



# ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

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

## ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑΣ ΤΩΝ ΣΧΕΣΕΩΝ ΣΤΑΘΜΗΣ-ΠΑΡΟΧΗΣ ΚΑΙ ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΣΤΗ ΒΑΘΜΟΝΟΜΗΣΗ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ

*Μπατέλης Σταμάτιος-Χρήστος*

«ΕΠΙΣΤΗΜΗ &  
ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ  
ΥΔΑΤΙΚΩΝ  
ΠΟΡΩΝ»

Αθήνα, Μάρτιος, 2014

Επιβλέπων: Καθηγητής Δ. Κουτσογιάννης



*«Μέσα στη θλίψη της απέραντης μετριότητας, που μας πνίγει από παντού,  
παρηγοριέμαι ότι κάπου, σε κάποιο καμαράκι,  
κάποιοι πεισματάρηδες αγωνίζονται να εξουδετερώσουν τη φθορά»  
Οδυσσέας Ελύτης, Μικρά έψιλον*



## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>Ευχαριστίες</b>	<b>vii</b>
<b>Περίληψη</b>	<b>ix</b>
<b>Extended abstract</b>	<b>xi</b>
<b>Κατάλογος συμβόλων</b>	<b>xxv</b>
<b>1 Εισαγωγή</b>	<b>1</b>
1.1 Γενική τοποθέτηση του προβλήματος.....	1
1.2 Διάρθρωση της διπλωματικής εργασίας.....	1
<b>2 Καμπύλες στάθμης-παροχής</b>	<b>3</b>
2.1 Εισαγωγή.....	3
2.2 Μεθοδολογία κατάρτισης καμπυλών.....	4
2.3 Παράγοντες που επηρεάζουν τις καμπύλες στάθμης-παροχής.....	6
2.3.1 Διάβρωση και εναπόθεση ιζημάτων.....	6
2.3.2 Υστέρηση σε μη μόνιμη ροή.....	7
2.3.3 Ανάπτυξη ή αποσύνθεση της βλάστησης.....	9
2.3.4 Συσσώρευση κορμών δέντρων και άλλων αντικειμένων.....	10
2.3.5 Ύπαρξη υποκρίσιμης ή υπερκρίσιμης ροής.....	10
2.3.6 Πάγος.....	10
2.4 Επέκταση.....	10
2.5 Παράγοντες που προκαλούν σφάλμα στην επέκταση των καμπυλών.....	12
2.6 Κριτική στη χρήση των καμπυλών.....	12
2.7 Εναλλακτικές προσεγγίσεις για την κατάρτιση καμπυλών.....	13
2.8 Μελέτη πλημμυρικών φαινομένων.....	13
<b>3 Αβεβαιότητα στις καμπύλες στάθμης-παροχής</b>	<b>17</b>
3.1 Γενικά.....	17
3.2 Πηγές αβεβαιότητας των καμπυλών και μεθοδολογίες εκτίμησή τους.....	17
3.3 Αποτελέσματα εκτιμήσεων της αβεβαιότητας των καμπυλών από τη βιβλιογραφία.....	20
<b>4 Μελέτη πρότυπης διατομής με το μοντέλο HEC-RAS</b>	<b>25</b>
4.1 Μοντέλο HEC-RAS.....	25
4.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά.....	25

4.1.2	Μόνιμη ροή με HEC-RAS .....	26
4.1.3	Μη μόνιμη ροή με HEC-RAS .....	27
4.1.4	Δεδομένα εισόδου για τη βαθμονόμηση .....	28
4.1.5	Βήματα για τη βαθμονόμησης ενός μοντέλου .....	28
4.2	Μελέτη πρότυπης διατομής.....	29
4.2.1	Εισαγωγή.....	29
4.2.2	Μεθοδολογία.....	31
4.2.3	Υπολογισμός της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής .....	32
4.2.3.1	Θεώρηση ίδιου πλημμυρογραφήματος .....	32
4.2.3.2	Θεώρηση σταθερού συντελεστή Manning.....	35
4.2.4	Υπολογισμός σφάλματος μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής .....	38
4.2.4.1	Θεώρηση σταθερού πλημμυρογραφήματος.....	38
4.2.4.2	Θεώρηση σταθερού συντελεστή Manning.....	40
4.2.5	Μείωση του χρόνου ανόδου.....	41
4.2.6	Εξέταση υδραυλικών σχέσεων στην επέκταση των καμπυλών .....	43
<b>5</b>	<b>Κατάρτιση καμπυλών και εκτίμηση της αβεβαιότητας για τον Εύηνο</b>	<b>45</b>
5.1	Γενικά.....	45
5.2	Λεκάνη απορροής Ευήνου.....	46
5.3	Υδρομετρικός σταθμός Πόρου Ρηγανίου .....	48
5.4	Σταθμός Γέφυρας Μπανιά .....	50
5.5	Κατάρτιση καμπυλών για τη θέση του Πόρου Ρηγανίου στον Εύηνο .....	50
5.6	Διόρθωση δεδομένων σταθμηγράφου σε πλημμυρικά επεισόδια .....	54
5.7	Υπολογισμός τυπικής απόκλισης σφάλματος .....	55
5.8	Εκτίμηση της αβεβαιότητας στην επέκταση των καμπυλών.....	57
5.8.1	Μεθοδολογία.....	57
5.8.2	Κατασκευή μοντέλου .....	58
5.8.3	Βαθμονόμηση μοντέλου.....	61
5.8.4	Αποτελέσματα.....	62
<b>6</b>	<b>Επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση υδρολογικών μοντέλων</b>	<b>67</b>
6.1	Εισαγωγή .....	67
6.2	Μεθοδολογία .....	68
6.3	Το μοντέλο Ζυγός.....	69
6.4	Δεδομένα εισόδου.....	71
6.4.1	Βροχόπτωση.....	71
6.4.2	Θερμοκρασία.....	74
6.4.3	Εξατμοδιαπνοή.....	74
6.4.4	Απορροή.....	75
6.5	Βαθμονόμηση .....	75

6.6	Αποτελέσματα .....	76
6.6.1	Βαθμονόμηση με βάση το δείκτη αποτελεσματικότητας.....	76
6.6.2	Βαθμονόμηση με βάση το μέσο τετραγωνικό σφάλμα .....	77
6.6.3	Βαθμονόμηση συνοπολογίζοντας την αβεβαιότητα .....	78
6.6.4	Συγκριτικά αποτελέσματα.....	80
<b>7</b>	<b>Συμπεράσματα-Προτάσεις</b>	<b>83</b>
	<b>Αναφορές</b>	<b>87</b>
	Στην ελληνική γλώσσα .....	87
	Ξενόγλωσσες .....	88
	Διαδίκτυο .....	92
	<b>Παράρτημα Α: Πίνακες</b>	<b>93</b>
	<b>Παράρτημα Β: Σχήματα</b>	<b>97</b>





# Ευχαριστίες

---

Γράφοντας αυτές τις γραμμές, η μεταπτυχιακή εργασία βαίνει προς την ολοκλήρωσή της, όπως και το Μεταπτυχιακό. Ενάμιση χρόνος άκρως δημιουργικός, με γνώσεις που με βοήθησαν να εντρυφήσω ακόμα περισσότερο στην επιστήμη του μηχανικού αλλά και να μάθω να σκέφτομαι με ένα διαφορετικό τρόπο. Στο σημείο αυτό νιώθω την ανάγκη να ευχαριστήσω αρκετούς ανθρώπους, για τη βοήθειά τους έως αυτό το σημείο.

Κατ' αρχήν, τον Καθηγητή Δημήτρη Κουτσογιάννη που μου εμπιστεύθηκε το θέμα της μεταπτυχιακής εργασίας και για τη βοήθειά του αυτό το διάστημα. Επίσης, θέλω να τον συγχαρώ που δίνει τη δυνατότητα και στηρίζει φοιτητές, μεταπτυχιακούς και προπτυχιακούς, να παρουσιάσουν εργασίες σε διεθνή συνέδρια αλλά και γιατί μπορεί και σκέφτεται πέρα από φραγμούς και στεγανά.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω τον ερευνητή, Δρ. Ανδρέα Ευστρατιάδη, για τη συνεργασία, τη βοήθεια και τις προτάσεις του, όσον αφορά το υδρολογικό κομμάτι της εργασίας.

Δεν θα μπορούσα να αγνοήσω την πολύτιμη βοήθεια του Υποψήφιου Διδάκτορα, Παναγιώτη Δημητριάδη, για τη βοήθειά του στο υδραυλικό κομμάτι της εργασίας αλλά και για τη συνεχή στήριξή του.

Ακόμη θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Παναγιώτη Κοσσιέρη για τη βοήθεια του στην R και στο Ζυγό.

Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τους συμφοιτητές μου από το Μεταπτυχιακό, Έφη Μόσχου και Γιάννη Δημάκο, για τη συνεργασία, τη στήριξη, τη συμπαράσταση και τις συμβουλές τους τον ενάμιση αυτό χρόνο. Ελπίζω το Poster στην Κω να ήταν μόνο η αρχή...

Πώς θα μπορούσα να ξεχάσω τους φίλους μου και ιδιαίτερα την Κατερίνα και την Εύα, Διπλ. Τοπογράφους Μηχανικούς, για τις απορίες που μου λύνανε αλλά και για την υπομονή τους το διάστημα που ασχολιόμουν εντατικά με την ολοκλήρωση της εργασίας.

Εκτός όλων των παραπάνω, οφείλω ακόμα ένα ευχαριστώ στον άνθρωπο που με μύησε στην επιστήμη της υδρολογίας, τον Επικ. Καθηγητή Ιωάννη Ναλμπάντη, αλλά και για την έμπρακτη βοήθειά του.

Κλείνοντας, θα ήθελα ακόμα μια φορά να ευχαριστήσω τους γονείς μου για την στήριξη και την υπομονή τους όλα αυτά τα χρόνια των σπουδών μου.

Μάρτιος 2014,  
Μπατέλης Σταμάτης



## Περίληψη

---

Αντικείμενο της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας είναι η διερεύνηση της αβεβαιότητας που προκαλείται στη μελέτη και στην αντιμετώπιση των πλημμυρών λόγω μιας σειρά σφαλμάτων και κυρίως της παρουσίας μη μόνιμης ροής. Είναι γεγονός πως στις περισσότερες υδρολογικές και υδραυλικές εφαρμογές, η μελέτη πλημμυρικών φαινομένων γίνεται θεωρώντας μια μονοσήμαντη ντετερμινιστική σχέση στάθμης-παροχής και θεωρώντας την ροή μόνιμη (εξίσωση Manning, 1-D, 2-D μοντέλα για μόνιμη ροή), καθώς η θεώρηση αυτή είναι πιο εύχρηστη, απαιτεί λιγότερο υπολογιστικό χρόνο και είναι πιο εύληπτη. Ωστόσο, η παραπάνω θεώρηση προκαλεί συστηματικό σφάλμα που τείνει να υποεκτιμήσει την πλημμυρική παροχή, με ότι αυτό συνεπάγεται στην μελέτη και κατασκευή αντιπλημμυρικών έργων.

Στο πλαίσιο της εργασίας εξετάστηκαν ένα θεωρητικό και ένα πραγματικό πρόβλημα. Στο πρώτο, θεωρήθηκαν τρεις πρότυποι αγωγοί με σταθερό πλάτος και μήκος 10, 25 και 50 km στο υδραυλικό μοντέλο HEC-RAS, για να μελετηθεί η μη μόνιμη ροή. Μελετήθηκαν για διάφορες τιμές κλίσεων, από ήπιες έως απότομες, για διάφορες τιμές του συντελεστή Manning, που αντιστοιχούν σε κανάλι ποταμού, και για διάφορα πλημμυρογραφήματα οι διαφορές μεταξύ της καμπύλης στάθμης-παροχής της μόνιμης και μη μόνιμης ροής. Ιδιαίτερα, διερευνήθηκε η υποεκτίμηση στην παροχή αιχμής της πλημμύρας όταν γίνεται χρήση της καμπύλης για μόνιμη ροή αλλά και η αβεβαιότητα γύρω από τη μόνιμη καμπύλη λόγω του βρόχου που δημιουργεί η καμπύλη της μη μόνιμης ροής. Επίσης, εξετάστηκε η επίδραση του σχήματος του πλημμυρογραφήματος στην αβεβαιότητα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης ροής αλλά και η χρήση των σχέσεων Manning και Chezy στην επέκταση των καμπυλών.

Στην πραγματική εφαρμογή, ως περιοχή μελέτης επιλέχθηκε ο ποταμός Εύηνος και συγκεκριμένα το τμήμα ανάμεσα στους δύο υδρομετρικούς σταθμούς Πόρος Ρηγανίου και Γέφυρα Μπανιά. Στην περιοχή αυτή έγιναν οι εξής αναλύσεις: (1) εξαγωγή των καμπυλών στάθμης-παροχής, (2) βαθμονόμηση του HEC-RAS για το τμήμα του ποταμού μεταξύ των δύο σταθμών, (3) υπολογισμός του σφάλματος στην καμπύλη επέκτασης που κατασκευάστηκε με υδραυλικές μεθόδους και με επέκταση των καμπυλών, (4) υπολογισμός της τυπικής απόκλισης του υπόλοιπου των σφαλμάτων από την παρεμβολή κατά την κατάρτιση των καμπυλών, ώστε να γίνει Monte Carlo ανάλυση για διάστημα εμπιστοσύνης 95%

Τέλος, μελετήθηκε η επίδραση της ενσωμάτωσης της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση ενός μοντέλου για την υπολεκάνη του Πόρου. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκε το εννοιολογικό μοντέλο Ζυγός σε ημερήσιο βήμα και βαθμονομήθηκε αρχικά με τις τιμές της παροχής που προέκυψαν από τις καμπύλες που είχαν καταρτιστεί για την έξοδο της λεκάνης και σε δεύτερη φάση συμπεριλαμβάνοντας την αβεβαιότητα για να διερευνηθεί αν η χρήση της εν τέλει παίζει ρόλο στη διαδικασία της βαθμονόμησης. Δηλαδή, αν δίνοντας στο μοντέλο τη δυνατότητα να γίνει πιο ευέλικτο κατά τη διαδικασία της βαθμονόμησης, καθώς δεν ψάχνει να μειώσει τη διαφορά με μια τιμή ( $Q_{obs}$ ) αλλά με ένα εύρος τιμών κατά το στάδιο της βαθμονόμησης τους, θα δώσει λύσεις που θα είναι πιο εύρωστες.



# Extended abstract

---

## 1. Introduction

A very important variable in hydrology is discharge and it is useful in many cases, such as in the water management or in the statistical analysis of floods. However, its data acquisition is a very expensive and difficult task, in comparison to the data acquisition of precipitation or stage.

Generally, there are several methods for the measurement of the flow, such as measured in the solution process, the estimation by floats, the acoustic Doppler current profiler, the estimation using hydraulic flow formulas in triangular section etc. For areas that are difficult to access or is difficult to measure the flow, some methods have been developed using remote sensing (Bjerklie *et al.*, 2003, 2005). Of course, such methods have other errors and difficulties, like the presence of ice (Shiklomanov *et al.*, 2006). Unfortunately, most of these methods don't permit to have continuous and direct measurements of discharge, so a common practice to deal with this problem is to convert stage data, which is easy to provide, into discharge. For this purpose, it is used the rating curves, which is a relationship between stage and discharge. The mathematical expression of rating curves is the well-known equation (Herschy, 1978, 1995· Rantz *et al.*, 1982b· ISO, 1998):

$$Q=C(h-\alpha)^N \quad (1)$$

where  $h$  is the stage,  $C$  and  $N$  are parameters and  $\alpha$  is the stage for the zero discharge. These parameters are calibrated by a best fit method or a graphical method using pairs of simultaneous  $(Q,h)$  measurements (Koutsoyiannis and Xanthopoulos, 1999, p. 331). The most common practice to take these measurements is the velocity-area method. In order to estimate the rating curve, it is necessary to take measurements frequently, but due to some difficulties, such as the cost, the measurements performed with a weekly frequency or fortnight.

The European Directive ISO EN Rule 748 (1997) provides guidelines for the proper conduct of hydrometric measurements. It states that in order to calculate the velocity, the section should be divided into a number of vertical segments. If the cross section exceeds 10 m, the section should be divided into at least 20 parts to measure the velocity, while the separation of the sections must be in a way so that each section will have less than 5% of the total discharge. Also, the number and the distance of the velocity measurements, along each vertical, should be selected so that the difference in readings between two adjacent points will not be more than 20% of the higher value. Once the velocity readings at each vertical are integrated to the depth, the area of the velocity curve gives the rate flow per unit width along this vertical. The mean value of two adjacent measurement gives the flow per unit width of the portion enclosed by the two verticals. Eventually, the river flow  $Q(x,t)$  results integrating all discharges in each segment.

Based on these rating curves and using continuous data of stage, obtained from staff gages, gage houses or digital devices, we can estimate discharge any time of the day depending on the frequency of stage measurements. The asset of this method is the feasible conversion of stage measurements into discharge through the rating curves.

For constructing the rating curve, the directive ISO 1100-2 (ISO, 1998) proposes the use of at least 12-15 pairs of  $(Q,h)$  uniformly distributed throughout the range of a curve. It is very common that a curve does not cover the full range of stage values, so there is no information for very small and very large level, which affects the water resources management and flood management respectively.

The first step for constructing a rating curve is to depict the pairs  $(Q,h)$  on logarithmic axes. The use of logarithmic axes offers some benefits which are:

1. The easy identification of outliers, which may be erroneous measurements.
2. It is feasible to identify if the curve should be separated into segments and the range of each segment.
3. It is achieved the homoscedasticity of residuals.

The logarithmic transformation is preferred in regression because it achieves the homoscedasticity of residuals. In this way, the percentage errors are about the same at high and low stages (Koutsoyiannis and Xanthopoulos, 1999, p. 333). Also, when we have heteroscedasticity, the estimators can unbiased and consistent but they are not efficient. So, the hypothesis testing and confidence intervals are invalid (Chatzinikolaou, 2002, p. 358). The mathematical expression of logarithmic transformation for an one-segment rating curve is the following equation.

$$\log Q = \log C + M \log(h - \alpha) \tag{2}$$

In order to identify the heteroscedasticity or the homoscedasticity, we have to depict the estimation error  $w$  relation to the value of variable in a diagram. If the points are randomly distributed around the line  $w=0$ , then we have homoscedasticity; while in the case that a “trumpet” shape is generated, we have heteroscedasticity. This heteroscedasticity proves the inappropriateness of the regression model (Koutsoyiannis, 1997, p. 219· Petersen-Overleir, 2003). It is obvious that the more the points the more visible the result. In Fig. 1, it is obvious that logarithmic transformation achieves the homoscedasticity which proves that this transformation is efficient.

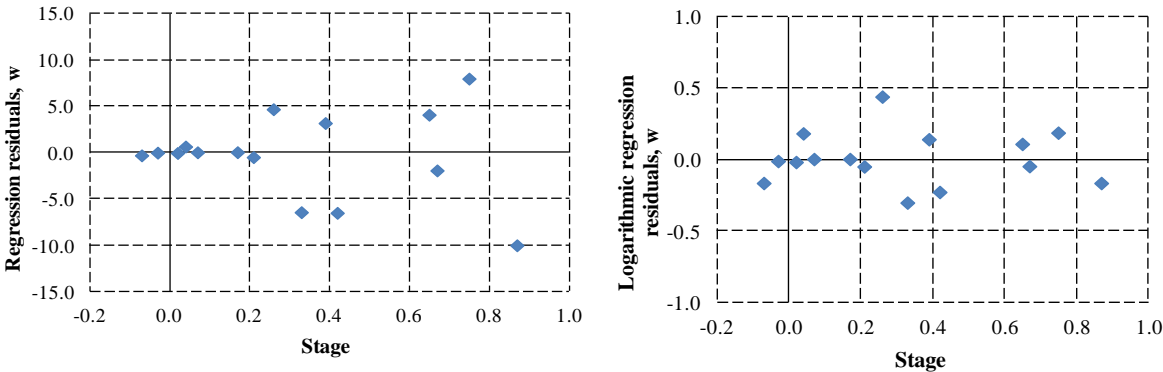


Figure 1. Diagram of the regression residuals  $w$  of discharge relation to the value of stage for the third period (left). Diagram of the regression residuals  $w$  of the logarithm of discharge relation to the logarithm of stage (right).

Despite the utility of rating curves, they are entail a large amount of uncertainty, as many sources of errors affect them and they are rarely taken into consideration. Actually, relation between stage and discharge is not stable neither spatially nor in time. The main factors which

affect this relation in a specific cross section are (Herschy, 1995· Rantz *et al.*, 1982b· Mimikou and Baltas, 2012, p. 165):

- a) Erosion and deposition of sediments
- b) Hysteresis in unsteady flow
- c) Growth or decay of vegetation
- d) Accumulation of logs and other items
- e) Subcritical and supercritical flow
- f) Ice

Commenting the second factor, which plays the most important role and is examined in this thesis, we can say that in the unsteady flow, there is no a one-to-one relationship between discharge and stage. This means that the rising and falling branch don't coincide neither each other nor with the corresponding curve of uniform flow.

Also, comparing the hydrograph of steady and unsteady rating curves (Fig. 2), there are two important conclusions. Firstly, the steady rating curve seems to underestimate the peak flow. The magnitude of underestimation depends on some factors, such as the slope of the bed, the extend of the flood and the Manning coefficient. The second conclusion is that the peak flow occurs before the estimation given by the steady rating curve.

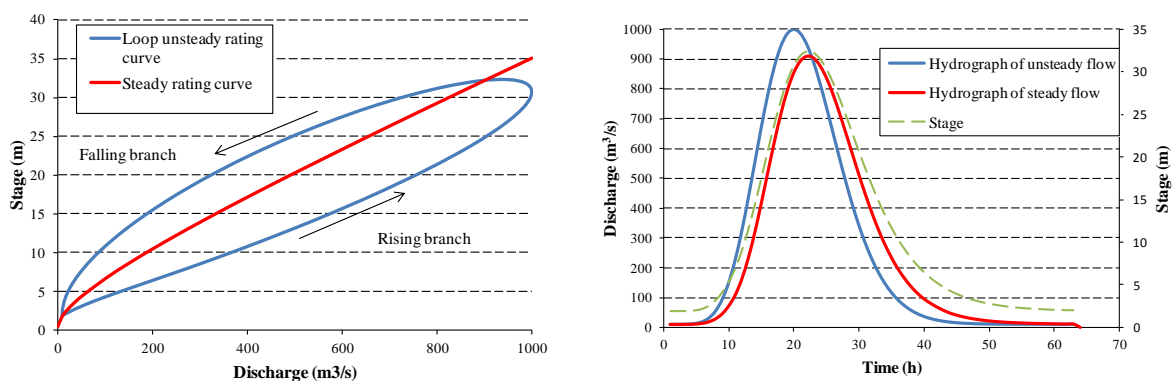


Figure 2: Comparison of steady rating curve with loop unsteady rating curve (left). Comparison of hydrographs given by steady (red) and unsteady (blue) rating curve for the same stage (green) (right).

The study of this phenomenon is complicated and there are rarely available measurements (e.g. with simultaneous measurements of stage upstream and downstream of a gage station), so hysteresis is not taken into consideration and it is used the one-to-one relationship between stage and discharge for flood events. The error is negligible for steep slope but in mild river the error is high (Koutsoyiannis and Xanthopoulos, 1999, p. 336).

During the hydrometric measurements, the presence of unsteady flow is likely to cause errors in the rating curve if it is not clarified whether the measurement belongs to the rising or the falling branch. So, it may be considered that dispersion of measurements is caused by errors in measurements or other sources and, in fact, is caused by the presence of hysteresis. Some scholars choose to adapt one curve for the rising branch and one another for the falling branch, but this is wrong because the hysteresis loop is not stable for a cross section and varies with the flood, as shown in Fig. 3 (Fread, 1975).

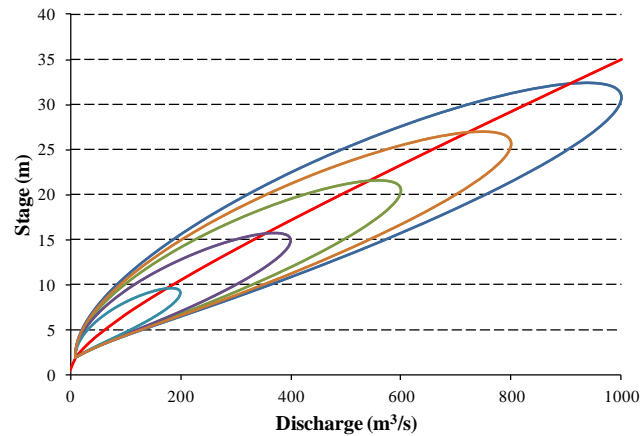


Figure 3: Loop rating curves for different floods.

Another source of uncertainty in rating curves is the extrapolation. There are no usually hydrometric measurements in high values of stage due to the risk of the process. In order to deal with this problem, it is very common to extrapolate rating curve using hydraulic formulas, such as Manning and Chezy formulas, if it is known the geometry of the cross section, the roughness and the slope. Also, it is common to use statistical methods, graphical extrapolation in logarithmic axes and hydraulic programs, like HEC-RAS. For any cases, Rantz *et al.* (1982b) suggest that extrapolation should not exceed twice the largest measured discharge.

In order to examine better the phenomenon of unsteady flow, three standard channels were designed with the same width but with different length in hydraulic model HEC-RAS. The study was done for different values of bed slope, from mild to steep slope, for different values of Manning coefficient, which correspond to those of natural rivers, and for different hydrographs. The aim was to study the difference between the steady rating curve with the unsteady rating curve. In particular, it was investigated the underestimation of the peak flow, when we use the steady rating curve, and the uncertainty around the steady curve due to the loop curve of unsteady flow. Also, it was examined the effect of the shape of hydrograph in uncertainty between unsteady and steady flow and the use of the Manning and Chezy formulas in extrapolation of rating curves, which is a common practice.

The study area was the Evinos River and in particular the section between the Poros Reganiou gauge and the Bania Bridge gauge. Initially, we will perform: (1) the construction of the stage-discharge relations; (2) the calibration of HEC-RAS for the section between the two stations; (3) the estimate of the error in extrapolation curve constructed with hydraulic methods and with extrapolating the curves; (4) the estimation of the standard deviation of residual errors of the interpolation when constructing the curves in order to calculate the 95% confidence interval using Monte Carlo analysis.

Finally, it was examined the impact of uncertainty in the process of calibration. To this end, it was used the conceptual model Zygos in daily time step in the subbasin of Poros. Firstly, it was calibrated in accordance with the discharge stem from rating curves and secondly with the same values including uncertainty. The aim was to investigate if the use of uncertainty plays role in the process of calibration. In other words, whether allowing the model to be more flexible, as it doesn't try to decrease the difference with a value ( $Q_{obs}$ ) but to be inside of a range of values, it will provide more robust solutions.



## 2. Standard channels

### 2.1 Introduction

For the best study of unsteady flow, standard channels were designed in hydraulic model HEC-RAS, in order to consider how the slope, the Manning coefficient and the hydrograph affect in uncertainty between steady and unsteady flow. The use of a simple geometry, such as a rectangular section, permits the study of phenomenon without additional sources of uncertainty, as it would be in a natural river where both slope and Manning coefficient have uncertainty in their estimations.

Rectangular cross section often can describe natural rivers and many scholars admit that the examinee river can be considered as rectangular, as the examination and the equations are simpler. Three standard channels were designed with a width of 30 m and length of 10 km (short length), 25 km (middle length) and 50 km (long). The reason why we didn't use only the long channel and examine the intermediate positions is that the flood routing will decrease the flood peak in downstream positions, while it was desirable the comparison of similar hydrograph. Finally, the lengths of the channels don't describe only the distance from the estuary but the distance from a place which provokes hysteresis. This place can be a reservoir or a lake.

In order to estimate the input hydrograph, the equation of Dottori *et al.* (2009) was used.

$$Q(t) = Q_b + (Q_p - Q_b) \left[ \frac{t}{T_p} \exp \left( 1 - \frac{t}{T_p} \right) \right]^\gamma \quad (3)$$

where  $Q_b$  is base flow discharge (equal to  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ ),  $T_p$  the time to peak flow (equal to 24 h),  $Q_p$  the peak discharge and  $\gamma$  a coefficient, which was assumed to be equal to 16.

Regarding the peak flow, when it was studied the effect only of the slope and manning coefficient, the hydrograph was considered constant with peak flow equal to  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ , while when it was studied the effect of the peak flow in relation to the slope, with a constant value of manning coefficient (0.035), the examinee values of the peak flow were equal to 50, 100, 200, 400, 600, 800 and  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ . In these cases, the time to peak flow and the base flow remained constant. Also, we examined the impact of the shape of hydrograph in uncertainty between steady and unsteady flow, by decreasing the time to peak flow to 15 h.

### 2.2 Methodology

For calculating the underestimation of peak flow and the error between steady and unsteady flow, the model HEC-RAS was used. For each case, depending the variables we wanted to study, we computed the steady rating curve for each slope and the corresponding unsteady curve for a specific hydrograph, considered it as the correct solution because the software solves the full Saint-Venant equation for the unsteady scheme.

Firstly, regarding the methodology used to calculate the underestimation of peak flow, the HEC-RAS calculates the stage and the flow per hour in the exported data for unsteady flow. For this value of stage, we estimated the discharge for steady flow using the corresponding rating curve constructed from the software. So two hydrographs were arising, one for steady and one for unsteady flow. Then, we compared the peak flows and the resulting percentage error.

The estimate of the error between the two curves was done by calculating the stage value that gives the steady rating curve for a given flow rate (total of 24 flow rates). Then, for the same value of stage, we calculated the corresponding value for the unsteady flow and thus we calculated the error between them. In other words, when in fact, using the curves that describe the steady flow in order to estimate the discharge for a measured stage, then we want to estimate how much the uncertainty round of this estimate is. For these calculations, neither equations nor interpolation were used, as this introduces the error of interpolation. Instead, the code *interpolate* in the visual basic of excel, built by Koutsoyiannis and Efstratiadis for the course of Management of Water Resources, was used. Because the data was enough dense, the error of the non-alignment of the curves can be considered negligible.

Finally, as about the boundary conditions, in the implementation of steady flow, the program used mixed flow with upstream and downstream boundary conditions the slope of the bed, while in unsteady flow, the slope of the bed was used as downstream boundary condition again.

### 2.3 Results

Examining the standard channels we can extract the following results:

- Studying the three standard channels (with constant width 30 m and length 10, 25 and 50 km) and assuming the same input hydrograph (peak flow 1000 m<sup>3</sup>/s), it seems that as the slope increases, the phenomenon of hysteresis decreases, while as the Manning coefficient increases, the underestimation increases and therefore the unsteady flow has a greater effect. Also, the longer channel causes greater underestimation of the peak flow, especially for small slopes and high values of the Manning coefficient the underestimation can reach the value of 90%. Putting as threshold the underestimation of peak 10% , we conclude that ignoring the Manning coefficient, for a length of 10 km it should be taken into account the unsteady flow for slopes less than 0.075%, while for length 25 km and above for slopes less than 0.1%. Considering the value of Manning coefficient, these limits will be moved to milder slopes. Depicting in diagrams the underestimation of the peak flow relative to the Manning coefficient for each slope and for each standard channel, it was found that the mild slopes described by logarithmic curves, while the steeper slopes by linear relationships. Finally, it was found that for the longest channel, the slope separating logarithmic and linear correlation moves to steeper slopes.

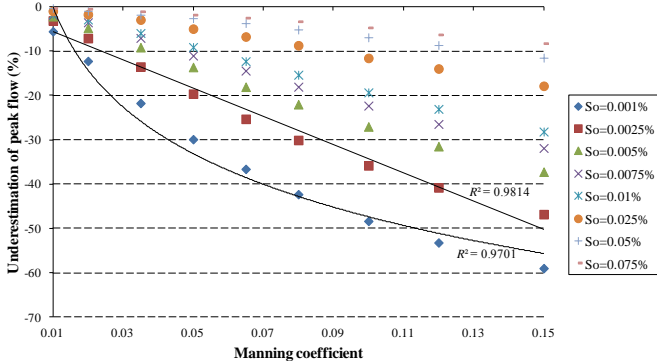


Figure 4: Depiction of Manning coefficient with the percentage of underestimation of peak flow for each slope for the middle channel (25 km).

- Studying the underestimation of peak flow, assuming constant Manning coefficient (0.035) and changing the input hydrographs (total 7 hydrographs with peaks from 50-1000 m<sup>3</sup>/s), it was found that the size of the input hydrograph does not significantly affect the relative underestimation of the peak flow. Also, when it was depicted the percentage of the underestimation of peak flow in relation to the peak flow of hydrographs, it was inferred that the percentage stabilizes after a specific value of discharge. This value was about 400 m<sup>3</sup>/s for all three channels.

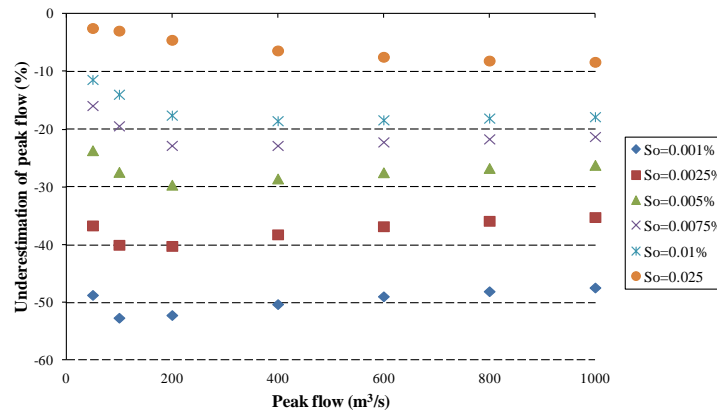


Figure 5: Depiction of peak flow with the percentage of underestimation of peak flow (for middle channel)

- Studying the percentage error between steady and unsteady rating curve for each slope and each Manning coefficient, with the same input hydrograph (peak flow 1000 m<sup>3</sup>/s), it was deduced that the percentage error is large enough and it can overcome the value of 300% for small slopes, while they were affected mainly the intermediate flow rates. The larger the values of Manning coefficient, the higher the increase of the percentage error. Moreover, it seems that the middle and the large channel do not show too much difference. The large percentage error for flow rates of 10 and 20 m<sup>3</sup>/s is due to the fact that although the absolute error is small, the small denominator increases the percentage.

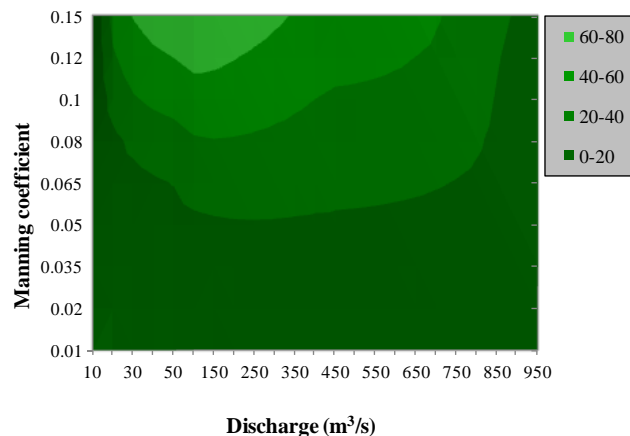


Figure 6: Percentage error between steady and unsteady rating curve for the middle channel and for bed slope 0.05%.

- Considering again the error between steady and unsteady curve for constant Manning coefficient (0.035) and using the 7 hydrographs, it was observed that the maximum error values are for intermediate flow rates where the loop is wider. Also, the percentage errors decrease for smaller hydrographs, which is associated with the smaller loop. For small slopes, the error exceeded 200% in intermediate flow rates.
- Decreasing the time to peak flow from 24 h at 15 h (peak flow 1000 m<sup>3</sup>/s), it was proved that for mild slopes less than 0.025%, the difference is noticeable, while for higher slopes both looped curves are almost identical, so the shape of hydrograph is not important. Indeed, it seems that the rising branch of rating curve is not affected by the change of hydrograph, relative to the falling branch, where the wider hydrograph causes larger loop. Finally, it was checked whether the different looped curve will have a serious impact on the underestimation of peak flow. Again it seems that for slopes less than 0.025%, the difference is significant, while for steeper slopes, the difference is negligible. The study was done for the long channel.
- Finally, it was examined the use of hydraulic formulas of Manning and Chezy for extrapolating the rating curves. It was found that for rectangular channel and for any slope, the two equations are almost identical to the values given by HEC-RAS for steady flow. The maximum percentage error was about for Manning formula 0.15% and for Chezy formula 0.1%, while generally, the Chezy formula was almost identical with the steady flow of HEC-RAS. In trapezoidal channel with slope of 1:1, it was deduced that the two formulas give smaller values of discharge in comparison the values given by HEC for steady flow. Specifically, for flow rates from 10-1000 m<sup>3</sup>/s, they seem to underestimate the values given by HEC for steady flow from -4.2 to -13.6% for slope 0.001% and from -1 to -8% for slope 0.5% respectively. In conclusion, it is obvious the inadequacy of the two formulas in extrapolation of rating curves as they ignore the unsteady flow, while in trapezoidal channels they underestimate even the discharge given by the steady curves.

### 3. The case of Evinos River

#### 3.1 Introduction

The application of this thesis was in the gauging station of Poros Reganiou in Evinos River. The reasons for the selection of the specific area related to the adequacy of data in two gauging stations (Poros Reganiou and Bania Bridge), the topography of the river that meets the constraints set by the 1-D model HEC-RAS, while the area of the Evinos is very important because it contains a reservoir connected to the hydrosystem for the water supply of Athens.

The construction of rating curves made for the position of Poros Reganiou in Evinos river. There were data available of hydrometric measurements (a total of 98 pairs ( $Q, h$ )) for a ten-year period, whilst the data were approximately per month. Also, daily data of stage and periodic data of stages for flood events were available.

Initially, we had to split up the data in periods so that each curve can describe the new section and converts the values of stage into discharge. A common practice is to select the beginning of a new period after a great flood, which provokes significant change of the geometry of cross section and of the curves, as well. This threshold of flood level was defined equal to 4.5 m. Also, each curve should contain at least 12 pairs of ( $Q, h$ ), in order to be consistent with the guidelines of ISO 1100-2, and should have hydrometric measurements for the widest possible range level. Totally, three periods were created, while the curves obtained from the equation

2. The rating curves were multisegments and the program Hydrognomon was used to separate the curves into segments.

Having drawn the curves, it was tested if the logarithmic transformation eliminated the heteroscedasticity of residuals. This seems to have been achieved in accordance with the Fig. 1.

Having ensured the homoscedasticity of the residuals, the next step was to draw the extrapolation of rating curve. As mentioned in Chapter 2, the extrapolation of curves for large values tend to converge into one curve and for this reason, it was considered that only one extrapolation curve can describe adequately the discharge for high level. The threshold of 2.8 m was used because there wasn't a hydrometric measurement for a stage above of this threshold. As about the extrapolation curve, we used the curve resulting from HEC-RAS.

The aim of this study was to investigate the uncertainty in the rating curves, with emphasis on flood discharge. For this purpose it was constructed the hydraulic model HEC-RAS and then it was calibrated the section between the two gauging stations.

In order to construct the hydraulic model and create the cross sections, the Digital Terrain Model (DTM) with resolution of pixel 5.5 m and 20 orthophoto maps were used. The DTM was supplied free by the NATIONAL CADASTRE AND MAPPING AGENCY S.A. and the geodetic reference system was the European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89), which was converted into the GGRS '87.

When the river was digitalized, it was found that the longitudinal profile was quite abnormal with fluctuations about 1-5 meters, due to the errors of raw DTM and the size of pixel. For this purpose, the DTM was reconstructed using the digitalized line of river and filling the sinks. Moreover, it was used the toolbox HEC-GeoRAS for drawing the cross sections in ArcGIS. Totally, 762 cross sections were drawn from DTM.

Finally, we designed the two bridges of Poros Reganiou and Bania using aerial photos so as to approximate, as closely as possible, the width of the bridges and of the piers.

For calibrating the model, it was selected a particular flood event took place on 10-14 January 1997, with a maximum estimated discharge for the site of Poros Reganiou equal to  $460 \text{ m}^3/\text{s}$  and a maximum stage of 5.07 m. During the calibration process, only the Manning coefficient was changing, varying between 0.025 and  $0.15 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  for the main channel and between 0.035 and  $0.16 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  for the banks. These values are in accordance with the values proposed by Chow (1959). The calibration of the model was based on the recorded level values at downstream section, while the recorded level hydrograph at upstream section was used as the input hydrograph. Also, since HEC-RAS needs stage data per hour and the measured data were sparse, we interpolated them in hourly time step (Fig.5.21). The length of the river between the two bridges is about 9 km and in this section the basin is quite narrow, so it was assumed that there is no lateral inflow.

Since emphasis is given on estimation of uncertainty in flood discharge, we will estimate the error between the rating curve of HEC-RAS with the extrapolation curve constructed with hydraulic methods by Efstratiadis *et al.* (2000) and with the graphical extrapolation of rating curves drawn from hydrometric measurements.

The uncertainty will be expressed as a percentage error to the estimated discharge, given by model HEC-RAS, which is used as the benchmark. The uncertainty will be described by the following equation

$$\varepsilon = \left( \frac{Q'(h) - Q_{\text{HEC}}(h)}{Q_{\text{HEC}}(h)} \right) \cdot 100 \quad (4)$$

where  $Q_{\text{HEC}}(h)$  is the discharge given by the model,  $Q'(h)$  the discharge estimated by the rating curves constructed for the site of Poros Reganiou. The calculations will be done for all three periods for which we constructed the separate curves.

### 3.2 Results

As we mentioned, the calibration was done for the flood event that took place on 10-14 January 1997. The only variable that was changing during the calibration was the Manning coefficient. After each run, it was compared the estimated levels from the model with the measured levels, using the method of minimizing the squared errors in order to find the optimal solution. The optimal values of Manning coefficient were  $0.037 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  for the channel and  $0.08 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  for the banks. Fig. 7 depicts the result of calibration and it is obvious the satisfactory adjustment of the model.

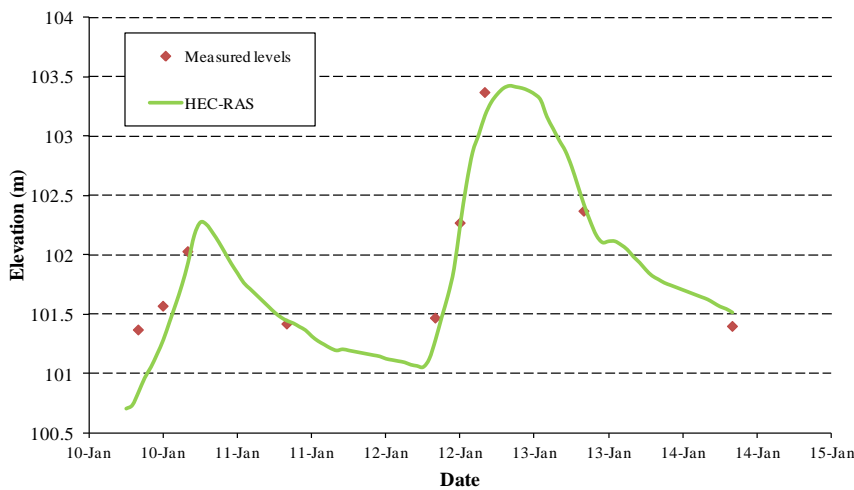


Figure 7: Comparison of estimated levels with the measured ones.

Assessing the extrapolation curve, constructed by Efstratiadis *et al.* (2000), it seems that it overestimates the flow up to 40%, but as the level increases the percent overestimation decreases. Assessing the other three extrapolating curves, stem from graphical extrapolation, it seems that the first two curves underestimate the flow from 5% to 40%, while the third period overestimates up to 100%. Regarding the third period, the error is due to the fact that the highest hydrometric measured is for level equal to 1.5 m, so the extrapolation curve creates a large error.

Concludevily, extrapolating curves using graphical methods in logarithmic axes or using hydraulic formulas, such as Manning or Chezy equation, are inappropriate methods and it is proposed the use of hydraulic models.

## 4. Impact of uncertainty in calibration process

### 4.1 Introduction

Generally in the literature, there are many studies that quantify the uncertainty of the rating curves (Domeneghetti *et al.*, 2001· Di Baldassarre and Montanari, 2009· Clarke, 1999· Jalbert *et al.*, 2011). However, there are only a few works that investigate how uncertainty affects the

process of calibration of a hydrological model, which uses flow data as output (McMillan *et al.*, 2010). So the aim is the use of the estimated flow as stochastic variable and the comparative analysis of different methods in calibration.

Calibration is a very popular technique among scientists and engineers as it helps them in many applications. Giving a general definition of calibration, we could say that it is a systematic process for estimating parameter values of a model, so that the outputs or responses of the model  $y_i'$ , with respect to a set of observed inputs  $x_i$ , to adapt as best as possible to a corresponding set (eg. observed) responses  $y_i$ , of a physical or a mathematical system that represents the model.

The deviation  $e_i = y_i' - y_i$  called error of the model or residual. The sum of the errors indicates whether the model is biased or not. In this second case, it reproduces the mean observed outputs (Efstratiadis and Makropoulos, 2011).

Generally, there are many criteria for best fit, such as the determination coefficient, the least square methods and the Nash and Sutcliffe coefficient. All these criteria for best fit require that we know the correct value of the calculated outputs and we try to create a model that can represent the system. Especially in nature where uncertainty is an inherent feature of information how correct this practice is? Did we force the model ultimately to reach wrong values in order to improve some criterion of best fit resulting that parameters do not correspond to the natural system? We presented previously that steady rating curves underestimate the peak flow. If we calibrated a model without introducing some uncertainty, but this model showed a good fit to some criteria, we could say that the model is able to represent the system?

The uncertainty is contained in the entire manufacturing process of rating curves and therefore it should be taken into consideration in all the processes that it will be used, such as the calibration of models, the construction of rainfall-runoff models, the flood protection, the flood hazard maps, the hydrologic studies of dams etc. Even when  $R^2$  is quite large during the construction of the curves, we should not have the illusion that the error is small. Often in a deterministic environment, such as that of the rating curves, the output data have been extracted by relationships which have been built without any reference to random variation. This implies that for a given input value and the same initial and boundary conditions, the result will always be the same as the uncertainty is not taken into account. In these cases the uncertainty assessment is done indirectly and creates the illusion that the reduction of uncertainty will be achieved by improving deterministic models (Montanari and Koutsoyiannis, 2012). That's the reason why the flow should be treated as a stochastic variable and taken into account the uncertainty.

## **4.2 Methodology**

The purpose of the last chapter is to study the effect of uncertainty in the calibration of a hydrological model. In particular, we will study the effect of uncertainty in the rating curves in the subbasin of Poros Reganiou. For the outlet of the subbasin, we have drawn the rating curves and we have estimated the typical error. To study the effect of this uncertainty in the calibration of a hydrological model, it was used the model Zygos.

The model Zygos, constructed by the research group "ITIA", is a conceptual model which represents the conversion of precipitation into outflow, evapotranspiration and percolation to the aquifer. This model will "run" in daily time step in the environment of R and it uses seven parameters for the presentation of surface processes and three for the presentation of

underground processes. Finally, it uses the efficiency coefficient of Nash and Sutcliffe (1970) as a best fit criterion, whereas in order to solve the multicriteria problem of parameters' optimization, it uses an evolutionary annealing-simplex algorithm (Efstratiadis, 2001· Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2002· Rozos *et al.*, 2004· Efstratiadis, 2008). The model requires as input data the temperature of the basin, the rainfall and the evapotranspiration, all measured in equivalent amount of water.

Regarding the precipitation data, 6 rain gauges stations were used and after the homogeneity test of double mass diagram, the Thiessen method was implemented in order to obtain the spatially integrated time series of precipitation. Also, it was necessary to reduce it to the mean elevation of subbasin.

For constructing the temperature time series, it was used the station at Lidoriki, which had only a few missing values. The reduction of temperature to the mean elevation of the subbasin was done using the values  $c$  given by Giandotti for Mediterranean catchments beneath the 45<sup>th</sup> parallel were used.

As about the evapotranspiration data, it was used the parametric model for potential evapotranspiration estimation based on a simplified formulation of the Penman-Monteith equation proposed by Tegos *et al.* (2013). This model permits to estimate the evapotranspiration for a nearby area, where they are disposable data for temperature, wind velocity, sunshine and relation humidity for calibrating the parameters of the model. Using the calibrated parameters and the temperature of the mean elevation of the subbasin, we estimated the potential evapotranspiration.

The outflow, which was used in calibration, was estimated by the drawn rating curves in daily time step. The metric system of estimated outflow was in  $m^3/s$ , so it was divided by the area of the subbasin and multiplied by 86400 in order to convert it into mm.

As about the calibration process, initially, the model was calibrated based on the estimated flow from the rating curves on the outlet of subbasin, while in the second phase, the model was calibrated based on the value of the flow counted the estimated uncertainty for the period from November 1992 to May 1995.

In the first two studies, we implemented the calibration process using Nash and Sutcliffe coefficient, as the best fit criterion (Case study 1), and the mean square error, as the best fit criterion (Case study 2) avoiding the uncertainty.

In the third case study, two curves were calculated for 95% confidence interval ( $Q_{\max 95}$ ,  $Q_{\min 95}$ ) around the estimated outflow. In the objective function, it was assumed that if the modeled outflow is within the range of two curves, then the weighted coefficient of the square of the difference ( $\alpha$ ) is equal to one, whereas if the modeled outflow is outside the range, the weight gets a penalty which is equal to the absolute value of the distance from the nearest curve.

This methodology avoids the occurrence of discontinuity at the position of the two curves. Generally, the problem is defined as follows:

Let  $\theta=(\theta_1, \dots, \theta_n)$  be the unknown parameters of the model. The function of the global error measure  $f(e)$  is:

$$f(e) = f\left(a(Q_{\text{sim}}(t) - Q_{\text{obs}}(t))^2\right) \quad (5)$$



It is defined the feasible space of parameters  $\Theta$ , introducing upper and lower limits ( $\theta_{\min} \leq \theta \leq \theta_{\max}$ ).

Finally, the definition of the problem is (Efstratiadis and Makropoulos, 2011):

$$\text{minimize } f(e) = f(\theta), \theta \in \Theta \quad (6)$$

### 4.3 Results

Comparing the three case studies, firstly we can observe that the optimized parameters are different for each case, whereas despite the fact that the parameters of the first two studies (deterministic theory) are different, the result and the errors are quite similar. This means that the choice of a best fit criterion has a minor impact to the result. Also, commenting the Fig. 8, we can say that the errors for the third study case (stochastic theory) are smaller for high and low values of outflow. However, the large values in the modeled outflow are out of the range of uncertainty (Fig. 9.) which is caused to the use of the daily time step. Specifically, in the daily time step it was introduced the total daily rainfall whereas, regarding the runoff, it was used the estimated, by the level, outflow at 8 am, and thus the model often does not reach the peak.

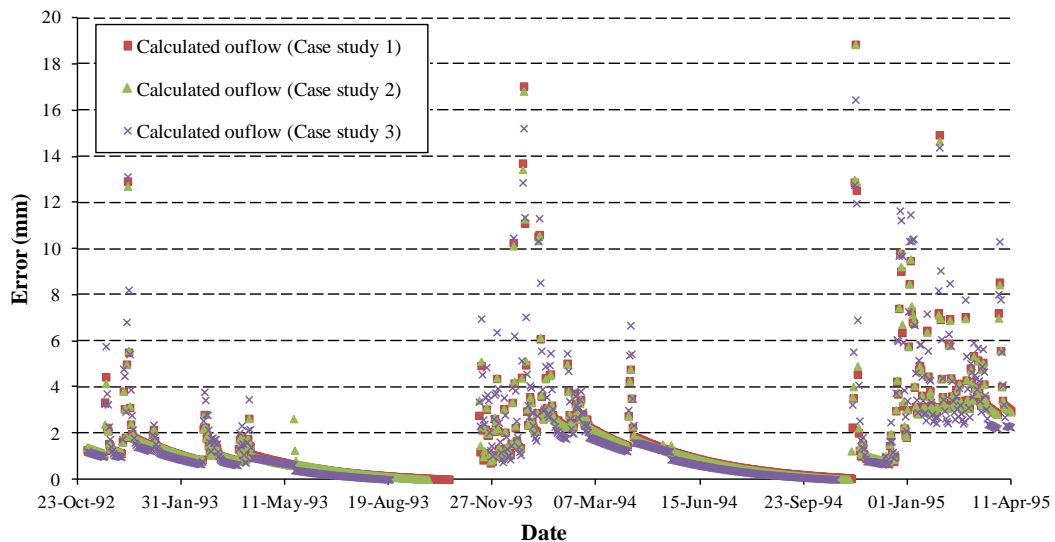


Figure 8: Depicting the errors of the calculated outflow for each case study.

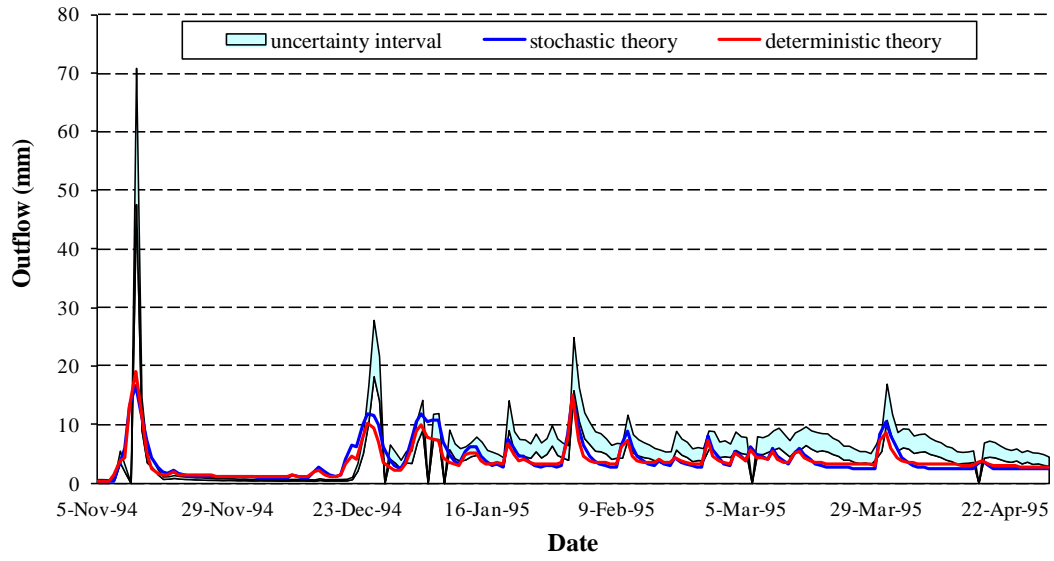


Figure 9: Comparison between stochastic and deterministic (Case study 2) theories compared with the uncertainty interval.

## Κατάλογος συμβόλων

---

$Q$	Παροχή ( $m^3/s$ )
$h$	Στάθμη ή βάθος ροής (m)
$\alpha$	Στάθμη για την οποία η παροχή είναι μηδέν
$n$	Συντελεστής τραχύτητας κατά Manning ( $m^{-1/3}s$ )
$S_0$	Κλίση πυθμένα
$A$	Εμβαδόν διατομής
$R$	Υδραυλική ακτίνα
$\varepsilon_i$	Σφάλμα της παρεμβολής
$Fr$	Αριθμός Froude
$V$	Ταχύτητα της ροής (m/s)
$C$	Συντελεστής τραχύτητας κατά Chezy
$u_{RC}(Q)$	Αβεβαιότητα της ελλιπής γνώσης των μηχανισμών που διέπουν τις φυσικές διεργασίες
$u_{HC}(Q_i)$	Αβεβαιότητα που σχετίζεται με την εγγενή τυχαιότητα των φυσικών διεργασιών
$u(h_i)$	Αβεβαιότητα της μέτρησης της στάθμης η οποία διαδίδεται αναλογικά με το συντελεστή $\partial Q/\partial h$
$u(Q)$	Σχετική αβεβαιότητα (%) της παροχής
$u_{bi}$	Σχετική τυπική αβεβαιότητα του πλάτους
$u_{di}$	Σχετική τυπική αβεβαιότητα του βάθους
$u_{vi}$	Σχετική τυπική αβεβαιότητα της μέσης ταχύτητας στο τμήμα $i$
$u_s$	Αβεβαιότητα λόγω λαθών στη βαθμονόμηση του οργάνου και στον υπολογισμό πλάτους και βάθους
$u_m$	Αβεβαιότητα λόγω της χρήσης περιορισμένου αριθμού τμημάτων $i$
$i$	Αριθμός των τμημάτων που χωρίζεται η διατομή για να υπολογιστούν οι ταχύτητες
$b$	Πλάτος της διατομής (m)
$x$	Οριζόντια απόσταση των κατακόρυφων από ένα σταθερό σημείο στην όχθη
$t$	Χρόνος διεγματοληψίας,
$Q'(x, t)$	Μετρημένη παροχή
$A(x, t)$	Εμβαδόν της διατομής του υδατορεύματος
$v(x, t)$	Μέση ταχύτητα ροής
$S_f$	Κλίση της γραμμής ενέργειας
$y$	Βάθος ροής
$u$	Ταχύτητα
$g$	Επιτάχυνση της βαρύτητας
$q_i$	Πλευρική παροχή ανά μονάδα μήκους του ποταμού
$Z_1$	Υψόμετρο του πυθμένα σε μια διατομή

$V_1$	Μέση ταχύτητα (συνολική παροχή/εμβαδόν διατομής)
$\alpha_1$	Διορθωτικός συντελεστής
$h_e$	Ολικές απώλειες ενέργειας
$L$	Μέση σταθμισμένη απόσταση μεταξύ δύο διατομών
$\bar{S}_f$	Κλίση πιεζομετρικής γραμμής
$C$	Συντελεστής συστολής ή διαστολής για τις τοπικές απώλειες ενέργειας
$L_{lob}$	Αποστάσεις μεταξύ δύο διατομών για το αριστερό τμήμα του ποταμού κατά μήκος της ροής
$L_{ch}$	Αποστάσεις μεταξύ δύο διατομών για την κοίτη κατά μήκος της ροής
$L_{rob}$	Αποστάσεις μεταξύ δύο διατομών για το δεξί τμήμα του ποταμού κατά μήκος της ροής
$\bar{Q}_{lob}$	Μέση τιμή της παροχής ανάμεσα σε δύο διατομές για το αριστερό τμήμα του ποταμού
$\bar{Q}_{ch}$	Μέση τιμή της παροχής ανάμεσα σε δύο διατομές για την κοίτη του ποταμού
$\bar{Q}_{rob}$	Μέση τιμή της παροχής ανάμεσα σε δύο διατομές για το δεξί τμήμα του ποταμού
$Q_b$	Βασική ροή
$T_p$	Χρόνος ανόδου
$Q_p$	Παροχή αιχμής
$\gamma$	Συντελεστής που θεωρήθηκε ίσος με 16
$Q_{unsteady}(h)$	Παροχή που δίνει η μη μόνιμη ροή για μια τιμή στάθμης
$\delta$	Συντελεστής προσδιορισμού
$W_i$	Σφάλμα μεταξύ εξαρτημένης μεταβλητής και της τιμής από το μοντέλο παλινδρόμησης
$y_i$	Εξαρτημένη μεταβλητή
$n$	Πλήθος τιμών της εξαρτημένης μεταβλητής
$\bar{y}$	Μέση τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής
$r$	Συντελεστής συσχέτισης
$h_{\mu}(t_i)$	Ενδείξεις του σταθμημέτρου
$h_{\gamma}(t_i)$	Ενδείξεις του σταθμηγράφου
$r_{xy}$	Συντελεστής γραμμικής συσχέτισης
$RMSE$	Μέσο τετραγωνικό σφάλμα
$EFF$	Συντελεστής αποτελεσματικότητας Nash and Sutcliffe
$z_s$	Μέσο υψόμετρο της υπολεκάνης
$z_{\sigma}$	Σταθμισμένο υψόμετρο των σταθμών
$\beta$	Βροχοβαθμίδα
$\lambda$	Συντελεστής υψομετρικής αναγωγής
$h_s$	Επιφανειακό μέσο ύψος βροχής
$c$	Θερμοβαθμίδα
$E$	Δυνητική εξατμοδιαπνοή (mm)

# 1 Εισαγωγή

---

## 1.1 Γενική τοποθέτηση του προβλήματος

Η αβεβαιότητα αποτελεί ένα χαρακτηριστικό που υπεισέρχεται σε όλες τις φυσικές διεργασίες, συχνά όμως είτε υποεκτιμάται είτε παραλείπεται, όταν για απλοποίηση των υπολογισμών προτιμάται η ντετερμινιστική θεώρηση των διεργασιών. Μια τέτοια διεργασία είναι και η εκτίμηση της παροχής μέσα από τις καμπύλες στάθμης-παροχής. Στη συγκεκριμένη μεθοδολογία υπεισέρχονται διάφορες πηγές αβεβαιότητας, ωστόσο τις περισσότερες φορές η συνολική αβεβαιότητα αγνοείται. Συχνά, μάλιστα, οι υψηλές τιμές του  $R^2$  (συντελεστής προσδιορισμού) δίνουν τη λάθος εντύπωση για την ακρίβεια με την οποία έχει εκτιμηθεί η απορροή (Clarke, 1999).

Στόχος της παρούσας μεταπτυχιακής εργασίας είναι η διερεύνηση της αβεβαιότητας που υπεισέρχεται στην κατάρτιση των καμπυλών στάθμης-παροχής και πώς αυτή η αβεβαιότητα επηρεάζει τη βαθμονόμηση των μοντέλων. Για αυτόν το σκοπό, εξετάστηκε ένα θεωρητικό και ένα πραγματικό πρόβλημα. Το θεωρητικό πρόβλημα περιελάμβανε την κατασκευή πρότυπων αγωγών και το πραγματικό πρόβλημα την εκτίμηση της αβεβαιότητας στον ποταμό Εύηνο στη θέση του Πόρου Ρηγανίου. Στη συνέχεια έγινε προσπάθεια η υπολογισμένη αβεβαιότητα να μπει σαν δεδομένο εισόδου στη διαδικασία της βαθμονόμησης, κάνοντας τη διαδικασία πιο ευέλικτη. Έτσι, η τιμή του μοντέλου δεν συγκρίνεται με μία άλλη τιμή αλλά με ένα εύρος τιμών. Για την υλοποίηση όλων των παραπάνω χρησιμοποιήθηκαν μια σειρά λογισμικών, όπως Hydrognomon, Ζυγός και R.

Γενικά στη βιβλιογραφία υπάρχουν αρκετές εργασίες που διερευνούν την αβεβαιότητα των καμπυλών στάθμης-παροχής, ποσοτικοποιώντας την (Domeneghetti *et al.*, 2001· Di Baldassarre and Montanari, 2009· Clarke, 1999· Jalbert *et al.*, 2011). Ωστόσο, ελάχιστες είναι οι εργασίες που να διερευνούν πώς επηρεάζει η υπολογισμένη αβεβαιότητα των καμπυλών στάθμης-παροχής τη βαθμονόμηση ενός μοντέλου που χρησιμοποιεί ως δεδομένο εξόδου την παροχή. Στόχος, λοιπόν, είναι η αντιμετώπιση της υπολογισμένης παροχής ως στοχαστικής μεταβλητής και η συγκριτική ανάλυση διάφορων μεθόδων στη βαθμονόμηση ενός μοντέλου.

Επίσης, γίνεται έλεγχος διάφορων μεθοδολογιών που χρησιμοποιούνται στην κατάρτιση και στην επέκταση των καμπυλών και των σφαλμάτων που αυτές οι μέθοδοι περιέχουν. Συγκεκριμένα, ιδιαίτερη μνεία γίνεται στη μη μόνιμη ροή και πώς αυτή επηρεάζει τις καμπύλες στάθμης-παροχής και την εκτίμηση των πλημμυρικών παροχών. Αυτό αποτελεί ένα ιδιαίτερα μείζον θέμα σήμερα, τόσο λόγω του αυξημένου ενδιαφέροντος το τελευταίο διάστημα στις πλημμύρες (Ευρωπαϊκής Οδηγίας), όσο και στην *a priori* χρήση καμπυλών που περιγράφουν μόνιμη ροή. Μεταξύ άλλων, μελετάται το σφάλμα αυτών των προσεγγίσεων που γίνονται.

## 1.2 Διάρθρωση της διπλωματικής εργασίας

Η παρούσα μεταπτυχιακή εργασία έχει διαρθρωθεί σε 7 κεφάλαια, μέσα στα οποία περιγράφονται τα λογισμικά που χρησιμοποιήθηκαν, οι διαδικασίες που ακολουθήθηκαν και

η θεωρία πίσω από αυτές τις διαδικασίες. Στο τέλος, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που εξήχθησαν, ενώ το παράρτημα περιλαμβάνει πρόσθετο υλικό με πίνακες και σχήματα, που για λόγους οικονομίας του χώρου δεν συμπεριλήφθησαν στα κεφάλαια. Η εργασία περιλαμβάνει τα εξής κεφάλαια:

### **Κεφάλαιο 1<sup>ο</sup>**

Παρουσιάζεται η γενική τοποθέτηση του προβλήματος που οδήγησε στην παρούσα εργασία.

### **Κεφάλαιο 2<sup>ο</sup>**

Γίνεται αναφορά στις καμπύλες στάθμης-παροχής, στη χρήση τους αλλά και σε μεθοδολογίες κατάρτισής τους. Επίσης, αναφέρονται οι παράγοντες που τις επηρεάζουν και προκαλούν σφάλματα, ενώ γίνεται και κριτική στη χρήση τους και παρουσιάζονται εναλλακτικές προσεγγίσεις. Στο τέλος γίνεται αναφορά στη μελέτη πλημμυρικών φαινομένων και δίνονται ορισμοί για τη μόνιμη και μη μόνιμη ροή και οι σχέσεις που τις περιγράφουν.

### **Κεφάλαιο 3<sup>ο</sup>**

Εισάγεται η έννοια της αβεβαιότητας, δίνοντας παράλληλα κάποιους ορισμούς που υπάρχουν στη βιβλιογραφία. Επίσης, γίνεται βιβλιογραφική ανασκόπηση μεθοδολογιών εκτίμησης της αβεβαιότητας στις καμπύλες στάθμης-παροχής και των τιμών που αυτές δίνουν.

### **Κεφάλαιο 4<sup>ο</sup>**

Γίνεται αναφορά στο λογισμικό HEC-RAS, τις εξισώσεις που το διέπουν, τις οριακές συνθήκες και τις διάφορες λειτουργίες του. Γίνεται η μελέτη της επίδρασης της μη μόνιμης ροής στις καμπύλες στάθμης-παροχής, με τη χρήση πρότυπων αγωγών. Μελετάται η επίδραση της κλίσης, του συντελεστή Manning, του μεγέθους και του σχήματος του πλημμυρογραφήματος στην αβεβαιότητα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης. Επίσης, αξιολογούνται οι υδραυλικές σχέσεις Manning και Chezy, ως προς τη χρήση τους, στην καμπύλη επέκτασης.

### **Κεφάλαιο 5<sup>ο</sup>**

Καταρτίζονται οι καμπύλες στάθμης-παροχής για τη θέση Πόρος Ρηγανίου στον Εύηνο ποταμό. Ακόμα, γίνεται ο υπολογισμός της τυπικής απόκλισης του σφάλματος. Γίνεται η βαθμονόμηση του υδραυλικού μοντέλου μεταξύ των θέσεων του Πόρου Ρηγανίου και Γέφυρας Μπανιά και στη συνέχεια υπολογίζεται το σφάλμα μεταξύ των επεκτάσεων των καμπυλών, που προέκυψαν με δύο μεθοδολογίες, με την αντίστοιχη που δίνει το μοντέλο.

### **Κεφάλαιο 6<sup>ο</sup>**

Δίνεται ο ορισμός της βαθμονόμησης ενός μοντέλου και γίνεται μια εισαγωγική αναφορά της συγκεκριμένης διαδικασίας. Επίσης, μελετάται η επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση του υδρολογικού μοντέλου Ζυγός για την υπολεκάνη του Πόρου Ρηγανίου.

### **Κεφάλαιο 7<sup>ο</sup>**

Παρουσιάζονται συνοπτικά τα συμπεράσματα της μελέτης και γίνονται κάποιες προτάσεις για μελλοντική έρευνα.

## 2 Καμπύλες στάθμης-παροχής

---

### 2.1 Εισαγωγή

Η παροχή αποτελεί μια από τις πιο σημαντικές μεταβλητές στην επιστήμη του υδρολόγου μηχανικού, τόσο στη διαχείριση των υδατικών πόρων, όσο και στη στατιστική ανάλυση της συχνότητας πλημμυρών. Ωστόσο, η απόκτηση αυτών των δεδομένων αποτελεί μια δύσκολη και ακριβή διαδικασία, σε σχέση με την απόκτηση δεδομένων βροχόπτωσης, για παράδειγμα.

Γενικά, υπάρχουν διάφορες μέθοδοι για τη μέτρηση της παροχής, όπως η μέτρηση με τη μέθοδο διαλυμάτων, η εκτίμηση με πλωτήρες, η εκτίμηση με υδραυλικές σχέσεις ροής σε διαφράγματα τριγωνικής διατομής κ.α. Για περιοχές, που είναι δύσκολη η προσπέλαση ή είναι δύσκολη η μέτρηση της παροχής, αναπτύσσονται μέθοδοι υπολογισμού της παροχής με χρήση τηλεπισκόπησης (Bjerklie *et al.*, 2003, 2005). Βέβαια τέτοιες μέθοδοι έχουν άλλου είδους σφάλματα και δυσκολίες, όπως η παρουσία πάγου (Shiklomanov *et al.*, 2006).

Στην Ελλάδα, ωστόσο, επικρατεί η μέθοδος του πεδίου ταχυτήτων με τη χρήση μιλίσκου. Για τον υπολογισμό της μέσης παροχής ενός ποταμού σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα απαιτείται η εκτέλεση υδρομετρήσεων σε τακτά χρονικά διαστήματα. Συνήθως, λόγω κόστους και άλλων δυσκολιών, οι υδρομετρήσεις γίνονται με συχνότητα εβδομάδας ή δεκαπενθημέρου (Μιμίκου και Μπαλτάς, 2012, σ. 161). Στην αρχή γίνεται η επιλογή της θέσης του υδρομετρικού σταθμού και αφού γίνει η εγκατάστασή του, ξεκινά η διαδικασία των μετρήσεων με τη χρήση μιλίσκων. Σκοπός είναι να προκύψουν ζεύγη στάθμης-παροχής ( $Q, h$ ), ώστε στη συνέχεια είτε γραφικά, είτε με κάποια άλλη μέθοδο βέλτιστης προσαρμογής να προκύψουν οι καμπύλες στάθμης παροχής (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 331).

Η ευρωπαϊκή οδηγία ISO EN Rule 748 (1997) δίνει κατευθυντήριες οδηγίες για την ορθή διαδικασία της σταθμημέτρησης. Συγκεκριμένα, ορίζει πως προκειμένου να υπολογιστεί η ταχύτητα, πρέπει η διατομή να χωριστεί σε έναν αριθμό κάθετων τμημάτων. Εάν η διατομή υπερβαίνει τα 10 m, πρέπει η διατομή να χωριστεί σε τουλάχιστον 20 τμήματα για να μετρηθεί η ταχύτητα, ενώ ο χωρισμός των τμημάτων πρέπει να γίνει κατά τέτοιον τρόπο, ώστε σε κάθε τμήμα η παροχή να είναι μικρότερη από το 5% της συνολικής. Επίσης, ο αριθμός και η απόσταση των μετρήσεων της ταχύτητας κατά μήκος κάθε κατακόρυφης θα πρέπει να επιλέγεται έτσι ώστε η διαφορά στις αναγνώσεις μεταξύ δύο παρακείμενων σημείων να μην είναι μεγαλύτερη από το 20% της υψηλότερης τιμής. Μόλις οι αναγνώσεις της ταχύτητας σε κάθε κατακόρυφη ολοκληρωθούν ως προς το βάθος, το εμβαδόν της καμπύλης της ταχύτητας δίνει την παροχή ανά μονάδα πλάτους κατά μήκος αυτής της κατακόρυφης. Η μέση τιμή δύο διπλανών μετρήσεων δίνει την παροχή ανά μονάδα πλάτους του τμήματος που περικλείεται από τις δύο κατακόρυφους. Εν τέλει, η παροχή του ποταμού  $Q(x, t)$  προκύπτει ολοκληρώνοντας όλες τις παροχές σε κάθε τμήμα.

Με βάση αυτές τις καμπύλες και χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από σταθμηγράφο και σταθμήμετρο, μπορούμε να υπολογίσουμε τις παροχές για οποιαδήποτε ώρα της ημέρας, ανάλογα με τη συχνότητα των μετρήσεων των οργάνων. Το πλεονέκτημα αυτής της

διαδικασίας είναι ότι είναι εφικτή η μετατροπή των συνεχών μετρήσεων στάθμης σε παροχή μέσα από τις καμπύλες στάθμης-παροχής.

## 2.2 Μεθοδολογία κατάρτισης καμπυλών

Η μαθηματική έκφραση των καμπυλών στάθμης-παροχής είναι (Herschy, 1978, 1995· Rantz *et al.*, 1982b· ISO, 1998):

$$Q=C(h-a)^N \quad (2.1)$$

όπου  $Q$  είναι η παροχή,  $h$  η στάθμη,  $a$  η στάθμη για μηδενική παροχή και  $C, N$  σταθερές.

Στην ουσία, η παραπάνω σχέση αποτελεί απλοποίηση της εξίσωσης Manning (Venetis, 1970· Braca, 2008):

$$Q = \frac{1}{n} AR^{2/3} S_0^{1/2} \quad (2.2)$$

όπου  $n$  ο συντελεστής τραχύτητας κατά Manning,  $S_0$  η κλίση πυθμένα,  $A$  το εμβαδόν της διατομής και  $R$  η υδραυλική ακτίνα.

Άλλη σχέση, η οποία ωστόσο δεν χρησιμοποιείται συχνά, είναι (Yu, 2000):

$$Q=a+b(h-h_0)+c(h-h_0)^2 \quad (2.3)$$

Για την κατασκευή των καμπυλών, πρώτο βήμα αποτελεί η απεικόνισή τους σε διάγραμμα  $Q-h$  με λογαριθμικούς άξονες. Η χρήση των λογαριθμικών αξόνων προσφέρει κάποια πλεονεκτήματα:

1. Είναι πιο εύκολος ο εντοπισμός εξωκείμενων σημείων που αποτελούν εσφαλμένες μετρήσεις.
2. Γίνεται πιο εύκολα εφικτό να εντοπιστεί εάν η καμπύλη περιγράφει μια ενιαία εξίσωση ή θα πρέπει η καμπύλη να χωριστεί σε τμήματα (segments), ενώ εύκολα εντοπίζεται σε ποια στάθμη γίνεται η μεταβολή (multisegments rating curves).
3. Επιτυγχάνεται η ομοσκεδαστικότητα των υπολοίπων, όπως θα αναφερθεί παρακάτω.

Στην περίπτωση που δεν υπάρχει «σπάσιμο» της καμπύλης και αυτή περιγράφεται από μία εξίσωση, η γενική της μορφή θα είναι:

$$\log Q = \log C + M \log(h-a) \quad (2.4)$$

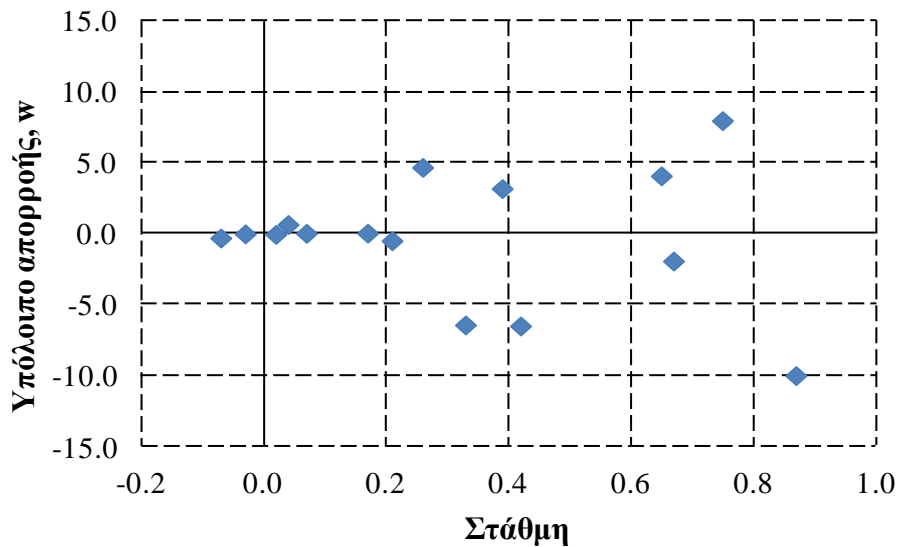
Η παραπάνω μέθοδος, που στηρίζεται στη λογαρίθμηση της εξίσωσης, προτιμάται κατά την παλινδρόμηση καθώς, όπως αναφέρθηκε, έτσι γίνεται δυνατή η επίτευξη της ομοσκεδαστικότητας των υπολοίπων. Δηλαδή, τα ποσοστιαία σφάλματα είναι περίπου ίδια στις χαμηλές και στις ψηλές περιοχές στάθμης (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 333). Επίσης, όταν υπάρχει ετεροσκεδαστικότητα, οι εκτιμήσεις που προκύπτουν μπορεί να είναι αμερόληπτες και συνεπείς δεν είναι όμως αποτελεσματικές. Έτσι, οι έλεγχοι υποθέσεων και τα διαστήματα εμπιστοσύνης είναι άκυρα (Χατζηνικολάου, 2002, σ. 358).

Ο εντοπισμός της ετεροσκεδαστικότητας ή της ομοσκεδαστικότητας γίνεται με την απεικόνιση του σφάλματος εκτίμησης  $w$  συναρτήσει της τιμής της μεταβλητής σε ένα διάγραμμα. Εφόσον, τα σημεία είναι τυχαία κατανεμημένα γύρω από τη γραμμή  $w=0$ , τότε έχουμε ομοσκεδαστικότητα, ενώ στην περίπτωση που δημιουργείται σχήμα «τρομπέτας» έχουμε ετεροσκεδαστικότητα. Η ετεροσκεδαστικότητα αποδεικνύει την ακαταλληλότητα του

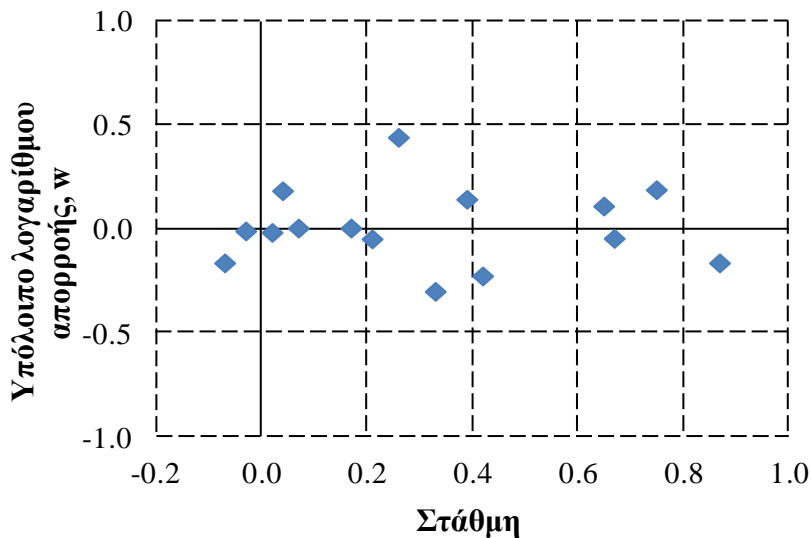


μοντέλου παλινδρόμησης που χρησιμοποιήθηκε (Κουτσογιάννης, 1997, σ. 219· Petersen-Overleir, 2003). Είναι προφανές πως όσα περισσότερα σημεία απεικονιστούν τόσο πιο ευδιάκριτο είναι το αποτέλεσμα.

Στο Σχ. 2.1 είναι φανερή η ετεροσκεδαστικότητα των υπολοίπων, καθώς αυτά αποκλίνουν λιγότερο από τη γραμμή  $w=0$  για μικρές τιμές στάθμης σε σχέση με τις μεγάλες τιμές, ενώ σχηματίζεται και το σχήμα «τρομπέτας». Αντίθετα, στο Σχ. 2.2 επιτυγχάνεται η ομοσκεδαστικότητα των υπολοίπων, κάτι που αποδεικνύει την ορθότητα του λογαριθμικού μετασχηματισμού.



Σχήμα 2.1: Διάγραμμα των υπολοίπων παλινδρόμησης στην εκτίμηση της παροχής συναρτήσει της στάθμης στη θέση Πόρο Ρηγαίου στον Ευήνο για την περίοδο 13/12/1999-2/4/2001.



Σχήμα 2.2: Διάγραμμα των υπολοίπων παλινδρόμησης στην εκτίμηση του λογαρίθμου της παροχής συναρτήσει του λογαρίθμου της στάθμης στη θέση Πόρο Ρηγαίου στον Ευήνο για την περίοδο 13/12/1999-2/4/2001.

Σύμφωνα με την οδηγία ISO 1100-2 (ISO, 1998), προτείνεται η χρήση τουλάχιστον 12-15 μετρήσεων ( $Q, h$ ) ομοιόμορφα κατανομημένων σε όλο το εύρος τιμών για την περίοδο ανάλυσης μιας καμπύλης. Σημαίνοντα ρόλο στη χρήση της καμπύλης στάθμης-παροχής παίζει και το γεγονός πως μια καμπύλη δεν καλύπτει όλο το εύρος των τιμών στάθμης, με αποτέλεσμα να μην υπάρχει πληροφορία για τις πολύ μικρές και πολύ μεγάλες τιμές στάθμης, κάτι που επηρεάζει στη διαχείριση των υδατικών πόρων και στη διαχείριση των πλημμυρών αντίστοιχα. Γι' αυτό το λόγο, κρίνεται αναγκαίο η επέκταση της καμπύλης και προς τα πάνω και προς τα κάτω. Συχνά, η αβεβαιότητα της επέκτασης μειώνεται εφόσον η επέκταση συνδέεται με έμμεσες μεθόδους προσδιορισμού της παροχής, όπως υδραυλικά μοντέλα ή μοντέλα βροχής-απορροής (Braca, 2008).

Αν θεωρήσουμε σφάλμα  $\varepsilon_i$  του  $\ln(Q)$  το οποίο θεωρείται ανεξάρτητο και ότι ακολουθεί κανονική κατανομή με αναμενόμενη τιμή 0 και διασπορά  $\sigma^2$ , η εξίσωση 2.4 γίνεται:

$$\ln Q_i = \ln C + M \ln(h - a) + \varepsilon_i \quad (2.5)$$

Για την εξίσωση 2.4 οι Moyeed and Clarke (2005) έκαναν τις ακόλουθες παρατηρήσεις:

1. Το διάστημα εμπιστοσύνης που προκύπτει εκφράζει το  $\ln Q$  για δεδομένο  $\ln h$  ή  $\ln(h - a)$  και όχι το  $Q$  για δεδομένο  $h$ .
2. Εφόσον η εξίσωση της καμπύλης περιέχει την παράμετρο  $a$ , η αβεβαιότητα αυτής της παραμέτρου σπάνια λαμβάνεται υπόψη στην αβεβαιότητα του  $\ln Q$ .
3. Η συσχέτιση μεταξύ των εκτιμημένων  $\ln Q_i$  και  $\ln Q_j$  και ως εκ τούτου του  $Q_i$  και  $Q_j$  που αντιστοιχούν στις στάθμες  $h_i$  και  $h_j$  αγνοείται. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα πως σε μια χρονοσειρά ετήσιων μέγιστων απορροών, παρόλο που οι απορροές θεωρούνται στατιστικά ανεξάρτητες δεν είναι, κάτι που συμφωνεί και με άλλη εργασία (Clarke, 1999).

Εάν βγάλουμε τους λογαρίθμους από την εξίσωση 2.5 έχουμε:

$$Q_i = C(h - a)^N + E[Q_i] \varepsilon_i \quad (2.6)$$

## 2.3 Παράγοντες που επηρεάζουν τις καμπύλες στάθμης-παροχής

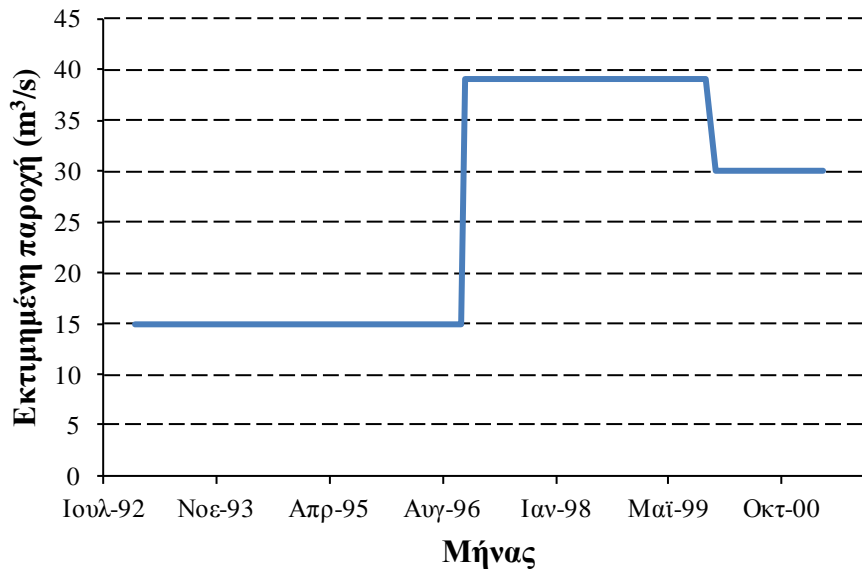
Η σχέση μεταξύ στάθμης παροχής δεν παραμένει σταθερή ούτε στο χώρο, ούτε στο χρόνο αλλά μεταβάλλεται. Οι κύριοι παράγοντες που επηρεάζουν αυτήν τη σχέση σε μια συγκεκριμένη διατομή είναι (Herschly, 1995· Rantz *et al.*, 1982b· Μιμίκου και Μπαλάς, 2012, σ. 165):

### 2.3.1 Διάβρωση και εναπόθεση ιζημάτων

Στις περισσότερες περιπτώσεις, η διατομή σε έναν υδρομετρικό σταθμό δεν παραμένει σταθερή, αλλά με το χρόνο μεταβάλλεται είτε λόγω διάβρωσης, είτε λόγω εναπόθεσης. Αυτό σημαίνει πως για την ίδια στάθμη αντιστοιχεί διαφορετική τιμή παροχής. Εξαίρεση αποτελεί αν η διατομή αποτελείται από βραχώδη υλικά και η διάβρωση στη λεκάνη μπορεί να θεωρηθεί αμελητέα, οπότε και οι σχέσεις στάθμης-παροχής παραμένουν σε ισχύ για μεγάλο χρονικό διάστημα. Για την αντιμετώπιση της μεταβολής της διατομής, επιλέγεται η επικαιροποίηση της καμπύλης στάθμης-παροχής για μια διατομή, μετά από μία σημαντική πλημμύρα. Στην περίπτωση που η διατομή δεν αλλάζει σημαντικά στο χρόνο, ίσως είναι δόκιμο να δίνεται μεγαλύτερο βάρος στις πρόσφατες μετρήσεις, απ' ό,τι σε αυτές που έγιναν παλαιότερα (McMillan *et al.*, 2010). Στο Σχ. 2.3 φαίνεται το διάγραμμα των εκτιμημένων

παροχών για στάθμη  $h=0.5$  m, έτσι όπως υπολογίστηκαν από τις καμπύλες στάθμης-παροχής για τη θέση Πόρο Ρηγανίου στον Εύηνο. Η τιμή της παροχής δε μένει σταθερή επειδή οι καμπύλες επικαιροποιούνται με το χρόνο, μετά από μία μεγάλη πλημμύρα, οπότε και είναι πολύ πιθανό η διατομή να μεταβληθεί. Άξιο προσοχής είναι πως δεν φαίνεται η μεταβολή να παρουσιάζει τάση.

Επίσης, συχνά επιλέγεται να μην περιγράψει μία μοναδική καμπύλη όλο το φάσμα των τιμών στάθμης αλλά να χωρίζονται σε τμήματα (π.χ. για μικρές, μεσαίες και μεγάλες παροχές), όπου κάθε εξίσωση θα έχει μοναδικές τιμές για τις μεταβλητές  $C$ ,  $N$ .



Σχήμα 2.3: Διάγραμμα των τιμών της εκτιμημένης παροχής που δίνουν οι καμπύλες για στάθμη  $h=0.5$  m σε σχέση με το χρόνο για τη θέση Πόρο Ρηγανίου του Εύηνου.

### 2.3.2 Υστέρηση σε μη μόνιμη ροή

Στην περίπτωση που η ροή είναι μη μόνιμη, οι κλάδοι ανόδου και καθόδου της παροχής στην καμπύλη που την απεικονίζει με τη στάθμη δεν συμπίπτουν ούτε μεταξύ τους αλλά ούτε και με την αντίστοιχη καμπύλη ομοιόμορφης ροής. Δηλαδή στη μη μόνιμη ροή δεν υπάρχει μια αμφιμονοσήμαντη σχέση μεταξύ στάθμης και παροχής, με αποτέλεσμα για την ίδια τιμή στάθμης να έχουμε μεγαλύτερη παροχή στον ανοδικό κλάδο σε σχέση με τον καθοδικό κλάδο.

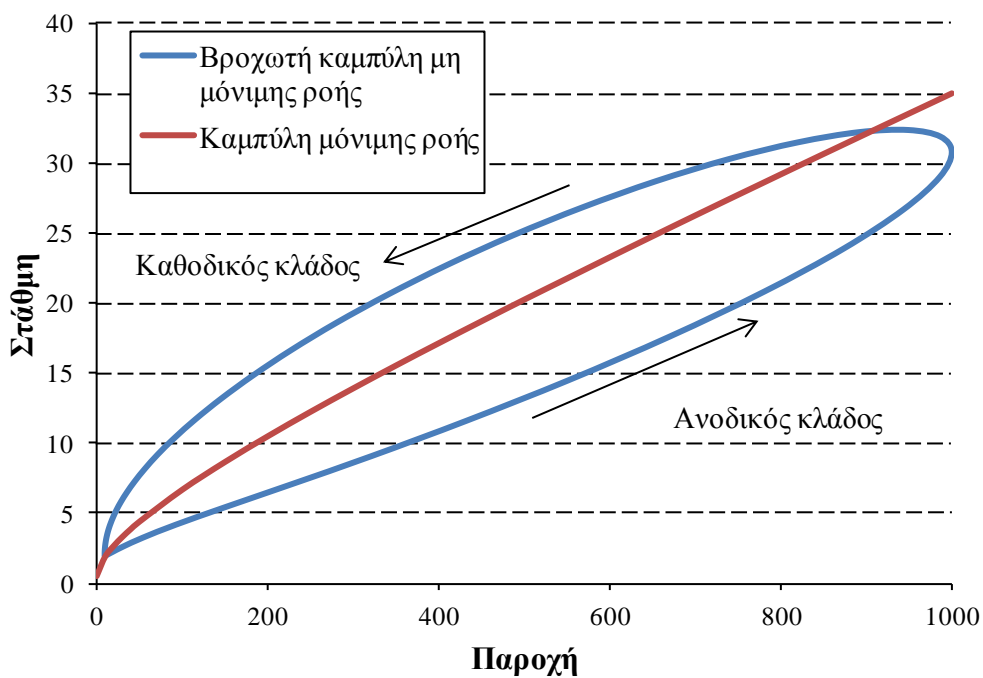
Επιπλέον, συγκρίνοντας τα πλημμυρογραφήματα που προκύπτουν από τη μόνιμη και τη μη μόνιμη καμπύλη προκύπτουν δύο χρήσιμα συμπεράσματα. Το πρώτο και βασικό είναι πως με την καμπύλη της μόνιμης ροής υποεκτιμάται σημαντικά η παροχή αιχμής, για δεδομένες τιμές στάθμης (Σχ. 2.5). Το μέγεθος αυτής της υποεκτίμησης εξαρτάται από μια σειρά από παράγοντες, όπως η κλίση του πυθμένα, το μέγεθος της πλημμύρας και ο συντελεστής Manning. Όλα τα παραπάνω θα μελετηθούν στην παρούσα εργασία. Το δεύτερο συμπέρασμα είναι πως η αιχμή της πλημμύρας λαμβάνει χώρα πριν την εκτίμηση που δίνει η καμπύλη της μόνιμης ροής.

Η φυσική εξήγηση του φαινομένου είναι ότι στη μη μόνιμη ροή, όταν το πλημμυρικό κύμα διαδίδεται από μία διατομή, η επίδραση του μετώπου του κύματος επιδρά στη διατομή αυξάνοντας την ταχύτητα του νερού. Όταν όμως η αιχμή του κύματος περάσει από τη

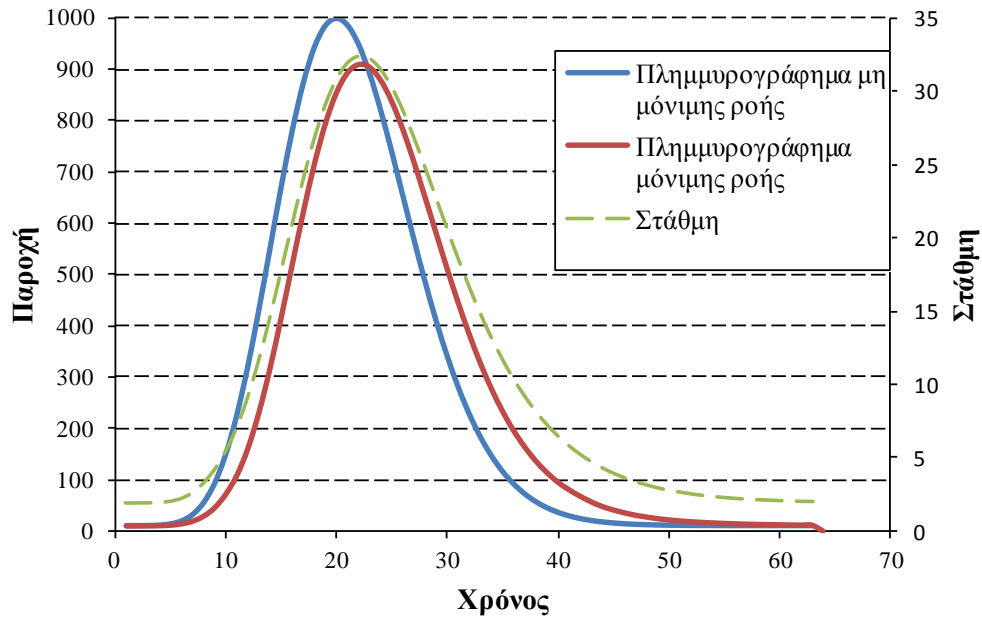
συγκριμένη διατομή προκαλούνται συνθήκες υστέρησης από τα κατάντη, με αποτέλεσμα να μειώνεται η ταχύτητα για μια δεδομένη παροχή (Mander, 1978).

Επειδή η μελέτη του φαινομένου είναι πολύπλοκη και σπάνια υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα (π.χ. με ταυτόχρονες μετρήσεις στάθμης σε διατομές ανάντη και κατάντη του σταθμού), η υστέρηση δεν λαμβάνεται υπόψη στον υπολογισμό της παροχής. Έτσι, γίνεται χρήση μιας αμφιμονοσήμαντης σχέσης στάθμης-παροχής ακόμα και στην περίπτωση πλημμυρικών επεισοδίων. Το σφάλμα είναι μικρό σε απότομες κλίσεις υδατορεύματος, ενώ όταν η κλίση είναι ήπια το σφάλμα γίνεται μεγάλο (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 336).

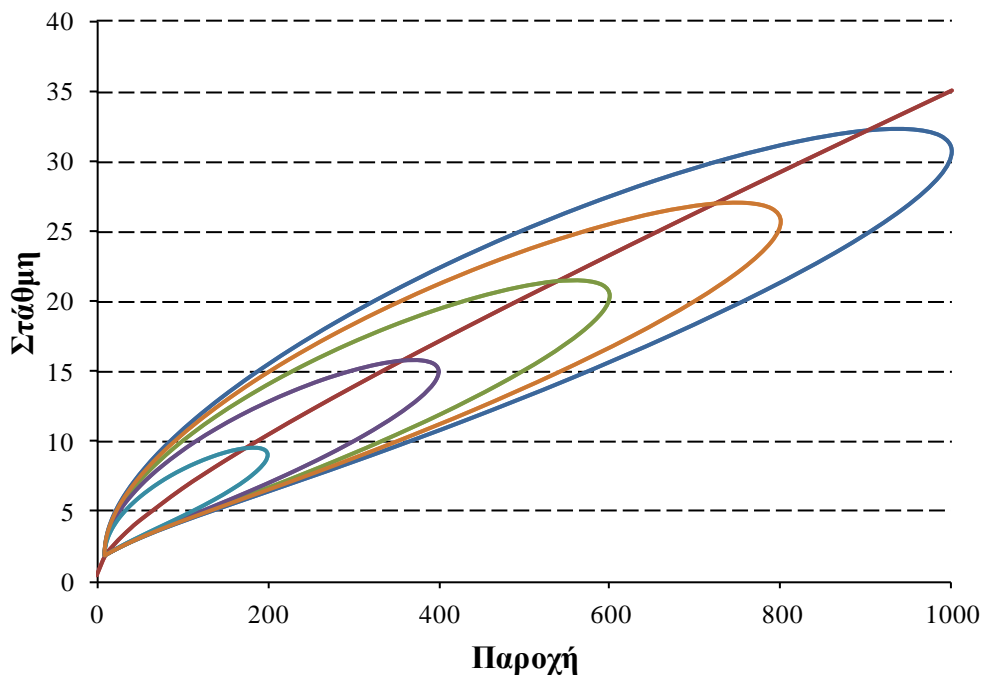
Βέβαια κατά το στάδιο της σταθμημέτρησης, η παρουσία της μη μόνιμης ροής, που είναι και το πιθανότερο σενάριο, μπορεί να προκαλέσει σφάλμα στις εξαγόμενες καμπύλες, εφόσον δεν διευκρινιστεί αν η μετρημένη παροχή ανήκει στον ανοδικό ή στον καθοδικό κλάδο. Έτσι, η διασπορά των σταθμημετρήσεων να θεωρείται πως οφείλεται σε σφάλματα της μέτρησης ή σε άλλες πηγές σφαλμάτων, ενώ στην πραγματικότητα να οφείλεται στην παρουσία της υστέρησης. Πολλοί μελετητές επιλέγουν να προσαρμόσουν μία καμπύλη για τον ανοδικό κλάδο και μια για τον καθοδικό κλάδο, ωστόσο κάτι τέτοιο είναι λάθος, καθώς η υστέρηση και συνεπώς ο βρόχος δεν παραμένει σταθερός για μια διατομή αλλά μεταβάλλεται ανάλογα με την πλημμύρα, όπως φαίνεται και στο Σχ. 2.6. Προφανώς, λοιπόν, μια τέτοια πρακτική είναι τελείως ανακριβής (Fread, 1975).



Σχήμα 2.4: Καμπύλη στάθμης-παροχής σε μη μόνιμη ροή.



Σχήμα 2.5: Σύγκριση των πλημμυρογραφημάτων που προκύπτουν από τη καμπύλη μόνιμης και μη μόνιμης ροής για δεδομένη στάθμη.



Σχήμα 2.6: Βροχωτές καμπύλης για διαφορετικό μέγεθος πλημμύρας.

### 2.3.3 Ανάπτυξη ή αποσύνθεση της βλάστησης

Η ανάπτυξη της βλάστησης μεταβάλλει την τραχύτητα της διατομής, με αποτέλεσμα να υπάρχει μεγάλο σφάλμα εφόσον η παροχή υπολογίζεται από υδραυλικά μοντέλα που χρησιμοποιούν σαν δεδομένο εισόδο την τραχύτητα, η οποία μεταβάλλεται εποχιακά. Επίσης, μπορεί η βλάστηση να φράξει τη διατομή και έτσι η στάθμη που θα δείχνουν τα

όργανα να είναι εσφαλμένη. Μία λύση για το πρώτο πρόβλημα είναι η χρήση ξεχωριστών καμπυλών στάθμης-παροχής ανάλογα με τη περίοδο του έτους.

Σε περιόδους που υπάρχουν πλημμυρικές παροχές και το νερό επεκτείνεται στις όχθες του ποταμού, εκατέρωθεν της κύριας κοίτης, η τραχύτητα συνήθως είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτήν της κύριας κοίτης, λόγω της παρουσίας δέντρων, θάμνων, σπιτιών κλπ. Σε αυτήν την περίπτωση παρουσιάζεται διαφορά στη μέση, ανά τμήμα, ταχύτητα λόγω της διαφορετικής υδραυλικής ακτίνας και τραχύτητας (Παπανικολάου, 2012, σ. 202).

### 2.3.4 Συσσώρευση κορμών δέντρων και άλλων αντικειμένων

Συχνά μετά από μια μεγάλη πλημμύρα, προκαλείται συσσώρευση κορμών δέντρων και άλλων αντικειμένων που είναι πιθανόν να φράξουν τη διατομή του υδατορεύματος, εφόσον αυτό είναι στενό. Οι μετρήσεις που θα προκύψουν θα έχουν μεγάλο σφάλμα και θα πρέπει άμεσα να καθαριστεί το ρέμα, ώστε να επιστρέψει στην πρότερη κατάσταση. Ωστόσο, επειδή είναι πιθανόν να έχει συντελεστεί διάβρωση ή εναπόθεση ιζημάτων, πιθανόν η καμπύλη να πρέπει να επικαιροποιηθεί.

### 2.3.5 Ύπαρξη υποκρίσιμης ή υπερκρίσιμης ροής

Σημαντικό ρόλο στις σχέση στάθμης-παροχής παίζει η ύπαρξη υποκρίσιμης ροής, καθώς τότε η ύπαρξη στάσιμων νερών κατάντη (λίμνη, ταμιευτήρας, παλίρροια, καταρράκτης κ.α.) προκαλεί κυματισμούς που μεταδίδονται ανάντη. Επίσης, η υπερκρίσιμη ροή μπορεί να προκαλέσει υδραυλικό άλμα κοντά στο σταθμό. Ο χαρακτηρισμός της ροής καθορίζεται από τον αριθμό Froude:

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gh}} \quad (2.7)$$

όπου  $V$  η ταχύτητα,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h$  το βάθος ροής.

- Αν  $Fr < 1$ , η ροή είναι υποκρίσιμη και ο κυματισμός διαδίδεται και ανάντη και κατάντη.
- Αν  $Fr > 1$ , η ροή ονομάζεται υπερκρίσιμη και ο κυματισμός διαδίδεται μόνο κατάντη.
- Αν  $Fr = 1$ , η ροή είναι κρίσιμη (Braca, 2008).

### 2.3.6 Πάγος

Συχνά, σε περιοχές που βρίσκονται σε υψηλό υψόμετρο ή σε περιοχές με κρύο κλίμα, το χειμώνα δημιουργείται πάγος. Η ροή κομματιών πάγου προκαλεί αύξηση της τραχύτητας κατά Manning, ενώ ο σχηματισμός πάγου μείωση στη διατομή του ποταμού και της υδραυλικής ακτίνας, που με έντονη παρουσία πάγου η μείωση φτάνει και το 50% (Hoque, 2009· Warner *et al.*, 2001). Επειδή η διαδικασία της πήξης και της τήξης του νερού είναι αρκετά πολύπλοκη, για εκείνη την περίοδο θα πρέπει η σχέση στάθμης-παροχής να στηρίζεται σε μετρήσεις στάθμης, θερμοκρασίας και βροχόπτωσης (Hersch, 1995).

## 2.4 Επέκταση

Συνήθως οι μετρήσεις που υπάρχουν για την κατασκευή της καμπύλης στάθμης-παροχής δεν καλύπτουν όλο το φάσμα και ιδιαίτερα τις μεγάλες τιμές, επειδή σε μεγάλες πλημμύρες υπάρχουν τεχνικές δυσκολίες για τη διεξαγωγή υδρομετρήσεων, ωστόσο υπάρχουν καταγεγραμμένες τιμές της στάθμης από τα σταθμήμετρα και τους σταθμηγράφους.

Ενδεικτικά, από 325 σταθμηγράφους που βρίσκονται στη Γαλλία, μόνο το 9% των σταθμών έχουν μέτρηση για πλημμύρα περιόδου επαναφοράς μεγαλύτερης από 10 έτη. Αυτό σχετίζεται με το γεγονός ότι στη Γαλλία υπάρχουν flash floods, κάτι που δυσκολεύει την πρόβλεψη και τη μέτρησή τους (Lang *et al.*, 2010). Τέτοιες πλημμύρες (flash floods) συμβαίνουν και στην Ελλάδα και οφείλονται στο έντονο ανάγλυφο και τη μικρή έκταση των λεκανών απορροής.

Γι' αυτόν το λόγο, στις περισσότερες περιπτώσεις κρίνεται αναγκαίο η κατασκευή της καμπύλης επέκτασης, για την οποία έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι κατά καιρούς. Ωστόσο, σύμφωνα με τους Rantz *et al.* (1982b) η επέκταση δεν θα πρέπει να ξεπερνά το διπλάσιο της μεγαλύτερης μετρημένης παροχής. Επίσης, έχει παρατηρηθεί πως για μεγάλες τιμές στάθμης και παροχής, οι καμπύλες τείνουν να συγκλίνουν.

Στην περίπτωση που είναι γνωστά η διατομή του υδατορεύματος, τα στοιχεία τραχύτητας και η κλίση του αγωγού προτείνονται υδραυλικές μέθοδοι, ενώ σε άλλη περίπτωση στατιστικές. Μία μέθοδος είναι η γραφική επέκταση, όπου σε λογαριθμικούς άξονες επεκτείνεις την καμπύλη. Η μέθοδος αυτή θεωρείται εύκολη αλλά μη αντικειμενική καθώς οι καμπύλες στάθμης-παροχής θεωρούν μόνιμη και ομοιόμορφη τη ροή, κάτι που δεν ισχύει σε μεγάλες πλημμύρες. Επίσης, η επέκταση μπορεί να γίνει με τη χρήση υδραυλικών μοντέλων, όπως το HEC-RAS, ώστε να προσομοιάσει υψηλές τιμές παροχής (Braca, 2008). Μάλιστα, σύμφωνα με τους Di Baldassare and Claps (2011), που έκαναν ελέγχους για την εφαρμογή των καμπυλών σε μεγάλες παροχές, προέκυψε πως ο έμμεσος υπολογισμός παροχών πέρα από το εύρος των υδρομετρήσεων δεν πρέπει να βασίζεται στην παραδοσιακή προσέγγιση της επέκτασης της καμπύλης στάθμης-παροχής αλλά σε υδραυλικά μοντέλα, τα οποία μειώνουν και τη συνολική αβεβαιότητα. Για το μέλλον, φαίνεται πως συχνότερη θα γίνει η χρήση ρευματογράφων τεχνολογίας ADP (Acoustic Doppler Profiler) (ISO, 2005) αλλά και μεθοδολογιών που περιλαμβάνουν επεξεργασία εικόνων για τη συμπλήρωση δεδομένων κατά τη διάρκεια πλημμυρών.

Οι υδραυλικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται για την κατασκευή καμπυλών επέκτασης είναι αυτές των Manning και Chezy (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 333). Η εξίσωση 2.2 δίνει την παροχή κατά Manning, ενώ η ταχύτητα, σε αγωγό με ελεύθερη επιφάνεια, δίνεται από την ακόλουθη σχέση:

$$V = \frac{1}{n} R^{2/3} \sqrt{S_0} \quad (2.8)$$

Η σχέση του Chezy για την ταχύτητα ροής είναι:

$$V = C \sqrt{RS_0} \quad (2.9)$$

όπου  $C$  ο συντελεστής τραχύτητας κατά Chezy. Πολλαπλασιάζοντας με την επιφάνεια  $A$  την παραπάνω σχέση, προκύπτει η παροχή.

$$Q = CA \sqrt{RS_0} \quad (2.10)$$

Για τις σχέσεις επέκτασης προτιμάται ο τύπος του Chezy γιατί δίνει πιο μικρές παροχές (Θεωρητική τεκμηρίωση για το λογισμικό Υδρογνώμων, 2010).

Συχνά χρειάζεται επέκταση και στις χαμηλές τιμές παροχής, καθώς αυτή η πληροφορία είναι χρήσιμη στη διαχείριση των υδατικών πόρων. Αυτό μπορεί να γίνει πάλι με επέκταση της καμπύλης σε λογαριθμικούς άξονες, όμως αυτό δεν είναι ιδιαίτερα ακριβές καθώς είναι πολύ πιθανόν η καμπύλη να μην περνά από το μηδέν, κάτι που σημαίνει ότι θα πρέπει να αλλάξει η

κλήση της. Έτσι, προτιμάται να γίνονται κάποιες υδρομετρήσεις για μικρές παροχές, που είναι πιο ακριβής μέθοδος (Braca, 2008).

## 2.5 Παράγοντες που προκαλούν σφάλμα στην επέκταση των καμπυλών

Οι παράγοντες που προκαλούν σφάλμα στην επέκταση των καμπυλών στάθμης-παροχής, εφόσον αγνοηθούν, σύμφωνα με τους Lang *et al.* (2010) είναι:

1. Η απότομη αλλαγή της σχέσης  $Q(h)$  πάνω από ένα κατώφλι στάθμης, που οφείλεται στη:
  1. Μεταβολή της μορφής της διατομής, όταν η στάθμη αυξάνει (πχ. όταν ξεχειλίζει ο ποταμός στην όχθη του ποταμού).
  2. Μεταβολή των συνθηκών στα κατάντη (πχ. υποκρίσιμη ροή από μια υδραυλική κατασκευή ή από το ξεχείλισμα του ποταμού στις όχθες, υπερκρίσιμη ροή που προκαλεί υδραυλικό άλμα κοντά στο σταθμό).
  3. Μεταβολή του συντελεστή τραχύτητας (πχ. λόγω της παρουσίας βλάστησης στις όχθες του ποταμού).
  4. Μεταβολή της συμπεριφορά της ροής του νερού και κυρίως της πίεσης, που μπορεί να οφείλεται στην παρουσία γέφυρας.
  5. Ύπαρξη δευτερεύουσας ροής στο τμήμα του ποταμού, που προκαλεί ενεργειακές απώλειες.
  6. Παράκαμψη της ροής ανάντη του σταθμού και η αγνόησή της στην καμπύλη επέκτασης.
2. Η μη αμφιμονοσήμαντη σχέση μεταξύ στάθμης και παροχής που μπορεί να προκληθεί από υδροδυναμικές επιδράσεις σε μη μόνιμη ροή (Υστέρηση).
3. Κατά τη διάρκεια της πλημμύρας μπορεί να συμβούν μεταβολές στις υδραυλικές συνθήκες λόγω:
  1. Της μεταβολής της γεωμετρίας της διατομής που προκαλείται από τη διάβρωση και την εναπόθεση ιζημάτων.
  2. Του σχηματισμού πάγου κατά τη διάρκεια του χειμώνα.
  3. Του φραγμού μιας γέφυρας από κορμούς δέντρων.

Οι δύο πρώτοι παράγοντες μπορούν να περιγραφούν από τα υδραυλικά μοντέλα, ενώ ο τρίτος δύσκολα αντιμετωπίζεται λόγω της έλλειψης πληροφοριών για τις αλλαγές αυτές.

## 2.6 Κριτική στη χρήση των καμπυλών

Συχνά η συγκεκριμένη προσέγγιση και η χρήση των καμπυλών ιδιαίτερα για πλημμυρικές παροχές τίθεται υπό αμφισβήτηση (Dottori *et al.*, 2009· Schmidt and Yen, 2001· Kuhnle and Bowie, 1992) κ.α.. Ενδεικτικά οι Schmidt and Yen (2001) αναφέρουν πως οι προβληματικές αυτής της μεθοδολογίας είναι:

1. Το κόστος και το εργατικό δυναμικό που χρειάζονται για τις υδρομετρήσεις, την κατάρτιση των καμπυλών και τη συνεχή ανανέωση τους.



2. Οι καμπύλες περιορίζονται από το εύρος των μετρήσεων.
3. Η καμπύλη στάθμης-παροχής είναι άκυρη όταν το σχήμα της διατομής του ποταμού αλλάζει.
4. Οι μετρήσεις της παροχής συνήθως είναι διεσπαρμένες και δεν εμφανίζουν μια μοναδική αμφιμονοσήμαντη σχέση με τη στάθμη.
5. Η φυσική δεν περιγράφεται από τις καμπύλες.

Ενώ στη συνέχεια αναφέρουν πως η παροχή δεν είναι μια συνάρτηση που εξαρτάται μόνο από τη στάθμη αλλά και από την επιφάνεια του νερού, τη συνεχή αλλαγή του σχήματος της διατομής, την αλλαγή της ροής στο χρόνο (μη μόνιμη ροή) και πιθανούς άλλους παράγοντες.

Οι Dottori *et al.* (2009) αναφέρουν πως συγκεκριμένη προσέγγιση επαρκεί για ποτάμια που η ροή είναι μόνιμη και για μη μόνιμη ροή εάν το πλημμυρικό κύμα έχει μια σημαντική κινηματική συμπεριφορά, η οποία αντιστοιχεί σε κοίτη ποταμού με κλίση  $>10^{-3}$ . Μάλιστα, η χρήση της καμπύλης στάθμης-παροχής σε βαθμονόμηση ενός μοντέλου μπορεί να προκαλέσει σφάλμα γιατί σε περιπτώσεις μη μόνιμης ροής, όπου υπάρχει υστέρηση, η αιχμή της πλημμύρας συμβαίνει πριν τη μέγιστη στάθμη, με αποτέλεσμα ο εκτιμώμενος χρόνος της μέγιστης παροχής να έχει καθυστέρηση κάποιες ώρες.

## 2.7 Εναλλακτικές προσεγγίσεις για την κατάρτιση καμπυλών

Γενικά, εκτός από την παραδοσιακή προσέγγιση για την κατάρτιση των καμπυλών, κατά καιρούς έχουν προταθεί και άλλες προσεγγίσεις, όπως με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, με πολυκριτηριακή ανάλυση, με νευρωνικά δίκτυα ή με μεθόδους Bayesian.

Όσον αφορά τη τελευταία προσέγγιση, τις μεθόδους Bayesian τις προτείνουν οι Moyeed and Clarke (2005) σε εργασία που κάνουν, με εφαρμογή σε ποτάμια της λεκάνης του Αμαζονίου, καθώς η μέθοδος αυτή ενσωματώνει γνώσεις που προϋπάρχουν για τη φύση της καμπύλης, δίνει αξιόπιστα διαστήματα εμπιστοσύνης για τις υπολογισμένες παροχές και τέλος μπορεί να επεκταθεί για να μοντελοποιήσει την αβεβαιότητα στη καμπύλη.

Συγκεκριμένα, κατά καιρούς έχουν προταθεί διάφοροι τύποι που διορθώνουν την καμπύλη στάθμης-παροχής, που περιγράφει μόνιμη ροή, με σκοπό να προσεγγίσουν την αντίστοιχη σχέση για μη μόνιμη ροή. Στην πλειοψηφία αυτών των μεθόδων, η διόρθωση στηρίζεται είτε στη μέτρηση της στάθμης σε μία διατομή, όπου έχει καταρτιστεί η καμπύλη στάθμης-παροχής για μόνιμη ροή (Jones, 1915· Hendrerson, 1966· Di Silvio, 1969· Fread, 1975· Marchi, 1976· Faye and Cherry, 1980· Lamberti and Pilati, 1990· Fenton, 1999· Perumal and Raju, 1999), είτε στην κλίση της επιφάνειας του νερού χρησιμοποιώντας μετρήσεις στάθμης από δύο θέσεις διατομών (Chow, 1959· Fenton and Keller, 2001· Herschy, 1995· Dottori *et al.*, 2009). Επιπρόσθετα, χρησιμοποιούν δεδομένα όπως το βάθος ροής, η επιφανειακή ταχύτητα, η ταχύτητα μετάδοσης του κύματος, η κλίση του πυθμένα, η βρεχόμενη περίμετρος, η γεωμετρία της διατομής κ.α.

## 2.8 Μελέτη πλημμυρικών φαινομένων

Εισαγωγικά μπορούμε να πούμε πως η ροή σε μια ελεύθερη επιφάνεια χωρίζεται με βάση κινηματικά ή δυναμικά κριτήρια σε: α) *μόνιμη ροή* που είναι η ροή όπου καμία μεταβλητή (ταχύτητα, βάθος, κλπ) δεν μεταβάλλεται συναρτήσει του χρόνου, αλλιώς η ροή ονομάζεται *μη μόνιμη ή χρονικά μεταβαλλόμενη*· β) *ομοιόμορφη ροή* που είναι η ροή όταν το βάθος  $t$  είναι

σταθερό σε όλο το μήκος του αγωγού, αλλιώς η ροή ονομάζεται *ανομοιόμορφη* (Παπανικολάου, 2012, σ. 145).

Η ανομοιόμορφη ροή μπορεί να χωριστεί σε δύο κατηγορίες, την *ταχέως μεταβαλλόμενη ροή* (TMP) και τη *βαθμιαία μεταβαλλόμενη ροή* (BMP). Στην πρώτη περίπτωση, το βάθος  $t$  μεταβάλλεται σημαντικά σε μικρό μήκος και οι γραμμές ροής παρουσιάζουν έντονη καμπύλωση, ενώ στη δεύτερη περίπτωση η ελεύθερη επιφάνεια παρουσιάζει μικρή καμπύλωση και οι γραμμές ροής είναι περίπου παράλληλες (Παπανικολάου, 2012, σ. 145).

Συχνά σε μελέτες υδρολογικές, όπου χρειάζεται η γνώση πλημμυρικών παροχών, γίνεται η χρήση των καμπυλών στάθμης-παροχής σε συνδυασμό με την καμπύλη επέκτασης. Κάτι τέτοιο όμως μπορεί να δημιουργήσει μεγάλο σφάλμα, καθώς οι καμπύλες αυτές σχεδιάζονται σύμφωνα με την παραδοσιακή θεώρηση, που περιγράφηκε στην Παράγραφο 2.2, κάνοντας κάποιες υποθέσεις, όπως ότι υπάρχει ομοιόμορφη και μόνιμη ροή, κάτι που ειδικά σε πλημμυρικά γεγονότα δεν ισχύει.

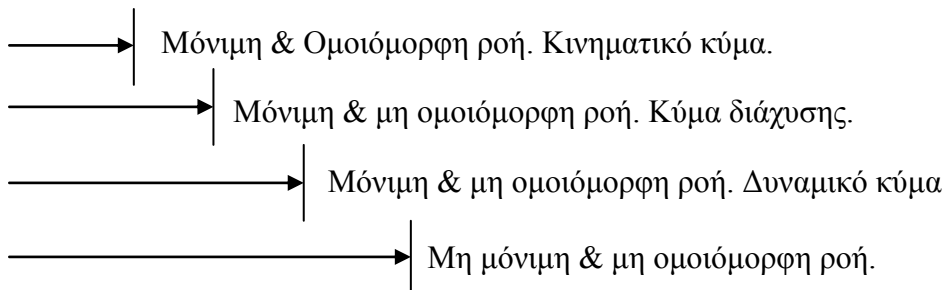
Η πολυπλοκότητα ενός πλημμυρικού φαινομένου έγκειται στο γεγονός ότι επηρεάζεται από μια σειρά παραγόντων όπως:

- Τοπογραφία
- Δυναμικότητα ροής
- Μη μονιμότητα ροής
- Κλίμακα
- Επίδραση ορίων (πυθμένα και παριών)
- Συνθήκες εισροών εκροών (πλημμυρογραφήματα, ακραίες βροχοπτώσεις κλπ)
- Τραχύτητα
- Τύρβη (Δημητριάδης και Μαμάσης, 2012)

Οι εξισώσεις, που διέπουν την κίνηση του πλημμυρικού κύματος, είναι η εξίσωση διατήρησης της ορμής και η εξίσωση της συνέχειας του Saint-Venant, ενώ οι γενικές εξισώσεις είναι οι ακόλουθες (Chow, 1959, p. 528· Schmidt and Yen, 2001):

**Εξίσωση διατήρησης της ορμής**

$$S_f = S_o - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{u \partial u}{g \partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{u_1 q_1}{gA} \tag{2.11}$$



όπου  $S_f$  η κλίση της γραμμής ενέργειας,  $S_o$  η κλίση του πυθμένα,  $y$  το βάθος ροής,  $u$  η ταχύτητα,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $x$  η οριζόντια απόσταση,  $t$  ο χρόνος. Επίσης, οι όροι

$\frac{\partial y}{\partial x}$  είναι η κλίση πίεσης,  $\frac{u\partial u}{g\partial x}$  η κλίση μεταθετικής επιτάχυνσης,  $\frac{\partial u}{g\partial t}$  η κλίση τοπικής επιτάχυνσης,  $\frac{u_i q_i}{gA}$  η πλευρική παροχή.

### Εξίσωση συνέχειας

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q_i = 0 \quad (2.12)$$

όπου  $A$  το εμβαδόν της διατομής,  $Q$  η παροχή όγκου  $Q=AV$ ,  $q_i$  η πλευρική παροχή ανά μονάδα μήκους του ποταμού.

Για την επίλυση της παραπάνω εξίσωσης, υπάρχουν αρκετές μεθοδολογίες, δεδομένου πως δεν υπάρχει αναλυτική λύση, εκτός από την εξίσωση για κινηματικό κύμα. Ενδεικτικά κάποιες από αυτές είναι αριθμητικές μέθοδοι, αρχικές και οριακές συνθήκες, ρητές αριθμητικές λύσεις πεπερασμένων διαφορών, πεπλεγμένα αριθμητικά σχήματα πεπερασμένων διαφορών κ.α. (Τσακίρης, 1995, σ. 445). Επειδή οι παραπάνω μέθοδοι είναι αρκετά πολύπλοκες και χρονοβόρες, συνήθως χρησιμοποιούνται μια σειρά από μοντέλα που βοηθούν στην προσομοίωση των υδραυλικών διεργασιών. Ανάλογα με τις διαστάσεις του κάθε μοντέλου αυτά χωρίζονται σε μονοδιάστατα, ψευδο-δυσδιάστατα και τρισδιάστατα. Σύμφωνα με τους Horritt and Bates (2002), η διαθέσιμη πληροφορία καθορίζει και τι διάστασης μοντέλο είναι περισσότερο δόκιμο να χρησιμοποιηθεί. Για κατανεμημένες παρατηρήσεις και προβλέψεις είναι καλύτερη η χρήση ενός 2-D μοντέλου, ενώ για σημειακές μετρήσεις στάθμης ή παροχής καλύτερη είναι η χρήση 1-D μοντέλων.



## 3 Αβεβαιότητα στις καμπύλες στάθμης-παροχής

---

### 3.1 Γενικά

Όσον αφορά τον ορισμό της λέξης “αβεβαιότητα” δεν φαίνεται να υπάρχει κάποιος μοναδικός ορισμός στη βιβλιογραφία, που να την περιγράφει. Σύμφωνα με τον Burgman (2005), αβεβαιότητα είναι η έλλειψη πληροφορίας για κάποια παράμετρο ή για ένα μοντέλο, ενώ σύμφωνα με τον Zadeh (2005) η αβεβαιότητα μπορεί να θεωρηθεί ως ένα χαρακτηριστικό της πληροφορίας. Ο τελευταίος ορισμός μπορεί να χρησιμοποιηθεί στην υδρολογία, όπου η αβεβαιότητα αντιμετωπίζεται με τη θεωρία πιθανοτήτων, κάτι που αποτελεί την πιο περιγραφική προσέγγιση του θέματος (Montanari, 2007). Ο Herschy (2002) αναφέρει πως το αποτέλεσμα μιας μέτρησης είναι η εκτίμηση της πραγματικής τιμής μιας μεταβλητής, μόνο όταν η μέτρηση συνοδεύεται με την αβεβαιότητα που έχει.

Ο Montanari (2007) αναφέρει πως η εκτίμηση της αβεβαιότητα γίνεται σε δύο εφαρμογές: (α) στον υπολογισμό της αβεβαιότητας μιας μεταβλητής ή μιας διαδικασίας σχεδιασμού, όπως για τον υπολογισμό της αιχμής της παροχής ή ενός υδρογραφήματος και (β) στον υπολογισμό της αβεβαιότητας ενός προγνωστικού μοντέλου, όπως μοντέλα για την πρόγνωση βροχής ή απορροής. Και στις δύο περιπτώσεις, υπό διερεύνηση είναι η αβεβαιότητα στα εξαγόμενα ενός μοντέλου. Σύμφωνα με τον ίδιο, υπάρχουν τέσσερις τεχνικές για την εκτίμηση της αβεβαιότητας:

1. Προσεγγιστικές αναλυτικές μέθοδοι
2. Μέθοδοι που στηρίζονται στη στατιστική ανάλυση των σφαλμάτων
3. Αριθμητικές μέθοδοι ή μέθοδοι ανάλυσης ευαισθησίας
4. Μη πιθανοκρατικές μέθοδοι

Η επιλογή της μεθόδου που θα χρησιμοποιηθεί θα πρέπει να στηρίζεται στους παρακάτω παράγοντες:

1. Στον τύπο του μοντέλου στο οποίο θα εκτιμηθεί η αβεβαιότητα στο τελικό προϊόν, π.χ. προσομοίωση, πρόβλεψη.
2. Στη διαθέσιμη πληροφορία, όπως τα παρατηρημένα δεδομένα, και στην αβεβαιότητα του μοντέλου.
3. Στα πλεονεκτήματα και στα μειονεκτήματα κάθε μεθόδου εκτίμησης της αβεβαιότητας.

### 3.2 Πηγές αβεβαιότητας των καμπυλών και μεθοδολογίες εκτίμησή τους

Η αβεβαιότητα εμπεριέχεται σε όλη τη διαδικασία κατασκευής των καμπυλών στάθμης-παροχής και γι’ αυτό πρέπει να λαμβάνεται υπόψη σε όλες τις εργασίες που αυτές θα χρησιμοποιηθούν, όπως τη βαθμονόμηση μοντέλων, την κατασκευή μοντέλων βροχής-απορροής, την αντιπλημμυρική προστασία, τους χάρτες πλημμυρικής επικινδυνότητας, τις

υδρολογικές μελέτες φραγμάτων κ.α. Ακόμα και όταν το  $R^2$ , κατά τη κατασκευή των καμπυλών είναι αρκετά μεγάλο, δεν πρέπει να δημιουργείται η ψευδαίσθηση ότι το σφάλμα είναι μικρό. Συχνά σε ένα ντετερμινιστικό περιβάλλον, όπως είναι και οι καμπύλες στάθμης-παροχής, τα εξαγόμενα υπολογίζονται από τις σχέσεις που έχουν κατασκευαστεί, χωρίς να υπάρχει αναφορά για τυχαία μεταβολή. Αυτό συνεπάγεται πως για μια δεδομένη τιμή εισροής και για ίδιες αρχικές και οριακές συνθήκες, το αποτέλεσμα θα είναι πάντα το ίδιο, καθώς η αβεβαιότητα δεν λαμβάνεται υπόψη. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η εκτίμηση της αβεβαιότητας γίνεται έμμεσα, ενώ δημιουργείται η ψευδαίσθηση ότι η μείωση της αβεβαιότητας θα επιτευχθεί με τη βελτίωση των ντετερμινιστικών μοντέλων (Montanari and Koutsoyiannis, 2012). Γι' αυτό η παροχή θα πρέπει να αντιμετωπίζεται ως στοχαστική μεταβλητή και να λαμβάνεται υπόψη η αβεβαιότητα.

Σύμφωνα με τους (Yen *et al.*, 1986· Goetzinger and Bardossy, 2008) οι σχέσεις στάθμης παροχής έχουν τις ακόλουθες πηγές αβεβαιότητας:

1. Αβεβαιότητα στις μετρήσεις. Εδώ περιλαμβάνονται λάθη στις μετρήσεις της στάθμης, της παροχής, της γεωμετρίας της διατομής και άλλων χαρακτηριστικών της ροής και του καναλιού, λάθη στην αντιγραφή και διαχείριση των δεδομένων και λάθη κατά τη διάρκεια των δειγματοληψιών στο χώρο και στο χρόνο. Βέβαια σύμφωνα με πολλούς ερευνητές, η αβεβαιότητα στις μετρήσεις της στάθμης είναι μηδαμινή (1-2 cm), σε σύγκριση με αυτή των μετρήσεων παροχής, ενώ συνολικά η αβεβαιότητα στις μετρήσεις θεωρείται αμελητέα σε σχέση με τις άλλες δύο πηγές αβεβαιότητας.
2. Ελλιπή γνώση των μηχανισμών που διέπουν τις φυσικές διεργασίες, κάτι που μπορεί να βελτιωθεί αποκτώντας περισσότερη γνώση για αυτούς και τις παραμέτρους τους. Σε αυτήν την κατηγορία περιλαμβάνονται ακατάλληλες θεωρήσεις στη σχέση μεταξύ της στάθμης, της απορροής και άλλων παραμέτρων· παραμέληση άλλων σημαντικών παραμέτρων ή λάθος υπολογισμός τους. Αυτή η κατηγορία αναμένεται να προκαλέσει το μεγαλύτερο σφάλμα στις καμπύλες στάθμης-παροχής.
3. Αβεβαιότητα που σχετίζεται με την εγγενή τυχαιότητα των φυσικών διεργασιών. Εδώ περιλαμβάνονται επιπτώσεις από διεργασίες όπως η τύρβη, ο άνεμος, οι προσωρινές αλλαγές στη γεωμετρία του πυθμένα, η συγκέντρωση ιζημάτων και άλλες διεργασίες που επιδράνε στην απορροή και δεν λαμβάνονται υπόψη στις μετρήσεις.

Όσον αφορά την αβεβαιότητα στις μετρήσεις, που σχετίζονται με τη μέθοδο του πεδίου ταχύτητας, οφείλονται στους ακόλουθους παράγοντες (Di Baldassare and Montanari, 2009):

1. Η ροή του ποταμού κατά τη διάρκεια της μέτρησης να είναι μη μόνιμη.
2. Η παρουσία αέρα είναι πιθανόν να επηρεάσει την αξιοπιστία της μέτρησης της ταχύτητας
3. Η μέτρηση της ταχύτητας να είναι ανακριβής ακόμα και κάτω από ιδανικές συνθήκες, λόγω σφάλματος του οργάνου.
4. Σφάλμα στη μέτρηση του πλάτους της διατομής  $b$ , του βάθους ροής  $h$  σε κάθε κατακόρυφο τμήμα.
5. Η χωρική μεταβλητότητα της ταχύτητας μπορεί να προκαλέσει σφάλμα στην εκτίμηση της κατά μήκος ταχύτητας του κατακόρυφου τμήματος και της μέσης ταχύτητας ανά μονάδα πλάτους.

Ο λόγος, που η συνολική αβεβαιότητα θεωρείται ότι ακολουθεί κανονική κατανομή, είναι γιατί αυτή ισούται με το άθροισμα σφαλμάτων από διαφορετικές πηγές, όπως στην προσέγγιση της γεωμετρίας της διατομής, στη μέτρηση της ταχύτητας, στην αβεβαιότητα βαθμονόμησης των οργάνων κ.α. Έτσι, ανεξάρτητα από τις κατανομές που ακολουθούν τα επιμέρους σφάλματα ξεχωριστά, σύμφωνα με το κεντρικό οριακό θεώρημα, το συνολικό σφάλμα θα ακολουθεί κανονική κατανομή (Petersen-Overleir, 2004)

Το τυπικό σφάλμα  $s_e$  μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση που προτείνει η ISO (1998):

$$s_e = \sqrt{\frac{\sum (\ln Q_{\text{obs}} - \ln Q_{\text{sim}})^2}{n-2}} \quad (3.1)$$

όπου  $Q_{\text{obs}}$  η παροχή,  $Q_{\text{sim}}$  η υπολογισμένη παροχή από την καμπύλη στάθμης-παροχής και  $n$  ο αριθμός των μετρήσεων ( $Q, h$ ).

Όσον αφορά την έκφραση της αβεβαιότητας, η ISO GUM προτείνει τον ακόλουθο τύπο:

$$u^2(Q_t) = u_{\text{RC}}^2(Q) + u_{\text{HC}}^2(Q_t) + \left(\frac{\partial Q}{\partial h}\right)^2 u^2(h_t) \quad (3.2)$$

όπου  $u_{\text{RC}}(Q)$  η αβεβαιότητα λόγω της ελλιπής γνώσης των μηχανισμών, που διέπουν τις φυσικές διεργασίες,  $u_{\text{HC}}(Q_t)$  η αβεβαιότητα που σχετίζεται με την εγγενή τυχαιότητα των φυσικών διεργασιών,  $u(h_t)$  η αβεβαιότητα της μέτρησης της στάθμης, η οποία διαδίδεται αναλογικά με το συντελεστή  $\partial Q/\partial h$ .

Ο διεθνής οργανισμός τυποποίησης (ISO) στον οδηγό *Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, κατ' αρχήν, αναφέρει πως δεν θα πρέπει να υπάρχει διαχωρισμός μεταξύ του τυχαίου και του συστηματικού σφάλματος, κατά την ανάλυση αβεβαιότητας των υδρομετρήσεων. Επίσης, ο οδηγός προτείνει δύο τύπους μεθόδων εκτίμησης της ανάλυσης αβεβαιότητας. Ο τύπος A εκτιμά την τυπική αβεβαιότητα με στατιστική ανάλυση επαναλαμβάνοντας τις μετρήσεις, τις οποίες θεωρεί στατιστικά ανεξάρτητες μεταξύ τους, υπολογίζοντας την τυπική απόκλιση. Ο τύπος B εκτιμά την τυπική αβεβαιότητα υπολογίζοντας την τυπική απόκλιση μιας *a priori* κατανομής πιθανότητας με βάση γνώσεις που προέρχονται από προηγούμενες μετρήσεις, βαθμονομήσεις και γνώσεις για τη συμπεριφορά και τις ιδιότητες των οργάνων ή από τη βιβλιογραφία. Σύμφωνα με τον οδηγό, θα πρέπει όλες οι πηγές αβεβαιότητας της παροχής να εκφράζονται ως ποσοστά τυπικής αβεβαιότητας, που να αντιστοιχούν σε διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Όσον αφορά τη συνολική αβεβαιότητα στις μετρήσεις της παροχής, για το ίδιο διάστημα εμπιστοσύνης και θεωρώντας πως το σφάλμα ακολουθεί κανονική κατανομή, την υπολογίζει ίση με 5.3% έχοντας τουλάχιστον 20 τμήματα που μετριέται η ταχύτητα. Αυτό σημαίνει πως στο 95% των περιπτώσεων, η σωστή τιμή της παροχής είναι  $\pm 0.265$  φορές η υπολογισμένη παροχή (Domeneghetti *et al.*, 2012).

Σύμφωνα με τον Herschy (2002) η συνολική τυπική αβεβαιότητα της μέτρησης, εκφρασμένη ως ποσοστό, δίνεται από τον τύπο:

$$u^2(Q) = u_m^2 + u_s^2 + \frac{\sum \left( (b_i d_i v_i)^2 (u_{b_i}^2 + u_{d_i}^2 + u_{v_i}^2) \right)}{\left( \sum b_i d_i v_i \right)^2} \quad (3.3)$$

όπου  $u(Q)$  η σχετική αβεβαιότητα (επί της εκατό) της παροχής,  $u_{b_i}$ ,  $u_{d_i}$ ,  $u_{v_i}$  είναι οι σχετικές τυπικές αβεβαιότητες του πλάτους, του βάθους και της μέσης ταχύτητας που μετρήθηκε στο

τιμήμα  $i$ ,  $u_s$  η αβεβαιότητα λόγω λαθών στη βαθμονόμηση του οργάνου και στον υπολογισμό πλάτους και βάθους,  $u_m$  η αβεβαιότητα λόγω της χρήσης περιορισμένου αριθμού τμημάτων  $i$ ,  $i$  ο αριθμός των τμημάτων που χωρίζεται η διατομή για να υπολογιστούν οι ταχύτητες. Συχνά οι τιμές για τις αβεβαιότητες του τύπου B βρίσκονται από προηγούμενες μετρήσεις, οπότε η εκτίμηση της αβεβαιότητας γίνεται με αυτόν τον τύπο.

Οι Di Baldassarre and Montanari (2009) πρότειναν μια άλλη μεθοδολογία για την εκτίμηση των πηγών των σφαλμάτων που επιδρούν στις καμπύλες. Δεδομένου ότι η παροχή υπολογίζεται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο του πεδίου ταχυτήτων, η οποία βασίζεται στη σχέση:

$$Q'(x,t)=A(x,t) \cdot v(x,t) \quad (3.4)$$

όπου  $x$  η οριζόντια απόσταση των κατακόρυφων από ένα σταθερό σημείο στην όχθη και  $t$  ο χρόνος δειγματοληψίας,  $Q'(x,t)$  η μετρημένη παροχή,  $A(x,t)$  το εμβαδόν της διατομής του υδατορεύματος και  $v(x,t)$  η μέση ταχύτητα ροής.

Θεώρησαν πως οι κύριες πηγές σφαλμάτων είναι: 1) το σφάλμα  $\varepsilon_1(Q(x,t))$  στις μετρήσεις  $Q'(x,t)$  που πάρθηκαν με τη μέθοδο του πεδίου ταχυτήτων, 2) το σφάλμα  $\varepsilon_2(Q(x,t))$  λόγω της αβεβαιότητας της καμπύλης στάθμης-παροχής, η οποία με τη σειρά της προκαλείται από 2.1) το σφάλμα παρεμβολής και επέκτασης της καμπύλης  $\varepsilon_{2.1}(Q(x,t))$ · 2.2) τη παρουσία μη μόνιμης ροής  $\varepsilon_{2.2}(Q(x,t))$ · 2.3) εποχιακές αλλαγές της τραχύτητας  $\varepsilon_{2.3}(Q(x,t))$ . Θεώρησαν πως τα σφάλματα  $\varepsilon_1(Q(x,t))$  και  $\varepsilon_2(Q(x,t))$  είναι ανεξάρτητα μεταξύ τους, ενώ το συνολικό σφάλμα θα είναι:

$$\varepsilon(Q(x,t))= \varepsilon_1(Q(x,t))+ \varepsilon_2(Q(x,t)) \quad (3.5)$$

όπου το σφάλμα  $\varepsilon_1(Q(x,t))$  θεωρείται πως είναι τυχαία μεταβλητή, που ακολουθεί κανονική κατανομή με μέση τιμή μηδέν και τυπική απόκλιση ίση με  $0.027Q(x,t)$ , γιατί η αβεβαιότητα των μετρήσεων θεωρείται περίπου ίση με  $\pm 5\%$  της μέτρησης  $Q'(x,t)$ , κάτι που συμφωνεί και με τους (Leonard *et al.*, 2000· Schmidt, 2002), ενώ το σφάλμα  $\varepsilon_2(Q(x,t))$  θεωρείται πως είναι μια δυαδική τυχαία μεταβλητή που υπολογίζεται από αριθμητικές προσομοιώσεις. Οι ίδιοι επιλέγουν έναν συντηρητικό υπολογισμό του σφάλματος  $|\varepsilon_2(Q(x,t))|$  θεωρώντας το ίσο με το άθροισμα των απολύτων τιμών των τριών πηγών σφάλματος ως εξής:

$$|\varepsilon_2(Q(x,t))|= |\varepsilon_{2.1}(Q(x,t))|+ |\varepsilon_{2.2}(Q(x,t))|+ |\varepsilon_{2.3}(Q(x,t))| \quad (3.6)$$

Το γεγονός πως η μεταβλητή  $|\varepsilon_2(Q(x,t))|$  είναι δυαδική σημαίνει πως οι τιμές  $+|\varepsilon_2(Q(x,t))|$  και  $-|\varepsilon_2(Q(x,t))|$  έχουν την ίδια πιθανότητα. Για διάστημα εμπιστοσύνης 95% η τιμή της παροχής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Q(x,t) \pm \{ \alpha \cdot 0.027Q(x,t) + |\varepsilon_2(Q(x,t))| \} = Q(x,t) \pm \varepsilon^*(Q(x,t)) \quad (3.7)$$

όπου  $\alpha$  για πιθανότητα ίση με 0.95 ισούται με 1.645 και  $\varepsilon^*$  είναι το εύρος του άνω και κάτω ορίου του διαστήματος εμπιστοσύνης.

### 3.3 Αποτελέσματα εκτιμήσεων της αβεβαιότητας των καμπυλών από τη βιβλιογραφία

Όσον αφορά την αβεβαιότητα των μετρήσεων, σύμφωνα με τη βιβλιογραφική επισκόπηση του Pelletier (1988), η συνολική αβεβαιότητα μιας μέτρησης κυμαίνεται μεταξύ 8-20% και εξαρτάται κυρίως από τη διάρκεια της μέτρησης, τον αριθμό των σημείων που μετρείται η



ταχύτητα και την τιμή της ταχύτητας. Σύμφωνα με άλλες αναλύσεις (Leonard *et al.*, 2000· Shmidt, 2002· Herschy, 2002) το σφάλμα είναι περίπου 5-6%.

Οι Di Baldassarre and Montanari (2009) υπολόγισαν την αβεβαιότητα σε όλες τις παραμέτρους που χρησιμοποιούνται στον υπολογισμό των καμπυλών, σύμφωνα με τις εξισώσεις 3.5 και 3.6 και με τη βοήθεια του 1-D μοντέλου HEC-RAS για το ποτάμι Po της Βόρειας Ιταλίας. Για ένα μεγάλο πλημμυρικό γεγονός και με τη βοήθεια 3 σταθμηγράφων ανάντη και κατόντη και 275 διατομών του ποταμού, βαθμονόμησαν το μοντέλο. Το μέσο σφάλμα της παρεμβολής και της επέκτασης  $|e_{2.1}|$  υπολογίστηκε ίσο με 1.7% και 13.8% της παροχής για διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Το μέσο σφάλμα λόγω της μη μόνιμης ροής  $|e_{2.2}|$  για το ίδιο διάστημα εμπιστοσύνης βρέθηκε ίσο με 9.8% της παροχής, ενώ το σφάλμα ήταν μεγάλο κυρίως για τις μεσαίες τιμές παροχής. Τέλος, για διάστημα εμπιστοσύνης πάλι 95%, το μέσο σφάλμα που οφείλονταν στην εποχιακή διακύμανση της τραχύτητας  $|e_{2.3}|$  βρέθηκε ίσο με 4.9% της παροχής, ενώ όσο αυξάνεται η παροχή αυξάνεται και το σφάλμα. Το συνολικό σφάλμα που σχετίζεται με τις τρεις παραπάνω πηγές  $|e_2|$  κυμαίνεται μεταξύ 1.8-38.4%, με μέση τιμή 21.2%. Όσον αφορά το σφάλμα των μετρήσεων  $|e_1|$  υπολογίστηκε ίσο με 5.3% για το ίδιο διάστημα εμπιστοσύνης, το οποίο μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο σχετικά με τις άλλες πηγές σφαλμάτων, κάτι που συμφωνεί και με άλλες εργασίες. Η παραπάνω εργασία στηρίχτηκε μεταξύ άλλων στο γεγονός ότι η γεωμετρία του πυθμένα είναι στάσιμη στο χρόνο, κάτι το οποίο έχει αμφισβητηθεί από άλλους (Callede *et al.*, 2000), αν και αυτό σχετίζεται με τη μορφολογία του πυθμένα του ποταμού.

Οι Westerberg *et al.* (2011) ανέπτυξαν ένα μοντέλο που βασιζόταν στη σταθμισμένη ασαφή παλινδρόμηση, με τη βοήθεια του οποίου υπολόγισαν την παροχή και την αβεβαιότητα της βασιζόμενοι στην αβεβαιότητα των μετρήσεων. Κύριος στόχος τους ήταν να υπολογίσουν την αβεβαιότητα σε ένα ποτάμι, όπου η στάθμη μεταβάλλονταν λόγω της διάβρωσης και της εναπόθεσης, κάτι που οδηγούσε σε μεταβαλλόμενες καμπύλες στάθμης-παροχής. Εν τέλει, τα όρια της αβεβαιότητας στον υπολογισμό της παροχής κυμαίνονταν μεταξύ -43 έως +73% της βέλτιστης εκτίμησης. Βέβαια αυτή η εργασία στηρίχθηκε σε κάποιες υποθέσεις που είναι αμφισβητήσιμες, όπως για παράδειγμα ότι η αβεβαιότητα των μετρήσεων της παροχής ήταν 25-30% (Jerome, 2012)

Οι Harman *et al.* (2007) εκτίμησαν την αβεβαιότητα των παραμέτρων που υπεισέρχονται σε υδραυλικούς υπολογισμούς και οφείλονται στην αβεβαιότητα της γεωμετρίας του ποταμού. Όπως αναφέρει και ο Jowett (1998), επειδή η τοπογραφική αποτύπωση της διατομής ενός υδρομετρικού σταθμού είναι ακριβή διαδικασία, συνήθως μόνο μία μέτρηση γίνεται στην αρχή. Έτσι, κρίνεται σημαντικό ο υπολογισμός της αβεβαιότητας που προκαλεί η συνεχής μεταβολή της γεωμετρίας του πυθμένα, στο στάδιο της υδρομέτρησης. Η αβεβαιότητα υπολογίστηκε για 114 θέσεις ποταμών της νότιας Αυστραλίας με τη βοήθεια του 1-D μοντέλου HEC-RAS. Τα τελικά αποτελέσματα έδειξαν την αβεβαιότητα της παροχής, του πλάτους του ποταμού, του βάθους, της ταχύτητας και της κλίσης ίση με 4%, 3%, 7%, 23% και 42% αντίστοιχα.

Σε άλλη εργασία, οι Jalbert *et al.* (2009) διαχωρίζουν τις πηγές της αβεβαιότητας σε δύο κατηγορίες. Η πρώτη, που την ονομάζουν αρχική αβεβαιότητα, περιλαμβάνει τις τρεις πηγές αβεβαιότητας που αναφέρθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, ενώ η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει την χρονική αβεβαιότητα. Πιο συγκεκριμένα, χρονική αβεβαιότητα ονομάζουν την αβεβαιότητα που προέρχεται από τη συνεχή μεταβολή του πυθμένα του ποταμού, που βρίσκεται ο σταθμός, λόγω της διάβρωσης και της εναπόθεσης φερτών υλικών και η οποία αυξάνεται με το χρόνο. Η συγκεκριμένη εργασία εξετάζει αυτήν την αβεβαιότητα χρησιμο-

ποιώντας διαγράμματα μεταβλητότητας ημι-μεταβλητότητας, ώστε να βρίσκει τη χρονική εμβέλεια κάθε καμπύλης. Το τελικό συμπέρασμα ήταν ότι, με  $\alpha$ -priori σφάλμα της αρχικής αβεβαιότητας ίσο με 5%, το διάστημα εμπιστοσύνης που επιλέχθηκε (95%) κάλυπτε μόνο το 90% των υδρομετρήσεων.

Ο Clarke (1999) μελετά την αβεβαιότητα στην εκτίμηση της μέσης ετήσιας πλημμύρας, λόγω της αβεβαιότητας της καμπύλης στάθμης-παροχής και πιο συγκεκριμένα των τριών παραμέτρων της εξίσωσης 2.1 ( $C, N, \alpha$ ). Για το σκοπό αυτό χρησιμοποίησε 10 μετρητικούς σταθμούς στην ίδια λεκάνη σε ποταμό της Νότιας Αμερικής. Θεωρώντας ότι τα υπόλοιπα της παλινδρόμησης είχαν κανονική κατανομή και με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας υπολογίστηκαν οι 3 παράμετροι.

Οι Clarke *et al.* (2000) με στατιστική ανάλυση υπολόγισαν την αβεβαιότητα στην εκτίμηση της μέσης ετήσιας παροχής δύο μεγάλων ποταμών της Νότιας Αμερικής που οφείλεται στη μεταβλητότητα της καμπύλης στάθμης-παροχής. Για τον μεν Αμαζόνιο στη θέση Obidos το τυπικό σφάλμα υπολογίστηκε ίσο με 16%, ενώ για τον ποταμό Παρανά στη θέση Corrientes, στον οποίο η καμπύλη στάθμης-παροχής είχε καθοριστεί καλύτερα, το τυπικό σφάλμα ήταν ίσο με 4.4%.

Οι Domeneghetti *et al.* (2012) πρότειναν μια άλλη μεθοδολογία εκτίμησης της αβεβαιότητας των καμπυλών, η οποία βασίζεται στη δημιουργία συνθετικών ζευγών ( $Q, h$ ) με τη χρήση 2-D και 1-D μοντέλων. Η περιοχή μελέτης ήταν ο ποταμός Πο που είναι ο μακρύτερος της Ιταλίας. Η βαθμονόμηση του πρώτου 2-D έγινε για μια πλημμύρα ( $T=50$ ) με βάση τις τιμές της μεγαλύτερης στάθμης σε 132 θέσεις και με βάση 3 σταθμηγράφους, ενώ μετά τη βαθμονόμηση δημιουργήθηκαν 50 συνθετικά ζεύγη ( $Q, h$ ) για 10 πλημμύρες (5 για κάθε πλημμύρα) με τα οποία δημιουργήθηκε η καμπύλη στάθμης-παροχής. Παρόμοια διαδικασία έγινε και για το 1-D μοντέλο για ένα άλλο τμήμα του ποταμού και στο τέλος ένα τρίτο μοντέλο (2-D) εκτίμησε την αβεβαιότητα. Τα συμπεράσματα που προέκυψαν ήταν, κατ' αρχάς, ότι ο συντελεστής Manning, που παίζει ιδιαίτερο ρόλο στα υδραυλικά μοντέλα, μειώνεται ασυμπτωτικά όσο αυξάνεται το βάθος ροής, κάτι που συμφωνεί και με άλλες μελέτες (Moramarco and Singh, 2010). Επίσης, σύμφωνα με την εργασία, φαίνεται πως η παραδοσιακή προσέγγιση κατάρτισης των καμπυλών έχει μεροληψία που φτάνει και το -30% για παροχές πέρα από τις μετρημένες από τις υδρομετρήσεις (καμπύλη επέκτασης), υποεκτιμώντας δηλαδή την τιμή, σε αντίθεση με την προσέγγιση με τις συνθετικές μετρήσεις, όπου η μεροληψία ήταν περίπου  $\pm 10\%$ . Η αβεβαιότητα στην καμπύλη στάθμης-παροχής, που καταρτίστηκε με μετρήσεις και με 1-D μοντέλο για την επέκταση, υπολογίστηκε ίση με 5-8% για διάστημα εμπιστοσύνης 90%.

Οι Di Baldassarre *et al.* (2012) μελετάνε την αβεβαιότητα της εκτίμησης της πλημμύρας σχεδιασμού λόγω των σφαλμάτων στα δεδομένα της παροχής. Σύμφωνα με τους συγγραφείς, στην ανάλυση πλημμυρικής συχνότητας σπάνια λαμβάνεται υπόψη η αβεβαιότητα των δεδομένων των παροχών, παρόλο που το σφάλμα είναι σημαντικό (Clarke, 1999·Pelletier, 1988·Petersen-Overleir, 2004·Di Baldassarre and Montanari, 2009) και μπορεί να φτάσει και το 30% (Di Baldassarre and Montanari, 2009·Kuczera, 1996). Το κύριο σφάλμα στην αβεβαιότητα των πλημμυρικών δεδομένων προέρχεται από την επέκταση της καμπύλης, η οποία αβεβαιότητα αυξάνεται με την αύξηση της παροχής. Έτσι, η επέκταση προκαλεί είτε υπερεκτίμηση, είτε υποεκτίμηση των τιμών της παροχής. Σύμφωνα με τον Kuczera (1996) το συστηματικό σφάλμα που οφείλεται στην επέκταση της καμπύλης μπορεί να περιγραφεί ως εξής:

$$Q=Q' \text{ εάν } Q' < Q_{\alpha} \text{ (ζώνη παρεμβολής)} \quad (3.8\alpha)$$

$$Q=Q_a+\alpha(Q'-Q_a) \text{ \textit{εάν } } Q'>Q_a \text{ (ζώνη επέκτασης)} \quad (3.8\beta)$$

όπου  $Q'$  δείχνει την πραγματική τιμή της παροχής,  $Q$  η παρατηρημένη τιμή,  $Q_a$  η μεγαλύτερη μετρημένη παροχή και  $\alpha$  μια θετικός συντελεστής. Εάν  $\alpha > 1$ , η επέκταση της καμπύλης υπερεκτιμά την παροχή, ενώ αν  $\alpha < 1$  η επέκταση υποεκτιμά την παροχή. Με τη μεθοδολογία που εισήγαγε ο Kuczera, οι Di Baldassarre *et al.* (2012) βρήκαν πως για τον ποταμό Πο, η στάθμη που αντιστοιχεί στην πλημμύρα σχεδιασμού  $T=200$ , ήταν υποεκτιμημένη κατά 2.5 m περίπου. Το κύριο συμπέρασμα της εργασίας είναι το «παράδοξο» της καμπύλης στάθμης-παροχής, όπου η χρήση ενός τέλει υδραυλικού μοντέλου για την επέκταση ενισχύει την αβεβαιότητα που επηρεάζεται από τη χρήση μιας αβέβαιης καμπύλης στάθμης παροχής. Πιο συγκεκριμένα, οι μετρήσεις στάθμης που έχουν πολύ μικρή αβεβαιότητα αντιστοιχίζονται σε τιμές παροχής μέσα από μια ανακριβή καμπύλη στάθμης παροχής. Στη συνέχεια μέσα από ένα τέλει υδραυλικό μοντέλο για την επέκταση, μετασχηματίζουν την πλημμύρα σχεδιασμού σε στάθμη, ενισχύοντας όμως το σφάλμα όπως αποδεικνύεται. Για το λόγο αυτό προτείνεται η συνεχής ανανέωση της καμπύλης.

Οι McMillan *et al.* (2010) εξέτασαν την επίδραση της αβεβαιότητας των μετρήσεων της παροχής σε ένα μοντέλο βροχής-απορροής και στις προβλέψεις της παροχής που έδινε. Η μέθοδος που προτείνουν εκτιμά την αβεβαιότητα που οφείλεται σε σφάλματα στις μετρήσεις της στάθμης, της ταχύτητας, της παρεμβολής και της επέκτασης της καμπύλης και σφάλματα που οφείλονται στη μεταβολή της διατομής, λόγω της βλάστησης και της διάβρωσης και εναπόθεσης ιζημάτων. Αποτέλεσμα των παραπάνω είναι να προκύπτει μια συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, για μια δεδομένη στάθμη, και η οποία στη συνέχεια έμπαινε στη βαθμονόμηση του μοντέλου. Στο τέλος, συγκρίνονται μεταξύ τους η ντετερμινιστική καμπύλη στάθμης-παροχής και η αντίστοιχη που εμπεριείχε την αβεβαιότητα. Τα αποτελέσματα έδειξαν πως κατά τη βαθμονόμηση του μοντέλου, το εύρος των παραμέτρων ήταν λιγότερο περιορισμένο για τη καμπύλη που περιείχε την αβεβαιότητα, κάτι που έκανε το μοντέλο πιο ευέλικτο. Ενδιαφέρον είναι πως η καμπύλη που περιέχει την αβεβαιότητα περιγράφει καλύτερα τις πλημμυρικές αιχμές σε αντίθεση με το ντετερμινιστικό μοντέλο που υποεκτιμά την πλημμύρα ακόμα και με 50% για επίπεδο εμπιστοσύνης 90%. Τέλος, φαίνεται πως η ντετερμινιστική καμπύλη υποεκτιμά σοβαρά την αβεβαιότητα που συνδέεται με την προβλεψιμότητα του μοντέλου, ιδιαίτερα για πλημμυρικά γεγονότα.

Οι Lang *et al.* (2010) χρησιμοποίησαν ένα 1-D μοντέλο, το οποίο το βαθμονόμησαν με βάση μετρήσεις στάθμης παροχής, αλλά και τις υψηλότερες ιστορικές καταγραφές στάθμης στις όχθες, ώστε να αξιολογήσουν το βαθμό της επέκτασης της καμπύλης αλλά και την αξιοπιστία της επέκτασης. Σημαντικό ρόλο στη κατασκευή του μοντέλου έπαιξε ο συντελεστής Strickler ( $K_{mc}=1/n$ , όπου  $n$  ο συντελεστής Manning). Έγινε ανάλυση ευαισθησίας των σφαλμάτων των μετρήσεων θεωρώντας αβεβαιότητα στη στάθμη  $\pm 5$  cm και στην παροχή  $\pm 10\%$ . Η συνήθης τιμή των σφαλμάτων είναι  $\pm 1$  cm για τη στάθμη και  $\pm 5\%$  για την παροχή (Pelletier, 1988). Στη συνέχεια μελετήθηκε η εκ των υστέρων συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του σφάλματος των καμπυλών με τη χρήση μεθόδων Bayesian και Markov Chain Monte Carlo (MCMC).

Οι Dottori *et al.* (2009) χρησιμοποίησαν μια προσέγγιση, που την ονόμασαν δυναμική καμπύλη στάθμης-παροχής, με την οποία εκτιμούν την παροχή υπολογίζοντας την κατά μήκος διακύμανση της κλίσης της επιφάνειας του νερού, με τη χρήση δύο ταυτόχρονων μετρήσεων στάθμης σε κοντινές θέσεις. Η συγκεκριμένη προσέγγιση απαιτεί ακόμα τη γνώση της γεωμετρίας των δύο διατομών που είναι τοποθετημένοι οι σταθμηγράφοι. Στη συγκεκριμένη εργασία συγκρίνουν τη δυναμική καμπύλη στάθμης-παροχής, που προτείνουν,

με την κλασική καμπύλη στάθμης-παροχής για μόνιμη ροή και με άλλες προσεγγίσεις που προσπαθούν να εκτιμήσουν την παροχή σε συνθήκες μη μόνιμης ροής και περιγράφονται στην Παράγραφο 2.7. Για να συγκρίνουν τις μεθόδους μεταξύ τους, χρησιμοποίησαν 11 ξεχωριστές περιπτώσεις, όπου στην κάθε μία άλλαζαν την κλίση του πυθμένα ή το χρόνο της αιχμής της πλημμύρας ή την παροχή αιχμής. Ο χρόνος αιχμής της πλημμύρας σχετίζεται με την ταχύτητα του πλημμυρικού κύματος. Οι προσομοιώσεις έγιναν σε 1-D μοντέλα (HEC-RAS και Mike11) των οποίων τα αποτελέσματα θεωρούνταν *de facto* και με βάση αυτά αξιολογούσαν την αξιοπιστία της κάθε προσέγγισης. Όπως αναμενόταν, η αποτελεσματικότητα της κάθε μεθόδου σχετιζόταν με τα χαρακτηριστικά του καναλιού και του πλημμυρικού κύματος. Σε όλες σχεδόν τις περιπτώσεις, η κλασική καμπύλη στάθμης-παροχής υποεκτιμούσε αρκετά την αιχμή της πλημμύρας, ενώ αντίθετα η μέθοδος των Dottori *et al.* (2009) και Chow (1959) έδειξαν πολύ καλή συμπεριφορά με μέγιστο σφάλμα 1%. Η μέθοδος των Dottori *et al.* (2009) προτείνεται για φυσικά ποτάμια με υποκρίσιμη ροή αλλά και για την επέκταση των καμπυλών, όπου το σφάλμα των κλασικών καμπυλών στάθμης-παροχής είναι πολύ μεγάλο. Ως μειονέκτημα της μεθόδου είναι ότι απαιτείται η ταυτόχρονη γνώση της στάθμης σε δύο θέσεις και η καλή περιγραφή της γεωμετρίας των διατομών για τις δύο αυτές θέσεις.

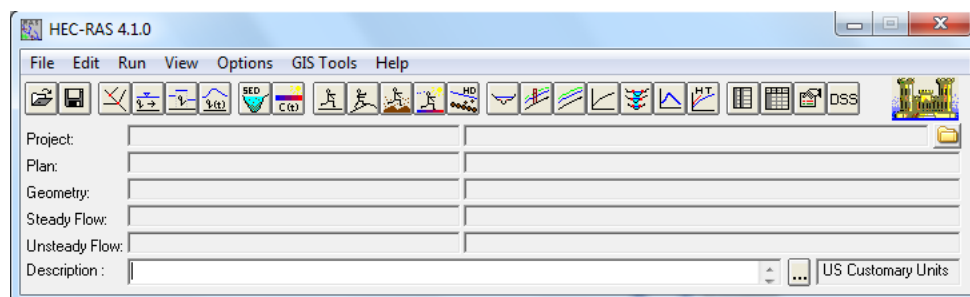
## 4 Μελέτη πρότυπης διατομής με το μοντέλο HEC-RAS

### 4.1 Μοντέλο HEC-RAS

#### 4.1.1 Γενικά χαρακτηριστικά

Το HEC-RAS είναι ένα μονοδιάστατο (1-D) μοντέλο, που αναπτύχθηκε από το Σώμα του Αμερικάνικου Στρατού (U.S. Army Corps of Engineers) και βρίσκεται ελεύθερο στο διαδίκτυο στη σελίδα (<http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/>). Το συγκεκριμένο μοντέλο μπορεί να προσομοιάσει τη μεταβολή της στάθμης του νερού σε βραχέως μεταβαλλόμενη ροή για μόνιμη και μη μόνιμη κατάσταση ροής, να υπολογίσει τη στερεοπαροχή, τη διασπορά ρύπων κ.α. Στα εξαγόμενα συγκαταλέγονται το προφίλ της επιφάνειας του νερού και της γραμμής ενέργειας, διάφορες παράμετροι, όπως ταχύτητα, αριθμός Froude κ.α. για κάθε διατομή, το μέγιστο ύψος του νερού σε κάθε διατομή, οι καμπύλες στάθμης-παροχής κ.α., ενώ για τη μη μόνιμη ροή υπάρχουν και animation video με το πλημμυρικό κύμα. Το συγκεκριμένο μοντέλο έχει αρκετά πλεονεκτήματα, όπως το ότι είναι ελεύθερο, εύκολο στη χρήση του και αρκετά γρήγορο, κάτι που το κάνει ιδιαίτερα διαδεδομένο, ενώ έχει χρησιμοποιηθεί σε πλήθος μελετών και ερευνητικών εργασιών. Αρκετοί μάλιστα που θέλουν να εκτιμήσουν την αβεβαιότητα ή να συγκρίνουν μία φόρμουλα που περιγράφει ένα πλημμυρικό κύμα ή τη μη μόνιμη ροή γενικότερα, χρησιμοποιούν στη σύγκρισή τους το HEC-RAS, θεωρώντας το ως ορθό (Di Baldassarre and Montanari, 2009· Harman *et al.*, 2007· Dottori *et al.*, 2009).

Ωστόσο, αρκετοί είναι αυτοί που σε εργασίες τους βάζουν περιορισμούς στη χρήση του, κυρίως επειδή το HEC-RAS είναι μονοδιάστατο. Ενδεικτικά, οι Pagana *et al.* (2013) αναφέρουν πως το HEC-RAS δεν προτείνεται για μη μόνιμη ροή, ενώ είναι πολύ δυνατό για μόνιμη ροή και ειδικά σε στενά και απότομα ποτάμια. Επίσης, είναι καλύτερο να περιγράφει διόδευση για διατομές που διαφέρουν πολύ από ορθογωνικές, για μικρά πλημμυρικά γεγονότα και για ποτάμια με μεγάλη κλίση. Σύμφωνα με τον Οικονόμου (2013), τα 1-D μοντέλα παρουσιάζουν προβλήματα στην προσομοίωση διόδευσης πλημμυρών, σε περιοχές που επικρατεί ήπιο ανάγλυφο και σε περιοχές με πολύπλοκη γεωμετρία (π.χ. ροή σε πολλαπλές κατευθύνσεις), με αποτέλεσμα να υποεκτιμούν τόσο την έκταση των πλημμυρών, όσο και το χρόνο παραμονής των νερών των πλημμυρών σε μη μόνιμη ροή.



Σχήμα 4.1: Απεικόνιση του λογισμικού HEC-RAS.

#### 4.1.2 Μόνιμη ροή με HEC-RAS

Το HEC-RAS προσομοιώνει αρκετά ικανοποιητικά τη μόνιμη ροή, ενώ το λογισμικό, πέρα από τη γεωμετρία, χρειάζεται τον αριθμό των προφίλ τα οποία θα προσομοιώσει, την παροχή αιχμής και τις οριακές συνθήκες.

Όσον αφορά τις οριακές συνθήκες, οι οποίες είναι απαραίτητο να οριστούν για να υπολογιστεί η αρχική επιφάνεια του νερού και να γίνουν οι υπολογισμοί, ο χρήστης μπορεί να διαλέξει τέσσερις διαφορετικούς τύπους οριακών συνθηκών:

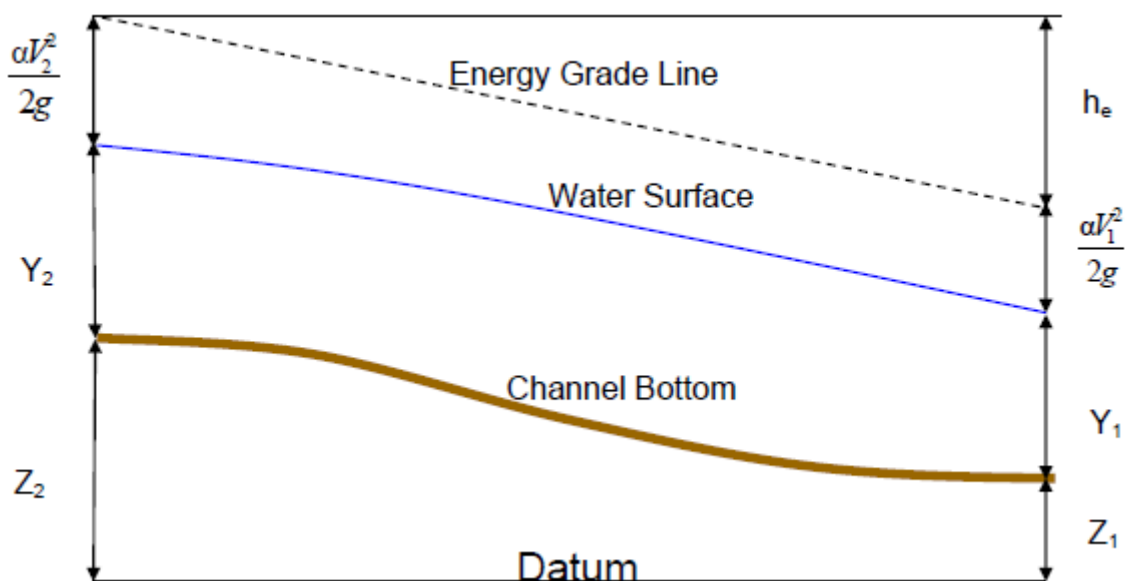
1. Γνωστό πιεζομετρικό φορτίο, όπου ο χρήστης πρέπει να εισάγει γνωστό πιεζομετρικό φορτίο για κάθε προφίλ.
2. Κρίσιμο βάθος, όπου ο χρήστης δεν εισάγει κάποια πληροφορία.
3. Ομοιόμορφο βάθος, όπου ο χρήστης εισάγει την κλίση της γραμμής ενέργειας, αν είναι γνωστή αλλιώς την κλίση του πυθμένα.
4. Καμπύλη στάθμης-παροχής (απαιτεί τα ανάλογα ζεύγη  $(Q, h)$ ).

Η θέση των οριακών συνθηκών σχετίζεται με τον τύπο της ροής που επικρατεί (υποκρίσιμη ή υπερκρίσιμη). Στην περίπτωση που η ροή είναι υποκρίσιμη, οι οριακές συνθήκες εισάγονται για την κατάντη διατομή, ενώ στην υπερκρίσιμη για την ανάντη. Υπάρχει και η επιλογή της μεικτής ροής, όπου οι οριακές συνθήκες εισάγονται και για ανάντη και για κατάντη.

Η μόνιμη ροή υπολογίζεται από το λογισμικό από διατομή σε διατομή, λύνοντας την εξίσωση ενέργειας με μια επαναληπτική διαδικασία. Η εξίσωση παρουσιάζεται παρακάτω:

$$Z_2 + Y_2 + \frac{a_2 V_2^2}{2g} = Z_1 + Y_1 + \frac{a_1 V_1^2}{2g} + h_e \quad (4.1)$$

όπου  $Z_1, Z_2$  τα υψόμετρα του πυθμένα σε δύο διαδοχικές διατομές,  $Y_1, Y_2$  τα βάθη νερού,  $V_1, V_2$  οι μέσες ταχύτητες (συνολική παροχή/εμβαδόν διατομής),  $a_1, a_2$  διορθωτικοί συντελεστές κινητικής ενέργειας,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $h_e$  οι ολικές απώλειες ενέργειας.



Σχήμα 4.2: Σχηματική παρουσίαση των όρων στην εξίσωση της ενέργειας (Πηγή: Brunner, 2010).

Οι ολικές απώλειες ενέργειας μεταξύ δύο διατομών συμπεριλαμβάνουν τις απώλειες τριβής και τις απώλειες λόγω συστολής και διαστολής, ενώ για τον υπολογισμό τους χρησιμοποιείται η ακόλουθη εξίσωση.

$$h_e = L\bar{S}_f + C \left| \frac{a_2 V_2^2}{2g} - \frac{a_1 V_1^2}{2g} \right| \quad (4.2)$$

όπου  $L$  η μέση σταθμισμένη απόσταση μεταξύ δύο διατομών,  $\bar{S}_f$  η κλίση πιεζομετρικής γραμμής και  $C$  ο συντελεστής συστολής ή διαστολής για τις τοπικές απώλειες ενέργειας. Ο τελευταίος λαμβάνει τιμές 0.1 και 0.3 αντίστοιχα ενώ σε θέσεις γεφυρών 0.3 και 0.5. Τέλος, ο όρος  $\left| \frac{a_2 V_2^2}{2g} - \frac{a_1 V_1^2}{2g} \right|$  εκτιμά τη μεταβολή στην υδροστατική πίεση μεταξύ των δύο θέσεων.

Η μέση σταθμισμένη απόσταση υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$L = \frac{L_{lob}\bar{Q}_{lob} + L_{ch}\bar{Q}_{ch} + L_{rob}\bar{Q}_{rob}}{\bar{Q}_{lob} + \bar{Q}_{ch} + \bar{Q}_{rob}} \quad (4.3)$$

όπου  $L_{lob}$ ,  $L_{ch}$ ,  $L_{rob}$  είναι οι αποστάσεις μεταξύ δύο διατομών για το αριστερό τμήμα του ποταμού, την κοίτη και το δεξί τμήμα, κατά μήκος της ροής. Οι μεταβλητές  $\bar{Q}_{lob}$ ,  $\bar{Q}_{ch}$ ,  $\bar{Q}_{rob}$  αποτελούν τις μέσες τιμές της παροχής ανάμεσα στις δύο διατομές για το αριστερό τμήμα, την κοίτη και το δεξί τμήμα του ποταμού αντίστοιχα.

#### 4.1.3 Μη μόνιμη ροή με HEC-RAS

Κατά την προσομοίωση της μη μόνιμης ροής, ο χρήστης αποκτά περισσότερες δυνατότητες κατά τον ορισμό των οριακών συνθηκών όπως:

1. Υδρογράφημα απορροής.
2. Υδρογράφημα στάθμης.
3. Υδρογράφημα στάθμης και απορροής.
4. Καμπύλες στάθμης-παροχής.
5. Ομοιόμορφο βάθος, όπου ο χρήστης εισάγει τη κλίση της τριβής.
6. Ομοιόμορφη πλευρική εισροή.
7. Επιδερμική ροή.
8. Πρόσθετες επιλογές που σχετίζονται με έλεγχο θυροφραγμάτων, φραγμάτων και εκχειλιστών.

Όσον αφορά την εξίσωση που λύνει το HEC-RAS για τη μη μόνιμη ροή, το λογισμικό λύνει την πλήρη εξίσωση Saint Venant 1-D, έτσι όπως περιγράφεται στην εξίσωση 2.11 με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών.

#### 4.1.4 Δεδομένα εισόδου για τη βαθμονόμηση

Μια πολύ σημαντική λειτουργία του συγκεκριμένου λογισμικού είναι η δυνατότητα βαθμονόμησης ενός μοντέλου, ώστε να αναπαριστά όσο το δυνατόν καλύτερα την πραγματικότητα, ενώ δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να το τρέξει για πολλαπλά σενάρια. Στη διαδικασία αυτή, ο χρήστης πρέπει να εισάγει μια σειρά από δεδομένα όπως:

1. Δεδομένα στάθμης.
2. Δεδομένα παροχής.
3. Σημάδια νερού εκατέρωθεν του ποταμού σε μεγάλες πλημμύρες.
4. Σε περιοχές χωρίς δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν δεδομένα από υδρολογικά μοντέλα γειτονικών λεκανών.
5. Γεωμετρία του ποταμού και της όχθης .
6. Συντελεστή τραχύτητας.
7. Σε αλλουβιακά ποτάμια, όπου υπάρχει έντονη διάβρωση και εναπόθεση ιζημάτων, μπορούν να προστεθούν επιπλέον στοιχεία, όπως αμμόλοφοι στην κοίτη του ποταμού, μικρές λίμνες, κυματοειδής πυθμένας κ.α. Αυτά τα χαρακτηριστικά σχετίζονται και με μεταβολή στην τιμή του συντελεστή τραχύτητας.
8. Θερμοκρασία νερού. Συγκεκριμένα, ο πυθμένας αλλάζει και λόγω θερμοκρασίας, καθώς σε χαμηλότερες θερμοκρασίες το νερό έχει μεγαλύτερο ιξώδες και γίνεται πιο διαβρωτικό, μειώνοντας έτσι το ύψος και το μήκος των αμμόλοφων σε αλλουβιακά ποτάμια.

Από τα παραπάνω, αυτό, που συνήθως είναι άγνωστο και αποτελεί τη μοναδική μεταβλητή που χρησιμοποιείται στη βαθμονόμηση του μοντέλου, είναι ο συντελεστής τραχύτητας. Γενικά, η τιμή του μειώνεται όσο αυξάνεται η στάθμη και η παροχή, εκτός από περιπτώσεις που στις όχθες η τιμή της τραχύτητας είναι μεγαλύτερη, λόγω δέντρων και θάμνων. Στην τραχύτητα παίζουν ρόλο τα φερτά αλλά και η παρουσία μπαζών σε μεγάλες πλημμύρες. Να σημειωθεί πως μεγαλύτερος συντελεστής Manning οδηγεί σε πιο φαρδύ βρόχο στις καμπύλες στάθμης-παροχής. Επίσης, πρόσθετα στοιχεία θα μπορούσαν να μπουν για επιφανειακή αποθήκευση νερού, που οδηγεί σε πολύ μικρές ταχύτητες που εν τέλει επηρεάζουν το υδρογράφημα, ενώ υδραυλικές κατασκευές επηρεάζουν μεταβλητές, όπως το συντελεστή Manning, τους συντελεστές συστολής και διαστολής (User's Manual, 2010).

#### 4.1.5 Βήματα για τη βαθμονόμησης ενός μοντέλου

Παρακάτω παρατίθενται τα βήματα κατά τη διαδικασία της βαθμονόμησης ενός μοντέλου για μη μόνιμη ροή στο HEC-RAS, έτσι όπως παρατίθενται στο User's Manual.

1. Εκτέλεση του προγράμματος για ένα φάσμα τιμών παροχής, σε μόνιμη ροή αν είναι δυνατόν, και βαθμονόμηση των συντελεστών Manning ( $n$ ), ώστε να δημιουργηθούν καμπύλες στάθμης-παροχής σε σημεία μετρήσεων και σε σημεία που υπάρχουν σημάδια νερού.
2. Επιλογή συγκεκριμένων επεισοδίων, ώστε να γίνει εκτέλεση του μοντέλου για μη μόνιμη ροή. Πρέπει κάθε γεγονός να περιλαμβάνει όλο το φάσμα των παροχών, δηλαδή να πηγαίνει από μικρές παροχές σε μεγάλες και να καταλήγει πάλι σε μικρές τιμές παροχής.



3. Προσαρμογή επιφανειακής αποθήκευσης νερού και πλευρικών φραγμάτων και αναχωμάτων, ώστε να γίνεται ορθή αναπαραγωγή των υδρογραφημάτων. Σε αυτή τη διαδικασία πρέπει να δοθεί έμφαση στο χρόνο της πλημμύρας, στην παροχή αιχμής, στον όγκο και στο σχήμα του υδρογραφήματος.
4. Προσαρμογή των συντελεστών Manning ( $n$ ), ώστε να παραχθεί το υδρογράφημα.
5. Βαθμονόμηση του μοντέλου για ψηλές και χαμηλές τιμές της στάθμης μεταβάλλοντας τις τιμές του  $n$ , όπου κρίνεται απαραίτητο.
6. Περαιτέρω βελτίωση της βαθμονόμησης «τρέχοντας» το μοντέλο για μεγαλύτερη περίοδο, αν υπάρχουν τα ανάλογα δεδομένα, μεταβάλλοντας πάλι τις τιμές του  $n$ .
7. Επαλήθευση του μοντέλου «τρέχοντας» κάποιο άλλο πλημμυρικό επεισόδιο ή για μεγαλύτερη περίοδο που δεν χρησιμοποιήθηκε στη βαθμονόμηση του μοντέλου.
8. Εάν απαιτούνται περαιτέρω αλλαγές, αυτές οι αλλαγές γίνονται και ξανατρέχει το μοντέλο για όλα τα επεισόδια που χρησιμοποιήθηκαν στη βαθμονόμηση και την επαλήθευση.

## 4.2 Μελέτη πρότυπης διατομής

### 4.2.1 Εισαγωγή

Γενικά, όπως έχει αναφερθεί και νωρίτερα, το σημαντικό πρόβλημα στην υδρολογία είναι η άμεση μέτρηση της παροχής, που είναι μια μεταβλητή χρήσιμη σε αντιπλημμυρικές μελέτες, μελέτες διαχειριστικές κ.α. Η κύρια μέθοδος που χρησιμοποιείται είναι η έμμεση εκτίμηση της παροχής, μετριέται πρώτα η στάθμη και με τη χρήση μιας καμπύλης, που έχει προκύψει από ταυτόχρονες μετρήσεις στάθμης και παροχής, να μετατρέπεται σε παροχή. Ωστόσο, η παρουσία μη μόνιμης ροής προκαλεί βρόχο στην καμπύλη και δεν υπάρχει μονοσήμαντη σχέση στάθμης και παροχής. Όπως αναλύθηκε στην Παράγραφο 2.3.2, η παρουσία υστέρησης δημιουργεί τρία βασικά προβλήματα, την υποεκτίμηση της παροχής αιχμής, το γεγονός ότι η παροχή αιχμής συμβαίνει νωρίτερα απ' ό,τι την εκτιμά η καμπύλη μόνιμης ροής και τέλος ο βρόχος που δημιουργείται γύρω από την καμπύλη στάθμης-παροχής για μόνιμη ροή. Στο παρόν κεφάλαιο θα μελετηθεί η υποεκτίμηση της αιχμής της πλημμύρας και ο βρόχος γύρω από την καμπύλη στάθμης-παροχής.

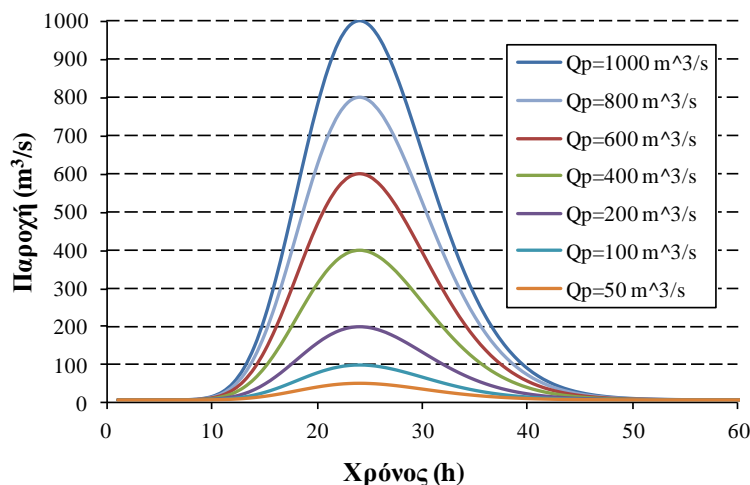
Για την καλύτερη μελέτη της μη μόνιμης ροής, σχεδιάστηκαν πρότυποι αγωγοί στο υδραυλικό μοντέλο HEC-RAS, ώστε να μελετηθεί πως επιδρά η κλίση, ο συντελεστής Manning και το πλημμυρογράφημα στην αβεβαιότητα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης ροής. Η χρήση μιας απλής πρότυπης διατομής, όπως η ορθογωνική που επιλέχθηκε, επιτρέπει την μελέτη του φαινομένου χωρίς πρόσθετες πηγές αβεβαιότητας, όπως θα γινόταν σε ένα ποτάμι που τόσο η κλίση όσο και ο συντελεστής Manning θα είχαν αβεβαιότητα στην εκτίμησή τους. Η ορθογωνική διατομή, συχνά, μπορεί να περιγράψει και φυσικές διατομές, ενώ πολλοί σε μελέτες δέχονται πως προσεγγιστικά ο ποταμός που μελετάνε μπορεί να θεωρηθεί ορθογωνικός. Συνολικά σχεδιάστηκαν τρεις πρότυπες διατομές, σταθερού πλάτους 30 μέτρων και μήκους 10 km (μικρό μήκος), 25 km (μεσαίο μήκος) και 50 km (μεγάλο μήκος). Ο λόγος που δεν χρησιμοποιήθηκε κατευθείαν η μεγάλη διατομή είναι ότι, καθώς θα διοδεύονταν το κύμα, θα είχαμε μικρότερη παροχή αιχμής στις κατάντη θέσεις, ενώ ήταν επιθυμητή η σύγκριση όμοιων πλημμυρογραφημάτων. Τέλος, τα μήκη των διατομών δεν σημαίνει πως περιγράφουν μόνο αγωγούς με συγκεκριμένο μήκος από τις εκβολές και συγκεκριμένα

χαρακτηριστικά, αλλά τα μήκη εκφράζουν την απόσταση από το σημείο που δημιουργεί την υστέρηση, κάτι που θα μπορούσε να ήταν ένας ταμιευτήρας ή μια λίμνη.

Όσον αφορά τα πλημμυρογραφήματα εισόδου, χρησιμοποιήθηκε η σχέση των Dottori *et al.* (2009):

$$Q(t) = Q_b + (Q_p - Q_b) \left[ \frac{t}{T_p} \exp \left( 1 - \frac{t}{T_p} \right) \right]^\gamma \quad (4.4)$$

όπου  $Q_b$  είναι η βασική ροή (θεωρήθηκε ίση με  $10 \text{ m}^3/\text{s}$ ),  $T_p$  ο χρόνος ανόδου (θεωρήθηκε ίσος με 24 h),  $Q_p$  η παροχή αιχμής και  $\gamma$  ένας συντελεστής που θεωρήθηκε ίσος με 16. Όσον αφορά την παροχή αιχμής, στο στάδιο που μελετήθηκε η επίδραση της κλίσης και του συντελεστή Manning με σταθερό πλημμυρογράφημα, αυτή θεωρήθηκε ίση με  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ , ενώ στο στάδιο που μελετήθηκε η επίδραση της παροχής αιχμής σε σχέση με την κλίση για σταθερό συντελεστή Manning, η παροχή αιχμής πήρε τιμές 50, 100, 200, 400, 600, 800 και  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ . Στην πρώτη φάση της μελέτης, ο χρόνος ανόδου έμεινε σταθερός, ενώ η βασική ροή έμεινε σταθερή για όλη τη μελέτη. Στο παρακάτω σχήμα απεικονίζονται τα πλημμυρογραφήματα εισόδου, για διαφορετική παροχή αιχμής.



Σχήμα 4.3: Πλημμυρογραφήματα εισόδου για διαφορετική παροχή αιχμής.

Η μελέτη έγινε για διαφορετικές κλίσεις του πυθμένα, από απότομη έως σχεδόν επίπεδη. Οι κλίσεις αυτές φαίνονται στο παρακάτω πίνακα. Δεδομένου πως η κλίση επηρεάζει την υστέρηση, καθώς σε απότομες κλίσεις το φαινόμενο μπορεί να αγνοηθεί, κρίθηκε σκόπιμο να βρεθεί αυτό το κατώφλι κάτω από το οποίο το φαινόμενο πρέπει να λαμβάνεται υπόψη.

Πίνακας 4.1: Κατηγοριοποίηση των τιμών κλίσεων του πυθμένα που χρησιμοποιήθηκαν στους υπολογισμούς.

Κλίσεις πυθμένα	Κλίση (%)	Χαρακτηρισμός
0.00001	0.001	Πολύ ήπια
0.000025	0.0025	Πολύ ήπια
0.00005	0.005	Ήπια
0.000075	0.0075	Ήπια
0.0001	0.01	Ήπια
0.00025	0.025	Μέτρια

0.0005	0.05	Μέτρια
0.00075	0.075	Μέτρια
0.001	0.1	Απότομη
0.0025	0.25	Απότομη
0.005	0.5	Απότομη

Επίσης, οι διαφορετικές τιμές του συντελεστή Manning που χρησιμοποιήθηκαν στη μελέτη, και φαίνονται στον Πίνακα 4.2, ήταν συμβατές με αυτές που δίνουν για φυσικά κανάλια ο Chow (1959). Κάθε φορά η τιμή του συντελεστή ήταν κοινή για ολόκληρη την πρότυπη διατομή, τόσο κατά μήκος, όσο και κατά πλάτος.

Πίνακας 4.2: Τιμές του συντελεστή Manning που εξετάστηκαν.

Τιμές συντελεστή Manning ( $m^{-1/3}s$ )
0.01
0.02
0.035
0.05
0.065
0.08
0.1
0.12
0.15

Το σφάλμα της μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής, που οφείλεται στο γεγονός ότι δεν λαμβάνεται υπόψη η μη μόνιμη ροή, υπολογίστηκε ως η μεγαλύτερη απόλυτη τιμή του σφάλματος μεταξύ της μονοσήμαντης καμπύλης στάθμης-παροχής για μόνιμη ροή και της βροχωτής καμπύλης μη μόνιμης ροής για την ίδια στάθμη.

$$\varepsilon = \left| \frac{Q_{\text{unsteady}}(h) - Q'(h)}{Q'(h)} \right| \cdot 100 \quad (4.5)$$

όπου  $Q'(h)$  η παροχή της μονοσήμαντης καμπύλης στάθμης παροχής και  $Q_{\text{unsteady}}(h)$  η παροχή που δίνει η μη μόνιμη ροή για την ίδια στάθμη. Σύμφωνα με τους Di Baldassarre and Montanari (2009), η μεταβλητή  $|\varepsilon(Q(h))|$  είναι δυαδική σημαίνει πως οι τιμές  $+|\varepsilon(Q(h))|$  και  $-|\varepsilon(Q(h))|$  έχουν την ίδια πιθανότητα.

#### 4.2.2 Μεθοδολογία

Για τον υπολογισμό τόσο της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής, όσο και του σφάλματος μεταξύ της καμπύλης μόνιμης και μη μόνιμης ροής χρησιμοποιήθηκε το HEC-RAS. Για κάθε περίπτωση, ανάλογα με τις μεταβλητές που θέλαμε να μελετήσουμε την επίδρασή τους, υπολογίζαμε την καμπύλη στάθμης-παροχής για μόνιμη ροή για κάθε κλίση και την αντίστοιχη της μη μόνιμης ροής για ένα συγκεκριμένο πλημμυρογράφημα. Η λύση του HEC-RAS θεωρήθηκε και η ορθή, καθώς το λογισμικό λύνει την πλήρη εξίσωση Saint-Venant. Στη συνέχεια έγινε η μεταξύ τους σύγκριση.

Κατ' αρχήν, όσον αφορά τη μεθοδολογία που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής, το HEC-RAS στα εξαγόμενα του στη μη μόνιμη ροή υπολογίζει τη στάθμη ανά ώρα και την παροχή της μη μόνιμης ροής. Για τη συγκεκριμένη

στάθμη υπολογιζόταν η παροχή για μόνιμη ροή από τις καμπύλες που είχε βγάλει το λογισμικό. Έτσι, προέκυπταν δύο πλημμυρογραφήματα, ένα για μόνιμη και ένα για μη μόνιμη ροή. Στη συνέχεια συγκρίνονταν οι μέγιστες τιμές τους και προέκυπτε το ποσοστιαίο σφάλμα.

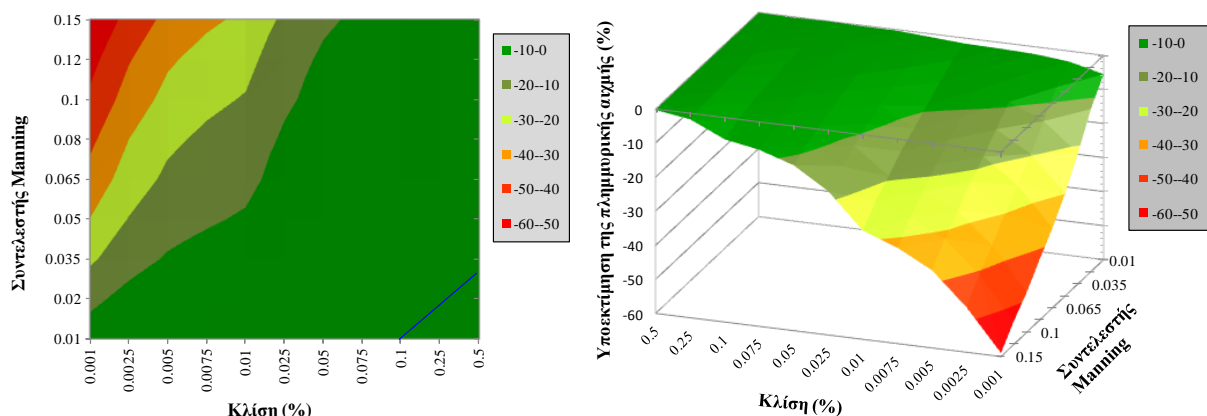
Η εκτίμηση του σφάλματος μεταξύ των δύο καμπυλών έγινε υπολογίζοντας την τιμή της στάθμης, που δίνει η μόνιμη καμπύλη στάθμης-παροχής για μια δεδομένη παροχή (συνολικά 24 τιμές παροχής). Στη συνέχεια, για την ίδια στάθμη υπολογίζαμε την αντίστοιχη τιμή της μη μόνιμης ροής και έτσι υπολογίζαμε το σφάλμα μεταξύ τους από την εξίσωση 4.5. Με άλλα λόγια, όταν στην πραγματικότητα, χρησιμοποιώντας τις καμπύλες που περιγράφουν τη μόνιμη ροή μετατρέπουμε την μετρημένη στάθμη σε παροχή, να εκτιμήσουμε πόση είναι η αβεβαιότητα γύρω από αυτήν την εκτίμηση. Για τους παραπάνω υπολογισμούς δεν καταρτίστηκαν εξισώσεις στάθμης-παροχής που να περιγράφουν τις καμπύλες, καθώς κάτι τέτοιο θα εισήγαγε το σφάλμα της παρεμβολής. Αντί αυτού, χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας interpolate στο visual basic του excel, που κατασκευάστηκε από τους Κουτσογιάννη και Ευστρατιάδη στα πλαίσια του μαθήματος Διαχείριση Υδατικών Πόρων. Επειδή, τα δεδομένα ήταν αρκετά πυκνά, το σφάλμα από τη μη ευθυγραμμία των καμπυλών μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο.

Τέλος, όσον αφορά τις οριακές συνθήκες, στη μόνιμη ροή χρησιμοποιήθηκε για την εκτέλεση του προγράμματος mixed flow με ανάντη και κατάντη οριακές συνθήκες την κλίση του πυθμένα, ενώ στη μη μόνιμη ροή, οριακή συνθήκη κατάντη χρησιμοποιήθηκε πάλι η κλίση του πυθμένα.

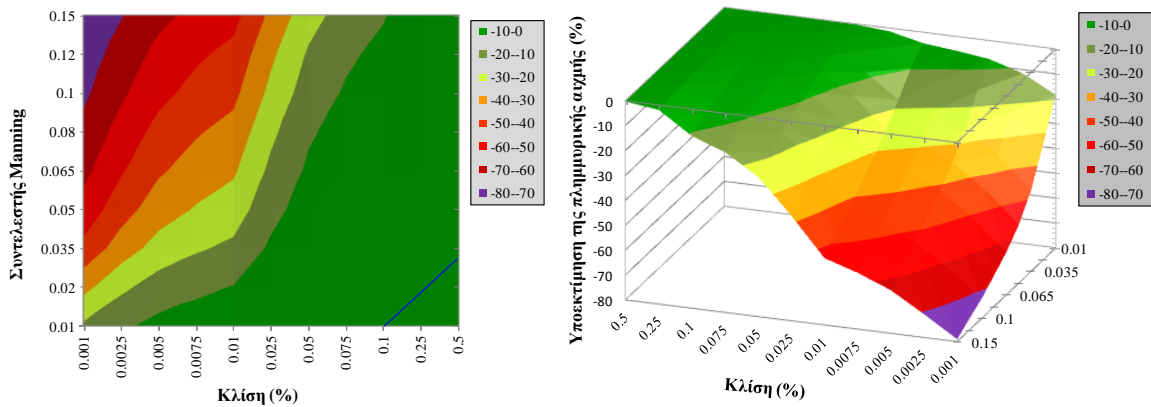
#### 4.2.3 Υπολογισμός της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής

##### 4.2.3.1 Θεώρηση ίδιου πλημμυρογραφήματος

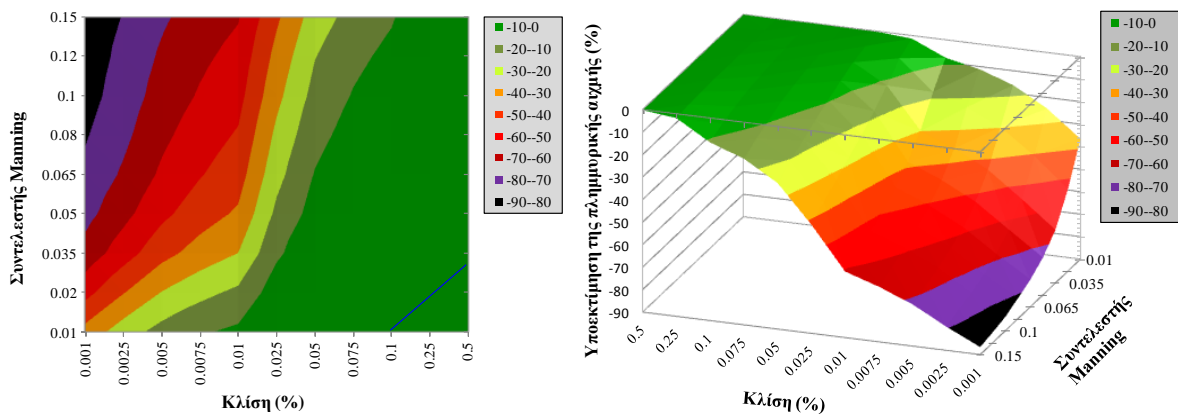
Σε αυτήν την παράγραφο θα μελετηθεί η υποεκτίμηση της παροχής αιχμής, σε ποσοστιαία μορφή, μεταξύ των δύο πλημμυρογραφήματων, για κάθε κατηγορία κλίσης (Πίνακας 4.1) και για κάθε κατηγορία του συντελεστή Manning (Πίνακας 4.2). Το πλημμυρογράφημα εισόδου και για τις τρεις διατομές ήταν αυτό για παροχή αιχμής ίση με  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ .



Σχήμα 4.4: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 10 km. Η μπλε γραμμή οριοθετεί την κρίσιμη με την υποκρίσιμη ροή.



Σχήμα 4.5: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 25 km. Η μπλε γραμμή οριοθετεί την κρίσιμη με την υποκρίσιμη ροή.



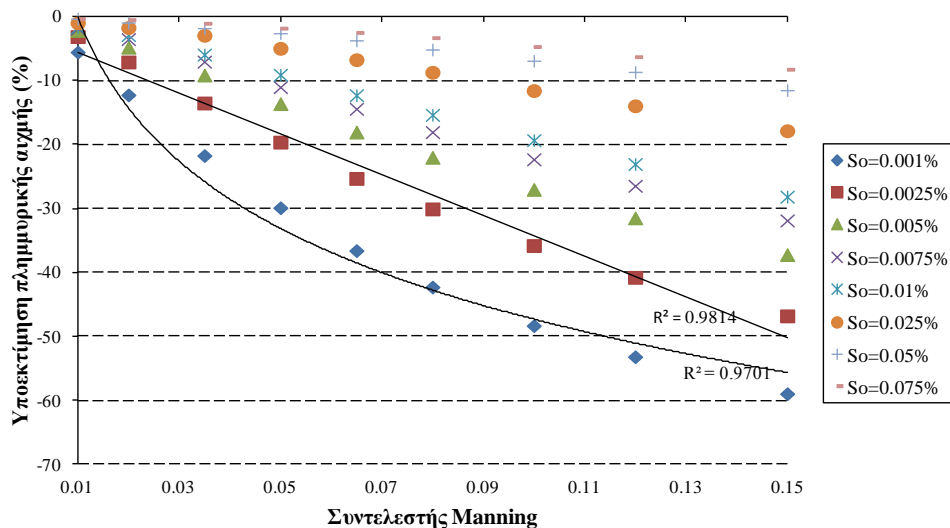
Σχήμα 4.6: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 50 km. Η μπλε γραμμή οριοθετεί την κρίσιμη με την υποκρίσιμη ροή.

Τα παραπάνω σχήματα αποδεικνύουν πως όσο πιο μεγάλη είναι η κλίση τόσο το φαινόμενο της υστέρησης ελαττώνεται, ενώ αντίθετα για μεγαλύτερη τιμή του συντελεστή Manning, η υποεκτίμηση αυξάνεται και συνεπώς η μη μόνιμη ροή έχει μεγαλύτερη επίδραση. Βάζοντας σαν κατώφλι στην υποεκτίμηση της αιχμής το 10%, θα μπορούσαμε να πούμε πως χωρίς να συνυπολογιστεί ο συντελεστής Manning για το μήκος 10 km θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη η μη μόνιμη ροή για κλίσεις μικρότερες από 0.075%, για μήκος 25 km και πάνω για κλίσεις μικρότερες από 0.1%. Λαμβάνοντας υπόψη και το συντελεστή, τα όρια αυτά θα μεταβληθούν πηγαίνοντας προς ηπιότερες κλίσεις, για τις οποίες θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη η μη μόνιμη ροή. Είναι προφανές πως μεγαλύτερο μήκος προκαλεί και μεγαλύτερη υποεκτίμηση, ειδικά για μικρές κλίσεις και μεγάλες τιμές του συντελεστή Manning.

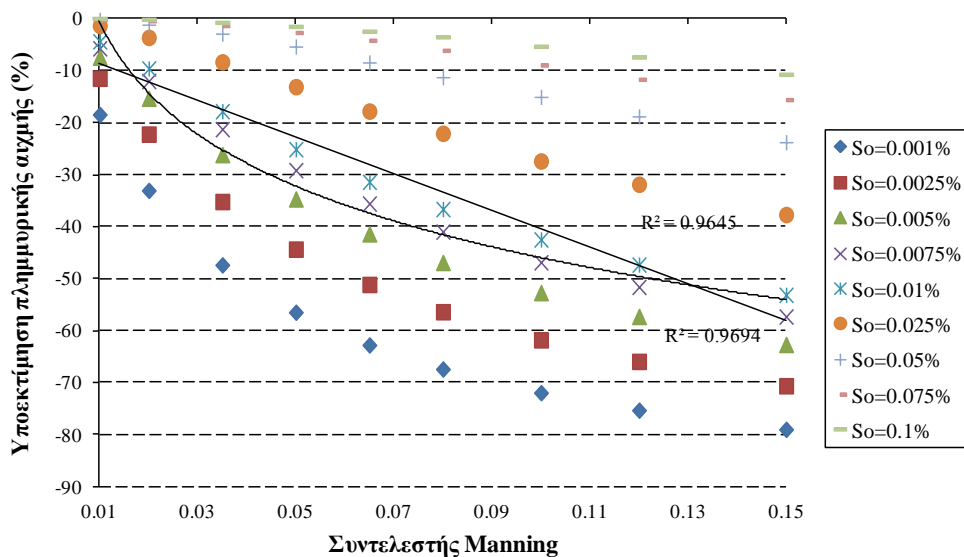
Στη συνέχεια, απεικονίστηκε σε διαγράμματα η υποεκτίμηση της αιχμής σε σχέση με το συντελεστή Manning για κάθε κλίση και για κάθε πρότυπη διατομή. Σκοπός ήταν να μελετηθεί τι τάσεις μπορούν να περιγράψουν τα σημεία, ώστε η αβεβαιότητα στην εκτίμηση του συντελεστή Manning να δίνει εικόνα για το εύρος των τιμών της υποεκτίμησης της παροχής. Από τα παρακάτω σχήματα είναι εμφανές πως οι ήπιες κλίσεις περιγράφονται από λογαριθμικές καμπύλες, ενώ οι πιο απότομες κλίσεις είναι γραμμικά συσχετισμένες. Σε κάθε

περίπτωση ο συντελεστής  $R^2$  ήταν αρκετά υψηλός και προσέγγιζε τη μονάδα. Στα παρακάτω σχήματα σχεδιάστηκαν μόνο τα αποτελέσματα για τις κλίσεις για τις οποίες η υποεκτίμηση ήταν μεγαλύτερη από 10%.

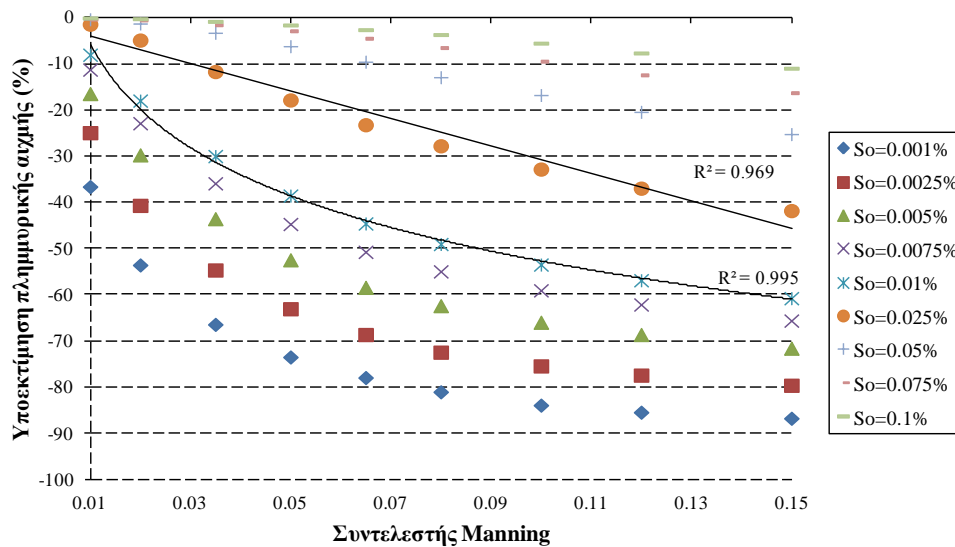
Σχολιάζοντας τα παρακάτω σχήματα, θα μπορούσαμε να πούμε πως για τη μικρή διατομή η κλίση που διαχωρίζει τη λογαριθμική από τη γραμμική συσχέτιση είναι μεταξύ 0.001%-0.0025%. Αντίστοιχα, για τη μεσαία διατομή η κλίση αυτή είναι μεταξύ 0.0075%-0.01% και για τη μεγάλη διατομή είναι μεταξύ 0.01%-0.025%. Φαίνεται πως για όσο μεγαλύτερο μήκος διατομής, η κλίση που διαχωρίζει λογαριθμική και γραμμική συσχέτιση μετακινείται προς πιο απότομες κλίσεις.



Σχήμα 4.7: Συσχέτιση των τιμών του συντελεστή Manning με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 10 km.



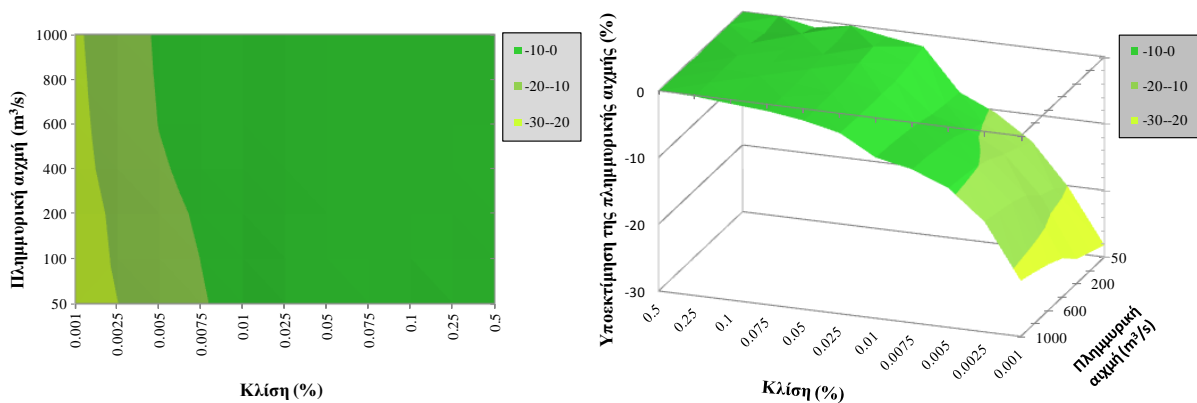
Σχήμα 4.8: Συσχέτιση των τιμών του συντελεστή Manning με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 25 km.



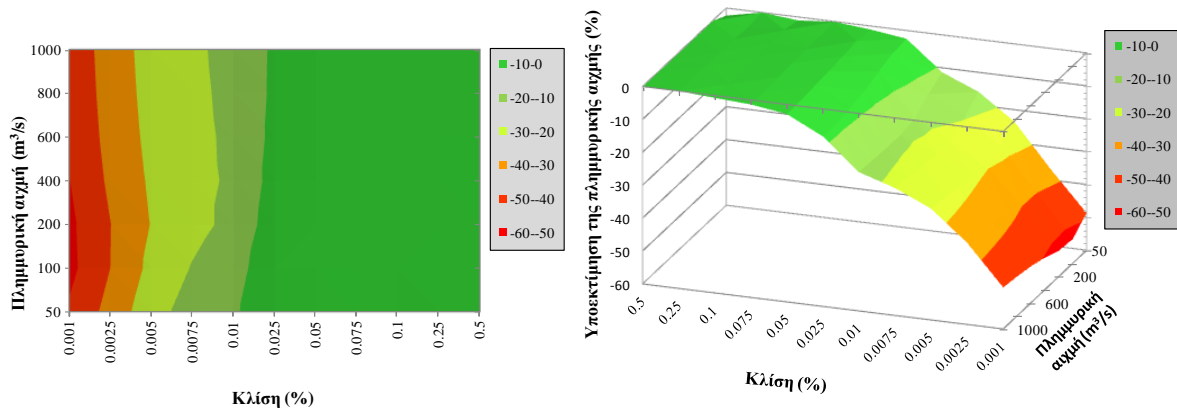
Σχήμα 4.9: Συσχέτιση των τιμών του συντελεστή Manning με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 50 km.

#### 4.2.3.2 Θεώρηση σταθερού συντελεστή Manning

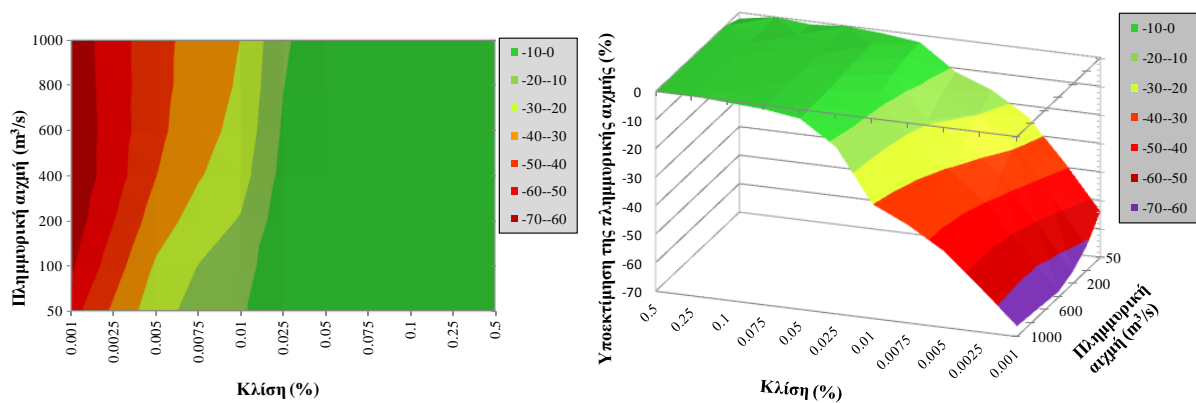
Σε αυτήν τη φάση της επεξεργασίας, θεωρήθηκε πως ο συντελεστής Manning είναι σταθερός και ίσος με 0.035, όσος δηλαδή βρέθηκε και στην περιοχή μελέτης μετά τη βαθμονόμηση, ενώ χρησιμοποιήθηκαν τα 7 πλημμυρογραφήματα που απεικονίζονται στο Σχ. 4.3, πάλι για κάθε κλίση. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στα παρακάτω σχήματα.



Σχήμα 4.10: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 10 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.



Σχήμα 4.11: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 25 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.

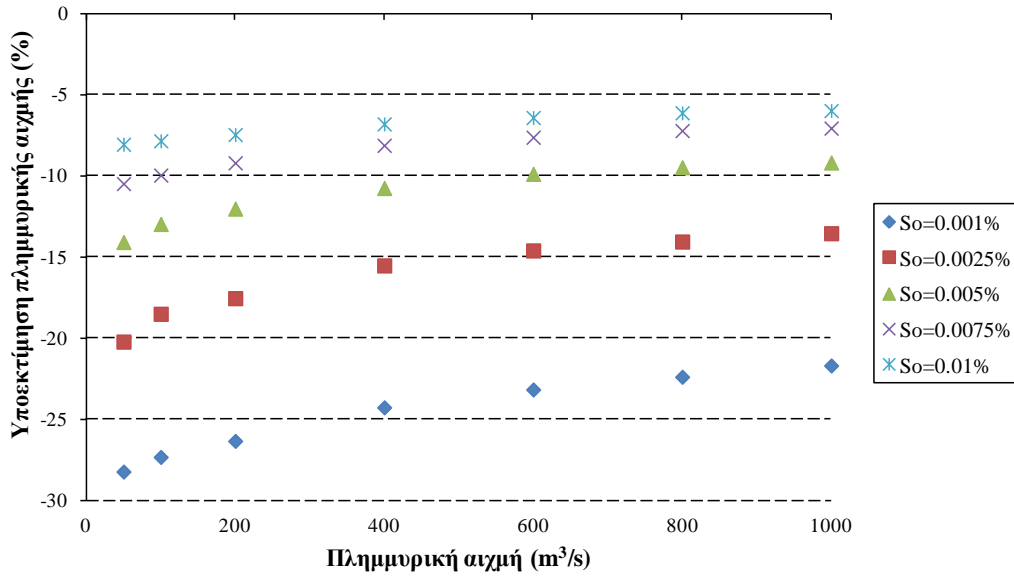


Σχήμα 4.12: Απεικόνιση της υποεκτίμησης της παροχής αιχμής σε κάτοψη (αριστερά) και σε 3-D απεικόνιση (δεξιά) για τη διατομή των 50 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.

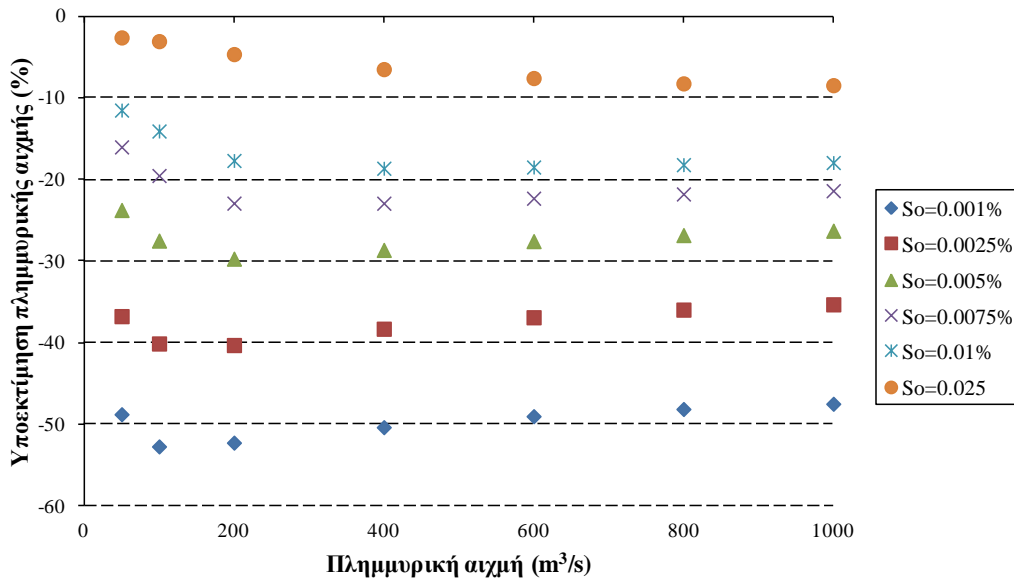
Από τα παραπάνω σχήματα, κατ' αρχήν, φαίνεται πως το μέγεθος του πλημμυρογραφήματος εισροής δεν παίζει τόσο μεγάλο ρόλο στην ποσοστιαία υποεκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής, καθώς οι ισοτιμικές καμπύλες στα σχήματα των κατόψεων είναι περίπου κατακόρυφες, με εξαίρεση τις μικρές τιμές των 50 και 100 m<sup>3</sup>/s. Βάζοντας πάλι σαν κατώφλι στην υποεκτίμηση της αιχμής το 10%, θα μπορούσαμε να πούμε πως για το μήκος 10 km θα πρέπει να συνυπολογίζεται η μη μόνιμη ροή για κλίσεις μικρότερες από 0.0075%, για μήκος 25 km και πάνω για κλίσεις μικρότερες από 0.025%.

Τέλος, απεικονίστηκε σε διαγράμματα η υποεκτίμηση της αιχμής σε σχέση με την πλημμυρική αιχμή. Από τα παρακάτω σχήματα γίνεται φανερό πως για κάθε κλίση, το ποσοστό της υποεκτίμησης δείχνει να σταθεροποιείται μετά από κάποια τιμή παροχής και άνω. Η τιμή αυτή είναι περίπου 400 m<sup>3</sup>/s και για τις τρεις διατομές.

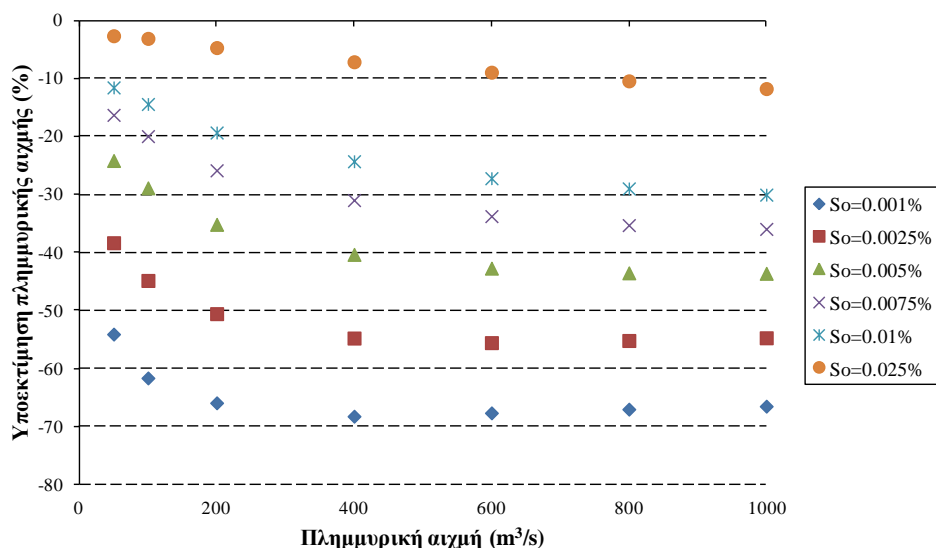




Σχήμα 4.13: Συσχέτιση της μέγιστης παροχής του πλημμυρογραφήματος με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 10 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.



Σχήμα 4.14: Συσχέτιση της μέγιστης παροχής του πλημμυρογραφήματος με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 25 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.



Σχήμα 4.15: Συσχέτιση της μέγιστης παροχής του πλημμυρογραφήματος με το ποσοστό της υποεκτίμησης της πλημμυρικής αιχμής για κάθε κλίση για τη διατομή των 50 km και συντελεστή Manning ίσο με 0.035.

#### 4.2.4 Υπολογισμός σφάλματος μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής

##### 4.2.4.1 Θεώρηση σταθερού πλημμυρογραφήματος

Σε αυτήν την παράγραφο θα μελετηθεί το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής, για κάθε κατηγορία κλίσης (Πίνακας 4.1) και για κάθε κατηγορία του συντελεστή Manning (Πίνακας 4.2). Το πλημμυρογράφημα εισόδου και για τις τρεις διατομές ήταν αυτό για παροχή αιχμής ίση με  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ , ενώ το ποσοστιαίο σφάλμα υπολογίστηκε για τιμές παροχών που απεικονίζονται στην πρώτη στήλη του Πίνακα 4.3. Τα ποσοστιαία σφάλματα υπολογίστηκαν από την εξίσωση 4.5, ενώ ενδεικτικά παρουσιάζεται παρακάτω ο πίνακας που προέκυψε με τα ποσοστιαία σφάλματα για το μικρό αγωγό μήκους  $L=10 \text{ km}$ , πλάτους  $b=30 \text{ m}$  και για κλίση  $S_0=0.1\%$ .

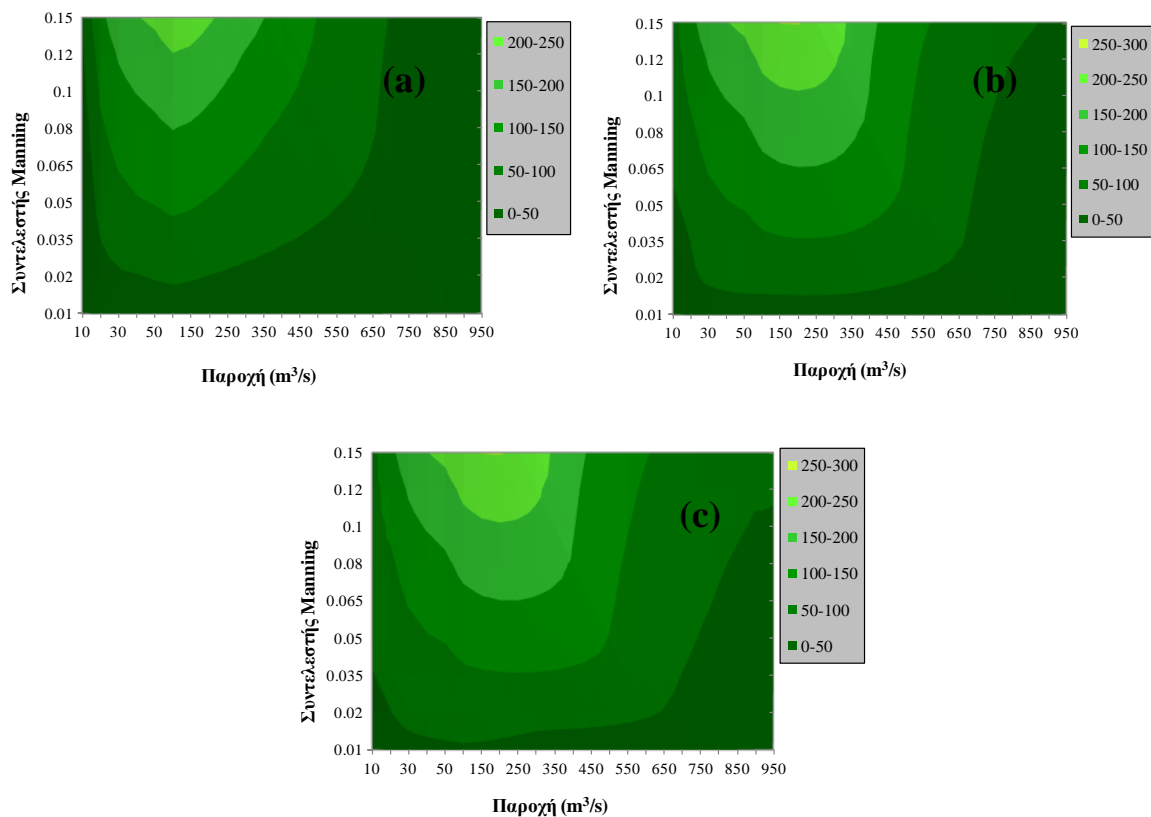
Πίνακας 4.3: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής για μεταβλητές τιμές του συντελεστή Manning ( $L=10 \text{ km}$ ,  $b=30 \text{ m}$ ,  $S_0=0.1\%$ ).

Q/n	0.01	0.02	0.035	0.05	0.065	0.08	0.1	0.12	0.15
10	18.7	5.5	4.3	2.2	1.2	1.6	0.6	1.1	0.2
20	7.5	3.7	3.1	4.8	4.8	5.4	6.9	8.7	10.7
30	3.2	3.0	3.6	4.1	5.5	6.8	9.1	11.0	14.3
40	3.1	3.9	4.8	5.9	7.8	9.0	11.2	13.3	16.9
50	1.9	2.9	3.9	5.4	7.3	8.4	10.7	13.2	19.0
100	1.4	2.7	4.2	6.3	8.7	10.9	13.9	17.1	24.6
150	0.7	1.8	4.1	6.4	8.9	11.4	14.7	18.4	26.3
200	1.5	2.3	4.5	6.8	9.0	11.6	14.9	19.1	26.7
250	1.4	2.3	4.6	6.9	9.5	12.1	15.6	19.3	26.4
300	1.1	2.0	4.2	6.5	9.3	12.0	15.7	19.6	25.7
350	1.0	2.0	4.3	6.8	9.4	12.2	15.8	19.6	25.4
400	1.0	1.9	4.1	6.5	9.1	12.0	15.8	19.7	25.5

Πίνακας 4.3: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής για μεταβλητές τιμές του συντελεστή Manning ( $L=10$  km,  $b=30$  m,  $S_0=0.001\%$ ) (Συνέχεια).

Q\n	0.01	0.02	0.035	0.05	0.065	0.08	0.1	0.12	0.15
450	0.9	1.8	4.0	6.5	9.1	12.0	15.7	19.6	25.2
500	0.8	1.8	3.9	6.3	8.9	11.7	15.4	19.2	24.8
550	0.5	1.6	3.7	6.1	8.7	11.4	15.1	18.7	24.2
600	0.8	1.7	3.6	5.9	8.5	11.0	14.6	18.0	23.2
650	0.8	1.6	3.4	5.6	8.1	10.5	13.9	17.2	22.2
700	0.7	1.5	3.2	5.4	7.7	10.0	13.2	16.2	20.7
750	0.6	1.3	3.0	5.1	7.1	9.3	12.2	15.0	19.0
800	0.5	1.2	2.8	4.6	6.6	8.5	11.1	13.5	17.0
850	0.4	1.2	2.5	4.1	5.8	7.5	9.7	11.8	14.3
900	0.3	1.0	2.2	3.5	4.9	6.2	7.9	9.4	10.6
950	0.3	0.8	1.6	2.6	3.6	4.3	5.0	5.6	6.5
1000	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Παρακάτω παρουσιάζονται ενδεικτικά κάποια σχήματα από τα τελικά αποτελέσματα. Τα υπόλοιπα σχήματα παρατίθενται στο παράρτημα.



Σχήμα 4.16: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής για τον μικρό (a), μεσαίο (b) και μεγάλο (c) πρότυπο αγωγό και κλίση  $S_0=0.0075\%$ .

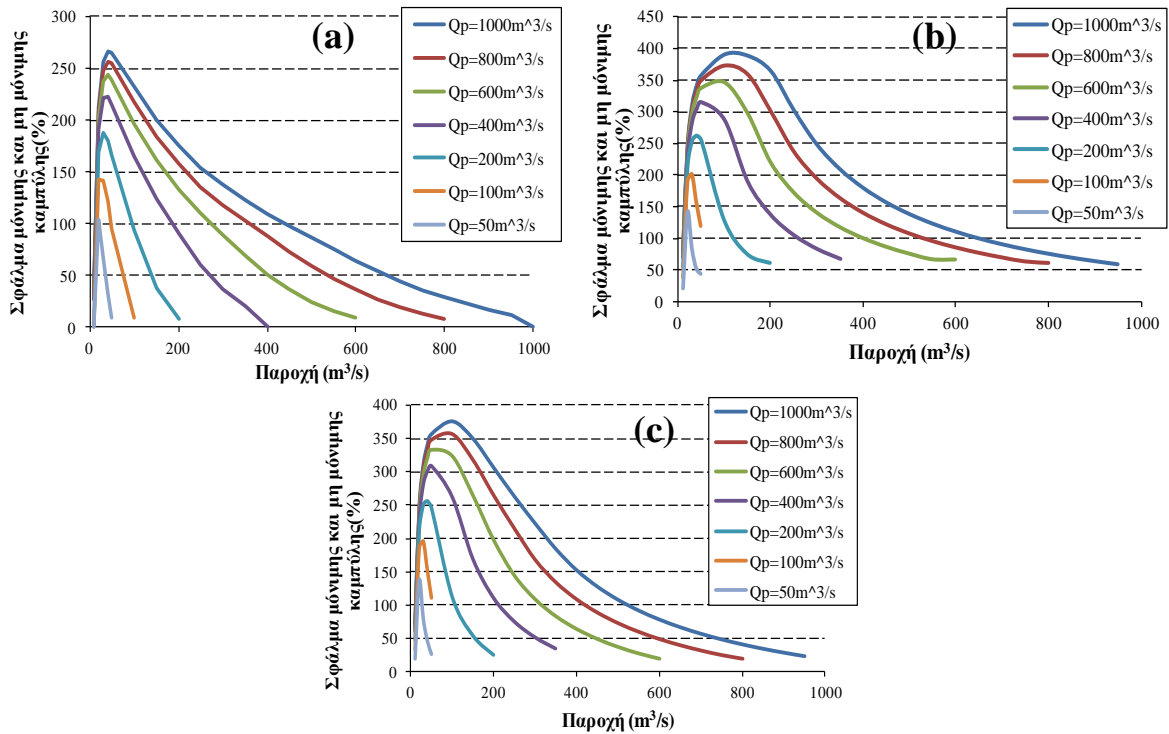
Από το παραπάνω σχήμα μπορούν να εξαχθούν κάποια συμπεράσματα. Κατ' αρχήν, φαίνεται πως το ποσοστιαίο σφάλμα είναι αρκετά μεγάλο για τη συγκεκριμένη κλίση, ενώ επηρεάζονται κυρίως οι μεσαίες τιμές παροχής. Δεύτερον, φαίνεται πως ο μεσαίος και μεγάλος αγωγός δεν έχουν πολύ μεγάλη διαφορά. Το μεγάλο ποσοστιαίο σφάλμα για τιμές παροχής 10 και 20 m<sup>3</sup>/s οφείλεται στο γεγονός πως αν και το απόλυτο σφάλμα είναι μικρό, ο μικρός παρανομαστής αυξάνει το ποσοστό.

#### 4.2.4.2 Θεώρηση σταθερού συντελεστή Manning

Σε αυτήν την παράγραφο θα μελετηθεί το σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής θεωρώντας το Manning σταθερό και ίσο με 0.035, ενώ χρησιμοποιήθηκαν τα 7 πλημμυρογράφημα που απεικονίζονται στο Σχ. 4.3, πάλι για κάθε κλίση. Ενδεικτικά, ο Πίνακας 4.4 παρουσιάζει το ποσοστιαίο σφάλμα για το μικρό πρότυπο αγωγό για κάθε πλημμυρογράφημα εισόδου. Παρατηρείται πως οι μέγιστες τιμές σφαλμάτων βρίσκονται για ενδιάμεσες τιμές παροχής, μιας και εκεί είναι μεγαλύτερο το πλάτος του βρόχου. Επίσης, τα ποσοστιαία σφάλματα μειώνονται, όσο μικρότερο είναι το πλημμυρογράφημα, κάτι που σχετίζεται με τον μικρότερο βρόχο. Παρόμοια συμπεράσματα εξάγονται και από το Σχ. 4.17, όπου απεικονίζεται το ποσοστιαίο σφάλμα για κλίση 0.001% για τους τρεις αγωγούς. Τα υπόλοιπα διαγράμματα παρατίθενται στο Παράρτημα.

Πίνακας 4.4: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής για κάθε πλημμυρογράφημα ( $L=10$  km,  $b=30$  m,  $S_o=0.001\%$ ).

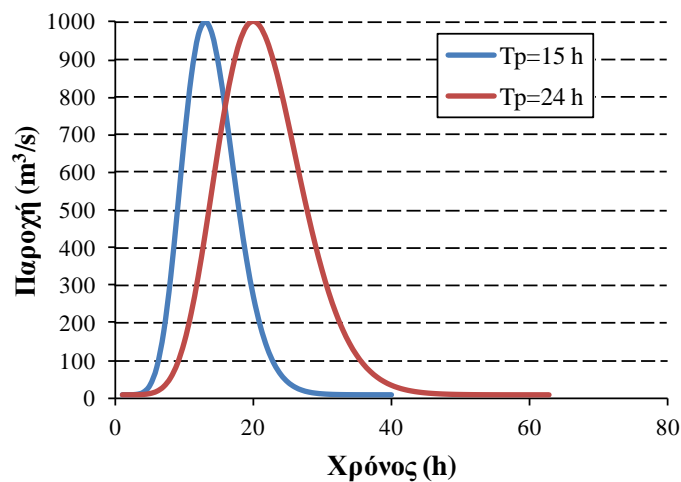
Q\Qmax	1000	800	600	400	200	100	50
10	37.19	34.34	31.02	26.19	0.00	0.00	0.00
20	212.59	207.06	201.01	191.12	169.43	142.96	103.75
30	255.86	248.12	237.67	220.89	187.05	141.85	66.90
40	266.75	256.64	244.08	222.74	180.53	121.34	31.12
50	265.44	255.61	239.37	215.46	166.39	94.74	9.35
100	232.33	217.17	196.81	165.31	93.51	8.90	
150	199.84	183.49	160.95	123.92	37.56		
200	175.13	157.16	132.97	90.73	8.11		
250	154.16	135.69	109.69	60.04			
300	137.30	117.83	89.11	36.81			
350	123.34	102.23	69.44	20.16			
400	109.67	87.72	50.88	0.00			
450	97.80	73.41	36.42				
500	86.58	59.22	24.83				
550	75.39	46.66	15.34				
600	64.75	36.18	8.66				
650	53.69	27.31					
700	44.21	19.70					
750	35.99	13.09					
750	35.99	13.09					
800	28.78	8.48					
850	22.44						
900	16.79						
950	11.73						
1000	0.00						



Σχήμα 4.17: Διαγράμματα που απεικονίζουν το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής για κάθε πλημμυρογράφημα για το μικρό αγωγό (a), το μεσαίο (b) και το μεγάλο (c) ( $b=30 \text{ m}$ ,  $S_o= 0.001\%$ ).

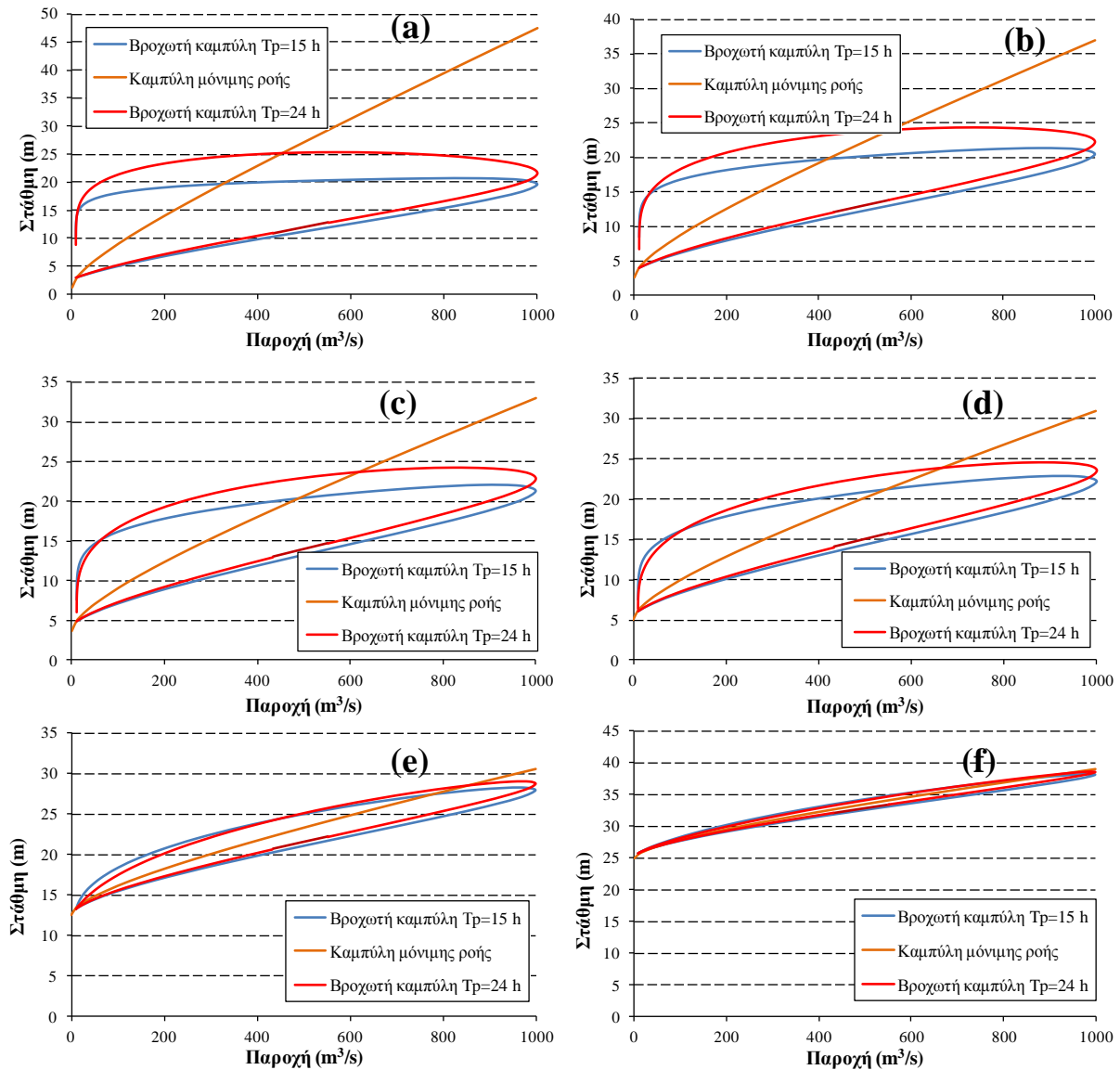
#### 4.2.5 Μείωση του χρόνου ανόδου

Σε αυτήν την παράγραφο, επιλέχθηκε να μειωθεί ο χρόνος ανόδου ώστε να μελετηθεί αν ένα πιο στενό πλημμυρογράφημα εισόδου επηρεάζει την υποεκτίμηση της παροχής αιχμής και την αβεβαιότητα, μεταξύ των καμπυλών μόνιμης και μη μόνιμης ροής. Η μελέτη έγινε για το μεγάλο αγωγό. Στο νέο πλημμυρογράφημα εισόδου, ο χρόνος ανόδου  $T_p$  θεωρήθηκε ίσος με 15 h, σε αντίθεση με την τιμή των 24 h, για την οποία έγινε η μέχρι τώρα μελέτη. Το νέο πλημμυρογράφημα έχει παροχή αιχμής  $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ , ενώ όπως φαίνεται από το Σχ. 4.18, είναι πιο στενό με πιο απότομο ανοδικό και καθοδικό κλάδο.



Σχήμα 4.18: Πλημμυρογράφημα εισόδου για χρόνο ανόδου 15 και 24 h.

Συγκρίνοντας τις βροχωτές καμπύλες μεταξύ τους, φαίνεται πως η κλίση παίζει ρόλο. Για ήπιες κλίσεις μικρότερες από 0.025% η διαφορά είναι αισθητή, ενώ αντίθετα για πιο απότομες κλίσεις οι δύο βροχωτές καμπύλες σχεδόν ταυτίζονται, οπότε και το σχήμα του πλημμυρογραφήματος δεν παίζει ρόλο. Μάλιστα, φαίνεται πως ο ανοδικός κλάδος δεν επηρεάζεται σχεδόν καθόλου από την αλλαγή του πλημμυρογραφήματος σε σχέση με το καθοδικό, όπου πιο πλατύ πλημμυρογράφημα προκαλεί μεγαλύτερο βρόχο.



Σχήμα 4.19: Σύγκριση βροχωτών καμπύλων με διαφορετικούς χρόνους ανόδου για κλίση 0.0025% (a), 0.005% (b), 0.0075% (c), 0.01% (d), 0.025% (e), 0.05% (f).

Επίσης, έγινε έλεγχος αν η διαφορετική βροχωτή καμπύλη θα έχει σοβαρή επίπτωση στην υποεκτίμηση της παροχής αιχμής. Πάλι φαίνεται πως για κλίσεις μικρότερες από 0.025%, η διαφορά είναι σημαντική, ενώ για μεγαλύτερες κλίσεις ασήμαντη.

Πίνακας 4.5: Σύγκριση της υποεκτίμησης της αιχμής για πλημμυρογραφήματα με διαφορετικούς χρόνους ανόδου και παροχή αιχμής 1000 m<sup>3</sup>/s.

Κλίση (%)	Πλημμυρογράφημα με $T_p=24$ h	Πλημμυρογράφημα με $T_p=15$ h
0.001	-66.4	-76.9
0.0025	-54.6	-65.6
0.005	-43.5	-53.3
0.0075	-35.8	-44.8
0.01	-29.9	-38.3
0.025	-11.6	-17.1
0.05	-3.2	-6.5
0.075	-1.5	-3.1
0.1	-0.7	-1.6
0.25	0.0	-0.2
0.5	0.0	0.0

#### 4.2.6 Εξέταση υδραυλικών σχέσεων στην επέκταση των καμπυλών

Στο τελευταίο κομμάτι της πρότυπης διατομής, εξετάστηκε η χρήση των υδραυλικών σχέσεων κατά Manning και Chezy. Όπως αναλύθηκε και σε προηγούμενη κεφάλαια, πολλοί μελετητές επιλέγουν για την επέκταση των καμπυλών στάθμης-παροχής να χρησιμοποιούν υδραυλικές σχέσεις, όπως αυτές των Chezy και Manning. Επειδή ο συντελεστής τραχύτητας κατά Chezy ήταν άγνωστος, αυτός υπολογίστηκε συνδυάζοντας τις δύο εξισώσεις.

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6} \quad (4.6)$$

Διαπιστώθηκε πως για οποιαδήποτε κλίση, οι δύο εξισώσεις σχεδόν ταυτίζονταν με τις τιμές που έδινε για μόνιμη ροή το HEC-RAS. Το μέγιστο ποσοστιαίο σφάλμα ήταν για τη σχέση του Manning 0.15% και για τη σχέση του Chezy 0.1%, ενώ γενικά η σχέση του Chezy σχεδόν ταυτιζόταν με τις τιμές του λογισμικού για μόνιμη ροή. Η προηγούμενη ανάλυση αφορά ορθογωνικό αγωγό. Σε τραπέζιο αγωγό με κλίση 1:1 διαπιστώθηκε πως οι δύο σχέσεις δίνουν μικρότερες τιμές παροχής από αυτή του HEC για μόνιμη ροή. Συγκεκριμένα, για τιμές παροχής από 10-1000 m<sup>3</sup>/s φαίνεται να υποεκτιμούν τις τιμές της μόνιμης ροής από -4.2 έως -13.6% για κλίση 0.001% και από -1 έως -8% για κλίση 0.5% αντίστοιχα.

Καταλήγοντας, τα παραπάνω δείχνουν την ακαταλληλότητα των δύο σχέσεων για τη χρήση τους στις καμπύλες επέκτασης, καθώς εκτός ότι αγνοούν τη μη μόνιμη ροή, ειδικά σε τραπεζοειδείς διατομές υποεκτιμάνε την παροχή που δίνει η μόνιμη ροή.





## 5 Κατάρτιση καμπυλών και εκτίμηση της αβεβαιότητας για τον Εύηνο

---

### 5.1 Γενικά

Η εφαρμογή της παρούσας εργασίας έγινε για τη θέση Πόρο Ρηγανίου στον Εύηνο ποταμό. Οι λόγοι της επιλογής της συγκεκριμένης περιοχής σχετίζονται με την επάρκεια των δεδομένων στην περιοχή για δύο σταθμούς (Πόρος Ρηγανίου, Γέφυρα Μπανιά), με το ανάγλυφο του ποταμού που ικανοποιεί τους περιορισμούς που θέτει το 1-D μοντέλο HEC-RAS, ενώ η λεκάνη του Εύηνου είναι ιδιαίτερα σημαντική καθώς περιέχει έναν ταμιευτήρα, που είναι συνδεδεμένος με το υδροσύστημα της Αθήνας.

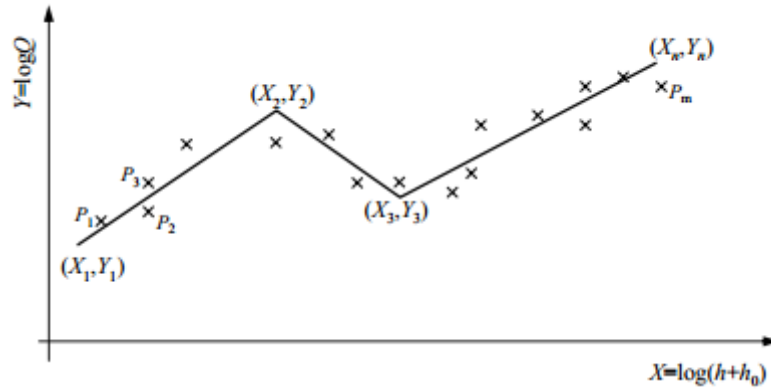
Για την κατάρτιση των καμπυλών στάθμης-παροχής χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό «Υδρογνώμων», το οποίο αναπτύχθηκε από την ερευνητική ομάδα «ITIA». Το συγκεκριμένο λογισμικό παρέχει πολλές εφαρμογές, όπως στατιστική ανάλυση χρονοσειρών, κατάρτιση όμβριων καμπυλών, υπολογισμός εξάτμισης και δυνητικής εξατμοδιαπνοής κ.α.

Ο «Υδρογνώμων» είναι χρήσιμος στη διαδικασία κατάρτισης καμπυλών, καθώς μπορεί να βρει το βέλτιστο αριθμό τμημάτων (segments), με βάση το συντελεστή προσδιορισμού, στον οποίο πρέπει να χωριστεί η καμπύλη για να είναι πιο αντιπροσωπευτική, δίνοντας παράλληλα τα σημεία  $(Q, h)$  στα οποία γίνεται αυτός ο διαχωρισμός. Ο συντελεστής προσδιορισμού υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\delta = 1 - \frac{\sum W_i^2}{\sum y_i^2 - n\bar{y}^2} \quad (5.1)$$

όπου  $W_i$  είναι το σφάλμα μεταξύ εξαρτημένης μεταβλητής και της τιμής από το μοντέλο παλινδρόμησης,  $y_i$  η εξαρτημένη μεταβλητή,  $n$  το πλήθος τιμών της εξαρτημένης μεταβλητής και  $\bar{y}$  η μέση τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής. Η τετραγωνική ρίζα του συντελεστή προσδιορισμού δίνει το συντελεστή συσχέτισης  $r$

Συγκεκριμένα, το λογισμικό απεικονίζει σε λογαριθμικούς άξονες τις τιμές  $X_i = h + a$  και  $Y_i = Q$ . Τα σημεία αυτά είναι τιμές που προέρχονται από τις υδρομετρήσεις. Στη συνέχεια, αφού του δοθεί από το χρήστη ο αριθμός των τμημάτων, το λογισμικό μετά από δοκιμές υπολογίζει το βέλτιστο σετ  $Y_i$  για τα δεδομένα  $X_i$  για το οποίο ο συντελεστής προσδιορισμού παίρνει τη μεγαλύτερη τιμή. Με βάση αυτά τα σημεία γίνεται η λογαριθμική παρεμβολή και κατασκευάζονται οι καμπύλες στάθμης-παροχής για κάθε τμήμα (Θεωρητική τεκμηρίωση για το λογισμικό Υδρογνώμων, 2010).



Σχήμα 5.1: Απεικόνιση των υδρομετρήσεων μιας εν δυνάμει καμπύλης για την οποία αναζητείται το βέλτιστο σετ  $Y_i$  (Πηγή: Θεωρητική τεκμηρίωση για το λογισμικό Υδρογνώμων, 2010).

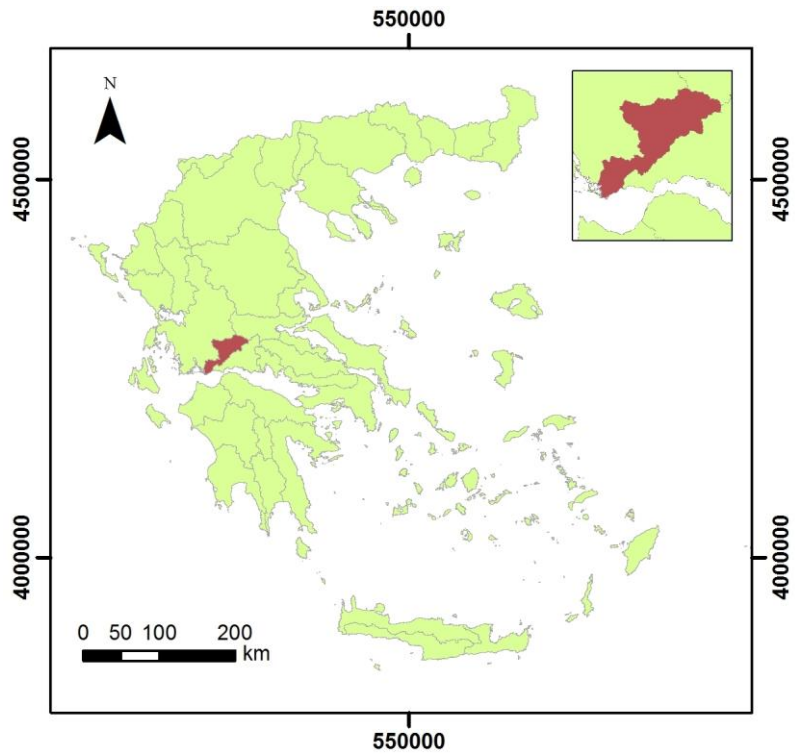
## 5.2 Λεκάνη απορροής Ευήνου

Η λεκάνη απορροής του Ευήνου έχει έκταση 1163 km<sup>2</sup> και πηγάζει από τα Βαρδούσια όρη της Ευρυτανίας και την περιοχή Αρτοτίνα Φωκίδας. Διατρέχει το Νομό Αιτωλοακαρνανίας και εκβάλλει στον Πατραϊκό κόλπο, αφού διανύσει συνολικά 113 km. Η λεκάνη ανατολικά γειτονεύει με τη λεκάνη του Μόρνου, βόρεια με την υπολεκάνη του Καρπενησιώτη (παραπόταμος του Αχελώου) και δυτικά με άλλες υπολεκάνες του Αχελώου και τη λίμνη Τριχωνίδα.

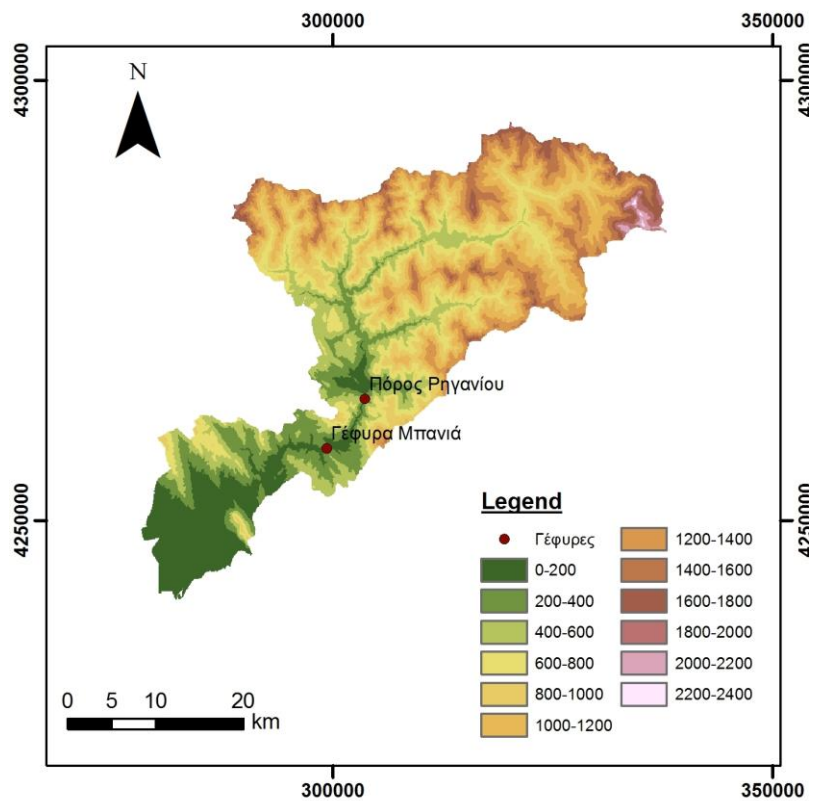
Εξετάζοντας τη γεωλογική δομή, το μεγαλύτερο κομμάτι της λεκάνης εκτείνεται πάνω στη ζώνη της Πίνδου, ενώ το υπόλοιπο πάνω στη ζώνη Γαβρόδου. Όσον αφορά τη γεωλογική σύσταση, αυτή αποτελείται από ασβεστόλιθους και φλύσχη (Τζεράνης *et al.*, 1989). Στο τμήμα που εξετάζεται επικρατεί ο φλύσχης. Ο φλύσχης, που συνήθως είναι αδιαπέρατο πέτρωμα, ευνοεί την επιφανειακή απορροή. Για το σταθμό Πόρο Ρηγανίου, ο μέσος ετήσιος συντελεστής απορροής για τα έτη 1970-1991 βρέθηκε ίσος με 0.58 (Ανδριόπουλος, 2005).

Η ροή του ποταμού ανάντη είναι ορμητική και οφείλεται στις μεγάλες κλίσεις, ενώ είναι και αρκετά διαβρωτική λόγω της γεωλογικής δομής που επικρατεί. Η ροή κατάντη ομαλοποιείται, όπως και οι κλίσεις, ενώ όσο μειώνεται η κλίση αρχίζουν να αποτίθενται και τα φερτά υλικά, έως τις εκβολές του ποταμού όπου και έχει δημιουργηθεί εκτεταμένο δέλτα. Οι φερτές ύλες του Ευήνου ενισχύουν το προσχωματικό έργο του Αχελώου στο σχηματισμό λιμνοθαλασσών. Το μέσο ύψος βροχής της λεκάνης είναι περίπου 1500 mm/έτος (Ανδριόπουλος, 2005).

Στον παρακάτω χάρτη απεικονίζονται οι μεγαλύτερες λεκάνες απορροής της Ελλάδας, έτσι όπως υπάρχουν στη γεωβάση του ΥΠΕΚΑ, ενώ με σκούρο κόκκινο απεικονίζεται η λεκάνη του Ευήνου.



Σχήμα 5.2: Λεκάνη απορροής του Ευήνου.



Σχήμα 5.3: Λεκάνη απορροής του Ευήνου με τις θέσεις των δύο γεφυρών.

## Φράγμα Ευήνου

Το 2001 κατασκευάστηκε το φράγμα του Ευήνου από την ΕΥΔΑΠ με σκοπό την υδροδότηση της Αθήνας και την υδροηλεκτρική παραγωγή (ισχύς 0.82 MW). Τα χαρακτηριστικά του φράγματος είναι (ΕΕΜΦ, 2013):

Πίνακας 5.1: Χαρακτηριστικά φράγματος Ευήνου.

Τύπος φράγματος	Χωμάτινο με κεντρικό πυρήνα
Ύψος φράγματος	127 m
Μήκος στέψης	640 m
Όγκος φράγματος	$14 \times 10^6 \text{ m}^3$
Χωρητικότητα ταμιευτήρα	$138 \times 10^6 \text{ m}^3$
Επιφάνεια ταμιευτήρα	$3.6 \text{ km}^2$
Εμβαδόν λεκάνης απορροής	$352 \text{ km}^2$
Παροχή σχεδιασμού υπερχειλιστή	$1,600 \text{ m}^3/\text{s}$



Σχήμα 5.4: Φράγμα του Ευήνου.

### 5.3 Υδρομετρικός σταθμός Πόρου Ρηγανίου

Ο υδρομετρικός σταθμός του Πόρου Ρηγανίου ( $\varphi=21.748$ ,  $\lambda=38.501$ ) απέχει 35 km από τις εκβολές του Ευήνου, βρίσκεται σε υψόμετρο 165 m και έχει εγκατασταθεί στη γέφυρα του Πόρου (Κατασκευή 1935-38), που συνδέει τα χωριά Ανάληψη και Μετόχι με τα χωριά Πόρο και Καρκανιά. Σε αυτήν τη θέση, η κοίτη του Ευήνου έχει περίπου κλίση 0.5% με πλάτος περίπου 50 m και είναι σταθερή, ενώ δεν επηρεάζεται από τη συμβολή των ρεμάτων που αποθέτουν ιζήματα ανάντη της γέφυρας. Τα πρανή είναι σχεδόν κατακόρυφα, ενώ η λεκάνη απορροής του έχει έκταση  $864.35 \text{ km}^2$ . Ο σταθμός διαθέτει σταθμήμετρα και σταθμηγράφο, ενώ διαθέτει μετρήσεις από το 1959 με αρκετές ελλείψεις στη δεκαετία του 80. Επίσης, ανά δεκαπενθήμερο περίπου, με εξαίρεση τους καλοκαιρινούς μήνες, διεξάγονται σταθμημετρήσεις. Σύμφωνα και με το ερευνητικό έργο (Τζεράνης *et al.*, 1989) οι μετρήσεις του

σταθμού κρίνονται ως ιδιαίτερα αξιόπιστες. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν μετρήσεις από τον Νοέμβρη του 1992 έως τον Απρίλιου του 2001.



Σχήμα 5.5: Γέφυρα Πόρου Ρηγανίου, όψη από κατάντη. (Πηγή: Τζεράνης *et al.*, 1989)



Σχήμα 5.6: Σταθμήμετρο στα βάθρα (Πηγή: Τζεράνης *et al.*, 1989).



## 5.4 Σταθμός Γέφυρας Μπανιά

Ο συγκεκριμένος σταθμός απέχει 27 km από τις εκβολές του Εύηνου, με την έκταση της λεκάνης απορροής του ίση με 912.4 km<sup>2</sup>, ενώ διαθέτει δύο σταθμήμετρα. Τα δεδομένα του ξεκινάνε από το 1951, ωστόσο στο παρελθόν έχουν κριθεί ως αναξιόπιστα από τους Τζεράνης *et al.* (1989) και αντίστοιχης μελέτης της Verbund Plan, καθώς οι ενδείξεις του σταθμημέτρου από τη γέφυρα δεν είναι αναγνώσιμες και η δυσκολία προσέγγισης στο σταθμήμετρο σε συνδυασμό με τη κακή συσχέτιση μεταξύ των μηνιαίων απορροών του Πόρου Ρηγανίου με αυτές, κάνει τις μετρήσεις αναξιόπιστες. Ωστόσο, επειδή ο έλεγχος για τη συσχέτιση μεταξύ των δύο σταθμημέτρων (ημερήσιες τιμές) για την περίοδο 11/1992 έως 5/1997, που έχουν κοινά δεδομένα, έδειξε υψηλή συσχέτιση μεταξύ τους (0.76), αποφασίστηκε να χρησιμοποιηθεί ο σταθμός στην παρούσα μελέτη.



Σχήμα 5.7: Γέφυρα Μπανιά (Πηγή:www.panoramio.com).

## 5.5 Κατάρτιση καμπυλών για τη θέση του Πόρου Ρηγανίου στον Εύηνο

Η κατάρτιση των καμπυλών έγινε για τη θέση Πόρο Ρηγανίου στον Εύηνο. Υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα από υδρομετρήσεις για την περίοδο 1/12/1992-2/4/2001. Τα δεδομένα ήταν περίπου ανά μήνα και υπήρχαν συνολικά 98 ζεύγη τιμών ( $Q, h$ ). Επίσης, υπήρχαν ημερήσια δεδομένα σταθμημέτρου και περιοδικά δεδομένα σταθμηγράφου, κυρίως για πλημμυρικά γεγονότα.

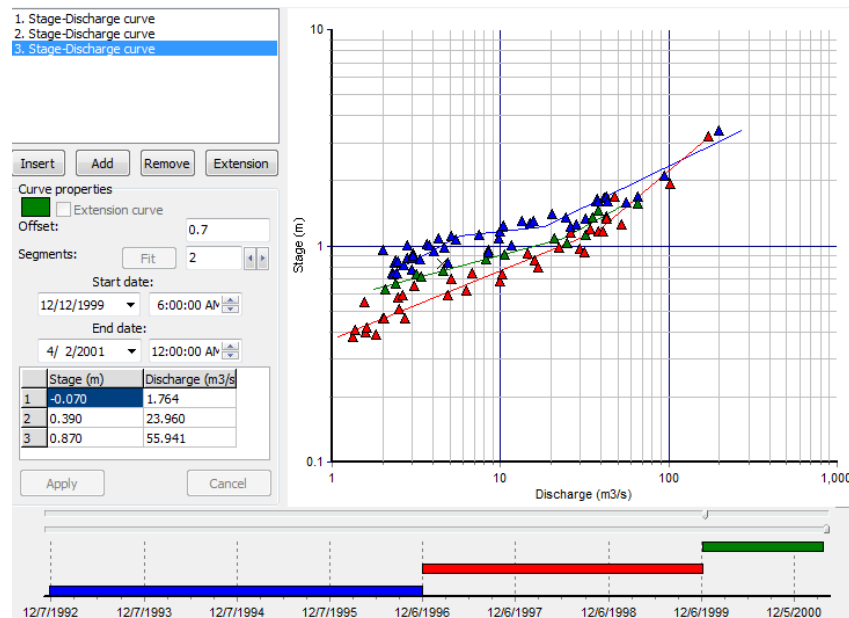
Σε πρώτη φάση έπρεπε να χωριστούν τα δεδομένα ανά περιόδους, ώστε κάθε καμπύλη να μπορεί να περιγράψει τη νέα διατομή και να μετατρέπει τις τιμές στάθμης σε παροχή. Συνήθως επιλέγεται η αρχή μιας νέας περιόδου μετά από μια μεγάλη πλημμύρα, όπως αναλύθηκε στο 2<sup>ο</sup> Κεφάλαιο. Για το σκοπό αυτό διερευνήθηκε στα δεδομένα του σταθμημέτρου και του σταθμηγράφου, η τιμή της πλημμυρικής στάθμης που προκαλούσε αλλαγή στη γεωμετρία. Η αλλαγή φαίνεται από τη μεταβολή των σημείων των σταθμημετρήσεων, όταν απεικονιστούν σε λογαριθμικούς άξονες. Η τιμή αυτή βρέθηκε ίση

με 4.5 m. Επίσης, κάθε περίοδος θα έπρεπε να περιλαμβάνει τουλάχιστον 12 ζεύγη τιμών ( $Q, h$ ) ώστε να εναρμονίζεται με τις οδηγίες της ISO 1100-2 αλλά και σταθμημετρήσεις για όσο το δυνατόν μεγαλύτερο εύρος τιμών στάθμης. Συνολικά δημιουργήθηκαν 3 περίοδοι, ενώ οι καμπύλες προέκυψαν από την εξίσωση 2.4. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον παρακάτω πίνακα. Το  $a$  θεωρήθηκε ίσο με 0.7 m, έτσι ώστε  $(h+a) > 0$  (Ευστρατιάδης *et al.*, 2000). Να σημειωθεί πως για τις δύο πρώτες περιόδους η μέγιστη σταθμημέτρηση έγινε για στάθμες 2.72 και 2.52 m αντίστοιχα, ενώ για την τρίτη περίοδο η μέγιστη σταθμημέτρηση έγινε για στάθμη ίση με 0.87 m.

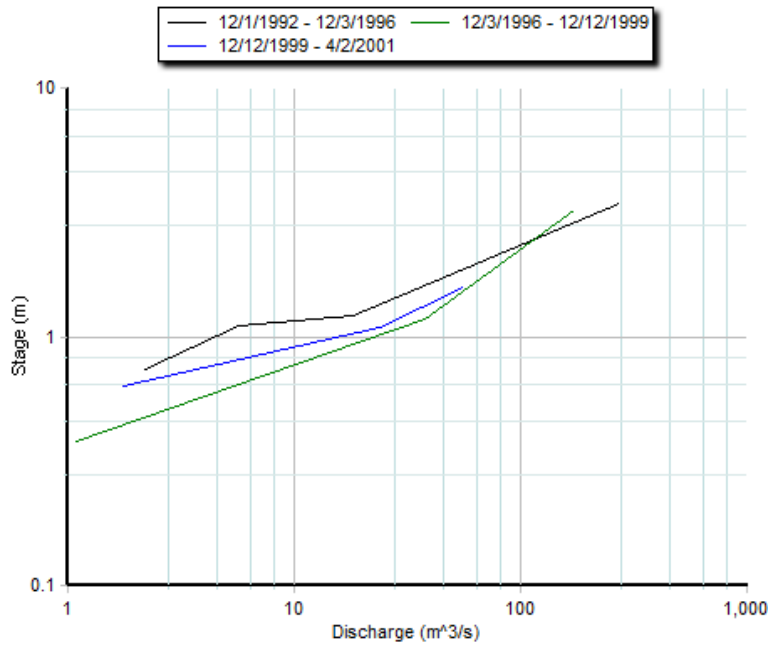
Πίνακας 5.2: Κατάρτιση καμπυλών στάθμης παροχής για την περιοχή μελέτης.

A/A	Περίοδος	Αριθμός Ζευγών	Εξίσωση	Εύρος	Συντελεστής προσδιορισμού
1	1/12/1992- 11/11/1996	48	$Q=4.5186 (h+0.7)^{2.4514}$	<0.41	0.922
			$Q=1.8778(h+0.7)^{10.865}$	0.41-0.52	
			$Q=8.5677(h+0.7)^{3.2321}$	0.52-1.4	
			$Q=30.5022(h+0.7)^{1.5207}$	>1.4	
2	4/12/1996- 1/11/1999	35	$Q=22.9404(h+0.7)^{3.1507}$	<0.47	0.941
			$Q=29.6719(h+0.7)^{1.5115}$	>0.47	
3	13/12/1999- 2/4/2001	15	$Q=15.8997(h+0.7)^{4.7587}$	<0.39	0.970
			$Q=19.6112(h+0.7)^{2.3237}$	>0.39	

Τα δύο παρακάτω σχήματα εμφανίζουν τις καμπύλες, έτσι όπως τις εμφανίζει το λογισμικό «Υδρογνώμων». Αναλυτικά τα σχήματα για κάθε περίοδο παρουσιάζονται στο Παράρτημα.

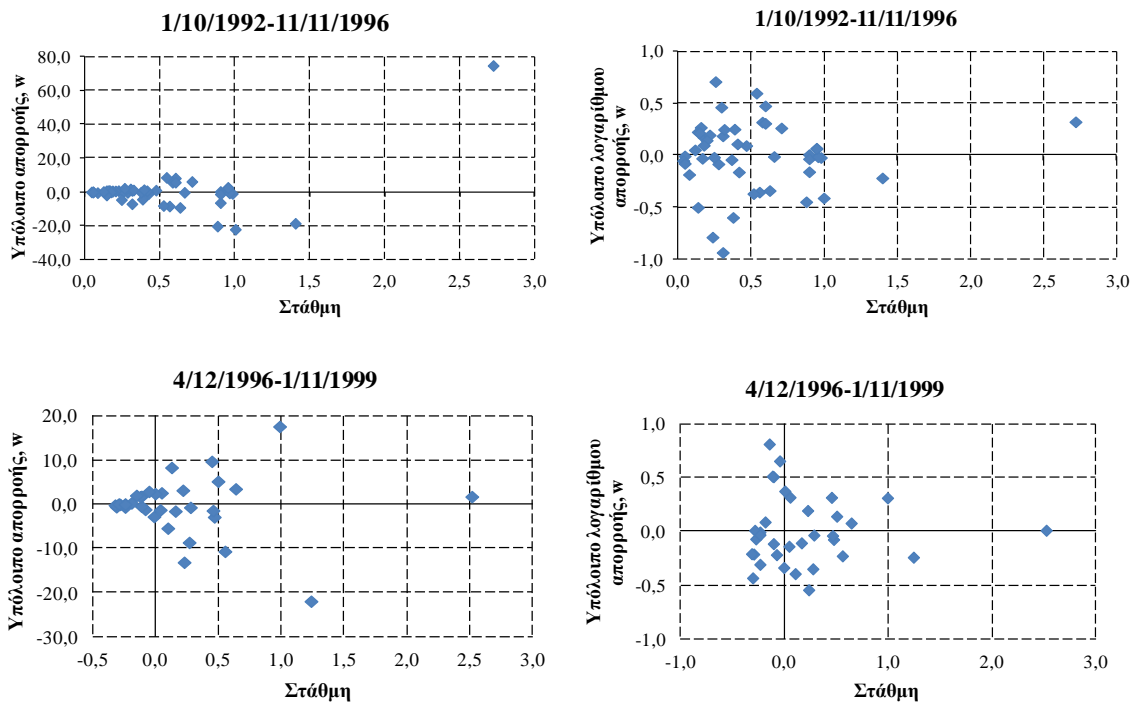


Σχήμα 5.8: Απεικόνιση των υδρομετρήσεων και των καμπυλών στάθμης-παροχής για τη θέση Πόρο Ρηγαίου στον Εύηνο από το λογισμικό «Υδρογνώμων».



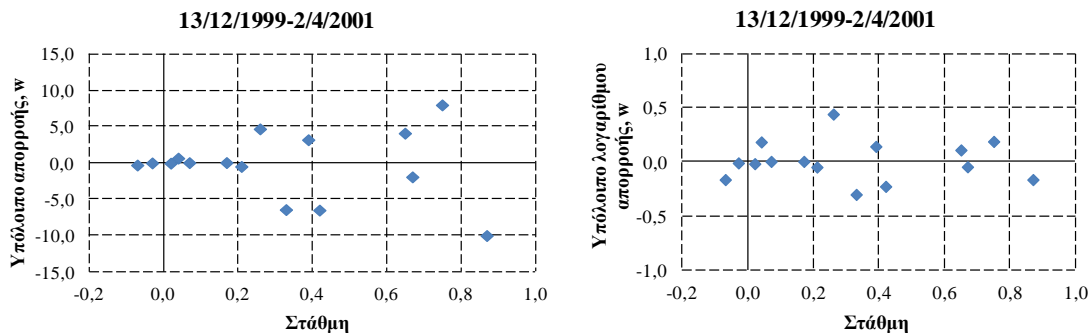
Σχήμα 5.9: Απεικόνιση των καμπυλών στο λογισμικό «Υδρογνώμων».

Αφού καταρτίστηκαν οι καμπύλες έγινε ο έλεγχος, εάν ο λογαριθμικός μετασχηματισμός που χρησιμοποιήθηκε εξάλειψε την ετεροσκεδαστικότητα των υπολοίπων. Κάτι τέτοιο φαίνεται πως επιτεύχθηκε, σύμφωνα και με τα παρακάτω σχήματα.



Σχήμα 5.10: Διαγράμματα των υπολοίπων παλινδρόμησης για την πρώτη και δεύτερη περίοδο στην εκτίμηση της παροχής συναρτησει της στάθμης (αριστερά διαγράμματα). Διαγράμματα των υπολοίπων παλινδρόμησης στην εκτίμηση του λογαρίθμου της παροχής συναρτησει του λογαρίθμου της στάθμης (δεξιά διαγράμματα).



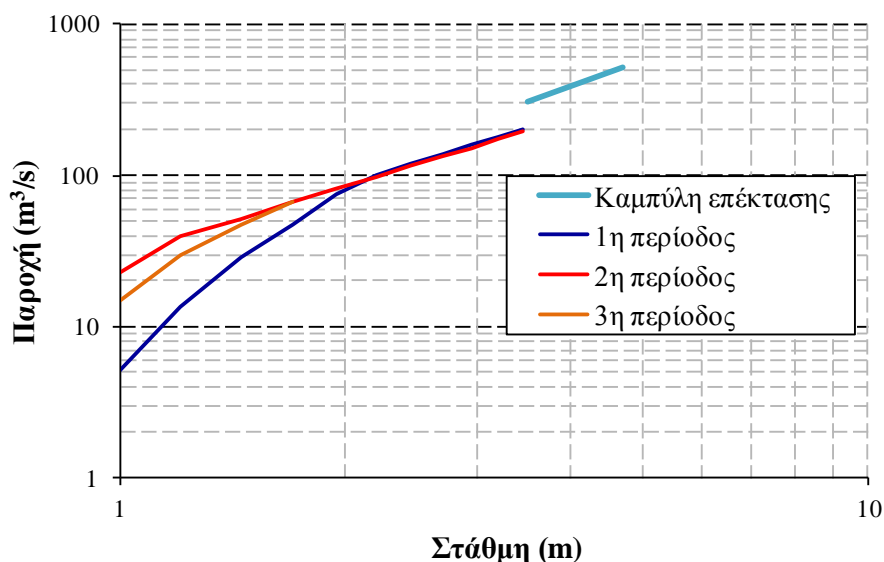


Σχήμα 5.11: Διαγράμματα των υπολοίπων παλινδρόμησης για την τρίτη περίοδο στην εκτίμηση της παροχής συναρτήσει της στάθμης (αριστερά διαγράμματα). Διαγράμματα των υπολοίπων παλινδρόμησης στην εκτίμηση του λογαρίθμου της παροχής συναρτήσει του λογαρίθμου της στάθμης (δεξιά διαγράμματα).

Έχοντας εξασφαλίσει την ομοσκεδαστικότητα των υπολοίπων, επόμενο στάδιο ήταν η κατάρτιση της καμπύλης επέκτασης. Όπως αναφέρθηκε στο 2<sup>ο</sup> Κεφάλαιο, οι καμπύλες επέκτασης για μεγάλες τιμές τείνουν να συγκλίνουν και γι' αυτό το λόγο θεωρήθηκε πως μία καμπύλη επέκτασης περιέγραφε επαρκώς τις παροχές για μεγάλες τιμές στάθμης. Η κατάρτισή της έγινε με υδραυλικές μεθόδους από τους Ευστρατιάδη et al (2000) και η εξίσωση που την περιγράφει είναι:

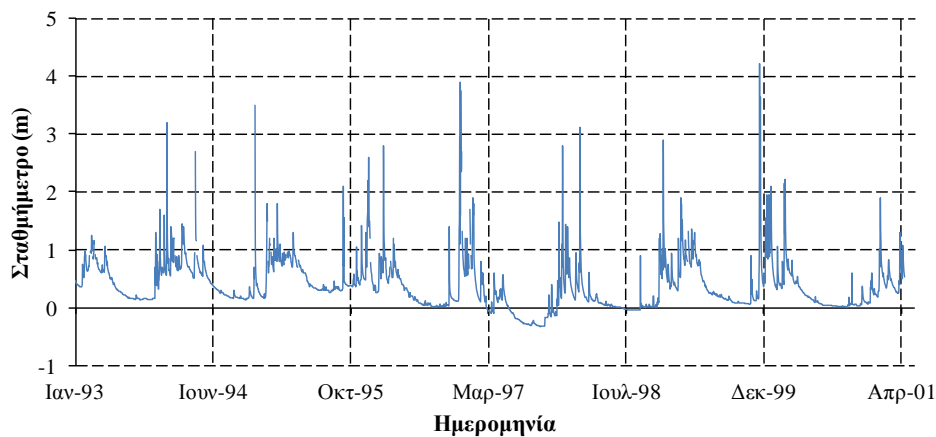
$$Q=35.0438(h+0.7)^{1.7339} \text{ για } h > 2.8 \quad (5.2)$$

Το όριο των 2.8 m μπήκε γιατί δεν υπήρχε υδρομέτρηση για στάθμη πάνω από αυτή. Βέβαια η καμπύλη επέκτασης δεν θα πρέπει να χρησιμοποιείται για τιμές πάνω από το διπλάσιο της ελάχιστης μετρημένης απορροής. Στο παρακάτω σχήμα, παρουσιάζονται οι καμπύλες των 3 περιόδων και η καμπύλη επέκτασης, σε λογαριθμικούς άξονες. Ωστόσο, κατά τον υπολογισμό της ημερήσιας παροχής χρησιμοποιήθηκε η καμπύλη επέκτασης που προέκυψε από το HEC-RAS, η οποία είναι:  $Q=16.7895(h+0.7)^{2.0381}$



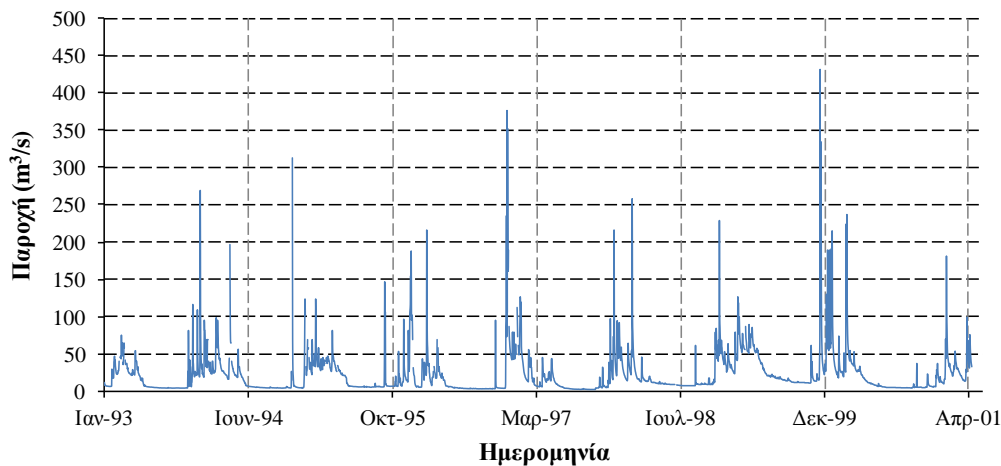
Σχήμα 5.12: Παρουσίαση καμπυλών στάθμης-παροχής για τις 3 περιόδους και της καμπύλης επέκτασης σε λογαριθμικούς άξονες.

Τελικό στάδιο ήταν η μετατροπή των ημερήσιων τιμών στάθμης του σταθμημέτρου σε παροχή.



Σχήμα 5.13: Ημερήσιες τιμές του σταθμημέτρου στη θέση Πόρο Ρηγανίου στον Εύηνο.

Να σημειωθεί, πως επειδή οι υδρομετρήσεις γίνονταν περίπου κάθε μήνα, κατά τον υπολογισμό των παροχών έγινε η εξής παραδοχή. Θεωρήθηκε πως όταν αλλάζει η περίοδος, οι ενδιάμεσες ημερήσιες τιμές εφόσον είναι μικρότερες από 2 m θα περιγράφονται από τις καμπύλες της προηγούμενης περιόδου, ενώ αν είναι μεγαλύτερες, από αυτές της επόμενης περιόδου.



Σχήμα 5.14 : Ημερήσιες τιμές παροχής, έτσι όπως προέκυψαν από τις καμπύλες στάθμης-παροχής για τη θέση Πόρο Ρηγανίου στον Εύηνο.

## 5.6 Διόρθωση δεδομένων σταθμηγράφου σε πλημμυρικά επεισόδια

Προκειμένου να κατασκευαστούν πλημμυρογραφήματα, που ήταν απαραίτητα στη βαθμονόμηση του υδραυλικού μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν ημερήσια δεδομένα σταθμημέτρου και δεδομένα σταθμηγράφου. Ο σταθμηγράφος δεν κατέγραφε συνεχώς τη στάθμη αλλά μόνο σε πλημμυρικά επεισόδια. Επειδή συχνά, σε ταυτόχρονες μετρήσεις το σταθμήμετρο και ο σταθμηγράφος έδειχναν διαφορετική ένδειξη, έγιναν διορθώσεις στις στάθμες, θεωρώντας το σταθμήμετρο ως όργανο βάσης, καθώς απαιτεί μόνο την ορθή

ανάγνωση της στάθμης πάνω στη σταδία. Επίσης, στις υδρομετρήσεις με βάση τις οποίες κατασκευάστηκαν οι καμπύλες στάθμης-παροχής, χρησιμοποιήθηκαν οι ενδείξεις του σταθμημέτρου. Συνεπώς, για τις ταυτόχρονες μετρήσεις σταθμηγράφου ( $h_{\gamma}(t_i)$ ) και σταθμημέτρου ( $h_{\mu}(t_i)$ ), ελήφθησαν ως ορθές οι ενδείξεις του σταθμημέτρου, ενώ για τις ενδιάμεσες τιμές  $t_i < \tau_j < t_{i+1}$  χρησιμοποιήθηκε η γραμμική σχέση (Ευστρατιάδης *et al.*, 2000).

$$h_{\gamma}'(\tau_j) = h_{\mu}(\tau_j) + [h_{\mu}(t_i) - h_{\gamma}(t_i)]\text{Error} + [h_{\mu}(t_{i+1}) - h_{\gamma}(t_{i+1})]\text{Error} \quad (5.3)$$

## 5.7 Υπολογισμός τυπικής απόκλισης σφάλματος

Προκειμένου να γίνει η προσομοίωση Monte Carlo απαραίτητο στοιχείο είναι ο υπολογισμός της τυπικής απόκλισης του υπολοίπου των σφαλμάτων. Όπως ειπώθηκε στο 2<sup>ο</sup> Κεφάλαιο, το σφάλμα  $\varepsilon_i$  του  $\log(Q)$  (εξίσωση 2.5) ακολουθεί κανονική κατανομή με αναμενόμενη τιμή 0 και διασπορά  $\sigma^2$ . Η τυπική απόκλιση υπολογίστηκε ξεχωριστά για κάθε περίοδο αλλά όχι και για κάθε εύρος τιμών των καμπυλών καθώς, σύμφωνα με το Σχ. 5.10 και 5.11, υπάρχει ομοσκεδαστικότητα των υπολοίπων των σφαλμάτων. Η σχέση που δίνει την τυπική απόκλιση του σφάλματος είναι:

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\ln Q_{\text{obs}} - \ln Q_{\text{sim}})^2}{n-1}} \quad (5.4)$$

ή

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [\ln Q_{\text{obs}} - \ln C - N \ln(h - \alpha)]^2}{n-1}} \quad (5.5)$$

όπου  $Q_{\text{obs}}$  οι παρατηρημένες τιμές παροχής,  $Q_{\text{sim}}$  η προσομοιωμένες τιμές παροχής με βάση τις καμπύλες και  $n$  ο αριθμός των μετρήσεων ( $Q, h$ ). Ο Πίνακας 5.3 δείχνει ενδεικτικά τον τρόπο υπολογισμού για την 3<sup>η</sup> περίοδο και ο Πίνακας 5.4 τα συνολικά αποτελέσματα.

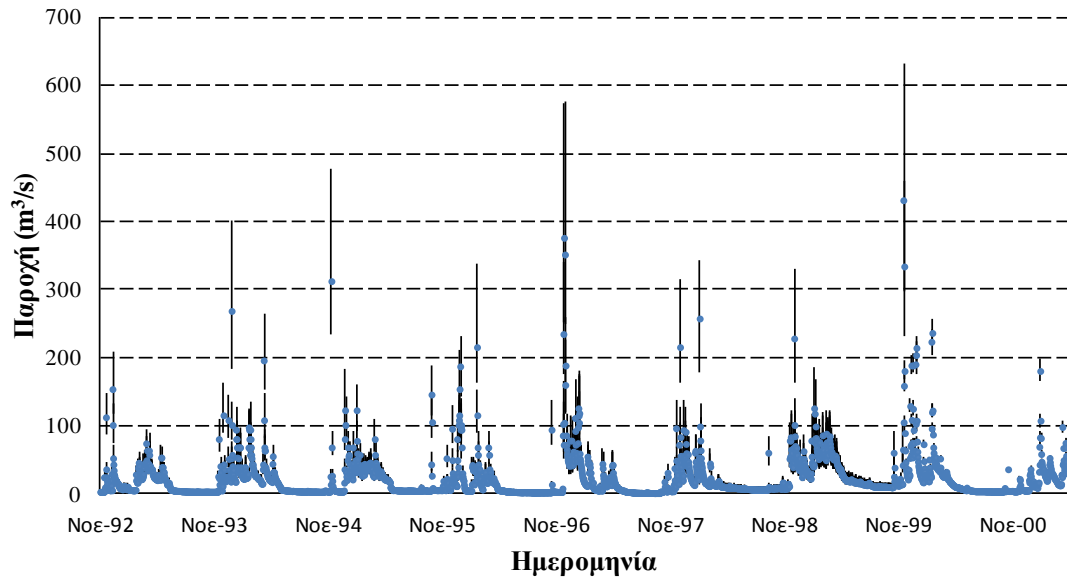
Πίνακας 5.3: Υπολογισμός τυπικής απόκλισης σφάλματος για την 1<sup>η</sup> περίοδο.

Ημερομηνία	Στάθμη $h$	Παροχή $Q_{\text{obs}}$	$\ln(h+h_o)$	$\ln Q_{\text{obs}}$	$Q_{\text{sim}}$	$\ln Q_{\text{sim}}$	$\ln Q_{\text{sim}} - \ln Q_{\text{obs}}$	$(\ln Q_{\text{sim}} - \ln Q_{\text{obs}})^2$
12/13/1999	0.87	65.96	0.45	4.19	55.94	4.02	-0.17	0.03
1/17/2000	0.33	24.75	0.03	3.21	18.30	2.91	-0.30	0.09
2/14/2000	0.42	32.04	0.11	3.47	25.52	3.24	-0.23	0.05
2/28/2000	0.67	42.7	0.32	3.75	40.76	3.71	-0.05	0.00
4/3/2000	0.39	20.79	0.09	3.03	23.96	3.18	0.14	0.02
5/8/2000	0.17	8.17	-0.14	2.10	8.20	2.10	0.00	0.00
6/5/2000	0.07	4.57	-0.26	1.52	4.58	1.52	0.00	0.00
9/11/2000	-0.07	2.08	-0.46	0.73	1.76	0.57	-0.17	0.03
10/9/2000	0.04	3.16	-0.30	1.15	3.79	1.33	0.18	0.03
11/6/2000	-0.03	2.39	-0.40	0.87	2.36	0.86	-0.01	0.00
12/11/2000	0.02	3.39	-0.33	1.22	3.33	1.20	-0.02	0.00
1/15/2001	0.21	10.66	-0.09	2.37	10.15	2.32	-0.05	0.00
2/5/2001	0.75	38.54	0.37	3.65	46.50	3.84	0.19	0.04
3/5/2001	0.65	35.32	0.30	3.56	39.39	3.67	0.11	0.01
4/2/2001	0.26	8.43	-0.04	2.13	13.09	2.57	0.44	0.19
<b>Τυπική απόκλιση σφάλματος</b>								<b>0.051</b>

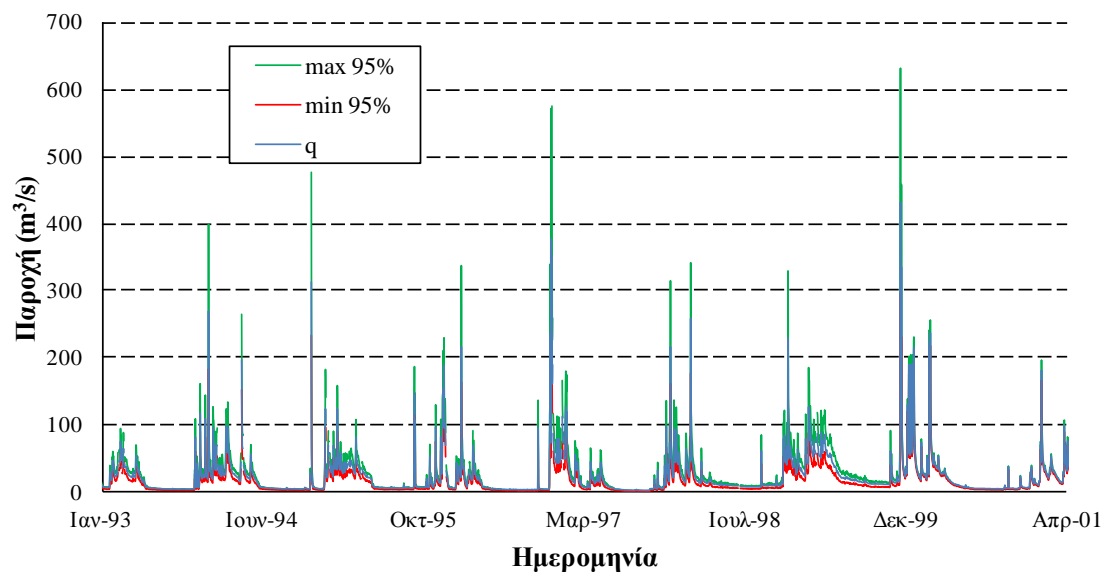
Πίνακας 5.4: Υπολογισμός τυπικής απόκλισης των υπολοίπων των σφαλμάτων.

Περίοδος	Τυπική απόκλιση
1) 1992/12/01-1996/11/11	0.172
2) 1996/12/4-1999/11/1	0.217
3) 1996/12/4-1999/11/1	0.051

Για διάστημα εμπιστοσύνης 95%, τα αποτελέσματα της Monte Carlo προσομοίωσης φαίνονται στα ακόλουθα σχήματα. Φαίνεται πως για μεγαλύτερη παροχή το εύρος αυξάνεται.



Σχήμα 5.15: Εύρος τιμών παροχής για διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Η γαλάζια τελεία συμβολίζει την τιμή της παροχής, όπως προκύπτει από τις καμπύλες στάθμης-παροχής.

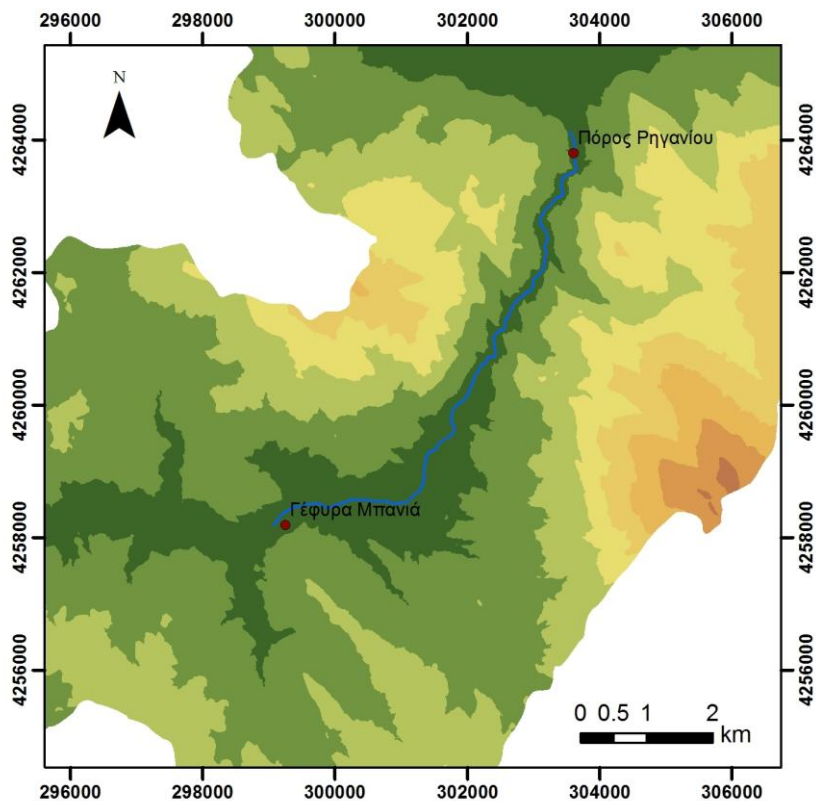


Σχήμα 5.16: Εύρος τιμών παροχής για διάστημα εμπιστοσύνης 95%.

## 5.8 Εκτίμηση της αβεβαιότητας στην επέκταση των καμπυλών

### 5.8.1 Μεθοδολογία

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η διερεύνηση της αβεβαιότητας που έχουν οι καμπύλες στάθμης-παροχής στην εκτίμηση της παροχής, με έμφαση στις πλημμυρικές παροχές. Για το σκοπό αυτό έγινε η κατασκευή του υδραυλικού μοντέλου HEC-RAS και στη συνέχεια η βαθμονόμησή του, για το τμήμα του ποταμού ανάμεσα από τις δύο γέφυρες, έτσι όπως απεικονίζεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 5.17: Τμήμα του ποταμού που έγινε η μελέτη.

Για να κατασκευαστεί το υδραυλικό μοντέλο χρειάστηκε το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους (DTM), το οποίο παρασχέθηκε από την Ε.Κ.Χ.Α. Α.Ε. με ανάλυση pixel 5.5 m, με σκοπό την περιγραφή του ανάγλυφου και τη δημιουργία των διατομών, τις οποίες χρειάζεται το HEC-RAS για να τρέξει. Παρόλο που το DTM βρισκόταν στο γεωδαιτικό σύστημα αναφοράς European Terrestrial Reference System 1989 (ETRS89), αυτό μετατράπηκε με μια απλή αλλαγή στην προσθετική σταθερά Υ<sub>0</sub> σε ΕΓΣΑ '87, στο οποίο απεικονίζονται και όλοι οι χάρτες που βρίσκονται στο παρόν τεύχος.

Προκειμένου να γίνει η βαθμονόμηση του μοντέλου, επιλέχθηκε ένα πλημμυρικό γεγονός και συγκεκριμένα αυτό που έλαβε χώρα στις 10-14 Ιανουαρίου του 1997, με μέγιστη εκτιμημένη παροχή στη θέση Πόρο Ρηγαίου, ίση με 460 m<sup>3</sup>/s και μέγιστη στάθμη 5.07 m. Κατά τη βαθμονόμηση μεταβλήθηκε μόνο ο συντελεστής Manning, ανάμεσα στις τιμές 0.025-0.15 m<sup>-1/3</sup>s για το κύριο κανάλι και ανάμεσα στις τιμές 0.035-0.16 m<sup>-1/3</sup>s για τις όχθες (Chow, 1959). Η βαθμονόμηση του μοντέλου έγινε με βάση τις καταγεγραμμένες τιμές στάθμης στους δύο σταθμούς, για το συγκεκριμένο επεισόδιο.

Επειδή έμφαση δίνεται στην εκτίμηση της αβεβαιότητας στις πλημμυρικές παροχές, θα γίνει εκτίμηση του σφάλματος μεταξύ της καμπύλης στάθμης-παροχής του HEC-RAS και της καμπύλης επέκτασης που κατασκευάστηκε με υδραυλικές μεθόδους από τους Ευστρατιάδη *et al.* (2000) αλλά και με τις γραφικές επεκτάσεις των ήδη καταρτισμένων καμπυλών από τις υδρομετρήσεις, μια τεχνική που χρησιμοποιείται συχνά.

Η αβεβαιότητα που θα υπολογισθεί, θα εκφράζεται σε ποσοστιαία μορφή ως προς την υπολογισμένη παροχή της καμπύλης του μοντέλου HEC-RAS, την οποία την χρησιμοποιούμε ως μέτρο σύγκρισης. Δηλαδή, για μια συγκεκριμένη πηγή σφάλματος, η αβεβαιότητα θα περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση.

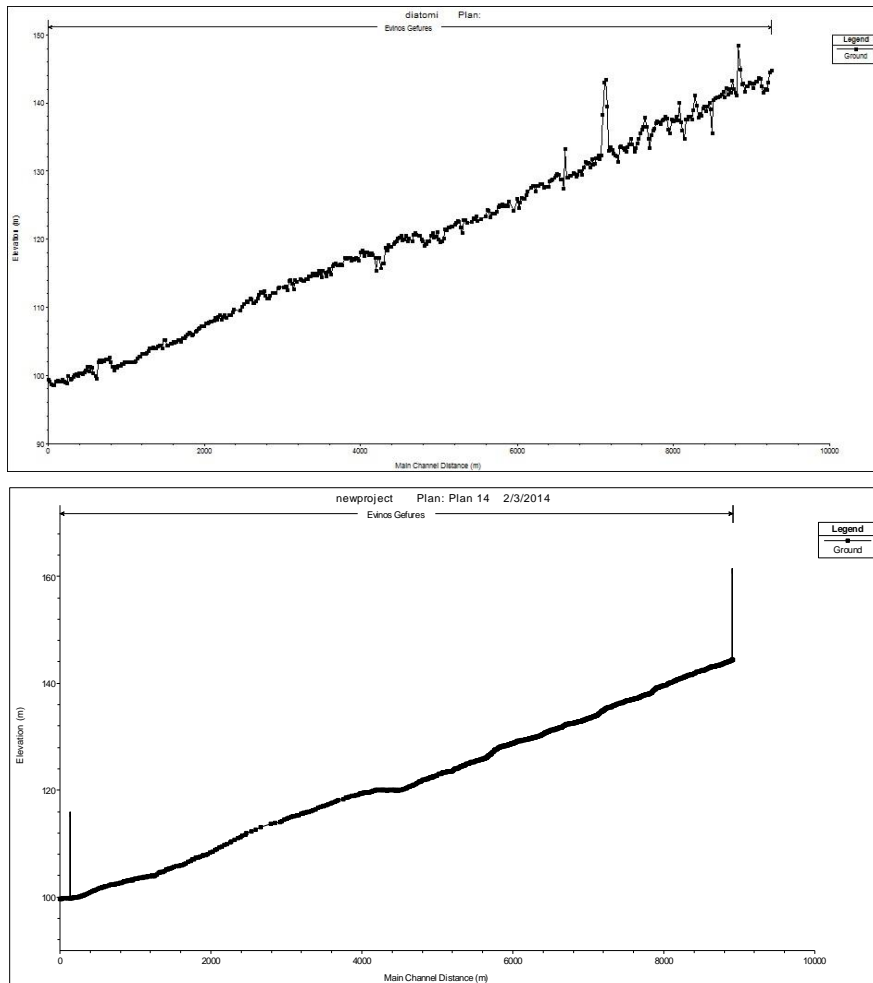
$$\varepsilon = \left( \frac{Q'(h) - Q_{\text{HEC}}(h)}{Q_{\text{HEC}}(h)} \right) \cdot 100 \quad (5.6)$$

όπου  $Q_{\text{HEC}}(h)$  η παροχή που υπολογίζει το μοντέλο και  $Q'(h)$  η παροχή που δίνουν οι καμπύλες στάθμης-παροχής, που έχουν κατασκευαστεί. Οι υπολογισμοί θα γίνουν και για τις τρεις περιόδους για τις οποίες έχουμε κατασκευάσει ξεχωριστές καμπύλες.

### 5.8.2 Κατασκευή μοντέλου

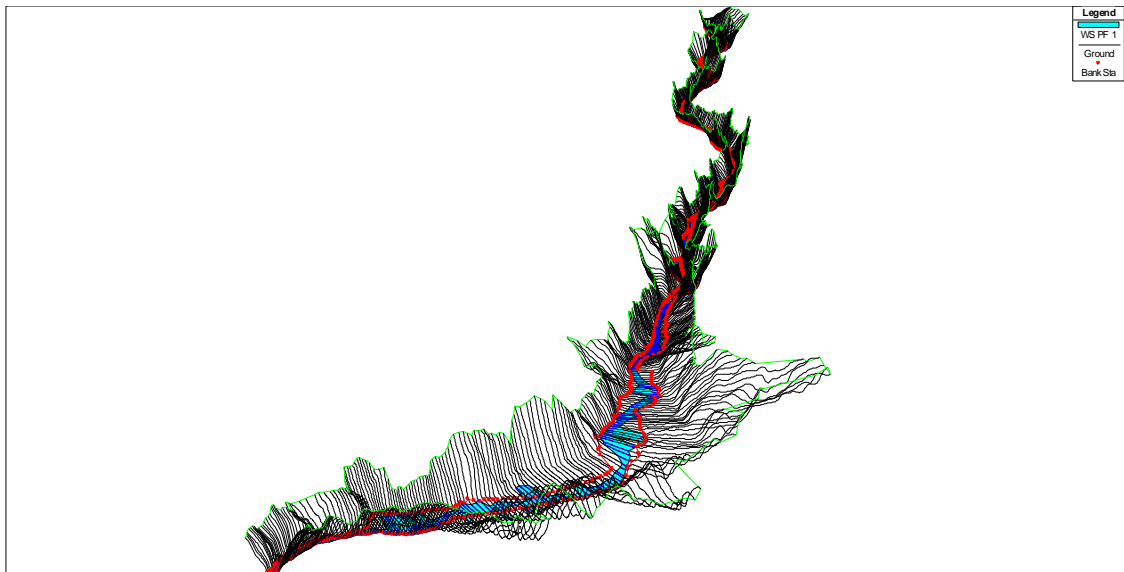
Για την κατασκευή του μοντέλου, όπως αναφέρθηκε και πριν, χρησιμοποιήθηκε κατ' αρχήν, το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους. Η επεξεργασία του έγινε σε περιβάλλον ArcGIS, με τη χρήση της εργαλειοθήκης HEC-GeoRAS, η οποία επιτρέπει την ευκολότερη κατασκευή του υδραυλικού μοντέλου και κυρίως των διατομών, με βάση το ΨΜΕ της λεκάνης. Επίσης, έγινε χρήση ορθοφωτοχαρτών, που διατίθεται στην ηλεκτρονική διεύθυνση της ΕΚΧΑ Α.Ε., ώστε να γίνει η ψηφιοποίηση του ποταμού και των οχθών. Οι ορθοφωτοχάρτες ήταν σε μορφή εικόνας RGB και χρειάστηκε η γεωαναφορά τους στο ΕΓΣΑ '87. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα της γεωαναφοράς ήταν μικρότερο από 1.5 m, ενώ χρειάστηκαν περίπου 20 ορθοφωτοχάρτες για να καλύψουν πλήρως την περιοχή μελέτης.

Όταν σε πρώτη φάση ψηφιοποιήθηκε το ποτάμι, διαπιστώθηκε πως η μηκοτομή του ήταν αρκετά ανώμαλη με αυξομειώσεις που έφταναν και τα 5 μέτρα. Αυτό οφείλεται κυρίως σε σφάλματα του DTM, καθώς γενικά τα ψηφιακά μοντέλα εδάφους κατασκευάζονται από αεροφωτογραφίες, κάτι που συνεπάγεται μεγάλη ακρίβεια στις οριζοντιογραφικές συντεταγμένες (X,Y) αλλά αβεβαιότητα στα υψόμετρα (Z). Επίσης, σε δύο σημεία, υπήρχε στένωση του ποταμού, με πλάτος μικρότερο της διακριτικής ικανότητας του DTM (5.5 m), με αποτέλεσμα το υψόμετρο που να λαμβάνει στην περιοχή να είναι αρκετά μεγαλύτερο. Για τους παραπάνω λόγους, διορθώθηκαν κάποια βυθίσματα και ανωμαλίες που υπήρχαν στο DTM, ενώ επαναδομήθηκε ξανά το Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους, βάζοντας σαν δεδομένα εισόδου το ποτάμι και το διορθωμένο από βυθίσματα DTM, με τη βοήθεια της εντολής *Toro to Raster*.



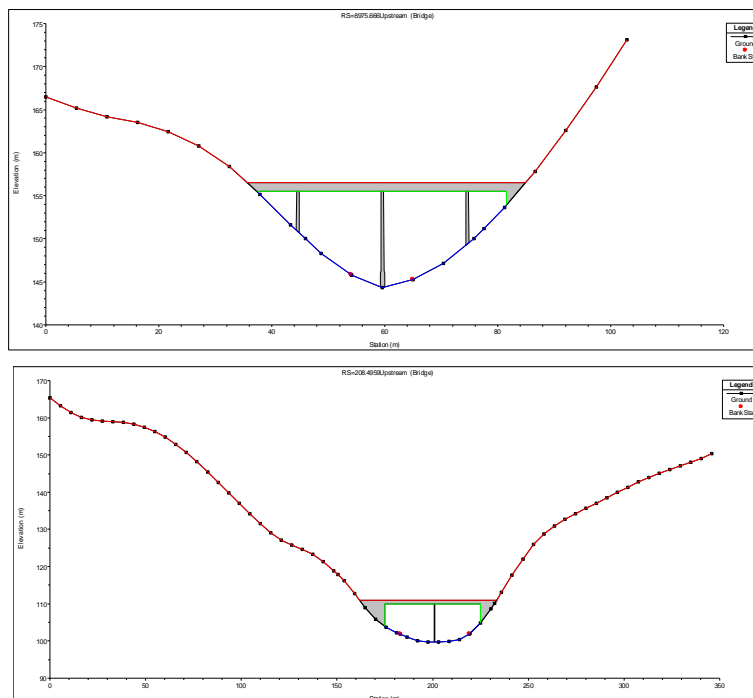
Σχήμα 5.18: Απεικόνιση της διατομής του ποταμού πριν και μετά την επεξεργασία του Ψ.Μ.Ε (Σημείωση: Οι κατακόρυφες γραμμές απεικονίζουν τις θέσεις των δύο γεφυρών).

Αφού είχε γίνει η ψηφιοποίηση του κύριου καναλιού και των οχθών, στις οποίες αλλάζει συνήθως και η τιμή του συντελεστή Manning, έγινε ο σχεδιασμός των διατομών. Το HEC-GeoRAS έχει τη δυνατότητα να κάνει αυτόματα τις διατομές, αν του εισάγεις διάστημα μεταξύ των διατομών και πλάτος της κάθε διατομής. Ωστόσο, επιλέχθηκε αυτή η διαδικασία να γίνει χειροκίνητα, ώστε ο χρήστης να μπορεί να πυκνώνει τις διατομές σε έντονο ανάγλυφο ή στροφές του ποταμού. Συνολικά σχεδιάστηκαν 762 διατομές, κάτι που σημαίνει πως κατά μέσο όρο ανά 12 μέτρα υπάρχει διατομή που προέκυψε από το ΨΜΕ και όχι από παρεμβολή μεταξύ δύο διατομών. Στο παρακάτω σχήμα, παρουσιάζεται το τμήμα του ποταμού που εξετάζεται έτσι όπως απεικονίζεται στο HEC-RAS. Με μαύρο χρώμα απεικονίζονται οι διατομές, με κόκκινο οι όχθες που σηματοδοτούν και αλλαγή χρήσης γης, με πράσινο τα όρια και με μπλε το ύψος του νερού.



Σχήμα 5.19: Παρουσίαση του ποταμού έτσι όπως το απεικονίζει το HEC-RAS.

Τελευταίο στάδιο πριν το τρέξιμο του μοντέλου ήταν ο σχεδιασμός των δύο γεφυρών στο HEC-RAS. Ο σχεδιασμός των διαστάσεων έγινε με τη χρήση αεροφωτογραφιών και φωτογραφιών, ώστε να προσεγγιστεί όσο το δυνατόν καλύτερα το πλάτος των δύο γεφυρών και των βάθρων. Στα δύο παρακάτω σχήματα φαίνεται το αποτέλεσμα για τη Γέφυρα του Πόρου και τη Γέφυρα Μπανιά αντίστοιχα.



Σχήμα 5.19: Απεικόνιση της Γέφυρας του Πόρου (πάνω) και της Γέφυρας Μπανιά (κάτω), έτσι όπως σχεδιάστηκαν στο HEC-RAS.

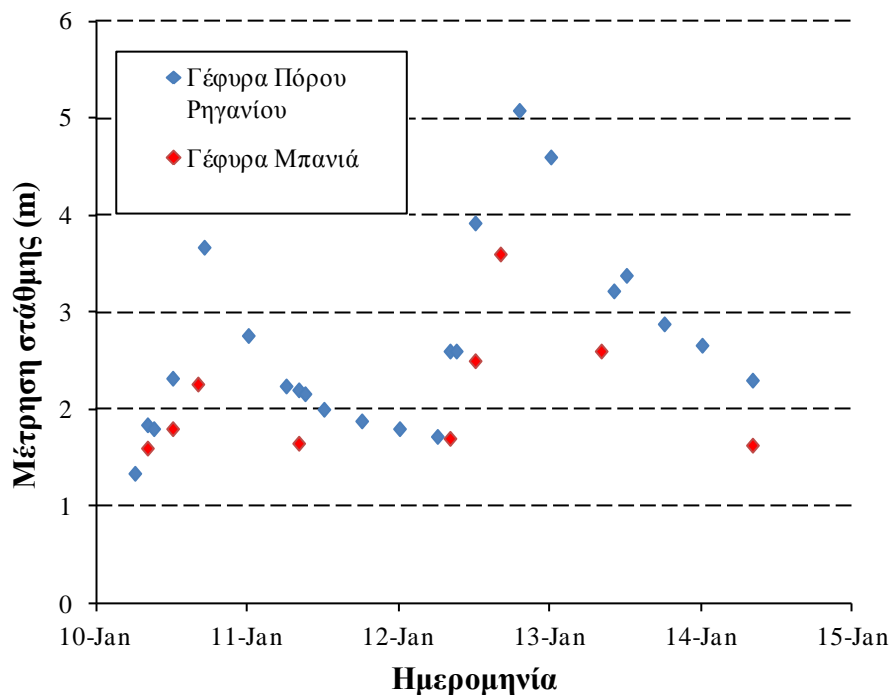
Τέλος, όσον αφορά το συντελεστή συστολής και διαστολής για τη μόνιμη ροή, αυτός θεωρήθηκε ίσος με 0.1 και 0.3 αντίστοιχα, ενώ στις θέσεις που ήταν οι γέφυρες και για 300 μέτρα ανάντη και 500 μέτρα κατάντη, οι τιμές αυτές θεωρήθηκαν ίσες με 0.3 και 0.5, τιμές



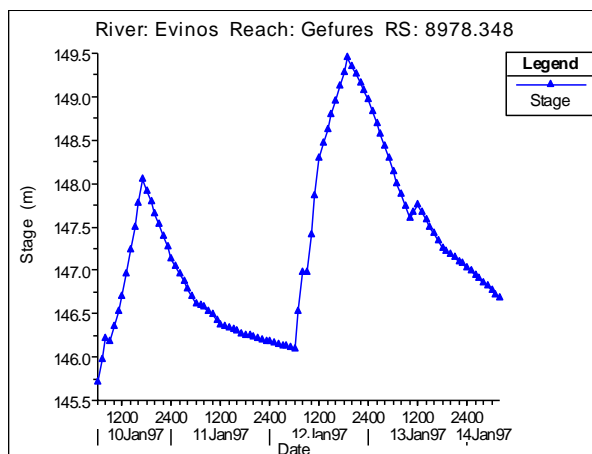
που συμφωνούν με το τεύχος θεωρητικής τεκμηρίωσης του λογισμικού. Στη μη μόνιμη ροή, αυτοί οι συντελεστές δεν λαμβάνονται υπόψη.

### 5.8.3 Βαθμονόμηση μοντέλου

Για τη βαθμονόμηση του μοντέλου χρησιμοποιήθηκε το πλημμυρικό γεγονός που έλαβε χώρα μεταξύ 10-14 Ιανουαρίου του 1997, με μέγιστη μετρημένη στάθμη στη Γέφυρα του Πόρου 5.08 m. Ως δεδομένα εισόδου ήταν οι καταγραφές στάθμης από το σταθμήμετρο και το σταθμηγράφο στη Γέφυρα του Πόρου Ρηγανίου, αφού έγινε η διόρθωση έτσι όπως περιγράφηκε στην Παράγραφο 5.6. Μετά, θα συγκρίνοντας το αντίστοιχο υδρογράφημα του μοντέλου για τη θέση της Γέφυρας Μπανιά, με βάση τις μετρημένες τιμές στάθμης. Ο λόγος που εισήχθησαν ως δεδομένα εισόδου στάθμες και έγινε η βαθμονόμηση με βάση τις μετρημένες στάθμες κατάντη και όχι με εκτιμημένες παροχές, ήταν ότι σκοπός ήταν η εκτίμηση της αβεβαιότητας της παροχής και δεν θα ήταν χρήσιμο να εισάγουμε επιπλέον αβεβαιότητα κατά το στάδιο της βαθμονόμησης. Δεδομένου ότι η απόσταση μεταξύ των δύο σταθμών είναι περίπου 9 km, ενώ η λεκάνη στενεύει αρκετά σε εκείνο το σημείο, θεωρήθηκε ότι στο επεισόδιο δεν υπάρχουν πλάγιες εισροές. Επίσης, επειδή το HEC-RAS ήθελε ανά ώρα δεδομένα στάθμης, ενώ τα μετρημένα ήταν πιο αραιά, έγινε παρεμβολή μεταξύ των μετρημένων τιμών στάθμης στο γράφημα εισόδου (Σχ. 5.21). Να σημειωθεί πως δεν χρησιμοποιήθηκαν απόλυτα υψόμετρα αλλά οι στάθμες του νερού υπολογίστηκαν από τη Μ.Σ.Θ.



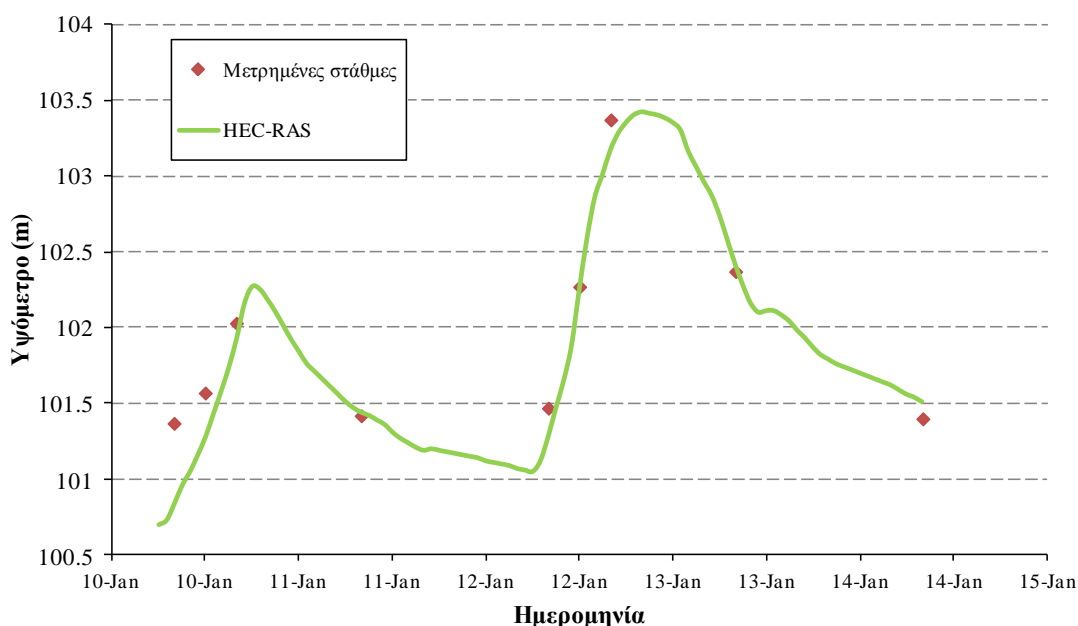
Σχήμα 5.20: Μετρήσεις στάθμης στην ανάντη θέση (μπλε χρώμα) και στην κατάντη (κόκκινο χρώμα).



Σχήμα 5.21: Γράφημα με το πλημμυρογράφημα εισόδου μετά την παρεμβολή του HEC-RAS.

Δεδομένου ότι σκοπός της βαθμονόμησης ήταν η εκτίμηση του συντελεστή Manning για το κανάλι και τις όχθες, η μόνη μεταβλητή που άλλαζε κατά τη βαθμονόμηση ήταν αυτή. Μετά από κάθε τρέξιμο συγκρίνονταν οι μετρημένες στάθμες στη κατάντη γέφυρα με αυτές του λογισμικού, ενώ χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος ελαχιστοποίησης των τετραγώνων των σφαλμάτων για να εντοπιστούν οι βέλτιστες τιμές των παραμέτρων. Η βαθμονόμηση έγινε χειροκίνητα.

Οι βέλτιστες τιμές του συντελεστή Manning ήταν  $0.037 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  για το κανάλι και  $0.08 \text{ m}^{-1/3}\text{s}$  για τις όχθες, τιμές που είναι σύμφωνες με τον πίνακα του Chow (1959).

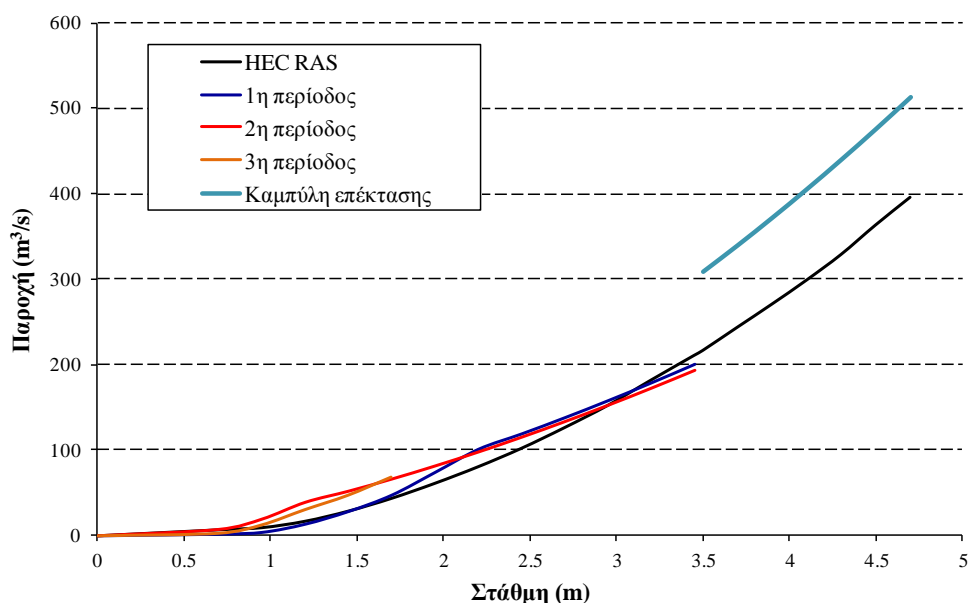


Σχήμα 5.22: Αποτέλεσμα της βαθμονόμησης για το πλημμυρικό γεγονός που έλαβε χώρα μεταξύ 10-15 Ιανουαρίου 1997.

#### 5.8.4 Αποτελέσματα

Δεδομένου πως στόχος της εργασίας είναι η εκτίμηση της αβεβαιότητας στον υπολογισμό της παροχής με έμφαση τις πλημμυρικές παροχές, σε αυτήν την παράγραφο θα γίνει η σύγκριση των καμπυλών επέκτασης με την αντίστοιχη καμπύλη του HEC-RAS. Πιο συγκεκριμένα,

κατ' αρχήν θα γίνει σύγκριση της καμπύλης επέκτασης έτσι όπως καταρτίστηκε από τους Ευστρατιάδη *et al.* (2000), με υδραυλικές μεθόδους. Σε δεύτερο επίπεδο, δεδομένου ότι πολλοί για καμπύλες επέκτασης επιλέγουν απλά να επεκτείνουν τις καμπύλες που έχουν σχεδιάσει με βάση τις σταθμημετρήσεις, θα γίνει η ανάλογη σύγκριση για τις 3 καμπύλες που καταρτίστηκαν με την ανάλογη του HEC. Τα σφάλματα θα υπολογιστούν σε ποσοστιαία μορφή με βάση την εξίσωση 5.6. Θα μπορούσαν να συγκριθούν και οι καμπύλες που καταρτίστηκαν με βάση την αντίστοιχη του HEC, ωστόσο κάτι τέτοιο δεν θα είχε ιδιαίτερο νόημα δεδομένου πως το DTM κατασκευάστηκε από αεροφωτογραφίες που πάρθηκαν μεταξύ 2007-2009, ενώ οι καμπύλες καταρτίστηκαν για την περίοδο 1992-2001. Έτσι, η έντονη μεταβολή της γεωμετρίας της περιοχής και των καμπυλών για τις μικρές παροχές σε συνδυασμό με το DTM που έχει ανάλυση 5.5 m δεν θα δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα. Ωστόσο, γραφικά παρατίθενται στο παρακάτω σχήμα οι 3 καμπύλες και η καμπύλη του λογισμικού.



Σχήμα 5.23: Σύγκριση των 3 καμπυλών που καταρτίστηκαν από σταθμημετρήσεις με βάση την αντίστοιχη του HEC-RAS. Με γαλάζιο χρώμα παρουσιάζεται η καμπύλη επέκτασης.

Πίνακας 5.5: Σύγκριση καμπύλης επέκτασης με την αντίστοιχη του αντίστοιχη του HEC-RAS.

Στάθμη	HEC-RAS	Καμπύλη Επέκτασης	Σφάλμα (%)
3.5	216.58	307.59	42.02
3.75	250.54	346.68	38.37
4	283.71	387.72	36.66
4.25	321.20	430.70	34.09
4.5	363.17	475.57	30.95
4.75	402.39	522.31	29.80
5	448.20	570.89	27.37
5.25	496.60	621.29	25.11
5.5	545.48	673.48	23.47
5.75	597.77	727.44	21.69
6	656.77	783.15	19.24

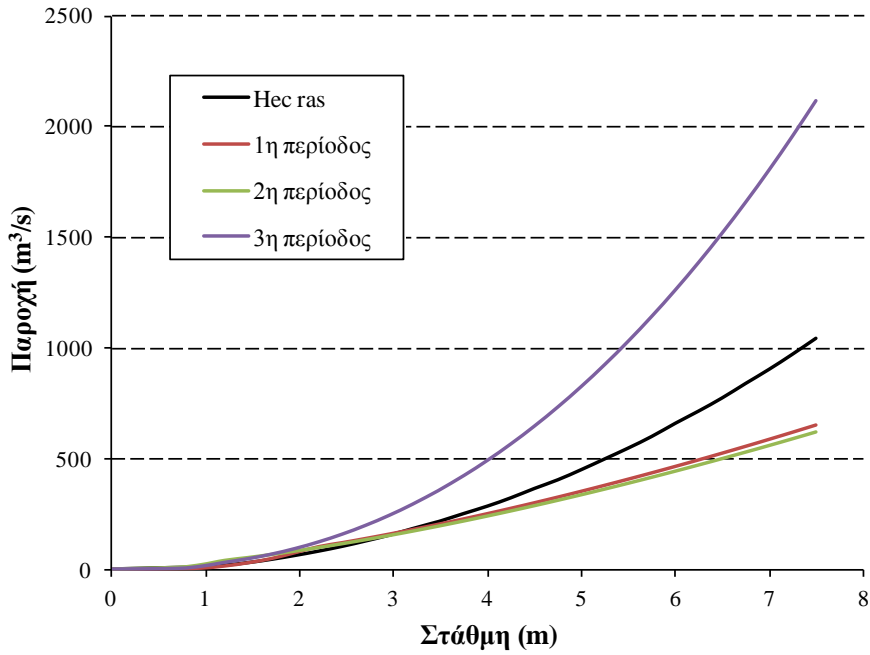
Πίνακας 5.5: Σύγκριση καμπύλης επέκτασης με την αντίστοιχη του αντίστοιχη του HEC-RAS (Συνέχεια).

Στάθμη	HEC-RAS	Καμπύλη Επέκτασης	Σφάλμα (%)
6.25	712.45	840.60	17.99
6.5	771.50	899.75	16.62
6.75	836.63	960.60	14.82
7	900.37	1023.12	13.63
7.25	968.79	1087.30	12.23
7.5	1040.62	1153.13	10.81

Όπως φαίνεται η καμπύλη επέκτασης υπερεκτιμά στην αρχή την παροχή έως 40%, ωστόσο όσο αυξάνεται η στάθμη, το ποσοστό υπερεκτίμησης της παροχής ελαττώνεται. Στον επόμενο πίνακα συγκρίνονται το σφάλμα των καμπυλών επέκτασης, που κατασκευάζονται από την επέκταση των 3 καμπυλών.

Πίνακας 5.6: Σύγκριση της καμπύλης του λογισμικού με τις καμπύλες επέκτασης των 3 περιόδων.

Στάθμη (m)	HEC RAS (m <sup>3</sup> /s)	1η περίοδος (m <sup>3</sup> /s)	2η περίοδος (m <sup>3</sup> /s)	3η περίοδος (m <sup>3</sup> /s)	Σφάλμα 1ης περιόδου (%)	Σφάλμα 2ης περιόδου (%)	Σφάλμα 3ης περιόδου (%)
3.5	216.58	204.97	197.11	360.38	-5.36	-8.99	66.39
3.75	250.54	227.65	218.77	423.04	-9.14	-12.68	68.85
4	283.71	251.12	241.19	491.49	-11.49	-14.99	73.23
4.25	321.20	275.37	264.34	565.84	-14.27	-17.70	76.17
4.5	363.17	300.38	288.19	646.21	-17.29	-20.65	77.93
4.75	402.39	326.12	312.73	732.72	-18.95	-22.28	82.09
5	448.20	352.58	337.94	825.47	-21.34	-24.60	84.17
5.25	496.60	379.73	363.80	924.57	-23.53	-26.74	86.18
5.5	545.48	407.57	390.30	1030.11	-25.28	-28.45	88.85
5.75	597.77	436.07	417.43	1142.21	-27.05	-30.17	91.08
6	656.77	465.23	445.16	1260.94	-29.16	-32.22	91.99
6.25	712.45	495.02	473.50	1386.41	-30.52	-33.54	94.60
6.5	771.50	525.45	502.42	1518.70	-31.89	-34.88	96.85
6.75	836.63	556.48	531.91	1657.90	-33.49	-36.42	98.16
7	900.37	588.13	561.97	1804.09	-34.68	-37.58	100.37
7.25	968.79	620.36	592.58	1957.36	-35.96	-38.83	102.04
7.5	1040.62	653.19	623.74	2117.80	-37.23	-40.06	103.51



Σχήμα 5.24: Σύγκριση της καμπύλης του HEC RAS με τις καμπύλες των 3 περιόδων.

Όπως φαίνεται από τον Πίνακα 5.6 και το Σχ. 5.24, η επέκταση των καμπυλών στάθμης-παροχής, που σχεδιάστηκαν για να περιγράφουν αρκετά μικρότερες παροχές, αδυνατεί να περιγράψει τις υψηλότερες παροχές. Οι δύο πρώτες περίοδοι υποεκτιμούν από -5% έως και -40%, ενώ η τρίτη περίοδος υπερεκτιμά έως και 100%. Όσον αφορά την 3<sup>η</sup> περίοδο, αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η μεγαλύτερη μετρημένη παροχή είναι για στάθμη 1.5 m, με αποτέλεσμα η γραφική επέκταση να δημιουργεί μεγάλο σφάλμα. Φαίνεται, λοιπόν, η ακαταλληλότητα της μεθόδου γραφικής επέκτασης των καμπυλών και συνεπώς θα ήταν ορθό να σταματήσει να εφαρμόζεται, τουλάχιστον για τόσο μεγάλο εύρος τιμών στάθμης.



## 6 Επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση υδρολογικών μοντέλων

---

### 6.1 Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο θα εξεταστεί η επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση των υδρολογικών μοντέλων. Κατ' αρχήν, δίνοντας έναν γενικό ορισμό της βαθμονόμησης, θα μπορούσαμε να πούμε ότι είναι η συστηματική διαδικασία εκτίμησης των τιμών των παραμέτρων ενός μοντέλου, με τρόπο ώστε οι έξοδοι (outputs) ή αποκρίσεις (responses) του μοντέλου  $y_i'$ , ως προς ένα σύνολο παρατηρημένων εισόδων (inputs)  $x_i$ , να προσαρμόζονται όσο το δυνατόν καλύτερα σε ένα αντίστοιχο σύνολο (π.χ. παρατηρημένων) αποκρίσεων  $y_i$ , του φυσικού ή μαθηματικού συστήματος που αναπαριστά το μοντέλο (Ευστρατιάδης και Μακρόπουλος, 2011).

Η απόκλιση  $e_i = y_i' - y_i$  ονομάζεται σφάλμα (error) του μοντέλου ή υπόλοιπο (residual). Το άθροισμα των σφαλμάτων δείχνει αν το μοντέλο έχει μεροληψία ή αν είναι αμερόληπτο, οπότε αναπαραγάγει τη μέση τιμή των παρατηρημένων εξόδων (Ευστρατιάδης και Μακρόπουλος, 2011).

Ως κριτήρια καλής προσαρμογής γραμμικών μοντέλων χρησιμοποιείται ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης (correlation coefficient):

$$r_{xy} = \frac{\sum (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{\left[ \sum (x_i - \mu_x)^2 \sum (y_i - \mu_y)^2 \right]^{0.5}} \quad (6.1)$$

όπου ο συντελεστής  $r_{xy}$  παίρνει τιμές από -1 έως 1, με τις αρνητικές τιμές να δείχνουν αντίστροφη συσχέτιση μεταξύ των  $x$ ,  $y$ , ενώ το μηδέν δείχνει ότι δεν υπάρχει γραμμική συσχέτιση μεταξύ των δύο μεγεθών. Αυτό δεν σημαίνει πως δεν σχετίζονται καθόλου. Πιθανόν να σχετίζονται εκθετικά ή λογαριθμικά. Ωστόσο, στη φύση υπάρχει γραμμική συσχέτιση μεταξύ των φυσικών μεγεθών κάτι που αποδεικνύεται και από την αρχή της μεγιστοποίησης της εντροπίας.

Ένα άλλο κριτήριο καλής προσαρμογής στα γραμμικά μοντέλα είναι ο συντελεστής προσδιορισμού (determination coefficient) ή  $r^2$ , ο οποίος παίρνει τιμές από 0 έως 1, που δείχνει και την τέλεια προσαρμογή.

Σε περίπτωση που το μοντέλο δεν είναι γραμμικό, δύο γνωστοί συντελεστές καλής προσαρμογής είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - y_i')^2} \quad (6.2)$$

Στο συγκεκριμένο συντελεστή, μπορούμε να υψώσουμε τη διαφορά σε μεγαλύτερη δύναμη, αν θέλουμε να δώσουμε έμφαση σε μεγάλες τιμές, όπως είναι οι πλημμυρικές παροχές. Τέλος, ίσως ο πιο διαδεδομένος συντελεστής είναι ο συντελεστής αποτελεσματικότητας των Nash and Sutcliffe (1970), ο οποίος περιγράφεται από την ακόλουθη εξίσωση. Λαμβάνει

τιμές από  $-\infty$  έως 1. Όσο πλησιάζει τη μονάδα τόσο καλύτερη προσαρμογή δείχνει το μοντέλο στις παρατηρημένες τιμές. Εφόσον η τιμή  $EFF=0$ , δείχνει ότι η χρήση της μέσης τιμή των παρατηρήσεων αποτελεί εξίσου καλή εκτιμήτρια. Πάλι μπορούμε να υψώσουμε σε μεγαλύτερη δύναμη στον αριθμητή για έμφαση στις υψηλές τιμές, ενώ για έμφαση στις χαμηλές τιμές μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε ρίζα ή λογαρίθμους.

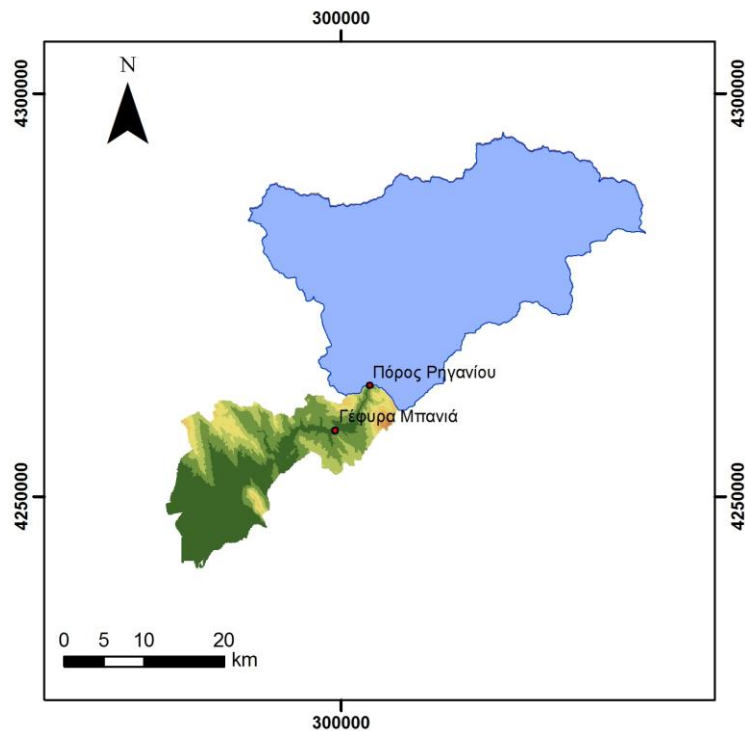
$$EFF = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - y_i')^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \mu_y)^2} \quad (6.3)$$

Όλα τα παραπάνω κριτήρια καλής προσαρμογής προϋποθέτουν πως γνωρίζουμε την απόλυτα ορθή τιμή των εκτιμημένων εξόδων και προσπαθούμε να φτιάξουμε ένα μοντέλο που να μπορεί να αναπαριστά σύστημα. Ειδικά στη φύση όμως, που η αβεβαιότητα αποτελεί εγγενές χαρακτηριστικό της πληροφορίας, πόσο σωστή είναι αυτή η πρακτική; Μήπως εν τέλει εξαναγκάζουμε το μοντέλο να προσεγγίσει λάθος τιμές, ώστε να βελτιώσουμε κάποιο κριτήριο καλής προσαρμογής, με αποτέλεσμα οι παράμετροι να μην ανταποκρίνονται στο φυσικό σύστημα; Είδαμε στα προηγούμενα κεφάλαια πως η εκτίμηση της παροχής με μεθοδολογίες για μόνιμη ροή υποεκτιμούν την παροχή αιχμής. Αν βαθμονομούσαμε ένα τέτοιο μοντέλο χωρίς να εισάγουμε κάποια αβεβαιότητα, όσο καλή προσαρμογή να έδειχναν τα κριτήρια, θα μπορούσαμε να πούμε ότι είμαστε σε θέση να αναπαραστήσουμε το σύστημα;

## 6.2 Μεθοδολογία

Σκοπός του προτελευταίου κεφαλαίου είναι να μελετήσει την επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση ενός υδρολογικού μοντέλου. Πιο συγκεκριμένα, θα μελετηθεί στην υπολεκάνη του Πόρου Ρηγανίου η επίδραση της αβεβαιότητας στις καμπύλες στάθμης-παροχής. Για τη θέση στην έξοδο της υπολεκάνης, έχουν υπολογιστεί οι καμπύλες στάθμης-παροχής και έχει γίνει εκτίμηση του σφάλματος στην Παράγραφο 5.7. Προκειμένου να μελετηθεί η επίδραση αυτής της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση ενός υδρολογικού μοντέλου, θα χρησιμοποιηθεί το εννοιολογικό μοντέλο Ζυγός. Το μοντέλο αυτό θα «τρέξει» σε ημερήσιο βήμα στο περιβάλλον της R. Συγκεκριμένα, σε πρώτη φάση θα βαθμονομηθεί το μοντέλο με βάση την παροχή στην έξοδο της λεκάνης, ανοιγμένη στη συνολική επιφάνεια, ενώ σε δεύτερη φάση το μοντέλο θα βαθμονομηθεί με βάση όχι την τιμή της παροχής αλλά θα συνυπολογιστεί η εκτιμημένη αβεβαιότητα. Έτσι, κατά τη βαθμονόμηση δεν θα θέλουμε το μοντέλο να προσεγγίσει μια μονοσήμαντη τιμή αλλά να βρίσκεται μέσα στο επιθυμητό εύρος. Όταν η τιμή του μοντέλου είναι έξω από το επιθυμητό εύρος, θα δέχεται η στοχική συνάρτηση μια ποινή. Ως δεδομένα εισόδου απαιτούνται η θερμοκρασία της λεκάνης, η βροχόπτωση και η εξατμοδιαπνοή.

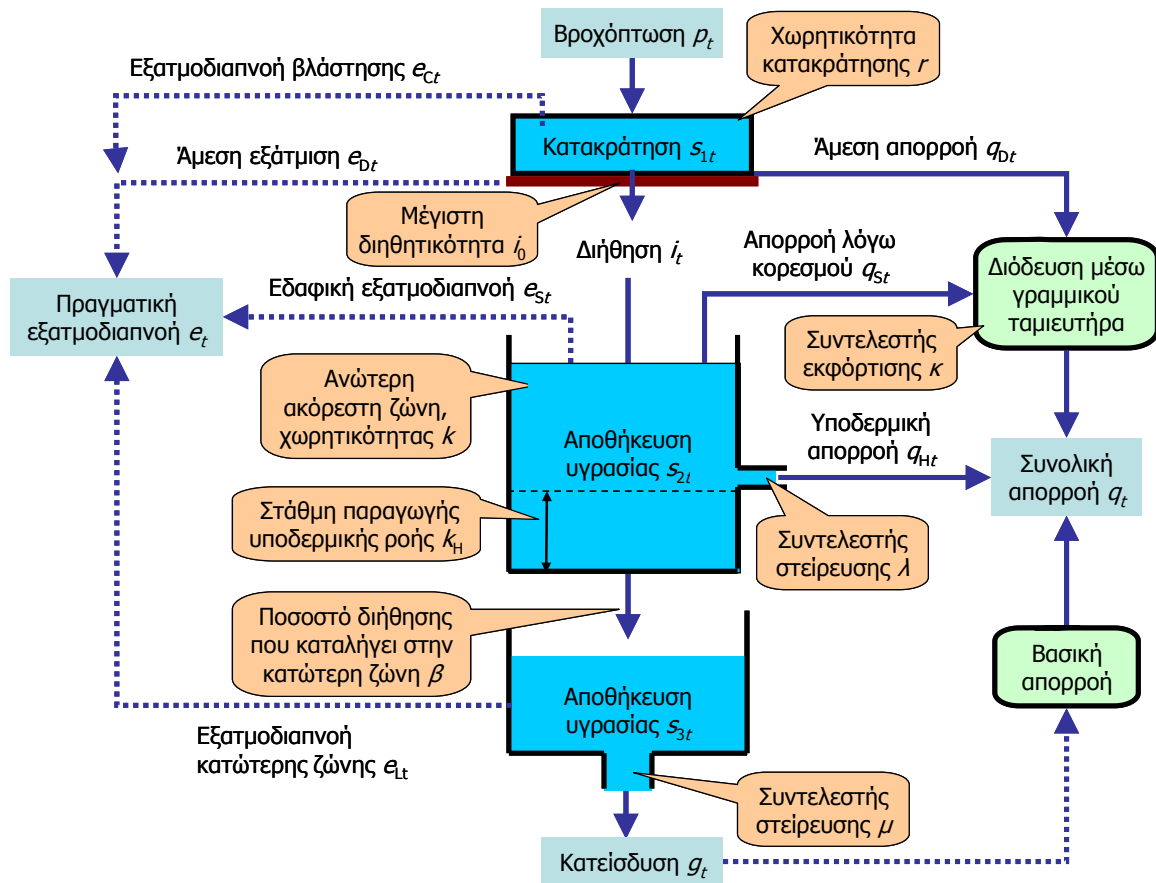




Σχήμα 6.1: Υπολεκάνη Ευήνου στη θέση Πόρος Ρηγανίου.

### 6.3 Το μοντέλο Ζυγός

Το μοντέλο Ζυγός, που κατασκευάστηκε από την ερευνητική ομάδα «ΙΤΙΑ», είναι ένα αδιαμέριστο, εννοιολογικό υδρολογικό μοντέλο, το οποίο αναπαριστά το μετασχηματισμό της βροχόπτωσης σε απορροή, εξατμοδιαπνοή και κατείδυση προς τον υπόγειο υδροφόρο. Γενικά, αν και οι παράμετροι ενός εννοιολογικού μοντέλου δεν έχουν απόλυτα φυσική βάση, μπορεί να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές κάποιων μέσων χαρακτηριστικών της λεκάνης, όπως η κλίση, η διαπερατότητα των πετρωμάτων κ.α. (Ευστρατιάδης *et al.*, 2014). Στο παρακάτω σχήμα παρουσιάζεται η σχηματική αναπαράσταση του μοντέλου για ημερήσιο και ωριαίο χρονικό βήμα. Το μοντέλο ως κριτήριο καλής προσαρμογής χρησιμοποιεί το συντελεστή αποτελεσματικότητας ή δείκτη Nash and Sutcliffe (1970) (εξίσωση 6.3) ή την ελαχιστοποίηση του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (εξίσωση 6.2), ενώ για την επίλυση του πολυκριτηριακού προβλήματος βελτιστοποίησης των παραμέτρων χρησιμοποιεί τον εξελικτικό αλγόριθμο ανόπτωσης-απλόκου (Ευστρατιάδης, 2001· Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2002· Rozos *et al.*, 2004· Ευστρατιάδης, 2008).



Σχήμα 6.2: Σχηματική παράσταση της δομής του ημερήσιου/ωριαίου μοντέλου υδατικού ισοζυγίου (Πηγή: Ευστρατιάδης et al. 2014).

Στο Σχ. 6.2 παρουσιάζεται η σχηματική παράσταση της δομής του μοντέλου, το οποίο περιλαμβάνει τέσσερις συνιστώσες (Ευστρατιάδης et al., 2014):

1. Η δεξαμενή κατακράτησης, χωρητικότητας  $r$ , που υποδηλώνει τη μέγιστη ποσότητα νερού της βροχόπτωσης που μπορεί να συγκρατήσει η βλάστηση, η οποία στη συνέχεια μετατρέπονται σε άμεση εξατμοδιαπνοή.
2. Η εδαφική επιφάνεια, μέγιστης διηθητικότητας  $i_0$ , που τροφοδοτείται από την περίσσεια βροχής, την οποία επιμερίζει σε επιφανειακή απορροή και διήθηση, που με τη σειρά της επιμερίζεται στην ανώτερη και κατώτερη ζώνη εδαφικής υγρασίας, με βάση ένα σταθερό ποσοστό  $\beta$ .
3. Η ανώτερη ακόρεστη ζώνη, χωρητικότητας  $k$ , που τροφοδοτείται από ποσοστό  $(1-\beta)$  της διήθησης, η οποία παράγει υποδερμική απορροή, εφόσον η αποθήκευση υγρασίας υπερβεί τη στάθμη  $k_H$ , και απορροή λόγω κορεσμού, εφόσον η αποθήκευση υγρασίας υπερβεί τη χωρητικότητα  $k$ , και επιπλέον αναλώνει ένα μέρος της αποθηκευμένης υγρασίας σε εδαφική εξατμοδιαπνοή.
4. Η κατώτερη ακόρεστη ζώνη, απεριόριστης χωρητικότητας  $k$ , που τροφοδοτείται από ποσοστό  $\beta$  της διήθησης, η οποία παράγει κατείσδυση, και επιπλέον αναλώνει ένα μέρος της αποθηκευμένης υγρασίας σε βαθιά εξατμοδιαπνοή.

Όπως και προηγουμένως, η συνολική απορροή επιμερίζεται σε τρεις συνιστώσες, και συγκεκριμένα στην άμεση απορροή, στην απορροή λόγω κορεσμού και στην υποδερμική απορροή. Οι δύο πρώτες συνιστώσες αναφέρονται σε ροή πάνω στην επιφάνεια του εδάφους,

και αποτελούν την επιφανειακή απορροή του εδαφικού στοιχείου, ενώ η υποδερμική ροή πραγματοποιείται στο ρηχό τμήμα του υπεδάφους, ήτοι την ανώτερη ακόρεστη ζώνη. Η επιφανειακή απορροή διοδεύεται μέχρι την έξοδο της λεκάνης μέσω ενός γραμμικού ταμειυτήρα, στην οποία καταλήγουν ακόμη η υποδερμική απορροή καθώς και η βασική απορροή. Η τελευταία προέρχεται από την επιφανειακή εκφόρτιση του υδροφορέα, που τροφοδοτείται από την κατείδυση των ανώτερων στρωμάτων (Ευστρατιάδης *et al.*, 2014).

Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν οι εξής δύο παράμετροι για τη βασική απορροή:

*j*: Ο ρυθμός εκφόρτισης δεξαμενής εδαφικής υγρασίας για την παραγωγή βασικής ροής.

*h*: Το κατώφλι αποθέματος δεξαμενής εδαφικής υγρασίας για την παραγωγή βασικής ροής, με διαστάσεις ισοδύναμου ύψους νερού (mm).

Τέλος, η παράμετρος *f* αντιπροσωπεύει το ρυθμό εκφόρτισης για απορροή σε γειτονικούς υπόγειους υδροφορείς ή στη θάλασσα. Επίσης, δίνεται η δυνατότητα να οριστούν οι αρχικές συνθήκες της εδαφικής υγρασίας ως ποσοστό της συνολικής χωρητικότητας και της αρχικής χωρητικότητας της υπόγειας δεξαμενής (Ευστρατιάδης *et al.*, 2014).

## 6.4 Δεδομένα εισόδου

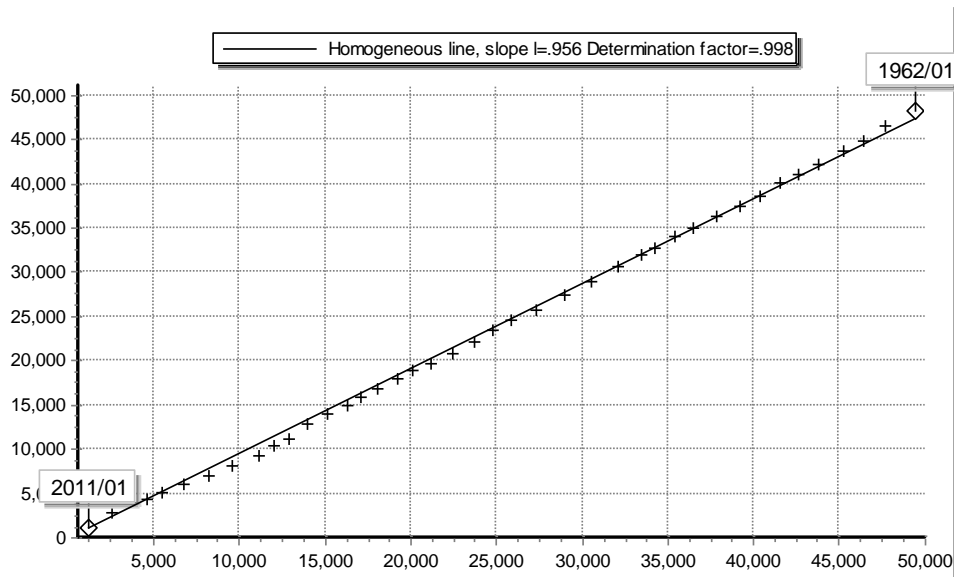
### 6.4.1 Βροχόπτωση

Όσον αφορά τη βροχόπτωση, χρησιμοποιήθηκαν οι σταθμοί Πόρος, Πενταγιοί, Χελιδόνα, Πλάτανος, Ανάληψη και Θέρμο. Στον παρακάτω πίνακα δίνονται οι συντεταγμένες και το υψόμετρο των σταθμών.

Πίνακας 6.1: Συντεταγμένες και υψόμετρο βροχομετρικών σταθμών.

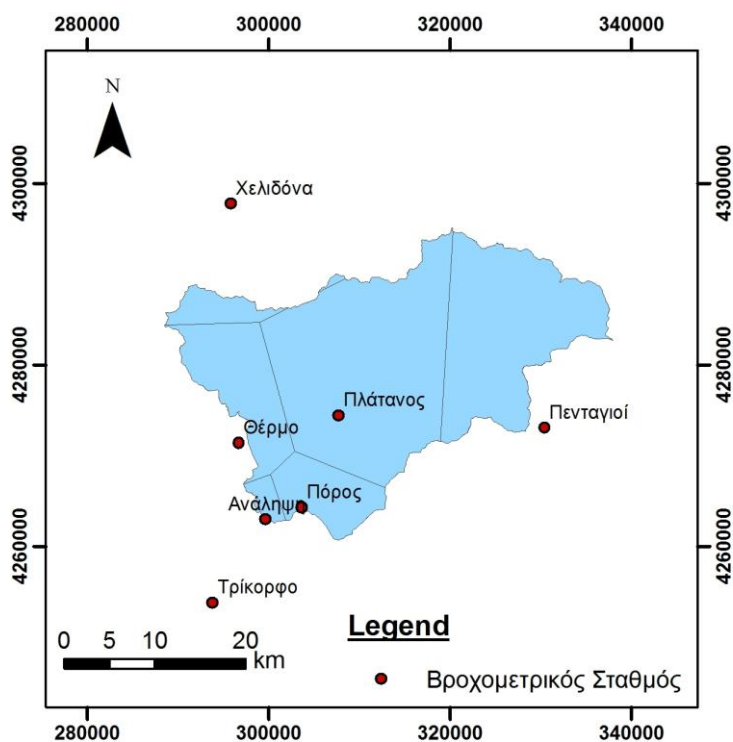
Σταθμός	X	Y	Υψόμετρο
Πόρος	303631	4264270	181.8
Πενταγιοί	330417.5	4273029	921
Χελιδόνα	295838	4297778	624.5
Πλάτανος	307694.6	4274399	856.9
Ανάληψη	299643.6	4262930	564.3
Θέρμο	296703.7	4271397	358.2

Τα δεδομένα ήταν σε ημερήσιο βήμα και έγινε η επεξεργασία τους στο λογισμικό «Υδρογνώμον» για να γίνει η συνάθροιση σε ετήσια κλίμακα. Στη συνέχεια, έγινε ο έλεγχος ομοιογένειας των σταθμών με τη μέθοδο της διπλής αθροιστικής καμπύλης, με σταθμό βάσης τον Πόρο Ρηγανίου, γιατί βρίσκεται στην έξοδο της λεκάνης και θεωρείται αρκετά αξιόπιστος με βάση παλαιότερο ερευνητικό έργο (Τζεράνης *et al.*, 1989). Ενδεικτικά παρουσιάζεται η διπλή αθροιστική καμπύλη από το λογισμικό «Υδρογνώμον» για τους σταθμούς Χελιδόνα και Πόρο Ρηγανίου. Τα υπόλοιπα γραφήματα παρατίθενται στο Παράρτημα.



Σχήμα 6.3: Έλεγχος διπλής αθροιστικής καμπύλης με εξεταζόμενο σταθμό την Χελιδόνα και σταθμό αναφοράς τον Πόρο Ρηγαίου.

Αφού έγινε ο έλεγχος της διπλής αθροιστικής καμπύλης, έπρεπε να γίνει η ολοκλήρωση της βροχής στην υπολεκάνη. Κάποιο πιο πολύπλοκο μοντέλο, όπως το SWAT, θα μπορούσε να πάρει ξεχωριστά τις ημερήσιες βροχοπτώσεις κάθε σταθμού, ωστόσο ο Ζυγός απαιτεί μια χρονοσειρά βροχών. Για το σκοπό αυτό, εφαρμόστηκε η μέθοδος των πολυγώνων Thiessen, στο ArcGIS και τα αποτελέσματα φαίνονται στον παρακάτω πίνακα.



Σχήμα 6.4: Χάρτης πολυγώνων Thiessen για την υπολεκάνη του Πόρου.

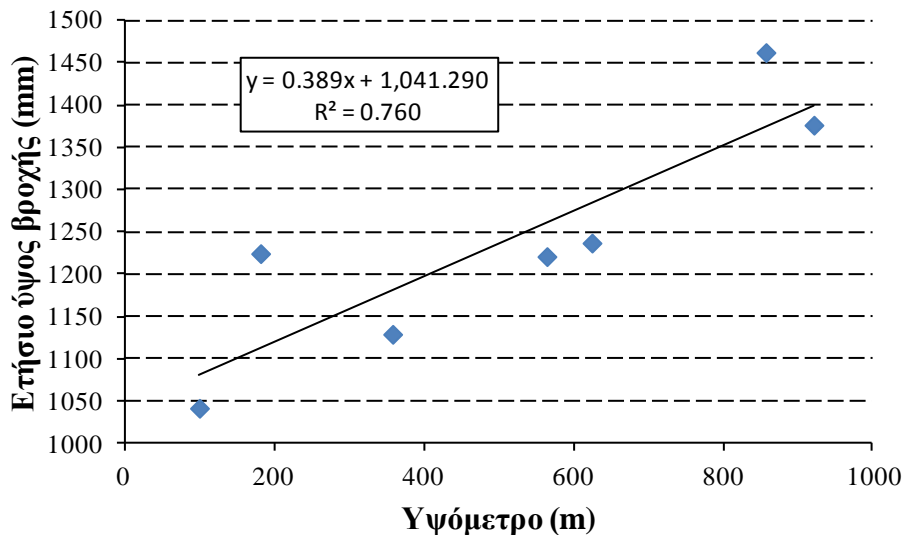
Πίνακας 6.2: Αποτελέσματα μεθόδου Thiessen.

Σταθμός	Ποσοστό συμμετοχής (%)
Πόρος	8.13
Πενταγιοί	29.57
Χελιδόνα	3.91
Πλάτανος	43.78
Ανάληψη	1.50
Θέρμο	13.10

Τέλος, απαραίτητη διαδικασία ήταν η αναγωγή της βροχής στο μέσο υψόμετρο της υπολεκάνης, που ήταν  $z_s=982.4$  m. Για τον υπολογισμό του συντελεστή υψομετρικής αναγωγής  $\lambda$ , χρειάστηκε το σταθμισμένο υψόμετρο των σταθμών ( $z_\sigma=742$  m) και η βροχοβαθμίδα που βρέθηκε ως η κλίση του Σχ. 6.5, ίση με  $\beta=39$  mm/100 m. Για την εύρεση της βροχοβαθμίδας χρησιμοποιήθηκε και ο σταθμός Τρίκορφο, ωστόσο κατά την εφαρμογή Thiessen, φάνηκε ότι η επιρροή του σταθμού στην υπολεκάνη ήταν μηδενική. Ο συντελεστής συσχέτισης  $r$  βρέθηκε ίσος με 0.87, έναντι της κρίσιμης τιμής 0.756. Εν τέλει, ο συντελεστής  $\lambda$  βρέθηκε από την παρακάτω εξίσωση ίσος με 1.069.

$$\lambda = 1 + \beta \frac{z_s - z_\sigma}{h_s} \quad (6.4)$$

όπου  $h_s$  το επιφανειακό μέσο ύψος βροχής. Να σημειωθεί πως η βροχοβαθμίδα υπολογίστηκε με βάση μέσες ετήσιες τιμές της βροχής, ενώ ο συντελεστής  $\lambda$  που προέκυψε εφαρμόστηκε στις ημερήσιες τιμές, κάτι που δεν είναι απόλυτα ορθό βέβαια. Ωστόσο, εφαρμόστηκε η μέθοδος γιατί η διαφορά μεταξύ μέσου υψομέτρου της υπολεκάνης και του σταθμισμένου υψομέτρου ήταν 240 m περίπου.



Σχήμα 6.5: Υπολογισμός βροχοβαθμίδας.

## 6.4.2 Θερμοκρασία

Για την κατασκευή της χρονοσειράς θερμοκρασιών σε ημερήσιο βήμα, χρησιμοποιήθηκε ο σταθμός στο Λιδορίκι, που βρίσκεται σε υψόμετρο 547.6 m, και παρουσιάζει λίγες ελλείψεις δεδομένων. Οι τιμές της θερμοβαθμίδας  $c$  που χρησιμοποιήθηκαν ήταν αυτές που δίνει ο Giandotti για μεσογειακές λεκάνες κάτω του 45<sup>00</sup> παραλλήλου και παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα.

Πίνακας 6.3: Μείωση της θερμοκρασίας ανά 100 m αύξησης του υψομέτρου κατά Giandotti.

Μήνας	Θερμοβαθμίδα $c$	Μήνας	Θερμοβαθμίδα $c$
Ιανουάριος	0.31	Ιούλιος	0.61
Φεβρουάριος	0.38	Αύγουστος	0.59
Μάρτιος	0.56	Σεπτέμβριος	0.59
Απρίλιος	0.63	Οκτώβριος	0.53
Μάιος	0.63	Νοέμβριος	0.43
Ιούνιος	0.63	Δεκέμβριος	0.34

## 6.4.3 Εξατμοδιαπνοή

Η τελευταία χρονοσειρά που απαιτείται για τα δεδομένα εισόδου είναι η εξατμοδιαπνοή. Γενικά, η εξατμοδιαπνοή είναι μια μεταβλητή που ανάλογα με τη μέθοδο μπορεί να χρειάζεται αρκετά δεδομένα, που συχνά δεν είναι διαθέσιμα. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η παραμετρική μέθοδος που προτάθηκε από τους Tegos *et al.* (2013). Η συγκεκριμένη μέθοδος στηρίζεται σε απλοποιήσεις της μεθόδου Penman-Monteith. Το πλεονέκτημα της μεθόδου είναι ότι δίνει τη δυνατότητα να εκτιμηθεί η εξατμοδιαπνοή σε μια περιοχή κοντινή σε αυτή που μελετάται και υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου, ηλιοφάνειας και σχετικής υγρασίας, ώστε να βαθμονομήσει τις παραμέτρους του μοντέλου. Στη συνέχεια, χρησιμοποιώντας αυτές τις παραμέτρους στη χρονοσειρά θερμοκρασιών της περιοχής μελέτης, προκύπτει η δυνητική εξατμοδιαπνοή. Η συγκεκριμένη μέθοδος έχει εφαρμοστεί σε κάποιες μελέτες (Ευστρατιάδη *et al.*, 2000) και δίνει αρκετά καλά αποτελέσματα. Η προσεγγιστική σχέση της μεθόδου είναι:

$$E = \frac{aR_a + b}{1 - cT_a} \quad (6.5)$$

όπου οι μονάδες των παραμέτρων είναι  $a$  (kg/kj),  $b$  (kg/m<sup>2</sup>),  $c$  (°C<sup>-1</sup>). Η βαθμονόμηση του μοντέλου έγινε με μηνιαία δεδομένα ταχύτητας ανέμου, σχετικής υγρασίας και ποσοστού ηλιοφάνειας του Αγρινίου και δεδομένα θερμοκρασιών από το σταθμό Λιδορίκι (Παράρτημα). Οι βέλτιστες τιμές των τριών παραμέτρων ήταν:

Πίνακας 6.4: Βέλτιστες τιμές παραμέτρων.

$a$	0.000068
$b$	0.3613
$c$	0.02586

Τις τιμές αυτές χρειάστηκε το λογισμικό «Υδρογώνον» μαζί με το γεωγραφικό πλάτος της λεκάνης και τη χρονοσειρά θερμοκρασιών ανοιγμένη στο μέσο υψόμετρο της λεκάνης για να υπολογίσει την ημερήσια χρονοσειρά της δυνητικής εξατμοδιαπνοής για τη λεκάνη.

#### 6.4.4 Απορροή

Η απορροή, με βάση την οποία έγινε η βαθμονόμηση, ήταν αυτή που εκτιμήθηκε από τις καμπύλες στάθμης-παροχής σε ημερήσιο βήμα στην Παράγραφο 5.5. Επειδή η εκτιμημένη απορροή ήταν σε  $m^3/s$ , προκειμένου να μετατραπεί σε ισοδύναμο ύψος νερού, διαιρέθηκαν οι τιμές με το εμβαδόν της υπολεκάνης και πολλαπλασιάστηκαν με τον αριθμό 86400, όσα και τα δευτερόλεπτα σε μία ημέρα.

#### 6.5 Βαθμονόμηση

Όπως αναφέρθηκε, αρχικά, η βαθμονόμηση του μοντέλου έγινε με βάση την παρατηρημένη τιμή, χρησιμοποιώντας ως κριτήριο καλής προσαρμογής το δείκτη αποτελεσματικότητας και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, ενώ σε δεύτερη φάση συνυπολογίστηκε η αβεβαιότητα για την περίοδο από Νοέμβριο του 1992 έως Μάιο του 1995. Συγκεκριμένα, είχαν υπολογιστεί δύο περιβάλλουσες καμπύλες για διάστημα εμπιστοσύνης 95% ( $Q_{\max 95}$ ,  $Q_{\min 95}$ ) γύρω από την εκτιμημένη, από τις καμπύλες στάθμης-παροχής, παροχή. Στην στοχαστική συνάρτηση θεωρήθηκε πως εφόσον η τιμή που δίνει το μοντέλο είναι εντός του εύρους, τότε ο συντελεστής βάρους του τετραγώνου της διαφοράς τους ( $a$ ) ισούται με τη μονάδα, ενώ εφόσον η τιμή βρίσκεται έξω από το εύρος, το βάρος παίρνει μία ποινή που ισούται με την απόλυτη τιμή της απόστασης από την εγγύτερη περιβάλλουσα. Με αυτόν τον τρόπο, αποφεύγεται η εμφάνιση ασυνέχειας στη θέση των περιβαλλουσών καμπυλών. Γενικά, το πρόβλημα ορίζεται ως εξής:

Έστω οι άγνωστες παράμετροι του μοντέλου,  $\theta=(\theta_1, \dots, \theta_n)$ . Η συνάρτηση του καθολικού μέτρου σφάλματος  $f(e)$  είναι:

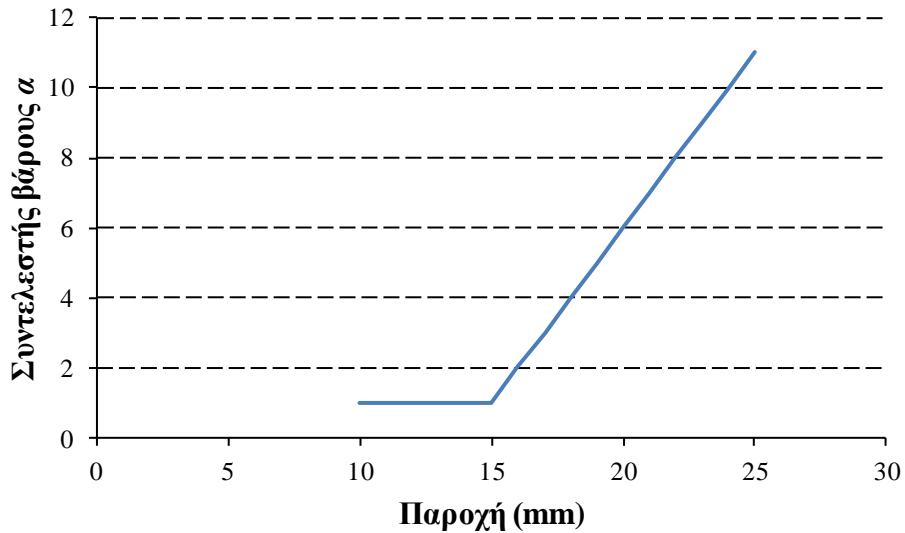
$$f(e) = f\left(a(Q_{\text{sim}}(t) - Q_{\text{obs}}(t))^2\right) \quad (6.6)$$

Ορίζεται ο εφικτός χώρος  $\Theta$  των παραμέτρων, εισάγοντας άνω και κάτω όρια ( $\theta_{\min} \leq \theta \leq \theta_{\max}$ ).

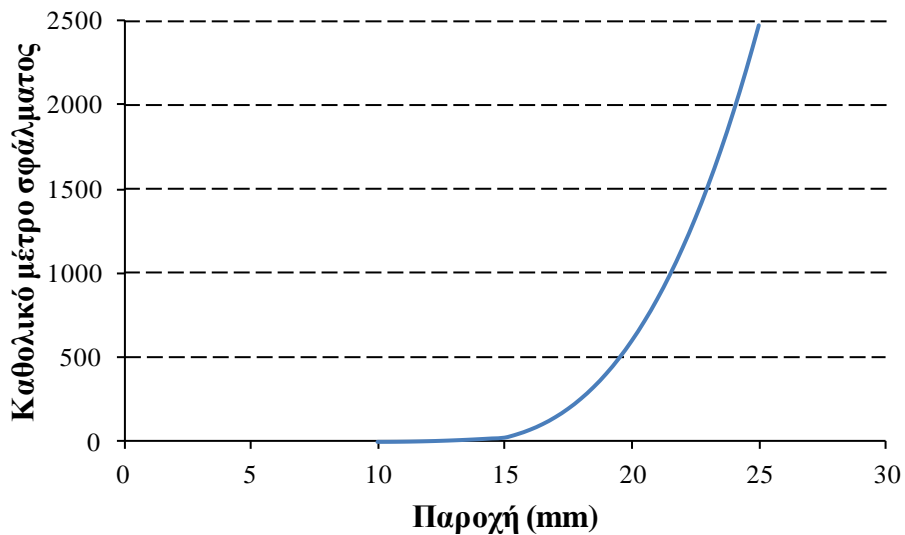
Τελικά, ο ορισμός του προβλήματος, που αντιμετωπίζεται με τη βοήθεια του εξελικτικού αλγορίθμου απόκτησης-απλόκου, θα είναι (Ευστρατιάδης και Μακρόπουλος, 2011):

$$\text{minimize } f(e) = f(\theta), \theta \in \Theta \quad (6.7)$$

Το ακόλουθο παράδειγμα επεξηγεί την παραπάνω θεώρηση. Έστω πως η παροχή εκτιμήθηκε από τις καμπύλες ίση με 10 mm, ενώ η άνω περιβάλλουσα είχε, για διάστημα εμπιστοσύνης 95%, τιμή 15 mm. Στο Σχ. 6.6 φαίνεται πως η ποινή εντός του εύρους είναι μονάδα, ενώ εκτός του εύρους αυξάνεται γραμμικά και ισούται με την απόλυτη τιμή της διαφοράς μεταξύ της εκτίμησης της παροχής και της άνω περιβάλλουσας. Στο Σχ. 6.7 φαίνεται η συνάρτηση του καθολικού μέτρου σφάλματος σε σχέση με την παροχή. Στην αρχή είναι αρκετά μικρό, ενώ μετά αυξάνει απότομα. Ο αλγόριθμος θα προσπαθήσει να βελτιστοποιήσει τις παραμέτρους που αναφέρθηκαν στην Παράγραφο 6.3, για να ελαχιστοποιήσει το συνολικό άθροισμα του καθολικού μέτρου σφάλματος.



Σχήμα 6.6: Απεικόνιση του συντελεστή βάρους σε σχέση με την παροχή.



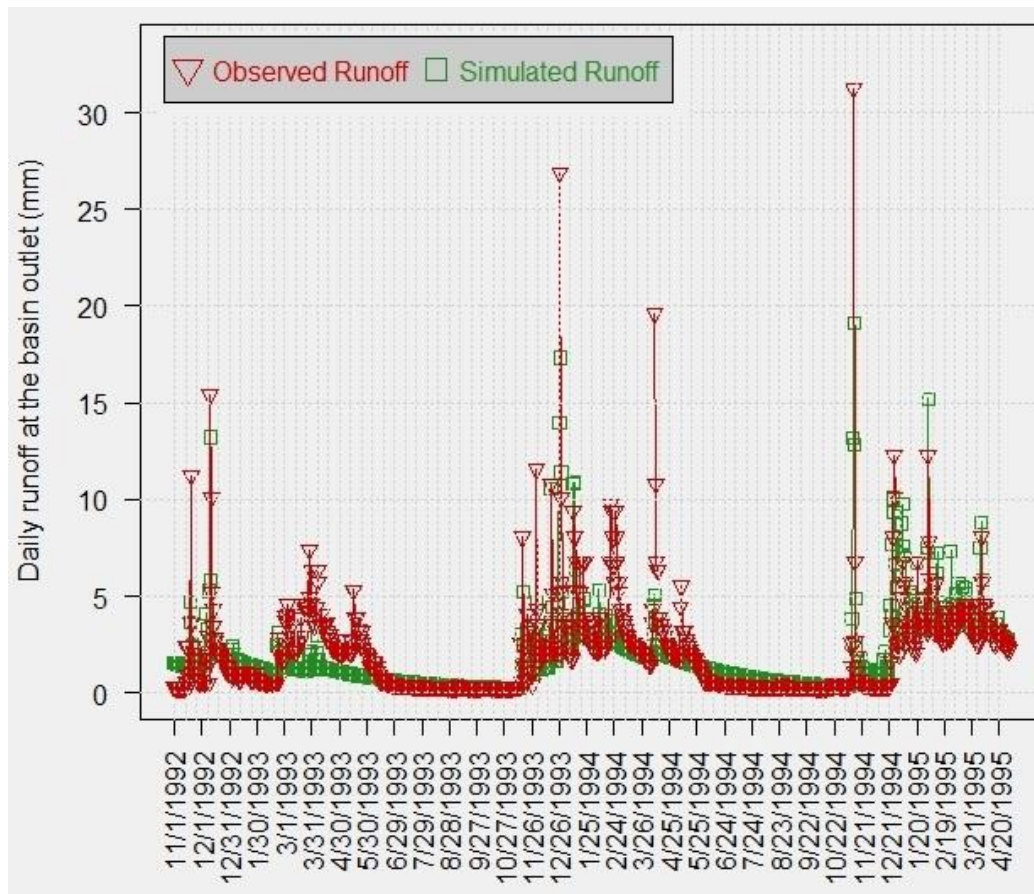
Σχήμα 6.7: Απεικόνιση του καθολικού μέτρου σφάλματος με την παροχή.

## 6.6 Αποτελέσματα

### 6.6.1 Βαθμονόμηση με βάση το δείκτη αποτελεσματικότητας

Ξεκινώντας με τη ντετερμινιστική θεώρηση, η βαθμονόμηση σε ημερήσιο χρονικό βήμα με βάση το δείκτη αποτελεσματικότητας (Εφαρμογή 1) έδωσε τιμή για το δείκτη Nash and Sutcliffe ίση με 0.63. Στο παρακάτω σχήμα απεικονίζονται η παρατηρημένη και η προσομοιωμένη απορροή.

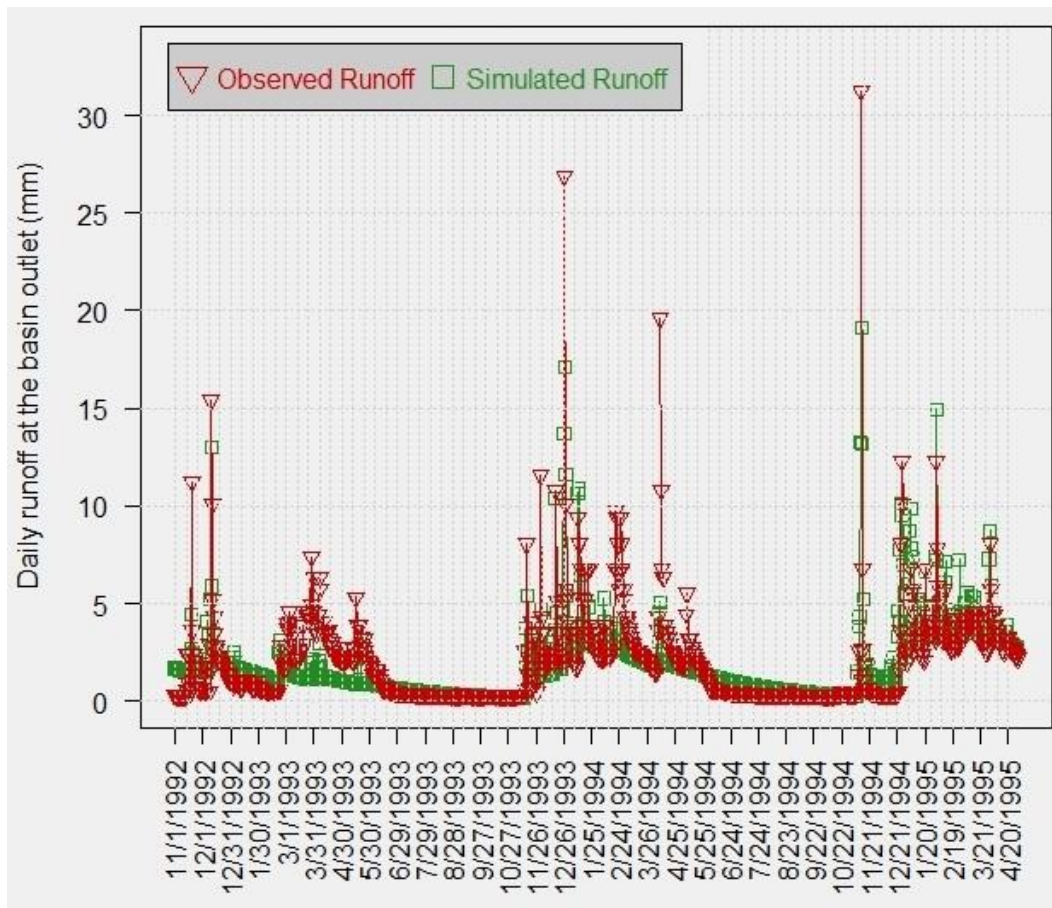




Σχήμα 6.8: Σύγκριση παρατηρημένης και προσομοιωμένης απορροής.

### 6.6.2 Βαθμονόμηση με βάση το μέσο τετραγωνικό σφάλμα

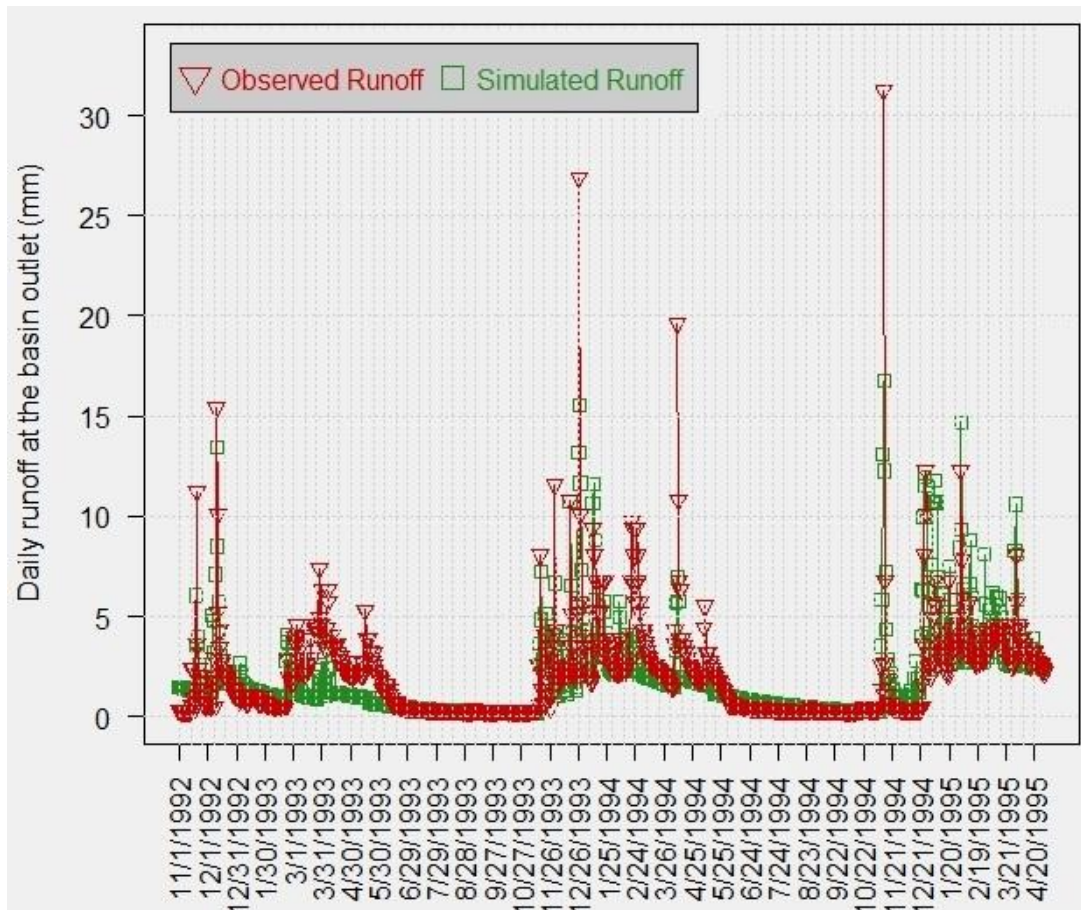
Στη συνέχεια, έγινε πάλι ντετερμινιστική θεώρηση χρησιμοποιώντας ως κριτήριο καλής προσαρμογής το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Εφαρμογή 2), το οποίο υπολογίστηκε ίσο με 2.26.



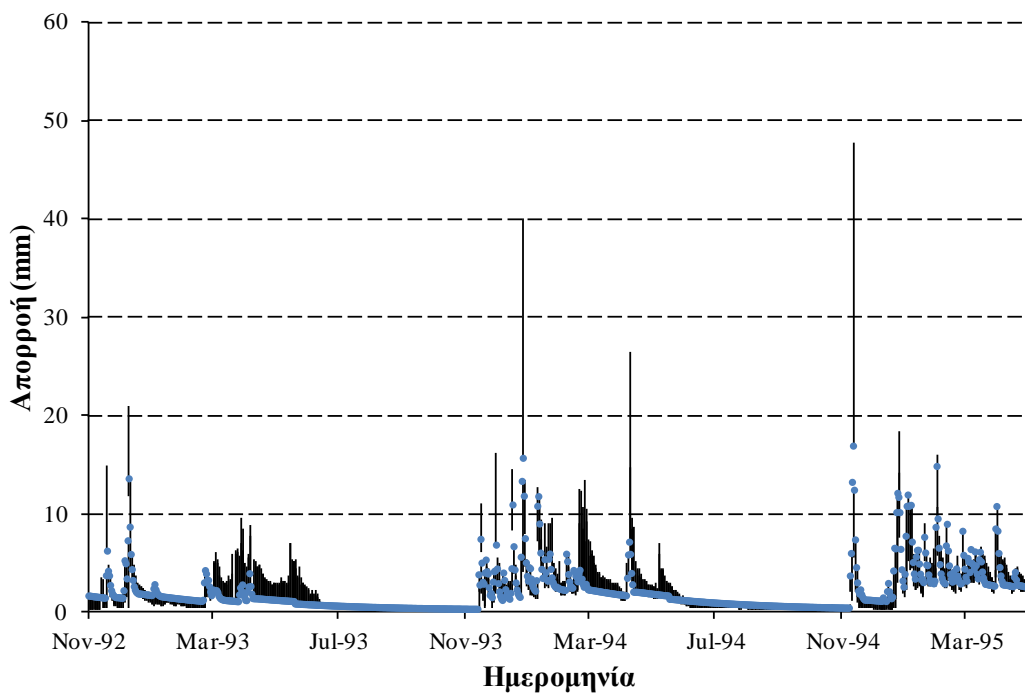
Σχήμα 6.9: Σύγκριση παρατηρημένης και προσομοιωμένης απορροής.

### 6.6.3 Βαθμονόμηση συνυπολογίζοντας την αβεβαιότητα

Στο τελευταίο στάδιο συνυπολογίστηκε η αβεβαιότητα κατά τη βαθμονόμηση, έτσι όπως περιγράφηκε στην Παράγραφο 6.5 (Εφαρμογή 3). Η στοχική συνάρτηση βρέθηκε ίση με 11.11. Αυτό δεν σημαίνει ότι έδωσε χειρότερα αποτελέσματα από το προηγούμενο στάδιο, καθώς σε αυτήν την περίπτωση υπήρχε και συνάρτηση ποινής. Στο Σχ. 6.11 φαίνεται πως το μοντέλο ελάχιστες φορές παρεκκλίνει από το εύρος αβεβαιότητας ενώ συχνά κινείται στο πάνω ή κάτω άκρο του εύρους.



Σχήμα 6.10: Σύγκριση παρατηρημένης και προσομοιωμένης απορροής.



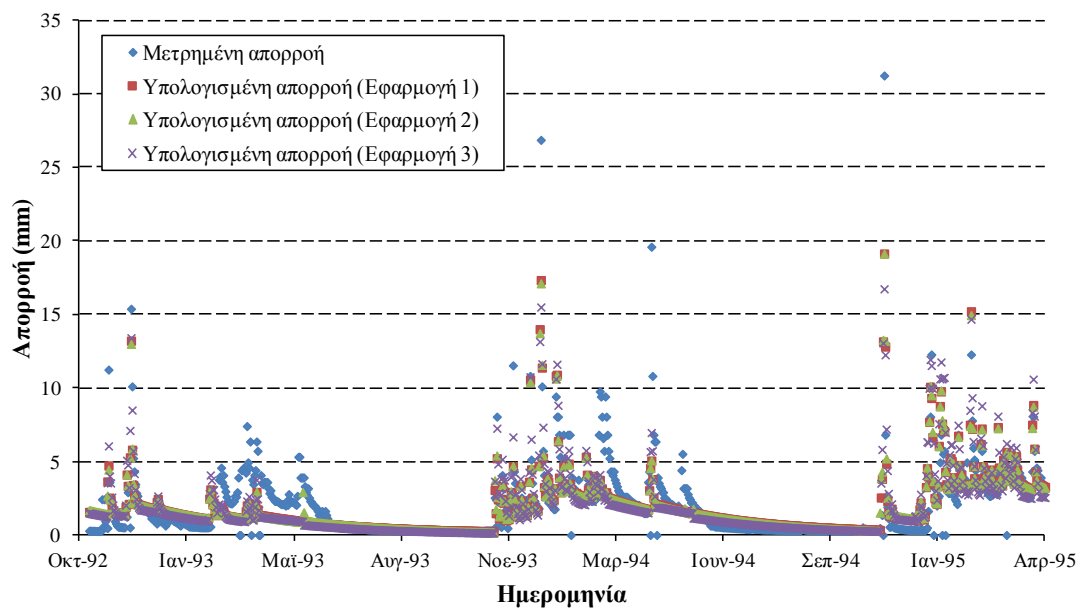
Σχήμα 6.11: Απεικόνιση εύρους αβεβαιότητας της μετρημένης απορροής με την τιμή που έδωσε το μοντέλο (μπλε τελεία).

#### 6.6.4 Συγκριτικά αποτελέσματα

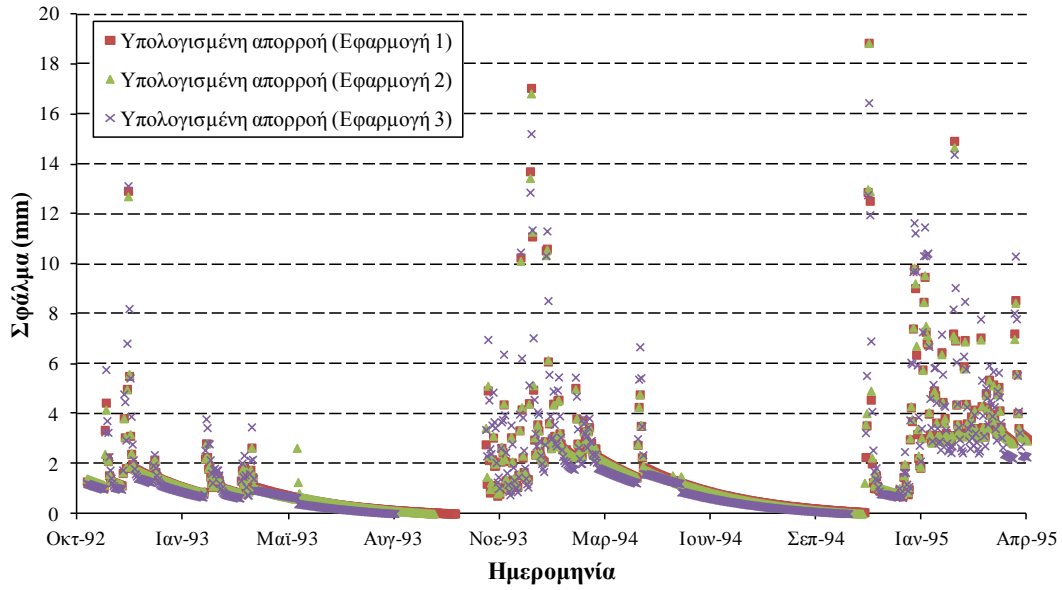
Συγκρίνοντας, κατ'αρχήν, τις παραμέτρους που προέκυψαν για κάθε εφαρμογή φαίνονται αρκετές μεταβολές που παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 6.5: Αποτελέσματα βέλτιστων παραμέτρων για κάθε εφαρμογή.

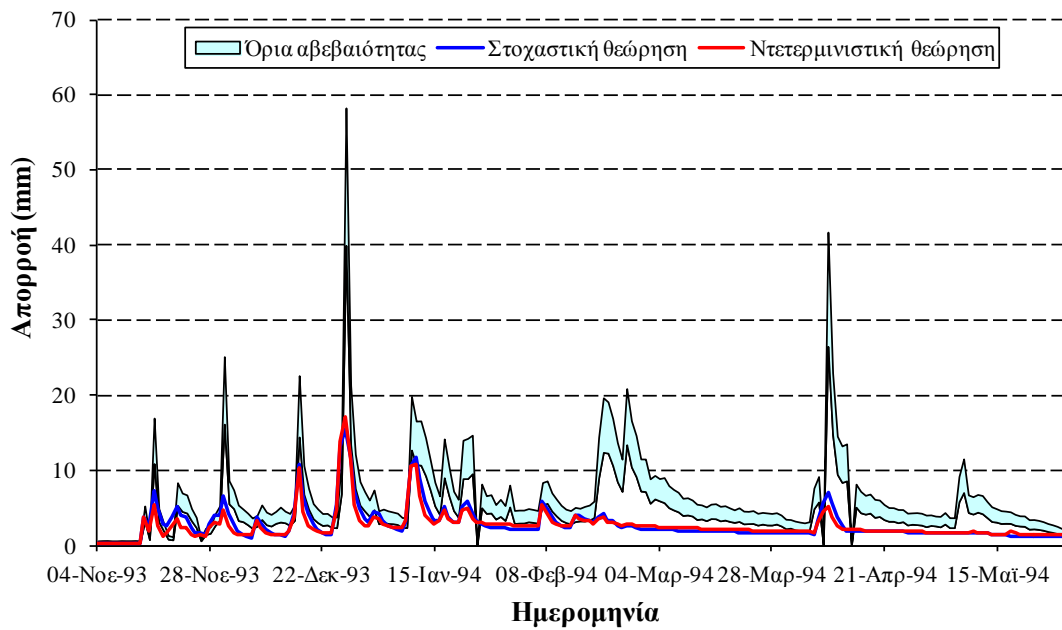
	Εφαρμογή 1	Εφαρμογή 2	Εφαρμογή 3
Canopy_Reservoir_Capacity	25.725	99.999	8.658
Infiltration_coef	0.084	0.034	0.803
EC:Storage capacity of upper zone of soil moisture tank	76.52	5	89.036
SC:Storage capacity of lower zone	5.001	214.769	282.809
Interflow_runoff_coef	0.01	0.01	0.01
Direct_runoff_coef	0.287	0.275	0.231
infiltration	0.573	0.562	0.265
Baseflow_recession_rate	0.01	0.01	0.01
Threshold_for_baseflow_generation	12.089	5.014	14.057
Recession_rate_for_outflow	0	0	0
Soil_Reservoir_Initial_Storage	0.227	0.01	0.01
Groundwater_Reservoir_Initial_Storage	163.222	174.316	163.216



Σχήμα 6.12: Σύγκριση μετρημένης απορροής με τις υπολογισμένες για κάθε περίπτωση χρονοσειρές.

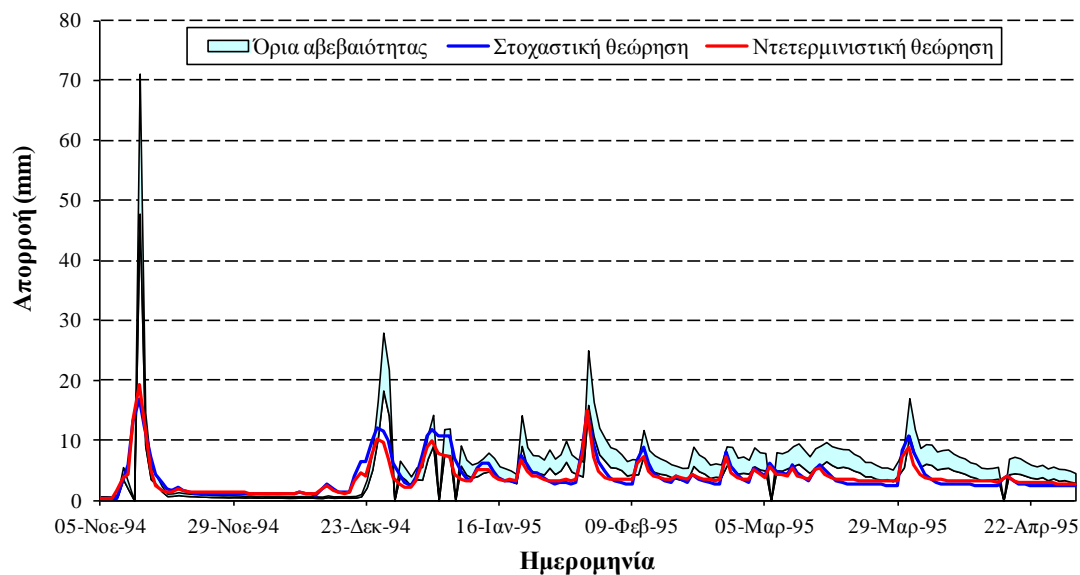


Σχήμα 6.13: Σύγκριση σφαλμάτων μεταξύ μετρημένης απορροής με τις υπολογισμένες για κάθε περίπτωση χρονοσειρές.



Σχήμα 6.14: Σύγκριση μεταξύ της στοχαστικής θεώρησης και της ντετερμινιστικής (Εφαρμογή 2) σε σχέση με τα όρια αβεβαιότητας.





Σχήμα 6.15: Σύγκριση μεταξύ της στοχαστικής θεώρησης και της ντετερμινιστικής (Εφαρμογή 2) σε σχέση με τα όρια αβεβαιότητας.

Από το Σχ. 6.13 φαίνεται πως στην 3<sup>η</sup> εφαρμογή, οπότε και λαμβάνεται υπόψη η αβεβαιότητα, τα σφάλματα ειδικά στις αιχμές είναι μικρότερα. Όμως και στις μικρές παροχές φαίνονται τα σφάλματα για την 3<sup>η</sup> εφαρμογή να είναι μικρότερα. Από τα Σχ. 6.14, 6.15 φαίνεται πάλι η λίγο καλύτερη προσαρμογή της στοχαστικής θεώρησης, ωστόσο στις μεγάλες τιμές οι εκτιμημένες τιμές από το μοντέλο κινούνται έξω από τα όρια αβεβαιότητας. Αυτό οφείλεται στο ημερήσιο βήμα που χρησιμοποιήθηκε. Συγκεκριμένα, στο ημερήσιο βήμα εισάγεται η συνολική βροχόπτωση, ενώ η απορροή είναι αυτή που εκτιμήθηκε από τη μέτρηση της στάθμης στις 8 το πρωί, με αποτέλεσμα συχνά να μην προσεγγίζεται η αιχμή.

Επίσης, στις δύο βαθμονομήσεις με τη ντετερμινιστική θεώρηση, οι χρονοσειρές και τα σφάλματα είναι αρκετά κοντά παρόλο που οι τιμές των παραμέτρων διαφέρουν αρκετά (Πίνακας 6.5). Ίσως, αυτό να δείχνει πως οποιοδήποτε κριτήριο καλής προσαρμογής χρησιμοποιηθεί στη ντετερμινιστική θεώρηση, το αποτέλεσμα δεν θα διαφέρει σημαντικά.

## 7 Συμπεράσματα-Προτάσεις

---

Ολοκληρώνοντας τη μελέτη πάνω στην κατάρτιση και στην αβεβαιότητα των καμπυλών στάθμης-παροχής αλλά και στην επίδραση της αβεβαιότητας στη βαθμονόμηση μοντέλων, μπορούν να εξαχθούν τα ακόλουθα συμπεράσματα:

- Στη μόνιμη ροή, ο ανοδικός και ο καθοδικός κλάδος της καμπύλης στάθμης-παροχής δεν συμπίπτουν ούτε μεταξύ τους, οπότε δεν υπάρχει αμφιμονοσήμαντη σχέση, αλλά ούτε και με την αντίστοιχη καμπύλη ομοιόμορφης ροής. Επιπλέον, χρησιμοποιώντας τη μόνιμη καμπύλη στάθμης-παροχής για να μετατραπούν οι στάθμες ενός πλημμυρογραφήματος σε παροχή, αφενός υποεκτιμάται η παροχή αιχμής και αφετέρου η αιχμή της πλημμύρας πραγματοποιείται πριν την εκτίμηση που δίνει η καμπύλη. Η πρακτική που χρησιμοποιούν πολλοί μελετητές να προσαρμόζουν μια καμπύλη για τον ανοδικό και μία για τον καθοδικό κλάδο είναι εσφαλμένη, καθώς η υστέρηση και ο βρόχος δεν είναι σταθερός για μια διατομή, αλλά μεταβάλλεται ανάλογα με τα χαρακτηριστικά (μέγεθος και σχήμα) της πλημμύρας.
- Μελετώντας τις τρεις πρότυπες διατομές που σχεδιάστηκαν (σταθερού πλάτους 30 m και μήκους 10, 25 και 50 km) και θεωρώντας το ίδιο πλημμυρογράφημα (αιχμή 1000 m<sup>3</sup>/s), φάνηκε πως όσο πιο μεγάλη είναι η κλίση, τόσο το φαινόμενο της υστέρησης ελαττώνεται, ενώ αντίθετα για μεγαλύτερη τιμή του συντελεστή Manning η υποεκτίμηση αυξάνεται και συνεπώς η μη μόνιμη ροή έχει μεγαλύτερη επίδραση. Επίσης, μεγαλύτερο μήκος αγωγού από τη θέση που δημιουργεί υποκρίσιμη ροή προκαλεί και μεγαλύτερη υποεκτίμηση της αιχμής της πλημμύρας, ειδικά για μικρές κλίσεις και μεγάλες τιμές του συντελεστή Manning αυτή ξεπερνά το 90%. Βάζοντας σαν κατώφλι στην υποεκτίμηση της αιχμής το 10%, συμπεραίνεται πως, χωρίς να συνυπολογιστεί ο συντελεστής, για μήκος 10 km θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη η μη μόνιμη ροή για κλίσεις μικρότερες από 0.075%, ενώ για μήκος 25 km και πάνω για κλίσεις μικρότερες από 0.1%. Λαμβάνοντας υπόψη και το συντελεστή Manning, τα όρια αυτά θα μεταβληθούν πηγαίνοντας προς ηπιότερες κλίσεις. Απεικονίζοντας σε διαγράμματα την υποεκτίμηση της αιχμής σε σχέση με το συντελεστή Manning, για κάθε κλίση και για κάθε πρότυπη διατομή, διαπιστώθηκε πως οι ήπιες κλίσεις περιγράφονται από λογαριθμικές καμπύλες, ενώ οι πιο απότομες από γραμμικές σχέσεις. Διαπιστώθηκε πως για μεγαλύτερο μήκος διατομής, η κλίση που διαχωρίζει λογαριθμική και γραμμική συσχέτιση μετακινείται προς πιο απότομες κλίσεις.
- Μελετώντας την υποεκτίμηση της παροχής αιχμής, θεωρώντας σταθερό το συντελεστή Manning και ίσο με 0.035 και αλλάζοντας την παροχή αιχμής των πλημμυρογραφήματων εισροής (συνολικά 7 πλημμυρογραφήματα με παροχή αιχμής από 50-1000 m<sup>3</sup>/s), διαπιστώθηκε πως το μέγεθος του πλημμυρογραφήματος εισροής δεν επηρεάζει σημαντικά την ποσοστιαία υποεκτίμηση της πλημμυρικής αιχμής. Ακόμη, από την απεικόνιση σε διαγράμματα της υποεκτίμησης της αιχμής σε σχέση με τη πλημμυρική παροχή για κάθε κλίση, φάνηκε πως το ποσοστό υποεκτίμησης σταθεροποιείται μετά από κάποια τιμή παροχής και άνω. Η τιμή αυτή ήταν περίπου 400 m<sup>3</sup>/s και για τις τρεις διατομές.

- Μελετώντας το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής, για κάθε κατηγορία κλίσης και συντελεστή Manning, με το ίδιο πλημμυρογράφημα εισόδου (αιχμή 1000 m<sup>3</sup>/s) διαπιστώθηκε πως το ποσοστιαίο σφάλμα είναι αρκετά μεγάλο για μικρές κλίσεις ξεπερνώντας και το 300% σε μικρές κλίσεις, ενώ επηρεάζονται κυρίως οι μεσαίες τιμές παροχής. Οι μεγαλύτερες τιμές του συντελεστή Manning αύξαναν το ποσοστιαίο σφάλμα. Επιπλέον, φαίνεται πως ο μεσαίος και μεγάλος αγωγός δεν εμφανίζουν πολύ μεγάλη διαφορά. Το μεγάλο ποσοστιαίο σφάλμα για τιμές παροχής 10 και 20 m<sup>3</sup>/s οφείλεται στο γεγονός πως, αν και το απόλυτο σφάλμα είναι μικρό, ο μικρός παρανομαστής αυξάνει το ποσοστό.
- Εξετάζοντας πάλι το σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης-παροχής, για σταθερό συντελεστή Manning και ίσο με 0.035 και για τα 7 πλημμυρογραφήματα εισόδου, πάλι για κάθε κλίση, παρατηρήθηκε πως οι μέγιστες τιμές σφαλμάτων βρίσκονται για ενδιάμεσες τιμές παροχής, μιας και εκεί είναι μεγαλύτερο το πλάτος του βρόχου. Επίσης, τα ποσοστιαία σφάλματα μειώνονται όσο μικρότερο είναι το πλημμυρογράφημα, κάτι που σχετίζεται με το μικρότερο βρόχο. Για μικρές κλίσεις, το σφάλμα ξεπέρασε το 200% στις ενδιάμεσες τιμές παροχής.
- Συγκρίνοντας τις βροχωτές καμπύλες από δύο πλημμυρογραφήματα με χρόνους ανόδου 15 h (πιο στενό πλημμυρογράφημα) και 24 h, στο μεγάλο αγωγό, για παροχή αιχμής 1000 m<sup>3</sup>/s, αποδείχθηκε πως για ήπιες κλίσεις, μικρότερες από 0.025%, η διαφορά είναι αισθητή, ενώ αντίθετα για πιο απότομες κλίσεις, οι δύο βροχωτές καμπύλες σχεδόν ταυτίζονται, οπότε και το σχήμα του πλημμυρογραφήματος δεν παίζει ρόλο. Μάλιστα, φαίνεται πως ο ανοδικός κλάδος δεν επηρεάζεται σχεδόν καθόλου από την αλλαγή του πλημμυρογραφήματος σε σχέση με το καθοδικό, όπου πιο πλατύ πλημμυρογράφημα προκαλεί μεγαλύτερο βρόχο. Τέλος, έγινε έλεγχος αν η διαφορετική βροχωτή καμπύλη θα έχει σοβαρή επίπτωση στην υποεκτίμηση της παροχής αιχμής. Πάλι φαίνεται πως για κλίσεις μικρότερες από 0.025% η διαφορά είναι σημαντική, ενώ για μεγαλύτερες κλίσεις ασήμαντη.
- Εξετάζοντας τη χρήση των υδραυλικών σχέσεων κατά Manning και Chezy στην επέκταση των καμπυλών στάθμης-παροχής διαπιστώθηκε πως για ορθογωνικό αγωγό για οποιαδήποτε κλίση, οι δύο εξισώσεις σχεδόν ταυτίζονταν με τις τιμές που έδινε για μόνιμη ροή το HEC-RAS. Το μέγιστο ποσοστιαίο σφάλμα ήταν για τη σχέση του Manning 0.15% και για τη σχέση του Chezy 0.1%, ενώ γενικά η σχέση του Chezy σχεδόν ταυτιζόταν με τις τιμές του λογισμικού για μόνιμη ροή. Σε τραπεζοειδή αγωγό με κλίση 1:1 διαπιστώθηκε πως οι δύο σχέσεις δίνουν μικρότερες τιμές παροχής από αυτή του HEC για μόνιμη ροή. Συγκεκριμένα, για τιμές παροχής από 10-1000 m<sup>3</sup>/s φαίνεται να υποεκτιμούν τις τιμές της μόνιμης ροής από -4.2 έως -13.6% για κλίση 0.001% και από -1 έως -8% για κλίση 0.5% αντίστοιχα. Τα παραπάνω δείχνουν την ακαταλληλότητα των δύο σχέσεων για τη χρήση τους στις καμπύλες επέκτασης καθώς, εκτός ότι αγνοούν τη μη μόνιμη ροή, ειδικά σε τραπεζοειδείς διατομές, υποεκτιμούν την παροχή που δίνει η μόνιμη ροή.
- Η κατασκευή και βαθμονόμηση του υδραυλικού μοντέλου HEC-RAS για τη περιοχή μεταξύ των υδρομετρικών σταθμών Πόρο Ρηγανίου και Γέφυρα Μπανιά, έδειξε πως οι καμπύλες επέκτασης που κατασκευάστηκαν είτε με υδραυλικές μεθόδους, είτε με γραφική επέκταση των καμπυλών στάθμης-παροχής υπερεκτιμούν (υδραυλική μέθοδος), είτε υποεκτιμούν (γραφική επέκταση) σημαντικά τη παροχή για δεδομένη στάθμη. Μάλιστα, όσο μικρότερο είναι το εύρος των σταθμημετρήσεων τόσο



μεγαλύτερο σφάλμα εμφανίζεται. Για το λόγο αυτό είναι προτιμότερο η χρήση υδραυλικών μοντέλων για την επέκταση των καμπυλών πέρα από το εύρος των σταθμημετρήσεων.

- Η βαθμονόμηση του μοντέλου Ζυγός που έγινε συνυπολογίζοντας την αβεβαιότητα στην εκτίμηση της παροχής έδειξε πως η εξαγόμενη χρονοσειρά περιέγραφε καλύτερα τη μετρημένη, σε αντίθεση με τις δύο βαθμονομημένες χρονοσειρές που προήλθαν από τη ντετερμινιστική προσέγγιση του προβλήματος. Επίσης, η υπολογισμένη απορροή από τη βαθμονόμηση που λήφθηκε υπόψη η αβεβαιότητα βρίσκεται μέσα στο εύρος που της έχει δοθεί και μόνο για μικρές τιμές απορροής παρεκκλίνει.

Επίσης, θα μπορούσαν να προταθούν τα εξής για περαιτέρω διερεύνηση.

- Κατασκευή πρότυπων αγωγών με παρόμοιες διαστάσεις και οριακές συνθήκες σε μοντέλα διαστάσεων 1-D, 2-D και 3-D και σύγκριση των αποτελεσμάτων που δίνουν.
- Διερεύνηση της μη μόνιμης ροής σε ποτάμια με μικρή και ήπια κλίση.
- Διερεύνηση της μη μόνιμης ροής είτε σε φυσικά ποτάμια είτε σε τεχνητά αρδευτικά ή υδρευτικά κανάλια, όπου υπάρχουν μετρήσεις στάθμης σε κοντινές θέσεις ώστε να εκτιμηθεί το προφίλ της επιφάνειας του νερού.
- Υπολογισμός της αβεβαιότητας των καμπυλών με άλλες μεθοδολογίες, όπως μεθόδους Bayesian, μεγιστοποίηση της εντροπίας κ.α.



## Αναφορές

---

### Στην ελληνική γλώσσα

- Ανδριόπουλος, Γ., *Ανθρώπινες επιδράσεις στο αβιοτικό περιβάλλον και τη βλάστηση του Κάτω Μέρους του Ευήνου ποταμού*, Μεταπτυχιακή εργασία, ΔΠΜΣ «Περιβαλλοντικές επιστήμες», Σχολή Θετικών Επιστημών, Τμήμα Βιολογίας, Πανεπιστήμιο Πατρών, 2005.
- Δημητριάδης, Π., και Ν. Μαμάσης, *Γενικά σχόλια για τη μαθηματική προσομοίωση πλημμυρικών φαινομένων. Παραδείγματα διαφορών μεταξύ 1-D και quasi 2-D μοντέλων*, Παρουσίαση στα πλαίσια του μαθήματος Αντιπλημμυρικά Έργα, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 2012.
- Ελληνική Επιτροπή Μεγάλων Φραγμάτων (ΕΕΜΦ), *Τα φράγματα της Ελλάδας*, 2013.
- Ερευνητική ομάδα «ΙΤΙΑ», *Θεωρητική τεκμηρίωση για το λογισμικό ΥΔΡΟΓΝΩΜΩΝ*-Έκδοση 4. Ε.Μ.Π., Τομέας Υδατικών Πόρων & Περιβάλλοντος, 2010.
- Ευστρατιάδης, Α., *Διερεύνηση μεθόδων αναζήτησης ολικού βέλτιστου σε προβλήματα υδατικών πόρων*, Μεταπτυχιακή εργασία, 139 σελίδες, Τομέας Υδατικών Πόρων, Υδραυλικών και Θαλάσσιων Έργων, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2001.
- Ευστρατιάδης, Α., *Μη γραμμικές μέθοδοι σε πολυκριτηριακά προβλήματα βελτιστοποίησης υδατικών πόρων, με έμφαση στη βαθμονόμηση υδρολογικών μοντέλων*, Διδακτορική διατριβή, 391 σελίδες, Τομέας Υδατικών πόρων και Περιβάλλοντος, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2008.
- Ευστρατιάδης, Α., και Χ. Μακρόπουλος, *Βαθμονόμηση μαθηματικών μοντέλων-Το «αντίστροφο» πρόβλημα της υδρολογίας*, Σημειώσεις στα πλαίσια του μαθήματος Βελτιστοποίηση συστημάτων υδατικών πόρων-Υδροπληροφορική, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 2011.
- Ευστρατιάδης, Α., Ι. Ναλμπάντης, Ν. Μαμάσης, *Εκσυγχρονισμός της εποπτείας και της διαχείρισης του συστήματος των υδατικών πόρων ύδρευσης της Αθήνας*, Τεύχος 8, Υδρομετεωρολογικά δεδομένα και επεξεργασίες, Ερευνητικό έργο, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 2000.
- Ευστρατιάδης, Α., Α. Κουκουβίνος, Π. Δημητριάδης, Π. Κοσσιέρης, και Α. Κούσης, *Τεχνική έκθεση θεωρητικής τεκμηρίωσης μοντέλου υδρολογικής-υδραυλικής προσομοίωσης, ΔΕΥΚΑΛΙΩΝ – Εκτίμηση πλημμυρικών ροών στην Ελλάδα σε συνθήκες υδροκλιματικής μεταβλητότητας: Ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένου εννοιολογικού-πιθανοτικού πλαισίου και υπολογιστικών εργαλείων*, Τεύχος Π3.5, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Μάρτιος 2014.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Στατιστική Υδρολογία.*, Έκδοση 4, 311 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1997.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Σημειώσεις Στοχαστικών Μεθόδων στους Υδατικούς Πόρους*, Έκδοση 3, 100 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2007.
- Κουτσογιάννης, Δ., και Θ. Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, Έκδοση 3, 418 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1999.
- Μιμίκου, Μ.Α., και Μπαλτάς, Ε.Α., *Τεχνική Υδρολογία*, Έκδοση 5, 395 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2012.

- Οικονόμου, Α., *Διεύρυνση λειτουργίας λογισμικών υδραυλικής προσομοίωσης στην εξέλιξη πλημμυρικής κατάκλισης. Εφαρμογή στην πεδιάδα της Θεσσαλίας*, Μεταπτυχιακή εργασία, ΔΠΜΣ «Επιστήμη & Τεχνολογία Υδατικών Πόρων», Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα 2013.
- Παπαζαφειρίου, Ζ., *Υδρολογία επιφανειακών υδάτων*, ΑΠΘ, 1983.
- Παπανικολάου, Π., *Στοιχεία μόνιμης ροής σε αγωγούς υπό πίεση & αγωγούς με ελεύθερη επιφάνεια*, Έκδοση 2, 264 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα 2012.
- Τζεράνης, Ι., Ν. Μαμάσης, Σ. Ρώτη, *Διεύρυνση προσφερομένων δυνατοτήτων για την ενίσχυση της ύδρευσης μείζονος περιοχής Αθηνών*, Τεύχος 4, ΕΜΠ, ΤΥΠΥΘΕ, Αθήνα, 1989.
- Τζεράνης, Ι., και Τσολακίδης, Κ., *Διεύρυνση προσφερομένων δυνατοτήτων για την ενίσχυση της ύδρευσης μείζονος περιοχής Αθηνών*, Τεύχος 9, ΕΜΠ, ΤΥΠΥΘΕ, Αθήνα, 1989.
- Τσακίρης, Γ. (Υπεύθυνος Έκδοσης), *Υδατικοί Πόροι: Ι. Τεχνική Υδρολογία*, 675 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1995.
- Χατζηνικολάου, Δ., *Στατιστική για Οικονομολόγους*, Έκδοση Β, 585 σελίδες, Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, 2002.

## Ξενόγλωσσες

- Barnes, F. B., Storage required for a city water supply, *J. Inst. Eng. Australia*, 26(9) 198-203, 1954.
- Bjerklie. D.M., S.L. Dingman, C.J. Vorosmarty, C.H. Bolster, R.G. Congalton, Evaluating the potential for measuring river discharge from space, *Journal of Hydrology*, 278(1-4), 17-38, 2003.
- Bjerklie. D.M., D. Moller, L.C. Smith, S.L. Dingman, Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information, *Journal of Hydrology*, 209(1-4), 191-209, 2005
- Braca. G., *Stage-discharge relationships in open channels: Practices and problems*, Agency for Enviromental Protection and Technical Services, Rome, Italy, 2008.
- Brunner, G.W., *HEC-RAS, River Analysis System Hydraulic Reference Manual*, 2010.
- Burgman. M.A., *Risks and decisions for conservation and environmental management*, vol. xii, Cambridge University Press, Cambridge, New York, p. 488, 2005.
- Callede, J., O. Kosuth, J. L. Guyot, V. S. Guimaraes, Discharge determination by acoustic Doppler current profilers (ADCP): a moving bottom error correction method and its application on the River Amaxon at Obidos, *Hydrolog. Sci. J-J Des Sci Hydrol*, 45(6) 911-924, 2000.
- Chow, V.T., *Open Channel Hydraulics*, Mc Graw Hill, Tokio, Japan, p. 680, 1959.
- Clarke. R.T., Uncertainty in the estimation of mean annual flood due to rating-curve indefintion. *Journal of Hydrology*, 224(1-4), 185-190, 1999.
- Clarke. R.T., E.M. Mendiondo, L.C. Brusa, Uncertainties in mean discharges from two large South American rivers due to rating curve variability, *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 45(2), 221-236, 2000.
- Di Baldasare, G. and Claps, P., A hydraulic study on the applicability of flood rating curves, *Hydrological Resources*, 42, 10-19, 2011.

- Di Baldassare, G., F. Laio, A. Montanari, Effect of observation errors on the uncertainty of design floods, *Physics and Chemistry of the Earth*, 42-44, 85-90, 2012.
- Di Baldassare, G. and Montanari, A., Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(6), 913-921, 2009.
- Di Silvio, G., Flood wave modifications along prismatic channels, *J. Hydraul. Div. ASCE*, 95, 1589-1614, 1969.
- Domeneghetti, A., A. Castellarin and A. Brath, Assessing rating-curve uncertainty and its effects on hydraulic model calibration, *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(4), 1191-1202, 2012.
- Dottori, E. I., V. Martina, E. Todini. A dynamic rating curve approach to indirect discharge measurement. *Hydrology and Earth System Sciences*. 13. 847-863, 2009.
- Eckhardt, R., Stan Ulam, John von Neumann and the Monte Carlo method, *From cardinals to chaos*, ed. by N. G. Cooper, Cambridge University, NY., 1989.
- Efstratiadis, A. and Koutsoyiannis, D., An evolutionary annealing-simplex algorithm for global optimization of water resources system, *Proceedings of fifth International Conference on Hydroinformatics*, Cardiff, UK, 1423-1428, International Water Association, 2002.
- European ISO EN Rule 748, *Measurement of liquid flow in open channels-velocity-area methods*, Reference number ISO 748:1997 (E), International Standard, 1997.
- Faye, R.E. and Cherry, R. N., *Channel and dynamic flow characteristics of the Chatthoochee River, Buford Dam to Georgia Highway 141*, US Geological Survey, Water Supply Paper 2063, 1980.
- Fenton, J. D., Calculating hydrographs from stage discharge records, *Proc, 28<sup>th</sup> IAHR Congress*, Graz, Austria, 1999.
- Fenton, J. D. and Keller, R.J., *The calculation of stream flow from measurements of stage*, Technical Report 01/6, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Melbourne, Australia, p. 84, 2001.
- Fread, D. L., Computation of stage-discharge relationship affected by unsteady flow, *Water Resour. Bull.*, 11(2), 429-442, 1975.
- Gotzinger, J. and Bardossy, A., Generic error model for calibration and uncertainty estimation of hydrological models, *Water Resour., Res.*, 44, W00B07, 2008.
- Harman, C., M. Stewardson, R. DeRose, Variability and uncertainty in reach bankfull hydraulic geometry, *Journal of Hydrology*, 351, 13-25, 2007.
- Henderson, F. M., Open channel flow, Macmillian Series in Civil Engineering, Macmillian eds., New York, USA, p. 522, 1966.
- Herschy, R. W., *Accuracy in hydrometry*, Wiley, New York, 353-397, 1978.
- Herschy, R. W., *Streamflow Measurement*, Second Edition, E & FN Spon, London, UK, 1995.
- Herschy, R. W., The uncertainty in a current meter measurement, *Flow Measurement and Instrumentation*, 13, 281-284, 2002.
- Hoque, M.A., *Hydraulic analysis of ice-covered river flow*, Master Thesis. Concordia University, Montreal, Quebec, Canada, 2009.
- Horritt, M. S. and Bates P.D., Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *Journal of hydrology*, 268, 87-99, 2002.

- ISO, *Guide to the Expression of Uncertainty in Measurement*, Geneva, 1995.
- ISO 24154, *Hydrometry-measuring river velocity and discharge with acoustic Doppler profilers*, 2005.
- ISO 1102, *Measurement of liquid flow in open channels-Part 2: Determination of the stage-discharge relation*, 1998.
- Jalbert, J., T. Mathevet, A. C. Favre, Temporal uncertainty estimation of discharges from rating curves using variographic analysis, *Journal of Hydrology*, 397, 83-92, 2011.
- Jerome, L.C., *A literature review of methods for estimating the uncertainty associated with stage-discharge relations*, Cemagref, Hydrology-Hydraulics, Lyon, France, 2012.
- Jones, B. E., A method of correcting river discharge for a changing stage, U.S. Geological Survey, *Water Supply Paper*, 375-E, 117-130, 1915.
- Kuczera, G., Correlated rating curve error in flood frequency inference, *Water Resources Research*, 32(7), 2119-2127, 1996.
- Kuhnle, R. A. and Bowie A. J., Loop Rating Curves from Goodwin Creek, *Publications from USDA-ARS/UN*, Faculty Paper, p. 316, 1992.
- Lamberti, P. and Pilati, S., Quasi-kinematic flood wave propagation, *Meccanica*, 25, 107-114, 1990.
- Lang, M., K. Pobanz, B. Renard, E. Renouf, E. Sauquet, Extrapolation of rating curves by hydraulic modeling with application to flood frequency analysis, *Hydr.Sci.J.*, 55(6), 2010.
- Leonard, J., M. Mietton, H. Najib, P. Gourbesville, Rating curve modeling with Manning's equation to manage instability and improve extrapolation, *Hydr.Sci.J.*, 45(5), 739-750, 2000.
- Mander, R., J., *Aspects of unsteady flow and variable backwater*, In: *Hydrometry: Principles and Practice* (first edn) (ed. by R.W. Herschy), John Wiley & ns, Chirchester, UK, 1978.
- Marchi, E., *La propagazione delle onde di piena*, *Atti Accademia, Nazionale Lincei*, 64, 594-602, 1976 (in Italian).
- McMillan, H., J. Freer, F. Pappanberger, T. Krueger, M. Clark, Impacts of uncertain river flow data on rainfall-runoff model calibration and discharge predictions, *Hydrological Processes*, 24, 1270-1284, 2010.
- Metropolis, N., The beginning of the Monte Carlo method, *From cardinals to chaos*, ed. by N. G. Cooper, Cambridge University, NY., 1989.
- Montanari, A., What do we mean by 'uncertainty'? The need for a consistent wording about uncertainty assessment in hydrology, *Hydrological Processes*, 21, 841-845, 2007.
- Montanari, A. and Koutsoyiannis, D., A blueprint for process-based modeling of uncertain hydrological systems, *Water Resources Research*, 48, W09555, 2012.
- Moramarco, T. and Singh, V.P., Formulation of the entropy parameter based on hydraulic and geometric characteristics of river cross section, *Journal of Hydrologic Engineering*, 15, 852-747, 2010.
- Moyeed, R.A. and Clarke, R.T., The use of Bayesian methods for fitting rating curves, with case studies, *Advances in Water Resources*, 28, 807-818, 2005.
- Nash, J.E., and Sutcliffe, J.V., River flow forecasting through conceptual models, Part I-A discussion of principles, *Journal of Hydrology*, 10, 282-290, 1970.

- Pagana, V., A. Tegos, P. Dimitriadis, A. Koukouvinos, P.D. Panagopoulos, N. Mamassis, Alternative methods in floodplain hydraulic simulation-Experiences and perspectives, *EGU General Assembly*, Vol. 15, EGU2013-10283-2, Vienna, Austria, 2013.
- Pelletier, M.P., Uncertainties in the determination of river discharge: a literature review, *Canadian Journal of Civil Engineering*, 15, 834-850, 1988.
- Perumal, M. and Moramarco, T., A reappraisal of discharge estimation methods using stage hydrographs, *Proc. HYPESD International Conference*, Roorkee, India, 23-35 Febr., 105-116, 2005
- Perumal, M. and Ranga Raju, K.G., Approximate diffusion equations, *J. Hydrol. Eng. ASCE*, 4(2), 160-164, 1999.
- Petersen-Overleir, A., Accounting for heteroscedasticity in rating curve estimates, *Journal of Hydrology*, 292(1-4), 173-181, 2004.
- Rantz, S.E., *et al.*, Measurement and computation of streamflow, Volume 2 Computation of Discharge, *U.S. Geological Survey Water Supply Paper 2175*, 1982b.
- Rozos, E., A. Efstratiadis, I. Nalbantis, D. Koutsoyiannis, Calibration of a semi-distributed model for conjunctive simulation of surface and groundwater flows, *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 819-842, 2004.
- Schmidt, A. R., *Analysis of stage-discharge relations for openchannel flow and their associated uncertainties*, Urbana, University of Illinois, p.328, 2002.
- Schmidt, A.R. and Yen B.C., *Stage-Discharge Relationship in Open Channels*, Proceedings of the International Symposium on Environmental Hydraulics, 2001.
- Shiklomanov, A., T. Yakovleva, R. Lammers, I. Karasev, C. Vorosmarty, E. Linder, Cold region river discharge uncertainty-estimates from large Russian rivers, *Journal of Hydrology*, 326(1-4), 231-256, 2006.
- Tegos, A., A. Efstratiadis, D. Koutsoyiannis, A Parametric Model for Potential Evapotranspiration Estimation Based on a Simplified Formulation of the Penman- Monteith Equation, *Evapotranspiration - An Overview*, Dr. Stavros G. Alexandris (Ed.), 2013.
- US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, HEC-RAS, User's Manual, Version 4.1, 2010.
- Warner, J.C., G.W. Brunner, B.C. Wolfe and S.S. Piper, *HEC-RAS River Analysis System Applications Guide*, US Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center (HEC), 2001.
- Westerberg, I., J.L. Guerrero, J. Seibert, K.J. Beven and S. Halldin, Stage-discharge uncertainty derived with a non-stationary rating curve in the Choluteca River, Honduras, *Hydrological Processes*, 25, 603-613, 2011.
- Winston, W. L., *Operations Research. Applications and Algorithms*, 3rd ed., Duxbury, Belmont, 1994.
- Yen, B.C., J.A., Gonzalez, *Determination of Boneyard Creek Flow Capacity by Hydraulic Performance*, Research Report No. 219, Department of Civil Engineering, University of Illinois at Urbana-Champaign, 1994.
- Yu, B., A systematic over-estimation of flows, *J.Hydrol.*, 233, 258-262, 2000.
- Zadeh, L.A., Toward a generalized theory of uncertainty (GTU)-an outline, *Information Sciences*, 172, 1-40, 2005.

**Διαδίκτυο**

[www.panoramio.com](http://www.panoramio.com)



## Παράρτημα Α: Πίνακες

Πίνακας Α.1: Ποσοστό ηλιοφάνειας για το σταθμό του Αγρινίου.

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
<b>1968</b>	0.43	0.44	0.49	0.64	0.53	0.53	0.88	0.73	0.68	0.55	0.43	0.35	0.56
<b>1969</b>			0.26	0.58	0.68	0.59	0.76		0.6	0.7	0.55		0.59
<b>1970</b>				0.45	0.54	0.7	0.75	0.78	0.76	0.61	0.6	0.48	0.63
<b>1971</b>	0.34	0.37	0.32	0.48	0.57	0.75	0.65	0.84	0.65	0.64	0.41	0.62	0.55
<b>1972</b>	0.26	0.27	0.65	0.4	0.59	0.8	0.68	0.7	0.59	0.38	0.62	0.52	0.54
<b>1973</b>	0.32	0.29	0.35	0.42	0.65	1	0.78	0.83	0.72	0.61	0.49	0.28	0.56
<b>1974</b>	0.49	0.35	0.47	0.35	0.49	0.65	1	0.81	1	0.42	0.54	0.61	0.6
<b>1975</b>	0.66	0.51	0.41	0.53	0.52	0.65	1	0.77	0.84	0.67	0.37	0.55	0.62
<b>1976</b>	0.48	0.52	0.4	0.45	0.48	0.45	0.75	0.82	0.76	0.55	0.47	0.38	0.54
<b>1977</b>	0.44	0.47	0.63	0.52	0.6	0.79	0.89	0.9	0.65	0.85	0.48	0.55	0.65
<b>1978</b>	0.4	0.31	0.5	0.34	0.57	0.82	0.9	0.87	0.67	0.65	0.68	0.44	0.6
<b>1979</b>	0.43	0.35	0.52	0.45	0.74	0.7	0.86	0.79	0.7	0.54	0.46	0.53	0.59
<b>1980</b>	0.4	0.55	0.47	0.51	0.47	0.72	0.9	0.8	0.89	0.54	0.53	0.48	0.6
<b>1981</b>	0.36	0.45	0.5	0.58	0.56	0.79	0.89	0.84	0.78	0.67	0.61	0.32	0.61
<b>1982</b>	0.51	0.57	0.5	0.46	0.56	0.85	0.88	0.85	0.82	0.6	0.61	0.45	0.64
<b>1983</b>	0.66	0.57	0.58	0.61	0.63	0.67	0.8	0.8	0.82	0.68	0.45	0.4	0.64
<b>1984</b>	0.47	0.31	0.36	0.34	0.61	0.77	0.93	0.77	0.73	0.7	0.55	0.54	0.59
<b>1985</b>	0.32	0.46	0.38	0.57	0.59	0.8	0.91	0.89	0.88	0.68	0.45	0.62	0.63
<b>1986</b>	0.41	0.3	0.38	0.65	0.6	0.7	0.85	0.9	0.81	0.68	0.75	0.52	0.63
<b>1987</b>	0.35	0.37	0.32	0.46	0.46	0.73	0.83	0.82	0.83	0.54	0.39	0.49	0.55
<b>1988</b>	0.31	0.45	0.46	0.39	0.5	0.63	0.9	0.89	0.69	0.69	0.49	0.54	0.58
<b>1989</b>	0.85	0.64	0.6	0.49	0.58	0.66	0.79	0.85	0.68	0.65	0.47	0.49	0.65
<b>Mean</b>	0.44	0.43	0.45	0.48	0.57	0.72	0.84	0.82	0.75	0.62	0.52	0.48	

Πίνακας Α.2: Σχετική υγρασία για το σταθμό Αγρινίου (%).

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μια	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
<b>1968</b>	72	73	69	58	58	66	56	57	62	69	77	79	66.33
<b>1969</b>			74	62	59	59	57		57	59	73		62.5
<b>1970</b>				70	60	57	53	49	60	72	80	77	64.22
<b>1971</b>	77	75	75	68	60	58	56	53	64	67	81	79	67.75
<b>1972</b>	77	74	67	72	69	60	68	61	69	78	79	74	70.67
<b>1973</b>	77	81	72	72	58		56	55	63	69	76	82	69.18
<b>1974</b>	75	74	71	73	68	60		52		78	82	80	71.3
<b>1975</b>	75	69	72	65	71	64		61	56	69	76	80	68.91
<b>1976</b>	76	68	70	73	66	73	63	59	64	72	78	78	70
<b>1977</b>	77	76	62	64	57	52	50	51	59	63	79	72	63.5

<b>1978</b>	74	78	71	76	66	59	49	53	70	66	71	82	67.92
-------------	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-------

Πίνακας Α.2: Σχετική υγρασία για το σταθμό Αγρινίου (%) (συνέχεια).

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μια	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
<b>1979</b>	79	74	74	72	69	57	56	61	63	72	79	78	69.5
<b>1980</b>	78	72	73	73	71	62	56	62	70	74	80	79	70.83
<b>1981</b>	70	74	73	67	68	58	54	59	66	76	78	85	69
<b>1982</b>	74	70	71	73	65	57	57	62	63	75	77	80	68.67
<b>1983</b>	75	73	69	65	59	64	64	61	67	72	80	79	69
<b>1984</b>	82	80	76	76	62	52	50	63	68	67	72	70	68.17
<b>1985</b>	76	70	72	67	59	54	54	52	55	68	80	74	65.08
<b>1986</b>	77	75	72	60	63	60	62	58	56	68	69	72	66
<b>1987</b>	74	70	67	63	64	58	57	61	62	73	77	78	67
<b>1988</b>	76	69	71	66	57	55	54	56	63	68	76	76	65.58
<b>1989</b>	65	67	66	64	59	59	59	57	65	69	74	76	65
<b>Mean</b>	75.3	73.1	70.81	68.14	63.09	59.24	56.55	57.29	62.95	70.18	77	77.62	

Πίνακας Α.3: Ταχύτητα ανέμου για το σταθμό Αγρινίου (m/s).

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μια	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
<b>1968</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1969</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1970</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1971</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1972</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1973</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1974</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1975</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1976</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1977</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1978</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1979</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1980</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1981</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1982</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1983</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1984</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1985</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1986</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1987</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1988</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>1989</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	1.91
<b>Mean</b>	1.9	2.26	2.37	2.21	2.01	1.95	1.85	1.7	1.65	1.75	1.59	1.7	

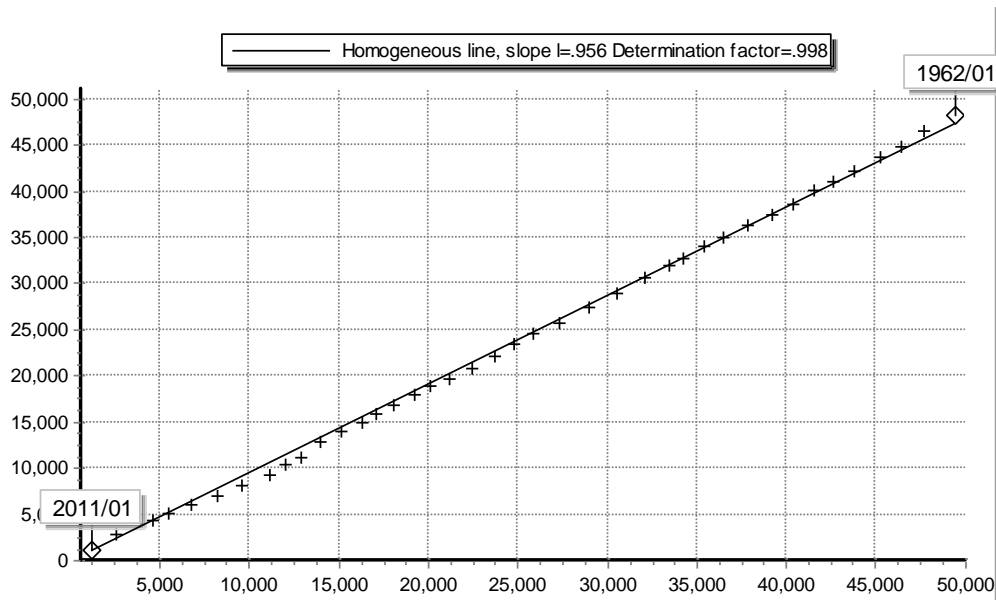
Πίνακας Α.4: Θερμοκρασία για το σταθμό Λιδωρίκι (°C).

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
<b>1963</b>								27.64	19.89	13.37	11.1	7.18	15.84
<b>1964</b>	1.3	4.02	8.36	10.91	15.77	20.9	22.62	22.16	17.58	14.67	9.64	6.23	12.85
<b>1965</b>	6.7	5.76	7.45	10.35	14.97	20.18	24.54	21.22	19.85	12.08	9.4	7.15	13.3
<b>1966</b>		8.37	6.98	11.9	15.66	21.66	25.95	24.87	18.91	16.63	9.28	6.28	15.14
<b>1967</b>			8.54	11.14	17.92	20.57	22.32	24.74		14.98	8.82	7.18	15.13
<b>1968</b>	2.38	7.29	7.86	15.03	19.87	20.92	24.93		17.4	11.36	9.26	4.19	12.77
<b>1969</b>	2.68	6.41	7.04	10.44	19.79		21.83	22.4	19.94	13.86	10.96		13.53
<b>1970</b>	6.15	6.8	8.57	12.69	14.75	21.17		23.8	19.21	12.31	9.19	5.44	12.74
<b>1971</b>	6.71	4.39	6.08	7.99	17.49	21.42	22.22	23.98	17.72	10.79	7.35	4.96	12.59
<b>1972</b>	5.15	4.23		12.92	15.94	21.96	21.73	20.95	18.37	11.07	8.22	4.57	13.19
<b>1973</b>	3.97	5.63	5.47	10.44	18.54	21.27	23.75	22.43		13.59	7.59	7.13	12.71
<b>1974</b>	3.52	5.13	6.63	9.22	15.93	22.04	24.97	23.98	18.87	14.01	7.72	3.81	12.99
<b>1975</b>	2.74	2.58	8.26	12.42	16.2	19.51	23.14	20.92	21.04	12.78	8.27	4.01	12.66
<b>1976</b>	2.84	3.72	7.23	11.44	16.31	19.18		20.71	17.85	13.91	8.87	5.98	11.64
<b>1977</b>	3.87	8.08	9.25		17.93	21.77	25.92	24.6	17.92	11.29	10.86	4.36	14.17
<b>1978</b>	3.86	7.01	8.81	10.84	12.14	15.22	17.2	15.74	12.4	10.5	4.06	6.44	10.35
<b>1979</b>	2.9	5.44	6.22	6.79	11.06	15.33	15.97	16.18	13.15	10.62	7.22	4.75	9.63
<b>1980</b>	1.73	2.06	4.78	6.61	10.68	14.31	17.03	19.6	15.95	13.45	8.2	4.4	9.9
<b>1981</b>	0.7	2.47	5.94	9.05	13.16	18.94	19.22	19.15	14.44	12.35	4.8	6.54	10.56
<b>1982</b>	3.86	1.54	3.65	8.41	13.34	18.58		19.08	17.08	11.7	5.62	5.16	9.82
<b>1983</b>	1.77	0.43	4.05	9.75	14.4	17.62	20.02	17.61	13.84	9.42	7.8	5.37	10.17
<b>1984</b>	3.87	3.61	4.69	7.51	14.28	17.81		17.98	14.6	12.09	7.21		10.36
<b>1985</b>	4.35	2.19	5.13	10.81	15.75	18.06	20.38			8.78	8.08	4.57	9.81
<b>1986</b>	4.33	5.43	6.26	10.14	14.29	18.17	19.69	19.85	14.9	10.48	4.74	1.4	10.81
<b>1987</b>	4.3	3.29	0.14		13.01		22.49	20.26	16.84	11.06	7.4	4.78	10.36
<b>1988</b>		2.85	4.24		14.75	18.69	24.63	20.3	15.79	10.35	5.09	4.24	12.09
<b>1989</b>	-0.54	2.95	6.45	10.8	12.99	16.9	20.94	20.37	15.86	9.37	6.39	5.03	10.62
<b>1990</b>	0.25	3.93	6.16	10.56	14.83	19.42	21.54	18.88	14.64	11.77	8.68	4.57	11.27
<b>1991</b>	1.39	2.57	6.23	8.62	11.49	18.92	19.82		14.72		6.83	0.4	9.1
<b>1992</b>	0.87	0.03	3.8	8.91	13.24	17.42	18.91		14.61	13.85	6.93	3.4	9.27
<b>1993</b>	1.56	0.48	3.22	10.23	13.67	19.66	21.18	20.8	14.39	12.9	7.4	5.86	10.94
<b>1994</b>	4.56	3.63	5.88	10.47	14.94	18.91		20.5	17.22	13.68	8.54	4.83	11.2
<b>1995</b>	5.45	7.61	7.09	10.08	16.06	22.16							11.41
<b>1996</b>					14.56	17.92	19.63	19.55	15.74	11.55	8.88	8.24	14.51
<b>1997</b>	4.89	3.49	5.14	5.84	14.53	20.21	24.16	18.96	14.64				12.43
<b>Mean</b>	3.27	4.17	6.11	10.08	15.01	19.27	21.67	20.97	16.62	12.21	7.89	5.11	

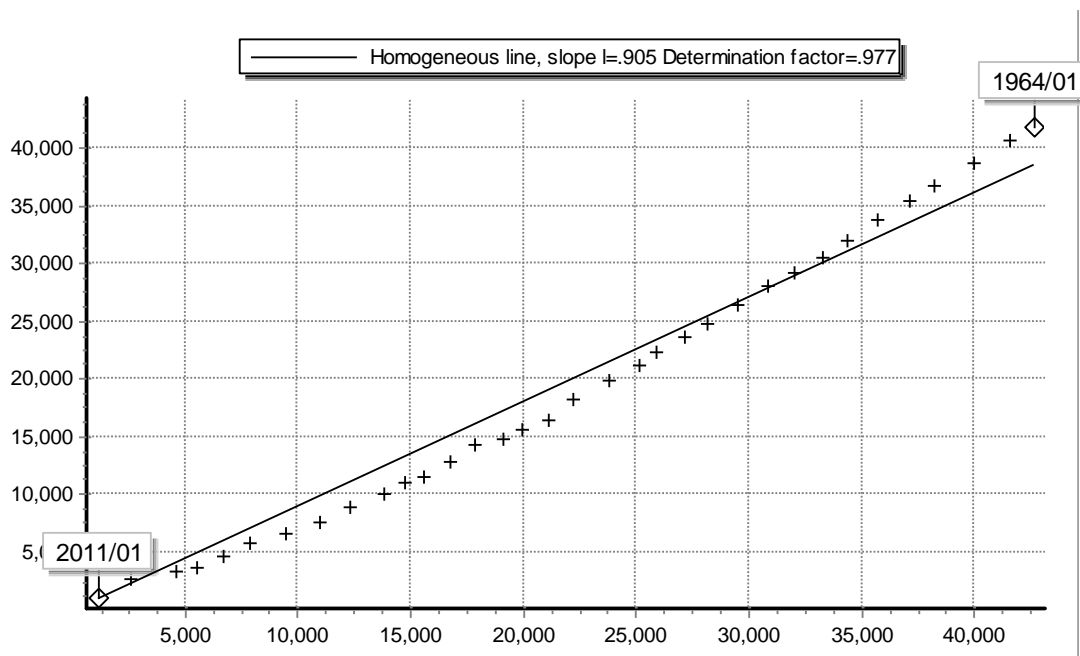
Πίνακας Α.5: Εκτιμημένη εξατμοδιαπνοή κατά Penman-Monteith με βάση την οποία έγινε η βαθμονόμηση (mm).

	Ιαν	Φεβρ	Μαρ	Απρ	Μαι	Ιουν	Ιουλ	Αυγ	Σεπτ	Οκτ	Νοεμ	Δεκ	Mean
1968	23.77	34.76	53.94	98.43	124.54	123.37	166.92		84.38	49.3	27.26	19.1	73.25
1969			44.7	79.59	133.43		149.95		92.06	63.52	31		84.89
1970				75.36	108.79	143.39		142.99	92.71	51.08	26.83	20.53	82.71
1971	25.76	28.92	43.91	65.12	117.43	146.37	141.88	145.96	84.26	50.26	24.37	18.38	74.39
1972	24.36	29.62		73.17	104.22	148	133.31	121.58	80.91	41.67	25.71	21.47	73.09
1973	23.22	26.81	45.02	67.38	125.52		157.55	136.64		54.85	26.99	20.44	68.44
1974	22.99	30.11	44.81	61.66	102.43	139.52		145.53		47.11	24.34	17.6	63.61
1975	21.6	30.51	49.35	76.24	92.54	118.86		114.94	98.03	52.57	27.58	17.94	63.65
1976	21.81	34.18	50.7	67.04	96.92	99.54		117.16	81.18	50.45	27.01	21.15	60.65
1977	22.3	33.14	62.88		112.16	138.1	160.24	137.96	84.43	55.54	29.57	22.54	78.08
1978	24.43	29.96	54.45	59.19	101.27	134	154.25	127.89	75.06	56.22	27.75	20.65	72.09
1979	22.18	33.18	52.84	63.68	104.75	128.43	141.82	120.25	82.45	51.03	26.88	21.06	70.71
1980	21.47	32.08	49.94	65.02	88.18	121.99	149.02	132.09	92.07	54.46	27.47	20.12	71.16
1981	24.51	29.84	52.67	77.8	103	148.13	158.97	135.21	86.87	53.97	25.29	19.25	76.29
1982	25.81	31.56	48.97	67.4	105.93	151.41		133.82	97.51	52.25	26.5	20.51	69.24
1983	23.13	28.35	52.82	82.36	117.89	130.21	149.26	126	85.78	51.04	27.08	21.32	74.6
1984	21.57	28.02	45.17	59.55	114.47	146.59		123.99	83.43	59.11	30.35		71.22
1985	25.28	31.78	48.99	82.76	120.82	148.02	165.66			52.04	27.34	22.66	72.54
1986	24.66	32.22	51.39	88.9	112.92	137.17	152.94	142.33	94.68	55.5	29.42	20.78	78.58
1987	26.48	32.55	41.37		99.84		166.74	136.68	98.04	51.09	27.99	21.12	70.19
1988		33.92	49.87		113.04	138.61	183.85	143.73	88.12	54.78	25.98	21.31	85.32
1989	24.88	35.72	60.59	81.76	110.24	130.63	155.7	141.77	87.8	52.09	28.52	22.42	77.68

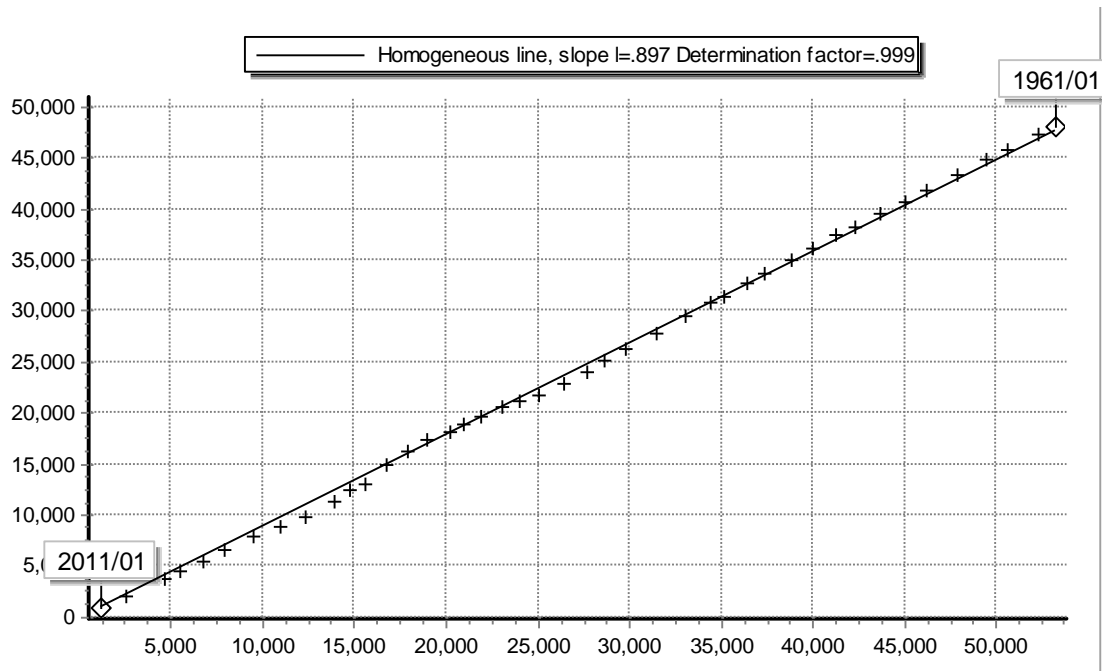
## Παράρτημα Β: Σχήματα



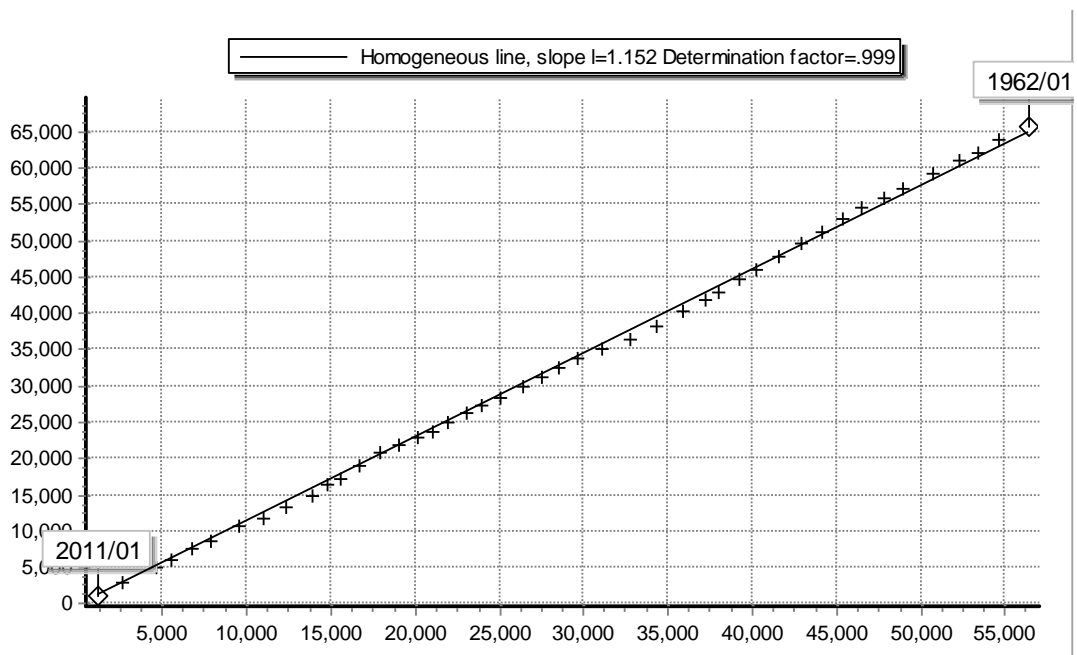
Σχήμα Β.1: Έλεγχος διπλής αθροιστικής καμπύλης με εξεταζόμενο σταθμό την Ανάλυση και σταθμό αναφοράς τον Πόρο Ρηγαίου.



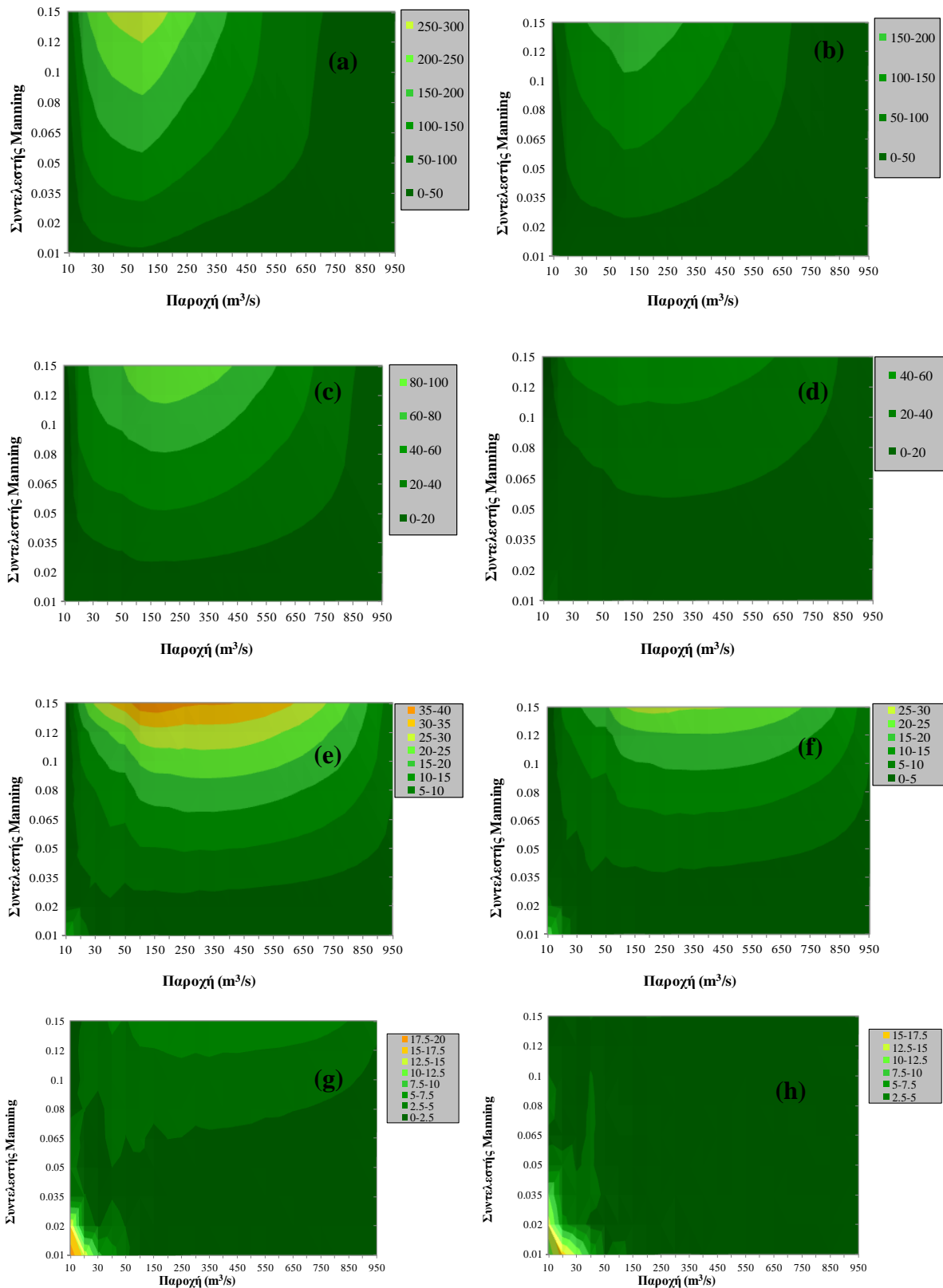
Σχήμα Β.2: Έλεγχος διπλής αθροιστικής καμπύλης με εξεταζόμενο σταθμό το σταθμό Πενταγιοί και σταθμό αναφοράς τον Πόρο Ρηγαίου.



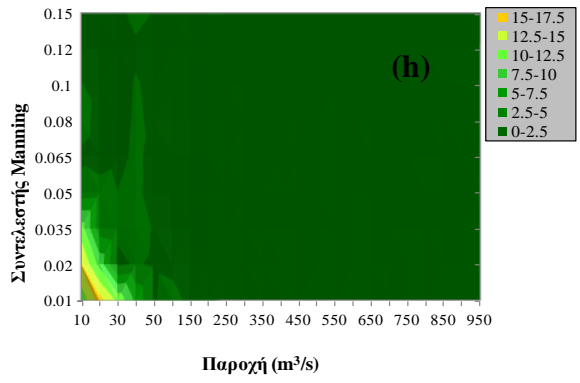
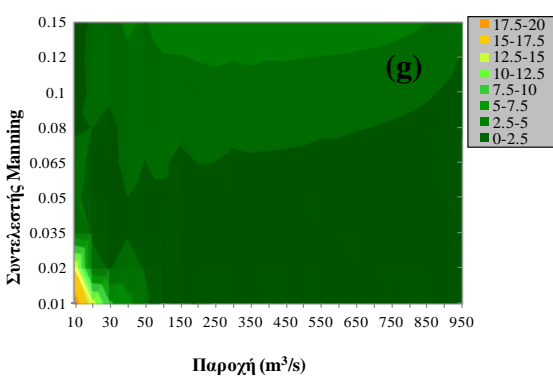
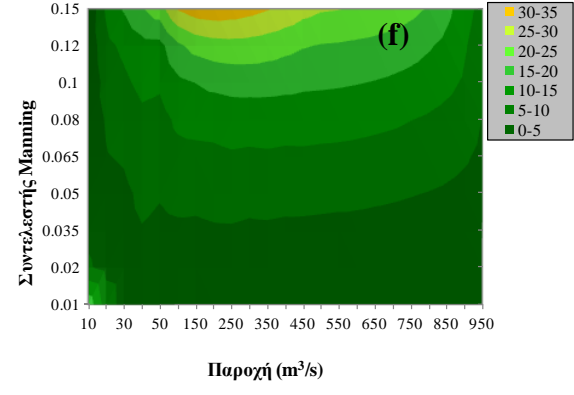
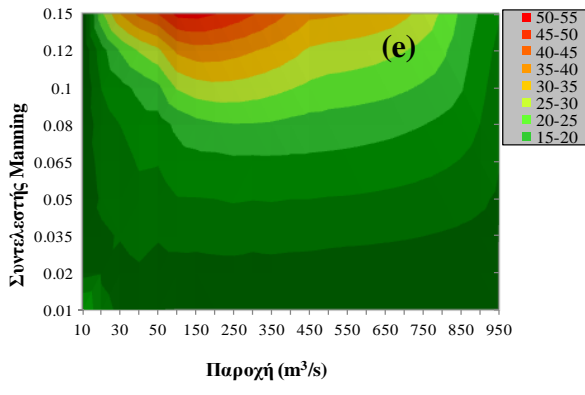
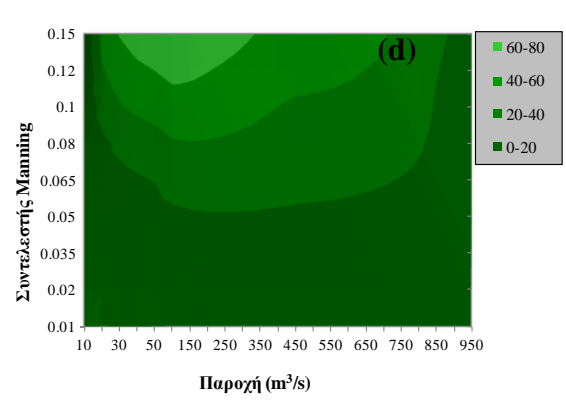
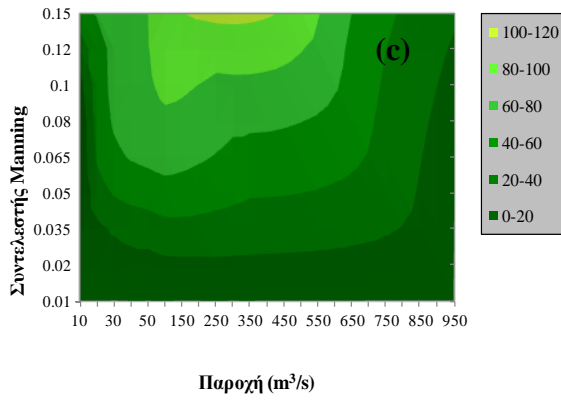
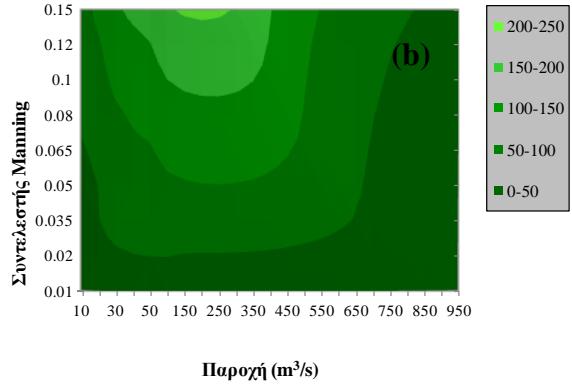
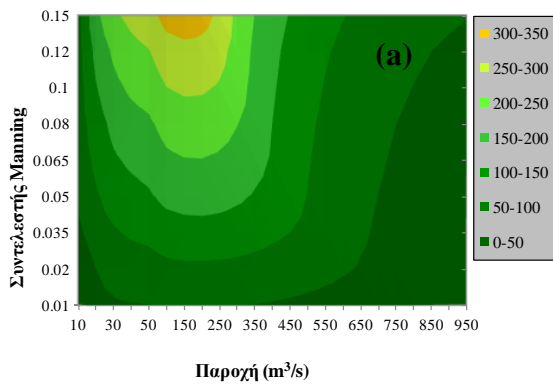
Σχήμα Β3: Έλεγχος διπλής αθροιστικής καμπύλης με εξεταζόμενο σταθμό το Θέρμο και σταθμό αναφοράς τον Πόρο Ρηγανίου.



Σχήμα Β.4: Έλεγχος διπλής αθροιστικής καμπύλης με εξεταζόμενο σταθμό τον Πλάτανο και σταθμό αναφοράς τον Πόρο Ρηγανίου

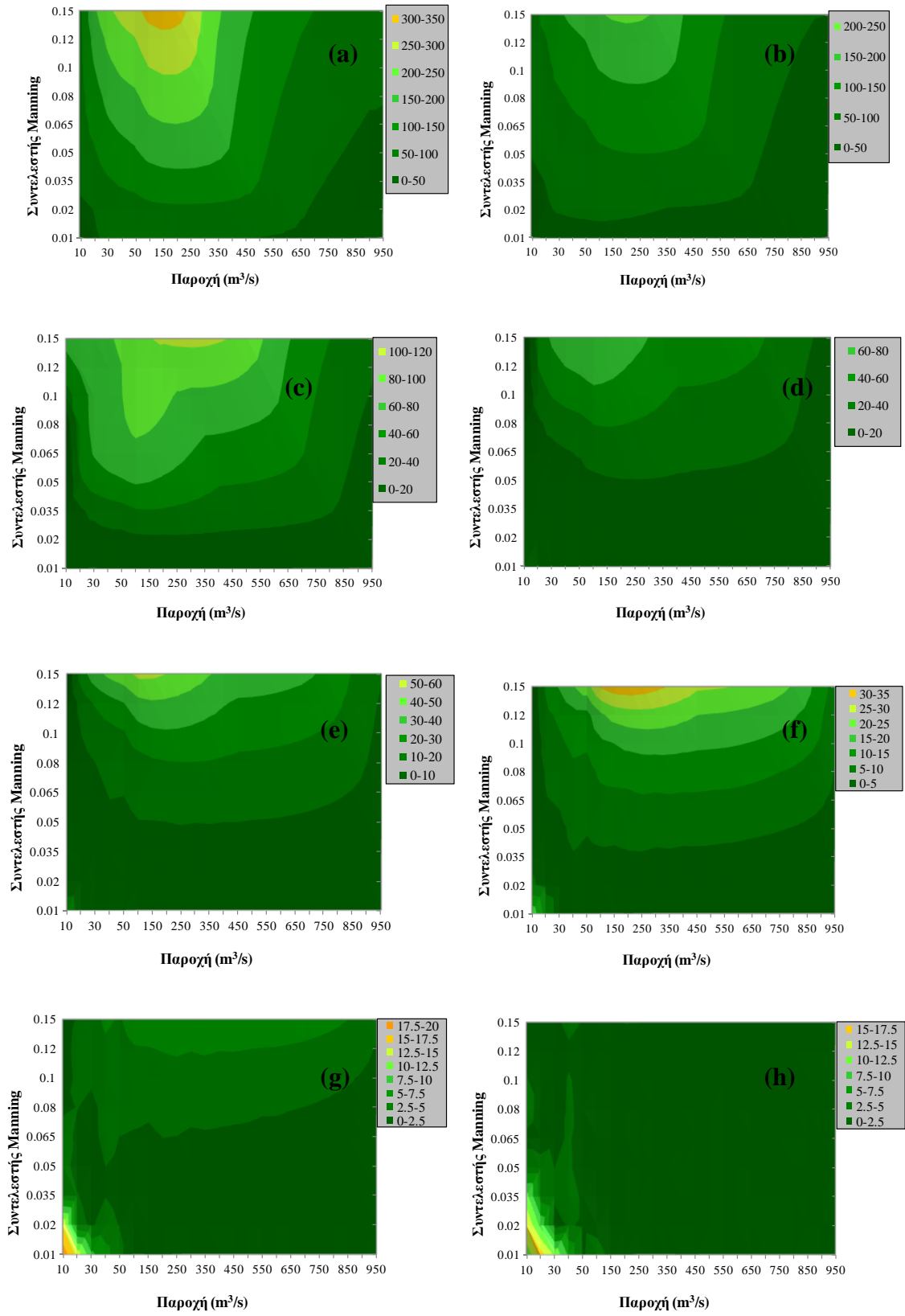


Σχήμα Β.5: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για το μικρό αγωγό και κλίση  $S_0=0.005\%$  (a),  $S_0=0.01\%$  (b),  $S_0=0.025\%$  (c),  $S_0=0.05\%$  (d),  $S_0=0.075\%$  (e),  $S_0=0.1\%$  (f),  $S_0=0.25\%$  (g),  $S_0=0.5\%$  (h).

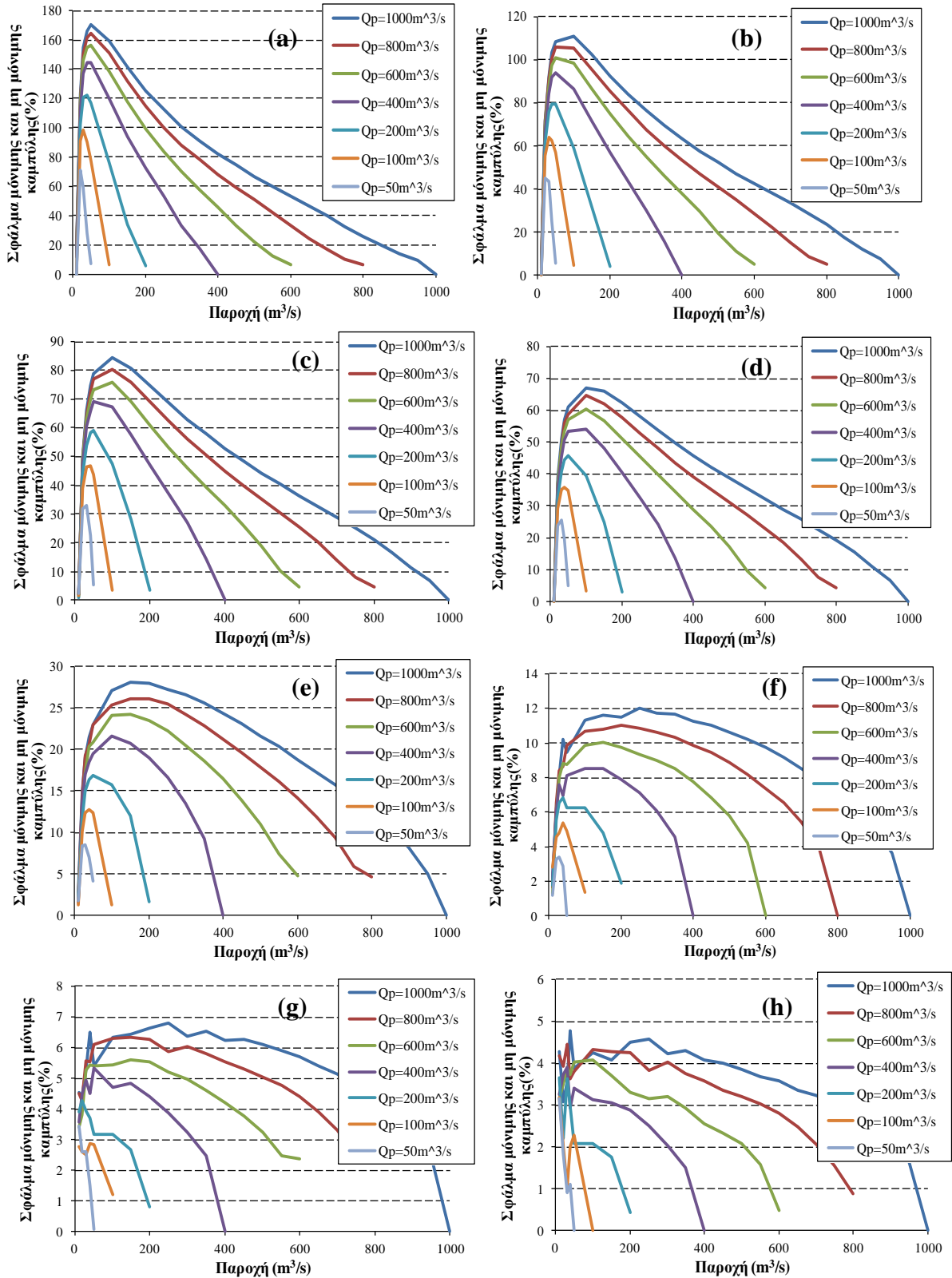


Σχήμα Β.6: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για το μεσαίο αγωγό και κλίση  $S_0=0.005\%$  (a),  $S_0=0.01\%$  (b),  $S_0=0.025\%$  (c),  $S_0=0.05\%$  (d),  $S_0=0.075\%$  (e),  $S_0=0.1\%$  (f),  $S_0=0.25\%$  (g),  $S_0=0.5\%$  (h).

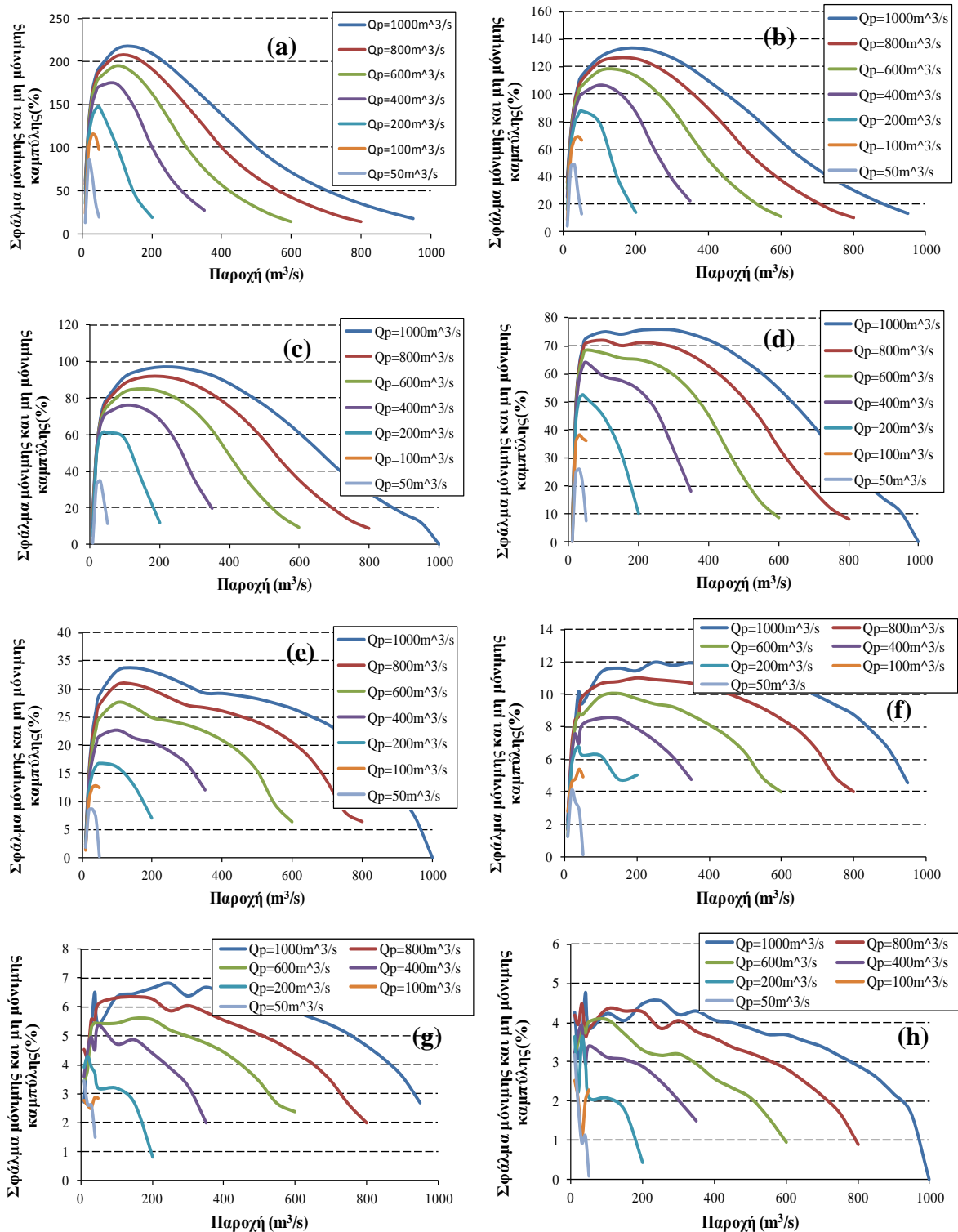




Σχήμα Β.7: Ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για το μεγάλο αγωγό και κλίση  $S_0=0.005\%$  (a),  $S_0=0.01\%$  (b),  $S_0=0.025\%$  (c),  $S_0=0.05\%$  (d),  $S_0=0.075\%$  (e),  $S_0=0.1\%$  (f),  $S_0=0.25\%$  (g),  $S_0=0.5\%$  (h).

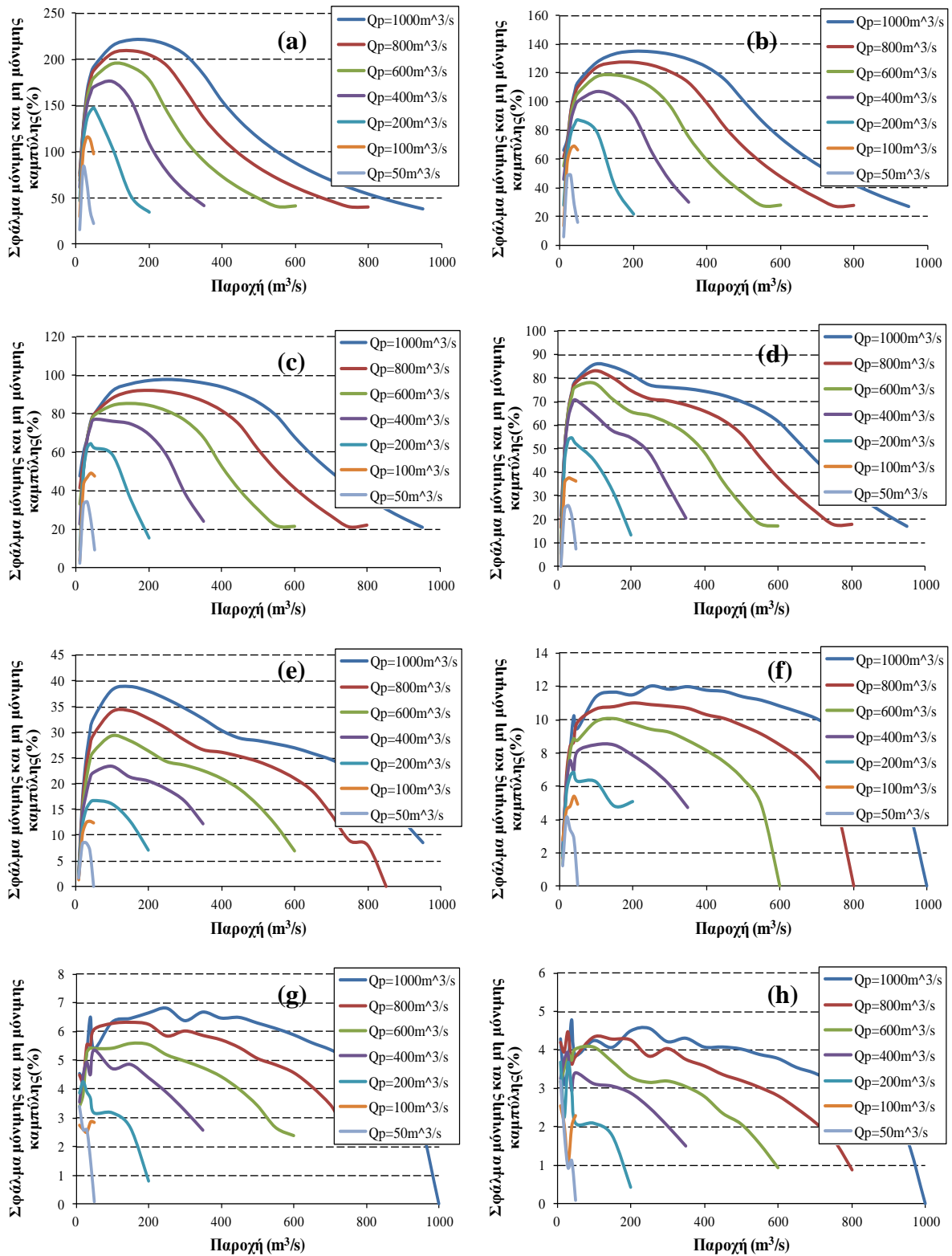


Σχήμα Β.8: Διαγράμματα που απεικονίζουν το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για κάθε πλημμυρογράφημα για το μικρό αγωγό και κλίση  $S_0=0.0025\%$  (a),  $S_0=0.005\%$  (b),  $S_0=0.0075\%$  (c),  $S_0=0.01\%$  (d),  $S_0=0.025\%$  (e),  $S_0=0.05\%$  (f),  $S_0=0.075\%$  (g),  $S_0=0.1\%$  (h).

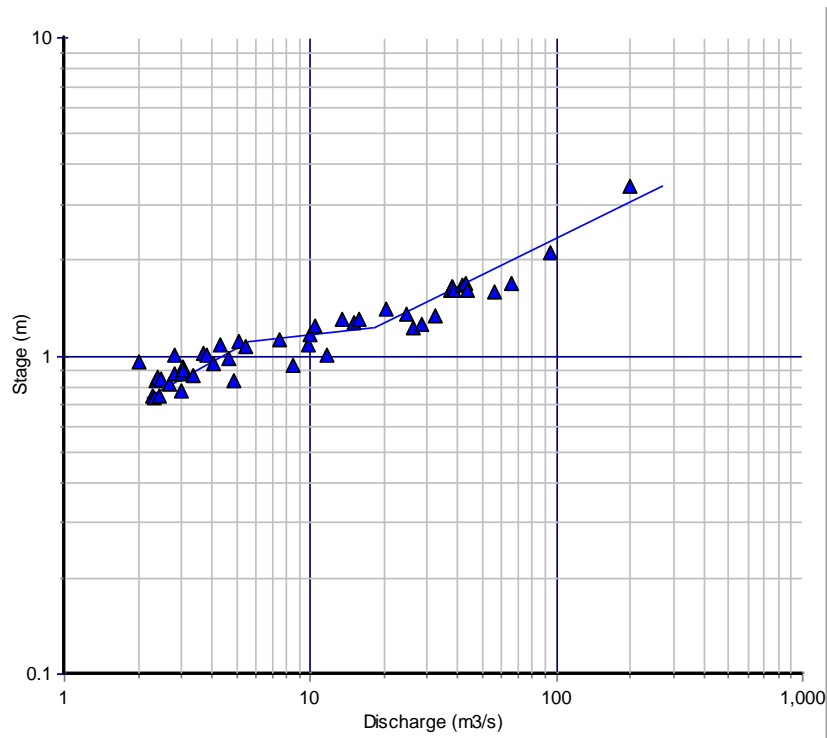


Σχήμα Β.9: Διαγράμματα που απεικονίζουν το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για κάθε πλημμυρογράφημα για το μεσαίο αγωγό και κλίση  $S_0=0.0025\%$

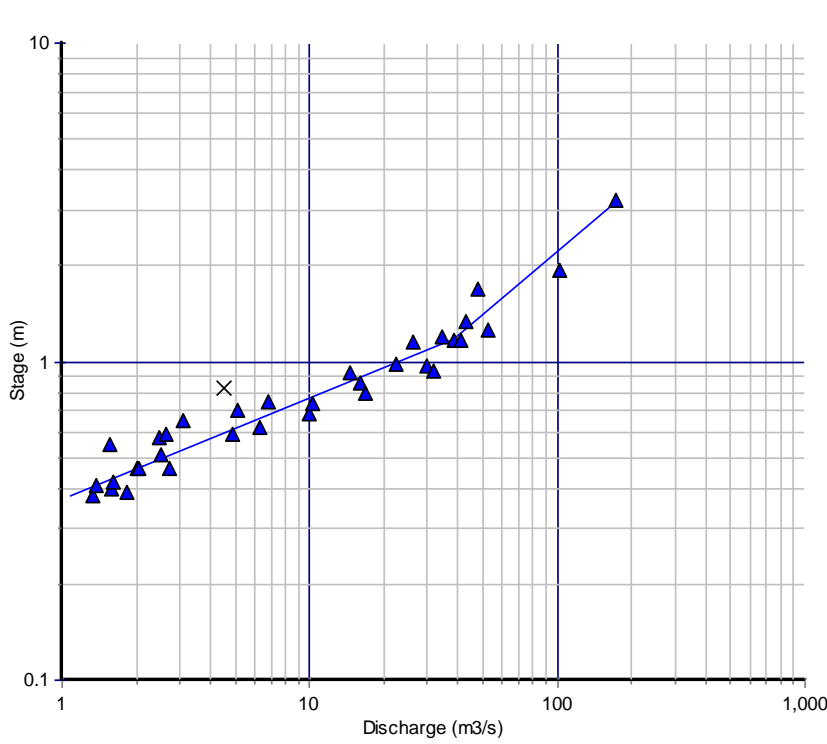
(a),  $S_\theta=0.005\%$  (b),  $S_\theta=0.0075\%$  (c),  $S_\theta=0.01\%$  (d),  $S_\theta=0.025\%$  (e),  $S_\theta=0.05\%$  (f),  $S_\theta=0.075\%$  (g),  
 $S_\theta=0.1\%$  (h).



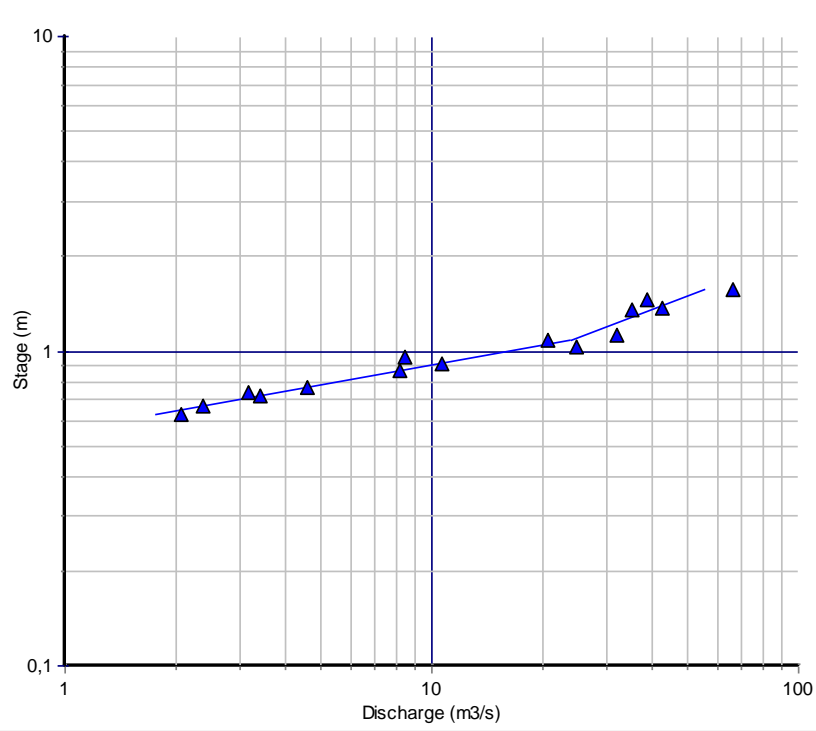
Σχήμα Β.10: Διαγράμματα που απεικονίζουν το ποσοστιαίο σφάλμα μεταξύ μόνιμης και μη μόνιμης καμπύλης στάθμης παροχής για κάθε πλημμυρογράφημα για το μεγάλο αγωγό και κλίση  $S_0=0.0025\%$  (a),  $S_0=0.005\%$  (b),  $S_0=0.0075\%$  (c),  $S_0=0.01\%$  (d),  $S_0=0.025\%$  (e),  $S_0=0.05\%$  (f),  $S_0=0.075\%$  (g),  $S_0=0.1\%$  (h).



Σχήμα Β.11: Καμπυλη στάθμης-παροχής για την περίοδο 1/12/1992-11/11/1996.



Σχήμα Β.12: Καμπυλη στάθμης-παροχής για την περίοδο 4/12/1996-1/11/1999.



Σχήμα Β.13: Καμπύλη στάθμης-παροχής για την περίοδο 13/12/1999-2/4/2001.