και οι χρόνοι απορροής αυξάνονται.
- **Stream segmentation**: Με την εντολή αυτή, το υδρογραφικό δίκτυο που προέκυψε προηγουμένως χωρίζεται σε μικρότερα τμήματα. Στα σημεία που υπάρχουν συμβολές δημιουργούνται κόμβοι και ανάμεσα σε δυο κόμβους ορίζεται ένας κλάδος.
- **Catchment grid delineation**: Δημιουργεί υπολεκάνες για κάθε τμήμα του υδρογραφικού δικτύου που ορίστηκε προηγουμένα (Σχήμα 3.4).



Σχήμα 3-4: Δημιουργημένες υπολεκάνες για κάθε τμήμα του υδρογραφικού δικτύου

- Catchment polygon processing: Μετατρέπει τις υπολεκάνες του προηγούμενου βήματος σε αρχείο vector.
- Drainage line processing: Μετασχηματίζει το υδρογραφικό δίκτυο σε αρχείο vector (Σχήμα 3.5).



Σχήμα 3-5: Υδρογραφικό δίκτυο εντός της ΛΑΠ Καρύταινας



### 3.1.2 Κάναβος Curve Number

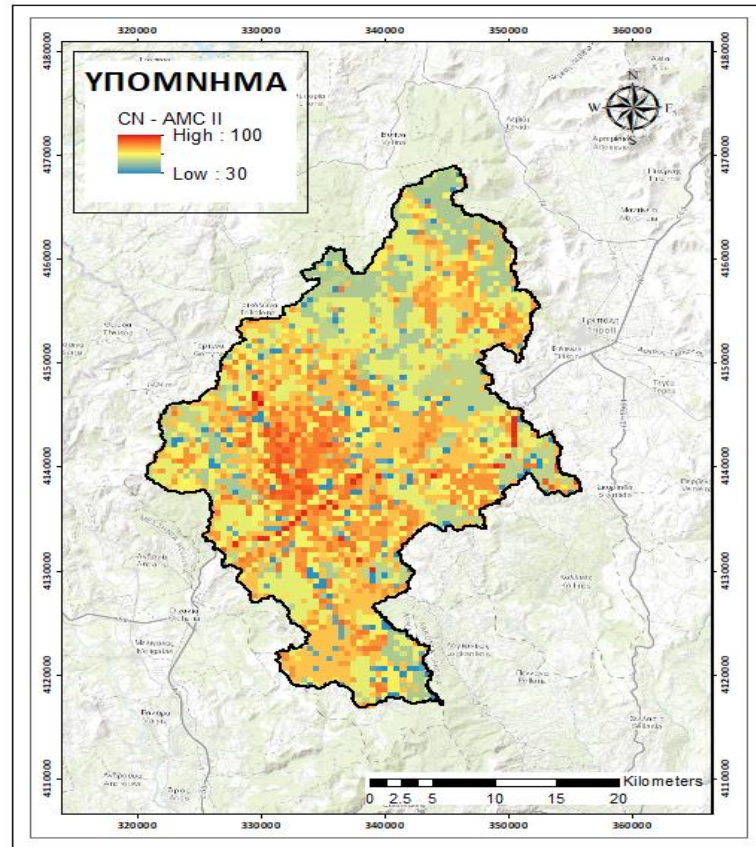
Στο κεφάλαιο αυτό αναλύεται η διαδικασία εξαγωγής του κανάβου των Curve Number, με μεθόδους GIS. Για την εφαρμογή του κατανεμημένου μοντέλου χρειάζονται δύο δεδομένα εισόδου: α) η τιμές της βροχής σε μορφή κανάβου και β) ο κανάβος των Curve Number, έτσι ώστε κάθε σε κελί διάστασης 500×500 m να αντιστοιχεί και μία τιμή, σε αντίθεση με το συγκεντρωτικό, όπου χρησιμοποιείται μία και μοναδική τιμή που αντιπροσωπεύει ολόκληρη τη λεκάνη απορροής. Όπως αναλύεται και σε επόμενο κεφάλαιο οι τιμές του CN που εξαρτάται από την υδρολογική κατάσταση του εδάφους, είναι μείζονος σημασίας καθώς παίζουν σημαντικό ρόλο στην εκτίμηση των απωλειών της βροχόπτωσης. Αρχικά, δημιουργήθηκε μία ζώνη buffer 15 km, γύρω από τα όρια της λεκάνης απορροής, καθώς αν δε γίνει αυτό, ενδέχεται σε κάποια κελιά που βρίσκονται κοντά στα όρια της λεκάνης να απουσιάζει τιμή και σε τέτοια περίπτωση το μοντέλο δε θα μπορεί να λειτουργήσει. Τα δεδομένα που απαιτούνται για την εξαγωγή του ζητούμενου κανάβου, είναι το layer των χρήσεων γης (Lu layer) και το layer του υδρολογικού τύπου εδάφους (soil layer), όπως προέκυψε από ψηφιοποίηση. Τα δύο layers πρέπει να είναι σε μορφή vector. Η SCS παρέχει αναλυτικούς πίνακες για τιμές Curve Number, για υγρασιακή κατάσταση AMC II και ανάλογα με τη χρήση γης, ωστόσο οι χρήσεις γης που αναγράφονται στους πίνακες αυτούς δε συμπίπτουν με την κατηγοριοποίηση του Corine 2018 και ως εκ τούτου οι χρήσεις γης της περιοχής ομαδοποιήθηκαν σε λιγότερες κατηγορίες, συγκεκριμένα δώδεκα σε αριθμό.

Σε επόμενο βήμα, δημιουργήθηκαν τέσσερα νέα πεδία PctA, PctB, PctC και PctD στο soil layer, τα οποία υποδηλώνουν το ποσοστό κάθε υδρολογικού τύπου εδάφους σε κάθε ψηφιοποιημένο πολύγωνο. Για παράδειγμα σε ένα πολύγωνο, έστω υδρολογικού τύπου A, οι τιμές των πεδίων αυτών θα είναι: PctA = 100, PctB = 0, PctC = 0 και PctD = 0. Στη συνέχεια, μέσω της εντολής Union, δημιουργήθηκε ένα νέο layer με δεδομένα εισόδου τα Lu layer και Soil Layer. Το εξαγόμενο layer αποκτάει τις ιδιότητες και των δύο δεδομένων εισόδου. Ωστόσο, τα όρια των δύο layer εισόδου δεν ταυτίζονται απόλυτα με αποτέλεσμα να υπάρχουν πολύγωνα (silver polygons) που υιοθετούν τις ιδιότητες μόνο τους ενός εκ των δύο layers (Merwade, 2019). Ο απλούστερος τρόπος διαχείρισης αυτών είναι να διαγραφούν, καθώς δεν έχουν και κάποια χρησιμότητα, αφού τα όρια κατασκευής του κανάβου Curve Number βρίσκονται 15 km περιμετρικά του υδροκρίτη. Τελευταίο βήμα, πριν την εξαγωγή του ζητούμενου κανάβου ήταν η δημιουργία ενός πίνακα (CNlookup), (Πίνακας 3.1) από τον οποίο το GIS αντλεί δεδομένα για να καταχωρήσει τιμές CN σε

κάθε κελί. Τέλος, με την χρήση της εντολής Resample ArcGIS έγινε αλλαγή της διαστασιολόγησης του κανάβου σε 500×500 m, έτσι ώστε να υπάρχει αντιστοίχιση με τη διακριτοποίηση της λεκάνης απορροής. Στην Σχήμα 3.6 απεικονίζεται ο κανάβος των Curve Number, εντός της λεκάνης απορροής. Η μέση τιμή αυτού, χρησιμοποιήθηκε για το συγκεντρωτικό μοντέλο και ισούται με 69.2.

Πίνακας 3-1: CNlookup Table για τις τιμές των Curve Number

Description	Curve Number by Hydrologic Soil Group				Typical Land Uses
	A	B	C	D	
Residential (High Density)	77	85	90	92	Multi-family, Apartments, Condos, Trailer Parks
Residential (Low Density)	48	66	78	83	Single-Family, Lot Size 1 acre and Greater
Commercial	89	92	94	95	Strip Commercial, Shopping Ctrs, Convenience Stores
Industrial	81	88	91	93	Light Industrial, Schools, Prisons, Treatment Plants
Disturbed/Transitional	76	85	89	91	Gravel Parking, Quarries, Land Under Development
Agricultural	67	77	83	87	Cultivated Land, Row crops, Broadcast Legumes
Open Land	39	61	74	80	Parks, Golf Courses, Greenways, Grazed Pasture
Meadow	30	58	71	78	Hay Fields, Tall Grass, Ungrazed Pasture
Woods (Thick Cover)	30	55	70	77	Forest Litter and Brush adequately cover soil
Woods (Thin Cover)	43	65	76	82	Light Woods, Woods-Grass combination, Tree Farms
Impervious	98	98	98	98	Paved Parking, Shopping Malls, Major Roadways
Water	100	100	100	100	Water Bodies, Lakes, Ponds, Wetlands



Σχήμα 3-6: Κάναβος CN για την περιοχή μελέτης

### 3.2 Επιφανειακή ολοκλήρωση βροχόπτωσης

Κατά κανόνα, οι παρατηρήσεις βροχόπτωσης λαμβάνονται από τους βροχογράφους που είναι εγκατεστημένοι στους μετεωρολογικούς σταθμούς και επομένως πρόκειται για σημειακές μετρήσεις της βροχόπτωσης. Προκειμένου να γίνει αναγωγή των σημειακών μετρήσεων σε επιφανειακή βροχόπτωση, η οποία αντιπροσωπεύει ολόκληρη τη λεκάνη απορροής που εξετάζεται, εφαρμόζονται μέθοδοι επιφανειακής ολοκλήρωσης. Υπάρχει πληθώρα μεθόδων εκτίμησης της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης, οι οποίες διαχωρίζονται σε μεθόδους άμεσης ολοκλήρωσης και στις μεθόδους προσαρμογής επιφάνειας (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2003). Οι πρώτες υπολογίζουν την επιφανειακή βροχόπτωση απευθείας, από τις τιμές της σημειακής βροχόπτωσης, ενώ οι δεύτερες εκτιμούν αρχικά τη γεωγραφική μεταβλητότητα της βροχόπτωσης στην υπό εξέταση περιοχή και ακολούθως υπολογίζουν την επιφανειακή βροχόπτωση. Ανεξάρτητα από τη μέθοδο, η αξιοπιστία του τελικού αποτελέσματος εξαρτάται από την πυκνότητα της σημειακής πληροφορίας. Η ολοκλήρωση είναι τόσο επιτυχής όσο πυκνότερο είναι το

δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών. Δυστυχώς, τα δίκτυα δεν είναι συνήθως αρκετά πυκνά, ενώ σε ορισμένες δυσπρόσιτες περιοχές οι σταθμοί σπανίζουν.

### 3.2.1 Μέθοδος πολυγώνων Thiessen

Η μέθοδος αυτή είναι πάρα πολύ απλή μέθοδος για την αναγωγή των μετρήσεων ενός βροχομετρικού δικτύου στο χώρο και τον υπολογισμό του μέσου ισοδυναμού ύψους κατακρημνίσεων σε μία περιοχή. Πρόκειται για το σταθμισμένο μέσο όρο των βροχομετρικών παρατηρήσεων  $P_i$  των σταθμών με βάρη. Τα εμβαδά των πολυγώνων επηρεασμού  $A_i$  κάθε σταθμού προκύπτουν με τη χάραξη των μεσοκαθέτων επί των αποστάσεων των σταθμών, μεταξύ τους (Τσακίρης και Βαγγέλης, 2009). Αν  $P_o$  είναι το μέσο βροχομετρικό ύψος και  $A$  το εμβαδό της λεκάνης, τότε το  $P_o$  υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.1), ως εξής:

$$P_o = \sum \frac{A_i \times P_i}{A} \quad (3.1)$$

Δύο βασικά μειονεκτήματα αυτής της μεθόδου είναι η ανάγκη αλλαγής του συστήματος των πολυγώνων, όταν προστίθεται ή αφαιρείται ένας σταθμός, καθώς επίσης και το γεγονός ότι δε λαμβάνονται υπόψη οι τοπογραφικές ιδιομορφίες του ανάγλυφου (Νικολακόπουλος, 2015). Το πρώτο μειονέκτημα συναντάται και στα επεισόδια που μελετώνται, καθώς στα επεισόδια 1 και 2 δεν υπάρχουν καταγραφές από τους σταθμούς της Ελάτης και του Λεβιδίου, επομένως τα βάρη των σταθμών στα επεισόδια 1 και 2 (Πίνακας 3.2) διαφέρουν από αυτά των επεισοδίων 3,4 και 5 (Πίνακας 3.3), όπου προστίθενται οι δύο σταθμοί.

Πίνακας 3-2: Συντελεστές Thiessen ανά βροχομετρικό σταθμό για τα επεισόδια 1 και 2

Σταθμός	Βάρος Thiessen
Ανδρίτσαινα	0.021
Λυκόχια	0.262
Μεγαλόπολη	0.477
Στεμνίτσα	0.050
Τρίπολη	0.057
Βυτίνα	0.061
Αλαγονία	0.072

Πίνακας 3-3: Συντελεστές Thiessen ανά βροχομετρικό σταθμό για τα επεισόδια 3, 4 και 5

Σταθμός	Βάρος Thiessen
Ανδρίτσαινα	0.021
Ελάτη	0.024
Λυκόχια	0.247
Μεγαλόπολη	0.477
Στεμνίτσα	0.047
Τρίπολη	0.052
Βυτίνα	0.022
Λεβίδι	0.038
Αλαγονία	0.072

### 3.2.2 Μέθοδος σταθμισμένης παρεμβολής αντίστροφης απόστασης

Η μέθοδος σταθμισμένης παρεμβολής αντίστροφης πόστασης (Inverse distance weighting - IDW) σχεδιάστηκε αρχικά για εφαρμογές πρόβλεψης σε πραγματικό χρόνο. Περιλαμβάνει διαδικασίες για αυτόματη χρήση των πλησιέστερων διαθέσιμων δεδομένων από σταθμούς, αλλά μεταβαίνει σε πιο απομακρυσμένους σταθμούς, εάν οι κοντινοί σταθμοί σταματήσουν να καταγράφουν ή περιέχουν ελλιπή δεδομένα (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. 2012). Είναι ντετερμινιστική μέθοδος που εφαρμόζεται στη χωρική μοντελοποίηση. Η εκτίμηση βασίζεται σε σταθμισμένους μέσους όρους, οι οποίοι είναι ανάλογοι με το αντίστροφο της απόστασης μεταξύ των σημείων παρεμβολής και μέτρησης (Shepard 1968). Το εύρος των υπολογιζόμενων τιμών δεν μπορεί να ξεπερνά το εύρος των τιμών που έχουν μετρηθεί (Λουκάς, 2017). Ο γενικός τύπος εκφράζεται από την Εξίσωση (3.2).

$$\hat{Z}_{S_0} = \sum_{i=1}^n \lambda_i \times Z_{S_i} \quad (3.2)$$

Όπου:

$\hat{Z}_{S_0}$  η εκτιμώμενη τιμή του  $Z$  στο  $S_0$

$Z_{S_i}$  η μετρημένη τιμή που βρίσκεται στο  $S_i$

$\lambda_i$  το βάρος του  $Z_{S_i}$

$n$  ο αριθμός των μετρήσεων

Το βάρος  $\lambda_i$  υπολογίζεται αντίστοιχα ως εξής:

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{d_i^p}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^p}} \quad (3.3)$$

Όπου:

$d_i$  η απόσταση μεταξύ  $S_0$  και  $S_i$

$P$  μία παράμετρος δύναμης

$n$  ο αριθμός του δείγματος

Οι κοντινοί σταθμοί έχουν μεγαλύτερο βάρος, άρα και μεγαλύτερη επιρροή στην εκτίμηση της τιμής του  $\hat{Z}_{S_0}$  (Nalder and Wein 1998). Σημαντική παράμετρος για ακρίβεια της μεθόδου είναι η τιμή της δύναμης  $P$ . Βασικό πλεονέκτημα της IDW είναι ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε οποιαδήποτε κατάσταση, ενώ η μέθοδος Kriging απαιτεί επαρκή ποσότητα δεδομένων για την παραγωγή ενός αξιόπιστου διαγράμματος ημιδιασποράς (Wagner et al., 2012). Αντίθετα, έχει το μειονέκτημα ότι όταν χρησιμοποιείται για δεδομένα με ετερογενή χωρική πυκνότητα, συχνά η ακρίβεια μειώνεται (Ανδρικοπούλου, 2021).

### 3.3 Μέθοδος υδρολογικών απωλειών SCS Curve Number

Η εκτίμηση των απωλειών της βροχής αποτελεί συνήθως ένα δύσκολο πρόβλημα, που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της βροχής και της λεκάνης απορροής (Τσακίρης και Βαγγέλης, 2009, 2013). Οι απώλειες αυτές αναφέρονται συνήθως στην εξάτμιση του νερού, στη διήθηση του εδάφους, στην αποθήκευση του στη βλάστηση και τη συγκράτηση του σε κοιλότητες διαφόρων επιφανειών, που το συγκρατούν και δεν του επιτρέπουν να συνεχίσει την επιφανειακή ροή. Το τμήμα βροχής που προκύπτει μετά την αφαίρεση των απωλειών, καλείται περίσσειμα βροχής (rainfall excess) ή ενεργός βροχόπτωση (effective rainfall). Η μέθοδος SCS θεωρεί ότι οι αρχικές απώλειες αντιστοιχούν στο 20% των συνολικών απωλειών  $S$ . Ωστόσο, μελέτες τόσο στον Ελλαδικό χώρο (Baltas et al., 2007), (Soulis and Valiantzas, 2012), (Pechlivanidis et al., 2015), όσο και σε διεθνή κλίμακα (Woodward et al., 2003), (Shi et al., 2009), (Fu et al., 2011), (D'Asaro et al., 2014), (Yuan et al., 2014), (Hosseini and Mahjouri, 2018), (Caletka et al., 2020), (Krajewski et al., 2020), αναφέρονται στην αβεβαιότητα αυτής της τιμής και απέδειξαν ότι είναι συνήθως υπερβολική και συνήθως προτείνονται από τις παραπάνω μελέτες, τιμές από 5% έως 15%. Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, η τιμή αυτή θεωρήθηκε ίση με 10% και σταθερή για όλα τα επεισόδια που εξετάστηκαν. Ορίζονται τα μεγέθη  $P_e$ : το ενεργό ύψος βροχόπτωσης τη χρονική στιγμή  $t$ ,  $P$ : το συνολικό ύψος βροχόπτωσης την ίδια χρονική στιγμή  $t$ ,  $I_a = 0.2 \times S$ : οι αρχικές απώλειες σε mm και  $S$ : η μέγιστη δυνητική κατακράτηση σε mm που συνδέεται με τον αριθμό καμπύλης CN, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$S = 254 \times \left( \frac{100}{CN} - 1 \right) \quad (3.4)$$

Αντίστοιχα, η ενεργός βροχώπτωση υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.5):

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (3.5)$$

Με την παραδοχή ότι  $I_a=0.2 \times S$ , η 3.5 μετασχηματίζεται σε:

$$P_e = \begin{cases} 0, & P_e < 0.2 \times S \\ \frac{(P - 0.2 \times S)^2}{P + 0.8 \times S}, & P_e > 0.2 \times S \end{cases} \quad (3.6)$$

Επομένως, αν  $I_a=0.1 \times S$ , τότε:

$$P_e = \begin{cases} 0, & P_e < 0.1 \times S \\ \frac{(P - 0.1 \times S)^2}{P + 0.9 \times S}, & P_e > 0.1 \times S \end{cases} \quad (3.7)$$

Η μέθοδος SCS περιλαμβάνει την επιλογή μίας καταιγίδας και τον υπολογισμό της άμεσης απορροής, με τη χρήση καμπυλών που δημιουργήθηκαν από μελέτες πεδίου, σχετικά με το ποσό της παρατηρημένης απορροής σε διάφορους εδαφικούς συνδυασμούς (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2003). Ο αριθμός καμπύλης CN παίρνει τιμές από 0 έως 100 και εξάγεται από πίνακες, ανάλογα με τον τύπο του εδάφους και την υδρολογική κατάσταση. Στο καταναμημένο μοντέλο, στα κελιά του κανάβου είναι πιθανό να προκύψουν παραπάνω από μια τιμή CN που τους αντιστοιχεί. Έτσι, η τελική τιμή του συντελεστή για κάθε κελί προκύπτει από εξίσωση:

$$CN_{composite} = \frac{\sum A_i \times CN_i}{\sum A_i} \quad (3.8)$$

Όπου:

i ο δείκτης υποδιαίρεσης του κελιού ανάλογα με την τιμή CN.

$A_i$  η περιοχή αποστράγγισης της υποδιαίρεσης i.

$CN_i$  η τιμή CN που αντιστοιχεί στην περιοχή  $A_i$ .

Οι τιμές του CN διαχωρίζονται ανάλογα με τις υπάρχουσες συνθήκες εδαφικής υγρασίας. Για τις συνθήκες υγρασίας κατάστασης II, η SCS δίνει αναλυτικούς πίνακες με τιμές του CN για κάθε υδρολογική ομάδα εδαφών και για διάφορες χρήσεις γης. Η υγρασιακή κατάσταση εξαρτάται από τη συνολική βροχώπτωση των τελευταίων πέντε

ημερών, πριν την εμφάνιση του εκάστοτε επεισοδίου βροχής. Οι κατηγορίες υγρασιακής κατάστασης είναι:

- Κατάσταση I (AMC-I): Η κατάσταση κατά την οποία τα εδάφη είναι στεγνά, αλλά όχι στο σημείο μόνιμης μάρανσης και όταν λαμβάνει χώρα ικανή άροση ή καλλιέργεια. Η βροχόπτωση των προηγούμενων πέντε ημερών είναι μικρότερη από 13 mm ή μικρότερη των 35 mm, για ξηρή και υγρή περίοδο αντίστοιχα.
- Κατάσταση II (AMC-II): Η μέση περίπτωση για ετήσιες πλημμύρες, δηλαδή ο μέσος όρος των συνθηκών που προηγήθηκαν της μέγιστης ετήσιας πλημμύρας, σε αρκετές λεκάνες απορροής. Αντιστοιχεί σε βροχόπτωση των προηγούμενων πέντε ημερών από 13 έως 28 mm, για ξηρή περίοδο ή για 35 έως 53 mm, για υγρή περίοδο.
- Κατάσταση III (AMC-III): Η κατάσταση στην οποία επικρατούν υγρές συνθήκες και τα εδάφη είναι σχεδόν κορεσμένα. Ορίζεται για βροχόπτωση των τελευταίων πέντε ημερών μεγαλύτερης των 28 mm, σε ξηρή περίοδο και μεγαλύτερες των 53 mm, για υγρή περίοδο.

Σε υγρασιακές συνθήκες Κατάστασης I ή III, οι τιμές των CN υπολογίζονται συναρτήσει του  $CN_{II}$  (CN για Κατάσταση II), σύμφωνα με τις Εξισώσεις (3.9) και (3.10):

$$CN_I = \frac{CN_{II}}{2.281 - 0.01281 \times CN_{II}} \quad (3.9)$$

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.427 + 0.00573 \times CN_{II}} \quad (3.10)$$

Μία άλλη μεθοδολογία που χρησιμοποιείται ευρέως για την εκτίμηση της υγρασιακής κατάστασης είναι ο δείκτης API (Antecedent Precipitation Index) (Koehler & Linsley, 1951). Ο δείκτης API εξαρτάται από την εκάστοτε προηγούμενη ημέρα  $i$ , την αντίστοιχη τιμή βροχόπτωσης  $P_i$  και μία παράμετρο  $k$  που κυμαίνεται στο διάστημα  $[0.80, 0.98]$  (Viessman and Lewis, 1996). Στην παρούσα εργασία εφαρμόζεται ο κανονικοποιημένος δείκτης API, που ονομάζεται NAPI (Normalized Antecedent Precipitation Index) (Heggen, 2001) που υπολογίζεται σύμφωνα με την Εξίσωση (3.11). Η παράμετρος  $k$  λαμβάνεται ίση με 0.90. Η υγρασιακή κατάσταση I ορίζεται για  $NAPI < 0.33$ , η II για  $0.33 < NAPI < 3$  και η III για  $NAPI > 3$  (Hong et al., 2007). Ο αριθμητής επεκτείνεται μέχρι την ημέρα εμφάνισης του επεισοδίου, αλλά τονίζεται ότι η αντίστοιχη τιμή βροχόπτωσης  $P_0$ , ορίζεται μέχρι και τη χρονική στιγμή που ξεκινάει το επεισόδιο.



$$NAPI = \frac{\sum_{t=0}^{-i} P_t \times k^{-t}}{\bar{P} \times \sum_{t=-1}^{-i} k^{-t}} \quad (3.11)$$

Όπου:

$i$  5 ο αριθμός των προηγούμενων ημερών που λαμβάνονται υπόψη

$\bar{P}$  η μέση βροχόπτωση των προηγούμενων ημερών

$k^{-t}$  η ημερήσια τιμή της παραμέτρου  $k$

Σύμφωνα με την (3.11), αν για κάθε προηγούμενη ημέρα η βροχόπτωση είναι  $\bar{P}$  και για  $i=0$ ,  $P_0=0$ , τότε ο δείκτης NAPI θα ισούται με τη μονάδα. Για κάθε επεισόδιο εκτιμήθηκε ο δείκτης NAPI, συνεπώς και η υγρασιακή κατάσταση με βάση την παραπάνω μεθοδολογία και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.4.

Πίνακας 3-4: Δείκτης NAPI και υδρολογική κατάσταση των επεισοδίων βροχής

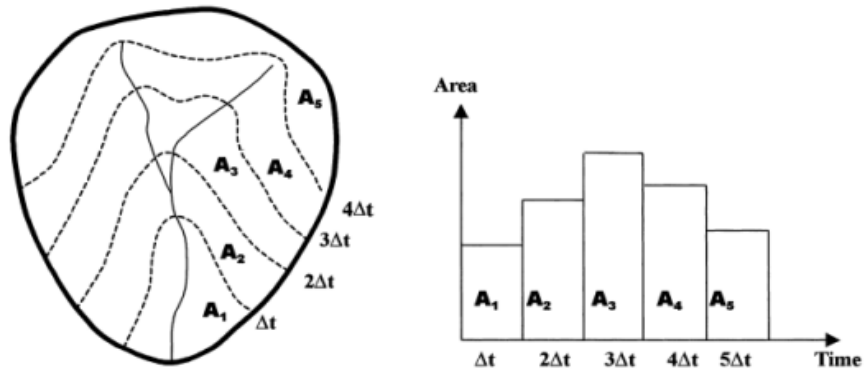
Επεισόδιο	Δείκτης NAPI	AMC Class
1	1.05	II
2	1.23	II
3	1.20	II
4	0.98	II
5	1.04	II

### 3.4 Μοντέλα βροχής - απορροής

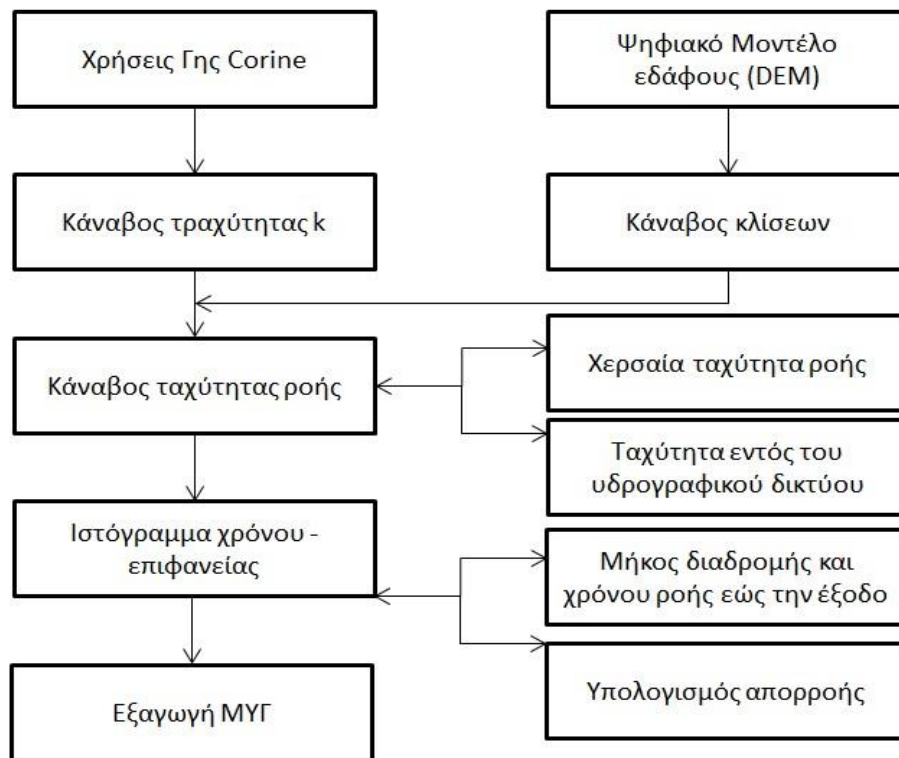
#### 3.4.1 Ισόχρονες Καμπύλες

Βασικός στόχος της μεθοδολογίας που αναπτύσσεται είναι η εκτίμηση της αιχμής της πλημμύρας και του χρόνου που απαιτείται για την πλημμυρική αιχμή, αμέσως μετά την εμφάνιση της βροχόπτωσης. Βασίζεται στο ιστόγραμμα χρόνου - επιφάνειας (καμπύλη) που δείχνει τη χωρική και χρονική σχέση μεταξύ των χρόνων, στους οποίους το νερό ρέει μέσα στη λεκάνη. Η καμπύλη μπορεί να εκφραστεί με αναταξινόμηση του χρόνου συγκέντρωσης σε συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα (Tsanakas et al., 2016). Αυτά τα χρονικά διαστήματα ονομάζονται ισόχρονες καμπύλες, δηλαδή σημεία εντός των ορίων της λεκάνης που απορρέουν στο ίδιο χρονικό βήμα (Σχήμα 3.7). Οι ισόχρονες καμπύλες δε μπορεί να διασταυρωθούν μεταξύ τους, καθώς η καθεμία περιλαμβάνει σημεία διαφορετικής χρονικής απόστασης από την έξοδο της λεκάνης και πρέπει να εκτείνονται μόνο εντός των ορίων της λεκάνης (Dooge, 1959). Σύμφωνα με τη θεωρία του ΜΥΓ, σε μία λεκάνη απορροής η χρονική βάση της πλημμύρας είναι ίδια, ανεξάρτητα από την ποσότητα της ενεργού βροχόπτωσης και οι τεταγμένες του υδρογραφήματος είναι ανάλογες με την ποσότητα της βροχόπτωσης (Chow et al., 1988). Παρακάτω

περιγράφονται τα βήματα και οι εξισώσεις για την εξαγωγή του ΜΥΓ μέσω ισόχρονων καμπυλών, με τη χρήση λογισμικών ArcGIS και HEC-GeoHMS. Το ψηφιακό μοντέλο εδάφους (DEM), η κατανομή του υδρογραφικού δικτύου και ο χάρτης χρήσεων γης Corine 2018 αποτέλεσαν τα δεδομένα εισόδου. Τα στάδια παραγωγής του ΜΥΓ της μεθόδου παρουσιάζονται συνοπτικά στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 3.8 και αναλύονται στη συνέχεια.



Σχήμα 3-1: Σχηματική αναπαράσταση ισόχρονων καμπυλών (Πηγή: Saghafian et al., 2002)



Σχήμα 3-8: Διάγραμμα ροής του συγκεντρωτικού μοντέλου Ισόχρονων Καμπυλών

Δημιουργήθηκε ο κάναβος κλίσεων επί τοις εκατό (Slope\_Percent) της περιοχής μελέτης με τη χρήση του εργαλείου Slope του ArcGIS, προκειμένου να χρησιμοποιηθεί έπειτα στον υπολογισμό της ταχύτητας ροής. Επίσης, εφαρμόστηκε η Εξίσωση (3.12).

Υπολογίστηκαν οι χερσαίες ταχύτητες ροής ( $V_{overland}$ ) και οι ταχύτητες εντός του υδρογραφικού δικτύου ( $V_{channel}$ ). Η χερσαία ροή εξαρτάται από την κλίση του εδάφους καθώς και τις χρήσεις γης της περιοχής, ενώ η ποτάμια ροή προέκυψε συναρτήσει της χερσαίας ταχύτητας ροής λαμβάνοντας υπόψη την ιεράρχηση του υδρογραφικού δικτύου. Ίσως πρόκειται για το σημαντικότερο βήμα, καθώς βάσει των ταχυτήτων  $V_{channel}$ , πραγματοποιήθηκε η βαθμονόμηση του εξαγόμενου ΜΥΓ, έτσι ώστε να προσομοιάζει όσο το δυνατόν περισσότερο το παρατηρημένο ΜΥΓ της ΔΕΗ. Αρχικά, αποδόθηκε ένα εύρος τιμών  $k$  σε  $m/s$  (Πίνακας 3.5) στις καλύψεις γης του Corine 2018. Ο συντελεστής  $k$ , σχετίζεται με τον συντελεστή τραχύτητας και αποτελεί την ταχύτητα κίνησης του νερού επί εδάφους ανάλογα με την χρήση γης (Μπουρνάς, 2022). Ο συντελεστής στη συνέχεια πολλαπλασιάστηκε με το 100 ( $K_{100}$ ) και προέκυψαν οι χερσαίες ταχύτητες ροής.

$$Sqrt\_Slope = \sqrt{\frac{Slope\_Percent}{100}} \quad (3.12)$$

Πίνακας 3-5: Συντελεστής τραχύτητας εδάφους σε σχέση με την κάλυψη γης (Πηγή: Καββαδά, 2012, Ανδρικοπούλου, 2021)

Κωδικός Corine	$K_{100}$	Περιγραφή
112	115	Διακεκομμένη αστική οικοδόμηση
121	115	Βιομηχανικές ή εμπορικές ζώνες
122	115	Οδικά και σιδηροδρομικά δίκτυα
131	115	Χώροι εξορύξεως ορυκτών
211	50	Μη αρδεύσιμη-αρόσιμη γη
212	50	Μόνιμα αρδευόμενη γη
223	19	Ελαιώνες
231	43	Λιβάδια
242	37	Σύνθετα συστήματα καλλιέργειας
243	30	Γη που καλύπτεται κυρίως από γεωργία
311	15	Δάσος πλατύφυλλων
312	37	Δάσος κωνοφόρων
313	30	Μεικτό δάσος
321	30	Φυσικοί βοσκότοποι
323	60	Σκληροφυλλική βλάστηση
324	43	Μεταβατικές δασώδεις-θαμνώδεις εκτάσεις
331	55	Παραλίες, αμμόλοφοι, αμμουδιές
333	149	Εκτάσεις με αραιή βλάστηση
512	30	Συλλογές υδάτων

Για τον υπολογισμό των ταχυτήτων  $V_{channel}$  αρχικά το υδρογραφικό δίκτυο ιεραρχήθηκε σε τάξεις με τη μέθοδο Strahler. Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή κάθε κλάδος ενός υδρογραφικού δικτύου που δε δέχεται νερά άλλων μικρότερων υδατορευμάτων

ονομάζεται κλάδος 1<sup>ης</sup> τάξης. Ο κλάδος που προκύπτει από τη συμβολή δύο κλάδων 1<sup>ης</sup> τάξης ονομάζεται κλάδος 2<sup>ης</sup> τάξης, ο κλάδος που προκύπτει από την ένωση δύο κλάδων 2<sup>ης</sup> τάξης ονομάζεται 3<sup>ης</sup> τάξης κ.ο.κ. Στην περίπτωση που συνδέονται δύο κλάδοι διαφορετικής τάξης, ο νέος κλάδος που προκύπτει διατηρεί την αρίθμηση της μεγαλύτερης τάξης του ενός από τους δύο συμβαλλόμενους κλάδους (Strahler, 1957). Προέκυψαν κλάδοι μέχρι και 4<sup>ης</sup> τάξης και σε κάθε κλάδο ορίστηκαν χειροκίνητα ταχύτητες ροής, μέσω της συνάρτησης Con και του Raster και μέσω του εργαλείου Mosaic to New Raster, πραγματοποιήθηκε η συνάθροιση των V\_channel και V\_overland. Μέσω της Εξίσωσης (3.13) υπολογίστηκε ένας κλίμακος βαρών (Weight), έτσι ώστε το μήκος που διανύει η κάθε σταγόνα έως την έξοδο της λεκάνης (εργαλείο Flow length) να είναι σε μονάδες χρόνου και όχι μήκους (Accumulation\_Raster). Οι μεγαλύτερες τιμές θα πρέπει να είναι οι περιοχές μακριά από την έξοδο της λεκάνης, ενώ πιθανά εμβαδά στην μέση της λεκάνης με μεγάλες τιμές μπορεί να οφείλονται σε πολύ μικρές κλίσεις (ατέλειες του DEM) που προκαλούν μικρές ταχύτητες ροής. Μέσω της Εξίσωσης (3.14) πραγματοποιήθηκε η αναγωγή του σε ώρες και μέσω του εργαλείου Reclassify προέκυψαν τελικά οι ισόχρονες καμπύλες, θέτοντας την ισοδιάσταση των καμπυλών στη 1 ώρα. Τέλος, πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός των τεταγμένων του ΜΥΓ σε μονάδες m<sup>3</sup>/s, βάσει της Εξίσωσης (3.15). Το παραγόμενο ιστόγραμμα χρόνου – επιφάνειας φαίνεται στο Σχήμα 3.9.

$$Weight = \frac{1}{Velocity} \quad (3.13)$$

$$Χρόνος \ ροής = \frac{Accumulation\_Raster}{3600} \quad (3.14)$$

$$U_i = \frac{N_i \times i \times A}{3600} \quad (3.15)$$

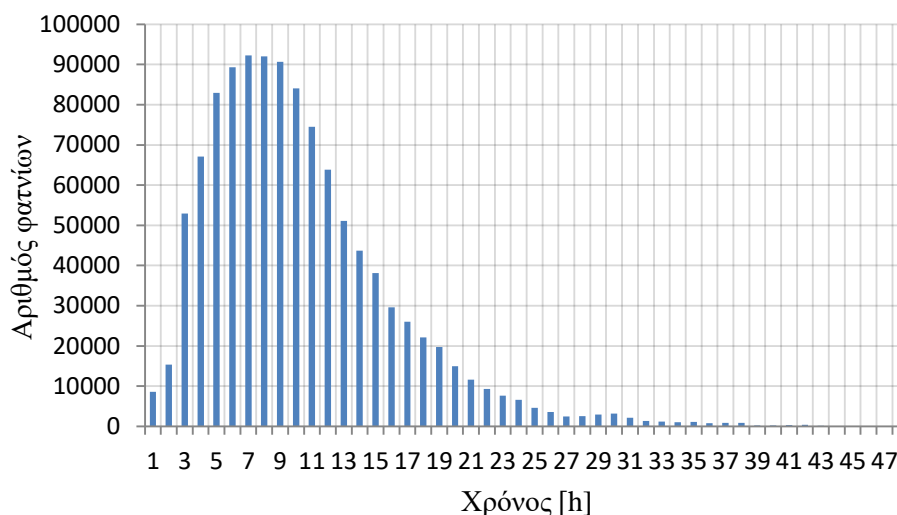
Όπου:

$U_i$  η τεταγμένη του ΜΥΓ [m<sup>3</sup>/s]

$N_i$  το πλήθος των εικοστοιχείων ανά ισόχρονη καμπύλη

$i$  η ένταση της βροχόπτωσης ίση με 0.01 m

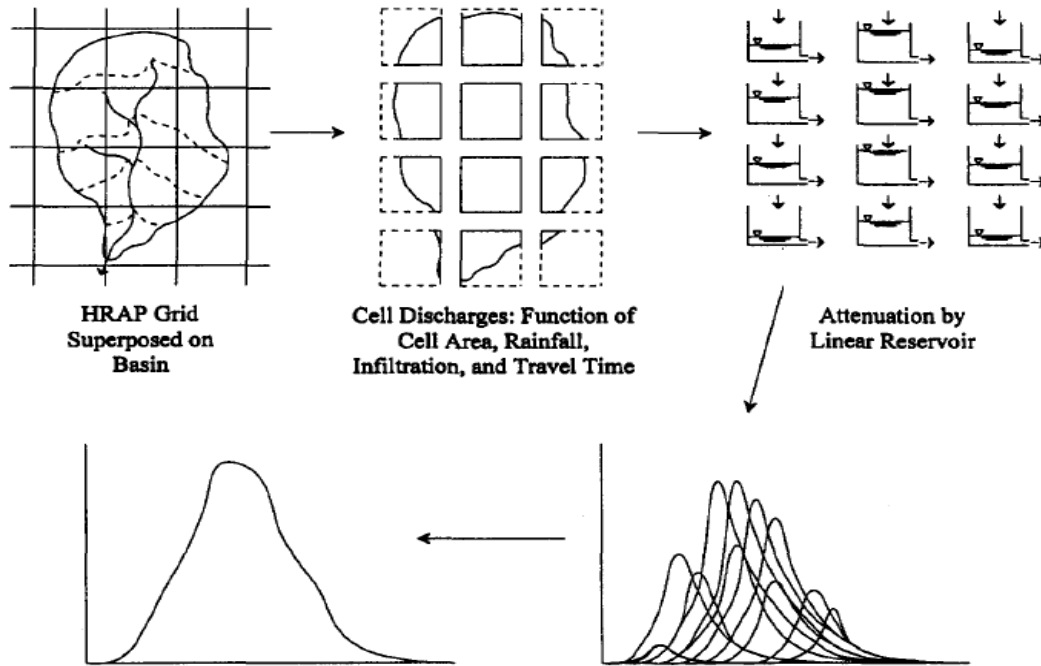
$A$  το εμβαδόν του κάθε κελιού σε m<sup>2</sup>



Σχήμα 3-9: Ιστόγραμμα χρόνου - επιφάνειας

### 3.4.2 ModClark

Το μοντέλο Modified Clark (ModClark) είναι ένα καταναμημένο μοντέλο που εφαρμόζεται ευρέως για χωρικά καταναμημένη βροχόπτωση. Ουσιαστικά πρόκειται για μία προσαρμογή του μοναδιαίου υδρογραφήματος Clark, που δημιουργήθηκε από τους Peters and Easton το 1996 και εξελίχθηκε από τους Kull and Feldman το 1998. Εφόσον πρόκειται για καταναμημένο μοντέλο, είναι απαραίτητο η λεκάνη απορροής που μελετάται να διακριτοποιηθεί χωρικά σε κানাβο. Στην προκειμένη περίπτωση, όπως έχει ήδη ειπωθεί, η λεκάνη απορροής της Καρύταινας χωρίστηκε σε κελιά μεγέθους 500×500 m. Το μοντέλο αντιπροσωπεύει ρητά όλες τις διακυμάνσεις του χρόνου ταξιδιού προς την έξοδο της λεκάνης απορροής, χρησιμοποιώντας μια αναπαράσταση της λεκάνης σε μορφή πλέγματος, για να διοδεύσει το περίσσειμα βροχής στην έξοδο (Kull and Feldman, 1998). Οι εισροές διοδεύονται μέσω ενός γραμμικού ταμιευτήρα, αποδίδοντας ένα υδρογράφημα εκροής για κάθε κύτταρο (κελί) της λεκάνης. Το μοντέλο υποθέτει ότι ο συντελεστής αποθήκευσης της λεκάνης (R) είναι ομοιόμορφος για όλη την έκταση της λεκάνης (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. 2012). Τα επιμέρους υδρογραφήματα εκροής συναθροίζονται και προκύπτει το υδρογράφημα της άμεσης απορροής. Στο Σχήμα 3.10 παρουσιάζεται η σχηματική απεικόνιση του μοντέλου ModClark.



Σχήμα 3-10: Σχηματική απεικόνιση του μοντέλου ModClark (Πηγή: Kull and Feldman, 1998)

Για την εφαρμογή του μοντέλου στο HEC-HMS απαιτείται να οριστούν δύο μεταβλητές, ο χρόνος συγκέντρωσης  $T_c$  [hours] και η αποθηκευτικότητα της λεκάνης  $R$  [hours]. Η φυσική έννοια της παραμέτρου  $R$  είναι ένας δείκτης του φαινομένου αποθήκευσης της λεκάνης απορροής. Όσο μεγαλύτερος είναι, τόσο μεγαλύτερο το αποτέλεσμα της αποθήκευσης και συνεπώς μεγαλύτερη εξασθένηση της ροής. Στην παρούσα εργασία οι δύο μεταβλητές εκτιμήθηκαν μέσω της βαθμονόμησης ενός επεισοδίου βροχής - απορροής, στο οποίο οι απώλειες είναι μηδενικές και για βροχόπτωση 10 mm που συνέβει εντός μίας ώρας, αφού εξ' ορισμού το ΜΥΓ προκύπτει από ενεργό βροχόπτωση 10 mm, διάρκειας μίας ώρας. Ως παρατηρημένη απορροή, χρησιμοποιήθηκε το ΜΥΓ της ΔΕΗ. Σε κάθε κελί του κανάβου της λεκάνης απορροής υπολογίζεται ο χρόνος συγκέντρωσης, σύμφωνα με την Εξίσωση (3.16):

$$T_{c,cell} = T_c \times \frac{d_{cell}}{d_{max}} \quad (3.16)$$

Όπου:

$T_{c,cell}$  ο χρόνος συγκέντρωσης του κελιού

$T_c$  ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης απορροής

$d_{cell}$  η απόσταση του κελιού από την έξοδο της λεκάνης

$d_{max}$  η απόσταση του πιο απομακρυσμένου κελιού από την έξοδο της λεκάνης

Η αποθηκευτικότητα της λεκάνης που στη γενική περίπτωση δεν είναι γνωστή, μπορεί να εκτιμηθεί είτε μέσω της Εξίσωσης (3.17) (Sabol, 1988) είτε μέσω της (3.18) (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. 2012).

$$\frac{T_c}{R} = 1.46 \times 0.0867 \times \frac{L_{max}^2}{A} \quad (3.17)$$

Όπου:

$T_c$  ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης απορροής [hours]

$R$  η αποθηκευτικότητα της λεκάνης [hours]

$L_{max}$  ο μέγιστος υδραυλικός δρόμος, δηλαδή η απόσταση του πιο αποκρυσμένου σημείου εντός του υδρογραφικού δικτύου από την έξοδο [miles]

$A$  το εμβαδό της λεκάνης απορροής [miles<sup>2</sup>]

$$m = \frac{R}{R + T_c} \quad (3.18)$$

Όπου:

$0.23 < m < 0.91$  ένας δείκτης που επηρεάζει τα χαρακτηριστικά αιχμής των υδρογραφημάτων

$T_c$  ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης απορροής [hours]

$R$  η αποθηκευτικότητα της λεκάνης [hours]

Είναι εμφανές ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του δείκτη  $m$ , τόσο μικρότερη θα είναι η αιχμή του υδρογραφήματος απορροής. Το user manual του HEC-HMS προτείνει  $m = 0.5$  ή  $m = 0.7$  σε περίπτωση αδυναμίας βαθμονόμησης και επικύρωσης της αποθηκευτικότητας. Τέλος, όγκος άμεσης απορροής κάθε κελιού που διοδεύεται μέσω γραμμικού ταμιευτήρα υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.19) (Paudel et al., 2009), (Bhattacharya, 2012). Το διάγραμμα ροής του μοντέλου ModClark παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.11.

$$Q_i = \left( \frac{\Delta t}{R + 0.5 \times \Delta t} \right) \times \bar{I} + \left( 1 - \frac{\Delta t}{R + 0.5 \times \Delta t} \right) \times Q_{i-1} \quad (3.19)$$

Όπου:

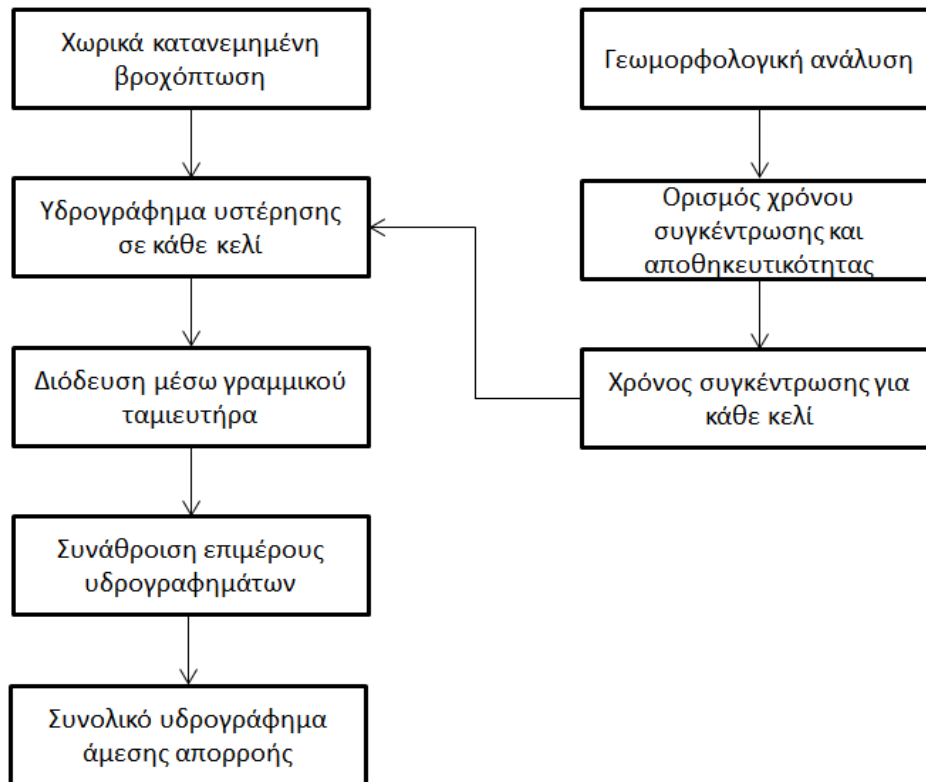
$Q_i$  η άμεση απορροή στο χρόνο  $i$  [m<sup>3</sup>/s]

$Q_{i-1}$  η άμεση απορροή στο χρόνο time  $i-1$  [m<sup>3</sup>/s]

$R$  η αποθηκευτικότητα της λεκάνης [hours]

$\Delta t$  το χρονικό βήμα της προσομοίωσης [hours]

$\bar{I}$  ο μέσος όρος των εισροών για χρονικό διάστημα  $i$  έως  $i-1$  [ $m^3/s$ ]



Σχήμα 3-11: Διάγραμμα ροής του κατανεμημένου μοντέλου ModClark

### 3.5 Υδρολογική ανάλυση στο HEC - HMS

#### 3.5.1 Ορισμός μεθόδων υδρολογικής ανάλυσης

Απαραίτητα δεδομένα εισόδου στο HEC – HMS για την προσομοίωση των μοντέλων βροχής – απορροής είναι: α) το μοντέλο της λεκάνης απορροής που αποτελείται από τα υδρολογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της, β) το αρχείο με τον κάρναβο που περιέχει τις τιμές των αριθμών καμπύλης CN, στην περίπτωση του κατανεμημένου μοντέλου και γ) το μετεωρολογικό μοντέλο, που ισοδυναμεί με τα δεδομένα βροχόπτωσης. Στο μοντέλο της λεκάνης απορροής ορίζονται οι μέθοδοι βάσει των οποίων θα πραγματοποιηθεί η οποιαδήποτε υδρολογική ανάλυση. Επιπροσθέτως, ειδικά για την περίπτωση του κατανεμημένου μοντέλου η λεκάνη διακριτοποιήθηκε σε κελιά διάστασης  $500 \times 500$  m. Τελικά, οι μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν, ανάλογα και με το μοντέλο που εφαρμόζεται συνοψίζονται στον Πίνακα 3.6. Ο κάρναβος CN της ευρύτερης περιοχής με σύστημα αναφοράς το UTM 34 εισήχθη στο HEC-HMS και από αρχείο .tif μετασχηματίστηκε σε αρχείο .nc. Επιπλέον, ορίστηκαν μονάδες UNDEF και τύπος δεδομένων INST-VAL. Τέλος, μέσω του προγράμματος HEC-DSSVue 3.2.3



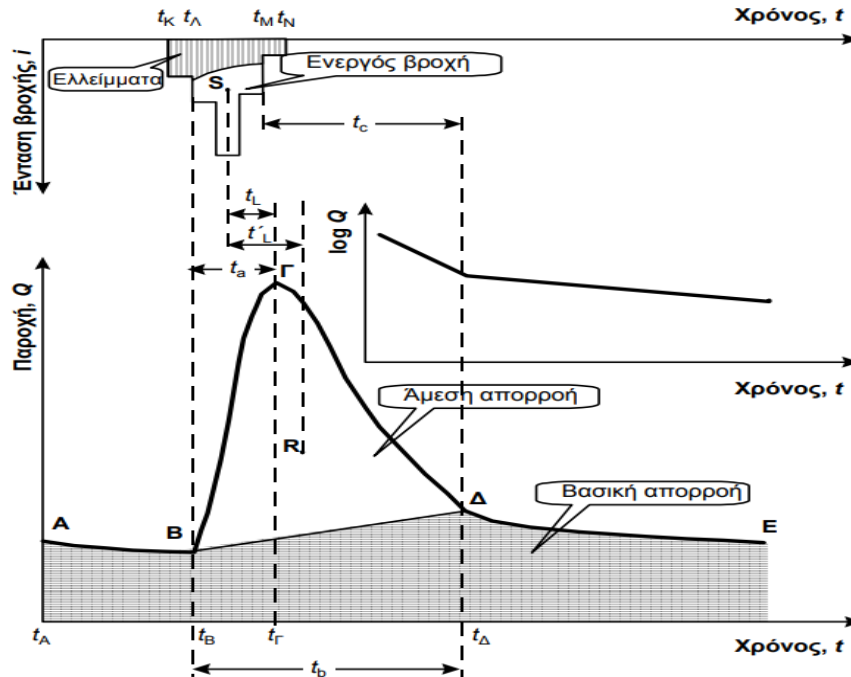
μετανομάστηκε το πεδίο C σε CURVE NUMBER. Τα βήματα αυτά είναι απαραίτητα για τη διασφαλιστεί ότι το υδρολογικό πρόγραμμα αναγνωρίζει αυτό το δεδομένο εισόδου σαν κάναβο Curve Number και να μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν δεδομένο εισόδου για το μοντέλο απωλειών Gridded SCS Curve Number.

Πίνακας 3-6: Μέθοδοι υδρολογικής ανάλυσης

	Μοντέλο	
	Συγκεντρωτικό	Κατανεμημένο
Υδρολογικές απώλειες	SCS Curve Number	Gridded SCS Curve Number
Βασική απορροή	Εκθετική μεταβολή	Εκθετική μεταβολή
Άμεση απορροή	Ισόχρονες καμπύλες	ModClark

Υπενθυμίζεται ότι βασική απορροή καλείται η απορροή που σχηματίζει τη μόνιμη ροή των ρευμάτων. Αυτή περιλαμβάνει το νερό που προέρχεται από υπόγεια ροή απ' την κορεσμένη ζώνη (Μιμίκου και Μπαλάς, 2003). Συνήθως, σε πλημμυρικά επεισόδια η βασική απορροή δε λαμβάνεται υπόψη, λόγω έλλειψης μετρήσεων, αλλά κυρίως επειδή η συνιστώσα της αποτελεί ένα πολύ μικρό ποσοστό της συνολικής απορροής. Στην πιο απλή περίπτωση ο διαχωρισμός της άμεσης από τη βασική απορροή επιτυγχάνεται, κάνοντας την παραδοχή ότι η βασική απορροή μεταβάλλεται γραμμικά με την πάροδο του χρόνου. Στο Σχήμα 3.12 παρατίθεται σκαρίφημα ενός τυπικού πλημμυρογραφήματος, με το αντίστοιχο υετογράφημα. Στο πρόγραμμα HEC-HMS δίνεται η δυνατότητα χρήσης έξι διαφορετικών μεθόδων, για τον υπολογισμό της βασικής απορροής: 1) Bounded Recession Baseflow, 2) Constant Monthly Baseflow, 3) Linear Reservoir Baseflow, 4) Nonlinear Boussinesq Baseflow, 5) Recession Baseflow, 6) None, με κάποια εξ' αυτών να συνιστώνται για συνεχή προσομοίωση και άλλα για προσομοίωση πλημμυρικών επεισοδίων. Σε περίπτωση που δε χρησιμοποιηθεί κάποια μέθοδος (None), τότε το πρόγραμμα δε θα λάβει υπόψη τη βασική απορροή και η εκροή θα υπολογιστεί μόνο από τη συνιστώσα της άμεσης απορροής. Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος Recession Baseflow, η οποία έχει σχεδιαστεί για να προσεγγίζει την τυπική συμπεριφορά που παρατηρείται στις λεκάνες απορροής, όταν η ροή του καναλιού υποχωρεί εκθετικά μετά την εμφάνιση ενός πλημμυρικού επεισοδίου (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. 2012). Η μέθοδος προτείνεται κυρίως για προσομοίωση επεισοδίων,

ωστόσο έχει τη δυνατότητα να επαναφερθεί αυτόματα μετά από κάθε επεισόδιο βροχής και κατά συνέπεια μπορεί να εφαρμοστεί και για συνεχείς προσομοιώσεις.



Σχήμα 3-2: Διαχωρισμός των συνιστωσών ενός τυπικού υδρογραφήματος και χαρακτηριστικοί χρόνοι (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 2016).

Σε κάθε επεισόδιο ορίστηκε η αρχική παροχή, καθώς σε κάθε επεισόδιο ήταν γνωστό το πλημμυρογράφημα στην έξοδο της λεκάνης, σε μονάδες  $m^3/s$ . Επίσης, πρέπει να καθοριστεί και ο μειωτικός συντελεστής (recession constant), βάσει του οποίου η βασική απορροή υποχωρεί μεταξύ των επεισοδίων βροχής. Ορίζεται ως η αναλογία της βασικής απορροής την τρέχουσα χρονική στιγμή σε σχέση με τη βασική απορροή της προηγούμενης ημέρας. Προτεινόμενη τιμή από το user manual του HEC - HMS είναι το 0.9 και χρησιμοποιήθηκε και στην παρούσα διπλωματική. Με βάση τα παραπάνω η βασική απορροή υπολογίζεται από την Εξίσωση (3.20). Τέλος, πρέπει να προσδιοριστεί και ο τρόπος επαναφοράς της βασικής απορροής κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου. Λόγω του ότι τα πλημμυρογραφήματα εξόδου είναι γνωστά επιλέχθηκε ο ορισμός ενός κατωφλίου, ανάλογα και με το επεισόδιο και ουσιαστικά η βασική απορροή επανέρχεται όταν η εκροή του καθοδικού κλάδου φτάσει στην τιμή του κατωφλίου.

$$B(t) = Q_o \times k^t \quad (3.20)$$

Όπου:

$B(t)$  η ζητούμενη βασική απορροή [ $m^3/s$ ]

$Q_0$  η αρχική παροχή [ $m^3/s$ ]

t το χρονικό βήμα της προσομοίωσης [hours]

k ο μειωτικός συντελεστής

### 3.5.2 Διαχείριση δορυφορικών δεδομένων

Από την έκδοση 4.9 και έπειτα του υδρολογικού προγράμματος HEC - HMS, η διαδικασία εισαγωγής δεδομένων σε μορφή πλέγματος έχει απλοποιηθεί αρκετά. Η εισαγωγή των δεδομένων πραγματοποιείται μέσω του Importer Wizard. Ειδικά τα βροχομετρικά δεδομένα πρέπει να είναι σε μορφή .nc, έτσι ώστε να αναγνωρίζονται τα χρονικά βήματα που περιλαμβάνουν και το πλέγμα τους. Αφού επιλεχθηκε η παράμετρος εισαγωγής (cmorph για τα δεδομένα CMORPH και precipitationCal για τα δεδομένα GPM Imerg), τα όρια του συνόλου των δεδομένων «κόπηκαν» με τη μίας μάσκας σε μορφή .shp. Όπως και στην περίπτωση του κανάβου των Curve Numbers, η μάσκα αυτή πρέπει να περιλαμβάνει μία ευρύτερη έκταση από την περιοχή που μελετάται, έτσι ώστε να αποφευχθεί η ύπαρξη κελιών πάνω στη λεκάνη που να μη περιλαμβάνει δεδομένα βροχής. Σε περίπτωση που υπάρχει έστω και ένα κελί με έλλειψη δεδομένων, το πρόγραμμα θα βγάλει σφάλμα και η προσομοίωση δε θα πραγματοποιηθεί.

Ο χρήστης καλείται επίσης να επιλέξει το σύστημα αναφοράς του κανάβου, για το οποίο προσφέρονται δύο επιλογές: i) Standard Hydrologic Grid (SHG), ii) Standardized UTM Grid System. Το σύστημα αναφοράς SHG έχει δημιουργηθεί για γεωγραφικά όρια των ΗΠΑ, βασίζεται στην κωνική προβολή του Albers και χαρακτηρίζεται από τις ακόλουθες παραμέτρους:

- Units: Meters
- Datum: North American Datum, 1983 (NAD83)
- 1st Standard Parallel: 29° 30' 0" North
- 2nd Standard Parallel: 45° 30' 0" North
- Central Meridian: 96° 0' 0" West
- Latitude of Origin: 23° 0' 0" North
- False Easting: 0.0
- False Northing: 0.0

Όταν χρησιμοποιείται το σύστημα αναφοράς Standardized UTM Grid System, πρέπει να οριστεί το ημισφαίριο που ανήκει η περιοχή που εξετάζεται και η ζώνη UTM. Για την λεκάνη της Καρύταινας χρησιμοποιήθηκε αυτό το σύστημα αναφοράς και ζώνη UTM 34. Τα χαρακτηριστικά αυτού του συστήματος είναι:

- Units: Meters
- Datum: World Geodetic System (WGS84)
- Projected Coordinate System: Universal Transverse Mercator (UTM)
- Zones: 1-60, North(N) or South(S)

Επιπλέον, επιλέχθηκε μέγεθος pixel 500×500 m (όμοιο με τη λεκάνη απορροής και των κανάβου των Curve Numbers) και ως μέθοδος επαναταξινόμησης, αυτή του εγγύτερου γείτονα (nearest neighbor). Τέλος ορίστηκαν ως μονάδες μέτρησης τα mm και ο τύπος των δεδομένων PER-CUM, που αντιστοιχούν σε δεδομένα βροχόπτωσης. Κάθε γραμμή του εκάστοτε εξαγόμενου .dss αρχείου αντιπροσωπεύει και ένα χρονικό βήμα και περιέχει πληροφορίες για το σύστημα αναφοράς, τον τύπο του κανάβου και λοιπές πληροφορίες για τα δεδομένα. Κάτι που πρέπει να αναφερθεί επίσης είναι ότι οι εκτιμήσεις του CMORPH στην πραγματικότητα αναφέρονται σε εντάσεις βροχόπτωσης και όχι στη βροχόπτωση, αλλά επειδή η χρονική τους ανάλυση είναι σε επίπεδο ώρας, τα δύο αυτά μεγέθη ουσιαστικά ταυτίζονται. Τέλος, και τα δύο σετ δεδομένων είναι σε ώρες που αντιστοιχούν στη ζώνη UTC+00:00. Μέσω του εργαλείου Shifter, προσαρμόστηκαν στη ζώνη ώρας της Ελλάδας.

### **3.6 Βαθμονόμηση και αξιολόγηση μοντέλων βροχής - απορροής**

Γενικά στη βιβλιογραφία, συναντάμε δύο μεγάλες βασικές κατηγορίες βελτιστοποίησης: τις στοχαστικές και τις ντετερμινιστικές. Οι δύο κατηγορίες διαφέρουν ως προς τη φιλοσοφία της επίλυσης. Η ντετερμινιστική βαθμονόμηση έχει ως σκοπό να ελαχιστοποιήσει τη διαφορά μεταξύ των προσομοιωμένων και των παρατηρημένων τιμών, βρίσκοντας μία και μοναδική τιμή για τις παραμέτρους βελτιστοποίησης. Από την άλλη πλευρά, η στοχαστική βαθμονόμηση συνάγει ποιες πιθανές τιμές παραμέτρων του μοντέλου μπορούν να χρησιμοποιηθούν, δημιουργώντας ένα σύνολο τιμών για αυτές (Gan and Biftu, 1996). Αυτή η προσέγγιση αντιμετωπίζει τις παραμέτρους με αβεβαιότητα και δεν επιστρέφει ένα μόνο σύνολο βελτιστοποιημένων παραμέτρων. Προκειμένου να χρησιμοποιηθούν τα σύνολα παραμέτρων που δημιουργούνται από μια στοχαστική βελτιστοποίηση, ο χρήστης πρέπει να χρησιμοποιεί μια ανάλυση αβεβαιότητας και να συμπληρώνει πίνακες παραμέτρων δειγματοληψίας. Οι στοχαστικές βελτιστοποιήσεις θα οδηγήσουν σε διαφορετικά σύνολα παραμέτρων με κάθε δοκιμή (U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. 2012).

Στα μοντέλα που εφαρμόστηκαν, χρησιμοποιήθηκαν ντετερμινιστικές μέθοδοι βελτιστοποίησης. Το HEC-HMS προσφέρει δύο τέτοιες μεθόδους τη μέθοδο Univariate-Gradient (UG) and τη μέθοδο Nelder-Mead (NM). Η μέθοδος UG εκτιμάει την κάθε παράμετρο ξεχωριστά, διατηρώντας όλες τις άλλες παραμέτρους σταθερές (Nandalal and Ratnayake, 2010), ενώ στη μέθοδο NM εφαρμόζεται μία διαδικασία κατερχόμενου απλόκου (Downhill Simplex) για να εκτιμηθούν ταυτόχρονα όλες οι παράμετροι του προβλήματος (Darlane et al., 2016). Η μέθοδος UG δέχεται μόνο μία παράμετρο και καλείται να τη βελτιστοποιήσει, ενώ στη μέθοδο NM χρειάζεται να οριστούν τουλάχιστον δύο παράμετροι. Για τη βαθμονόμηση των επεισοδίων που εξετάστηκαν, ως στοχική συνάρτηση υιοθετήθηκε η μεγιστοποίηση του συντελεστή Nash - Sutcliffe, ο οποίος υπολογίζεται σύμφωνα με την Εξίσωση (3.21), ενώ η παράμετρος βελτιστοποίησης και στις δύο περιπτώσεις αφορούσε τις αρχικές απώλειες βροχής, έτσι ώστε τα μοντέλα να πλησιάζουν όσο το δυνατόν περισσότερο την αντίστοιχη παρατηρημένη απορροή.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - Q_s^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \bar{Q}_o)^2} \quad (3.21)$$

Όπου:

t το χρονικό βήμα

$Q_o^t$  η παρατηρημένη απορροή στο χρονικό βήμα t

$Q_s^t$  η προσομοιωμένη απορροή στο χρονικό βήμα t

$\bar{Q}_o$  η μέση τιμή των παρατηρημένων απορροών

Αναλυτικότερα, στο συγκεντρωτικό μοντέλο η παράμετρος βαθμονόμησης ήταν οι αρχικές απώλειες που μετρώνται σε mm βροχής. Στη γενική περίπτωση αν το αντίστοιχο πεδίο μείνει κενό, τότε αυτόματα θεωρείται ως το 0.2 της μέγιστης δυνατικής κατακράτησης, η οποία υπολογίζεται από το Curve Number. Το ίδιο συμβαίνει και στο κατανεμημένο μοντέλο όπου χρησιμοποιήθηκε η Gridded SCS Curve Number, ως μέθοδος υπολογισμού των απωλειών, η οποία ωστόσο θεωρήθηκε σταθερή και ίση με 0.1. Ως παράμετρος βαθμονόμησης χρησιμοποιήθηκε ο Scale Factor, ο οποίος είναι ένας διορθωτικός συντελεστής της μέγιστης δυνατικής κατακράτησης, η οποία υπολογίζεται για κάθε κελί, ανάλογα με την αντίστοιχη τιμή του Curve Number. Η προκαθορισμένη τιμή στο HEC-HMS είναι η μονάδα. Με αυτές τις τιμές του Scale Factor προσομοιώθηκαν και τα πλημμυρικά επεισόδια με τις δορυφορικές εκτιμήσεις βροχόπτωσης. Τέλος, βαθμονομήθηκαν και οι δύο παράμετροι του μοντέλου ModClark, κατασκευάζοντας ένα

συνθετικό ΜΥΓ μέσω του μοντέλου, έτσι ώστε να προσαρμόζεται το καλύτερο δυνατό στο παρατηρημένο ΜΥΓ, μεγιστοποιώντας και πάλι το συντελεστή Nash – Sutcliffe.

Για την αξιολόγηση της επίδοσης των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων, εκτός του συντελεστή Nash- Sutcliffe (Εξίσωση 3.21), υπολογίστηκαν και τα μεγέθη Bias (B) (Εξίσωση 3.22), η ποσοστιαία διαφορά ως προς το συνολικό όγκο απορροής ( $\Delta V$ ) (Εξίσωση 3.23) και η ποσοστιαία διαφορά ως προς την παροχή αιχμής ( $\Delta Q_p$ ) (Εξίσωση 3.24). Στις εν λόγω εξισώσεις, αρνητικό αποτέλεσμα σημαίνει ότι η προσομοίωση υποεκτιμά τα μεγέθη σε σχέση με τα παρατηρημένα. Αντίθετα, θετικές τιμές μεταφράζονται σε υπερεκτίμηση.

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_s^i - Q_o^i)}{\sum_{i=1}^n (Q_o^i)} \times 100 \quad (3.22)$$

$$\Delta V = \frac{V_s - V_o}{V_o} \times 100 \quad (3.23)$$

$$\Delta Q = \frac{Q_s - Q_o}{Q_o} \times 100 \quad (3.24)$$

Όπου:

B το Bias σε ποσοστό επί τοις εκατό

$\Delta V$  η ποσοστιαία διαφορά ως προς το συνολικό όγκο απορροής

$\Delta Q$  η ποσοστιαία διαφορά ως προς την παροχή αιχμής

$1 < i < n$  το χρονικό βήμα της προσομοίωσης

$Q_s^i$  η προσομοιωμένη απορροή στο χρονικό βήμα i

$Q_o^i$  η παρατηρημένη απορροή στο χρονικό βήμα i

$Q_s$  η προσομοιωμένη παροχή αιχμής

$Q_o$  η προσομοιωμένη παροχή αιχμής

$V_s$  ο προσομοιωμένος συνολικός όγκος του επεισοδίου

$V_o$  ο παρατηρημένος συνολικός όγκος του επεισοδίου

### 3.7 Διόρθωση δορυφορικών δεδομένων

Τα δορυφορικά προϊόντα βροχόπτωσης αποτελούν έμμεσες μετρήσεις και γι' αυτό είναι επιρρεπή σε τυχαία και συστηματικά σφάλματα (Habib et al., 2014), (Tefagiorgis et al., 2014). Τα σφάλματα εξαρτώνται και από την εποχή καταγραφής (καλοκαίρι ή χειμώνα). Τα συστηματικά σφάλματα (bias) είναι συνήθως μεγαλύτερα το χειμώνα απ' ότι

το καλοκαίρι και ειδικά σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Τα σφάλματα επίσης επηρεάζονται από τη διάρκεια και την ένταση της βροχόπτωσης. Οι αβεβαιότητες που υπεισέρχονται οδηγούν σε υπερεκτίμηση ή υποεκτίμηση της βροχής και συνεπώς σε μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές απορροής, ανάλογα. Η βροχόπτωση είναι μία διαλείπουσα φυσική διεργασία, ενώ οι εκτιμήσεις που παρέχονται από δορυφόρους είναι συνήθως στιγμιαίες, με αποτέλεσμα κάθε κελί του κανάβου να χαρακτηρίζεται από τον εκάστοτε αλγόριθμο βροχόπτωσης απλώς ως «βροχερό» ή μη «βροχερό» (Hossain and Huffman, 2008). Συγκρίνοντας τις δορυφορικές εκτιμήσεις με τις μετρήσεις από επίγειους σταθμούς, υπάρχουν τέσσερα πιθανά σενάρια:

1. Ο δορυφόρος ανιχνεύει τη βροχή επιτυχώς (hit).
2. Ο δορυφόρος αποτυγχάνει να ανιχνεύσει τη βροχή (miss).
3. Ο δορυφόρος ανιχνεύει επιτυχώς ότι δεν υπάρχει βροχή.
4. Ο δορυφόρος αποτυγχάνει να ανιχνεύσει τη μη ύπαρξη βροχής (false alarm).

Σύμφωνα με τα παραπάνω ζητήματα κρίνεται επιτακτική η ανάγκη διόρθωσης των δορυφορικών δεδομένων, πριν αυτά χρησιμοποιηθούν για υδρολογικές εφαρμογές. Η οποιαδήποτε διόρθωση πραγματοποιείται βάσει των επίγειων σταθμών που θεωρείται ότι αντικατοπτρίζουν την πραγματικότητα. Εφαρμόστηκε η μέθοδος Mean Field Bias (MFB). Η μέθοδος αυτή υποθέτει ότι τα σφάλματα οφείλονται σε ένα ενιαίο πολλαπλασιαστικό σφάλμα. Με δεδομένους τους βροχομετρικούς σταθμούς, πραγματοποιείται σύγκριση με τις εκτιμήσεις των εγγύτερων pixels. Η διόρθωση πρέπει είναι ανάλογη με το χρονικό βήμα της προσομοίωσης. Επειδή επιλέχθηκε χρονικό βήμα μίας ώρας για τις προσομοιώσεις των επεισοδίων, υπολογίστηκε ένας διορθωτικός συντελεστής σε ωριαία κλίμακα. Οι συντελεστές προέκυψαν με την εφαρμογή της Εξίσωσης (3.25) (Anagnostou et al., 1998), (Goudenhoofdt and L. Delobbe, 2009):

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^N G_s(u_i)}{\sum_{i=1}^N S_s(u_i)} \quad (3.25)$$

Όπου:

N το πλήθος των ζευγών σταθμών-δορυφορικών pixels

s το χρονικό βήμα

$C_s$  ο διορθωτικός συντελεστής

$G_s(u_i)$  η τιμή του βροχομετρικού σταθμού στη θέση  $u_i$

$S_s(u_i)$  η τιμή του pixel του δορυφόρου στη θέση  $u_i$

Στην περίπτωση που σε κάποιο χρονικό βήμα υπάρχει μηδενική καταγραφή από τις δορυφορικές εκτιμήσεις, ενώ παράλληλα οι επίγειοι σταθμοί έχουν καταγράψει βροχόπτωση μεγαλύτερη του μηδενός, τότε ο παρανομαστής στην Εξίσωση (3.25) γίνεται μηδέν, άρα η (3.25) δεν μπορεί να εφαρμοστεί και συνεπώς σε αυτά τα συγκεκριμένα χρονικά βήματα πρέπει να προστεθεί μία μικρή σταθερά σε όλο τον κέρναβο, έτσι ώστε να αποφεύγονται οι μηδενικές τιμές (Delobbe et al., 2008). Επειδή το χρονικό βήμα είναι ωριαίο, επιλέχθηκε μία πολύ μικρή σταθερά, ίση με 0.01 mm. Οι διορθώσεις των δορυφορικών εκτιμήσεων πραγματοποιήθηκαν σε περιβάλλον GIS, όπου εισήχθησαν τα αρχεία .nc με batch διαδικασία, μέσω του Modelbuilder και για κάθε χρονικό βήμα απομονώθηκαν τα pixels που περιλάμβαναν τους βροχομετρικούς σταθμούς στο εσωτερικό τους. Υπολογίστηκαν οι διορθωτικοί συντελεστές, από την (3.25) και με τη χρήση του εργαλείου Calculator του HEC-HMS αναπροσαρμόστηκαν τα δορυφορικά δεδομένα, πολλαπλασιαζόμενα επί τον αντίστοιχο διορθωτικό συντελεστή.



## 4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της υδρολογικής ανάλυσης που διενεργήθηκε στο πλαίσιο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας σύμφωνα με τη μεθοδολογία που περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 3. Η εν λόγω ανάλυση αφορά τα ιστορικά επεισόδια βροχής, που παρουσιάστηκαν στον Πίνακα 2.3. Αρχικά, παρουσιάζονται οι παράμετροι των δεδομένων εισόδου για τα δύο μοντέλα βροχής απορροής και τα προσομοιωμένα πλημμυρογραφήματα που προέκυψαν με τη χρήση των βροχομετρικών παρατηρήσεων των σταθμών. Στη συνέχεια, παρουσιάζονται οι προσομοιώσεις των επεισοδίων, χρησιμοποιώντας τα πρωτογενή δεδομένα των δορυφορικών προϊόντων και τέλος οι προσομοιώσεις με τις διορθωμένες δορυφορικές εκτιμήσεις.

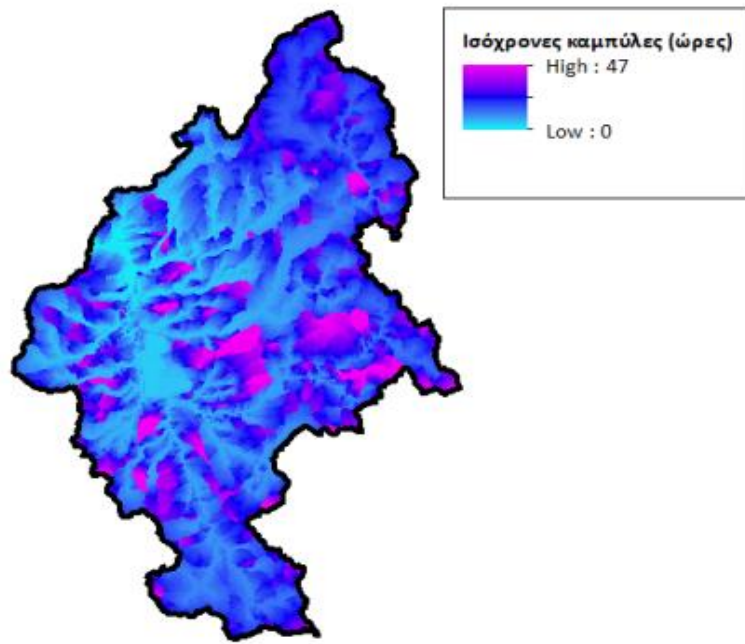
### 4.1 Βαθμονόμηση μοντέλων βροχής - απορροής

#### 4.1.1 Βαθμονόμηση ΜΥΓ Ισόχρονων Καμπυλών

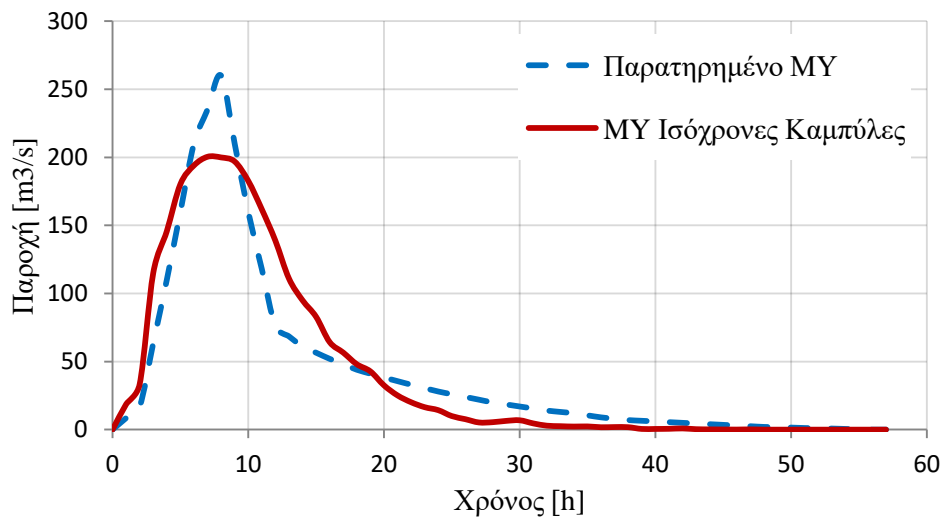
Στο Σχήμα 4.1 παρουσιάζονται οι ισόχρονες καμπύλες, εντός των ορίων της λεκάνης απορροής. Σύμφωνα με την μεθοδολογία που παρουσιάστηκε στο 3.4 το εξαγόμενο ΜΥΓ βαθμονομήθηκε χειροκίνητα, μέσω των ταχυτήτων ροής εντός του υδατορεύματος. Οι βαθμονομημένες ταχύτητες ροής ανάλογα με την τάξη του υδατορεύματος παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.1. Το ΜΥΓ των Ισόχρονων Καμπυλών συγκρίνεται με το παρατημένο ΜΥΓ της λεκάνης απορροής οπτικά (Σχήμα 4.2), αλλά και με βάση το δείκτη Nash-Sutcliffe (NSE), το Bias (B), την ποσοστιαία διαφορά ως προς το συνολικό όγκο απορροής ( $\Delta V$ ), την ποσοστιαία διαφορά ως προς την παροχή αιχμής ( $\Delta Q_p$ ) και τη διαφορά στο χρόνο αιχμής ( $\Delta t_p$ ) (Πίνακας 4.2). Η προσαρμογή είναι παραπάνω από ικανοποιητική, καθώς ο δείκτης Nash-Sutcliffe είναι ίσος με 0.90 (σ.σ. όσο πιο κοντά είναι στη μονάδα τόσο καλύτερη προσαρμογή), οι χρόνοι αιχμής διαφέρουν κατά την ελάχιστη δυνατή τιμή (1 ώρα), ενώ τα μεγέθη B και  $\Delta V$  είναι σχεδόν μηδενικά, 0.46 και 0.64 αντίστοιχα. Η μόνη ουσιαστική διαφορά παρατηρείται ως προς το  $\Delta Q_p$ , συνεπώς και στην τιμή της παροχής αιχμής, όπου το ΜΥΓ των ισόχρονων καμπυλών δίνει τιμή κατά 22.9% μικρότερη, που και πάλι είναι μία σχετικά ικανοποιητική διαφορά.

Πίνακας 4-1: Ταχύτητες ροής ανάλογα με την τάξη του υδατορεύματος

Τάξη υδατορεύματος	Ταχύτητα ροής (m/s)
1 <sup>η</sup>	1.5
2 <sup>η</sup>	1.7
3 <sup>η</sup>	1.8
4 <sup>η</sup>	2.0



Σχήμα 4-1: Ισόχρονες καμπύλες



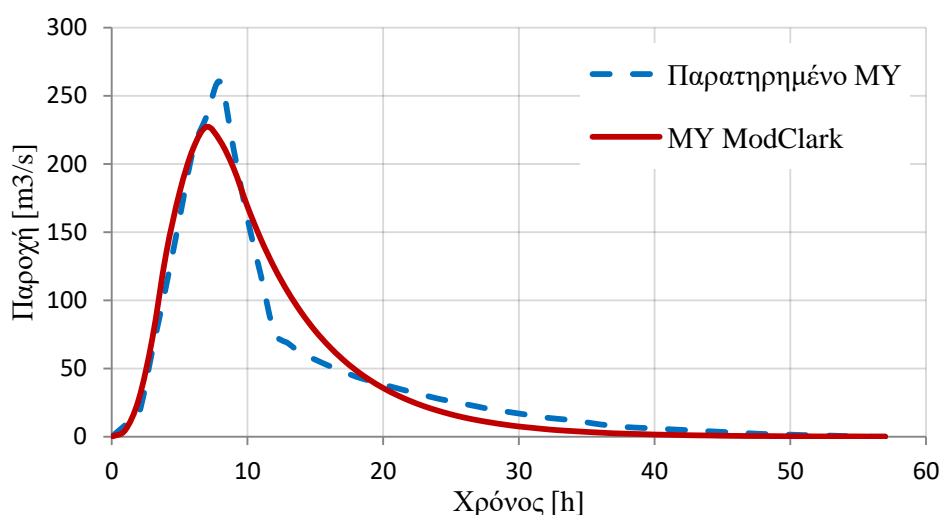
Σχήμα 4-2: Παρατηρημένο ΜΥΓ και ΜΥΓ ισόχρονων καμπυλών

Πίνακας 4-2: Αξιολόγηση ΜΥΓ ισόχρονων καμπυλών με στατιστικά μεγέθη

Παράμετροι	Παρατηρημένο ΜΥΓ	ΜΥΓ Ισόχρονων
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	260.0	200.4
$t_p$ [h]	8	7
Nash Sutcliffe		0.90
Bias [%]		0.46
$\Delta V$ [%]		0.64
$\Delta Q_p$ [%]		-22.93

#### 4.1.2 Βαθμονόμηση παραμέτρων ModClark

Θέτοντας ως στοχική συνάρτηση τη μεγιστοποίηση του Nash - Sutcliffe, οι βελτιστοποιημένες τιμές των δύο μεταβλητών που χρησιμοποιήθηκαν σαν σταθερές και για το πέντε επεισόδια που εξετάστηκαν, δηλαδή του χρόνου συγκέντρωσης και της αποθηκευτικότητας της λεκάνης υπολογίστηκαν αντίστοιχα στα:  $T_c = 8.49$  hours και  $R = 6.45$  hours. Με την εφαρμογή της (3.18) για  $T_c = 8.49$  hours και  $R = 6.45$  hours, προέκυψε  $m = 0.43$ . Όπως και στην περίπτωση του συγκεντρωτικού μοντέλου, έτσι και τώρα το ΜΥΓ που προέκυψε με την εφαρμογή του ModClark αξιολογήθηκε σε σχέση με το παρατηρημένο ΜΥΓ (Σχήμα 4.3), για να ελεγχθεί η ορθότητα των βαθμονομημένων τιμών του χρόνου συγκέντρωσης και της αποθηκευτικότητας. Χρησιμοποιήθηκαν τα ίδια στατιστικά μεγέθη: ο δείκτης Nash-Sutcliffe (NSE), το Bias (B), η ποσοστιαία διαφορά ως προς το συνολικό όγκο απορροής ( $\Delta V$ ), η ποσοστιαία διαφορά ως προς την παροχή αιχμής ( $\Delta Q_p$ ) και η διαφορά στο χρόνο αιχμής ( $\Delta t_p$ ) (Πίνακας 4.3). Ο δείκτης NSE είναι ακόμα πιο κοντά στη μονάδα σε σχέση με το ΜΥΓ του συγκεντρωτικού μοντέλου και ισούται με 0.95, ενώ και πάλι η πλημμυρική αιχμή συμβαίνει μία ώρα νωρίτερα σε σχέση με το παρατηρημένο ΜΥΓ. Τα μεγέθη B και  $\Delta V$ , σε σχέση με το παρατηρημένο ΜΥΓ, είναι σχεδόν ίδια με αυτά του ΜΥΓ από το συγκεντρωτικό, αντίστοιχα 0.42 και 0.64. Ουσιαστικά, ο δείκτης NSE αυξάνει κυρίως επειδή το ΜΥΓ του ModClark υποεκτιμά λιγότερο την πλημμυρική παροχή, κατά -12.6%, σε αντίθεση με το ΜΥΓ των ισόχρονων καμπυλών που την υποεκτιμά κατά -22.9%.



Σχήμα 4-3: Παρατηρημένο MYΓ και MYΓ ModClark

Πίνακας 4-3: Αξιολόγηση MYΓ ModClark με στατιστικά μεγέθη

Παράμετροι	Παρατηρημένο MYΓ	MYΓ ModClark
$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	260.0	227.2
$t_p$ [h]	8	7
Nash Sutcliffe		0.95
Bias [%]		0.42
$\Delta V$ [%]		0.64
$\Delta Q_p$ [%]		-12.60

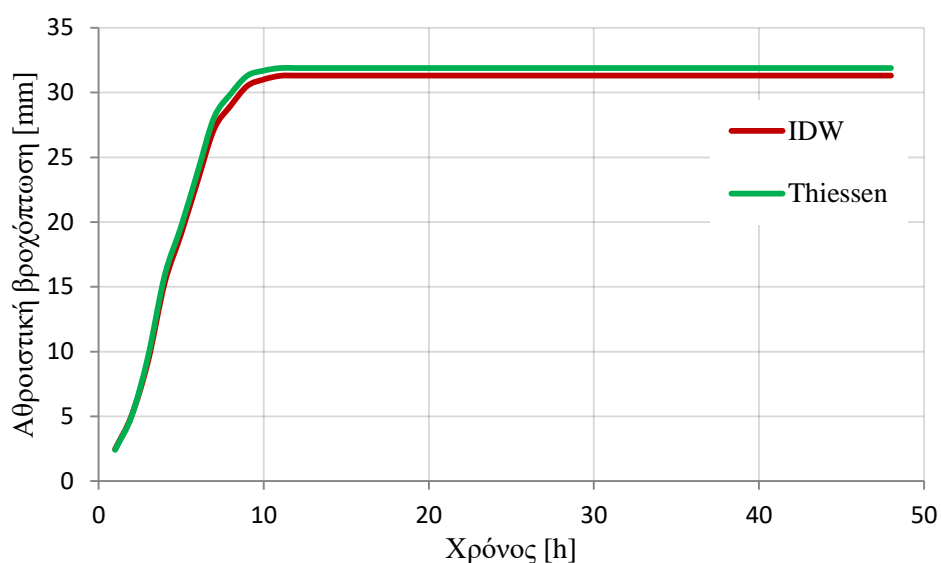
## 4.2 Αποτελέσματα συγκεντρωτικού vs. κατανεμημένου μοντέλου

Στην Ενότητα 4.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της υδρολογικής προσομοίωσης των επιλεγμένων επεισοδίων στη ΛΑΠ της Καρύταινας ανά επεισόδιο βροχής. Αναλυτικότερα για κάθε επεισόδιο, παρουσιάζονται τα πλυμμορογραφήματα στην έξοδο της ΛΑΠ Καρύταινας, όπως προέκυψαν από την εφαρμογή του συγκεντρωτικού και του κατανεμημένου μοντέλου. Στο ίδιο γράφημα αναπαρίστανται τα προσομοιωμένα πλημμυρογραφήματα, σε σχέση με το αντίστοιχο παρατηρημένο πλημμυρογράφημα. Τέλος, παρουσιάζονται πινακοποιημένα τα χαρακτηριστικά μεγέθη κάθε υδρογραφήματος και τα στατιστικά μεγέθη, που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση. Αρχικά, στα επόμενα σχήματα (Σχήματα 4.4 έως 4.8) παρουσιάζονται τα αθροιστικά ύψη βροχόπτωσης ανά επεισόδιο βροχής για τη λεκάνη απορροής της Καρύταινας, όπως υπολογίστηκαν με τις μεθόδους Thiessen και IDW. Από τη μέθοδο Thiessen, πλην του επεισοδίου 4, υπολογίστηκε μεγαλύτερο αθροιστικό ύψος βροχόπτωσης. Ιδιαίτερα αντιληπτές είναι οι αποκλίσεις στα επεισόδια 2 και 5 και ιδιαίτερα στο 5. Ωστόσο, στα επεισόδια 1 και 3

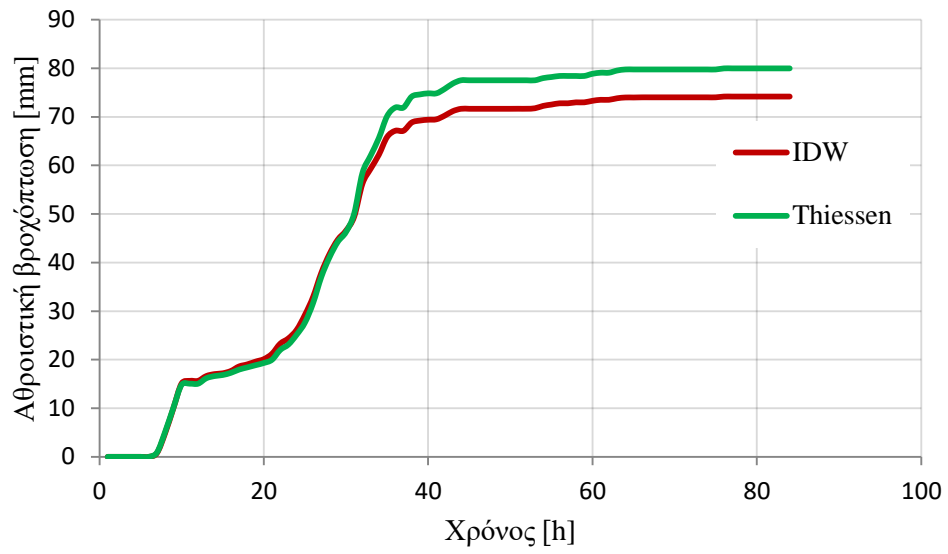
υπάρχει σχεδόν απόλυτη ταύτιση μεταξύ των δύο μεθόδων, ενώ στο επεισόδιο 4 οι υπολογισμοί με τις δύο μεθόδους συνάδουν αρκετά, με μικρή απόκλιση να παρατηρείται στα αθροιστικά ύψη βροχόπτωσης από την 20<sup>η</sup> ώρα και έπειτα, όπου η καμπύλη της αθροιστικής βροχόπτωσης από τη μέθοδο IDW βρίσκεται συνεχώς υψηλότερα από την αντίστοιχη καμπύλη μέσω των πολυγώνων Thiessen. Στον Πίνακα 4.4 αναγράφεται το συνολικό ύψος βροχόπτωσης μέσω των δύο μεθόδων, για κάθε επεισόδιο που εξετάστηκε.

Πίνακας 4-4: Τιμές ολικής βροχόπτωσης για τα επεισόδια βροχής

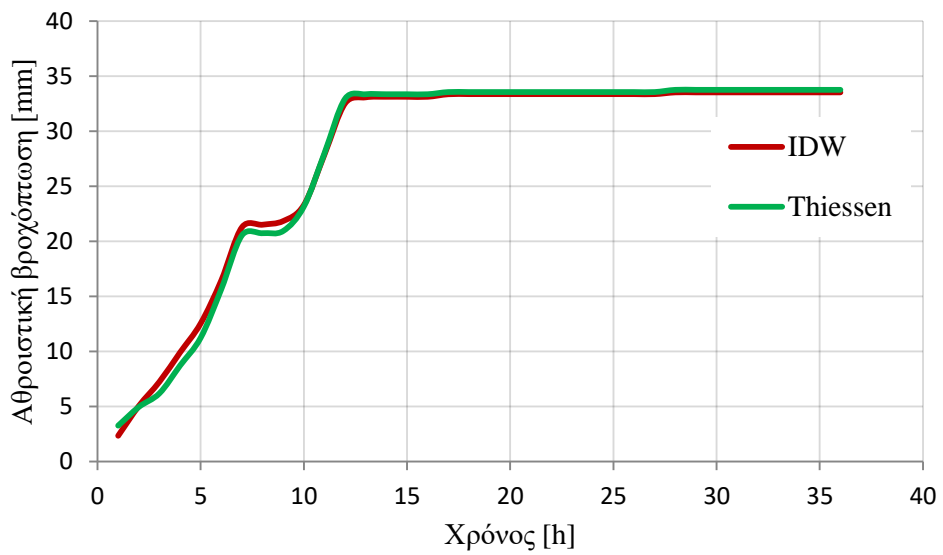
Επεισόδιο	Ολική βροχόπτωση [mm]	
	Thiessen	IDW
1	31.9	31.3
2	80.0	74.2
3	33.8	33.5
4	42.2	43.4
5	50.1	56.2



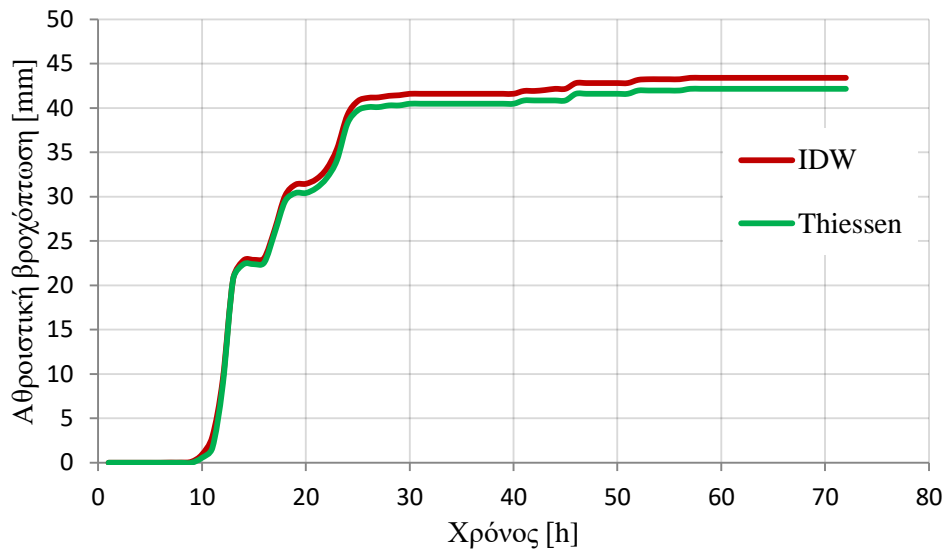
Σχήμα 4-4: Αθροιστική βροχόπτωση κατά Thiessen και κατά IDW (Επεισόδιο 1)



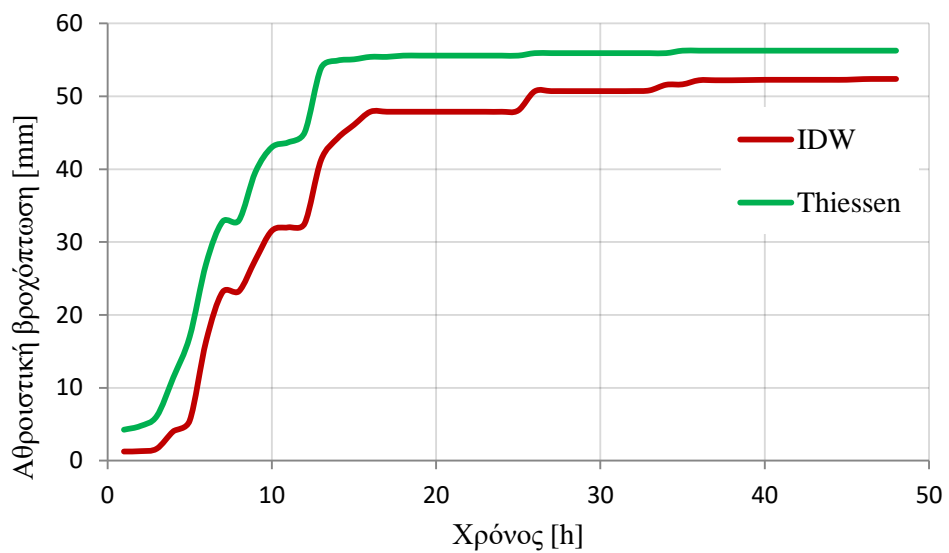
Σχήμα 4-5: Αθροιστική βροχόπτωση κατά Thiessen και κατά IDW (Επεισόδιο 2)



Σχήμα 4-6: Αθροιστική βροχόπτωση κατά Thiessen και κατά IDW (Επεισόδιο 3)



Σχήμα 4-7: Αθροιστική βροχόπτωση κατά Thiessen και κατά IDW (Επεισόδιο 4)



Σχήμα 4-8: Αθροιστική βροχόπτωση κατά Thiessen και κατά IDW (Επεισόδιο 5)

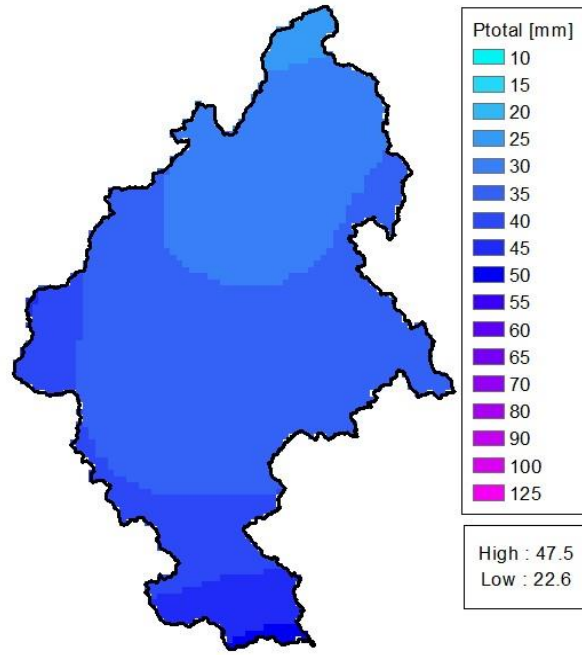
#### 4.2.1 Επεισόδιο 1 – 03/03/2013

Πίνακας 4-5: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματος (Επεισόδιο 1)

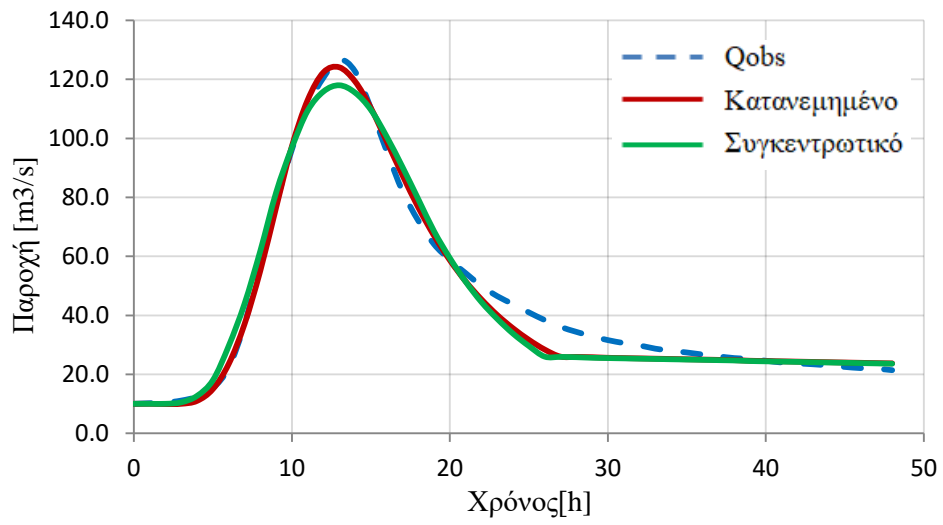
Παράμετροι	Qobs	Κατανεμημένο	Συγκεντρωτικό
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	126.6	124.1	118.0
$t_p$ [h]	13	13	13
$V$ [ $hm^3$ ]	7.8	7.5	7.6
Nash Sutcliffe		0.99	0.98
Bias [%]		-3.47	-3.12
$\Delta V$ [%]		-3.85	-2.56
$\Delta Q_p$ [%]		-2.0	-6.8
$\Delta t_p$ [h]		0	0
$P_{tot}$ [mm]		31.3	31.9
$L_{tot}$ [mm]		25.5	26.2

Σύμφωνα με την Σχήμα 4.9, τα υψηλότερα ύψη βροχής εντοπίζονται στο νότιο και δευτερευόντως στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης απορροής, ενώ χαμηλότερη είναι η βροχόπτωση στα βόρεια και ανατολικά τμήματα της περιοχής μελέτης. Τα δύο μοντέλα προσομοιώνουν την παρατηρημένη απορροή εξαιρετικά. Αυτό είναι εμφανές από όλα στατιστικά μεγέθη (Πίνακας 4.5). Οι τιμές του συντελεστή Nash- Sutcliffe είναι οριακά κάτω από τη βέλτιστη τιμή του, τη μονάδα. Ελάχιστα καλύτερα συμπεριφέρεται το κατανεμημένο μοντέλο και ο λόγος έγκειται κυρίως στο γεγονός ότι η παροχή αιχμής που προέκυψε από το κατανεμημένο μοντέλο πλησιάζει περισσότερο την παρατηρημένη παροχή αιχμής, υποεκτιμώντας την ελάχιστα κατά 2.0%, σε αντίθεση με το συγκεντρωτικό μοντέλο, όπου η υποεκτίμηση είναι λίγο μεγαλύτερη (-6.8%). Όσο αφορά στο χρόνο της παροχής αιχμής, οι χρόνοι αιχμής των προσομοιώσεων ταυτίζονται πλήρως με τον πραγματικό. Οι απώλειες βροχής που προέκυψαν από το συγκεντρωτικό είναι ελάχιστα μεγαλύτερες σε σχέση με το κατανεμημένο και ανάλογες με τη διαφορά στη συνολική βροχόπτωση, που υπολογίστηκε με τις δύο μεθόδους επιφανειακής ολοκλήρωσης. Και στις δύο περιπτώσεις, υπάρχει μία μικρή υποεκτίμηση αναφορικά με τις προσομοιωμένες απορροές στον καθοδικό κλάδο για το χρονικό διάστημα [21,35] ώρες. Ωστόσο, όπως αναφέρθηκε οι προσομοιώσεις είναι παραπάνω από ικανοποιητικές και στις δύο περιπτώσεις, με το κατανεμημένο μοντέλο να συμπεριφέρεται ελάχιστα καλύτερα.





Σχήμα 4-9: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης με τη μέθοδο IDW (Επεισόδιο 1)



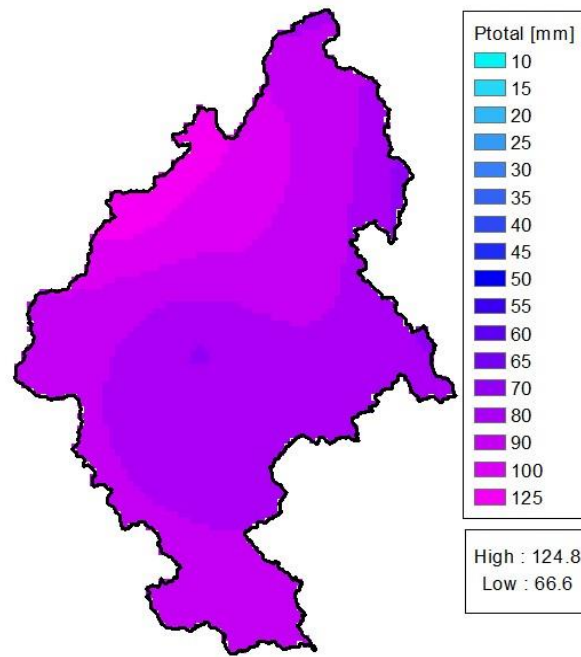
Σχήμα 4-10: Πλημμυρογραφήματα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 1)

#### 4.2.2 Επεισόδιο 2 – 24/01/2014

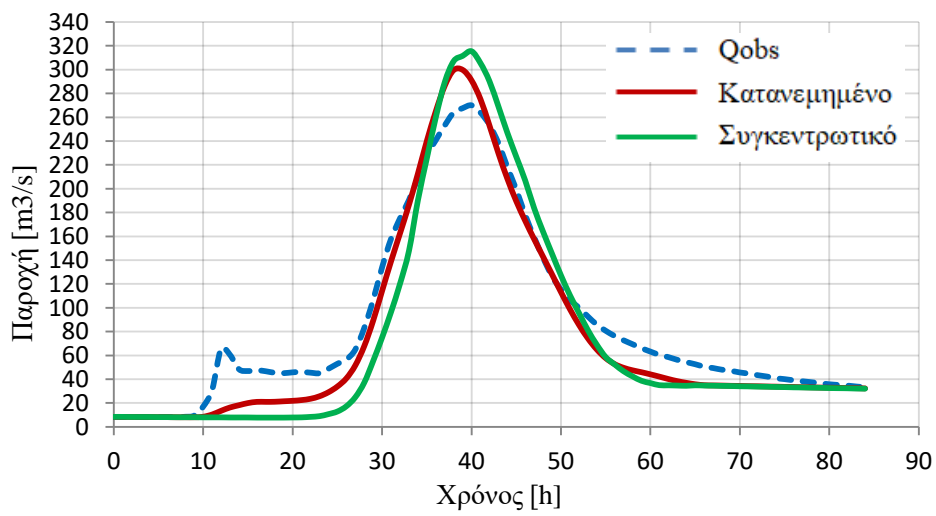
Πίνακας 4-6: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματος (Επεισόδιο 2)

Παράμετροι	Q <sub>obs</sub>	Κατανεμημένο	Συγκεντρωτικό
Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	270.0	299.8	315.4
t <sub>p</sub> [h]	40	39	40
V [hm <sup>3</sup> ]	26.2	23.3	22.6
Nash Sutcliffe		0.95	0.86
Bias [%]		-10.88	-13.63
ΔV [%]		-11.13	-13.67
ΔQ <sub>p</sub> [%]		11.1	16.8
Δt <sub>p</sub> [h]		-1	0
P <sub>tot</sub> [mm]		74.2	80.0
L <sub>tot</sub> [mm]		51.1	57.7

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.11, υψηλά ύψη βροχής σημειώθηκαν κοντά στην έξοδο της λεκάνης απορροής, στο βορειοδυτικό τμήμα της, ενώ χαμηλότερη βροχόπτωση υπολογίστηκε, από τις καταγραφές των σταθμών, στην υπόλοιπη έκταση της υδρολογικής λεκάνης. Σε αντίθεση με το επεισόδιο 1, εδώ τα πράγματα είναι πιο ξεκάθαρα, καθώς με βάση την Σχήμα 4.12 και τον Πίνακα 4.6, το κατανεμημένο μοντέλο υπερτερεί σε όλα τα μεγέθη, πλην του χρόνου αιχμής, όπου η παροχή αιχμής συμβαίνει μία ώρα νωρίτερα στο κατανεμημένο μοντέλο, ενώ ο χρόνος αιχμής του συγκεντρωτικού ταυτίζεται απόλυτα με τον παρατηρημένο. Η πλημμυρική αιχμή υπερεκτιμάται και στα δύο μοντέλα, αλλά προσεγγίζεται ορθότερα από το κατανεμημένο, με απόκλιση της τάξης του 11.1%, η οποία αυξάνεται σε 16.8% στο συγκεντρωτικό. Παρά την υπερεκτίμηση του χρόνου αιχμής, ο συνολικός όγκος του υδρογραφήματος υποεκτιμάται κατά 11.13% στο κατανεμημένο και κατά 13.67% στο συγκεντρωτικό. Αυτό οφείλεται κυρίως στην αρχή του ανοδικού κλάδου στο διάστημα [10, 28] ώρες, όπου παρατηρήθηκαν απορροές περίπου της τάξης των 50 m<sup>3</sup>/s η οποίες δεν αναγνωρίζονται σε κανένα από τα δύο μοντέλα. Βέβαια, αυτό δε σχετίζεται με ατέλειες των μοντέλων αλλά με τα βροχομετρικά δεδομένα, όπου όπως αποδεικνύεται οι καταγραφές του εγκατεστημένου δικτύου των σταθμών δεν μπόρεσαν να αναπαραστήσουν με ακρίβεια την παραγόμενη απορροή. Τόσο ο ανοδικός όσο και ο καθοδικός κλάδος του πλημμυρογραφήματος προσομοιάζονται καλύτερα από το το κατανεμημένο μοντέλο. Τέλος, οι βαθμονομημένες συνολικές απώλειες είναι κατά 6.6 mm περισσότερες στο συγκεντρωτικό και πάλι ανάλογες με την εκτίμηση της συνολικής βροχόπτωσης.



Σχήμα 4-11: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης με τη μέθοδο IDW (Επεισόδιο 2)



Σχήμα 4-12: Πλημμυρογραφήματα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 2)

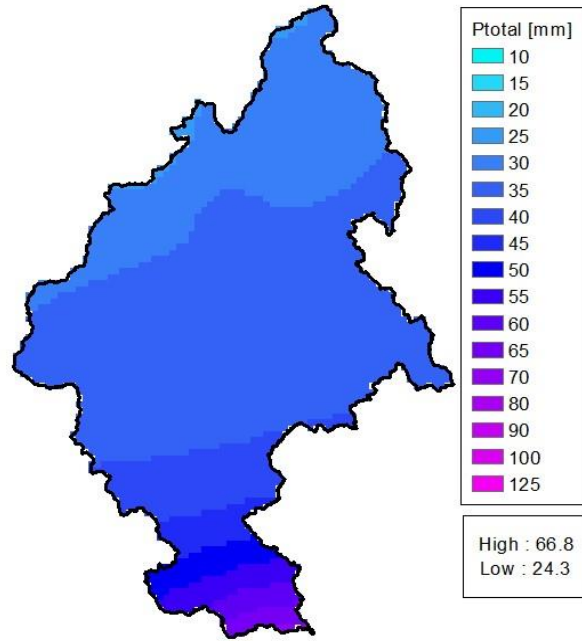
### 4.2.3 Επεισόδιο 3 – 24/01/2015

Πίνακας 4-7: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματος (Επεισόδιο 3)

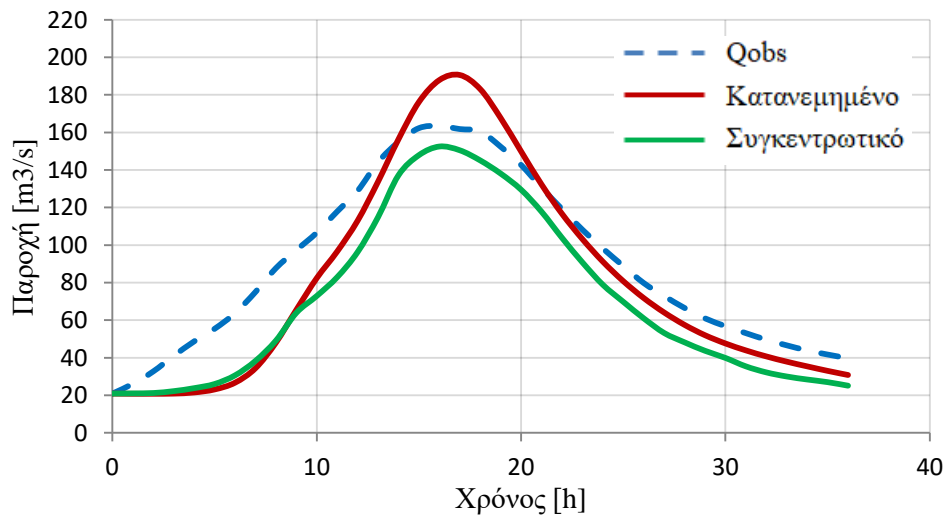
Παράμετροι	Q <sub>obs</sub>	Κατανεμημένο	Συγκεντρωτικό
Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	163.5	190.6	152.5
t <sub>p</sub> [h]	16	17	16
V [hm <sup>3</sup> ]	11.8	10.5	9.2
Nash Sutcliffe		0.83	0.76
Bias [%]		-9.75	-22.13
ΔV [%]		-9.71	-22.11
ΔQ <sub>p</sub> [%]		14.2	-7.2
Δt <sub>p</sub> [h]		1	0
P <sub>tot</sub> [mm]		33.5	33.8
L <sub>tot</sub> [mm]		24.1	26.0

Σύμφωνα με την Σχήμα 4.13, τα υψηλότερα ύψη βροχής συγκεντρώνονται στο νότιο μήμα της λεκάνης απορροής και μειώνονται βαθμιαία στην κατεύθυνση προς το βόρειο τμήμα της. Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4.7 και το Σχήμα 4.14 και θεωρώντας το συντελεστή NSE σαν το πιο κρίσιμο στατιστικό μέγεθος, το κατανεμημένο μοντέλο και πάλι προσομοιώνει πιο αποτελεσματικά το πλημμυρογράφημα του επεισοδίου 3. Παρότι η αθροιστική βροχόπτωση είναι σχεδόν ταυτόσημη στις δύο μεθόδους επιφανειακής ολοκλήρωσης, το βαθμονομημένο συγκεντρωτικό μοντέλο υπολόγισε 1.9 mm παραπάνω αρχικές απώλειες, ωστόσο όπως και στο επεισόδιο δύο το συγκεντρωτικό μοντέλο εκτίμησε ακριβώς το χρόνο της πλημμυρικής αιχμής, ενώ η αιχμή του κατανεμημένου μοντέλου καθυστερεί κατά 1 ώρα.

Ως προς την αιχμή της πλημμύρας παρατηρούνται δύο αντίθετες πορείες, με το κατανεμημένο μοντέλο να την υπερεκτιμά και το συγκεντρωτικό να την υποεκτιμά. Τέλος, και στα δύο μοντέλα υπολογίστηκε ένας συνολικός όγκος μικρότερος από τον παρατηρημένο, με το κατανεμημένο να τον προσεγγίζει καλύτερα σε ποσοστό -9.71%, ένταντι του -22.11% του συγκεντρωτικού. Αυτή η υποεκτίμηση οφείλεται κυρίως στις πρώτες ώρες του επεισοδίου, όπου η κλίση του ανοδικού κλάδου της παρατηρημένης απορροής είναι πιο απότομη, σε σύγκριση με τα δύο προσομοιωμένα πλημμυρογραφήματα.



Σχήμα 4-13: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης με τη μέθοδο IDW (Επεισόδιο 3)



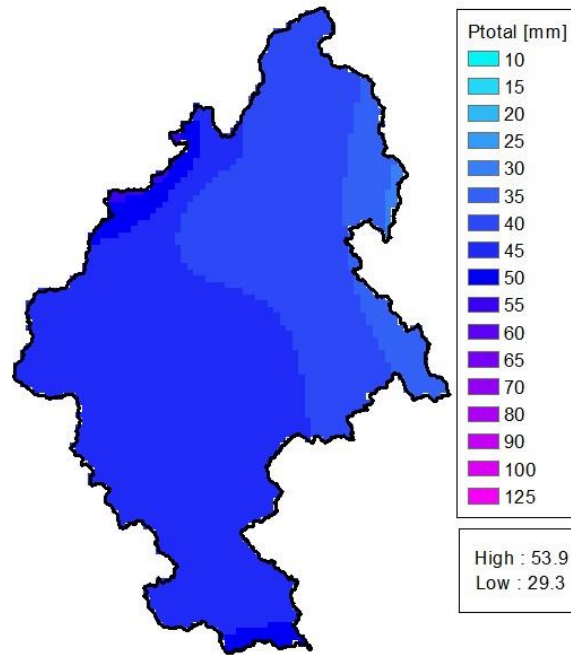
Σχήμα 4-14: Πλημμυρογραφήματα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 3)

#### 4.2.4 Επεισόδιο 4 – 27/02/2015

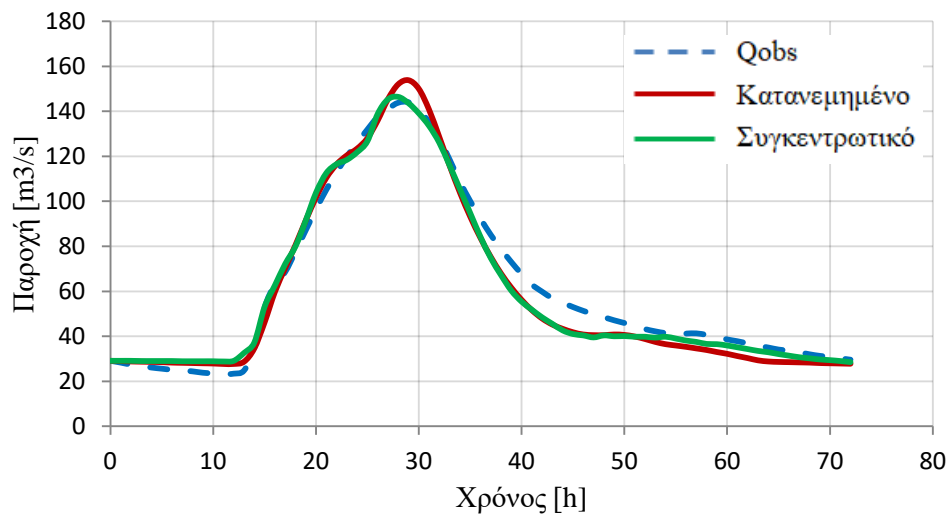
Πίνακας 4-8: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματος (Επεισόδιο 4)

Παράμετροι	Q <sub>obs</sub>	Κατανεμημένο	Συγκεντρωτικό
Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	144.0	153.8	146.4
t <sub>p</sub> [h]	29	29	28
V [hm <sup>3</sup> ]	16.0	15.3	15.5
Nash Sutcliffe		0.97	0.98
Bias [%]		-4.26	-3.25
ΔV [%]		-4.26	-3.26
ΔQ <sub>p</sub> [%]		6.9	1.7
Δt <sub>p</sub> [h]		0	-1
P <sub>tot</sub> [mm]		43.4	42.2
L <sub>tot</sub> [mm]		33.4	32.9

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.15, η υψηλότερη βροχόπτωση σημειώθηκε κοντά στην έξοδο της λεκάνης, όπως και στο επεισόδιο 2. Υψηλή βροχόπτωση σημειώθηκε και στο κεντρικό και νότια τμήμα της λεκάνης απορροής, ενώ χαμηλότερες τιμές κατέγραψαν οι σταθμοί στα βόρεια και βορειοανατολικά της λεκάνης. Οι συντελεστές Nash - Sutcliffe (Πίνακας 4.8) των προσομοιώσεων του επεισοδίου 4 είναι αντίστοιχοι με του επεισοδίου 1 και οριακά αποκλίνουν από τη μονάδα. Παρατηρώντας τα εξαγόμενα πλημμυρογραφήματα οπτικά (Σχήμα 4.16), είναι δύσκολο ακόμα και να διαχωριστούν μεταξύ τους, καθώς η τάνυσή τους πλησιάζει το 100%, με μόνες εξαιρέσεις το διάστημα λίγο πριν και μετά την εμφάνιση της πλημμυρικής αιχμής και προς το τέλος του επεισοδίου, όπου το συγκεντρωτικό μοντέλο ταυτίζεται σχεδόν με το παρατηρημένο πλημμυρογράφημα. Προφανώς, οι προσομοιώσεις είναι πολύ ικανοποιητικές, όπως και με τις προσομοιώσεις του επεισοδίου 1. Ελάχιστα υπερτερεί το συγκεντρωτικό μοντέλο, όπου η εκτίμηση της αιχμής είναι σχεδόν απόλυτη (ΔQ<sub>p</sub>= 1.7%), ενώ το κατανεμημένο την υπερεκτιμά ελάχιστα (ΔQ<sub>p</sub>= 6.9%). Από την άλλη πλευρά, το κατανεμημένο μοντέλο προσεγγίζει τέλεια το χρόνο αιχμής.



Σχήμα 4-1: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης με τη μέθοδο IDW (Επεισόδιο 4)



Σχήμα 4-2: Πλημμυρογραφήματα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 4)

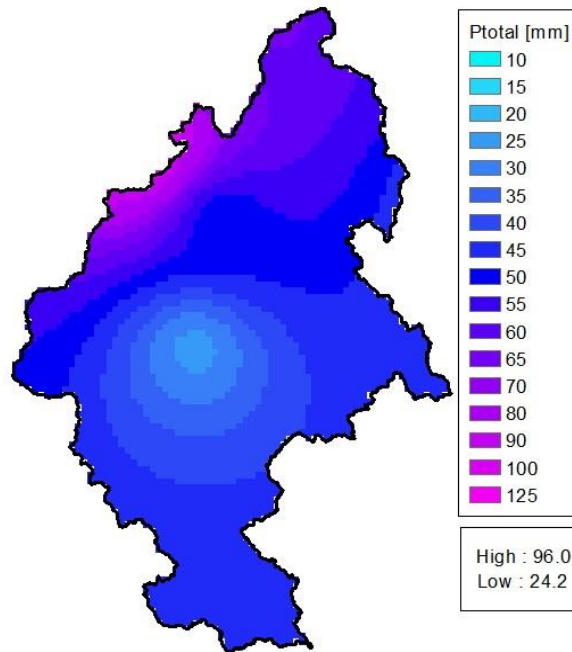
#### 4.2.5 Επεισόδιο 5 – 06/03/2015

Πίνακας 4-9: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματος (Επεισόδιο 5)

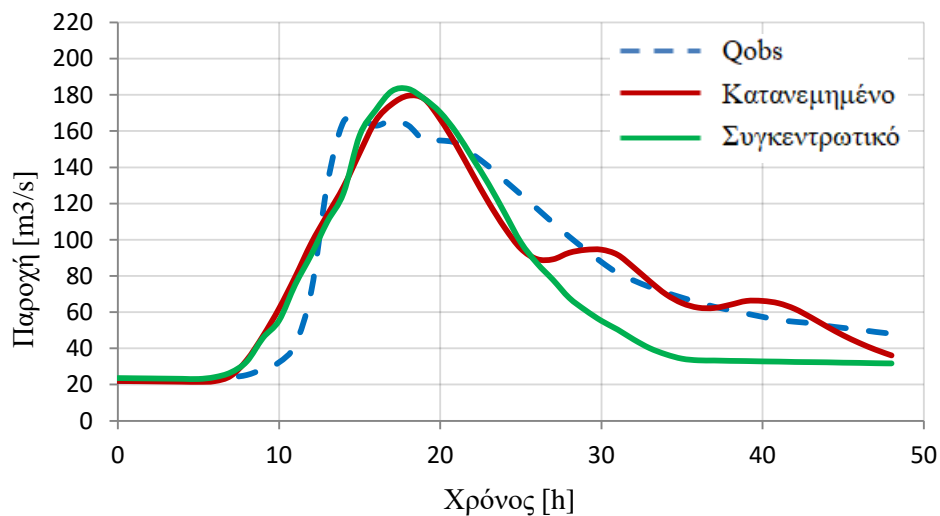
Παράμετροι	Q <sub>obs</sub>	Κατανεμημένο	Συγκεντρωτικό
Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	166.7	179.5	183.3
t <sub>p</sub> [h]	15	18	18
V [hm <sup>3</sup> ]	14.1	14.1	12.1
Nash Sutcliffe		0.91	0.78
Bias [%]		-0.32	-13.93
ΔV [%]		-0.17	-13.86
ΔQ <sub>p</sub> [%]		7.7	9.9
Δt <sub>p</sub> [h]		3	3
P <sub>tot</sub> [mm]		50.1	56.2
L <sub>tot</sub> [mm]		37.5	46.9

Σύμφωνα με το Σχήμα 4.17 και πάλι οι περιοχές βόρεια και βορειοανατολικά της Καρύταινας δέχονται το μεγαλύτερο όγκο βροχής, ενώ στα κεντρικά τμήματα της λεκάνης εμφανίζονται τα χαμηλότερα ύψη βροχής. Στο επεισόδιο αυτό, βάσει των μεγεθών Nash – Sutcliffe και ΔV είναι ξεκάθαρο ότι το κατανεμημένο μοντέλο υπερτερεί. Βέβαια, είναι εμφανές ότι οι διαφορές υπέρ του ModClark οφείλονται στην καλύτερη προσαρμογή του καθοδικού κλάδου, που να μην είναι κρίσιμος όσο αφορά στη διαστασιολόγηση ενός αντιπλημμυρικού έργου, αλλά προφανώς είναι κάτι που πρέπει να αναφερθεί, καθώς το ζήτημα που τίγεται εδώ είναι η αξιολόγηση των μοντέλων ως προς την προσαρμογή τους στην πραγματικότητα. Οι εκτιμημένες πλημμυρικές αιχμές διαφέρουν ελάχιστα, τόσο μεταξύ τους, όσο και σε σχέση με την παρατηρημένη πλημμυρική αιχμή. Ωστόσο, επειδή η μέθοδος Thiessen εκτίμησε αρκετά μεγαλύτερη συνολική βροχόπτωση, αντίστοιχα εκτίμησε και αρκετά παραπάνω συνολικές απώλειες, έτσι ώστε να προσαρμοστεί στο παρατηρημένο υδρογράφημα με το βέλτιστο τρόπο. Τα δύο μοντέλα εμφανίζουν όμως την ίδια αδυναμία: εκτιμούν ότι η πλημμυρική αιχμή συμβαίνει 3 ώρες αργότερα. Το επεισόδιο 5 είναι η μόνη από τις πέντε περιπτώσεις που εξετάστηκαν, όπου ο χρόνος αιχμής διαφέρει περισσότερο από 1 ώρα σε σχέση με τον πραγματικό.





Σχήμα 4-17: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης με τη μέθοδο IDW (Επεισόδιο 5)



Σχήμα 4-18: Πλημμυρογραφήματα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 5)

#### 4.2.6 Συζήτηση αποτελεσμάτων

Με βάση τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων που παρουσιάστηκαν παραπάνω και συνοψίζονται στον Πίνακα 4.10, στο παρόν υποκεφάλαιο αναπτύσσονται ορισμένα σημεία για τη γενικότερη συμπεριφορά και απόδοση των δύο μοντέλων. Αρχικά, ως προς την επιφανειακή βροχόπτωση αυτή διαφοροποιείται ανάλογα με τη μέθοδο επιφανειακής ολοκλήρωσης που εφαρμόζεται για το ίδιο επεισόδιο βροχής και για δεδομένη λεκάνη απορροής. Στα τέσσερα από τα πέντε επεισόδια που μελετήθηκαν η μέθοδος πολυγώνων Thiessen υπολόγησε μεγαλύτερο ύψος βροχόπτωσης απ' ό τι η μέθοδος IDW. Μοναδική

εξαιρέση αποτελεί το επεισόδιο 4. Στα επεισόδια 1,3 και 4 οι διαφορές στη βροχόπτωση είναι σχεδόν αμελητέες, όμως στα επεισόδια 2 και 5 είναι αρκετά εμφανείς και σημαντικές. Η εκτίμηση των υδρολογικών απωλειών αποτελεί ζήτημα μείζονος σημασίας, καθώς έστω και μία μικρή μεταβολή στις τιμές, επηρεάζει σημαντικά την απόκριση της λεκάνης απορροής, τόσο ως προς την παροχή αιχμής, όσο και στο χρόνο στον οποίο εκείνη εμφανίζεται. Κατά τον προσδιορισμό των υδρολογικών απωλειών με τη μέθοδο SCS – CN, η απόδοση μίας τιμής του συντελεστή CN ανά εικονοστοιχείο που να ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα, είναι καθοριστικής σημασίας. Πλην του επεισοδίου 4, οι συνολικές υδρολογικές απώλειες κατά απόλυτη τιμή είναι μεγαλύτερες στην περίπτωση εφαρμογής του συγκεντρωτικού μοντέλου, ενδεχομένως λόγω και των μεγαλύτερων υψών βροχόπτωσης που εκτίμησε η μέθοδος πολυγώνων Thiessen. Το αντίθετο παρατηρείται στο συντελεστή απορροής που είναι μεγαλύτερος στο κατανεμημένο μοντέλο και σε όλα τα επεισόδια (Πίνακας 4.11). Μάλιστα, σε κάποια εκ των προσομοιωμένων επεισοδίων η διαφορά ανάμεσα στο συντελεστή απορροής, μεταξύ των δύο μοντέλων είναι σημαντική.

Πίνακας 4-10: Εκτίμηση παροχής και χρόνου αιχμής μοντέλων βροχής - απορροής

Επεισόδιο	$Q_{obs}$ [m <sup>3</sup> /s]	$t_{p-obs}$ [h]	Συγκεντρωτικό		Κατανεμημένο	
			$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	$t_p$ [h]	$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	$t_p$ [h]
1	126.6	13	118.0	13	124.1	13
2	270.0	40	315.4	40	299.8	39
3	163.5	16	152.5	16	190.6	17
4	144.0	29	146.4	28	153.8	29
5	166.7	15	183.3	18	179.5	18

Πίνακας 4-11: Συντελεστής απορροής ανά επεισόδιο

Επεισόδιο	Συντελεστής απορροής	
	Συγκεντρωτικό	Κατανεμημένο
1	0.18	0.19
2	0.28	0.31
3	0.23	0.28
4	0.22	0.23
5	0.17	0.25

Ως προς την παροχή αιχμής παρατηρείται μικρή απόκλιση μεταξύ προσομοιωμένης και παρατηρημένης τιμής κατά απόλυτη τιμή, σε μέσο ποσοστό 8.38% για το κατανεμημένο μοντέλο και σε μέσο ποσοστό 8.48% για το συγκεντρωτικό. Επιπλέον πλην του επεισοδίου 1, η παροχή αιχμής υπερεκτιμάται στο κατανεμημένο μοντέλο, δηλαδή οι προβλέψεις του είναι υπέρ της ασφαλείας. Αντίστοιχη είναι η κατάσταση και στο

συγκεντρωτικό μοντέλο, με τα επεισόδια 1 και 3 να υποεκτιμούνται και τα υπόλοιπα να υπερεκτιμούνται.

Ανεξαρτήτως του μοντέλου, στα επεισόδια 1 έως και 4, ο συνολικός όγκος νερού υποεκτιμάται και μοναδική εξαίρεση αποτελεί το επεισόδιο 5. Ωστόσο, το κατανεμημένο μοντέλο υπερέχει του συγκεντρωτικού, διότι εκτιμάει όγκους με μέση απόκλιση 5.82%, έναντι μίας μέσης απόκλισης τάξης 11.09% που εμφανίζεται στο συγκεντρωτικό. Παρατηρώντας τη μορφή των πλημμυρογραφήματων πιο προσεκτικά, εντοπίζεται ότι αυτό το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στον καθοδικό κλάδο που προσομοιώνουν τα δύο μοντέλα έναντι του αντίστοιχου παρατηρημένου πλημμυρογραφήματος.

Ο χρόνος αιχμής του παρατηρημένου πλημμυρογραφήματος προσεγγίζεται ελάχιστα καλύτερα με εφαρμογή του συγκεντρωτικού μοντέλου, όπου ο χρόνος αιχμής προσεγγίζεται τέλεια στα 3 από τα πέντε επεισόδια, ενώ στο κατανεμημένο μοντέλο η απόλυτη ταύτιση του παρατηρημένου και προσομοιωμένου χρόνου αιχμής επιτυγχάνεται στα 2 από τα 5 επεισόδια. Το μόνο επεισόδιο που παρατηρείται ουσιαστικό πρόβλημα είναι το 5, όπου οι προσομοιωμένοι χρόνοι αιχμής διαφέρουν κατά +3 ώρες από τον πραγματικό. Συνεπώς, η μεταφορά του νερού προς την έξοδο είτε μεσω των ισόχρονων καμπυλών είτε μέσω του ModClark με τις βαθμονομημένες τιμές των  $T_c$  και  $R$  κρίνεται επιτυχής.

### **4.3 Προσομοιώσεις με δορυφορικά δεδομένα**

Στην παράγραφο αυτή πραγματοποιείται η παρουσίαση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή του ModClark, με δεδομένα εισόδου τα δύο δορυφορικά προϊόντα CMORPH και GPM Imerg V06. Κατά το αρχικό στάδιο της εκτίμησης, χρησιμοποιήθηκαν οι ακατέργαστες εκτιμήσεις (Raw data), ενώ στο τελικό στάδιο οι εκτιμήσεις αυτές διορθώθηκαν (Corrected data), με τη βοήθεια των επίγειων μετρήσεων και με την εφαρμογή της μεθόδου Mean Field Bias Correction (MFBC) (βλ. 3.9). Τα παραγόμενα πλημμυρογραφήματα (δύο για το προϊόν CMORPH και δύο για το προϊόν GPM Imerg) τοποθετούνται στο ίδιο διάγραμμα, έτσι ώστε να είναι άμεσα συγκρίσιμα μεταξύ τους. Επιπροσθέτως, όπως και στην παράγραφο 4.3, παραθέτονται και Σχήματα που απεικονίζουν τη σύγκριση των προσομοιωμένων πλημμυρογραφήματων με το αντίστοιχο παρατηρημένο. Τα Σχήματα αυτές περιλαμβάνουν επίσης τη χρονική εξέλιξη της συνολικής βροχόπτωσης και τις απώλειες βροχής, πριν και μετά τη διόρθωση. Όλες οι προσομοιώσεις της παραγράφου 4.3 πραγματοποιήθηκαν με τις βελτιστοποιημένες τιμές

του Scale Factor (βλ. 3.6), υπολογίστηκαν από την εφαρμογή του κατανεμημένου μοντέλου με τους βροχομετρικούς σταθμούς (Πίνακας 4.12).

Πίνακας 4-12: Βαθμονομημένες τιμές Scale Factor

Επεισόδιο	Scale Factor
1	0.7402
2	1.0481
3	0.5211
4	0.8414
5	0.8927

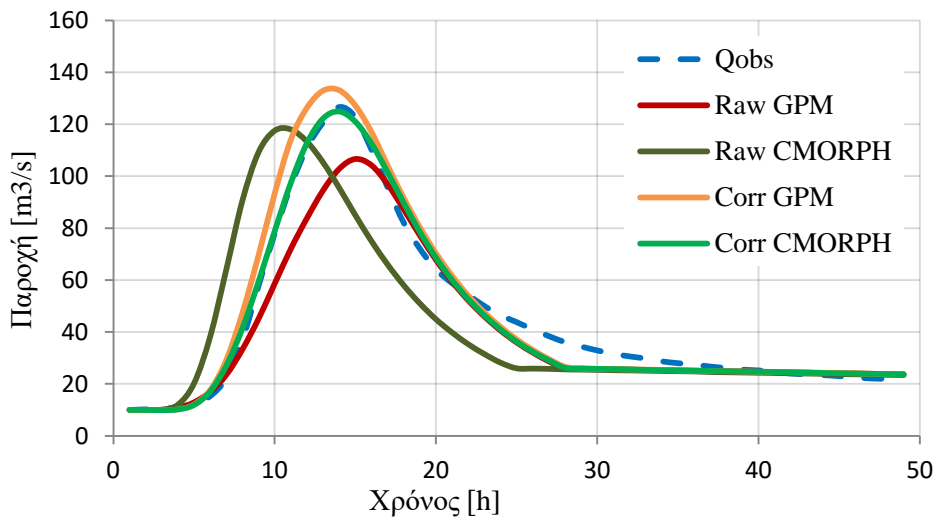
#### 4.3.1 Επεισόδιο 1 – 03/03/2013

Πίνακας 4-13: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφήματων από δορυφορικά δεδομένα (Επεισόδιο 1)

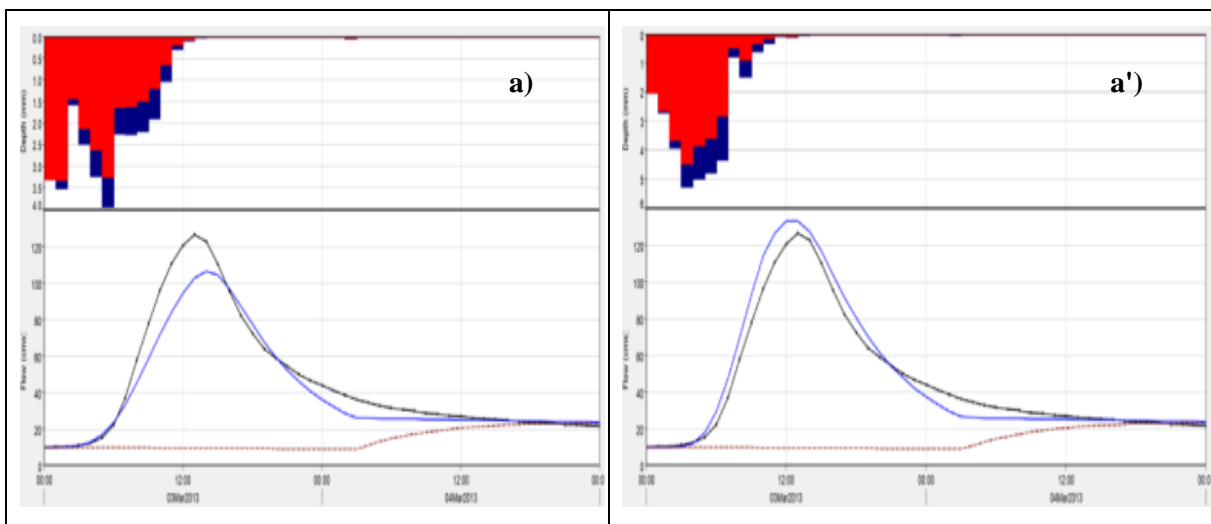
Παράμετροι	Q <sub>obs</sub>	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	126.6	106.6	133.1	118.0	124.9
t <sub>p</sub> [h]	13	14	13	10	13
V [hm <sup>3</sup> ]	7.8	7.0	8.1	7.3	7.7
Nash Sutcliffe		0.92	0.96	0.64	0.98
Bias [%]		-10.16	3.23	-6.52	-1.75
ΔV [%]		-10.26	3.85	-6.41	-1.91
ΔQ <sub>p</sub> [%]		-15.8	5.1	-6.8	-1.3
Δt <sub>p</sub> [h]		1	0	-3	0
P <sub>tot</sub> [mm]		28.2	31.5	30.2	31.8
L <sub>tot</sub> [mm]		22.9	25.0	24.8	25.8

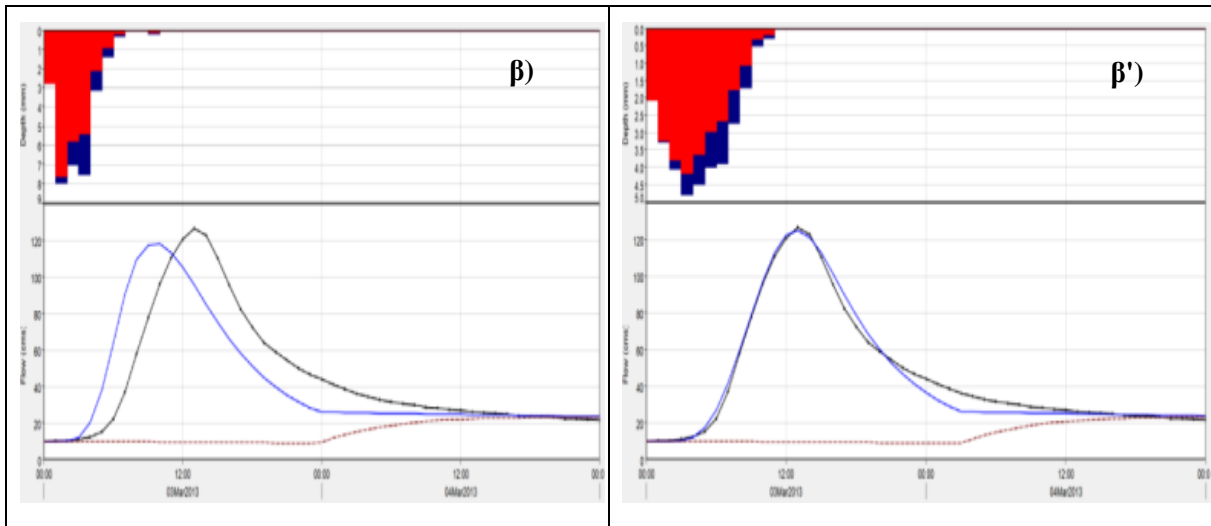
Οι δορυφορικές εκτιμήσεις στην αρχική τους μορφή κάταφεραν να αναγνωρίσουν με επιτυχία του πλημμυρικό επεισόδιο. Ειδικότερα, το CMORPH αναγνώρισε αρκετά ικανοποιητικά τον όγκο νερού (-6.41%), την παροχή αιχμής (-6.8%) και το συνολικό ύψος βροχόπτωσης. Ωστόσο, όπως παρατηρείται και από το Σχήμα 4.19, το όλο το πλημμυρογράφημα είναι μετατοπισμένο πίσω στο χρόνο, αφού η αιχμή της πλημμύρας συμβαίνει 3 ώρες νωρίτερα, εξού και ο σχετικά χαμηλός συντελεστής Nash – Sutcliffe (0.64). Αντίθετα, το GPM Imerg αναγνωρίζει πολύ καλά τη χρονική εξέλιξη της βροχής, συνάμα το χρόνο αιχμής και το σχήμα του πλημμυρογραφήματος. Όμως, υποεκτιμά περισσότερο τον όγκο νερού (-10.26%) και την παροχή αιχμής (-15.8%). Μετά την αναπροσαρμογή των εκτιμήσεων βροχής, μέσω της διόρθωσης, τα προσομοιωμένα πλημμυρογραφήματα προσεγγίζουν αρκετά περισσότερο το παρατηρημένο. Ιδιαίτερα στο CMORPH, η διαφορά της παροχής αιχμής και του όγκου νερού τείνει προς το μηδέν και το

πλημμυρογράφημα σχεδόν ταυτίζεται με αυτό που προήλθε από τη μέθοδο IDW, άρα και κατά συνέπεια και με το παρατηρημένο. Τα ίδια μεγέθη υπερεκτιμούνται πλέον ελάχιστα από το GPM, αλλά ο χρόνοι αιχμής ταυτίζονται και στις δύο εφαρμογές ισούνται πλέον με τον πραγματικό. Όπως φαίνεται και από το Σχήμα 4.120 η χρονική εξέλιξη της βροχόπτωσης έχει βελτιωθεί αισθητά και το συνολικό ύψος βροχόπτωσης έχει υποστεί μία μικρή αύξηση, με αποτέλεσμα να οι τιμές του να είναι όμοιες με αυτήν της μεθόδου IDW. Τέλος, σύμφωνα με το Σχήμα 4.21 η κατανομή της συνολικής βροχόπτωσης των δορυφορικών προϊόντων συνάδει αρκετά με την κατανομή που προέκυψε από τις επίγειες μετρήσεις, με τα υψηλότερα ύψη βροχής να εντοπίζονται στο νότιο και στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης απορροής, ενώ χαμηλότερη είναι η βροχόπτωση στα βόρεια και ανατολικά τμήματα της περιοχής μελέτης.

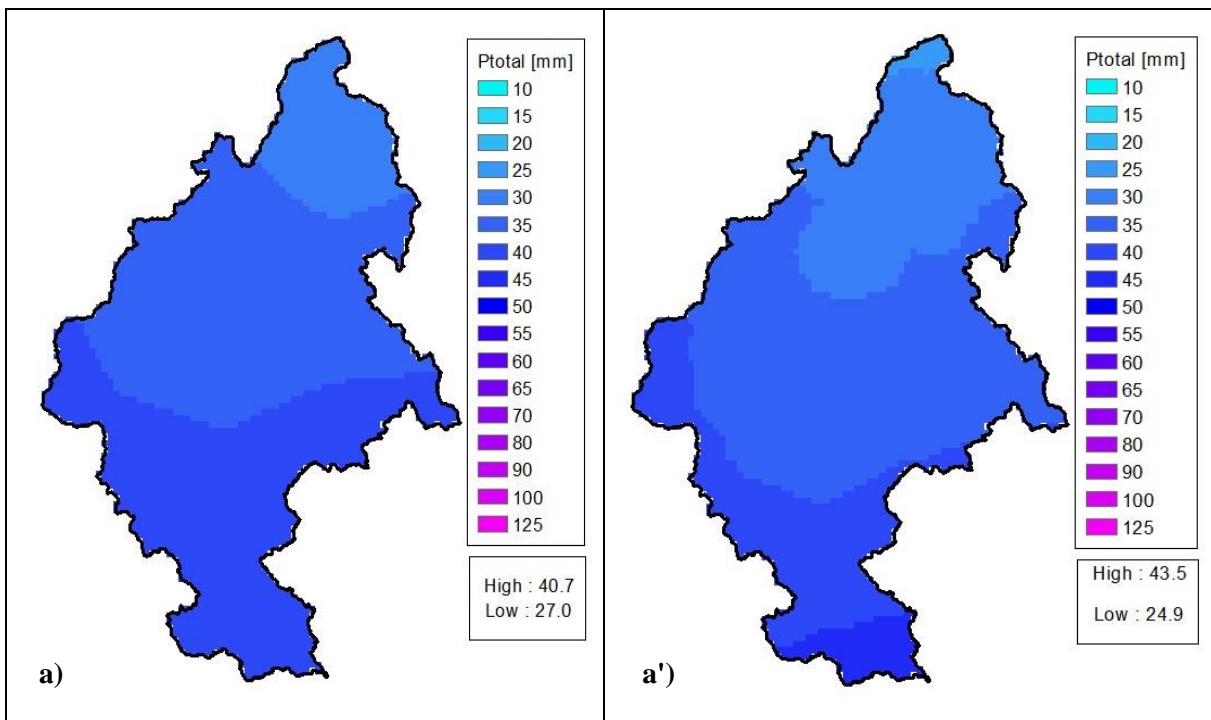


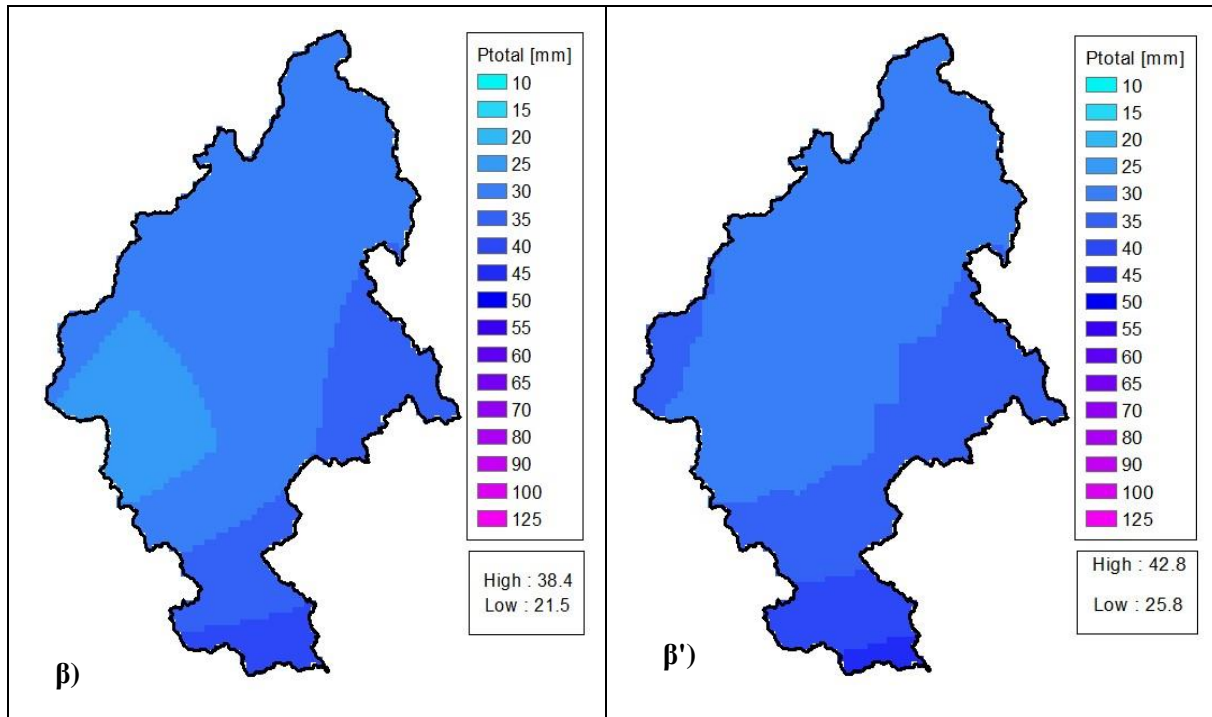
Σχήμα 4-19: Πλημμυρογραφήματα από δορυφορικά δεδομένα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 1)





Σχήμα 4-20: Σύγκριση ακατέργαστων και διορθωμένων δορυφορικών εκτιμήσεων (Επεισόδιο 1), α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH





Σχήμα 4-21: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης πριν και μετά τη διόρθωση (Επεισόδιο 1)

α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH

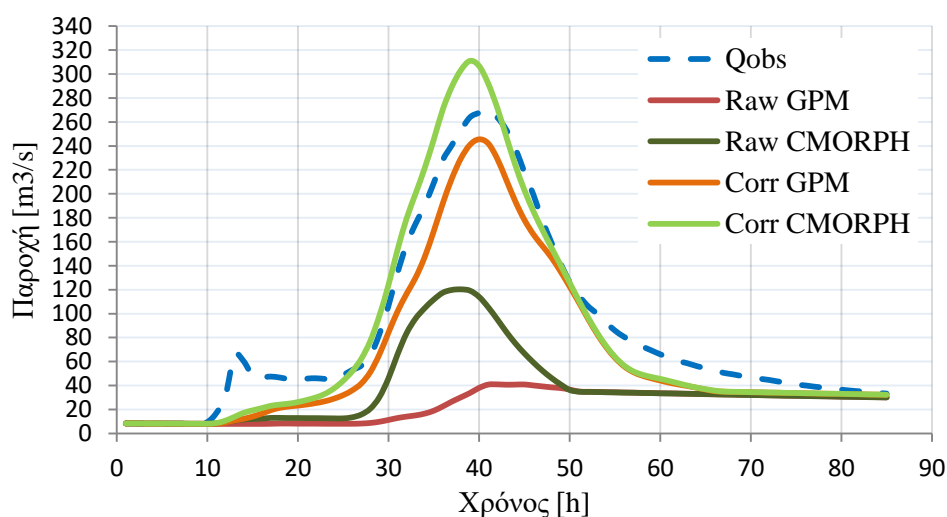
#### 4.3.2 Επεισόδιο 2 – 24/01/2014

Πίνακας 4-14: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφημάτων από δορυφορικά δεδομένα (Επεισόδιο 2)

Παράμετροι	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	270.0	41.0	245.5	120.3	311.0
$t_p$ [h]	40	41	39	37	38
$V$ [ $hm^3$ ]	26.2	8.1	20.7	11.6	24.8
Nash Sutcliffe		-0.40	0.91	0.19	0.93
Bias [%]		-69.01	-20.89	-57.57	-5.18
$\Delta V$ [%]		-69.05	-20.91	-55.68	-5.24
$\Delta Q_p$ [%]		-84.8	-9.1	-55.4	15.2
$\Delta t_p$ [h]		1	-1	-3	-2
$P_{tot}$ [mm]		31.3	69.0	41.8	76.9
$L_{tot}$ [mm]		27.1	48.9	34.3	52.2

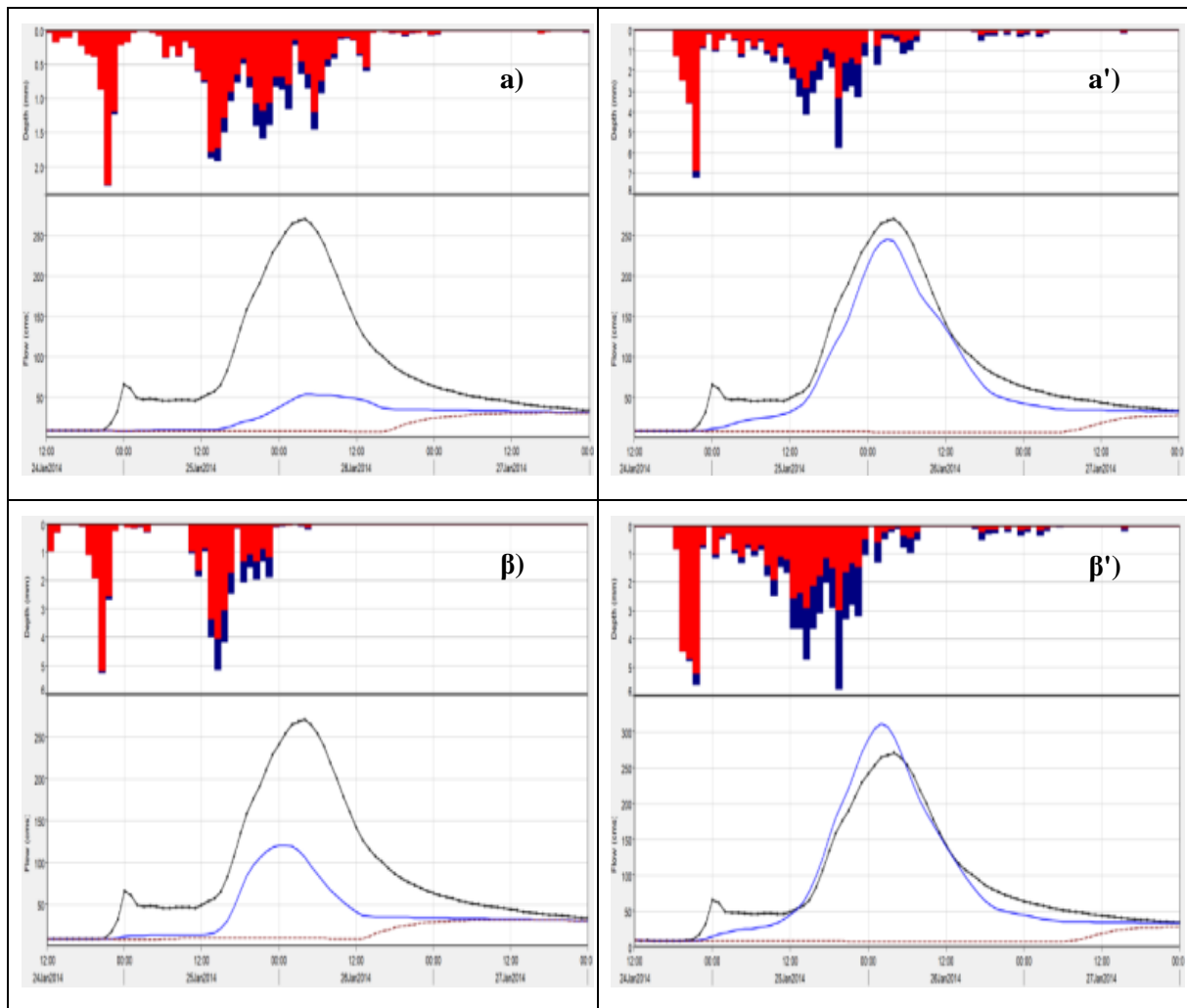
Στο επεισόδιο 2 συναντάται τεράστια αδυναμία των δορυφορικών εκτιμήσεων να προσομοιώσουν το πλημμυρογράφημα εξόδου, καθώς όλα τα χαρακτηριστικά του υποεκτιμώνται σημαντικά. Το CMORPH εξάγει αποτελέσματα, ίσα περίπου με το  $\frac{1}{2}$  των πραγματικών μεγεθών, ενώ το GPM αποτυγχάνει πλήρως να αναγνωρίσει τα χαρακτηριστικά της πλημμύρας, μάλιστα σε τέτοιο βαθμό που το υπολογισμένο

πλημμυρογράφημα του εκφυλίζεται σχεδόν σε ευθεία γραμμή. Μετά την εφαρμογή των διορθώσεων, προφανώς τα πλημμυρογραφήματα βελτιώνονται αισθητά και συνολικά το CMORPH συμπεριφέρεται ελάχιστα καλύτερα σε σχέση με το GPM, ένα λογικό συμπέρασμα, αν αναλογιστεί κανείς τα Raw δεδομένα. Η ολική βροχόπτωση του διορθωμένου CMORPH (76.9 mm) βρίσκεται πιο κοντά στη βροχόπτωση που υπολογίστηκε από τους επίγειους σταθμούς (74.2 mm), έναντι του GPM (69.0 mm). Η παροχή αιχμής υπερεκτιμάται κατά 15.2% σε σχέση με την πραγματική και κατά 4.1% σε σχέση με την IDW, ενώ ο χρόνος αιχμής μετατοπίστηκε κατά +1 ώρα μετά τη διόρθωση και προσεγγίζει περισσότερο τον πραγματικό. Από την άλλη πλευρά, η διορθωμένη παροχή αιχμής του GPM βρίσκεται πιο κοντά στην πραγματική, κατά απόλυτη τιμή (9.1% υποεκτίμηση), ενώ η διόρθωση οδήγησε σε έναν πιο συντηρητικό χρόνο αιχμής, 39 ώρες μετά τη διόρθωση, 41 ώρες πριν τη διόρθωση, με τις δύο απόλυτες τιμές να ισαπέχουν από τον παρατηρημένο.

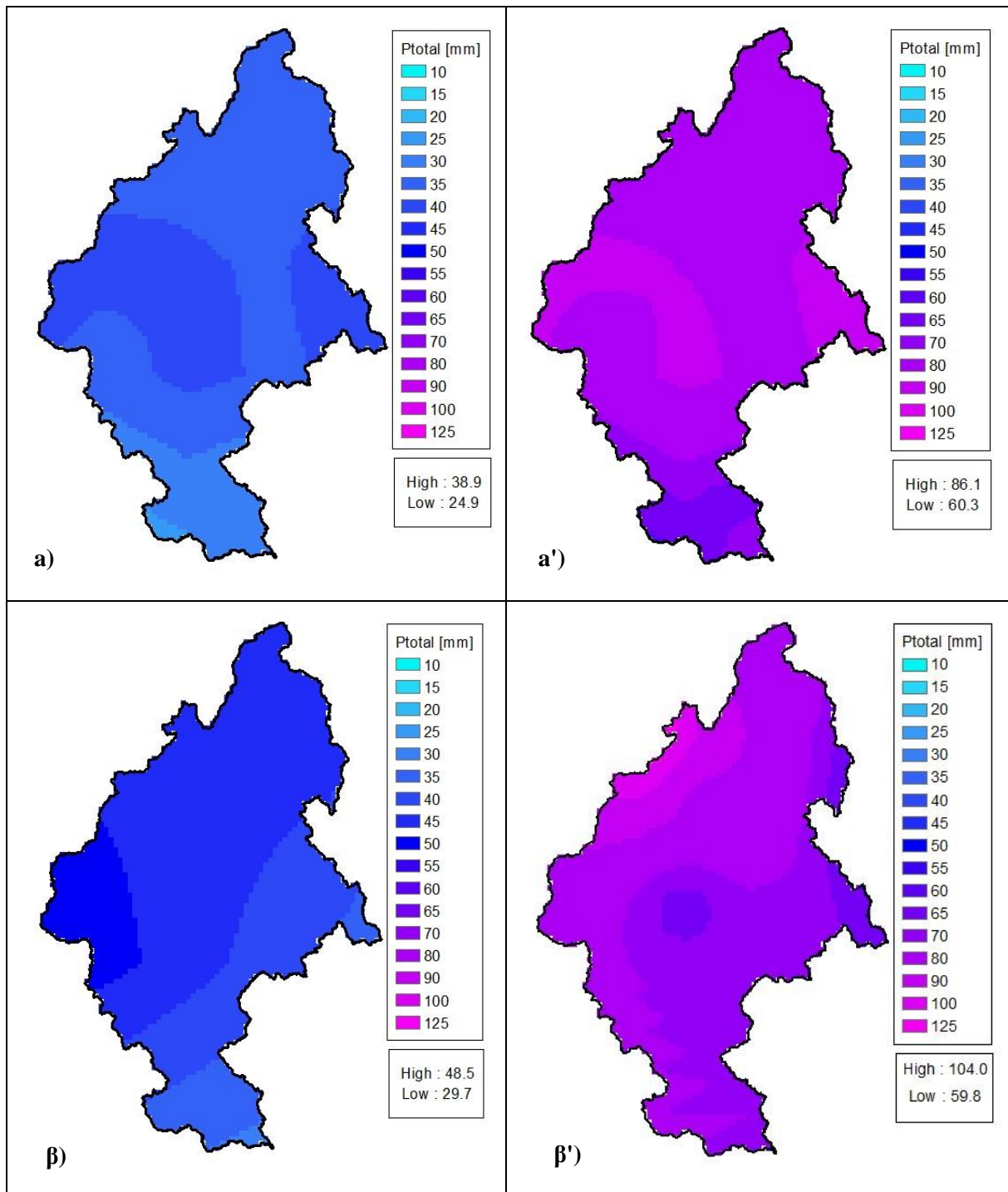


Σχήμα 4-22: Πλημμυρογραφήματα από δορυφορικά δεδομένα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 2)





Σχήμα 4-23: Σύγκριση ακατέργαστων και διορθωμένων δορυφορικών εκτιμήσεων (Επεισόδιο 2), α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH



Σχήμα 4-24: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης πριν και μετά τη διόρθωση (Επεισόδιο 2), α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH

### 4.3.3 Επεισόδιο 3 – 24/01/2015

Πίνακας 4-15: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφημάτων από δορυφορικά δεδομένα (Επεισόδιο 3)

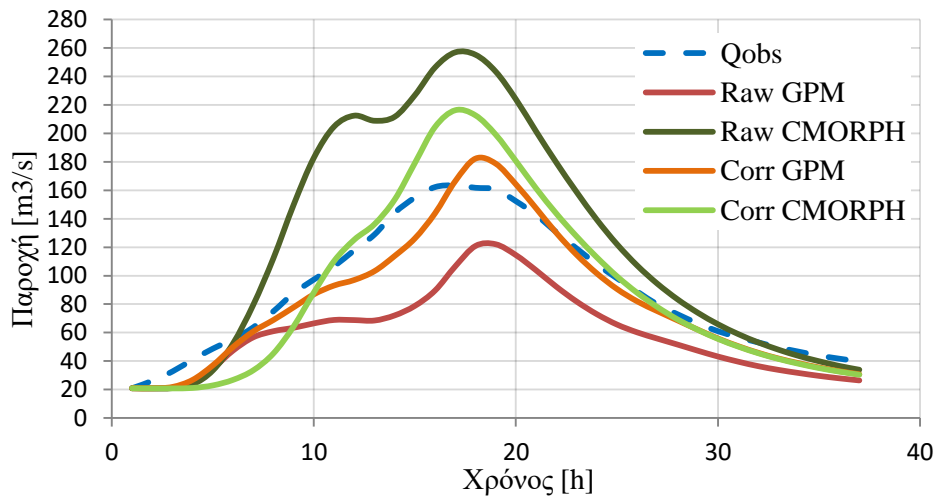
Παράμετροι	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	163.5	122.1	182.3	257.0	216.3
$t_p$ [h]	16	18	17	16	16
V [hm <sup>3</sup> ]	11.8	8.0	10.9	16.4	12.0
Nash Sutcliffe		0.41	0.92	-0.38	0.78
Bias [%]		-31.76	-7.76	38.67	1.62
$\Delta V$ [%]		-32.20	-7.63	38.98	1.69
$\Delta Q_p$ [%]		-25.3	11.5	57.2	32.3
$\Delta t_p$ [h]		2	1	0	0
$P_{tot}$ [mm]		24.1	32.2	43.7	35.0
$L_{tot}$ [mm]		17.6	22.4	27.5	23.9

Οι προσομοιώσεις με τις ακατέργαστες εκτιμήσεις των δορυφορικών προϊόντων οδήγησαν σε δύο αντίθετες όψεις, με το CMORPH να υπερεκτιμά όλα τα χαρακτηριστικά του επεισοδίου ( $NSE, Bias, \Delta V, \Delta Q_p > 0$ ) και το το GPM να τα υποεκτιμά ( $NSE, Bias, \Delta V, \Delta Q_p < 0$ ). Επειδή και τα δύο προϊόντα αναγνωρίζουν το σχήμα του πλημμυρογραφήματος και προσομοιάζουν ικανοποιητικά το χρόνο αιχμής, οι διαφορές σε σχέση με τις παρατηρημένες απορροές οφείλονται στην εκτίμηση της βροχόπτωσης. Πιο συγκεκριμένα, το GPM εκτιμά 24.1 mm, το CMORPH 43.7 mm, με τις επίγειες παρατηρήσεις να βρίσκονται περίπου στη μέση, με 33.5 mm. Λαμβάνοντας υπόψη τα στατιστικά μεγέθη, και πάλι οι βροχομετρικοί σταθμοί υπολογίζουν βροχόπτωση που προσομοιάζει περισσότερο την πραγματικότητα. Όπως φαίνεται από το Σχήμα 4.27, το CMORPH μετατοπίζει τις υψηλότερες τιμές της ολικής βροχόπτωσης, σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις, στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης. Με παρόμοιο τρόπο εκτιμάει την κατανομή της ολικής βροχόπτωσης και το προϊόν GPM.

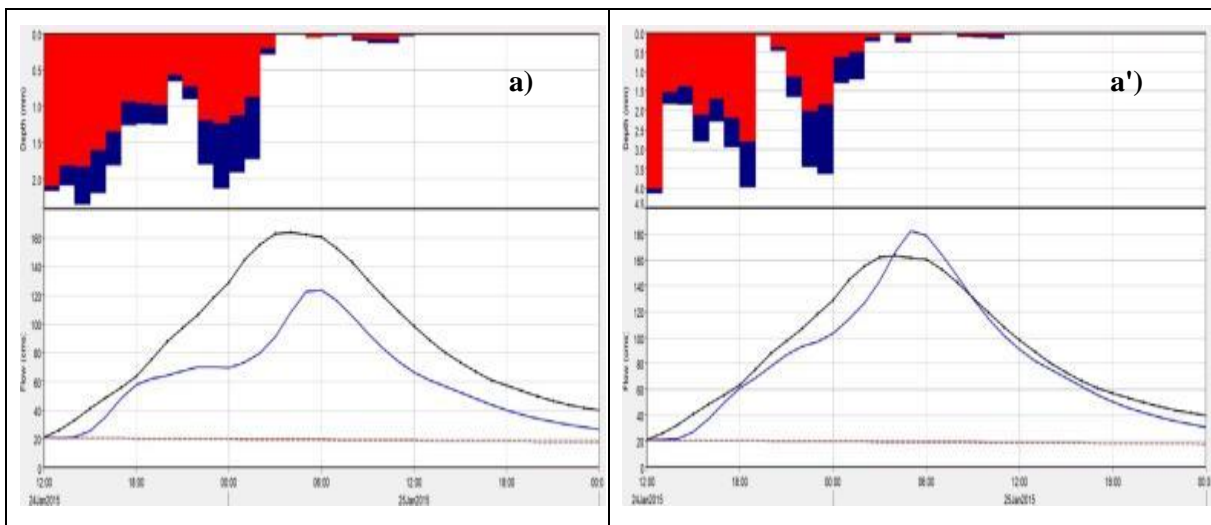
Μετά την αναπροσαρμογή των δορυφορικών εκτιμήσεων με τους επίγειους σταθμούς, τα προσομοιωμένα πλημμυρογραφήματα προσαρμόζονται πολύ καλύτερα στο παρατηρημένο πλημμυρογράφημα εξόδου. Η παροχή αιχμής υπερεκτιμάται και στις δύο προσομοιώσεις, ένα λογικό αποτέλεσμα, αφού και η προσομοίωση με τους επίγειους σταθμούς οδήγησε σε ανάλογο αποτέλεσμα και οι διορθώσεις πραγματοποιήθηκαν με βάση τις μετρήσεις αυτών. Η προσομοίωση του διορθωμένου GPM οδήγησε σε πιο κοντινή τιμή της παροχής αιχμής (υπερεκτίμηση κατά 11.5%), ενώ το CMORPH την υπερεκτιμά αρκετά, σε ποσοστό 32.3%. Ο χρόνος αιχμής τόσο των ακατέργαστων όσο και των

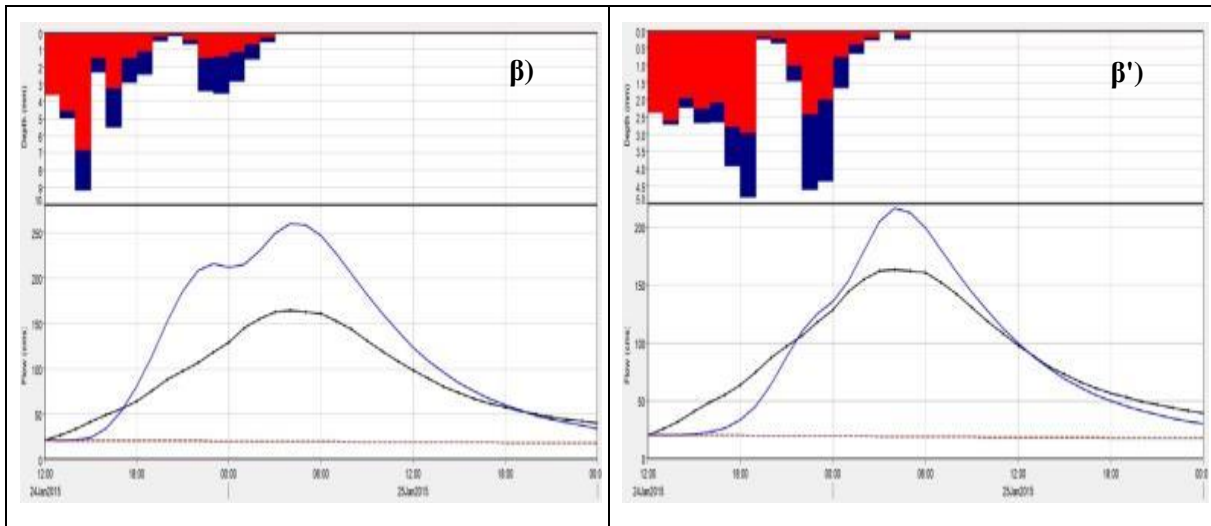
διορθωμένων προϊόντων CMORPH εκτιμά την παροχή αιχμής στο βέλτιστο, ενώ στο σετ των διορθωμένων εκτιμήσεων GPM η παροχή αιχμής συμβαίνει 1 ώρα αργότερα σε αντίθεση με τις ακατέργαστες, όπου συμβαίνει δύο ώρες αργότερα.

Στο επεισόδιο αυτό το GPM συμπεριφέρεται αρκετά καλύτερα σε σχέση με το CMORPH, κάτι που είναι εμφανές από τις τιμές όλων των στατιστικών δεικτών του Πίνακα 4.15, πλην του συνολικού όγκου νερού. Για το συγκεκριμένο επεισόδιο κάτι που αξίζει να τονιστεί είναι ότι ο συνδυασμός της χωρικής διακριτοποίησης της βροχής και των επίγειων σταθμών οδήγησε τελικά σε ένα προσομοιωμένο πλημμυρογράφημα που παρουσιάζει σημαντική ομοιότητα με το παρατηρημένο, ακόμη και σε σχέση με το πλημμυρογράφημα που παρήχθη από τη μέθοδο IDW, καθώς ο NSE είναι υψηλότερος, 0.92 έναντι 0.83 και τα υπόλοιπα στατιστικά μεγέθη έχουν τιμές πιο κοντά στο μηδέν.

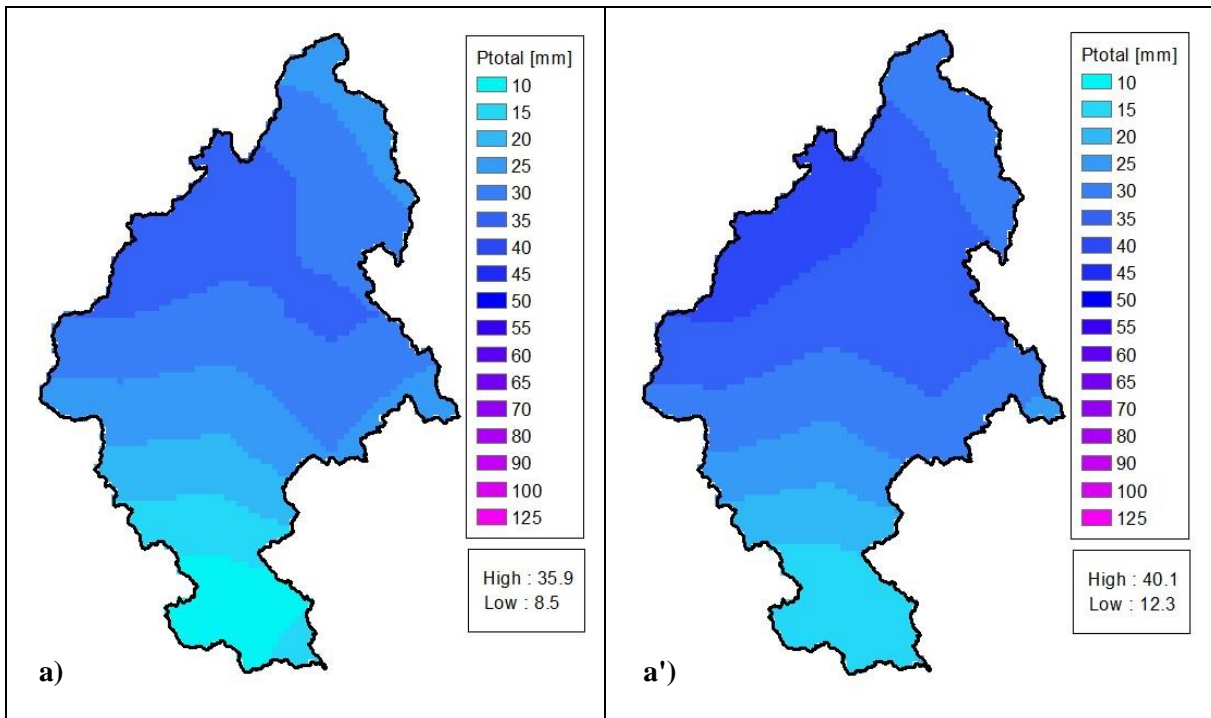


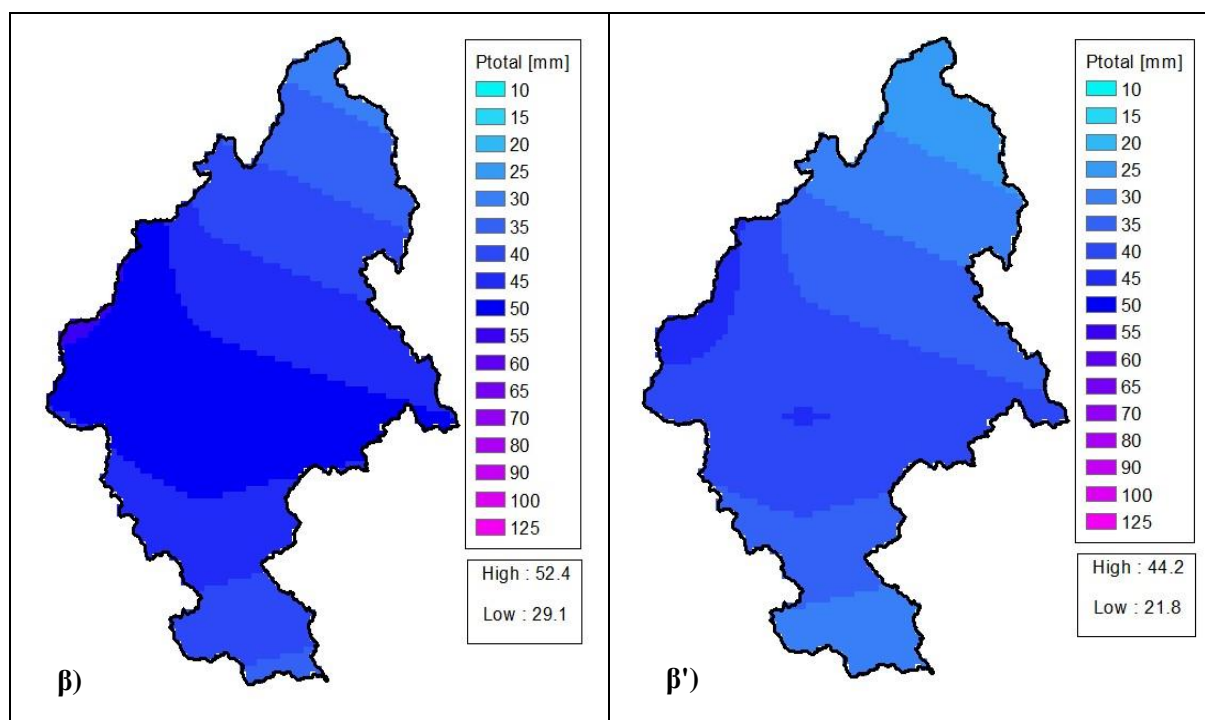
Σχήμα 4-25: Πλημμυρογραφήματα από δορυφορικά δεδομένα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 3)





Σχήμα 4-26: Σύγκριση ακατέργαστων και διορθωμένων δορυφορικών εκτιμήσεων (Επεισόδιο 3) α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH





Σχήμα 4-27: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης πριν και μετά τη διόρθωση (Επεισόδιο 3)

α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH

#### 4.3.4 Επεισόδιο 4 – 27/02/2015

Πίνακας 4-16: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφημάτων από δορυφορικά δεδομένα (Επεισόδιο 4)

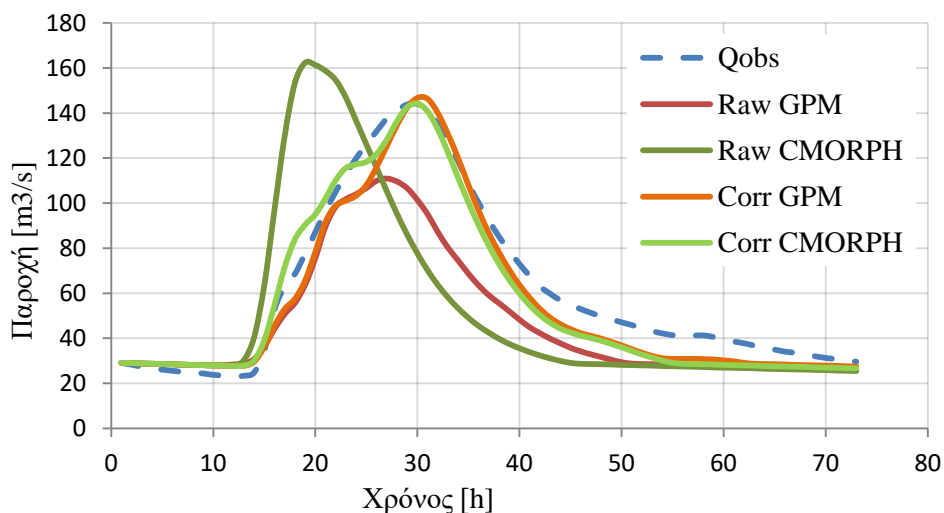
Παράμετροι	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [ $m^3/s$ ]	144.0	110.9	146.7	162.3	144.2
$t_p$ [h]	29	26	29	18	29
V [ $hm^3$ ]	16.0	12.3	14.6	13.6	14.8
Nash Sutcliffe		0.73	0.95	0.14	0.95
Bias [%]		-22.98	-8.80	-15.5	-7.46
$\Delta V$ [%]		-23.06	-8.67	-14.93	-7.42
$\Delta Q_p$ [%]		-23.0	1.9	12.7	0.1
$\Delta t_p$ [h]		-3	0	-11	0
$P_{tot}$ [mm]		28.1	41.6	29.6	40.6
$L_{tot}$ [mm]		21.7	32.5	21.9	31.3

Λαμβάνοντας υπόψη τα γραφήματα της Σχήμα 4.28 και τις τιμές του Πίνακα 4.16, προκύπτει ότι το κατανεμημένο μοντέλο με τα τις εκτιμήσεις των δορυφορικών προϊόντων υποεκτιμά τη συνολική βροχόπτωση του επεισοδίου 4, σε σύγκριση με τους επίγειους σταθμούς. Αναλυτικότερα, οι σταθμοί εκτίμησαν βροχόπτωση 43.4 mm, το CMORPH 29.6 mm και το GPM 28.1 mm. Ωστόσο, όπως προκύπτει και από το συντελεστή  $NSE=0.73$ , η

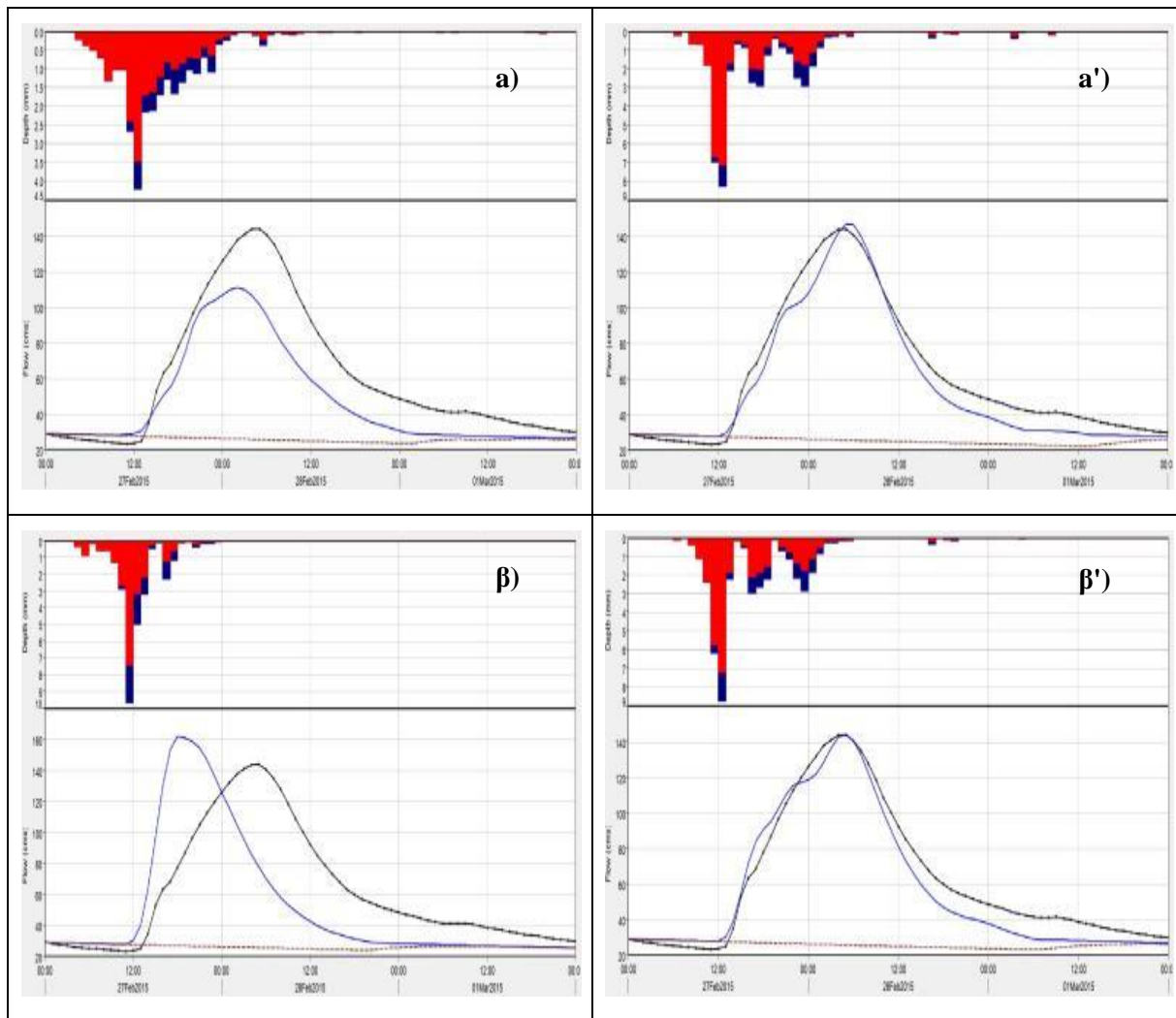
προσομοίωση με το προϊόν GPM αποδίδει αρκετά καλύτερα, υποεκτιμώντας βέβαια όλα τα χαρακτηριστικά της πλημμύρας, λόγω των μικρότερων τιμών της βροχής.

Πιο συγκεκριμένα, η παροχή αιχμής διαφέρει κατά -23.0% σε σχέση με την παρατηρημένη, ο χρόνος αιχμής είναι 3 ώρες νωρίτερα και ο συνολικός όγκος υποεκτιμάται και αυτός κατά 23.06%. Αντίθετα, το προϊόν CMORPH, αν και προσομοιώνει παροχή αιχμής και συνολικό όγκο πιο κοντά στις παρατηρημένες τιμές, +12.7% και -14.93% αντίστοιχα, έχει το μεγάλο πρόβλημα ότι τοποθετεί όλο το επεισόδιο αρκετά πιο πίσω χρονικά ( $\Delta t_p = 11$  hours), εξού και ο πολύ χαμηλός συντελεστής NSE.

Η αναπροσαρμογή των εκτιμήσεων διόρθωσε σε σημαντικό βαθμό τις ατέλειες των προσομοιώσεων, με τα νέα πλημμυρογραφήματα να παρουσιάζουν μία μεγάλη τιμή NSE = 0.95 και στις δύο εφαρμογές. Πλέον, ο χρόνος αιχμής ταυτίζεται με τον πραγματικό και η παροχή αιχμής εκτιμάται τέλεια, ειδικά στο διορθωμένο προϊόν CMORPH, όπου η τιμή της διαφέρει σε σχέση με την παρατηρημένη μόνο στο δεκαδικό μέρος. Ο ανοδικός κλάδος του πλημμυρογραφήματος εκτιμάται καλύτερα από το CMORPH, με ακριβώς το αντίθετο να συμβαίνει στον καθοδικό κλάδο. Στο Σχήμα 4.29 φαίνεται ξεκάθαρα η αναπροσαρμογή της βροχής χρονικά και ποσοτικά, γεγονός που οδήγησε τελικά σε αρκετά βελτιωμένες προσομοιώσεις.

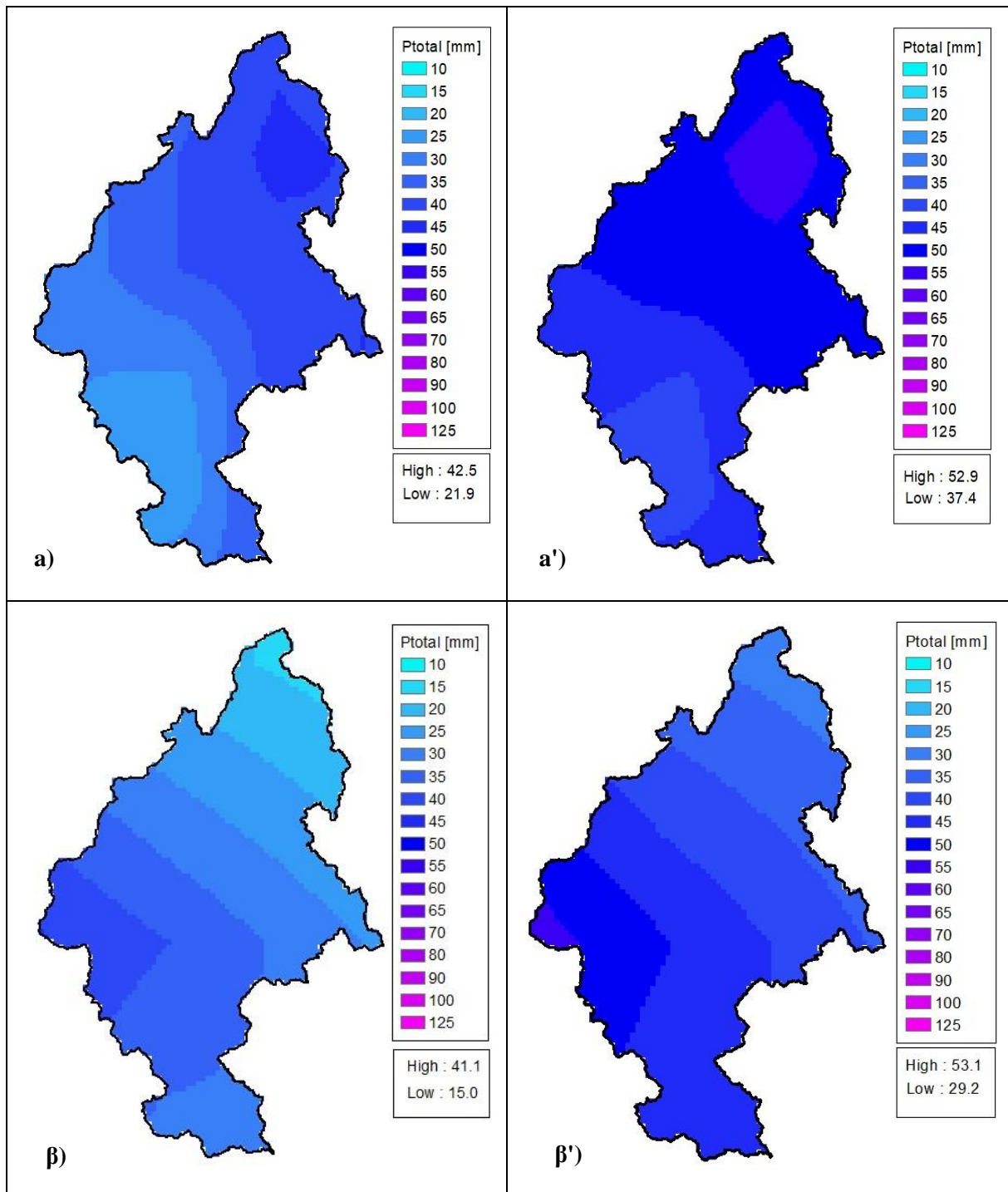


Σχήμα 4-28: Πλημμυρογραφήματα από δορυφορικά δεδομένα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 4)



Σχήμα 4-29: Σύγκριση ακατέργαστων και διορθωμένων δορυφορικών εκτιμήσεων (Επεισόδιο 4), α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH





Σχήμα 4-30: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης πριν και μετά τη διόρθωση (Επεισόδιο 4)

α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH

#### 4.3.5 Επεισόδιο 5 – 06/03/2015

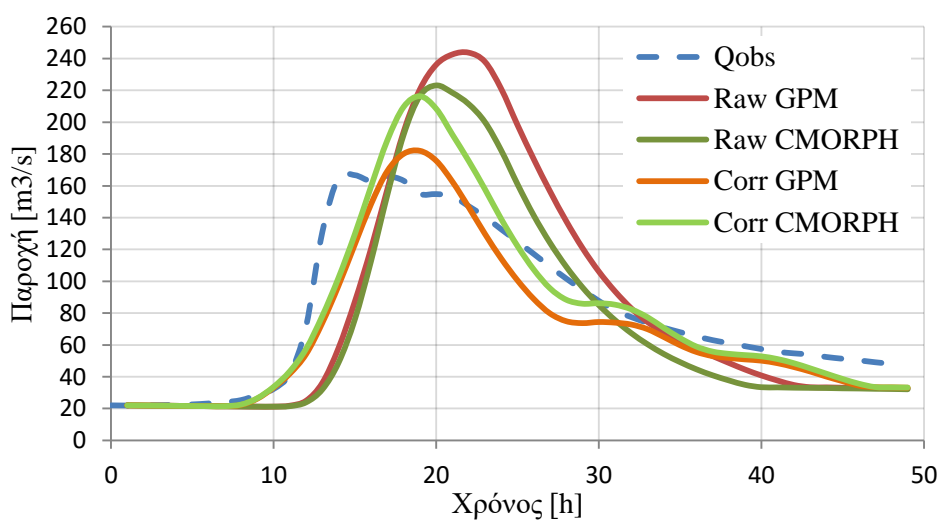
Πίνακας 4-17: Χαρακτηριστικά μεγέθη πλημμυρογραφημάτων από δορυφορικά δεδομένα (Επεισόδιο 5)

Παράμετροι	Qobs	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
$Q_p$ [m <sup>3</sup> /s]	166.7	243.7	182.0	223.1	216.3
$t_p$ [h]	15	21	18	19	18
V [hm <sup>3</sup> ]	14.1	14.8	12.4	13.0	13.9
Nash Sutcliffe		0.44	0.87	0.63	0.86
Bias [%]		7.55	-11.89	-11.42	-1.30
$\Delta V$ [%]		5.08	-11.96	-7.70	-1.31
$\Delta Q_p$ [%]		46.2	9.2	33.8	29.8
$\Delta t_p$ [h]		6	3	4	3
$P_{tot}$ [mm]		47.7	48.4	43.5	52.4
$L_{tot}$ [mm]		34.7	37.8	32.7	40.1

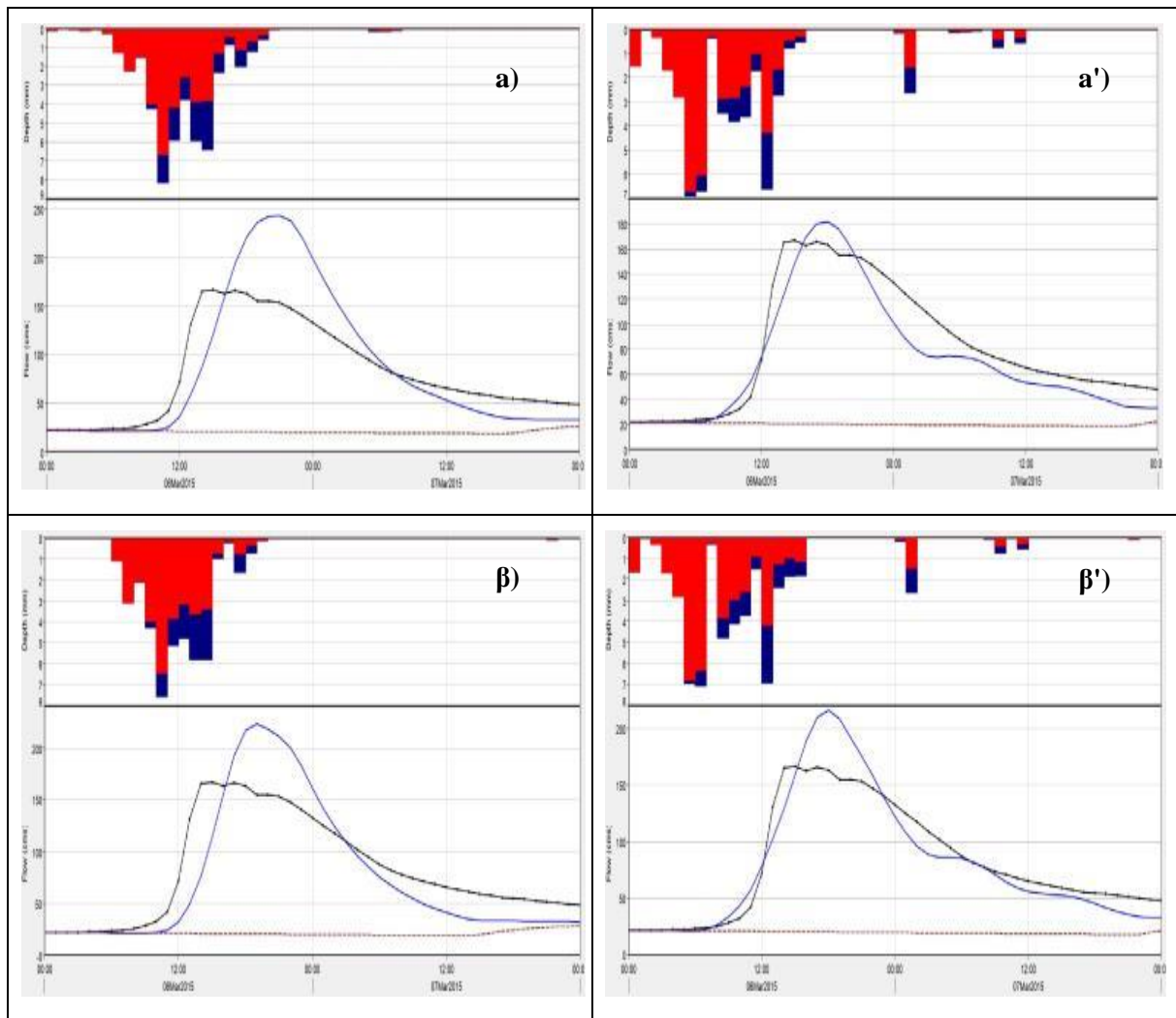
Στο επεισόδιο 5, παρόλο που σύμφωνα με τις αρχικές εκτιμήσεις των δορυφορικών προϊόντων υπολογίστηκε συνολικό ύψος βροχόπτωσης παρεμφερές με αυτό της μεθόδου IDW, η διαφορά στην παροχή αιχμής είναι αρκετά σημαντική. Όπως φαίνεται από το Σχήμα 4.33, το προϊόν CMORPH εκτιμάει υψηλότερους όγκους βροχής στις θέσεις όπου οι επίγειοι σταθμοί υπολόγησαν τα χαμηλότερα ύψη βροχής, δηλαδή στο κεντρικό τμήμα της λεκάνης απορροής και ταυτόχρονα υποεκτιμάει τη βροχόπτωση στις περιοχές κοντά στην έξοδο της Καρύταινας. Η χωρική κατανομή της βροχόπτωσης από το GPM συμφωνεί περισσότερο με την κατανομή που προέκυψε από τη μέθοδο IDW, ωστόσο και πάλι οι εκτιμήσεις κοντά στην έξοδο είναι αρκετά χαμηλότερες, όπως και στην περίπτωση του προϊόντος CMORPH.

Τα δορυφορικά προϊόντα συμπεριφέρονται και αναγνωρίζουν το επεισόδιο με όμοιο τρόπο και υπερεκτιμούν την παροχή αιχμής, κατά 46.2% το GPM και κατά 33.8% το CMORPH (Πίνακας 4.17, Σχήμα 4.31). Ωστόσο, το προσομοιωμένο πλημμυρογράφημα του CMORPH είναι οριακά αποδεκτό, βάσει της τιμής του συντελεστή  $NSE = 0.63$ , λόγω του γεγονότος ότι ο καθοδικός κλάδος του πλημμυρογραφήματος αυτού συγκλίνει αρκετά με τον αντίστοιχο παρατηρημένο. Σύμφωνα με τα παραπάνω είναι ξεκάθαρο ότι η χωρική και χρονική κατανομή της βροχής αποτελεί βασική παράμετρο και επηρεάζει σημαντικά την απορροή στην έξοδο, σε ένα επεισόδιο βροχής. Ο χρόνος αιχμής των δύο προσομοιώσεων διαφέρει μεν από τον παρατηρημένο, αλλά ταυτόχρονα είναι κοντά στον προσομοιωμένο χρόνο αιχμής που υπολογίστηκε μέσω της μεθόδου IDW.

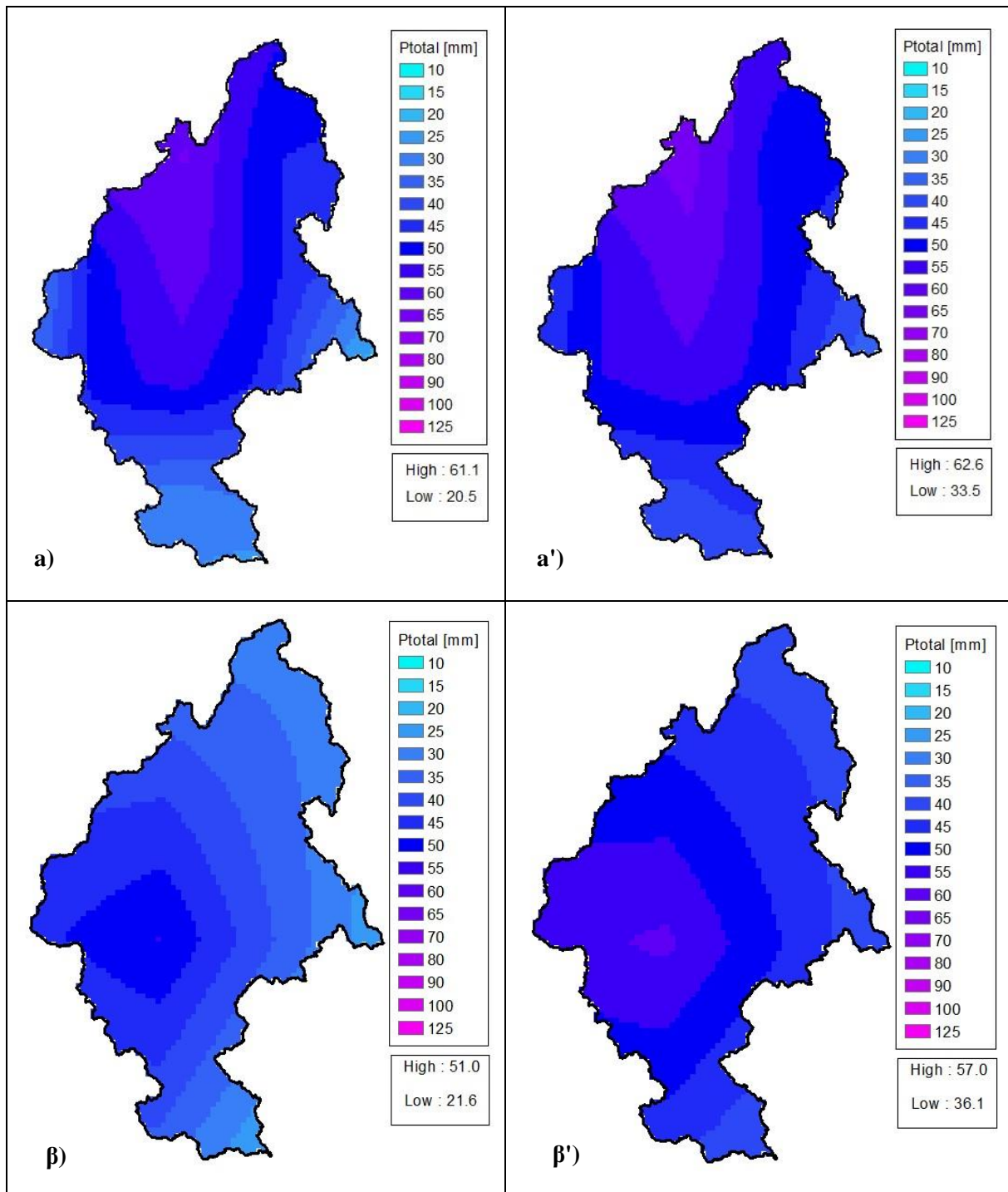
Απομονώνοντας μόνο το συντελεστή NSE των διορθωμένων εκτιμήσεων βροχόπτωσης, είναι εύλογο να υποτεθεί ότι τα δύο δορυφορικά σετ δεδομένων εξάγουν παραπλήσια πλημμυρογραφήματα, άρα και προσομοιάζουν το επεισόδιο 5 με τον ίδιο τρόπο. Όμως, με μία βαθύτερη ανάγνωση των αποτελεσμάτων, παρατηρείται ότι το σημαντικότερο μέγεθος ενός πλημμυρικού επεισοδίου, δηλαδή η παροχή αιχμής, υπερεκτιμάται σε μικρό βαθμό από τις διορθωμένες εκτιμήσεις του GPM (+9.2%), ενώ αντίθετα παρά τη διόρθωση των εκτιμήσεων του CMORPH η διαφορά στην παροχή αιχμής, σε σύγκριση με την παρατηρημένη τιμή παραμένει σημαντική (+29.8%). Συνεπώς, για ένα χρονικό διάστημα πριν και μετά την αιχμή της πλημμύρας, τα σφάλματα εκτιμήσεων του CMORPH δεν μπορούν να περιγραφούν με ακρίβεια από έναν ενιαίο πολλαπλασιαστικό συντελεστή, όπως υποθέτει η μέθοδος MFBC που χρησιμοποιήθηκε για τις διορθώσεις. Ως προς τους χρόνους αιχμής αυτοί διαφέρουν και στις δύο εφαρμογές κατά 3 ώρες από τον πραγματικό και παράλληλα ταυτίζονται με τον αυτόν που υπολόγισε το καταναμημένο μοντέλο με τους βροχομετρικούς σταθμούς. Τέλος, ο καθοδικός κλάδος του πλημμυρογραφήματος εκτιμάται με μεγαλύτερη ακρίβεια από το CMORPH, αλλά όπως έχει ήδη αναφερθεί αποτελεί μία παράμετρο ήσσονος σημασίας σε ένα πλημμυρικό επεισόδιο.



Σχήμα 4-31: Πλημμυρογραφήματα από δορυφορικά δεδομένα στη θέση Καρύταινα (Επεισόδιο 5)



Σχήμα 4-32: Σύγκριση ακατέργαστων και διορθωμένων δορυφορικών εκτιμήσεων (Επεισόδιο 5), α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH



Σχήμα 4-33: Κατανομή ολικής βροχόπτωσης πριν και μετά τη διόρθωση (Επεισόδιο 5)

α) Raw GPM, α') Corr GPM, β) Raw CMORPH, β') Corr CMORPH

#### 4.3.6 Συζήτηση αποτελεσμάτων

Με τα δορυφορικά δεδομένα GPM προσομοιάστηκαν αξιολογικά τα επεισόδια 1 και 4, ενώ αντίστοιχα με τα δεδομένα CMORPH δεν υπάρχει καμία προσομοίωση που μπορεί να θεωρηθεί ως αρκετά ικανοποιητική, με μόνη εξαίρεση τα επεισόδια 1 και 5 όπου είναι πολύ οριακά αποδεκτές. Στο επεισόδιο 2 τα δύο σετ δεδομένων δεν κατάφεραν ούτε να αναγνωρίσουν το πλημμυρικό επεισόδιο, πόσο μάλλον να το προσομοιάσουν. Κατά κανόνα στην ακατέργαστη τους μορφή, το GPM τείνει να συμπεριφέρεται καλύτερα. Οι διορθώσεις που ακολούθησαν και εφαρμόστηκαν με βάση τους επίγειους σταθμούς, οδήγησαν σε πολύ ικανοποιητικές προσομοιώσεις, σχεδόν ανάλογες με αυτές του κατανεμημένου μοντέλου με τις παρατηρημένες τιμές βροχής.

Πίνακας 4-18: Υπολογισμένη παροχή αιχμής από δορυφορικές εκτιμήσεις, πριν και μετά τη διόρθωση

Επεισόδιο	Q <sub>obs</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
		Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]	Q <sub>p</sub> [m <sup>3</sup> /s]
1	126.6	106.6	133.1	118.0	124.9
2	270.0	41.0	245.5	120.3	311.0
3	163.5	122.1	182.3	257.0	216.3
4	144.0	110.9	146.7	162.3	144.2
5	166.7	243.7	182.0	223.1	216.3

Πίνακας 4-19: Υπολογισμένος χρόνος αιχμής από δορυφορικές εκτιμήσεις, πριν και μετά τη διόρθωση

Επεισόδιο	t <sub>p-obs</sub> [h]	Raw GPM	Corr GPM	Raw CMORPH	Corr CMORPH
		t <sub>p</sub> [h]	t <sub>p</sub> [h]	t <sub>p</sub> [h]	t <sub>p</sub> [h]
1	13	14	13	10	13
2	40	41	39	37	38
3	16	18	17	16	16
4	29	26	29	18	29
5	15	21	18	19	18

Ως προς την παροχή αιχμής, αυτή εκτιμάται καλύτερα με τα διορθωμένες εκτιμήσεις του GPM, όπου εμφανίζεται μία μέση απόκλιση 7.34% σε σχέση με τις πραγματικές τιμές, η οποία είναι περίπου διπλάσια στην περίπτωση των διορθωμένων δεδομένων CMORPH, 15.74%, ενώ μεμονομένα στα επεισόδια 3 και 5 υπάρχει μία μεγάλη υπερεκτίμηση της τάξης το 30%. Το αντίθετο συμβαίνει με το συνολικό όγκο νερού, όπου η μέση απόκλιση του CMORPH είναι πολύ μικρή, μόλις 3.51%, ενώ του GPM είναι 10.60%. Εκτός από τη βροχόπτωση και συνεπώς τους όγκους νερού και την παροχή αιχμής στα ακατέργαστα δεδομένα, σοβαρό ήταν και το πρόβλημα εκτίμησης του χρόνου αιχμής ιδιαίτερα για το

CMORPH όπου παρατηρήθηκε και μία ακραία διαφορά  $\Delta t_p = -11$  ώρες, στο επεισόδιο 3, με τις υπόλοιπες διαφορές να βρίσκονται στο διάστημα  $[-3,4]$ . Τα ακατέργαστα δεδομένα GPM παρουσίασαν μικρότερο εύρος, με τη μεγαλύτερη διαφορά να εντοπίζεται στο επεισόδιο 5, όπου  $\Delta t_p = 6$  ώρες, με τις υπόλοιπες διαφορές να ανήκουν στο διάστημα  $[-3,2]$ .

## 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

### 5.1 Σύνοψη

Στο πλαίσιο της μεταπτυχιακής εργασίας αναπτύχθηκαν και εφαρμόστηκαν δύο μοντέλα βροχής απορρόφης, ένα συγκεντρωτικό και ένα καταναμημένο μοντέλο. Το συγκεντρωτικό δε λαμβάνει υπόψη τη χωρική διακριτοποίηση της βροχής, εκτιμάει τις υδρολογικές απώλειες μέσω μίας και μοναδικής τιμής Curve Number και μεταφέρει τη βροχή στην έξοδο της λεκάνης βάσει της θεωρίας των ισόχρονων καμπυλών. Στο συγκεντρωτικό μοντέλο θεωρείται ότι η βροχή κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την έκταση της λεκάνης απορρόφης και για κάθε χρονικό βήμα εκτιμήθηκε μία τιμή βροχής, μέσω των πολυγώνων Thiessen, λαμβάνοντας υπόψη τα διαθέσιμα δεδομένα των βροχομετρικών σταθμών. Το δεύτερο μοντέλο που εφαρμόστηκε ήταν ένα πλήρως καταναμημένο μοντέλο, όπου η λεκάνη απορρόφης χωρίστηκε σε κελιά διάστασης 500×500 m το καθένα, αντίστοιχα οι υδρολογικές απώλειες υπολογίστηκαν μέσω του κανάβου Curve Number που κατασκευάστηκε με μεθόδους GIS, ενώ η βροχή εισήχθη σε μορφή κανάβου είτε μέσω της επιφανειακής ολοκλήρωσης των σημειακών παρατηρήσεων των βροχομετρικών σταθμών, με την εφαρμογή της μεθόδου IDW, είτε μέσω των εκτιμήσεων βροχόπτωσης από δύο ελεύθερα σετ δορυφορικών δεδομένων (CMORPH και GPM Imerg V06).

Τα δύο μοντέλα που αναπτύχθηκαν αξιοποιήθηκαν κατά την προσομοίωση πέντε ιστορικών επεισοδίων στη λεκάνη απορρόφης της Καρύταινας, τμήμα της ευρύτερης λεκάνης του Αλφειού ποταμού, η οποία ανήκει γεωγραφικά στο υδατικό διαμέρισμα της Δυτικής Πελοποννήσου. Για το κάθε επεισόδιο υπήρχαν διαθέσιμες παρατηρήσεις απορροών στην έξοδο της λεκάνης και προφανώς και οι αντίστοιχες παρατηρήσεις βροχόπτωσης, από επτά ή εννέα γειτονικούς σταθμούς του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, ανάλογα με το επεισόδιο. Επειδή ήταν γνωστό και το ΜΥΓ της περιοχής μελέτης από μετρήσεις της ΔΕΗ, το ΜΥΓ που προέκυψε από τη θεωρία των ισόχρονων καμπυλών, βαθμονομήθηκε με βάση τις ταχύτητες ροής εντός του υδρογραφικού δικτύου, διασφαλίζοντας παράλληλα ότι ανεξάρτητα από την τάξη του δικτύου η ταχύτητα ροής εντός του καναλιού πρέπει πάντα να είναι μεγαλύτερη από οποιοδήποτε σημείο εντός της



χερσαίας έκτασης της λεκάνης. Επιπλέον, μέσω του παρατηρημένου ΜΥΓ βαθμονομήθηκαν και οι δύο παράμετροι του καταναμημένου μοντέλου ModClark, δηλαδή ο χρόνος συγκέντρωσης και η αποθηκευτικότητα. Το συγκεντρωτικό και καταναμημένο μοντέλο, που λάμβαναν τις παρατηρημένες βροχοπτώσεις από τους επίγειους σταθμούς, αξιολογήθηκαν συγκριτικά μεταξύ τους. Τέλος, αξιολογήθηκαν και οι προσομοιώσεις που προέκυψαν από τη χρήση των δορυφορικών εκτιμήσεων και όπως απεδείχθη, πλην ελαχίστων περιπτώσεων οι δορυφορικές εκτιμήσεις δεν μπορούν να προσεγγίσουν με ακρίβεια ένα μεμονωμένο επεισόδιο βροχής, εκτός και αν αναπροσαρμοστούν μέσω κάποιας μεθοδολογίας διόρθωσης, η οποία βελτιώνει σημαντικά το εξαγόμενο αποτέλεσμα.

## 5.2 Συμπεράσματα

Τα κυριότερα συμπεράσματα από τη συγκριτική αξιολόγηση των παραπάνω μοντέλων τόσο μεταξύ τους όσο και με την πραγματική απόκριση της λεκάνης απορροής συνοψίζονται παρακάτω:

- Με βάση το συντελεστή Nash - Sutcliffe (NSE) τα δύο μοντέλα με τις επίγειες μετρήσεις προσομοιάζουν παραπάνω από ικανοποιητικά τα ιστορικά επεισόδια στη ΛΑΠ Καρύταινας, καθώς ποτέ δεν εμφανίζεται τιμή κάτω του 0.7, κατώφλι πάνω από το οποίο μία προσομοίωση μπορεί να θεωρηθεί ως επιτυχής. Ωστόσο, καλύτερα συμπεριφέρεται το καταναμημένο μοντέλο όπου παρατηρούνται πολύ υψηλές τιμές του συντελεστή NSE, με τη μέση τιμή να κυμαίνεται στο 0.93, την ελάχιστη στο 0.83 (επεισόδιο 3) και τη μέγιστη στο 0.99 (επεισόδιο 1), ενώ στα υπόλοιπα επεισόδια παρατηρούνται τιμές άνω του 0.90. Αντίστοιχα για το συγκεντρωτικό μοντέλο, η μέση τιμή είναι 0.87, η ελάχιστη 0.76 (επεισόδιο 3) και η μέγιστη 0.98 (επεισόδια 1 και 4).
- Αν και για τη δεδομένη λεκάνη απορροής και τα επεισόδια που μελετήθηκαν το καταναμημένο μοντέλο συμπεριφέρεται καλύτερα έναντι του συγκεντρωτικού, αξίζει να τονιστεί ότι γενικά η ενσωμάτωση μίας χωρικής διακριτοποίησης της βροχόπτωσης σε ένα καταναμημένο μοντέλο δεν εξασφαλίζει και απαραίτητα καλύτερα αποτελέσματα από αυτά ενός συγκεντρωτικού μοντέλου. Στην περίπτωση εφαρμογής ενός καταναμημένου μοντέλου, αυξάνεται παράλληλα ο αριθμός των παραμέτρων άρα και ο βαθμός αβεβαιότητας. Παράγοντες όπως το μέγεθος της λεκάνης και η χωρική ανομοιομορφία της βροχής είναι εξίσου καθοριστικοί για την επίδοση του μοντέλου. Ωστόσο, σημαντικότερη επίδραση είναι η χωρική κατανομή

των υδρομετεωρολογικών σταθμών, καθώς και η ορθότητα και επάρκεια των διαθέσιμων δεδομένων.

- Η χρήση των δορυφορικών εκτιμήσεων, αν και το στατιστικό δείγμα είναι μικρό, καθώς προσομοιώθηκαν μόνο πέντε επεισόδια, ανέδειξε όλα τα ζητήματα που σχετίζονται με τέτοιου τύπου δεδομένα. Πιο συγκεκριμένα, στην πρωτογενή τους μορφή τα δεδομένα GPM κατάφεραν να προσομοιάσουν αξιόλογα τα επεισόδια 1 και 4 και αντίστοιχα με τα δεδομένα CMORPH δεν υπάρχει καμία προσομοίωση που μπορεί να θεωρηθεί ως ικανοποιητική, βάσει των στατιστικών μεγεθών. Ιδιαίτερη αναφορά αξίζει στο επεισόδιο 2, όπου οι δορυφορικές εκτιμήσεις δεν κατάφεραν καν να αναγνωρίσουν το πλημμυρικό επεισόδιο, πόσο μάλλον να το προσομοιάσουν.
- Οι διορθώσεις που εφαρμόστηκαν με βάση τους επίγειους σταθμούς οδήγησαν σε πολύ ικανοποιητικές προσομοιώσεις, ανάλογες με αυτές των παρατηρημένων τιμών βροχόπτωσης.
- Γίνεται αντιληπτό ότι οι πρωτογενείς εκτιμήσεις δεν μπορούν να εφαρμοστούν για υδρολογική ανάλυση, τουλάχιστον στην κλίμακα ενός μεμονομένου επεισοδίου βροχής – απορροής, εφόσον υπάρχουν αρκετοί περιορισμοί και αβεβαιότητες. Από την άλλη πλευρά έχουν όμως και ένα σημαντικό πλεονέκτημα. Ως γνωστόν στην πράξη, λόγω δύσκολης τοπογραφίας μίας περιοχής και λόγω άλλων παραγόντων η χωρική κάλυψη των επίγειων δικτύων μέτρησης της βροχής είναι ανεπαρκής, αλλά και να μην είναι ανεπαρκής, σε ένα μεγάλο πλημμυρικό επεισόδιο ελλοχεύει ο κίνδυνος φθοράς των οργάνων εξαιτίας έντονων καιρικών φαινομένων. Αυτά τα προβλήματα επιλύονται με την χρήση δορυφορικών απεικονίσεων οι οποίες καλύπτουν την επιφάνεια της γης στο σύνολο της ανά μικρά χρονικά διαστήματα και μπορούν να δώσουν ρεαλιστικό αποτέλεσμα, πάντοτε όμως σε συνδυασμό με επίγειες παρατηρήσεις.

### **5.3 Προτάσεις για Μελλοντική Έρευνα**

Η μελέτη των πλημμυρών αποτελεί ένα φλέγον ζήτημα και παράλληλα οι καταστροφές που συνοδεύουν τα πλημμυρικά γεγονότα αποτελούν μια από τις σημαντικότερες συνέπειες των ακραίων καιρικών φαινομένων, που τείνουν να εμφανίζονται όλο και συχνότερα στις μέρες μας, σε παγκόσμια κλίμακα. Στην παρούσα Διπλωματική Εργασία αναπτύχθηκαν δύο μοντέλα βροχής – απορροής, τα οποία ήταν σε

θέση να παράξουν αξιόλογα αποτελέσματα ως προς την προσομοίωση των πέντε ιστορικών επεισοδίων στη ΛΑΠ Καρύταινας και ιδιαίτερα το κατανεμημένο μοντέλο. Επομένως, στο πλαίσιο μελλοντικής έρευνας θα παρουσίαζε ιδιαίτερο ενδιαφέρον η εφαρμογή του κατανεμημένου μοντέλου, που αναπτύχθηκε στην παρούσα εργασία σε εναλλακτική λεκάνη απορροής, ώστε να αναδειχθεί η προσαρμοστικότητά του στη μεταβολή των τοπογραφικών και γεωμορφολογικών συνθηκών, αλλά και οι πιθανές αδυναμίες που ενδέχεται να προκύψουν.

Υπό αυτό το πρίσμα, στο πλαίσιο μελλοντικής έρευνας που σχετίζεται με το αντικείμενο της εργασίας κρίνεται σκόπιμη και η χρήση διαφορετικού υδρολογικού μοντέλου για την προσομοίωση των επιλεγμένων ιστορικών επεισοδίων βροχής, είτε μέσω της πλατφόρμας HEC-HMS είτε χρησιμοποιώντας άλλα μοντέλα όπως το TOPMODEL, SAC-SMA, AWBM και η συγκριτική αξιολόγηση των παραγόμενων αποτελεσμάτων με τα αποτελέσματα της ανάλυσης που διενεργήθηκε και παρουσιάστηκε παραπάνω.

Η χωρική κατανομή της βροχής αποτελεί ακόμη μία ενδιαφέρουσα συνιστώσα του μοντέλου που μπορεί να διερευνηθεί περαιτέρω, καθώς η εφαρμογή ενός κανάβου βροχής με διάσταση κελιού μικρότερη ή μεγαλύτερη από 500×500 m που επιλέχθηκε στη συγκεκριμένη εργασία, ενδεχομένως οδηγήσει σε διαφορετικά και παράλληλα ενδιαφέροντα συμπεράσματα σχετικά με τη μεταβολή που προκαλείται στην επίδοση του μοντέλου. Ωστόσο, είναι εύλογο ότι ο υπολογιστικός φόρτος θα αυξηθεί σημαντικά στην περίπτωση θεώρησης μεγαλύτερης χωρικής ανάλυσης των φατνίων του κανάβου.

Προτείνεται επίσης η υδραυλική προσομοίωση στα υδατορέματα της λεκάνης με στόχο τη χαρτογράφηση των εκτάσεων που επλήγησαν από τα πλημμυρικά επεισόδια που μελετήθηκαν.

Η παρούσα εργασία δείχνει ότι τα δορυφορικά δεδομένα μπορούν να αξιοποιηθούν στην υδρολογική προσομοίωση ενός πλημμυρικού γεγονότος και να παράξουν αξιόλογα αποτελέσματα, αν και εφόσον διορθωθούν, έτσι ώστε να ελαχιστοποιηθούν οι αβεβαιότητες που τα συνοδεύουν. Επομένως, θα παρουσίαζε ιδιαίτερο ενδιαφέρον η εφαρμογή μίας διαφορετικής πιο σύνθετης μεθοδολογίας διόρθωσης, όπως για παράδειγμα αυτή που εισήχθη από τον Brandes (1975) η οποία υπολογίζει ένα διορθωτικό συντελεστή για κάθε βροχομετρικό σταθμό. Στη συνέχεια, με την προϋπόθεση ότι υπάρχουν διορθωμένες εκτιμήσεις βροχόπτωσης θα μπορούσε να γίνει σύγκριση περισσότερων δορυφορικών προϊόντων ή προϊόντων ραντάρ για την αξιολόγηση των αποτελεσμάτων της

υδρολογικής και υδραυλικής προσομοίωσης και την επιλογή του καταλληλότερου για χρήση σε υδρολογικές εφαρμογές.

Τέλος, προτείνεται η διενέργεια ανάλυσης ευαισθησίας στις παραμέτρους του καταναμημένου μοντέλου, όπως για παράδειγμα ο χρόνος συγκέντρωσης, η αποθηκευτικότητα της λεκάνης και ο κλίμακος των Curve Numbers, έτσι ώστε να διερευνηθεί η επίδραση των μεταβολών στο αποτέλεσμα, αλλά και η σημαντικότητα της κάθε παραμέτρου.

# ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

## Ελληνόγλωσση

Ανδρικοπουλου, Θ., 2021. Ανάπτυξη και συγκριτική αξιολόγηση ενός κατανεμημένου μοντέλου βροχής-απορροής με χρήση μεθόδων GIS. Μεταπτυχιακή Εργασία, ΕΜΠ, Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Αθήνα.

Καββαδά, Ο.Μ., 2012. Ανάπτυξη μοντέλου βροχής-απορροής σε ΣΓΠ. Μεταπτυχιακή Εργασία, ΕΜΠ, Διατμηματικό Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών Περιβάλλον και Ανάπτυξη, Αθήνα

Κουτσογιάννης, Δ., και Ξανθόπουλος, Θ., 2016, Τεχνική Υδρολογία, 4η έκδ, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Λουκάς, Α., 2017. Διαλέξεις μαθήματος Υδρολογική Προσομοίωση και Πρόγνωση, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Πανεπιστήμιο Θεσσαλίας, Βόλος.

Μιμίκου, Μ. και Μπαλτάς, Ε., 2003. Τεχνική Υδρολογία, 3η έκδ, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Νικολακόπουλος, Κ., Κατσάνου, Κ., Λαμπράκης, Ν., 2015. Υδρολογία με χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών και δεδομένων τηλεπισκόπησης, Αθήνα, Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών, <http://hdl.handle.net/11419/2520>

Μπαλτάς, Ε., 2022. Διαλέξεις μαθήματος Πλημμύρες και Αντιπλημμυρικά έργα, ΔΠΜΣ «Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα.

Μπαλτάς, Ε. (2013). Εφαρμοσμένη Μετεωρολογία. 2η έκδοση, Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη.

Μπουρνάς, Α., 2022. Διαλέξεις θέματος εξαμήνου μαθήματος Πλημμύρες και Αντιπλημμυρικά έργα, ΔΠΜΣ «Επιστήμη και Τεχνολογία Υδατικών Πόρων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα

Τσακίρης, Γ. και Βαγγέλης, Χ., 2013. Υδατικοί Πόροι: I. Τεχνική Υδρολογία And Εισαγωγή Στη Διαχείριση Υδατικών Πόρων, Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα.

Τσακίρης, Γ. και Βαγγέλης, Χ., 2009. Υδατικοί Πόροι: II. Εφαρμογές Τεχνικής Υδρολογίας, Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα.

## Ξενόγλωσση

Ahmed, K., Shahid, S., Wang, X., Nawaz, N. and Khan, N., 2019. Evaluation of gridded precipitation datasets over arid regions of Pakistan. *Water*, 11(2), p. 210.

Alazzy, A.A., Lü, H., Chen, R., Ali, A.B., Zhu, Y. and Su, J., 2017. Evaluation of satellite precipitation products and their potential influence on hydrological modeling over the Ganzi River Basin of the Tibetan Plateau. *Advances in Meteorology*, 2017.

Anagnostou, E.N., Krajewski, W.F., Seo, D.J. and Johnson, E.R., 1998. Mean-field rainfall bias studies for WSR-88D. *Journal of Hydrologic Engineering*, 3(3), pp. 149-159.

Baltas, E.A., Dervos, N.A. and Mimikou, M.A., 2007. Determination of the SCS initial abstraction ratio in an experimental watershed in Greece. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(6), pp. 1825-1829.

Bathelemy, R., Brigode, P., Boisson, D. and Tric, E., 2022. Rainfall in the Greater and Lesser Antilles: Performance of five gridded datasets on a daily timescale. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 43, p. 101203.

Bhattacharya, A.K., McEnroe, B.M., Zhao, H., Kumar, D. and Shinde, S., 2012. Modclark model: improvement and application. *IOSR Journal of Engineering (IOSRJEN)*, 2(7), pp. 100-118.

Bournas, A., 2017. Increasing the Efficiency of the Sacramento Model on Event Basis in a Mountainous River Basin in Greece. Master Thesis, NTUA, Interdepartmental Program of Post-Graduate Studies in Water Resources Science and Technology, Athens.

Caletka, M., Šulc Michalková, M., Karásek, P. and Fučík, P., 2020. Improvement of SCS-CN initial abstraction coefficient in the Czech Republic: a study of five catchments. *Water*, 12(7), p.1964.

Cho, Y., 2020. Application of NEXRAD radar - based quantitative precipitation estimations for hydrologic simulation using ArcPy and HEC software. *Water*, 12(1), p. 273.

D'Asaro, F., Grillone, G. and Hawkins, R.H., 2014. Curve number: Empirical evaluation and comparison with curve number handbook tables in Sicily. *Journal of Hydrologic Engineering*, 19(12), p.04014035.

Dariane, A.B., Javadianzadeh, M.M. and James, L.D., 2016. Developing an efficient auto-calibration algorithm for HEC-HMS program. *Water resources management*, 30, pp. 1923-1937.

Delobbe, L., Goudenhoofdt, E. and Mohymont, B., 2008. Improvement of quantitative precipitation estimates in Belgium. In Proceedings of the 5th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Helsinki, Finland.

Dooge, J.C., 1959. A general theory of the unit hydrograph. *Journal of geophysical research*, 64(2), pp. 241-256.

Duan, Z., Liu, J., Tuo, Y., Chiogna, G. and Disse, M., 2016. Evaluation of eight high spatial resolution gridded precipitation products in Adige Basin (Italy) at multiple temporal and spatial scales. *Science of the Total Environment*, 573, pp. 1536-1553.

Ferraro, R.R., 1997. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), pp.16715-16735.

Ferraro, R.R., Weng, F., Grody, N.C. and Zhao, L., 2000. Precipitation characteristics over land from the NOAA - 15 AMSU sensor. *Geophysical Research Letters*, 27(17), pp.2669-2672.

Fu, S., Zhang, G., Wang, N. and Luo, L., 2011. Initial abstraction ratio in the SCS-CN method in the Loess Plateau of China. *Transactions of the ASABE*, 54(1), pp.163-169.

Gampe, D. and Ludwig, R., 2017. Evaluation of gridded precipitation data products for hydrological applications in complex topography. *Hydrology*, 4(4), p. 53.

Gan, T.Y. and Biftu, G.F., 1996. Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure. *Water resources research*, 32(12), pp. 3513-3524.

Gebregiorgis, A.S., Kirstetter, P.E., Hong, Y.E., Gourley, J.J., Huffman, G.J., Petersen, W.A., Xue, X. and Schwaller, M.R., 2018. To what extent is the day 1 GPM IMERG satellite precipitation estimate improved as compared to TRMM TMPA - RT?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(3), pp. 1694-1707.

Gilewski, P. and Nawalany, M., 2018. Inter - comparison of rain - gauge, radar, and satellite (IMERG GPM) precipitation estimates performance for rainfall-runoff modeling in a mountainous catchment in Poland. *Water*, 10(11), p. 1665.

Goudenhoofdt, E. and Delobbe, L., 2009. Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(2), pp. 195-203.

Habib, E., Haile, A.T., Sazib, N., Zhang, Y. and Rientjes, T., 2014. Effect of bias correction of satellite-rainfall estimates on runoff simulations at the source of the Upper Blue Nile. *Remote Sensing*, 6(7), pp. 6688-6708.

Hamed, A. and Fuentes, H.R., 2015. Comparative effectiveness and reliability of NEXRAD data to predict outlet hydrographs using the GSSHA and HEC-HMS hydrologic models. *World Environmental and Water Resources Congress 2015*, pp. 1444-1453.

Heggen, R.J., 2001. Normalized antecedent precipitation index. *Journal of hydrologic Engineering*, 6(5), pp. 377-381.

Hong, Y., Adler, R.F., Hossain, F., Curtis, S. and Huffman, G.J., 2007. A first approach to global runoff simulation using satellite rainfall estimation. *Water Resources Research*, 43(8).

Hossain, F. and Huffman, G.J., 2008. Investigating error metrics for satellite rainfall data at hydrologically relevant scales. *Journal of Hydrometeorology*, 9(3), pp. 563-575.

Hosseini, S.M. and Mahjouri, N., 2018. Sensitivity and fuzzy uncertainty analyses in the determination of SCS-CN parameters from rainfall–runoff data. *Hydrological sciences journal*, 63(3), pp. 457-473.

Huffman, G.J., Bolvin, D.T., Nelkin, E.J. and Tan, J., 2015. Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation. *Nasa/Gsfc Code*, 612(47), p. 2019.

Jiang, L. and Bauer-Gottwein, P., 2019. How do GPM IMERG precipitation estimates perform as hydrological model forcing? Evaluation for 300 catchments across Mainland China. *Journal of Hydrology*, 572, pp. 486-500.

Joyce, R.J., Janowiak, J.E., Arkin, P.A. and Xie, P., 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of hydrometeorology*, 5(3), pp. 487-503.

Joyce, R.J. and Xie, P., 2011. Kalman filter–based CMORPH. *Journal of Hydrometeorology*, 12(6), pp.1547-1563.

Koehler, M. A. & Linsley, R. K., 1951. Predicting the runoff from storm rainfall. *Research Paper no. 34*, Weather Bureau, US Dept of Commerce, Washington, USA.

Knebl, M. R., Yang, Z. L., Hutchison, K. and Maidment, D.R., 2005. Regional scale flood modeling using NEXRAD rainfall, GIS, and HEC-HMS/RAS: a case study for the San Antonio River Basin Summer 2002 storm event. *Journal of Environmental Management*, 75(4), pp. 325-336.



Krajewski, A., Sikorska-Senoner, A.E., Hejduk, A. and Hejduk, L., 2020. Variability of the initial abstraction ratio in an urban and an agroforested catchment. *Water*, 12(2), p. 415.

Kull, D. W. and Feldman, A. D. (1998). "Evolution of Clark's unit graph method to spatially distributed runoff." *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 3, No. 1, pp. 9–19.

Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W.S., Yang, S., Adler, R.F., McCollum, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.B. and Wilheit, T.T., 2001. The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology*, 40(11), pp. 1801-1820.

Lagouvardos, K., Kotroni, V., Bezes, A., Koletsis, I., Kopania, T., Lykoudis, S., Mazarakis, N., Papagiannaki, K. and Vougioukas, S., 2017. The automatic weather stations NOANN network of the National Observatory of Athens: Operation and database. *Geoscience Data Journal*, 4(1), pp. 4-16.

Mateus, P., Borma, L.S., da Silva, R.D., Nico, G. and Catalão, J., 2016. Assessment of two techniques to merge ground-based and TRMM rainfall measurements: a case study about Brazilian Amazon Rainforest. *GIScience & Remote Sensing*, 53(6), pp. 689-706.

Merwade, Venkatesh. (2019). *Creating SCS Curve Number Grid using HEC-GeoHMS*. Purdue University, School of Civil Engineering, West Lafayette.

Moradkhani, H. and Sorooshian, S., 2008. *General review of rainfall-runoff modeling: model calibration, data assimilation, and uncertainty analysis*. Springer Berlin Heidelberg.

Nalder, I.A. and Wein, R.W., 1998. Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest. *Agricultural and forest meteorology*, 92(4), pp.211-225.

Nandalal, H.K. and Ratnayake, U.R., 2010. Event based modeling of a watershed using HEC-HMS. *Engineer: Journal of the Institution of Engineers, Sri Lanka*, 43, pp. 28-37.

Nastos, P.T., Kapsomenakis, J. and Philandras, K.M., 2016. Evaluation of the TRMM 3B43 gridded precipitation estimates over Greece. *Atmospheric Research*, 169, pp. 497-514.

Nyeko, M., 2015. Hydrologic modelling of data scarce basin with SWAT model: capabilities and limitations. *Water Resources Management*, 29, pp. 81-94.

Nguyen, P., Ombadi, M., Sorooshian, S., Hsu, K., AghaKouchak, A., Braithwaite, D., Ashouri, H. and Thorstensen, A.R., 2018. The PERSIANN family of global satellite precipitation data: A review and evaluation of products. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), pp. 5801-5816.

Pechlivanidis, I., Anastasiadis, S. and Lekkas, D., 2015. Development and testing of the MWBMT toolbox to predict runoff response at the poorly gauged catchment of Mornos, Greece. *Eur Water*, 49, pp. 3-18.

Peters, J.C. and Easton, D.J. (1996). Runoff simulation using radar rainfall data 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 32(4), pp. 753-760.

Pilon, P.J., 2002. Guidelines for reducing flood losses. United Nations International Strategy for Disaster Reduction (UNISDR).

Paudel, M., Nelson, E.J. and Scharffenberg, W., 2009. Comparison of lumped and quasi-distributed Clark runoff models using the SCS curve number equation. *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(10), pp.1098-1106.

Rozalis, S., Morin, E., Yair, Y. and Price, C., 2010. Flash flood prediction using an uncalibrated hydrological model and radar rainfall data in a Mediterranean watershed under changing hydrological conditions. *Journal of hydrology*, 394(1-2), pp. 245-255.

Sabol, G.V., 1988. Clark unit hydrograph and R-parameter estimation. *Journal of Hydraulic Engineering*, 114(1), pp. 103-111.

Saghafian, B., Julien, P.Y. and Rajaie, H., 2002. Runoff hydrograph simulation based on time variable isochrone technique. *Journal of hydrology*, 261(1-4), pp. 193-203.

Sapountzis, M., Kastridis, A., Kazamias, A.P., Karagiannidis, A., Nikopoulos, P. and Lagouvardos, K., 2021. Utilization and uncertainties of satellite precipitation data in flash flood hydrological analysis in ungauged watersheds. *Glob. Nest J*, 23, pp. 388-399.

Shepard, D., 1968. A two-dimensional interpolation function for irregularly - spaced data. *Proceedings of the 1968 23rd ACM national conference*, pp. 517-524.

Shi, Z.H., Chen, L.D., Fang, N.F., Qin, D.F. and Cai, C.F., 2009. Research on the SCS-CN initial abstraction ratio using rainfall-runoff event analysis in the Three Gorges Area, China. *Catena*, 77(1), pp.1-7.

Soulis, K.X. and Valiantzas, J.D., 2012. SCS-CN parameter determination using rainfall-runoff data in heterogeneous watersheds—the two-CN system approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(3), pp. 1001-1015.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), pp. 913-920.

Te Chow, V., Maidment, D.R. and Mays, L.W., 1988. *Applied hydrology*.

Tsanakas, K., Gaki - Papanastassiou, K., Kalogeropoulos, K., Chalkias, C., Katsafados, P. and Karymbalis, E., 2016. Investigation of flash flood natural causes of Xirolaki Torrent, Northern Greece based on GIS modeling and geomorphological analysis. *Natural Hazards*, 84, pp. 1015-1033.

Tesfagiorgis, K., Mahani, S.E., Krakauer, N.Y. and Khanbilvardi, R., 2011. Bias correction of satellite rainfall estimates using a radar-gauge product—a case study in Oklahoma (USA). *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(8), pp. 2631-2647.

U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2012. HEC-HMS Hydrologic Modeling System, User's Manual, Version 4.0, CPD-74A. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.

U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2013. HEC-GeoHMS Geospatial Hydrologic Modeling Extension, User's Manual, Version 10.1, CPD-77. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.

Wagner, P.D., Fiener, P., Wilken, F., Kumar, S. and Schneider, K., 2012. Comparison and evaluation of spatial interpolation schemes for daily rainfall in data scarce regions. *Journal of Hydrology*, 464, pp. 388-400.

Ushio, T., Sasashige, K., Kubota, T., Shige, S., Okamoto, K.I., Aonashi, K., Inoue, T., Takahashi, N., Iguchi, T., Kachi, M. and Oki, R., 2009. A Kalman filter approach to the Global Satellite Mapping of Precipitation (GSMaP) from combined passive microwave and infrared radiometric data. *気象集誌. 第2輯*, 87, pp. 137-151.

Viessman, W. and Lewis, G.L., 1996. Introduction to hydrology. Harper Collins College.

Woodward, D.E., Hawkins, R.H., Jiang, R., Hjelmfelt, Jr, A.T., Van Mullem, J.A. and Quan, Q.D., 2003. Runoff curve number method: Examination of the initial abstraction ratio. In *World water & environmental resources congress 2003*, pp. 1-10.

Xie, P., Chen, M. and Shi, W., 2010, January. CPC unified gauge-based analysis of global daily precipitation. In *Preprints, 24th Conf. on Hydrology, Atlanta, GA, Amer. Meteor. Soc (Vol. 2)*.

Xie, P., Janowiak, J.E., Arkin, P.A., Adler, R., Gruber, A., Ferraro, R., Huffman, G.J. and Curtis, S., 2003. GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, 16(13), pp. 2197-2214.

Xie, P., Joyce, R., Wu, S., Yoo, S.H., Yarosh, Y., Sun, F. and Lin, R., 2017. Reprocessed, bias-corrected CMORPH global high-resolution precipitation estimates from 1998. *Journal of Hydrometeorology*, 18(6), pp. 1617-1641.

Yuan, Y., Nie, W., McCutcheon, S.C. and Taguas, E.V., 2014. Initial abstraction and curve numbers for semiarid watersheds in Southeastern Arizona. *Hydrological processes*, 28(3), pp.774-783.

