

ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΒΕΒΑΙΟΤΗΤΑΣ ΣΤΗ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ
ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΣΕ ΕΠΙΠΕΔΟ ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗΣ
ΛΕΚΑΝΗΣ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΥ
ΡΑΝΤΑΡ

Ιωάννης Ν. Δαλιακόπουλος, M.A.Sc.

Διατριβή που εκπονήθηκε για την εκπλήρωση των υποχρεώσεων για την απόκτηση
Διδακτορικού Διπλώματος στο Πολυτεχνείο Κρήτης

Επιβλέπων Καθηγητής: Ιωάννης Κ. Τσάνης

Χανιά, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2011

Το παρόν αντίγραφο της διατριβής παρέχεται υπό την προϋπόθεση ότι οιοσδήποτε συμβουλευεται το περιεχόμενό της κατανοεί ότι τα πνευματικά δικαιώματα ανήκουν στο συγγραφέα. Κάθε παράθεση κειμένου ή πληροφορίας που προκύπτει από την εργασία πρέπει να γίνεται με την συναίνεση του συγγραφέα.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η συγγραφή της παρούσας διατριβής θα ήταν αδύνατη χωρίς την καλοσύνη, τη βοήθεια και τη συμπαράσταση των ανθρώπων που με περιστοιχίζουν. Ευχαριστώ ιδιαίτερα τον επιβλέποντα Καθηγητή Ι. Τσάνη. Με στήριξε με επιμονή και υπομονή σε όλη τη πορεία μου ως εδώ και γι' αυτό του είμαι υπόχρεος. Η επιστημονική του διορατικότητα και η ενθάρρυνσή του για ακαδημαϊκή αριστεία διακρίνονται σε κάθε κεφάλαιο της διατριβής αυτής. Επίσης, ευχαριστώ τους συν-επιβλέποντες Καθηγητές Δ. Χριστόπουλο και Γ. Καρατζά, για το ενδιαφέρον και την πολύτιμη επικοινωνία που είχα μαζί τους.

Επίσης, ευχαριστίες απευθύνονται:

- στους κ.κ. Κ. Λαγουβάρδο, Α. Συμεωνίδη και Σ. Βούγιουκα, μετεωρολόγους και ερευνητές στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, που παρείχαν τον κύριο όγκο των βροχομετρικών δεδομένων, για την αμεσότητα και το ενδιαφέρον τους.
- στο Dr. Μαρίνο Κριτσωτάκη, Διευθυντή του Τμήματος Υδάτων στην Περιφέρεια Κρήτης, για την απλόχερη παροχή δεδομένων και στήριξης στις ερευνητικές εργασίες.
- στους LCDR G. Philorouλος και κ. Γ. Αυγερό, για το ενδιαφέρον και τις προσπάθειες που έκαναν όσον αφορά την αδιάλειπτη λειτουργία του μετεωρολογικού ραντάρ της Ναυτικής Βάσης της Σούδας.
- στους ερευνητές και το προσωπικό της εταιρίας Enterprise Electronics Corporation (EEC), για την βοήθειά τους στην επεξεργασία των δεδομένων του μετεωρολογικού ραντάρ.
- στους συναδέλφους και φίλους Dr. Α. Κουτρούλη, Μ. Γρυλλάκη, Σ. Τσιτσιλώνη, Κ. Σεραδάκη, Ν. Παραστεφανάκη και Α. Βροχίδου για την ηθική τους συμπαράσταση και την πολύτιμη συμβολή τους στο πεδίο και στο εργαστήριο.

Ξεχωριστή θέση έχουν οι γονείς και ο αδελφός μου. Καμία ευχαριστία προς αυτούς δεν θα είναι ποτέ αρκετή.

Χανιά, Πολυτεχνείο Κρήτης, 2011

Ιωάννης Ν. Δαλιακόπουλος

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η έγκαιρη και έγκυρη εκτίμηση βροχόπτωσης και πλημμυρικής απορροής είναι απαραίτητη για την προστασία από τις επιπτώσεις ακραίων καιρικών φαινομένων. Η ανάκτηση των δεδομένων που είναι αναγκαία για την υδρολογική προσομοίωση των φαινομένων αυτών γίνεται δυνατή μέσα από την εφαρμογή μιας καλά σχεδιασμένης στρατηγικής. Το πρόβλημα της εκτίμησης κατανεμημένης επιφανειακής βροχόπτωσης για χρήση σε ντετερμινιστικά κατανεμημένα μοντέλα πλημμυρικής απορροής αντιμετωπίζεται με τη συνδυασμένη χρήση δεδομένων βροχομετρικών σταθμών και προϊόντων τηλεπισκόπησης. Στην παρούσα διδακτορική διατριβή δόθηκε έμφαση στην επεξεργασία και ανάλυση προϊόντων μετεωρολογικών ραντάρ τύπου C-Band σε συνδυασμό με επίγειες παρατηρήσεις. Στο πλαίσιο αυτό, δημιουργήθηκε ένα νέο πειραματικό λογισμικό επεξεργασίας και παρουσίασης δεδομένων που επιτρέπει την σύγκριση διαφορετικών μεθοδολογιών ανάλυσης και βαθμονόμησης μοντέλων εκτίμησης βροχόπτωσης από δεδομένα ραντάρ. Η αβεβαιότητα των παρατηρήσεων συνυπολογίστηκε στις εκτιμήσεις με σκοπό την μελέτη της διάδοσης της αβεβαιότητας από τα δεδομένα στα αποτελέσματα. Τα παραπάνω εφαρμόστηκαν σε παρατηρήσεις που έγιναν στο νησί της Κρήτης από δίκτυο βροχομετρικών σταθμών και το μετεωρολογικό ραντάρ της Ναυτικής Βάσης της Σούδας. Ιδιαίτερο βάρος δόθηκε στο περιστατικό ξαφνικής πλημμύρας που έπληξε την περιοχή της Αλμυρίδας Χανίων το 2006. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για τη ανάλυση του φαινομένου συλλέχθηκαν με βάση μια νέα στρατηγική συλλογής στοιχείων που αναπτύχθηκε και εφαρμόστηκε σε ευρωπαϊκό επίπεδο. Η ανάλυση του φαινομένου έδειξε πως η κοντινότερη προσέγγιση του φαινομένου είναι αυτή που δίνεται από το μοντέλο Rosenfeld Tropical που χαρακτηρίζει τροπικά κυκλωνικά συστήματα συμμεταφοράς και Jorgensen and Willis που έχει ξαναχρησιμοποιηθεί σε γεγονός ξαφνικής πλημμύρας. Οι εκτιμήσεις βροχόπτωσης χρησιμοποιήθηκαν σε ένα κατανεμημένο υδρολογικό/υδραυλικό μοντέλο με σκοπό την προσομοίωση των κύριων χαρακτηριστικών της απορροής. Υιοθετώντας το πλήρες φάσμα της αβεβαιότητας, η παροχή αιχμής της πλημμύρας κυμαίνεται από 130 ως 225m³/s. Τα αποτελέσματα της παρούσας διατριβής βοηθούν στην κατανόηση των υδρο-μετεωρολογικών μηχανισμών που διέπουν τις ξαφνικές πλημμύρες και προάγουν την στρατηγική παρακολούθησης και πρόγνωσής τους.

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	1
Πλημμύρες	1
Μέτρηση βροχόπτωσης	4
Γενικά.....	4
Μετεωρολογικό ραντάρ	5
Εντοπισμός και παρακολούθηση καταιγίδας.....	6
Λογισμικό	7
Υδρολογικά μοντέλα.....	8
Γενικά.....	8
Κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα	8
Αβεβαιότητα	10
Δεδομένα και μοντέλα	10
Δεδομένα ραντάρ	11
Στοιχεία καινοτομίας	12
Εικόνες.....	15
2. Μεθοδολογία.....	19
Στρατηγική συλλογής δεδομένων	19
Γενικά.....	19
Διαχειριστικό μοντέλο	20
Εργασίες πεδίου	21
Ανάλυση δεδομένων μετά τις εργασίες πεδίου.....	22
Αποθήκευση/διάδοση των πληροφοριών και των αποτελεσμάτων.....	23
Μετεωρολογικά Ραντάρ.....	24
Αρχή λειτουργίας.....	24

Ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις	25
Μετατροπή συντεταγμένων και χωρική παρεμβολή	29
Ψηφιακά φίλτρα	29
Μετατροπή Z-R	31
Εντοπισμός Νέφους	33
Παρακολούθηση τροχιάς νέφους.....	34
Το υδρολογικό-υδραυλικό μοντέλο MIKE SHE	35
Γενικά.....	35
Επιφανειακή ροή.....	35
Διατύπωση πεπερασμένων διαφορών	37
Ακόρεστη ζώνη	38
Ροή ανοιχτού αγωγού.....	39
Αβεβαιότητα	40
Βροχόπτωση.....	40
Ανάλυση Monte-Carlo	41
Εφαρμογή σε μοντέλα.....	42
Εικόνες	45
Πίνακες	53
3. Εφαρμογή.....	59
Περιοχή μελέτης	59
Γενικά.....	59
Βροχομετρικοί σταθμοί.....	60
Μετεωρολογικό ραντάρ	62
Μεταπλημμυρική έρευνα.....	63
Γενικά.....	63

Χαρτογραφικά δεδομένα	64
Βροχομετρικά δεδομένα	65
Εργασίες πεδίου	67
Προσομοίωση πλημμύρας	68
Υδρολογική προσομοίωση.....	68
Υδραυλική προσομοίωση	69
Εικόνες.....	71
Πίνακες	85
4. Αποτελέσματα.....	89
Επεξεργασία δεδομένων ραντάρ.....	89
Ανάπτυξη λογισμικού	89
Εφαρμογή λογισμικού.....	90
Μεταπλημμυρική Έρευνα.....	93
Μετεωρολογική ανάλυση	93
Ανάλυση δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ	95
Προσομοίωση πλημμύρας	96
Ανάλυση ευαισθησίας.....	96
Αποτελέσματα προσομοίωσης.....	99
Εικόνες.....	101
Πίνακες	123
5. Συμπεράσματα	127
Μετεωρολογικά ραντάρ	127
Μεταπλημμυρική έρευνα.....	128
Προσομοίωση πλημμύρας	130
Αβεβαιότητα	131

Προτάσεις για μελλοντική έρευνα	132
Βιβλιογραφία	135

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Πλημμύρες

Ένα καιρικό φαινόμενο χαρακτηρίζεται ως ακραίο είτε από την έντασή του, είτε από την διάρκειά του ή και από την συχνότητα επανεμφάνισής του. Η σχέση έντασης-διάρκειας-συχνότητας χαρακτηρίζει ένα ακραίο καιρικό φαινόμενο το οποίο είναι δυνατό με την σειρά του να προκαλέσει μια εκτεταμένη φυσική καταστροφή. Γενικά, μεγάλης χωρικής κλίμακας ακραία καιρικά φαινόμενα δεν λαμβάνουν χώρα τόσο συχνά, σε αντίθεση με τα φαινόμενα μικρής χωρικής κλίμακας που είναι συχνότερα. Παρόλα αυτά, η μέση ετήσια οικονομική ζημία από φυσικές καταστροφές σε παγκόσμιο επίπεδο υπολογίζεται στα €40 δις (Münich Re, 2003). Στην Ευρώπη, το 64% των καταστροφικών γεγονότων από το 1980 είναι άμεσα συνδεδεμένο με καιρικά και κλιματικά φαινόμενα (θύελλες, πλημμύρες και κύματα καύσωνα). Επίσης το 95% των συνολικών ζημιών και το 78% των θανάτων λόγω καταστροφικών γεγονότων οφείλονται σε καιρικά και κλιματικά φαινόμενα.

Οι πλημμύρες είναι φυσικά φαινόμενα αφού συνήθως προέρχονται από αντίστοιχες μετεωρολογικές διεργασίες. Λαμβάνουν χώρα όταν η χωρητικότητα του συστήματος αποστράγγισης, φυσικού ή ανθρωπογενούς, δεν μπορεί να διοχετεύσει τον όγκο του νερού που κατακρημνίζεται. Εξ' ορισμού, σε μία πλημμύρα, περιοχές που συνήθως είναι στεγνές καλύπτονται από ποσότητες νερού για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Γενικά, οι πλημμυρικοί όγκοι νερού μπορεί να προέλθουν από την τοπική βροχόπτωση, υπερχειλίση ποταμού, εισροή της θάλασσας σε παράκτιες περιοχές ή από θραύση φράγματος (Mamasis, 2007). Οι πλημμύρες διαφέρουν ως προς τη συχνότητα, τον τόπο και την ένταση ως αποτέλεσμα των εποχικών και χωρικών διακυμάνσεων των βροχοπτώσεων και άλλων καιρικών συνθηκών, καθώς και πιο μακροπρόθεσμων μεταβολών του κλίματος. Τα φυσικά φαινόμενα που προκαλούν πλημμύρες δεν μπορούν να ελεγχθούν, αλλά οι γεωλογικές, γεωμορφολογικές και εδαφολογικές συνθήκες της λεκάνης απορροής είναι δυνατόν να τροποποιηθούν με ανθρώπινη παρέμβαση (Mamasis, 2007). Η αποδάσωση στις ορεινές περιοχές επιταχύνει την απορροή, αυξάνοντας με αυτό τον τρόπο την πιθανότητα πλημμυρών. Επίσης, η αστική ανάπτυξη σε πλημμυρικές

κοίτες ποταμών ενδέχεται να αυξήσει το εύρος των αρνητικών επιπτώσεων σε μια περιοχή, καθώς και να ενισχύσει την πιθανότητα πλημμυρών κατάντη αυτής.

Οι πλημμύρες θεωρούνται από τους πλέον συχνούς φυσικούς κινδύνους παγκοσμίως. Ο κίνδυνος πλημμύρας έγκειται στην πιθανότητα να προκληθούν απώλειες ζωής ή τραυματισμοί, ζημιές σε περιουσίες και υποδομές, κοινωνικές και οικονομικές επιπτώσεις ή περιβαλλοντική υποβάθμιση. Οι πλημμύρες είναι ο συνηθέστερος τύπος φυσικών καταστροφών στην Ευρώπη. Σύμφωνα με τη διεθνή βάση δεδομένων για τις καταστροφές EM-DAT (2010), οι πλημμύρες αποτελούν το 43% του συνόλου των καταστροφικών γεγονότων για την περίοδο 1998-2002. Κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου, η Ευρώπη υπέστη περίπου 100 καταστροφικές πλημμύρες που είχαν ως αποτέλεσμα 700 θανάτους, τη μετακίνηση περίπου μισού εκατομμυρίου ατόμων και τουλάχιστον €25 δις ασφαλιστικές δαπάνες. Η Εικόνα 1.1 παρουσιάζει συνοπτικά την εμφάνιση πλημμυρικών γεγονότων στην Ευρώπη κατά την περίοδο 1998-2008.

Στην Ελλάδα, παρόλο που το νερό είναι αγαθό σε ανεπάρκεια, το πρόβλημα των πλημμυρών είναι μεγάλο. Παραδείγματα έντονων πλημμυρικών γεγονότων υπάρχουν πολλά, χωρίς να υπάρχει χωρική σύνδεση των γεγονότων με τις περιοχές μέγιστης ετήσιας βροχόπτωσης. Έντονα πλημμυρικά φαινόμενα παρατηρούνται επίσης σε περιοχές που με βάση το παραπάνω κλιματικό κριτήριο χαρακτηρίζονται ξηρές. Σε πολλές περιπτώσεις, οι βροχοπτώσεις από τις οποίες δημιουργούνται οι πλημμύρες αυτές έχουν τέτοια ένταση και διάρκεια που δύσκολα δικαιολογούν το μέγεθος των καταστροφών που προξενούν. Παρά την τεχνολογική και επιστημονική πρόοδο, οι δυσμενείς επιπτώσεις των πλημμυρών είναι μεγαλύτερης έκτασης από εκείνες του παρελθόντος σε ίσης έντασης βροχοπτώσεις, κυρίως λόγω της οικονομικής εκμετάλλευσης των παρόχθιων περιοχών.

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν πολλές κατηγοριοποιήσεις και διευκρινιστικά σχήματα για τις πλημμύρες (Bronstert, 2003). Η πρώτη διάκριση μεταξύ των διαφόρων τύπων πλημμυρών βασίζεται στο εύρος της πλημμύρας και στην διάρκεια βροχόπτωσης που προσδιορίζονται από τη χωρική και χρονική κλίμακα ενός γεγονότος βροχής. Έτσι, με κριτήριο αυτά τα δύο στοιχεία προκύπτουν δύο βασικές κατηγορίες: οι εκτενείς μεγάλης διάρκειας πλημμύρες και οι τοπικές ξαφνικές πλημμύρες. Μια διαφορετική

κατηγοριοποίηση (Perry, 2000; Berz *et al.*, 2001; Kron, 2002; Jonkman, 2005) ταξινομεί της πλημμύρες σε πλημμύρα ποταμών, αστραπιαία πλημμύρα (flash flood) και κύμα θύελλας (storm surge). Από τις παραπάνω, η παρούσα εργασία έχει ως αντικείμενό της τις αστραπιαίες πλημμύρες που είναι κυρίως τοπικά γεγονότα, διασκορπισμένα χρονικά και χωρικά (Kron, 2002), ενώ θεωρούνται μια από τις σημαντικότερες φυσικές καταστροφές (Gaume *et al.*, 2009). Οι αστραπιαίες πλημμύρες είναι αποτέλεσμα έντονης βροχόπτωσης σε μικρή έκταση και για μικρό χρονικό διάστημα. Η στάθμη σε διάφορα τμήματα του υδρογραφικού δικτύου φτάνει σε εξαιρετικά υψηλά επίπεδα εντός λεπτών ή μερικών ωρών (συνήθως μικρότερο των 6), αφήνοντας μικρά περιθώρια προειδοποίησης και αντίδρασης (Borga *et al.*, 2007; Collier, 2007).

Ανάμεσα στους παράγοντες που συντελούν σε αυτό τον τύπο πλημμύρας είναι η έντονη βροχόπτωση, η διάρκεια της βροχόπτωσης, οι εδαφικές συνθήκες, η τοπογραφία και η κλίση του εδάφους στην λεκάνη απορροής (Perry, 2000). Οι αστραπιαίες πλημμύρες συνήθως συμβαίνουν σε ορεινές ή σε λοφώδεις περιοχές. Μειονεκτικές τοπογραφικές συνθήκες όπως οι απότομες κλίσεις και οι στενές κοιλάδες επιταχύνουν την απορροή και αυξάνουν την πιθανότητα εμφάνισης αστραπιαίας πλημμύρας. Παρόλα αυτά, αστραπιαίες πλημμύρες μπορούν να συμβούν και σε πεδινές περιοχές, όπου οι μικρές κλίσεις του εδάφους δεν επιτρέπουν την άμεση απορροή του νερού αλλά προκαλούν τη συγκέντρωσή του σε υπόγειες κατασκευές (Kron, 2002). Μια άλλη αιτία αστραπιαίας πλημμύρας, ιδιαίτερα στις ορεινές περιοχές, είναι η τήξη του χειμερινού χιονιού σε συνδυασμό με βροχόπτωση κατά την βροχόπτωση κατά την περίοδο χειμώνα-άνοιξης που έχουν προσθετικό αποτέλεσμα. Το κορεσμένο έδαφος ή τα ρηχά αδιαπέρατα γεωλογικά στρώματα αυξάνουν την επιφανειακή απορροή. Επίσης, οι αστικές ή ημιαστικές χρήσεις γης μπορεί να έχουν παρόμοια αποτελέσματα αυξάνοντας την απορροή 2 έως 6 φορές σε σύγκριση με τα εδάφη που έχουν φυσική κάλυψη (APFM, 2007). Τέλος, σημαντικό αίτιο είναι τα φυσικά εμπόδια που αρχικά δυσχεραίνουν την διέλευση των υδάτων μέσα στο δίκτυο απορροής και κατά τη διάρκεια της πλημμύρας υποχωρούν προκαλώντας υδραυλικά ανάλογα της θραύσης φράγματος.

Οι Gaume *et al.* (2009) αναφέρονται εκτενώς στις καταστροφές που έχουν προκληθεί από αστραπιαίες πλημμύρες σε ευρωπαϊκό επίπεδο. Κατά την διάρκεια μίας αστραπιαίας

πλημμύρας επέρχεται ξαφνική αύξηση της στάθμης του νερού σε ποτάμια και ρέματα ενώ η ταχύτητα ροής αυξάνει δραματικά (Εικόνα 1.2). Η ορμή του νερού είναι τέτοια που μεταβάλλει τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της κοίτης απομακρύνοντας ογκόλιθους και ξεριζώνοντας δέντρα ενώ μπορεί να καταστρέψει γέφυρες και κτίρια που θα βρεθούν στο πέρασμά του. Για παράδειγμα, ένα ισχυρό ρεύμα νερού με βάθος μόνο 60cm μπορεί να παρασύρει οχήματα προκαλώντας το θάνατο των επιβατών. Το φαινόμενο της αστραπιαίας πλημμύρας είναι ένα από τα πιο δύσκολα προβλέψιμα φυσικά φαινόμενα όσον αφορά το χρόνο και τον τόπο εμφάνισης. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να αποτελεί πρόκληση για τις αρμόδιες αρχές και τις κοινότητες ώστε να ανταποκριθούν κατάλληλα (APFM, 2007).

Στην περιοχή της Μεσογείου οι ξαφνικές πλημμύρες παρουσιάζουν μεγαλύτερη ένταση απ' ό τι στην ηπειρωτική Ευρώπη. Ειδικότερα στην περιοχή της Κρήτης, κατά την περίοδο 1990-2007, η Ελληνική Υπηρεσία Πολιτικής Προστασίας έχει καταγράψει τουλάχιστον 22 γεγονότα βροχής που προκάλεσαν ξαφνικές πλημμύρες σε 49 τοποθεσίες. Δεδομένα για μερικά από τα γεγονότα αυτά χρησιμοποιήθηκαν για τον εμπλουτισμό μιας πανευρωπαϊκής βάσης δεδομένων, έναν «ευρωπαϊκό άτλαντα» αστραπιαίων πλημμυρών κατά τη διάρκεια μιας πρόσφατης προσπάθειας συλλογής στοιχείων στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος HYDRATE¹ (Gaume *et al.*, 2009).

Μέτρηση βροχόπτωσης

Γενικά

Η βροχόπτωση είναι πιθανώς η σημαντικότερη μεταβλητή για τα περιβαλλοντικά μοντέλα και τις τεχνικές εφαρμογές τους. Η ένταση της βροχόπτωσης μπορεί να υπολογιστεί με τη χρήση επίγειων βροχομετρικών σταθμών ή τηλεμετρικά με τη χρήση μετεωρολογικών ραντάρ αλλά και με συνδυασμό των δύο μεθόδων. Παρόλο που τα μετρητικά σφάλματα όπως η υποεκτίμηση λόγω του φαινομένου “undercatch” (Adam and Lettenmaier, 2003; Daliakopoulos *et al.*, 2006) υφίστανται, η ακρίβεια των

¹ EU FP6 Project HYDRATE: Hydrometeorological data resources and technologies for effective flash flood forecasting. Contract no: 037024, 2006-2009

βροχόμετρων είναι γενικά επαρκής και η παραγόμενη μέτρηση σημειακής βροχόπτωσης στο επίπεδο του εδάφους είναι αξιόπιστη. Παρόλα αυτά, η κάλυψη μιας περιοχής με βροχόμετρα περιορίζεται συχνά λόγω της τοπογραφίας και του κόστους (Borga *et al.* 2000). Άλλα φαινόμενα όπως η βροχοβαθμίδα, δηλαδή η καθ' ύψος αύξηση της βροχόπτωσης (Naoum and Tsanis, 2004), μπορούν να προκαλέσουν προβλήματα σε συμβατικές μεθόδους παρεμβολής των μετρήσεων με αποτέλεσμα τα παραγόμενα πεδία να μην αντιπροσωπεύουν επαρκώς την πραγματικότητα.

Μετεωρολογικό ραντάρ

Λόγω της μικρής χωρικής αντιπροσωπευτικότητας των βροχομετρικών στοιχείων και της αβεβαιότητας κατά τη χωρική παρεμβολή των μετρήσεων, τα δεδομένα των βροχόμετρων είναι συχνά ανεπαρκή για χρήση σε διάφορες εφαρμογές υψηλής ακρίβειας. Τα μετεωρολογικά ραντάρ έρχονται να καλύψουν το κενό αυτό. Η λέξη ραντάρ (radar) αποτελεί ακρωνύμιο για το “RAdio Detection And Ranging”. Αρχικά, το ραντάρ σχεδιάστηκε για την ανίχνευση στρατιωτικών στόχων αλλά στις αρχές της δεκαετίας του 50 υλοποιήθηκαν εφαρμογές για την παρακολούθηση μετεωρολογικών φαινομένων. Το ραντάρ εκπέμπει μικροκύματα στην ατμόσφαιρα και έπειτα λαμβάνει τα ανακλώμενα σήματα. Εάν το εκπεμπόμενο σήμα παρεμποδιστεί από ένα αντικείμενο, το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειάς του διασπείρεται ενώ το ποσό που ανακλάται και επιστρέφει στο δέκτη μπορεί να μετρηθεί και να απεικονιστεί. Η ποσότητα που μετράται από το ραντάρ είναι η ανακλώμενη ενέργεια και καλείται ανακλαστικότητα z . Η ποσότητα της ανακλώμενης ενέργειας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του αριθμού ή της πυκνότητας των στόχων στην ατμόσφαιρα. Επειδή τα μικροκύματα ταξιδεύουν μέσω του αέρα με γνωστή ταχύτητα, ο χρόνος μεταξύ της μετάδοσης και της λήψης της ανακλώμενης ενέργειας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της απόστασης του στόχου από το ραντάρ. Η Εικόνα 1.3 παρουσιάζει μια απλοποιημένη μορφή της λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ.

Επειδή ένα μετεωρολογικό ραντάρ δεν μετρά άμεσα την ένταση της βροχόπτωσης, πολλές πηγές σφαλμάτων μπορούν να επηρεάσουν την ακρίβεια των εκτιμήσεων (Zawadzki, 1984). Η σχέση ανακλαστικότητας-βροχόπτωσης είναι μη γραμμική και σύνθετη και μπορεί να ποικίλει ανάλογα με τη γεωγραφική περιοχή και το γεγονός

βροχόπτωσης που υπολογίζει (Battan, 1973). Η διαφορά των εκτιμήσεων ραντάρ και επίγειων βροχομέτρων μπορεί σε μερικές περιπτώσεις να φτάσει το 100% (Wilson και Brandes, 1979). Η ανάλυση ευαισθησίας των εκτιμήσεων έντασης βροχής από δεδομένα ραντάρ από τις υπηρεσίες OSF (Operational Support Facility) και WSR-88D Adaptive Parameter Working Group έδειξε ότι η επιλογή μιας έγκυρης σχέσης ανακλαστικότητας-βροχόπτωσης μπορεί να βελτιώσει σημαντικά τις εκτιμήσεις βροχόπτωσης. Έτσι, παρά τους περιορισμούς τους, τα μετεωρολογικά ραντάρ έχουν γίνει ένα πολύτιμο εργαλείο για τον υπολογισμό της βροχόπτωσης σε πραγματικό χρόνο (Delrieu *et al.*, 2009), παρέχοντας λεπτομερή χωρική και χρονική πληροφορία (Divjak *et al.*, 1999).

Εντοπισμός και παρακολούθηση καταιγίδας

Ο αυτόματος εντοπισμός νεφών πάνω σε μια ψηφιακή εικόνα είναι ένα πρόβλημα “τεχνητής όρασης” (computer vision), δηλαδή της επιστήμης και της τεχνολογίας των μηχανών που να μπορούν από μια εικόνα να εξάγουν πληροφορίες ώστε να πραγματοποιήσουν κάποια εργασία. Το πρόβλημα αυτό μπορεί να αναχθεί σε πρόβλημα εντοπισμού άκρων (edge detection) σε μια μονόχρωμη ψηφιακή εικόνα. Η αναγωγή αυτή, όπως και σε άλλες παρόμοιες εφαρμογές τεχνητής όρασης πηγάζει από την παρατήρηση του ότι, σε γενικές γραμμές, μια ασυνέχεια στην ένταση της φωτεινότητας μιας εικόνας πιθανώς να αντιστοιχεί σε μια ασυνέχεια στο βάθος, τον προσανατολισμό μιας επιφάνειας, το βαθμό ανακλαστικότητας ή το φωτισμό. Έτσι η παρουσία «άκρων» στο πεδίο ορισμού μίας εικόνας υποδηλώνει φυσικές ιδιότητες στον πραγματικό κόσμο.

Δεδομένου ότι μια ψηφιακή εικόνα αποτελείται εγγενώς από διακριτά στοιχεία (ψηφίδες), η έννοια της ασυνέχειας σε επίπεδο έντασης φωτεινότητας δεν μπορεί να οριστεί ώστε να οριστούν και «άκρες». Εφόσον λοιπόν δεν υπάρχει φυσικός ορισμός της ασυνέχειας, πρέπει να οριστεί κατάλληλη συνάρτηση, στο διακριτό πεδίο ορισμού της ψηφιακής εικόνας, που να μπορεί να κρίνει την ύπαρξη τους ή μη. Αυτή η επιπλοκή ευνοεί την ανάπτυξη διαφόρων προσεγγίσεων στο αντικείμενο του εντοπισμού άκρων. Έτσι, αρχικές προσεγγίσεις (π.χ. Roberts, 1965; Pingle, 1969; Prewitt, 1970; Haralick, 1984) εντόπιζαν σημεία στα οποία η κλίση της φωτεινότητας έχει τη μεγαλύτερη τιμή με τη χρήση παραγώγων. Ένα σημαντικό βήμα υπήρξε η εισαγωγή πολυδιάστατων τεχνικών (π.χ. Torre and Poggio, 1980; Marr and Hildreth, 1980; Rosenfeld and Thurston, 1971;

Marr, 1976; Canny, 1986) δηλαδή του εντοπισμού άκρων σε μία εικόνα για διαφορετικές δειγματοληψίες (ή απλούστερα διαφορετικές αναλύσεις). Στο σημείο αυτό, το πρόβλημα ουσιαστικά προσεγγίζεται με τη βοήθεια ψηφιακών φίλτρων και μεθόδων βελτιστοποίησης, καθώς η χρήση φίλτρων για την αλλαγή ανάλυσης εμπεριέχει αβεβαιότητα στην επιλογή του κατάλληλου βαθμού εξομάλυνσης μιας εικόνας.

Τα τελευταία 40 χρόνια έχουν δημιουργηθεί αρκετοί αλγόριθμοι παρακολούθησης καταιγίδας (Johnson *et al.*, 1998) με βάση τα δεδομένα που παράγονται από μετεωρολογικά ραντάρ. Συνήθως, η εξέλιξη μιας καταιγίδας μπορεί να καθοριστεί με τη βοήθεια χωρικής ετεροσυσχέτισης επιμέρους απεικονίσεων (Austin, 1987; Bellon and Austin, 1984; Blanchet *et al.*, 1991; Fabry *et al.*, 1994; Tsanis *et al.*, 2002). Όταν εφαρμόζεται σε ευρεία πεδία ανακλαστικότητας, ο αλγόριθμος αυτός μπορεί να δώσει την ακριβή ταχύτητα καθώς και πληροφορίες για την κατεύθυνση ενός νέφους. Σύμφωνα με μια πιο πρόσφατη τεχνική, η ταυτοποίηση του βαρύκεντρου και η παρακολούθηση του μπορεί να συλλάβει μεμονωμένες καταιγίδες πιο αποτελεσματικά (Jackson, 1993) ενώ οι Wilk and Gray (1970) εφάρμοσαν επιτυχώς τον αλγόριθμο αυτό σε δεδομένα από ραντάρ τύπου WSR-57. Η τεχνική αυτή όπως και παραλλαγές της εφαρμόστηκαν στις έρευνες των Zittel (1976), Brady *et al.* (1978), Crane (1979) και Rosenfeld (1987).

Λογισμικό

Το υπάρχον λογισμικό για την διαχείριση και επεξεργασία δεδομένων ραντάρ από την βιβλιογραφία και το διαδίκτυο περιλαμβάνει τα παρακάτω:

1. Το EDGE είναι ένα τελευταίας τεχνολογίας εμπορικό πακέτο λογισμικού, κατασκευασμένο από την εταιρία EEC. Είναι σχεδιασμένο για την επεξεργασία και διαχείριση δεδομένων ραντάρ της εταιρίας. Εμπεριέχει μια σειρά από λειτουργικότητες για την οπτική απόδοση των δεδομένων αλλά δεν συνεργάζεται με υπάρχοντα λογισμικά Γεωγραφικών Συστημάτων Πληροφοριών (ΓΣΠ).
2. Τον αλγόριθμο πρόγνωσης GFS όπως περιγράφεται από τους Toussaint *et al.* (2000a) που περιλαμβάνει παρακολούθηση νεφών ή αλλιώς ανιχνευτή κίνησης πεδίων TREC/COTREC για τον υπολογισμό του διανύσματος κίνησης από μια σειρά φωτογραφιών ραντάρ.

3. Το DUR-TOOLKIT, όπως περιγράφεται από τους Toussaint *et al.* (2000b), που ασχολείται με την απεικόνιση, την προ-και μετά-επεξεργασία και το φιλτράρισμα των δεδομένων. Έχει υλοποιηθεί σε C++ συνεπώς μπορεί να λειτουργήσει σε διάφορες πλατφόρμες. Παρόλα αυτά δεν υπάρχουν πληροφορίες σχετικά με παρακολούθηση νεφών ή τυχόν συνεργασία του με λογισμικά ΓΣΠ.
4. Το Abacus (Athanasiadis *et al.* 2009), έχει δημιουργηθεί για την διαχείριση δεδομένων ραντάρ και ως σύστημα υποστήριξης αποφάσεων καλύπτοντας θέματα όπως η οπτικοποίηση, οι στατιστικοί υπολογισμοί και η αξιολόγηση καιρικών συνθηκών. Είναι μια κυρίως διαχειριστική πλατφόρμα για έγκυρη ειδοποίηση.

Υδρολογικά μοντέλα

Γενικά

Ως υδρολογικό μοντέλο ορίζεται η προσομοίωση της συμπεριφοράς και απόκρισης μιας υδρολογικής λεκάνης (σύστημα) από ένα ευρύ φάσμα μαθηματικών μετασχηματισμών. Τα υδρολογικά μοντέλα χρησιμοποιούν δεδομένα πεδίου και παραδοχές σχετικά με τους φυσικούς μηχανισμούς που διέπουν το σύστημα, με σκοπό την ποσοτική εκτίμηση υδρολογικών μεταβλητών (Mamasis, 2007). Τα υδρολογικά μοντέλα διακρίνονται με βάση τη χωρική κλίμακα, τη χρονική κλίμακα, τη στοχαστική ή όχι δομή των μεταβλητών του μοντέλου και το βαθμό προσέγγισης των φυσικών διεργασιών (Εικόνα 1.4).

Κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα

Τα κατανεμημένα μοντέλα είναι εξ ορισμού μοντέλα φυσικής βάσης καθώς αναπαριστούν τις υδρολογικές διεργασίες μικρής κλίμακας βασιζόμενα στους φυσικούς νόμους που σχετίζονται με την κίνηση του νερού, καθώς και σε ημι-εμπειρικές σχέσεις που έχουν προκύψει από έρευνες σε πειραματικές λεκάνες (Mamasis, 2007). Σε αντίθεση με τα εννοιολογικά μοντέλα που βασίζονται συνήθως σε υδραυλικά ανάλογα υδρολογικών διεργασιών σε επίπεδο υδρολογικής λεκάνης, κάθε παράμετρος μπορεί να αναχθεί ή να βρίσκεται σε αναλογία με ένα πραγματικό μέγεθος μετρούμενο στο πεδίο.

Ως αναφορά τη μαθηματική τους δομή, τα υδρολογικά μοντέλα μπορούν να είναι στοχαστικά ή προσδιοριστικά. Παρόλα αυτά, ένα προσδιοριστικό μοντέλο, όπου τα αποτελέσματα είναι σαφή και μονοσήμαντα, μπορεί να μετατραπεί σε στοχαστικό, όπου τουλάχιστον μια μεταβλητή έχει στοχαστική δομή και στα αποτελέσματα δίνεται μια πιθανοτική διάσταση (Mamasis, 2007). Τα στοχαστικά μοντέλα υπερτερούν αναφορικά με τη θεωρητική τους ικανότητα να συνυπολογίσουν την αβεβαιότητα των μετρήσεων ή του ίδιου του μοντέλου σε επίπεδο παραμέτρων ή δομής ή ακόμα και τις δύο μορφές αβεβαιότητας ταυτόχρονα. Η αβεβαιότητα σε μοντέλα και μετρήσεις εξετάζεται αναλυτικότερα στο επόμενο υποκεφάλαιο.

Σχετικά με την χωρική κλίμακα, τα κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα, σε αντίθεση με τα αδιαμέριστα και τα ημι-κατανεμημένα ή τα ημι-αδιαμέριστα, κάνουν κατάτμηση του φυσικού συστήματος σε χωρικές ενότητες μικρής κλίμακας (κελιά), που προκύπτουν από την εφαρμογή ενός ορθογωνικού καννάβου δεδομένης διάστασης. Η χωρική αυτή διαμέριση δεν έχει γεωγραφικό ή φυσικό νόημα και τα κελιά αντιπροσωπεύουν ομοιογενή και ισότροπα εδαφικά τμήματα, στα οποία αντιστοιχούν διαφορετικές χρονοσειρές εισόδου και διαφορετικές τιμές παραμέτρων (Mamasis, 2007). Υπό την έννοια αυτή, τα αδιαμέριστα μοντέλα υπολείπονται των κατανεμημένων αφού σε αυτά οι χρονοσειρές εισόδου ολοκληρώνονται και θεωρούνται ενιαίες τιμές παραμέτρων σε όλη την επιφάνεια της λεκάνης. Σήμερα, χρησιμοποιούνται αρκετά κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα όπως για παράδειγμα το MIKE SHE (European Hydrological System) (Abbott *et al.*, 1986a; Abbott *et al.*, 1986b), το IHDM (Institute of Hydrology Distributed Model) (Beven *et al.*, 1987), το HYDROTEL (Fortin *et al.*, 1986), το WATFLOOD (Kouwen, 1988) και άλλα (Takasao *et al.*, 1989; Lu *et al.*, 1989).

Η πρόσφατη πρόοδος στις εφαρμογές τηλεπισκόπησης και στην επιστήμη των υπολογιστών οδηγεί στη συνεχή αύξηση της διαθεσιμότητας υδρολογικών δεδομένων και υπολογιστικής ισχύος. Παρόλο που περιορισμένος αριθμός προϊόντων τηλεπισκόπησης μπορεί να βρει άμεση εφαρμογή στην υδρολογία, υπάρχει αρκετή έμμεσα σχετιζόμενη χωρική πληροφορία που μπορεί να χρησιμοποιηθεί στα κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα. Η χρήση κατανεμημένων υδρολογικών μοντέλων σε συνδυασμό με τα δεδομένα τηλεπισκόπησης απαιτεί ισχυρή επεξεργαστική ισχύ και ένα

περιβάλλον εργασίας φιλικό προς το χρήστη. Τα Γεωγραφικά Συστήματα Πληροφοριών (ΓΣΠ) έχουν αποδειχθεί πολύ χρήσιμα στο χειρισμό δεδομένων σημείου, διανύσματος ή ψηφίδας. Οι αρχές των ΓΠΣ παρέχουν τα μέσα για την γεωαναφορά δεδομένων, κάτι που επιτρέπει την αλληλεπίθεση, τη συγχώνευση και την εκτέλεση λογικών και μαθηματικών πράξεων καθώς και την απεικόνισή τους. Οι εργασίες αυτές είναι απαραίτητες κατά την εκτέλεση κατανεμημένων υδρολογικών μοντέλων, συνεπώς τα ΓΠΣ απλοποιούν κατά πολύ τη χρήση τους.

Αβεβαιότητα

Δεδομένα και μοντέλα

Μέχρι σήμερα, όλα τα μετρητικά μέσα (τυπικά καταγραφικά ή μη-καταγραφικά βροχόμετρα, ψηφιακά βροχόμετρα ανατροπής κάδου, ζυγιστικά βροχόμετρα, κλπ.) έχουν σύμφυτα και αποδεδειγμένα μετρητικά σφάλματα. Έτσι, η μέτρηση της βροχόπτωσης αποτελεί ακόμα πρόκληση. Για το λόγο αυτό, πολλές μελέτες έχουν επικεντρωθεί στον προσδιορισμό, την ποσοτικοποίηση και τη μείωση των σφαλμάτων μέτρησης, ειδικότερα οι Sevruk (1982), Sevruk *et al.* (1991), Sevruk and Chvíla (2005), Strangeways (2004) και άλλοι. Ακόμα κι αν δαπανηρές τεχνολογικές καινοτομίες μειώσουν τα σφάλματα μετρήσεων, τα συστηματικά ή τυχαία σφάλματα θα υπάρχουν πάντα οδηγώντας σε αβεβαιότητα στην καταγραφή της βροχόπτωσης.

Δεδομένης της αβεβαιότητας στις μεταβλητές εισόδου ενός υδρολογικού μοντέλου, οι υπολογισμοί και οι προβλέψεις είναι επίσης αβέβαια καθώς η αβεβαιότητα μεταφέρεται δια μέσω του μοντέλου. Άλλες πηγές αβεβαιότητας στη μοντελοποίηση υδρολογικών συστημάτων περιλαμβάνουν τη δομή, τις παραμέτρους και τις μεθόδους μαθηματικής επίλυσης που περιέχονται στο μοντέλο. Οι παραπάνω μορφές αβεβαιότητας μπορούν να επηρεάσουν αρνητικά τη λήψη αποφάσεων καθώς η ορθότητα και η ακρίβεια των προβλέψεων των μοντέλων είναι ανεπαρκής ή ελλιπώς ποσοτικοποιημένη.

Ένας προτεινόμενος τρόπος για να αντιμετωπιστεί αποτελεσματικά το πρόβλημα της αβεβαιότητας αφορά τον εντοπισμό των πηγών και προτύπων της και τον συνυπολογισμό της στα αποτελέσματα με χρήση συγκεκριμένων μεθόδων. Υπάρχουν διάφορες μεθοδολογίες για τον προσδιορισμό της αβεβαιότητας τόσο στην εμφάνισή της στην

είσοδο ενός υδρολογικού μοντέλου όσο και στο μοντέλο το ίδιο, την δομή και τις παραμέτρους του, καθώς και στην μετάδοση της αβεβαιότητας δια μέσω του μοντέλου. Η μέθοδος υπολογισμού της αβεβαιότητας μπορεί να βασίζεται στον ορισμό ορίων, σεναρίων, συναρτήσεων συμμετοχής, μέσου και διασποράς, ή και πλήρους συνάρτησης πυκνότητας-πιθανότητας (pdf). Ο πολλαπλασιαστικός ρόλος των παραπάνω μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας, αντίστοιχα, αριθμητική διαστημάτων (Jaulin *et al.*, 2001) ή αλγόριθμους οριοθετημένων παραμέτρων και κατάστασης (Schweppe, 1968), επαναληπτική προσομοίωση, ασαφή λογική (Zadeh, 1978) και τις εξίσωσης μεταφοράς σφάλματος (Taylor, 1997), προσομοίωση Monte-Carlo (Hammersley and Handscomb, 1979), ή άμεση πιθανοτική μοντελοποίηση με την εξίσωση Fokker-Planck (Jazwinski, 1970). Από τις μεθόδους αυτές, η προσομοίωση Monte Carlo είναι η πιο διαδεδομένη και εφαρμόσιμη τεχνική, καθώς επικαλείται λιγότερες παραδοχές και απαιτεί από το χρήστη εισαγωγή λιγότερων παραμέτρων συγκριτικά με άλλες μεθόδους (Brown *et al.*, 2005).

Δεδομένα ραντάρ

Για την αξιοποίηση των εγγενών δυνατοτήτων του μετεωρολογικού ραντάρ είναι απαραίτητη η γνώση των κυριότερων πηγών σφάλματος και των περιορισμών του, προκειμένου οι μετρήσεις του να ερμηνευτούν κατάλληλα. Οι πηγές σφάλματος της βροχύπτωσης μετεωρολογικού ραντάρ έχουν αναγνωρισθεί και συζητούνται στη βιβλιογραφία για περισσότερο από τέσσερις δεκαετίες (Harrold *et al.*, 1974; Wilson and Brandes, 1979; Zawadzki, 1984; Austin, 1987; Joss and Waldvogel, 1990; Kitchen and Jackson, 1993; Joss and Lee, 1995). Κατά τους Dinku *et al.* (2002), τα σφάλματα αυτά μπορούν να ομαδοποιηθούν εννοιολογικά σε: 1) συστηματικά σφάλματα πεδίου και οργάνου, 2) συστηματικά σφάλματα εξαρτώμενα από την απόσταση, και 3) τυχαία σφάλματα, που μπορεί να προκύψουν από το υλικό του ραντάρ σε αναλύσεις μικρότερες από τη διακριτική του ικανότητα. Υπάρχουν αρκετά είδη διορθώσεων που μπορούν να εφαρμοστούν από τον ίδιο τον επεξεργαστή σήματος του ραντάρ. Για παράδειγμα, η διόρθωση R^2 ομαλοποιεί την ανακλαστικότητα σε σχέση με την απόσταση R από τον πομπό του ραντάρ, η διόρθωση εκφυλισμού σήματος υπολογίζει τον εκφυλισμό λόγω ατμοσφαιρικών αερίων και το φίλτρο clutter καταστέλλει το σήμα κάτω από μια ορισμένη ένταση ώστε να μην ληφθούν υπόψη ανεπιθύμητα αντικείμενα.

Η διορθωμένη πληροφορία μπορεί να περιέχει ορισμένες ή όλες τις πιθανές διορθώσεις, αλλά ακόμη και μετά από αυτές τα δεδομένα μπορεί να περιέχουν διάφορες μορφές θορύβου (Divjak *et al.*, 1999) που ουσιαστικά αυξάνουν την αβεβαιότητα των μετρήσεων. Ο θόρυβος εισάγει απότομες κλίσεις σε κατά τα άλλα ομαλά πεδία απεικόνισης καιρικών συνθηκών και μπορεί να εξαλειφθεί, σε κάποιο βαθμό, από κατάλληλα φίλτρα. Ωστόσο, η εξομάλυνση αυτή έχει επίσης επιπτώσεις στα πραγματικά δεδομένα προκαλώντας απώλεια πληροφορίας σε κλίμακες υψηλής ανάλυσης (Divjak *et al.*, 1999). Όταν ο θόρυβος προκαλείται από ένα μεγάλο αριθμό μικρών πηγών τότε μπορεί να θεωρηθεί ως λευκός θόρυβος ή θόρυβος Γκαουσιανής κατανομής (Maybeck, 1979). Μια συνηθισμένη τεχνική καταστολής του θορύβου στα δεδομένα μετεωρολογικών ραντάρ είναι αυτή της εφαρμογής φίλτρων αποκοπής συχνοτήτων κάτω από 15db (Sugier *et al.*, 2002; Chumchean *et al.*, 2008). Οι Nicol *et al.* (2004) χρησιμοποίησαν μια παρόμοια αποκοπή για γειτονικά στοιχεία με μέγιστες κλίσεις με σκοπό να περιορίσουν το θόρυβο λόγω ανακλάσεων του εδάφους ενώ οι Seminario *et al.* (2001) χρησιμοποίησαν φασματική ανάλυση για τον περιορισμό του θορύβου σε προϊόντα ραντάρ. Πιο πρόσφατα, οι Villarini *et al.* (2008) συνέκριναν για τον ίδιο σκοπό μη-παραμετρικές (Ciach, 2003) και παραμετρικές μεθόδους και ανέλυσαν τα δυνατότητες και τις αδυναμίες κάθε προσέγγισης.

Στοιχεία καινοτομίας

Η εργασία αυτή περιέχει πρωτότυπες αναλύσεις σε αρκετά από τα θέματα που εξετάζονται. Τα πρωτότυπα αυτά στοιχεία έχουν ήδη παρουσιαστεί ή δημοσιευτεί σε διεθνές και ελληνικό επίπεδο. Τα καινοτόμα στοιχεία βασικής έρευνας είναι:

- Ανάπτυξη προτεινόμενης εμπειρικής σχέσης για την εκτίμηση της αβεβαιότητας των υδρο-μετεωρολογικών δεδομένων στο νησί της Κρήτης (Daliakopoulos *et al.*, 2006)
- Συμμετοχή στην ανάπτυξη στρατηγικής συλλογής δεδομένων με σκοπό την καλύτερη κατανόηση των ξαφνικών πλημμυρών (Gaume *et al.*, 2009)
- Παρουσίαση θετικών ενδείξεων για την δημιουργία του σπάνιου φαινομένου των «Μεσογειακών τροπικών καταιγίδων»

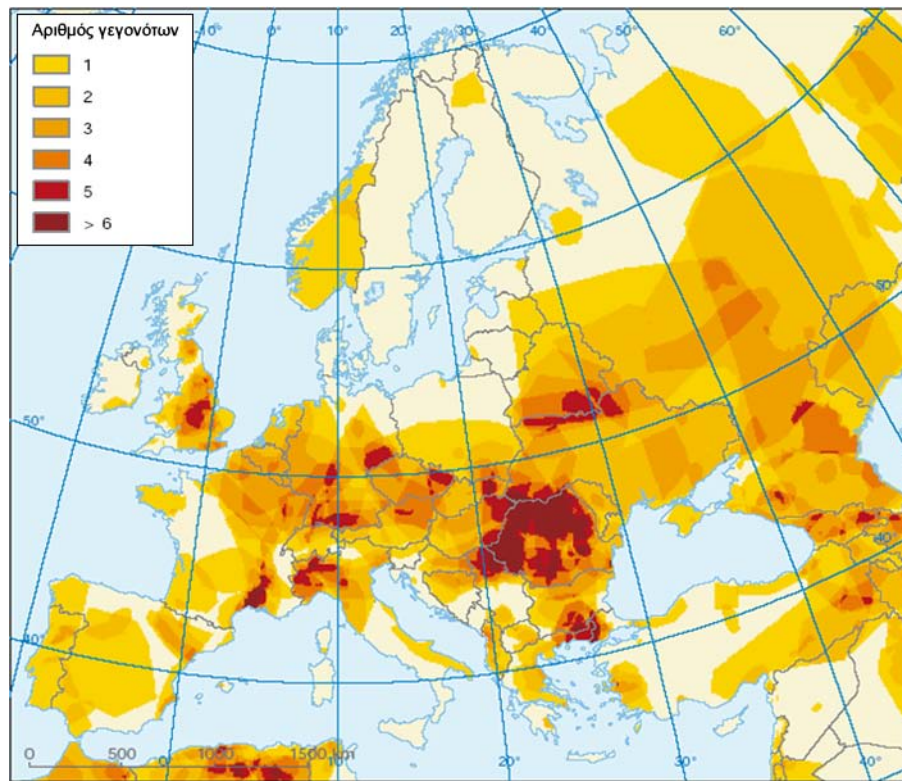
Τα καινοτόμα στοιχεία σε επίπεδο εφαρμοσμένης έρευνας είναι:

- Υπολογισμός σχέσης μετατροπής ανακλαστικότητας σε βροχόπτωση για το ραντάρ της Σούδας (Daliakopoulos and Tsanis, under review)
- Προσδιορισμός χαρακτηριστικών του μετεωρολογικού συστήματος που προκάλεσε την πλημμύρα του 2006 στην περιοχή της Αλμυρίδας (Tsanis *et al.*, 2008)
- Αναπαράσταση - προσομοίωση του γεγονότος ξαφνικής πλημμύρας του 2006 στην περιοχή της Αλμυρίδας (Papastefanakis *et al.*, 2009)
- Επέκταση και εφαρμογή στρατηγικής συλλογής δεδομένων με σκοπό την καλύτερη κατανόηση των ξαφνικών πλημμυρών. Παράλληλη εφαρμογή σε πανευρωπαϊκό επίπεδο (Gaume *et al.*, 2009; Marchi, 2008; Tsanis *et al.*, 2010)

Τέλος, σε επίπεδο ανάπτυξης εφαρμογής, τα καινοτόμα στοιχεία είναι:

- Ανάπτυξη εργαλείου διαχείρισης και επεξεργασίας δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ (Daliakopoulos and Tsanis, under review). Το εργαλείο αναπτύχθηκε εξ ολοκλήρου σε MATLAB με την εποπτεία της κατασκευάστριας μετεωρολογικών ραντάρ EEC (Daliakopoulos and Tsanis, 2010; Daliakopoulos and Tsanis, 2011). Εφαρμόστηκε για την ανάλυση δεδομένων κατά τη διάρκεια ενός εθνικού και ενός ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος ενώ επίσης έχουν προκύψει σχετικές παρουσιάσεις σε συνέδρια (Tsanis *et al.*, 2008a; Tsanis *et al.*, 2008b).

Εικόνες



Εικόνα 1.1: Εμφάνιση πλημμυρικών γεγονότων στην Ευρώπη κατά την περίοδο 1998 – 2008 (Πηγή: European Environmental Agency, 2008)

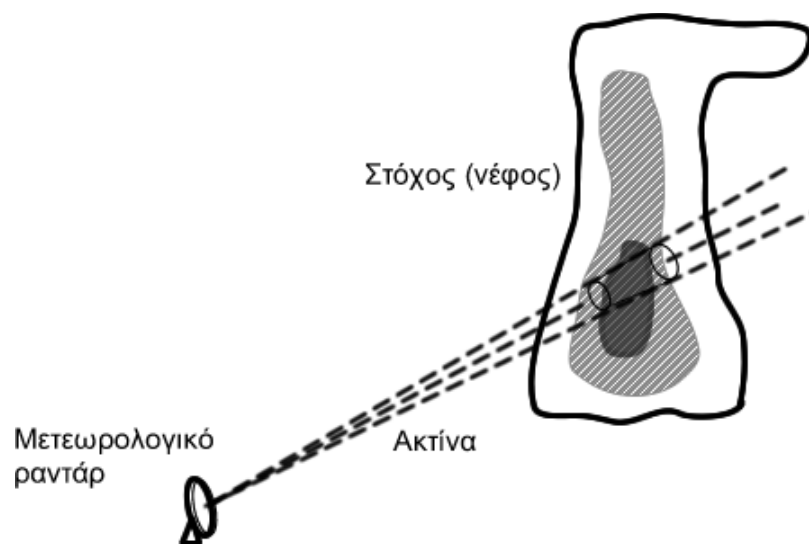


Zarvaggia Ελβετίας, 18 Ιουλίου 1987

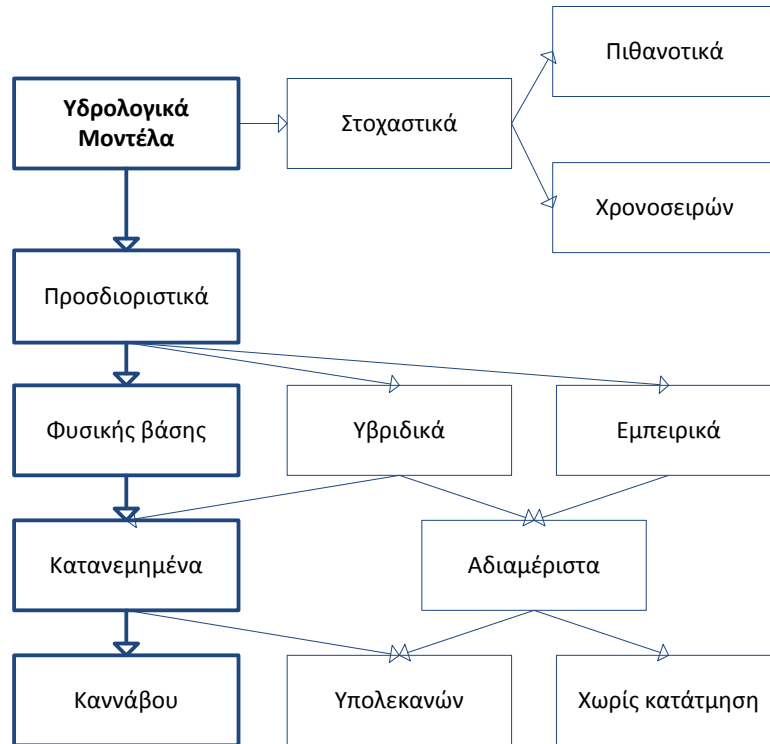


Zarvaggia Ελβετίας, 15 λεπτά αργότερα

Εικόνα 1.2: Εξέλιξη αστραπιαίας πλημμύρας (Πηγή: APFM, 2007)



Εικόνα 1.3: Απλοποιημένη περιγραφή συστήματος μετεωρολογικού ραντάρ.



Εικόνα 1.4: Κατάταξη υδρολογικών μοντέλων (Πηγή: Papastefanakis *et al.*, 2009)

2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στρατηγική συλλογής δεδομένων

Γενικά

Μεταπλημμυρική έρευνα πεδίου καλείται η διαδικασία συλλογής και ανάλυσης πληροφοριών σχετικές με μία πλημμύρα μετά την εκδήλωσή της και αναφέρεται συχνά ως IPEC (Intensive Post Event Campaign). Μία IPEC επιτυγχάνεται με αντιπαραβολή μιας σειράς στοιχείων, από τη συλλογή και ανάλυση δεδομένων, τις επιτόπιες έρευνες, τις καταγραφές του δικτύου μέτρησης (π.χ. ραντάρ, βροχόμετρα και σταθμήμετρα), ως και από προϋπάρχουσες πηγές πληροφοριών (π.χ. χάρτες, ιστορικά έγγραφα). Το είδος των πληροφοριών που συλλέγονται εξαρτάται από τους στόχους της κάθε έρευνας. Τυπικά, η συλλογή και ανάλυση δεδομένων μπορεί να επικεντρωθεί στη μετεωρολογία, την υδρολογία, την υδραυλική φύση του φαινομένου, τις γεωμορφολογικές και τις κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις². Η συλλογή δεδομένων χρησιμεύει στην ενίσχυση της γνώσης σχετικά με την εκδήλωση πλημμυρών και την υποστήριξη της προόδου των τεχνικών για τον περιορισμό των συνεπειών τους. Η στρατηγική συλλογής δεδομένων που εφαρμόστηκε στην παρούσα εργασία βασίζεται στη μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στο ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα FLOODsite³, όπως αυτή αναφέρθηκε από τον Gaume (2006). Η μεθοδολογία αυτή εξελίχθηκε και εφαρμόστηκε στο ευρωπαϊκό πρόγραμμα HYDRATE⁴, μέρος του οποίου αποτέλεσε και η περιοχή μελέτης της παρούσας εργασίας.

Η στρατηγική της συλλογής δεδομένων αποτελείται από τα παρακάτω βασικά στοιχεία:

- Διαχειριστικό μοντέλο για την προετοιμασία των εργασιών πεδίου:
 - Λίστα ελέγχου για τις δραστηριότητες που πρόκειται να πραγματοποιηθούν και τα στοιχεία που πρέπει να συγκεντρωθούν πριν τη μετάβαση στο πεδίο.
 - Κατάλογος των συμμετεχόντων και των εμπλεκόμενων τοπικών φορέων.

² Η παρούσα μελέτη δεν θα ασχοληθεί με τις κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις των πλημμυρών.

³ EU FP6 Project FLOODsite: Integrated Flood Risk Analysis and Management Methodologies. Contract No: GOCE-CT-2004-505420.

⁴ EU FP6 Project HYDRATE: Hydrometeorological data resources and technologies for effective flash flood forecasting. Contract no: 037024, 2006-2009

- Παραγωγή προτύπου φύλλου εργασίας για συμπλήρωση στο πεδίο: πρότυπα για τη μέτρηση διατομών και τη συνέντευξη μαρτύρων.
- Εργασίες πεδίου:
 - Πραγματοποίηση μετρήσεων διατομών, συνεντεύξεων από αυτόπτες μάρτυρες, γεωμορφολογική απεικόνιση και συλλογή άλλων σχετικών στοιχείων.
- Ανάλυση δεδομένων μετά από τις εργασίες πεδίου:
 - Ανάλυση καταγεγραμμένων δεδομένων μετεωρολογικών ραντάρ και βροχόμετρων.
 - Ανάλυση φωτογραφιών και φιλμ με την ταχύτητα ροής.
 - Προσομοίωση διεργασίας βροχής-απορροής.
 - Υδραυλική προσομοίωση.
- Αποθήκευση/διάδοση των πληροφοριών και των αποτελεσμάτων:
 - Αποθήκευση σε διαδεδομένη τυποποιημένη μορφή.
 - Επιλογή προσβάσιμων καναλιών διάδοσης της πληροφορίας.

Η μεταπλημμυρική έρευνα πεδίου περιλαμβάνει την εκ-νέου ανάλυση δεδομένων ραντάρ, την έρευνα πεδίου με σκοπό την καταγραφή των αποτελεσμάτων της πλημμύρας κατά μήκος όλου του υδρογραφικού δικτύου και την επιβεβαίωση των παρατηρήσεων της έρευνας με τη βοήθεια υδρολογικής προσομοίωσης. Οι διαδικασίες αυτές περιγράφονται αναλυτικότερα από τους Borga *et. al.* (2008).

Διαχειριστικό μοντέλο

Τα βασικό στοιχείο του μοντέλου διαχείρισης μίας IPEC είναι η παροχή λιστών ελέγχου για τις δραστηριότητες που θα πραγματοποιηθούν και για τα στοιχεία που απαιτείται να συγκεντρωθούν πριν την έρευνα στο πεδίο. Επίσης συντάσσεται ένα χρονοδιάγραμμα των δραστηριοτήτων, κατά τον Gaume (2006), που περιλαμβάνει πέντε διακριτές φάσεις της έρευνας. Στο χρονικό διάστημα αμέσως μετά την πλημμύρα, τα βροχομετρικά δεδομένα και οι αναφορές στον τύπο θα πρέπει να συλλέγονται ενώ επιθυμητή είναι μια αναγνωριστική επίσκεψη με φωτογραφικές αποτυπώσεις και εντοπισμό ενδείξεων της πλημμυρικής στάθμης. Σε δεύτερη φάση, λαμβάνεται η απόφαση για την πιο εντατική μελέτη του φαινομένου. Οι εργασίες πεδίου που περιλαμβάνουν την τοπογραφική

αποτύπωση διατομών και τη συλλογή μαρτυριών μπορούν να πραγματοποιηθούν εντός δύο με δέκα εβδομάδων μετά από την πλημμύρα προκειμένου και οι επιπτώσεις του γεγονότος είναι ακόμα νωπές, τόσο στο πεδίο όσο και στις μνήμες των μαρτύρων. Στο τελικό στάδιο του χρονοδιαγράμματος τα δεδομένα πεδίου αναλύονται και συντάσσεται σχετική αναφορά.

Η λίστα των δεδομένων και των πηγών τους παρέχεται επίσης ως λίστα ελέγχου ώστε αυτά να ανακτηθούν πριν την έρευνα στο πεδίο. Η λίστα περιλαμβάνει χαρτογραφικές πληροφορίες τοπογραφικού και υδρογεωλογικού ενδιαφέροντος, κατά προτίμηση σε μορφή υποβάθρων ΓΣΠ. Πρακτικά, τα δεδομένα αυτά συλλέγονται και διατίθενται από τις αρμόδιες τοπικές και εθνικές αρχές. Η μεταπλημμυρική έρευνα ωφελείται σημαντικά από τη συνεργασία με τοπικές αρχές και οργανισμούς που πιθανώς να έχουν καλύτερη γνώση της περιοχής μελέτης και του ίδιου του γεγονότος. Παράλληλα, οι ίδιοι οι φορείς έχουν πολλά να κερδίσουν από τα αποτελέσματα της μεταπλημμυρικής έρευνας. Συνεπώς, το μοντέλο διαχείρισης φροντίζει για τις απαραίτητες επαφές με τις τοπικές αρχές καθώς και για την εξασφάλιση των απαραίτητων αδειών πρόσβασης στην περιοχή της πλημμύρας. Τέλος, στο διαχειριστικό μοντέλο εμπίπτουν άλλα οργανωτικά ζητήματα, όπως ο τρόπος και πορεία μετακίνησης των ερευνητών, τα επιστημονικά όργανα και τα τεχνικά μέσα που θα πρέπει να έχουν μαζί τους και ο σωστός καταμερισμός εργασίας ανάμεσα στις ομάδες που συμμετέχει στην IPEC.

Εργασίες πεδίου

Οι κύριοι τύποι δεδομένων που πρέπει να συλλεχθούν στο πεδίο για την διεξαγωγή υδρολογικής/υδραυλικής μελέτης είναι (Gaume and Borga, 2008):

- Ενδείξεις των τιμών της μέγιστης παροχής: κυρίως τοπογραφικές μετρήσεις διατομών σε σημεία όπου υπάρχουν ενδείξεις της μέγιστης στάθμης αλλά επίσης σημάδια για την ταχύτητα της ροής (φιλμ, μαρτυρίες, ανυψώσεις της στάθμης του ύδατος σε μαιάνδρους του ποταμού ή μπροστά από εμπόδια)
- Ενδείξεις για την χρονική ακολουθία των γεγονότων γύρω από την πλημμύρα: κυρίως από μαρτυρίες αυτοπτών μαρτύρων σε σημεία όπου δεν υπάρχουν σταθμηγράφοι.

- Εντοπισμός διεργασιών στερεομεταφοράς (διάβρωση και εναπόθεση στερεών σε πλαγιές και στις κοίτες του ποταμού, υπέρ-συμπυκνωμένη ροή, ροή λάσπης ή ροή στερεών): μπορούν να δώσουν ενδείξεις για την μορφή της απορροής σε τμήματα του ποταμού και πληροφορίες για την ενέργεια και την ταχύτητα της ροής.

Πληροφορίες σχετικά με τις κοινωνικοοικονομικές πτυχές της πλημμύρας μπορούν επίσης να συλλέγονται, αλλά μέθοδοι για τη συλλογή και την ανάλυση αυτών των δεδομένων δεν παρέχονται στο πλαίσιο της στρατηγικής που αναφέρονται εδώ. Βέβαια, η μεταπλημμυρική έρευνα δεν μπορεί να είναι μια αυτόματη εφαρμογή οδηγιών, αλλά οι ερευνητές θα πρέπει να χρησιμοποιούν την κρίση και την τεχνογνωσία τους στην επιλογή του τόπου και της μεθόδου μέτρησης, συχνά αγνοώντας στοιχεία ως ακατάλληλα μετά την καταγραφή τους. Ο τελικός έλεγχος ποιότητας των μετρήσεων λαμβάνει χώρα μετά τις εργασίες πεδίου, συνεπώς οι δύο αυτές φάσεις θα πρέπει να έχουν χρονική συνέχεια ώστε να αποφεύγονται λάθη ή παραλήψεις που θα προκαλέσουν επανάληψη ή συμπλήρωση της έρευνας στο πεδίο.

Ανάλυση δεδομένων μετά τις εργασίες πεδίου

Οι μέθοδοι ανάλυσης που χρησιμοποιούνται κατά την επεξεργασία των δεδομένων εξαρτώνται από την ποιότητα, την ποσότητα και τη χωρική/χρονική κλίμακα των δεδομένων που συλλέχθηκαν κατά τη διάρκεια των εργασιών πεδίου και από το δίκτυο περιβαλλοντικών παρατηρήσεων. Η λεπτομερής προσομοίωση της διεργασίας βροχής-απορροής ή η αυστηρή βαθμονόμηση ενός προηγμένου μοντέλου χρησιμοποιώντας εκτιμήσεις πεδίου που συνδέονται με αβεβαιότητα της τάξης του 30-50% έχουν περιορισμένη αξία (Gaume and Borga, 2008). Η σύνθεση των δεδομένων και η ερμηνεία των αποτελεσμάτων πρέπει ως εκ τούτου να γίνονται δίνοντας τη δέουσα βαρύτητα στους περιορισμούς των δεδομένων και οι τεχνικές που χρησιμοποιούνται θα πρέπει να αποσκοπούν στην εξαγωγή ρεαλιστικών υποθέσεων και συμπερασμάτων σχετικά με τις διεργασίες.

Οι επίγειες βροχομετρικές παρατηρήσεις καθώς και τα δεδομένα ραντάρ μπορούν να αναλυθούν εκ νέου με σκοπό την ελάττωση των σφαλμάτων μεροληψίας και των τοπικών σφαλμάτων που υπεισέρχονται στα προϊόντα πραγματικού χρόνου του ραντάρ (Borga *et al.*, 2008). Επίσης, μπορούν να γίνουν διασταυρώσεις βροχομετρικών

στοιχείων διαφορετικής χρονικής ανάλυσης. Η χρήση αποτελεσμάτων μετεωρολογικών μοντέλων μέσης κλίμακας καθώς και προϊόντων τηλεπισκόπησης μετεωρολογικών δορυφόρων είναι χρήσιμη τόσο στην ανάλυση του χρονικού της πλημμύρας όσο και στην παραμετροποίηση των σχέσεων υπολογισμού της βροχόπτωσης από ραντάρ (Borga *et al.*, 2008).

Αμέσως μετά την συλλογή των υδρο-μετεωρολογικών δεδομένων, είναι δυνατόν να γίνει ένας πρόχειρος υπολογισμός της ταχύτητας ροής και της μέγιστης παροχής του ποταμού κατά τμήματα, χρησιμοποιώντας τον τύπο Manning Strickler και την εξίσωση του Bernoulli. Παρόμοιοι υπολογισμοί μπορούν να γίνουν με το συνολικό όγκο απορροής που δεν μπορεί να ξεπερνά το συνολικό όγκο της μετρημένης βροχόπτωσης. Τέτοιοι υπολογισμοί μπορούν να βοηθήσουν στον άμεσο εντοπισμό επιπόλαιων σφαλμάτων στις μετρήσεις πεδίου ή σε παραδοχές σχετικά με τη μέγιστη απορροή και στη διόρθωσή τους. Σε δεύτερη φάση, μπορεί να γίνει μια πιο αναλυτική προσομοίωση της λεκάνης απορροής για την ταυτοποίηση της δυναμικής των διεργασιών της πλημμύρας και την κατανόηση της επίδρασης των χαρακτηριστικών της λεκάνης στη δυναμική αυτή. Έτσι, μπορούν να εντοπιστούν οι κυρίαρχοι ή «ευαίσθητοι» παράγοντες που επηρέασαν το γεγονός, ενώ διευκολύνεται η ανάλυση διαφορετικών σεναρίων και υποθέσεων με βάση τις παραμέτρους του μοντέλου.

Αποθήκευση/διάδοση των πληροφοριών και των αποτελεσμάτων

Κατά τη διεξαγωγή της μεταπλημμυρικής έρευνας πεδίου, σημαντική είναι η τυποποίηση των δεδομένων που συλλέγονται, των μορφών αποθήκευσης και των διαδικασιών ανάλυσης. Η διαδικασία αυτή διευκολύνει την μετέπειτα επεξεργασία, την αρχειοθέτηση, τη διανομή σε ενδιαφερόμενους και τις συγκρίσεις. Η αποθήκευση των δεδομένων καλό θα ήταν να γίνεται σε μια κεντρική βάση δεδομένων με ελεύθερη διαδικτυακή πρόσβαση. Δεδομένου ότι κάποιες πληροφορίες μεγάλης ακρίβειας υπόκεινται σε περιορισμούς διανομής από τους ιδιοκτήτες τους, είναι φυσικό ότι η πρόσβαση σε αυτές θα ήταν περιορισμένη. Τα αποτελέσματα και οι ερμηνείες από την παραπάνω έρευνα, θα πρέπει να καταγραφούν και να δημοσιευτούν σε προσβάσιμα μέσα διάδοσης όπως επιστημονικά περιοδικά και συνέδρια. Τα αποτελέσματα θα πρέπει επίσης να κοινοποιηθούν στην τοπική κοινωνία της περιοχής που επλήγη, αλλά και στις τοπικές

αρχές, ιδίως εάν έχουν συμβάλει στις ερευνητικές προσπάθειες με την παροχή δεδομένων ή προσωπικού χρόνου.

Μετεωρολογικά Ραντάρ

Αρχή λειτουργίας

Για ένα ραντάρ που εκπέμπει ακτινοβολία με μήκος κύματος μεγαλύτερο από αυτό του μεγέθους των σταγονιδίων της βροχόπτωσης, η μέση ισχύς που λαμβάνεται από μια υποθετική ομοιόμορφα βροχερή ατμόσφαιρα σε απόσταση r δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{P}_r = \frac{CkZ}{r^2} \quad \text{Εξίσωση 1}$$

όπου C είναι μια σταθερά που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του ραντάρ, k είναι μια σταθερά που εξαρτάται από τις ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις και Z είναι ο συντελεστής ανακλαστικότητας του ραντάρ. Ο συντελεστής ανακλαστικότητας Z μετράται σε mm^6/m^3 και μπορεί να οριστεί ως η πυκνότητα σταγόνων ύδατος που δύνανται να ανακλάσουν ισόποση ποσότητα ισχύος, δηλαδή, $Z = \sum D_i^6$ με D_i να είναι η διάμετρος κάθε σταγονιδίου στη μονάδα του όγκου της ατμόσφαιρας (Austin, 1987). Ο συντελεστής ανακλαστικότητας Z , λαμβάνει ένα ευρύ φάσμα τιμών και έτσι για την ευκολότερη χρήση στους υπολογισμούς και τη σύγκριση χρησιμοποιείται συχνά η κλίμακα decibel (dbZ). Από μαθηματική άποψη:

$$z = 10 \times \log \left(\frac{Z}{Z_0} \right) \quad \text{Εξίσωση 2}$$

όπου z ο λογαριθμικός συντελεστής ανακλαστικότητας ραντάρ που μετριέται σε dbZ , Z ο συντελεστής ανακλαστικότητας σε mm^6/m^3 και Z_0 ίσο με $1 mm^6/m^3$. Επειδή τα μικροκύματα ταξιδεύουν μέσω του αέρα με γνωστή ταχύτητα, ο χρόνος μεταξύ της μετάδοσης και της λήψης της ανακλώμενης ενέργειας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της απόστασης ενός στόχου από το ραντάρ.

Το μετεωρολογικό ραντάρ μετρά λοιπόν μια ποσότητα ενέργειας η οποία είναι συνεχώς μεταβαλλόμενη. Η μεταβλητή αυτή (ανακλώμενη ενέργεια) είναι ένα αναλογικό σήμα. Για τεχνικούς λόγους, αντί του σήματος $u(t)$ μετρούνται χρονικά ισαπέχοντα u_n της συνάρτησης $u(t)$. Δεδομένου ότι τα C και k_e (Εξίσωση 1) είναι γνωστά, οι

δειγματοληψίες του ραντάρ μετατρέπονται σε ανακλαστικότητα και αποθηκεύονται σε δομές που ονομάζονται όγκοι (volumes). Κάθε όγκος αποτελείται από μια συλλογή σαρώσεων (sweeps) για διαφορετικές γωνίες ανύψωσης του πομπού. Κάθε σάρωση με τη σειρά της αποτελείται από μια σειρά ακτίνων (rays) και κάθε ακτίνα από φασματικές πύλες (range gates), οπότε και το μήκος της ακτίνας ισούται με το γινόμενο του αριθμού των πυλών επί το μήκος τους. Οι γωνίες ανύψωσης, η πυκνότητα των ακτίνων και το μήκος των πυλών καθορίζουν από κοινού το ρυθμό δειγματοληψίας του ραντάρ.

Ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις

Σε συνθήκες κενού τα ηλεκτρομαγνητικά κύματα διαδίδονται σε ευθεία γραμμή καθώς η διηλεκτρική σταθερά ϵ_0 και η μαγνητική διαπερατότητα μ_0 είναι σταθερές σε σχέση με την ταχύτητα διάδοσης $c = (\mu_0 \epsilon_0)^{-1/2}$. Σε πραγματικές συνθήκες όμως, η διηλεκτρική σταθερά ϵ της ατμόσφαιρας είναι μεγαλύτερη από ϵ_0 και είναι κατακόρυφα στρωματοποιημένη. Έτσι, τα κύματα διαδίδονται με ταχύτητες v μικρότερες από αυτή του φωτός c και ακολουθούν κυρτές τροχιές που σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να διαθλαστούν ξανά στην επιφάνεια της γης. Οι τροχιές που διαγράφουν οι ακτίνες του ραντάρ εξαρτώνται κυρίως από την καθ' ύψος μεταβολή του δείκτη διάθλασης της ατμόσφαιρας $n = c/v$ που με τη σειρά του εξαρτάται από τη θερμοκρασία, την πίεση και τη συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Στις περισσότερες εφαρμογές μπορεί να θεωρηθεί ότι, σε ορισμένο υψόμετρο, η θερμοκρασία και η υγρασία παραμένουν σταθερές. Στις συχνότητες λειτουργίας του μετεωρολογικού ραντάρ μπορεί να αποδειχθεί (Hartree *et al.*, 1946) ότι η τροχιά μιας ακτίνας που ταξιδεύει σε σφαιρική στρωματοποιημένη ατμόσφαιρα δίνεται από το ολοκλήρωμα:

$$s(h) = \int_0^h \frac{aC \, dh}{R[R^2 n^2(h) - C^2]^{1/2}}, \quad \text{Εξίσωση 3}$$

$$C = an(0) \cos \theta_e \quad \text{Εξίσωση 4}$$

όπου $s(h)$ είναι η προβολή της ακτίνας στην επιφάνεια της γης σε σημείο με ύψος h από την επιφάνεια, a είναι η ακτίνα της γης (Εικόνα 2.1) και R η ακτινική απόσταση του

σημείου της τροχιάς από το κέντρο της γης O . Όπως φαίνεται από την Εξίσωση 4, η καμπυλότητα C της τροχιάς, εξαρτάται από τον δείκτη διάθλασης $n(h)$ σε υψόμετρο $h = 0$ και από τη γωνία ανύψωσης θ_e του πομπού των ακτίνων. Τότε, η πορεία των ακτίνων ακολουθεί κυκλική τροχιά με κέντρο O' όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.1. Η ακτίνα r_c της κυκλικής αυτής τροχιάς είναι εξ ορισμού το αντίστροφο της καμπυλότητας της τροχιάς.

Δεδομένου ότι για τα υψόμετρα που μελετώνται ισχύει ότι $h \ll \alpha$, η απόσταση R μπορεί να αντικατασταθεί από την ακτίνα της γης α . Επίσης, για μικρές γωνίες θ_e , ισχύει ότι $dh/ds \ll 1$. Οι παραδοχές αυτές απλοποιούν τις εξισώσεις υπολογισμού της καμπυλότητας C_0 και για $n \approx 1$ δίνουν ότι:

$$C_0 \approx -\frac{dn}{dh} \quad \text{Εξίσωση 5}$$

Έτσι, αν το n μπορεί να υπολογιστεί προσεγγιστικά από μια γραμμική σχέση μέσα στο διάστημα του h τότε οι τροχιές των ακτίνων θα έχουν σταθερή καμπυλότητα C . Συνεπώς, όλες οι ακτίνες που βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια της γης μπορεί να υποτεθεί ότι κινούνται σε τροχιές που βρίσκονται σε περιφέρεια κύκλων με ακτίνα r_c και κέντρο που μετατοπίζεται κατά θ_e από την ευθεία που ορίζει η θέση του ραντάρ και το κέντρο της γης (Εικόνα 2.1).

Με δεδομένες τις παραπάνω παραδοχές, μπορούμε να υπολογίσουμε το ύψος ενός σημείου πάνω σε μία καμπύλη ακτίνα του ραντάρ ως συνάρτηση του μήκους τόξου από το ραντάρ. Έτσι θεωρείται ισοδύναμη ομογενή ατμόσφαιρα όπου η τροχιά της ακτίνας είναι ευθεία και υπολογίζεται η ακτίνα α_e μιας ισοδύναμης γης έτσι ώστε το ύψος της ευθείας ακτίνας να είναι ίδιο με το πραγματικό h για το ίδιο μήκος τόξου s κατά μήκος του οποίου ταξιδεύει η ακτίνα αυτή. Εφαρμόζοντας το νόμο των ημιτόνων για τις πλευρές b και c του τριγώνου ABC (Εικόνα 2.2α):

$$\frac{b}{\cos \psi_r} = \frac{c}{\cos \psi} \quad \text{Εξίσωση 6}$$

$$\text{όπου } c = r_c \left(\frac{1}{\cos \psi_r} - 1 \right), b = h_2 - h \text{ και } h_2 = \alpha \left(\frac{1}{\cos \psi} - 1 \right).$$

Λύνοντας ως προς h , προκύπτει:

$$\begin{aligned}
h &= \alpha \left(\frac{1}{\cos \psi} - 1 \right) \\
&\quad - r_c \frac{1 - \cos \psi_r}{\cos \psi}
\end{aligned}
\tag{Εξίσωση 7}$$

Όμοια, εφαρμόζοντας το νόμο των ημιτόνων για το τρίγωνο $OA O'$, εξάγεται μια δεύτερη έκφραση για το ύψος h :

$$h = \frac{r_c \sin \psi_r}{\sin \psi} - \alpha \tag{Εξίσωση 8}$$

και συνεπώς υπολογίζεται μια έκφραση για το ψ_r :

$$\frac{\sin(\psi_r - \psi)}{\sin \psi} = \frac{\alpha - r_c}{r_c} \tag{Εξίσωση 9}$$

Από την Εξίσωση 9 και την Εικόνα 2.1 διαπιστώνεται ότι για $\theta_e = 0$ ή αντίστοιχα για $\psi_r = \psi$, το ύψος h μηδενίζεται αφού $r_c = a$, οπότε και η ακτίνα παραμένει «φυλακισμένη» στην επιφάνεια της γης.

Η Εξίσωση 9 λύνεται προσεγγιστικά ενώ από την λύση της μπορεί να προσεγγιστεί και το ύψος h (Εξίσωση 7) ως:

$$h = \frac{s^2}{2\alpha} - \frac{s^2}{2r_c} \tag{Εξίσωση 10}$$

ενώ μπορεί να μεταγραφεί κατάλληλα και για τη γη με ακτίνα α_e για το αντίστοιχο ύψος h_e (Εικόνα 2.2β). Στην ισοδύναμη γη, για $\theta_e = 0$, ισχύει

$$h_e = \frac{s^2}{2\alpha_e} \tag{Εξίσωση 11}$$

Εφόσον θεωρήθηκε εξ αρχής ότι $h_e = h$, και εφόσον ισχύει ότι $r_c = 1/C_0 = -(dn/dh)^{-1}$, τότε η λύση ως προς α_e είναι:

$$\alpha_e = \frac{\alpha}{1 + \alpha \left(\frac{dn}{dh} \right)} = k_e a \tag{Εξίσωση 12}$$

Συνεπώς, όταν η καθ' ύψος κλίση του δείκτη διάθλασης n προσομοιώνεται ικανοποιητικά με μια σταθερά, τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ακτίνα της ισοδύναμης

γης α_e για τον καθορισμό του ύψους σε ένα σημείο της τροχιάς. Δεδομένου ότι οι γνωστές παράμετροι των μετρήσεων του ραντάρ είναι η επιτρόχια απόσταση r και η γωνία ανύψωσης θ_e , η θέση κάθε παρατήρησης μπορεί να περιγραφεί με τις εξισώσεις:

$$\begin{aligned} h &= [r^2 + (k_e a)^2 \\ &+ 2rk_e a \sin \theta_e]^{1/2} - k_e a \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 13}$$

$$s = k_e a \sin^{-1} \left(\frac{r \cos \theta_e}{k_e a + h} \right) \quad \text{Εξίσωση 14}$$

Η παραπάνω μεθοδολογία αναπτύσσεται αναλυτικότερα από τους Doniak and Zmiec (1993). Μελέτες έδειξαν ότι η καθ' ύψος κλίση του n για τα πρώτα 1-2 χιλιόμετρα της ατμόσφαιρας είναι τυπικά $-1/4 \alpha$, συνεπώς, η ακτίνα της ισοδύναμης γης θα πρέπει να είναι:

$$\alpha_e = 4/3 \alpha \quad \text{Εξίσωση 15}$$

Η παραπάνω εξίσωση δεν εφαρμόζεται σε περίπτωση που το n δεν εξαρτάται γραμμικά από το h και για μεγάλες αποστάσεις από τον πομπό όπου ουσιαστικά δεν ισχύει η παραδοχή $dh/ds \ll 1$. Θεωρητικά λοιπόν, οι παραπάνω παραδοχές ισχύουν για $h \leq 2\text{km}$ και για ιδανικές ατμοσφαιρικές συνθήκες, καθώς στην πραγματικότητα το n δεν μεταβάλλεται γραμμικά και τυπικά παίρνει τιμές από 1,0003 στην επιφάνεια της θάλασσας ως 1 στο ύψος όπου η ατμόσφαιρα της γης δίνει τη θέση της στο κενό. Παρόλα αυτά, για μετεωρολογικές εφαρμογές, το μοντέλο που χρησιμοποιεί τα $4/3$ της ακτίνας της γης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για όλες τις γωνίες ανύψωσης θ_e , δεδομένου ότι το h είναι μικρότερο από 10-20km και ότι η καθ' ύψος κλίση του n είναι $-1/4 \alpha$ για τα πρώτα χιλιόμετρα (Rinehart, 1991). Πιο σύνθετες εξισώσεις όπως αυτές που παρουσιάζονται από τους Gao *et al.* (2006) λαμβάνουν υπόψη και την επίδραση άλλων φαινομένων όπως το θερμογραφικό προφίλ της ατμόσφαιρας κατά μήκος της ακτίνας του ραντάρ.

Μετατροπή συντεταγμένων και χωρική παρεμβολή

Δεδομένου του τρόπου λειτουργίας του ραντάρ, τα δεδομένα καταγράφονται υπό μορφή σφαιρικών συντεταγμένων (r, θ_e, θ_r) , όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.3. Για ευκολία, σε κάθε ανύψωση του πομπού και μετά την διόρθωση για ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις, μπορούν να θεωρηθούν πολικές συντεταγμένες (s, θ_r) . Οι αντίστοιχες καρτεσιανές συντεταγμένες x, y που προκύπτουν για κάθε ζεύγος s, θ_r είναι:

$$x = s \cos(\theta_r) \quad \text{Εξίσωση 16}$$

$$y = s \sin(\theta_r) \quad \text{Εξίσωση 17}$$

Με τη διαδικασία αυτή, παράγονται διάσπαρτα ζεύγη (x, y) που για λόγους οικονομίας χώρου και διευκόλυνσης των υπολογισμών πρέπει να μετατραπούν σε ένα κανονικό κάρναβο. Κατά τη μετατροπή αυτή πρέπει να ληφθεί υπόψη ότι στα σημεία όπου δεν υπάρχουν δεδομένα δεν έχει σημειωθεί καμία μετεωρολογική παρατήρηση. Με αυτό ως δεδομένο, δεν ενδείκνυται η χρήση χωρικής παρεμβολής μεταξύ των διάσπαρτων μετρήσεων καθώς κάτι τέτοιο ενδέχεται να οδηγήσει σε εσφαλμένα αποτελέσματα.

Ψηφιακά φίλτρα

Μετά τη μετατροπή των δεδομένων του ραντάρ σε κανονικό κάρναβο, οι απεικονίσεις περιέχουν θόρυβο. Για τον ορισμό του θορύβου n αρκεί να ληφθεί υπόψη ότι ένα ψηφιακό σήμα s , μπορεί να αποδιοργανωθεί με τέτοιο τρόπο ώστε το μετρούμενο σήμα σε ένα δέκτη να ισούται με $\hat{s} = s + n$. Ο θόρυβος μπορεί να εμφανιστεί σε ποικίλες μορφές. Στο κοινό «χιόνι» ή «αλατοπίπερο», ένας αριθμός ψηφίδων διαφοροποιούνται έντονα σε ένταση και χρώμα από τα γειτονικά τους, με αποτέλεσμα τις τυχαίες μεταβολές του σήματος από αντικείμενα που είναι μικρότερα από την διακριτική ικανότητα του ραντάρ (Simonett, 1970). Ο Γκαουσιανός θόρυβος, από την άλλη, έχει συνήθως ως αποτέλεσμα μικρές μεταβολές στην πραγματική τιμή των ψηφίδων με το μέτρο της μεταβολής να είναι κανονικά κατανεμημένο μέσα στην εικόνα. Η κατανομή Γκάους υιοθετείται θεωρώντας ένα αρκετά μεγάλο αριθμό ψηφίδων όπου ο θόρυβος αποτελεί ανεξάρτητη τυχαία μεταβλητή.

Μέθοδοι αφαίρεσης του θορύβου από απεικονίσεις των δεδομένων του ραντάρ αποτελούν η χρήση φίλτρων διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων ή φίλτρων εξομάλυνσης. Η

αφαίρεση θορύβου n από το σήμα s , χωρίς προηγούμενη γνώση των συνιστωσών του, επιβάλλει παραδοχές σχετικά με τα χαρακτηριστικά του θορύβου και του σήματος. Το φίλτρο Wiener (Wiener, 1949) αποτελεί μια γραμμική προσέγγιση του προβλήματος. Σύμφωνα με αυτή, σχεδιάζεται φίλτρο $h[x]$ τέτοιο ώστε:

$$\begin{aligned} s[x] \\ &= h[x] \hat{s}[x] \\ &= h[x](s[x] + n[x]) \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 18}$$

δηλαδή, κατά τη συνέλιξη του με το μετρούμενο σήμα να επιστρέφει το πραγματικό σήμα. Αυτός ο περιορισμός μπορεί να εκφραστεί στο πεδίο των συχνοτήτων όπου η εξίσωση του σφάλματος μπορεί να εκφραστεί με την ολοκλήρωση της πολυωνμικής εξίσωσης δευτέρου βαθμού που προκύπτει από την Εξίσωση 18:

$$\begin{aligned} E(H(\omega)) \\ &= \int d\omega [H(\omega)(S(\omega) \\ &\quad + N(\omega)) - S(\omega)]^2 \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 19}$$

Η παραπάνω έκφραση μπορεί να απλοποιηθεί θεωρώντας ότι ο θόρυβος και το σήμα είναι στατιστικά ανεξάρτητες μεταβλητές. Για την ελαχιστοποίηση του σφάλματος αρκεί:

$$H(\omega) = \frac{S^2(\omega)}{S^2(\omega) + N^2(\omega)} \quad \text{Εξίσωση 20}$$

Διαισθητικά, η Εξίσωση 20 δίνει αποκρίσεις συχνοτήτων κοντά στο 1 όταν το σήμα είναι σημαντικά μεγαλύτερο από το θόρυβο. Αντίθετα, όταν το σήμα είναι πιο αδύναμο από το θόρυβο η απόκριση είναι κοντά στο μηδέν. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας ψηφιακής μάσκας που επιτρέπει τη διέλευση μόνο του σήματος. Η παραπάνω διαδικασία καθώς και οι απαραίτητες παραδοχές σχετικά με το θόρυβο και το σήμα αποτυπώνονται αναλυτικά από τον Farid (2008). Το φίλτρο Wiener είναι ένα φίλτρο διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων και συνεπώς έχει ως αποτέλεσμα την απώλεια κάποιας πληροφορίας από την αρχική εικόνα.

Το φίλτρο Wiener μπορεί να υλοποιηθεί προγραμματιστικά σε δύο διαστάσεις υπολογίζοντας τον τοπικό μέσο μ και τη διασπορά σ^2 γύρω από μια ψηφίδα (Lim, 1990):

$$\mu = \frac{1}{NM} \sum_{n_1 n_2 \in \eta} \alpha(n_1, n_2) \quad \text{Εξίσωση 21}$$

$$\sigma^2 = \frac{1}{NM} \sum_{n_1 n_2 \in \eta} \alpha^2(n_1, n_2) - \mu^2 \quad \text{Εξίσωση 22}$$

όπου το n της εικόνας α βρίσκεται σε γειτονιά εύρους N επί M . Τότε, με εφαρμογή του φίλτρου Wiener παράγεται εικόνα b όπου για κάθε ψηφίδα ισχύει:

$$\begin{aligned} b(n_1, n_2) \\ = \mu + \frac{\sigma^2 - \nu^2}{\sigma^2} (\alpha(n_1, n_2) - \mu) \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 23}$$

όπου ν^2 είναι ο μέσος όρος όλων των τοπικών διασπορών στην εικόνα.

Μετατροπή Z-R

Μαθηματικές σχέσεις $Z - R$ για βροχή ή χιόνι χρησιμοποιούνται συχνά για τον υπολογισμό του ρυθμού βροχόπτωσης από το συντελεστή ανακλαστικότητας του ραντάρ. Εδώ και χρόνια, οι μετεωρολόγοι ραντάρ προσπαθούν να ανακαλύψουν μια μαθηματική έκφραση που να συνδέει το ρυθμό βροχόπτωσης R με το συντελεστή ανακλαστικότητας Z . Δυστυχώς, δεν υπάρχει μονοσήμαντη σχέση που να συνδέει τις δύο αυτές παραμέτρους, παρόλο που εμπειρικά είναι γνωστό ότι μεγαλύτεροι ρυθμοί βροχόπτωσης παράγουν μεγαλύτερης έντασης ανακλάσεις. Εξετάζοντας την Εξίσωση 1, παρατηρείται ότι η ισχύς $\bar{P}_r$ εξαρτάται από την κατανομή του μεγέθους των σταγονιδίων της D_i ώστε να υπολογιστεί σωστά η ποσότητα $\sum D_i^6$, δηλαδή ο συντελεστής ανακλαστικότητας Z . Ο χαρακτηρισμός της κατανομής αυτής απαιτεί τη γνώση ενός απροσδιόριστου αριθμού παραμέτρων. Έτσι η τιμή του συντελεστή ανακλαστικότητας Z δεν είναι αρκετή από μόνη της για να οδηγήσει στον υπολογισμό ενός μοναδικού R .

Εμπειρικά, η σχέση $Z - R$ μπορεί να εκφραστεί κατά τους Marshall and Palmer (1948) και Battan (1973) με την παρακάτω σχέση:

$$Z = aR^b \quad \text{Εξίσωση 24}$$

όπου τα a και b είναι συντελεστές που εξαρτώνται από τη θέση και την κλιματολογία του φαινομένου. Οι συντελεστές αυτοί είναι ανεξάρτητοι από την ίδια τη βροχόπτωση. Ένας πρακτικός τρόπος βαθμονόμησης της σχέσης $Z - R$ είναι η λογαρίθμιση στην Εξίσωση 24, οπότε οι παράμετροι a και b μπορούν να υπολογιστούν με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων της:

$$\log Z = \log a + b \log R \quad \text{Εξίσωση 25}$$

όπως δίνεται για παράδειγμα από τους Doelling *et al.* (1998). Αν η συσχέτιση των $Z - R$ δεν είναι ικανοποιητική, οι τιμές των a και b θα μεταβάλλονται αναλόγως με το αν θεωρήσουμε ως ανεξάρτητη μεταβλητή την ποσότητα $\log Z$ ή $\log R$ (Campos and Zawadzki, 2000). Δεδομένου ότι είναι επιθυμητή η ελάττωση του σφάλματος, στον υπολογιζόμενο ρυθμό βροχόπτωσης, συνήθως το $\log Z$ θεωρείται ανεξάρτητο οπότε η Εξίσωση 25 γίνεται:

$$\log R = \frac{1}{b}(-\log a + \log Z) \quad \text{Εξίσωση 26}$$

Με δεδομένα τα παραπάνω, έχει γίνει προσπάθεια να συνδεθεί η κατανομή του μεγέθους των σταγονιδίων με τον τύπο βροχόπτωσης (π.χ. στρατόμορφη, καταιγίδα κ.λπ.). Έτσι, έχουν γίνει μετρήσεις κατανομών σε διάφορα μέρη του κόσμου και υπό διάφορες μετεωρολογικές συνθήκες. Ο Battan (1973) απαριθμεί όχι λιγότερες από 69 διαφορετικές σχέσεις $Z - R$ από τις οποίες μερικές φαίνονται στην Εικόνα 2.5. Ο Πίνακας 2.1 αναφέρει αναλυτικά τις σταθερές a και b στις παραπάνω σχέσεις, καθώς και τις ενδεδειγμένες περιπτώσεις όπου χρησιμοποιούνται στη βιβλιογραφία. Η πιο συνηθισμένη έκφραση είναι αυτή των Marshall and Palmer (1948). Σχετικά με τα ακραία μετεωρολογικά φαινόμενα, αξίζει να σημειωθεί ότι οι Jorgensen and Willis (1982) μελέτησαν τρεις τυφώνες χρησιμοποιώντας αρκετές σχέσεις $Z - R$, ανάμεσα στις οποίες και η $Z = 55R^{1.6}$ που αναπτύχθηκε για βροχή κατακόρυφης συμμεταφοράς με βάση την εμπειρία που αποκτήθηκε σε περιπτώσεις αστραπιαίας πλημμύρας (Green and Clark, 1974). Ακόμα όμως και κάτω από παρόμοιες συνθήκες στρατόμορφης βροχής, οι Atlas and Chmela (1957) αναφέρουν σημαντική αβεβαιότητα. Για παράδειγμα, τα δεδομένα τους δείχνουν ότι ο ίδιος συντελεστής ανακλαστικότητας μπορεί να συσχετιστεί με βροχόπτωση 11mm/h ή 33mm/h, τιμές που συνιστούν σφάλμα 300% αναλόγως με την επιλογή κατανομής μεγέθους σταγονιδίων.

Στην παρούσα μελέτη, το πρόβλημα του εντοπισμού νεφών σε προϊόντα μετεωρολογικού ραντάρ αντιμετωπίστηκε με τη μέθοδο της ανίχνευσης σταγόνας. Η προσέγγιση βασίζεται σε προηγούμενες εργασίες εντοπισμού χαρακτηριστικών πάνω σε ψηφιακές εικόνες (Daliakopoulos *et al.*, 2009). Μία από τις πρώτες και πιο συχνά χρησιμοποιούμενες τεχνικές ανίχνευσης σταγόνας βασίζεται στην μέθοδο Laplacian of the Gaussian (Lindeberg, 1993; Lindeberg, 1998). Μια δεδομένη εικόνα $f(x, y)$ μπορεί να συνελιχθεί με ένα Γκαουσιανό πυρήνα h_g πλάτους σ^2 ως εξής:

$$h_g(x, y, \sigma) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} e^{-\frac{(x^2+y^2)}{2\sigma^2}} \quad \text{Εξίσωση 27}$$

δίνοντας την παράσταση:

$$L(x, y, \sigma) = h_g(x, y, \sigma) \cdot f(x, y) \quad \text{Εξίσωση 28}$$

τότε, ο τελεστής Laplacian υπολογίζεται από:

$$\nabla^2 L = L_{xx} + L_{yy} \quad \text{Εξίσωση 29}$$

που έχει ως αποτέλεσμα την παραγωγή ισχυρά θετικών αποκρίσεων για συνεχή μέγιστα ανακλαστικότητα έκτασης σ (Wildenauer *et al.*, 2007). Ουσιαστικά, η εικόνα $f(x, y)$ υποβάλλεται σε επεξεργασία με ένα φίλτρο που δίνεται από:

$$h_g(x, y, \sigma) = \frac{(x^2 + y^2 - 2\sigma^2)h_g(x, y, \sigma)}{2\pi\sigma^6 \sum_x \sum_y h_g(x, y, \sigma)} \quad \text{Εξίσωση 30}$$

Στην Εικόνα 2.4 φαίνεται ένα φίλτρο Laplacian of a Gaussian με διαστάσεις 61x61 (επιλεγμένες τυχαία για λόγους απεικόνισης) με τυπική απόκλιση $\sigma = 20$. Τα χαρακτηριστικά αυτής της μεθόδου επιτρέπουν την εφαρμογή της σε διάφορες περιβαλλοντικές εφαρμογές τηλεπισκόπισης με σκοπό τον εντοπισμό φυσικών αντικειμένων, όπως για παράδειγμα κορυφών δέντρων (Daliakopoulos *et al.*, 2009). Στην

παρούσα μελέτη εφαρμόζεται ως κριτήριο εντοπισμού καταγιδοφόρων νεφών διαφορετικής διαμέτρου και δυναμικότητας σε προϊόντα ραντάρ.

Παρακολούθηση τροχιάς νέφους

Έχοντας εντοπίσει τα κύρια κέντρα των νεφών σε μια ακολουθία προϊόντων ραντάρ, οι θέσεις των σχηματισμών συνδέονται με αντίστοιχες θέσεις σε μεταγενέστερες αποτυπώσεις, δημιουργώντας τροχιές $\rho(r, t)$. Για να γίνει δυνατό κάτι τέτοιο θα πρέπει να προσδιοριστεί ο πιο πιθανός συνδυασμός μεταξύ δύο θέσεων. Η παρακολούθηση περισσότερων του ενός νεφών απαιτεί λοιπόν τον προσδιορισμό των πιθανότερων συνδυασμών N ταυτοποιήσεων μεταξύ N θέσεων σε δύο διαδοχικές απεικονίσεις. Αν τα νέφη δεν μπορούν να διακριτοποιηθούν, κάτι όχι ασυνήθιστο, τότε αυτή η πιθανότητα μπορεί να υπολογιστεί μόνο κατά προσέγγιση στις δύο απεικονίσεις. Η διαδικασία αυτή σύνδεσης των σημείων για τη δημιουργία τροχιών ανάγεται στη μαθηματική προσέγγιση της τροχιάς μη-αλληλεπιδρώντων σωματιδίων Brown, όπως περιγράφεται λεπτομερώς από τους Crocker and Grier (1996). Έτσι, για ένα ιδεατό νέφος που κινείται στο επίπεδο, η πιθανότητα να μετακινηθεί κατά διάστημα δ σε χρόνο τ είναι:

$$P(\delta|\tau) = \frac{1}{4\pi D\tau} \exp\left(-\frac{\delta^2}{4D\tau}\right) \quad \text{Εξίσωση 31}$$

όπου το D είναι ο συντελεστής διάχυσης ή αλλιώς κινηματικό ιξώδες των σωματιδίων Brown ή στην περίπτωση των νεφών ένα μέτρο της ταχύτητάς τους, εφόσον εξ ορισμού το μέτρο της μετακίνησης προς μία κατεύθυνση σε χρόνο t είναι $\sqrt{2Dt}$. Αντίστοιχα, για N αριθμό μη αλληλεπιδρώντων νεφών μπορεί να υπολογιστεί η κατανομή πιθανότητας:

$$\begin{aligned} P(\{\delta_i\}|\tau) \\ = \left(\frac{1}{4\pi D\tau}\right)^N \exp\left(-\sum_{i=1}^N \frac{\delta_i^2}{4D\tau}\right) \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 32}$$

Η πιο πιθανή τροχιά καταγίδας μεταξύ δύο διαδοχικών εικόνων θεωρούμε ότι είναι αυτή που μεγιστοποιεί την έκφραση $P(\{\delta_i\}|\tau)$ ή, ισοδύναμα, ελαχιστοποιεί το $\sum_{i=1}^N \delta_i^2$. Έχει αποδειχτεί ότι το κριτήριο αυτό αποδίδει ικανοποιητικά ακόμα στην περίπτωση νεφών που διασταυρώνονται ή αλληλεπιδρούν δεδομένης της ύπαρξης αρκετά πυκνής δειγματοληψίας (Crocker and Grier, 1996). Για να γίνει δυνατή η παρακολούθηση νεφών

που δεν εμφανίζονται σε όλες τα ενδιάμεσα στάδια μιας σειράς εικόνων, η τελευταία γνωστή θέση αποθηκεύεται και αντιστοιχείται με μη αντιστοιχισμένα νέφη επόμενων εικόνων που πληρούν το κριτήριο της απόστασης. Παρόμοιοι αλγόριθμοι εντοπισμού και παρακολούθησης καταιγίδων όπως οι CELLTRACK και COTREC περιγράφονται από τους Kyznarová and Novák (2009).

Το υδρολογικό-υδραυλικό μοντέλο MIKE SHE

Γενικά

Το MIKE SHE (DHI, 2008) είναι ένα ντετερμινιστικό, πλήρως καταναμημένο μοντέλο φυσικής βάσης που έχει τη δυνατότητα επίλυσης υδρολογικών και υδραυλικών προβλημάτων. Το λογισμικό σχεδιάστηκε ώστε να μπορεί να ενσωματώνει προαιρετικά μια σειρά φυσικών διεργασιών γύρω από ένα πυρήνα που προσομοιώνει την κίνηση του νερού σε τρεις διαστάσεις. Ο πυρήνας συγκεντρώνει τις περιγραφές και τα αποτελέσματα των επιμέρους συστημάτων δίνοντας μια συνολική απεικόνιση του συστήματος. Για την επίλυση της διδιάστατης επιφανειακής ροής και της μονοδιάστατης ροής σε αγωγό μπορεί να εφαρμοστεί μια προσέγγιση πεπερασμένων διαφορών της εξίσωσης του St. Venant. Αντίστοιχα, η κίνηση του ύδατος στην ακόρεστη ζώνη μπορεί να θεωρηθεί πως λαμβάνει χώρα μόνο κατακόρυφα και να προσομοιωθεί με ένα ισοζύγιο δύο στρωμάτων. Στα επόμενα υποκεφάλαια γίνεται μια ανάλυση των παραπάνω μεθόδων, ενώ η λεπτομερής περιγραφή του μοντέλου MIKE SHE μπορεί να βρεθεί στο DHI (2008).

Επιφανειακή ροή

Η επιφανειακή ροή λαμβάνει χώρα όταν ο ρυθμός της βροχόπτωσης είναι μεγαλύτερος από το ρυθμό διήθησης του εδάφους ενώ επηρεάζεται από την τοπογραφία, τις τριβές, και την εξάτμιση. Η επιφανειακή ροή μπορεί να προσεγγιστεί από την εξίσωση του St. Venant σε δύο διαστάσεις που βασίζεται στην εξίσωση διατήρησης της μάζας (Εξίσωση 33) και την εξίσωση διατήρησης της ορμής σε δύο διαστάσεις (Εξίσωση 34). Σε Καρτεσιανό σύστημα αξόνων (x, y) στο οριζόντιο επίπεδο, θεωρείται το επίπεδο του εδάφους ως $z_g(x, y)$, το βάθος της ροής πάνω από την επιφάνεια του εδάφους $h(x, y)$ και την ταχύτητα ροής στους άξονες x και y ως $u(x, y)$ και $v(x, y)$ αντίστοιχα. Τότε, με

βάση την διατήρηση της μάζας, η καθαρή επιφανειακή εισροή $i(x, y)$ σε κάθε σημείο θα δίνεται από:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(uh)}{\partial x} + \frac{\partial(vh)}{\partial y} = i \quad \text{Εξίσωση 33}$$

ενώ με βάση τη διατήρηση της ορμής:

$$\begin{cases} S_{fx} = S_{0x} - \frac{\partial h}{\partial x} - \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} - \frac{qu}{gh} \\ S_{fy} = S_{0y} - \frac{\partial h}{\partial y} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - \frac{qv}{gh} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 34}$$

όπου S_f είναι η κλίση της γραμμής ενέργειας λόγω τριβών (Εικόνα 2.7) και S_0 η κλίση του εδάφους στους αντίστοιχους άξονες. Η επίλυση δυναμικού κύματος της δισδιάστατης εξίσωσης του St.Venant είναι αριθμητικά μία πρόκληση. Συνηθίζεται η ελάττωση της πολυπλοκότητας του προβλήματος απαλείφοντας τους τρεις τελευταίους όρους στην εξίσωση διατήρησης της ορμής (Εξίσωση 34). Αυτό είναι γνωστό ως επίλυση διαχεόμενου κύματος και εφαρμόζεται από το σύστημα:

$$\begin{cases} S_{fx} = S_{0x} - \frac{\partial h}{\partial x} \\ S_{fy} = S_{0y} - \frac{\partial h}{\partial y} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 35}$$

και λαμβάνει υπόψη μόνο τον όρο $\frac{\partial h}{\partial x}$ σε αντίθεση με μια ακόμα απλούστερη μορφή, αυτή του κινηματικού κύματος. Δεδομένου ότι $z = z_g + h$ η παραπάνω εξίσωση γίνεται:

$$\begin{cases} S_{fx} = S_{0x} - \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{\partial z_g}{\partial x} - \frac{\partial h}{\partial x} = -\frac{\partial z}{\partial x} \\ S_{fy} = S_{0y} - \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{\partial z_g}{\partial y} - \frac{\partial h}{\partial y} = -\frac{\partial z}{\partial y} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 36}$$

Επίσης, από τον τύπο Strickler/Manning για συντελεστές Strickler K_x και K_y η κλίση της γραμμής ενέργειας λόγω τριβών μπορεί να γραφεί:

$$\begin{cases} S_{fx} = \frac{u^2}{h^{4/3} K_x^2} \\ S_{fy} = \frac{v^2}{h^{4/3} K_y^2} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 37}$$

οπότε εξισώνοντας την Εξίσωση 36 και την Εξίσωση 37 προκύπτει:

$$\begin{cases} uh = K_x \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right)^{1/2} h^{5/3} \\ vh = K_y \left(-\frac{\partial z}{\partial y} \right)^{1/2} h^{5/3} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 38}$$

όπου οι ποσότητες uh και vh αντιπροσωπεύουν την τιμή της απορροής ανά μονάδα μήκους στα όρια των κελιών. Ο συντελεστής Strickler ισούνται με $1/n$, όπου n ο συντελεστής Manning για επιφανειακή ροή όπως δείχνει ο Πίνακας 2.2.

Διατύπωση πεπερασμένων διαφορών

Θεωρείται η επιφανειακή ροή σε μία μικρή παραλληλόγραμμη περιοχή του μοντέλου (Εικόνα 2.6), με πλευρές μήκους Δx και Δy και βάθος ύδατος $h(t)$ της χρονική στιγμή t . Ο όρος των ταχυτήτων στην Εξίσωση 33, μπορεί να μετασχηματιστεί με βάση τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, για τις κατευθύνσεις x και y αντίστοιχα, ως εξής:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(uh) \cong \frac{1}{\Delta x} \{(uh)_{east} - (uh)_{west}\} \\ \frac{\partial}{\partial y}(vh) \cong \frac{1}{\Delta y} \{(vh)_{north} - (vh)_{south}\} \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 39}$$

όπου οι δείκτες αναφέρονται στην κατεύθυνση μιας ποσότητας νερού πάνω στον κάνναβο που φαίνεται στην Εικόνα 2.6. Για τετραγωνικό κάνναβο όπου $x = y$, σε κάθε χρονικό βήμα της επίλυσης ισχύει ότι:

$$\begin{aligned} \Delta h &= h(t + \Delta t) - h(t) \\ &= I + \frac{\sum Q \Delta t}{\Delta x^2} \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 40}$$

όπου $\sum Q = Q_N + Q_S + Q_E + Q_W$. Στην Εξίσωση 40, το I ισούται με $i\Delta x^2$, όπου i είναι η καθαρή εισροή στο κελί κατά το χρονικό βήμα t . Στην συνέχεια, θεωρείται ότι ροή του νερού ανάμεσα σε δύο κελιά μπορεί να προσομοιωθεί με το ομοίωμα που φαίνεται στην Εικόνα 2.7. Χρησιμοποιώντας την Εξίσωση 38, για τετραγωνικό κάνναβο, η ροή κατά μήκος κάθε ορίου μεταξύ κελιών δίνεται από:

$$Q = \frac{K\Delta x}{\Delta x^2} (Z_U - Z_D)^{1/2} h_u^{5/3} \quad \text{Εξίσωση 41}$$

όπου h_u το ύψος της στήλης του νερού που μπορεί ελεύθερα να εκρεύσει στο κατάντη κελί (συνολικό ύψος μείον την αποθήκευση στο κελί σε mm) και $Z_U - Z_D$ η συνολική υψομετρική διαφορά (έδαφος και ύψος στήλης νερού) μεταξύ δύο κελιών.

Η τροποποιημένη μέθοδος Gauss Seidel (Thomas, 1973) χρησιμοποιείται για την αριθμητική επίλυση της εξίσωσης. Στην αρχή κάθε χρονικού βήματος, νερό προστίθεται ή αφαιρείται (λόγω εδαφικής διήθησης ή εξάτμισης) στο ήδη αποθηκευμένο ύδωρ κάθε κελιού. Συνεπώς η απορροή δίνεται από τη σχέση:

$$\Sigma|Q_{out}| \leq \Sigma Q_{in} + I + \frac{\Delta x^2 h(t)}{\Delta t} \quad \text{Εξίσωση 42}$$

όπου ΣQ_{in} είναι το άθροισμα των ρυθμών εισροής και $I = i\Delta x^2$ η καθαρή επιφανειακή εισροή σε κάθε κελί.

Ακόρεστη ζώνη

Η μέθοδος ισοζυγίου δύο στρωμάτων (Yan and Smith, 1994), χωρίζει την ακόρεστη ζώνη στην ζώνη μέχρι το ριζικό σύστημα και στην ζώνη κάτω από το ριζικό σύστημα. Αυτά τα δύο στρώματα αντιπροσωπεύουν τις μέσες συνθήκες στην ακόρεστη ζώνη. Η ικανότητα αποθήκευσης στην ακόρεστη ζώνη προσδιορίζεται από:

- Τη μέγιστη περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό που συνήθως είναι περίπου ίση με το πορώδες του εδάφους.
- Τη μέγιστη ποσότητα ύδατος που μπορεί να συγκρατηθεί από το έδαφος πριν το νερό αρχίσει να απορρέει επιφανειακά.
- Την ελάχιστη ποσότητα νερού στο έδαφος που μπορεί να απομακρυνθεί από τα φυτά.
- Την κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα, ίση με το μέγιστο ρυθμό διήθησης του εδάφους που μπορεί να βρεθεί από τη βιβλιογραφία (Πίνακας 2.3)

Όταν η περιεκτικότητα σε νερό στην ακόρεστη ζώνη γίνει μέγιστη τότε το νερό εισρέει λόγω διήθησης στην κορεσμένη ζώνη. Η μέθοδος των δύο στρωμάτων υπολογίζει την ποσότητα του νερού που εισρέει στην κορεσμένη ζώνη και η αποθήκευση στην ακόρεστη ζώνη (Lu, 2006).

Ροή ανοιχτού αγωγού

Το MIKE SHE διαθέτει ειδική πλατφόρμα για την επίλυση προβλημάτων ροής σε ανοιχτό αγωγό. Για την επίλυση χρησιμοποιείται η εξίσωση του St. Venant, θεωρημένη σε μια διάσταση, λαμβάνοντας υπόψη τις παρακάτω παραδοχές:

- Το νερό είναι ασυμπίεστο και ομογενές, συνεπώς υπάρχουν αμελητέες διαφορές στην πυκνότητά του.
- Η κλίση του εδάφους (πυθμένα) είναι μικρή, επομένως το συνημίτονο της κλίσης μπορεί να θεωρηθεί ίσο με 1.
- Το μήκος του επιφανειακού κύματος είναι μεγάλο σε σχέση με το βάθος του ύδατος και συνεπώς η ροή σε οποιοδήποτε σημείο είναι παράλληλη στον πυθμένα.
- Η ροή είναι υποκρίσιμη. Για υπερκρίσιμες συνθήκες ροής η εξίσωση διατήρησης της ορμής επιλύεται σε απλοποιημένη μορφή όπου οι μη γραμμικοί όροι αγνοούνται.

Με βάση τις παραπάνω παραδοχές, οι εξισώσεις διατήρησης της μάζας και της ορμής σε μία διάσταση μπορούν να μετατραπούν στην Εξίσωση 43 και την Εξίσωση 44 αντίστοιχα. Έτσι, η εξίσωση διατήρησης της μάζας είναι:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad \text{Εξίσωση 43}$$

και η εξίσωση διατήρησης της ορμής απλοποιημένη για ορθογωνικό αγωγό είναι:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} \\ + \frac{n^2 g Q |Q|}{AR^{4/3}} \\ = 0 \end{aligned} \quad \text{Εξίσωση 44}$$

όπου Q η παροχή [m^3/s], A η κάθετη επιφάνεια της διατομής [m^2], q οι πλευρικές εισροές [m^2/s], α ο συντελεστής κατανομής των κατακόρυφων ταχυτήτων, g η επιτάχυνση της βαρύτητας [m/s^2] και R η υδραυλική ακτίνα [m]. Τέλος, ο συντελεστής του Manning n μετράται σε μονάδες $\text{SI}[\text{m}/\text{s}^{1/3}]$ και λαμβάνει τιμές από τη βιβλιογραφία (Πίνακας 2.4). Οι

παραπάνω εξισώσεις μετατρέπονται σε ένα σύστημα εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών που λύνεται με πεπλεγμένη μορφή σε κάθε κελί του καννάβου που ορίστηκε παραπάνω. Επίσης, η επιφάνεια A υπολογίζεται με ολοκλήρωση, καθώς σε πραγματικές συνθήκες οι διατομές είναι σπάνια ορθογωνικές (DHI, 2008; Hammersmark, 2003).

Αβεβαιότητα

Βροχόπτωση

Συνήθως, το συνολικό αποτέλεσμα όλων των συστηματικών σφαλμάτων μέτρησης της βροχόπτωσης καταλήγει σε υποεκτίμησή της. Από όλα τα συστηματικά σφάλματα το φαινόμενο του undercatch λόγω ανέμου, είναι γενικά αποδεκτό ότι παίζει το σοβαρότερο ρόλο. Το σφάλμα αυτό στην υγρή βροχόπτωση είναι σχετικά μικρό αλλά όχι αμεληταίο και στην βιβλιογραφία εμφανίζεται να είναι της τάξης του 2-10% (Sevruk, 1982) ή του 4-15% (Duchon and Essenberg, 2001). Το μέτρο της επίδρασης του ανέμου στην ποιότητα των βροχομετρικών δεδομένων, αρχικά εξαρτάται από την ταχύτητα πτώσης των σωματιδίων που με τη σειρά του εξαρτάται από τον τύπο βροχόπτωσης και κατά συνέπεια από τη θερμοκρασία. Επίσης, ρόλο παίζουν και οι αεροδυναμικές ιδιότητες του βροχόμετρου. Οι απώλειες μπορεί να είναι σημαντικότερες ανάλογα με τον τύπο του βροχόμετρου και τον αριθμό των παρατηρήσεων ανά ημέρα. Σε μετεωρολογικούς σταθμούς όπου η βροχόπτωση μετράται κάθε εξάωρο, η υποεκτίμηση μπορεί να φτάσει ακόμα και το 15-20% (Goodison *et al.*, 1998), αν και συνήθως παραμένει στην τάξη του 2-10% (Sevruk, 1982). Οι απώλειες εξαρτώνται επίσης από την εποχή της παρατήρησης, οπότε για παράδειγμα οι χειμερινές υποεκτιμήσεις είναι μικρότερες από αυτές που λαμβάνουν χώρα τους καλοκαιρινούς μήνες και ανέρχονται στο 0-4% (Sevruk, 1982). Τέλος, τα ίχνη βροχόπτωσης, δηλαδή οι ποσότητες εκείνες που βρίσκονται κάτω από την διακριτική ικανότητα των οργάνων, μπορούν προσθετικά να αποτελέσουν μέρος της υποεκτίμησης της βροχόπτωσης.

Οι παραπάνω παράγοντες μελετούνται σε κάθε περιοχή ξεχωριστά ώστε να επιλεγεί το κατάλληλο μοντέλο που θα εφαρμοστεί για την προσέγγιση της αβεβαιότητας των μετρήσεων. Τα μεταδεδομένα που αφορούν τις παραμέτρους που επηρεάζουν την ακρίβεια των οργάνων όπως οι σχεδιαστικές λεπτομέρειες, οι φθορές λόγω ηλικίας, τα

γειτονικά εμπόδια και άλλες τοπικές ανωμαλίες θα πρέπει επίσης να λαμβάνονται υπόψη. Τις περισσότερες φορές η βιβλιογραφία περιλαμβάνει τυπικές τιμές αβεβαιότητας για πολλές περιοχές του κόσμου, οπότε και μπορούν να χρησιμοποιηθούν αυτές. Ειδικότερα στην περιοχή της Μεσογείου η βιβλιογραφία είναι φτωχή ενώ οι Daliakopoulos *et al.* (2006) παρουσιάζουν μια συνοπτική μελέτη για τα βροχομετρικά δεδομένα στην Κρήτη. Στον τομέα της αβεβαιότητας των δεδομένων λοιπόν, η εμπειρογνωμοσύνη μπορεί να προσφέρει πιο ακριβή αποτελέσματα από άλλες εκτιμήσεις.

Ανάλυση Monte-Carlo

Ο όρος Monte Carlo αναφέρεται στις διεργασίες όπου οι προς υπολογισμό ποσότητες προσεγγίζονται δημιουργώντας πολλές τυχαίες πραγματοποιήσεις από τις οποίες προσδιορίζεται κάποια στατιστική ποσότητα. Θεωρητικά, οι ποσότητες αυτές είναι μια πλήρης συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας, κάτι που υπό πραγματικές συνθήκες είναι αδύνατο, αφού συνήθως υπάρχει μόνο ένα δείγμα μεγέθους N . Το πείραμα Monte Carlo είναι μια πειραματική διάταξη όπου η πραγματικότητα αναπαράγεται για ικανό αριθμό επαναλήψεων R . Σε κάθε επανάληψη γίνεται επιλογή ενός διαφορετικού δείγματος μεγέθους N από τον αρχικό πληθυσμό, πιθανώς καταλήγοντας σε διαφορετικά αποτελέσματα. Η εμπειρική κατανομή των αποτελεσμάτων αυτών υποδεικνύει και το μέτρο της αβεβαιότητας στα αποτελέσματα. Ένα πείραμα Monte Carlo περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα:

1. Θεώρηση τιμών των ανεξάρτητων μεταβλητών του μοντέλου ή τυχαία επιλογή τους από κατάλληλη συνάρτηση κατανομής.
2. Ψευδοτυχαία⁵ επιλογή δείγματος⁶ μεγέθους N από κατάλληλη συνάρτηση κατανομής.
3. Υπολογισμός των εξαρτημένων μεταβλητών της κατανομής.
4. Υπολογισμός του τελικού αποτελέσματος των μεταβλητών εξόδου του μοντέλου.
5. Επανάληψη των βημάτων 2 ως 4, R φορές.

⁵ Πρακτικά, τυχαίοι αριθμοί είναι δύσκολο να δημιουργηθούν σε επίπεδο αλγορίθμου. Αντί αυτών, χρησιμοποιείται μια γεννήτρια ψευδοτυχαίων αριθμών που είναι ένας αλγόριθμος δημιουργίας ακολουθιών με ιδιότητες που προσεγγίζουν αυτές των τυχαίων.

⁶ Το δείγμα αυτό που στη βιβλιογραφία αναφέρεται ως “realization” στην παρούσα μελέτη αντιμετωπίζεται ως μια πραγματοποίηση της πραγματικότητας και για το λόγο αυτό αναφέρεται απλά «πραγματοποίηση».

6. Εξέταση της εμπειρικής κατανομής των R αποτελεσμάτων.

Στην απλή περίπτωση όπου τα αποτελέσματα προσεγγίζονται ικανοποιητικά από μια κανονική κατανομή, τότε αρκεί ο μέσος όρος και η τυπική απόκλιση για να περιγράψουν τα χαρακτηριστικά τους. Συνεπώς, στην περίπτωση πληθυσμού αποτελεσμάτων X , τα χαρακτηριστικά που λαμβάνονται από τους επαναληπτικούς υπολογισμούς $\{X_k, k = 1, R\}$ είναι:

$$\bar{X} = \frac{1}{R} \sum_{k=1}^R X_k \quad \text{Εξίσωση 45}$$

$$\sigma_{\bar{X}} = \sqrt{\frac{1}{R-1} \left[\frac{1}{R} \sum_{k=1}^R X_k^2 - \bar{X}^2 \right]} \quad \text{Εξίσωση 46}$$

Αντίθετα, για πιο σύνθετες περιπτώσεις που δεν υπάγονται στον παραπάνω κανόνα απαιτείται περεταίρω ανάλυση και χρήση εμπειρικών κατανομών.

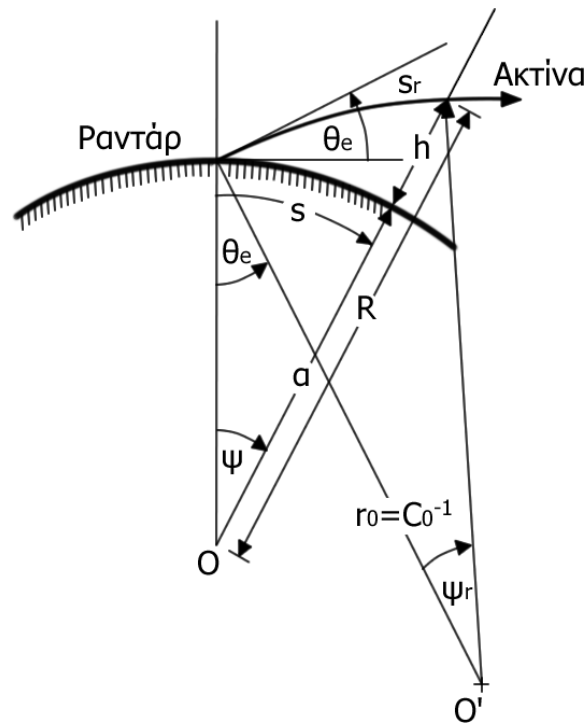
Για συνηθισμένους υπολογισμούς με την μέθοδο Monte Carlo, όπου οι παράμετροι εισόδου είναι σταθερές, η στατιστική αβεβαιότητα των αποτελεσμάτων ελαττώνεται κατά $1/\sqrt{R}$. Για παράδειγμα, για την ελάττωση της τυπικής απόκλισης στα αποτελέσματα ενός μοντέλου κατά 10 φορές, ο συνολικός αριθμός πραγματοποιήσεων θα πρέπει να αυξηθεί κατά 100 φορές. Θεωρητικά λοιπόν, η επεξεργασία μιας άπειρης σειράς πραγματοποιήσεων της στοχαστικής διαδικασίας θα μηδενίσει την τυπική απόκλιση των αποτελεσμάτων.

Εφαρμογή σε μοντέλα

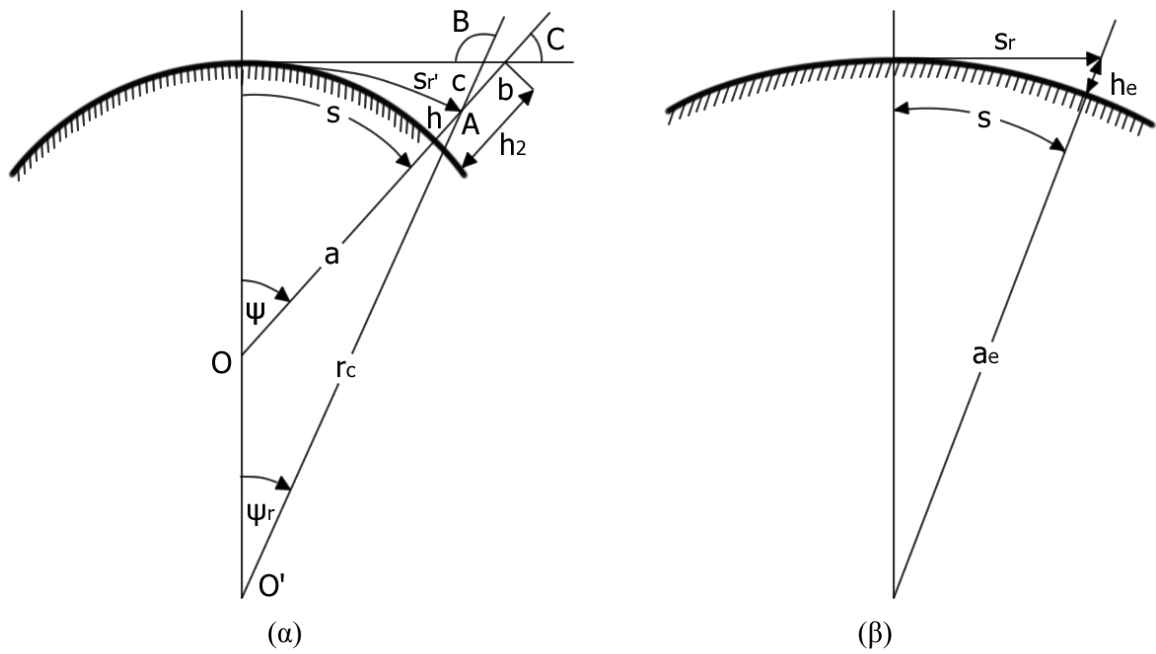
Ανάλογα με τη διαθεσιμότητα γνώσεων και εμπειρογνωμοσύνης, μπορεί να οριστεί ένα μοντέλο αβεβαιότητας για μία ή περισσότερες (πιθανώς σχετιζόμενες) εισόδους υδρολογικού μοντέλου. Αυτό γίνεται με τον ορισμό μιας κατανομής πυκνότητας-πιθανότητας ή ενός διαστήματος εμπιστοσύνης. Η διάδοση της αβεβαιότητας δια μέσω ενός υδρολογικού μοντέλου μπορεί να ποσοτικοποιηθεί κάνοντας δειγματοληψία από το μοντέλο αβεβαιότητας των εισόδων και την εφαρμογή του μοντέλου για κάθε τυχαίο

δείγμα των τιμών εισόδου. Η στατιστική ανάλυση των αποτελεσμάτων του μοντέλου δίνει μια προσέγγιση σε ένα νέο μοντέλο αβεβαιότητας. Για την ελάττωση της επίδρασης της ενισχυμένης αβεβαιότητας θα πρέπει να γίνουν νέες παρατηρήσεις ώστε να ακολουθηθεί ένα επαναληπτικό σχήμα (Εικόνα 2.8) στο οποίο υπεισέρχονται εμπειρικές παρατηρήσεις, μετρήσεις και αποτελέσματα.

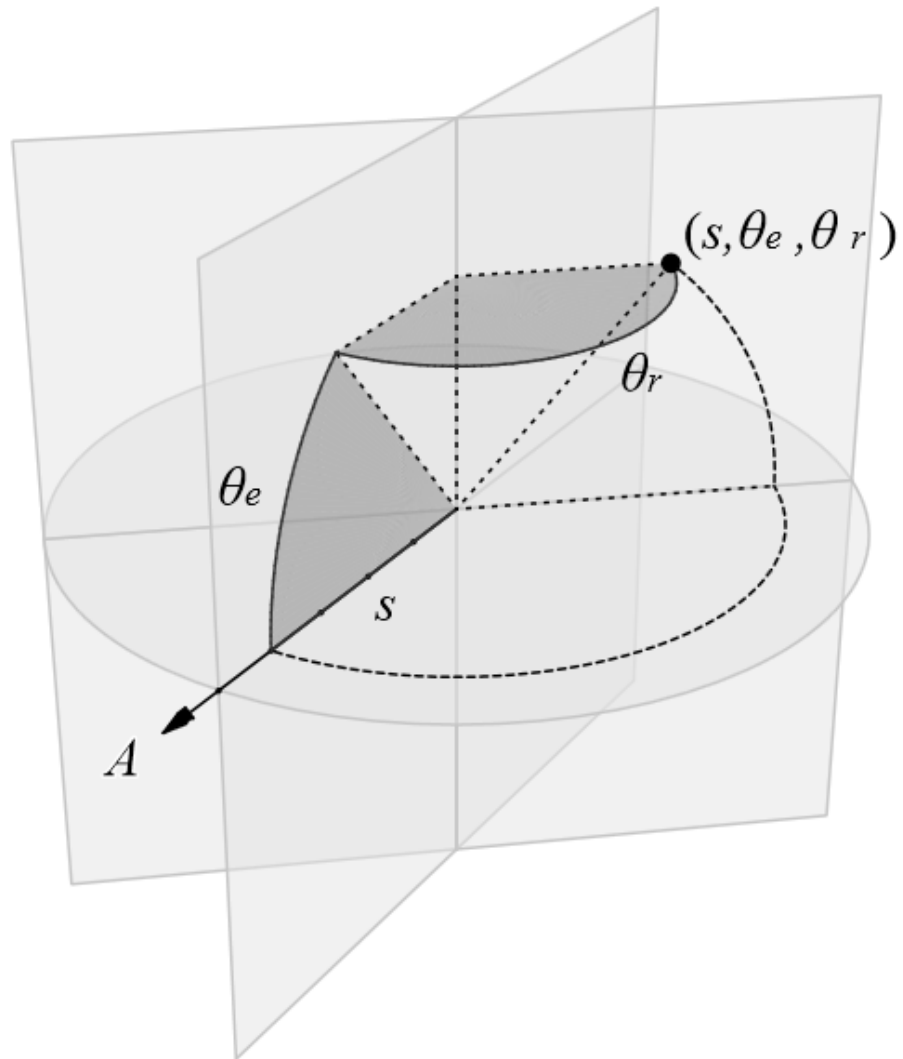
Εικόνες



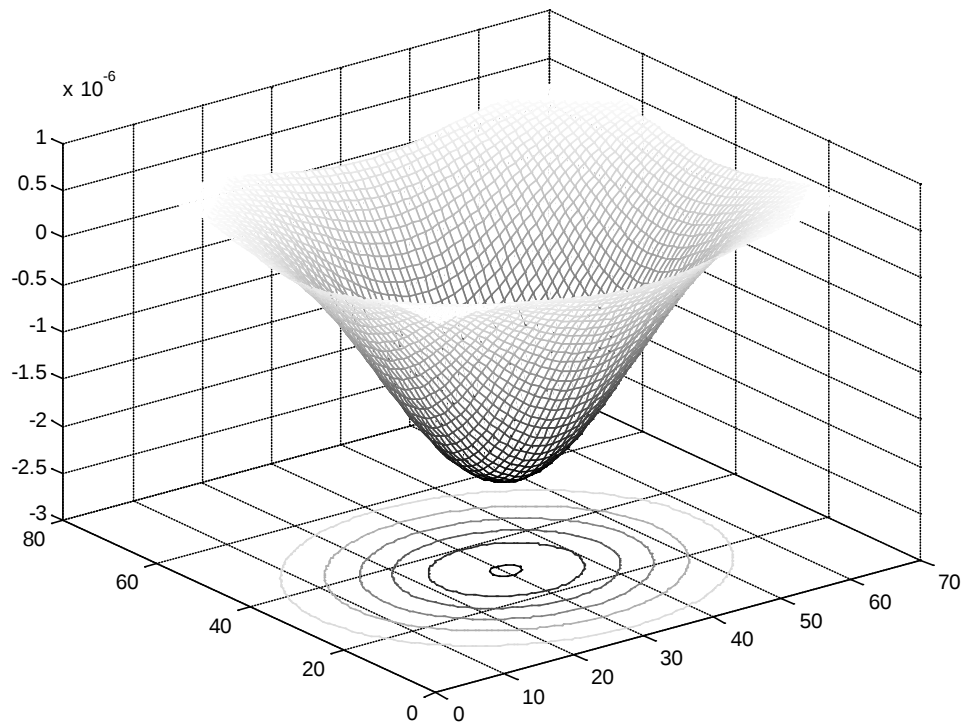
Εικόνα 2.1: Κυκλική τροχιά μιας ακτίνας που εκπέμπεται από ραντάρ διαμέσου ατμόσφαιρας όπου το n εξαρτάται γραμμικά από το υψόμετρο.



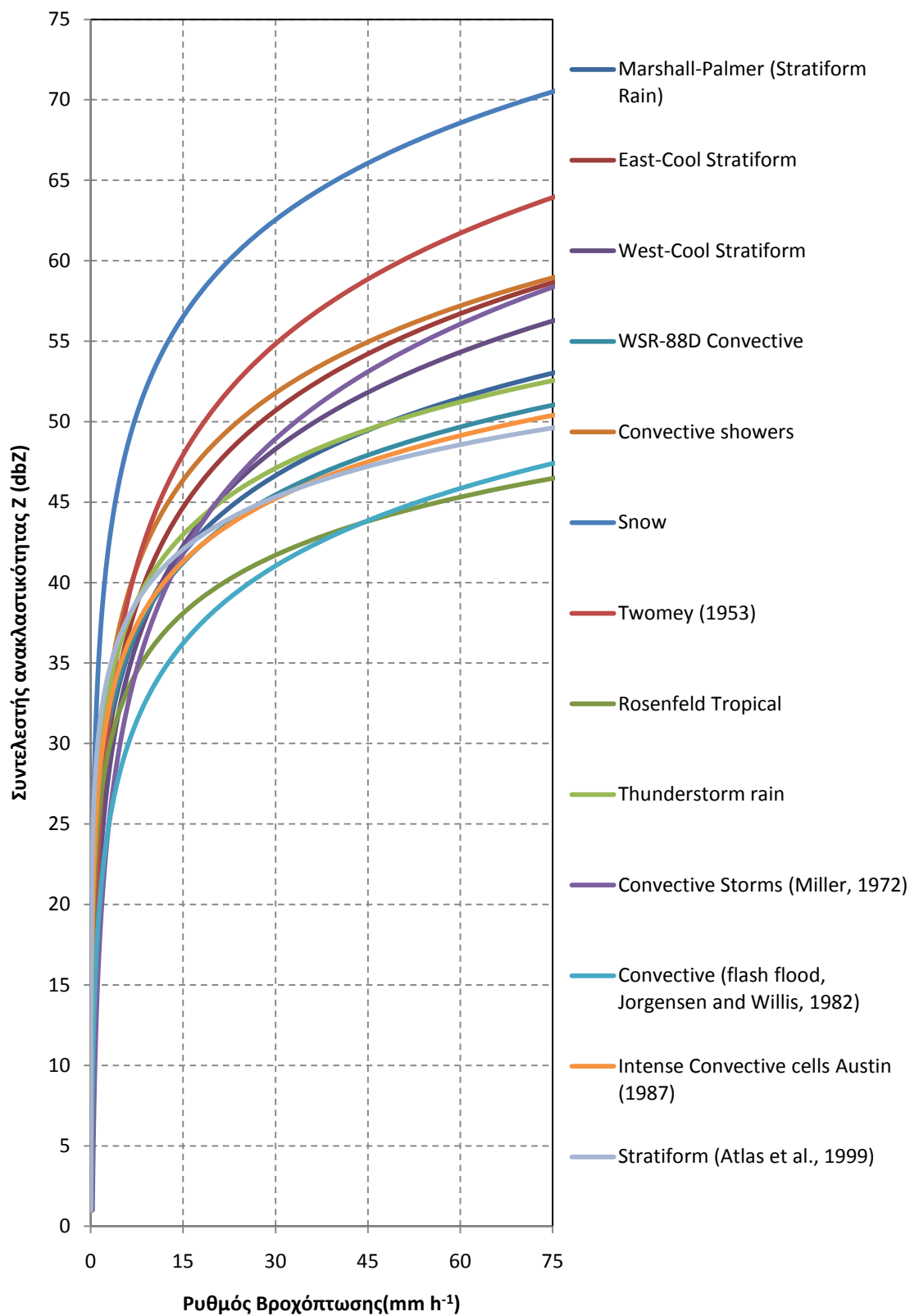
Εικόνα 2.2: (α) Κυκλική τροχιά μιας ακτίνας που εκπέμπεται από ραντάρ σε ανύψωση $\theta_e = 0$. (β) Ευθεία τροχιά της ίδιας ακτίνας πάνω από μια τροποποιημένη ακτίνα της γης.



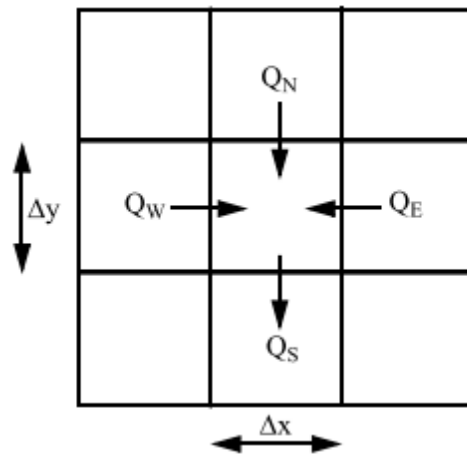
Εικόνα 2.3: Σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων που ορίζεται από την αρχή λειτουργίας του ραντάρ.



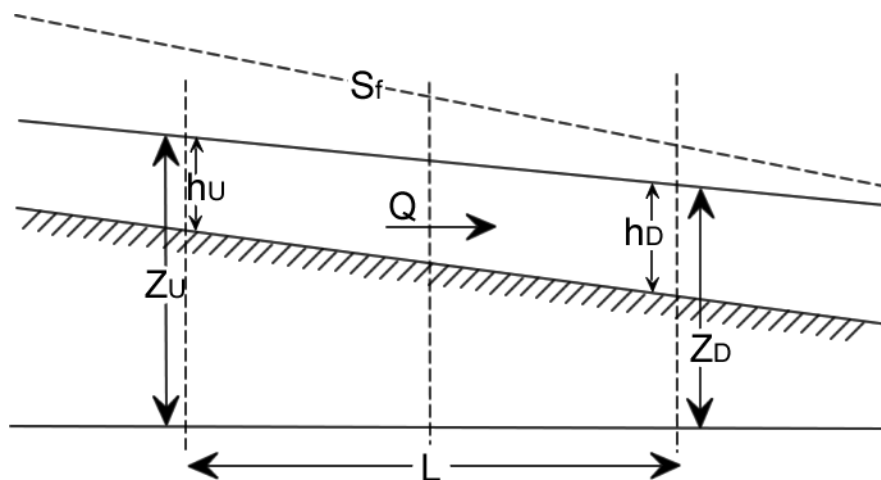
Εικόνα 2.4: Πυρήνας φίλτρου LoG για $\sigma = 20$.



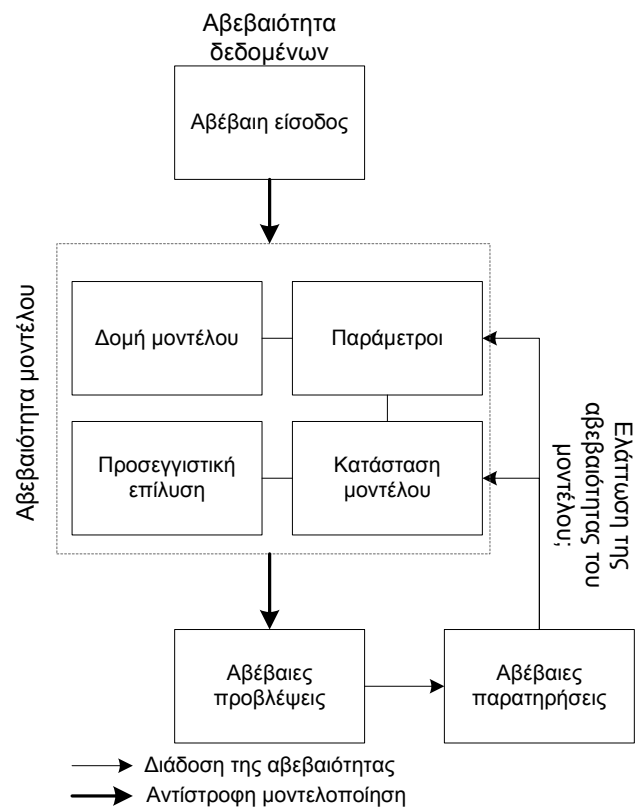
Εικόνα 2.5: Ενδεικτικές σχέσεις $Z - R$.



Εικόνα 2.6: Κάνναβος πεπερασμένων διαφορών (DHI, 2004).



Εικόνα 2.7: Επιφανειακή ροή ανάμεσα στα όρια (DHI, 2004).



Εικόνα 2.8: Διάδοση της αβεβαιότητας δια μέσω μοντέλου και επαναληπτική διαδικασία ελάττωσής της.

Πίνακες

Πίνακας 2.1: Ενδεικτικές σχέσεις $Z - R$ από τη βιβλιογραφία και οι ενδεδειγμένες χρήσεις τους.

a	b	Όνομα	Χρήση
200	1,6	Marshall-Palmer	Γενική βροχόπτωση
130	2,0	East-Cool Stratiform	Χειμερινή στρατόμορφη στο ανατολικό ημισφαίριο
75	2,0	West-Cool Stratiform	Χειμερινή στρατόμορφη στο δυτικό ημισφαίριο
300	1,4	WSR-88D Convective	Καλοκαιρινή έντονη κατακόρυφης συμμεταφορά
250	1,2	Rosenfeld Tropical	Τροπικά συστήματα κατακόρυφης συμμεταφοράς
2000	2,0	Snow	Χιονόπτωση
486	1,37	Thunderstorm rain	Καταιγίδα με κεραυνούς
330	1,8	Convective showers	Βροχές κατακόρυφης συμμεταφοράς
127	2,287	Twomey, 1953	Μειμονωμένη εφαρμογή στην Αυστραλία
24,7	2,37	Miller, 1972	Καταιγίδες κατακόρυφης συμμεταφοράς
55	1,6	Jorgensen and Willis, 1982	Αστραπιαία πλημμύρα
400	1,3	Austin, 1987	Σχηματισμού έντονης κατακόρυφης συμμεταφοράς

Πίνακας 2.2: Συντελεστές τραχύτητας Manning για επιφανειακή ροή

Περιγραφή επιφάνειας	n
Λείες επιφάνειες (τσιμέντο, ασφαλτος, χαλίκι ή γυμνό χώμα)	0,0011
Άγονη γη (χωρίς αγροτικά υπολείμματα)	0,05
Καλλιεργήσιμα εδάφη	
αγροτικά υπολείμματα με κάλυψη πάνω από 20%	0,06
αγροτικά υπολείμματα με κάλυψη κάτω από 20%	0,17
Γρασίδι	
Γρασίδι χαμηλού ύψους	0,15
Πυκνό γρασίδι	0,24
Γρασίδι τύπου Bermuda	0,41
Φυσική χορτολιβαδική έκταση	0,13
Δάση	
Μικρή κάλυψη θάμνων	0,40
Πυκνή κάλυψη θάμνων	0,80

Source: Chow, V.T., 1959, Open Channel Hydraulics, McGraw – Hill, New York, NY

Πίνακας 2.3: Πίνακας τιμών συντελεστών υδραυλικής διαπερατότητας (Πηγή: Bear, 1972)

K (cm/s)	10^2	10	$10^0=1$	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}
Σχετική διαπερατότητα	Διαπερατό				Ημι-περατό				Αδιαπέρατο				
Υδροφόρος	Καλός					Φτωχός				Ανύπαρκτος			
Μη ενοποιημένες άμμοι και χαλίκια	Ομοιόμορφα κατανεμημένο χαλίκι		Ομοιόμορφα κατανεμημένη άμμος ή αμμοχάλικο			Λεπτόκοκκη άμμος, ασβεστούχα, ιλύς, άργιλος							
Μη ενοποιημένοι άργιλοι και οργανικά					Τύρφη		Στρωματοποιημένος άργιλος			Νεοσύστατος άργιλος			
Ενοποιημένα πετρώματα	Κατακερματισμένα πετρώματα				Πετρελαιοφόρα πετρώματα			Νεοσύστατοι ψαμμίτες		Νεοσύστατοι ασβεστόλιθοι, δολομίτες		Νεοσύστατοι γρανίτες	

Πίνακας 2.4: Συντελεστές τραχύτητας Manning για ανοιχτό αγωγό.

Τύπος καναλιού ροής	Υλικό και μορφή επιφάνειας	n
Ποτάμι	έδαφος, ευθεία	0,02-0,025
	έδαφος, μαιανδρική	0,03-0,05
	χαλίκι (75-150mm), ευθεία	0,03-0,04
	χαλίκι (75-150mm), μαιανδρική	0,04-0,08
Κανάλι χωρίς επίστρωση	έδαφος, ευθεία	0,018-0,025
	βράχος, ευθεία	0,025-0,045
Κανάλι με επίστρωση	σκυρόδεμα	0,012-0,017
Εργαστηριακή κλίμακα, μοντέλο	τσιμέντο	0,011-0,013
	Perspex (πλαστικό)	0,009

Πηγή: Chow, V.T., 1959, Open Channel Hydraulics, McGraw – Hill, New York, NY

3. ΕΦΑΡΜΟΓΗ

Περιοχή μελέτης

Γενικά

Το νησί της Κρήτης καλύπτει μια επιφάνεια 8.265 km^2 , περίπου 6,3% της επιφάνειας της Ελλάδας. Έχει μέσο υψόμετρο 482m και μέση κλίση εδάφους 228m/km με έντονο τοπογραφικό ανάγλυφο που διαμερίζει την επιφάνεια σε πολυάριθμες μικρές υδρολογικές λεκάνες. Από τις λεκάνες αυτές, στις οποίες συχνά απαντάται καρστικό γεωλογικό υπόβαθρο (π.χ. Fleury *et al.*, 2007; Siart *et al.*, 2009; Maramathas and Boudounis, 2006), απορρέουν εποχιακά ρέματα και σπανιότερα ποτάμια μόνιμης ροής. Η Κρήτη έχει τυπικό Μεσογειακό νησιωτικό κλίμα με περίπου 40% της βροχόπτωσης να λαμβάνει χώρα κατά τους χειμερινούς μήνες ενώ κατά τη διάρκεια των μακρών και ξηρών καλοκαιριών η ποσότητά της είναι αμελητέα. Η μέση βροχόπτωση κυμαίνεται από 440mm/year στα ανατολικά σε περισσότερο από 2.000mm/year στα ορεινά δυτικά όπου η επίδραση της ορεογραφίας αυξάνει τόσο την συχνότητα όσο και την ένταση των χειμερινών κατακρημνίσεων (Naoum and Tsanis, 2004; Roe, 2005; Koutroulis and Tsanis, 2010).

Τα περισσότερα μετεωρολογικά συστήματα που σχηματίζονται στην περιοχή της Μεσογείου και διέρχονται πάνω από το νησί της Κρήτης έχουν ΝΔ, ΒΔ ή Δ προέλευση. Ανάλογα με την προέλευση των συστημάτων αυτών, υπάρχουν σημαντικές διαφορές μεταξύ των μετεωρολογικών συνθηκών που δημιουργούνται στην δυτική και την ανατολική πλευρά του νησιού. Λόγω του φυσικού εμποδίου που δημιουργείται από την έντονη ορεογραφία της Δυτικής Κρήτης (Λευκά Όρη), απαντώνται συνήθως φαινόμενα που προέρχονται από ΝΔ ή ΒΔ. Αντίθετα, τα Δυτικά συστήματα προσπερνούν την τοπογραφία και προσπίπτουν στο επόμενο φυσικό εμπόδιο που είναι η οροσειρά της Ίδης. Οι Koutroulis *et al.* (2010) μελέτησαν τα μετεωρολογικά φαινόμενα μεγάλης κλίμακας και τα συσχέτισαν με τις βροχοπτώσεις που συνδέονται με έντονα πλημμυρικά φαινόμενα στο νησί της Κρήτης. Σχετικά με την εποχικότητα πλημμυρικών φαινομένων και των συστημάτων που τα προκαλούν, η παραπάνω έρευνα έδειξε ότι τα περισσότερα συστήματα με Δυτική προέλευση λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια του χειμώνα ενώ κατά την περίοδο της άνοιξης κυριαρχούν τα ΝΔ και ΒΔ. Επίσης, στην πλειοψηφία τους

τα φαινόμενα αυτά συνοδεύονται από ένα κοινό πεδίο βαρομετρικών πιέσεων που συνδυάζει χαμηλές πιέσεις πάνω από τη Μεσόγειο και την βόρεια Ευρώπη και υψηλές πάνω από την κεντρική Ευρώπη. Τα συστήματα των χαμηλών πιέσεων κινούνται κυκλωνικά με κατεύθυνση προς τα ανατολικά και διέρχονται πάνω από τη Μεσόγειο και τη Βόρεια Ευρώπη. Αποτέλεσμα των χαμηλών αυτών πιέσεων είναι και οι βροχοπτώσεις μικρής διάρκειας και υψηλής έντασης που λαμβάνουν χώρα στην Κρήτη προκαλώντας συχνά πλημμύρες (Koutroulis *et al.*, 2010).

Βροχομετρικοί σταθμοί

Τα βροχόμετρα που είναι εγκατεστημένα την Κρήτη είναι κυρίως τύπου Hellmann Fuess (Εικόνα 3.1) που κατασκευάζονται στην Ελλάδα σύμφωνα με διεθνείς προδιαγραφές. Αποτελούνται από κάδο συλλογής, ένα προστατευτικό περίβλημα, κάλυμμα βροχής και ένα ενσωματωμένο βαθμονομημένο δοχείο μέτρησης με ελάχιστη ακρίβεια 0,1mm. Το ύψος παρατήρησης είναι στα 1,2m, πράγμα που σημαίνει ότι οι μετρήσεις γίνονται πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, ενώ η επιφάνεια παρατήρησης του βροχόμετρου είναι 200cm². Λίγες είναι οι συσκευές που διαθέτουν αυτόματο ωριαίο καταγραφικό τύμπανο (βροχογράφοι) ενώ στις περισσότερες η καταγραφή λαμβάνει χώρα κάθε πρωί στις 8 οπότε και καταγράφεται η συνολική ποσότητα βροχόπτωσης της προηγούμενης μέρας. Τα περισσότερα από τα δεδομένα αυτά, που είναι διαθέσιμα από την Περιφέρεια Κρήτης – Διεύθυνση Υδάτων, ψηφιοποιήθηκαν από τους Apostolaki and Tsanis (2003) δίνοντας ένα ιστορικό αρχείο 30 ετών με βάση το οποίο μπορούν να γίνουν στατιστικές παρατηρήσεις. Λόγω της έλλειψης μεταδεδομένων, θεωρήθηκαν εμπειρικές συναρτήσεις αβεβαιότητας τόσο για τα ωριαία όσο και για τα ημερήσια βροχόμετρα.

Το σφάλμα στα δεδομένα ημερήσιου βήματος θεωρήθηκε ότι ακολουθεί μια εκθετική κατανομή της μορφής:

$$f(x; \lambda) = \begin{cases} \lambda e^{-\lambda x}, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases} \quad \text{Εξίσωση 47}$$

όπου λ μια θετική παράμετρος που συνδέεται με την τυπική απόκλιση σ με:

$$\sigma^2 = \frac{1}{\lambda^2} \quad \text{Εξίσωση 48}$$

και x τυχαία μεταβλητή. Η Εικόνα 3.2α δείχνει τις τιμές που λαμβάνει η εκθετική κατανομή για διαφορετικές τιμές του λ , ενώ για τις ίδιες τιμές και τυχαία x η Εικόνα 3.2β δείχνει τις τιμές που μπορεί να λάβει η $f(x; \lambda)$. Το μοντέλο αυτό προτιμήθηκε σε σχέση με άλλες κατανομές δύο ουρών με το σκεπτικό ότι τα βροχόμετρα πάντα υποεκτιμούν την πραγματική βροχόπτωση.

Για τα ημερήσια δεδομένα, η τιμή του λ θεωρήθηκε μεταβαλλόμενη για κάθε μέτρηση και επιλέχθηκε έτσι ώστε το εύρος του προβλεπόμενου σφάλματος να μην ξεπερνά το 10% της μετρούμενης ποσότητας, σύμφωνα με την επικρατούσα βιβλιογραφία. Κάτι τέτοιο υπονοεί ότι υπάρχει μεγαλύτερη πιθανότητα μικρών λαθών σε παρατηρήσεις μικρών τιμών βροχόπτωσης. Οι μηδενικές παρατηρήσεις κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου αντιμετωπίστηκαν ξεχωριστά, θεωρώντας ένα περιθώριο σφάλματος 0,1mm για βροχόπτωση με τιμή μικρότερη από την ευαισθησία του οργάνου, ενώ το σφάλμα κατά την ξηρή περίοδο θεωρήθηκε μηδενικό. Η Εικόνα 3.3 δείχνει το εκτιμώμενο σφάλμα για ένα ημερήσιο βροχομετρικό σταθμό στην περιοχή του Ηρακλείου, δεδομένης της αβεβαιότητας των μετρήσεων όπως ορίστηκε παραπάνω. Αντίθετα με τα ημερήσια δεδομένα, το σφάλμα στα δεδομένα ωριαίου βήματος θεωρήθηκε ανεξάρτητο της έντασης της μετρούμενης ποσότητας, με την παραδοχή ότι τα βροχόμετρα με καταγραφέα έχουν συγκεκριμένα μεροληπτικά σφάλματα ανά μονάδα χρόνου καταγραφής. Για το σκοπό αυτό η εξίσωση Εξίσωση 47 χρησιμοποιήθηκε με σταθερή την ποσότητα λ για όλα τα χρονικά βήματα της μέτρησης.

Ξεκινώντας από το 2006, το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (ΕΕΑ) εγκατέστησε ένα νέο δίκτυο μετεωρολογικών σταθμών υψηλής χρονικής ανάλυσης (δεκάλεπτο ή τέταρτο βήμα) στο νησί της Κρήτης. Η Εικόνα 3.4 δείχνει τις θέσεις των μετεωρολογικών σταθμών των οποίων τα δεδομένα ήταν διαθέσιμα κατά τη διάρκεια της παρούσας μελέτης, καθώς και την απόστασή τους από το μετεωρολογικό ραντάρ της Ναυτικής Βάσης της Σούδας. Το σφάλμα των σταθμών αυτών θεωρείται αμελητέο σε σχέση με τα παραδοσιακά βροχόμετρα και είναι καταλληλότερο για την βαθμονόμηση των δεδομένων μετεωρολόγου ραντάρ. Επιπλέον, τα βροχόμετρα αυτά έχουν τη δυνατότητα να παρέχουν δεδομένα πραγματικού χρόνου σε απομακρυσμένους χρήστες, γεγονός που τα καθιστά κατάλληλη για σύγχρονες μελέτες παρατήρησης και άμεσης πρόγνωσης.

Μετεωρολογικό ραντάρ

Το ραντάρ που χρησιμοποιείται στην παρούσα μελέτη είναι τύπου C-band Doppler, μοντέλο SWR-250C, κατασκευασμένο από την εταιρία Enterprise Electronics Corporation (EEC). Το ραντάρ είναι εγκατεστημένο στο Μουζουρά του Δ. Χανίων (Εικόνα 3.5) και σε υψόμετρο 400m από την επιφάνεια της θάλασσας, όπου λειτουργεί από το 2005. Ένας ανακλαστήρας διαμέτρου 4,3m βρίσκεται τοποθετημένος σε μηχανισμό κίνησης δύο αξόνων μέσα σε ένα θόλο από fiberglass. Ο επεξεργαστής ελέγχου ραντάρ (RCP) λειτουργεί ως κεντρικός έλεγχος του ραντάρ και ως μονάδα επεξεργασίας των πρωτογενών δεδομένων από το σύστημα εκπομπής και λήψης. Το RCP ελέγχεται από ένα τερματικό σταθμό και αποτελείται από δύο κύρια υποσυστήματα, τον επεξεργαστή σημάτων Doppler με προ-επεξεργασία (ESP-7) και τον επεξεργαστή ελέγχου πομπού/κεραίας. Ο τερματικός σταθμός στέλνει τις εντολές στο κύκλωμα του επεξεργαστή σημάτων Doppler (ESP-7) και στον επεξεργαστή ελέγχου πομπού/ραντάρ μέσω ενός προ-επεξεργαστή ραντάρ που στεγάζεται στο ESP-7. Ο προ-επεξεργαστής χρησιμεύει επίσης και ως διαμεταγωγέας μεταξύ των υπολογιστικών μερών για μεταφορά εντολών και αποστολή απαντήσεων με προ-επεξεργασμένα δεδομένα πίσω στο τερματικό. Το SWR-250C καταγράφει, μεταξύ άλλων, τιμές συντελεστή ανακλαστικότητας και για περαιτέρω ανάλυση.

Τα διαθέσιμα δεδομένα που ανακτήθηκαν κατά τη διάρκεια της παρούσας μελέτης αποτελούνται τυπικά από όγκους με 387 ακτίνες ανά σάρωση, 234 θυρίδες ανά ακτίνα και με μήκος θυρίδας 1.000m. Συνεπώς, η συνολική ακτίνα σάρωσης είναι 234km, όπως φαίνεται στην Εικόνα 3.5. Το ραντάρ πραγματοποιεί 5 σαρώσεις με γωνίες θ_e 0,9, 3,3, 6,3, 9,3 και 14,3 αντίστοιχα με την ανώτερη σάρωση να πλησιάζει σε εμβέλεια το υψόμετρο των 60.000m πάνω από τη στάθμη της θάλασσας. Υποθέτοντας ότι δεν υπάρχουν οπτικές παρεμποδίσεις από την τοπογραφία και λαμβάνοντας υπόψη τις ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις, το μέγιστο ύψος που των υπόλοιπων σαρώσεων είναι 4.400m, 14.200m, 26.400m και 38.500m αντίστοιχα. Λαμβάνοντας υπόψη τις ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις, οι σαρώσεις που πραγματοποιεί εμποδίζονται ελάχιστα από τους παραπλήσιους ορεινούς όγκους. Η Εικόνα 3.6 δείχνει την εμβέλεια του ραντάρ προς την κατεύθυνση των Λευκών Ορέων που παρεμποδίζουν τις πρώτες δύο σαρώσεις

ενώ επιτρέπουν οπτική επαφή στις ανώτερες τρεις. Ειδικότερα για τις χαμηλότερες δύο σαρώσεις, αυτές προσπίπτουν στον ορεινό όγκο σε υψόμετρα 750m και 2000m περίπου αντίστοιχα, παράγοντας προϊόντα με περιορισμένη χωρική πληροφορία προς τα νότια όπως φαίνεται στην Εικόνα 3.7. Οι ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις αυτές καθαυτές παίζουν σημαντικό ρόλο μόνο για τις ανώτερες σαρώσεις και σε σχετικά μεγάλες αποστάσεις από τον πομπό. Έτσι, στη μέγιστη εμβέλειά του, η προβολή της ακτίνας του ραντάρ στην επιφάνεια της γης βρίσκεται σε απόσταση 20m, 425m, 1.900m, 3.200m και 7.400m κοντύτερα από την μέγιστη ακτίνα των 234km. Παρόλα αυτά, για ραντάρ τύπου C-Band είναι γνωστό ότι σε αποστάσεις μεγαλύτερες από 30-50km η ενέργεια της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας μπορεί να εξασθενήσει σημαντικά ανάλογα με τα μετεωρολογικά φαινόμενα που επικρατούν (Cremonini and Bechini, 2010; Paulitsch *et al.*, 2009). Εξάλλου, σε μεγάλες αποστάσεις από τον πομπό (πάνω από 100km) και δεδομένων το γωνιών εκπομπής της παρούσας εφαρμογής, οι ακτίνες στοχεύουν πάνω από το ύψος των φαινομένων προς παρατήρηση (φαινόμενο overshooting). Έτσι, υιοθετείται η γενική παραδοχή ότι η ποσοτική εκτίμηση της βροχόπτωσης για αποστάσεις μεγαλύτερες από 100km από το ραντάρ είναι προβληματική (Uijlenhoet *et al.*, 2006).

Μεταπλημμυρική έρευνα

Γενικά

Η έναρξη του γεγονότος εντοπίζεται στη μετακίνηση ενός βαρομετρικού χαμηλού από την κεντρική Μεσόγειο με κατεύθυνση προς τα βορειοανατολικά. Το χαμηλό αυτό πέρασε πάνω από το νησί της Κρήτης το μεσημέρι της 17^{ης} Οκτωβρίου 2006 προκαλώντας βροχόπτωση μεγάλης έντασης και μικρής διάρκειας. Το μέγεθος του μετεωρολογικού φαινομένου φαίνεται μεταξύ άλλων και από εικόνες METEOSAT υψηλής ανάλυσης (Εικόνα 3.8). Το αποτέλεσμα της βροχόπτωσης ήταν η εκδήλωση μεγάλων απορροών στο βόρειο τμήμα του νομού Χανίων με εντονότερη αυτή της ξαφνικής πλημμύρας στην υδρολογική λεκάνη που απορρέει στο χωριό της Αλμυρίδας. Το συνολικό κόστος των ζημιών που προκλήθηκαν ανέρχεται περίπου στο €1 εκ. ενώ η πλημμύρα είχε ως αποτέλεσμα τον πνιγμό ενός μόνιμου κατοίκου της περιοχής. Όπως

φαίνεται στην Εικόνα 3.9, τα τοπικά μέσα ενημέρωσης που κάλυψαν το γεγονός αποτυπώνουν με γλαφυρότητα το μέγεθος της καταστροφής.

Χαρτογραφικά δεδομένα

Η λεκάνη απορροής της Αλμυρίδας τοποθετείται στο Δήμο Αποκορώνου (Εικόνα 3.10). Βόρεια της λεκάνης απορροής βρίσκεται ο όρμος της Σούδας, Νότια το Δ.Δ. Βρυσών, Ανατολικά το Δ.Δ. Γεωργιουπόλεως και ο όρμος Αλμυρού και Δυτικά το Δ.Δ. Αρμένων. Βόρεια, Δυτικά και Ανατολικά της περιοχής μελέτης επικρατεί ημιορεινή και πεδινή ζώνη με ψηλότερη κορυφή τα Δραπανοκέφαλα που βαθμιαία μεταβαίνει μέσω των απόκρημνων ακτών στην παραθαλάσσια ζώνη του Κρητικού Πελάγους ενώ Νότια επικρατεί ο μεγάλος ορεινός όγκος των Λευκών Ορέων. Η ακριβής θέση της υδρολογικής λεκάνης φαίνεται στην Εικόνα 3.10. Η λεκάνη απορροής της Αλμυρίδας έχει εμβαδόν $24,74\text{km}^2$, μέσο υψόμετρο 212m (ελάχιστο = 0m, μέγιστο = 527m) και μέση κλίση περίπου 12 %. Όπως προέκυψε από περίοδο παρατήρησης 32 ετών, η μέση ετήσια βροχόπτωση στην λεκάνη είναι 648mm. Το νότιο τμήμα της λεκάνης αποτελείται από κρυσταλλικούς ασβεστόλιθους, βιογενείς ασβεστόλιθους, μάργες, αργίλους και κροκαλοπαγή πετρώματα ενώ σε μικρότερη έκταση υπάρχουν καρστικές κοιλότητες με αργιλικές αποθέσεις. Στο βόρειο τμήμα της λεκάνης συναντώνται κυρίως ασβεστόλιθους, φυλλίτες, δολομίτες, χαλαζίτες, κροκαλοπαγή σε διαδοχικές στρώσεις και αλλουβιακές αποθέσεις κυρίως κατά μήκος των πρηνών των ρεμάτων.

Για την ακριβέστερη δυνατή αναπαράσταση της τοπογραφίας χρησιμοποιήθηκε Ψηφιακό Μοντέλο Εδάφους υψηλής ανάλυσης. Παράλληλα χρησιμοποιήθηκαν χάρτες κλίμακας 1:5.000 της Γεωγραφικής Υπηρεσίας Στρατού. Ο χάρτης χρήσεων γης προέρχεται από το πρόγραμμα Corine Land Cover 2000 (JRC-EEA, 2005) του Ευρωπαϊκού Οργανισμού Περιβάλλοντος (Εικόνα 3.11). Σύμφωνα με την ευρωπαϊκή κωδικοποίηση Corine, η εδαφική κάλυψη στην Ευρώπη κατηγοριοποιείται σε 44 κατηγορίες, χρησιμοποιώντας χάρτες κλίμακα 1:100.000. Από τις κατηγορίες αυτές, στη λεκάνη της Αλμυρίδας συναντώνται έξι, όπως δείχνει και ο Πίνακας 3.2. Τα ψηφιακά δεδομένα που ανακτήθηκαν από τη βάση του Corine και εδαφολογικούς χάρτες αντιστοιχήθηκαν με συντελεστές τραχύτητας του εδάφους και χρησιμοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης.

Βροχομετρικά δεδομένα

Για τον προσδιορισμό της βροχόπτωσης που δημιούργησε την πλημμύρα της 17ης Οκτωβρίου 2006 ανακτήθηκαν δεδομένα από τους βροχομετρικούς σταθμούς της Σούδας και των Καλυβών (Εικόνα 3.10). Ο βροχομετρικός σταθμός της Σούδας δεν βρίσκεται κοντά στην λεκάνη της Αλμυρίδας οπότε τα ωριαία δεδομένα που συλλέχθηκαν δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για την προσομοίωση της πλημμύρας. Όμως μπορούν να εξαχθούν πληροφορίες για την χρονική κατανομή της βροχής έτσι ώστε να δημιουργηθούν συνθετικά δείγματα ιδεατής βροχόπτωσης. Ο Πίνακας 3.3 παρουσιάζει τις καταγεγραμμένες τιμές στο σταθμό της Σούδας, όπου παρατηρείται ότι η μέγιστη τιμή αθροιστικής βροχόπτωσης για ωριαίο βήμα είναι 25mm και μετρήθηκε στις 14:00. Με βάση τις παρατηρήσεις, η βροχή σταματά μετά τις 17:00 της επόμενης μέρας, ενώ η συνολική βροχόπτωση την ημέρα της πλημμύρας ήταν λίγο παραπάνω από 140mm. Παράλληλα, από τον βροχομετρικό σταθμό των Καλυβών συλλέχθηκαν δεδομένα ημερήσιου βήματος, συνεπώς είναι γνωστή η συνολική βροχόπτωση σε σημείο πλησιέστερο στη λεκάνη από αυτό του σταθμού της Σούδας. Η ημερήσια αθροιστική βροχόπτωση στις Καλύβες την ημέρα της πλημμύρας ήταν 220 mm, συνεπώς μπορούμε να υποθέσουμε ότι η ένταση στην Αλμυρίδα ήταν πάνω από 50% μεγαλύτερη από τις καταγεγραμμένες τιμές της Σούδας.

Κατά την 17^η Οκτωβρίου 2006, καταγράφηκαν δεδομένων ραντάρ σε βήμα 15 λεπτών για ασυνεχή χρονικά διαστήματα. Η ασυνέχεια των δεδομένων οφείλεται σε συχνές διακοπές ρεύματος λόγω της έντασης του φαινομένου. Στα προϊόντα που συλλέχθηκαν με επιτυχία καταγράφεται ο παράγοντας ανακλαστικότητας πριν και μετά τη διέλευση του μετεωρολογικού σχηματισμού πάνω από το νησί της Κρήτης με βόρεια κατεύθυνση. Η Εικόνα 3.12 δείχνει μια καταγραφή του μετεωρολογικού ραντάρ όπου η μέγιστη ένταση του συντελεστή ανακλαστικότητας βρίσκεται ΒΑ της Αλμυρίδας, πάνω από τη θάλασσα. Παρά την ελλιπή χρονοσειρά, η κίνηση του σχηματισμού δίνει πληροφορίες όπως το μέγεθος και η κατεύθυνση του σχηματισμού, χρήσιμες στην παραγωγή μιας ιδεατής χωρικά κατανεμημένης βροχόπτωσης που να προσεγγίζει τα χαρακτηριστικά της πραγματικής.

Με βάση τα παραπάνω στοιχεία, σχηματίστηκε μια τεχνητή χρονοσειρά πεδίων βροχής δεκαπεντάλεπτου βήματος και ανάλυσης 500m×500m. Η χρονική της κατανομή διατηρήθηκε ίδια με αυτή που καταγράφηκε από το βροχομετρικό σταθμό της Σούδας με τη διαφορά ότι κανονικοποιήθηκε ώστε η συνολική ημερήσια βροχόπτωση να ισούται με αυτή του μετρήθηκε στο γειτονικό σταθμό των Καλυβών. Σε κάθε χρονικό βήμα η ποσότητα της βροχόπτωσης κατανεμήθηκε χωρικά, με τέτοιο τρόπο ώστε να προσεγγίζει κανονική κατανομή. Αρχικά, το κέντρο της κατανομής τοποθετήθηκε στο κέντρο της υδρολογικής λεκάνης και η σταθερή απόκλιση θεωρήθηκε ίση με 1.250m ώστε το συνολικό πλάτος του βροχοφόρου νέφους να είναι 7.500m, τιμή που σύμφωνα με της παρατηρήσεις ραντάρ και METEOSAT θεωρήθηκε ρεαλιστική. Σε κάθε βήμα, οι τιμές της βροχόπτωσης κατανεμήθηκαν κάθετα στην διεύθυνση του μετεωρολογικού σχηματισμού, δηλαδή κάθετα από τις 30° BBA. Αποτέλεσμα ήταν η παραγωγή μιας ρεαλιστικής απεικόνισης της έντασης της βροχόπτωσης, όπως φαίνεται στην Εικόνα 3.13. Λόγω κατασκευής, ο σχηματισμός αυτός κινείται με ταχύτητα τέτοια ώστε η χρονική κατανομή στο κέντρο της λεκάνης να είναι ίδια με αυτή των μετρήσεων στο βροχομετρικό σταθμό της Σούδας. Θεωρούμε επίσης ότι οι τιμές της βροχόπτωσης που δημιουργήθηκαν ισχύουν μόνο πάνω από την υδρολογική λεκάνη της Αλμυρίδας.

Για να αντιμετωπιστεί η αβεβαιότητα που σχετίζεται με την δημιουργία της ιδεατής χωρικής βροχόπτωσης από εν μέρει αυθαίρετες παραδοχές, θεωρούμε δύο επιπλέον βαθμούς ελευθερίας των δεδομένων. Έτσι, ενώ γίνεται η παραδοχή πως η κατεύθυνση και η ταχύτητα του σχηματισμού είναι σταθερή, θεωρούμε ότι το κέντρο της κανονικής κατανομής που τον περιγράφει μπορεί να μην βρίσκεται στο κέντρο της υδρολογικής λεκάνης. Αντίθετα, μπορεί να μετατοπίζεται επάνω στον άξονα που είναι κάθετος στη διεύθυνσή του με τέτοιο τρόπο ώστε η συνολική βροχόπτωση στη λεκάνη να μην είναι σημαντικά μικρότερη από τη μετρημένη στο σταθμό των Καλυβών. Στην Εικόνα 3.13 φαίνονται με διακεκομμένες γραμμές τα όρια μέσα στα οποία θεωρήθηκε ότι μπορεί να βρίσκεται το κέντρο της κατανομής. Ο δεύτερος βαθμός ελευθερίας που δόθηκε στην ιδεατή χωρική βροχόπτωση σχετίζεται με τη τιμή στο μέσο της κατανομής σε κάθε χρονικό βήμα. Όπως ορίστηκε νωρίτερα, στα δεδομένα ωριαίου βήματος θεωρήθηκε σφάλμα ανεξάρτητο της έντασης της μετρούμενης ποσότητας. Έτσι, η Εξίσωση 47, που υπολογίζει το θετικό σφάλμα της μέτρησης, χρησιμοποιήθηκε με σταθερή την ποσότητα

$\lambda = 1\text{mm}$ για όλα τα χρονικά βήματα της μέτρησης. Στη συνέχεια οι δύο αυτοί βαθμοί ελευθερίας υλοποιήθηκαν σε 100 τυχαία δείγματα χωρικά κατανεμημένης βροχόπτωσης για να χρησιμοποιηθούν στην υδρολογική προσομοίωση του υδροκρίτη με τη μέθοδο Monte Carlo.

Εργασίες πεδίου

Λίγα εικοσιτετράωρα μετά την πλημμύρα και ενόσω τα σημάδια της ήταν ακόμα εμφανή, άρχισε η διεξαγωγή της μεταπλημμυρικής έρευνας. Μεγάλη επιτυχία είχε η συνέντευξη αυτοπτών μαρτύρων, οι οποίοι εκτός από προφορικές υποκειμενικές πληροφορίες για την εμπειρία τους παρέιχαν φωτογραφικό υλικό και φιλμ που κατέγραψαν κατά τη διάρκεια της πλημμύρας. Οι φωτογραφίες αυτές (π.χ. Εικόνα 3.14α, β και γ), έδωσαν μια σαφή και αντικειμενική εικόνα της στάθμης των υδάτων κατά τη διάρκεια του περιστατικού, με ταυτόχρονη αποτύπωση του χρόνου λήψης. Έτσι, στην Εικόνα 3.14α φαίνεται η στάθμη της ροής στις 17:00 που βρίσκεται σε ύψος 30cm. Επίσης, στην Εικόνα 3.14β διακρίνεται ένα από τα σημάδια της μέγιστης στάθμης της πλημμύρας (ίχνος πάνω σε λευκό τοίχο) που χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωσή της. Σύμφωνα με τα σημάδια αυτά, στη διατομή ελέγχου η μέγιστη τιμή της στάθμης του νερού ήταν περίπου 2m. Τέλος, στη Εικόνα 3.14γ φαίνεται η καταστροφική ικανότητα της πλημμύρας η οποία στην πορεία της παρέσυρε μεταξύ άλλων και οχήματα. Οι υλικές ζημιές ήταν άλλωστε ένα από τα μικρότερα τιμήματα του φαινομένου που κόστισε και τη ζωή ενός μόνιμου κατοίκου της περιοχής.

Κατά τη διάρκεια της μεταπλημμυρικής έρευνας μετρήθηκαν επίσης μια σειρά από διατομές του ποταμού, κοντά στην εκβολή (Εικόνα 3.14). Ειδικότερα, αποτυπώθηκαν 50 διατομές, αποτελούμενες από συνολικά 500 σημεία, τα οποία μετρήθηκαν με τη χρήση ψηφιακού θεοδόλιχου και στη συνέχεια γεωαναφέρθηκαν με τη βοήθεια διαφορικού συστήματος GPS. Σύμφωνα με το αρχικό διαχειριστικό πλάνο, οι διατομές μετρήθηκαν κατά κύριο λόγο σε σημεία με εμφανή σημάδια της μέγιστης στάθμης της πλημμύρας (π.χ. Εικόνα 3.14β) και αντιπροσωπεύουν καλά τα τελευταία 500m της εκβολής του ποταμού.

Προσομοίωση πλημμύρας

Υδρολογική προσομοίωση

Η επιφανειακή ροή δημιουργείται όταν το ύψος του περισεύματος βροχόπτωσης υπερβαίνει την ικανότητα διήθησης του εδάφους. Η κατεύθυνση και η ταχύτητα της ροής καθορίζονται κατά κύριο λόγο από την κλίση της επιφάνειας του εδάφους. Τα τοπογραφικά στοιχεία εισόδου της υδρολογικής προσομοίωσης προήλθαν από ψηφιακό μοντέλο εδάφους υψηλής ανάλυσης το οποίο μετασχηματίστηκε σε δειγματοληψία 60x60m. Με την παραδοχή αυτή, όλοι οι υπολογισμοί που γίνονται με τη βοήθεια πεπερασμένων διαφορών (Εξίσωση 39) λαμβάνουν χώρα σε κάνναβο με κελιά που έχουν πλευρές $\Delta x = \Delta y = 60m$. Η ακρίβεια αυτή κρίθηκε ικανοποιητική για την παρούσα εφαρμογή ενώ λήφθηκε υπόψη η υπολογιστική ισχύς που απαιτείται για την υλοποίηση προσομοιώσεων υψηλότερης ακρίβειας. Από το προϊόν αυτό και με τη βοήθεια εργαλείων ΓΣΠ εξάχθηκαν επίσης τα όρια του υδροκρίτη και αποτυπώθηκαν τα ρέματα του ποταμού.

Η εξίσωση που ορίζει την επιφανειακή ροή απαιτεί τον προσδιορισμό διάφορων παραμέτρων μεταξύ των οποίων και ο συντελεστής Strickler που περιγράφει την αντίσταση του εδάφους στην κίνηση του νερού. Ο συντελεστής Strickler ορίζεται για κάθε κελί του καννάβου προσομοίωσης και μπορεί να συνδεθεί με τις χρήσεις γης (Πίνακας 2.2). Οι χρήσεις γης που υπάρχουν στην λεκάνη ομαδοποιήθηκαν για λόγους ευκολίας σε τρεις κύριες κατηγορίες (καλλιεργήσιμες εκτάσεις, ασυνεχής αστική δόμηση, δάση). Οι τιμές του συντελεστή του Strickler για κάθε χρήση γης λαμβάνονται από τη βιβλιογραφία. Σύμφωνα με τον Chow (1959), η τιμή 2,5 χρησιμοποιήθηκε για δασικές εκτάσεις, 6,67 για εκτάσεις με φυσική κάλυψη ενώ η τιμή 91 χρησιμοποιήθηκε για αστικές περιοχές (Sangjun, 2008). Θεωρώντας αυτές τις προσεγγίσεις ως τιμές αναφοράς, δημιουργήθηκε μια σειρά πραγματοποιήσεων με διακριτό βήμα εκατέρωθεν των τιμών αυτών. Αντίστοιχα, η κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα στη λεκάνη θεωρήθηκε ίση με το μέγιστο ρυθμό διήθησης των τύπων εδάφους που εντοπίζονται στη λεκάνη της Αλμυρίδας (Πίνακας 3.1). Οι τιμές που δόθηκαν στη μεταβλητή ήταν στο διάστημα $[2,2 \cdot 10^{-7}, 13,6 \cdot 10^{-7}] \text{cm/s}$. Αυτές οι πραγματοποιήσεις χρησιμοποιήθηκαν για να

αποδώσουν την αβεβαιότητα σχετικά με την αντιστοίχιση των χρήσεων γης με αριθμητικές παραμέτρους μέσα από προσομοίωση Monte Carlo.

Υδραυλική προσομοίωση

Η παροχή και η στάθμη του ύδατος στις μετρημένες διατομές προσομοιώθηκε με τη βοήθεια του λογισμικού MIKE 11 που είναι μέρος του MIKE SHE. Το MIKE 11 έχει τη δυνατότητα επίλυσης πλήρους μη μόνιμης ροής ενώ μπορεί να επεξεργαστεί δυναμικά τα αποτελέσματα της υδρολογικής προσομοίωσης από το MIKE SHE. Τα δεδομένα εισόδου του MIKE 11 αποτελούνται από ένα ψηφιοποιημένο υδρολογικό δίκτυο, μια σειρά διατομών με τα υδρογεωλογικά χαρακτηριστικά τους και παραμέτρους που αφορούν την υδροδυναμική επίλυση. Αντίστοιχα, τα αποτελέσματα του λογισμικού είναι χρονοσειρές στάθμης και παροχής ύδατος επί των διατομών που έχουν οριστεί. Έτσι, μέσω του MIKE 11, η επιφανειακή ροή που υπολογίζεται από το MIKE SHE μπορεί να διοχετευθεί σε ανοιχτό αγωγό με γνωστά χαρακτηριστικά και να υπολογιστούν τα κατάντη χαρακτηριστικά της ροής.

Το δίκτυο ροής που εισήχθη στο MIKE 11 υπολογίστηκε με τη χρήση ψηφιακού μοντέλου εδάφους και τη βοήθεια ΓΣΠ. Το δίκτυο αυτό στην ουσία αντιστοιχεί με το υδρογραφικό δίκτυο της λεκάνης απορροής που αποτελείται από ένα κύριο ρέμα μήκους 8,5km και τρία δευτερεύοντα ρέματα με μήκη από 2 ως 5km περίπου. Για λόγους ευκολίας θεωρήθηκε ότι κατά μήκος των ρεμάτων δεν υπάρχουν υπερκείμενες κατασκευές, παρόλο που κατά τη διάρκεια της έρευνας πεδίου διαπιστώθηκε ότι σε ορισμένα σημεία του ρέματος υπάρχουν υπερκείμενες γέφυρες.

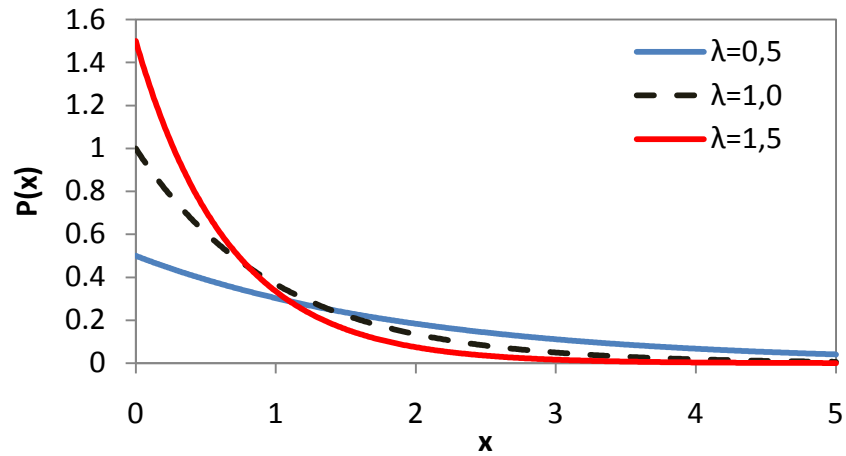
Στο μοντέλο εισήχθησαν επίσης οι διατομές που μετρήθηκαν στο πρώτο μισό χιλιόμετρο της εκβολής του ρέματος κατά τη μεταπλημμυρική έρευνα. Καθώς το σκεπτικό της προσομοίωσης ήταν η επιβεβαίωση του ύψους της μέγιστης στάθμης όπως αυτό μετρήθηκε κατά την έρευνα πεδίου, ιδιαίτερη βάση δόθηκε σε διατομές όπου υπήρχαν εξακριβωμένα στοιχεία. Ο συντελεστής τραχύτητας του Manning είναι μέρος των υδρολογικών χαρακτηριστικών των διατομών, και θεωρήθηκε ομοιόμορφα κατανομημένος σε όλο τους το μήκος. Αρχικά, οι τιμές του συντελεστή ορίστηκαν με βάση τη βιβλιογραφία (Πίνακας 2.4). Σύμφωνα με το Chow (1959), τιμές από 0,03 ως

0,05 μπορούν να δοθούν για ρέματα χωρίς επίστρωση (ροή στο έδαφος) και μαιανδρική μορφή ροής. Όταν το υλικό του ρέματος αυξάνει σε τραχύτητα (χαλίκι 75-150mm) ο συντελεστής Manning n αυξάνει ως την τιμή 0,08. Σε δεύτερη φάση στην παράμετρο προσδόθηκε αβεβαιότητα ώστε να καθοριστεί ο ρόλος της στα αποτελέσματα της μοντελοποίησης. Έτσι θεωρήθηκε ότι λαμβάνει διακριτές τιμές στο διάστημα [0,03-0,08] και με τον τρόπο αυτό συμμετείχε στην προσομοίωση Monte Carlo.

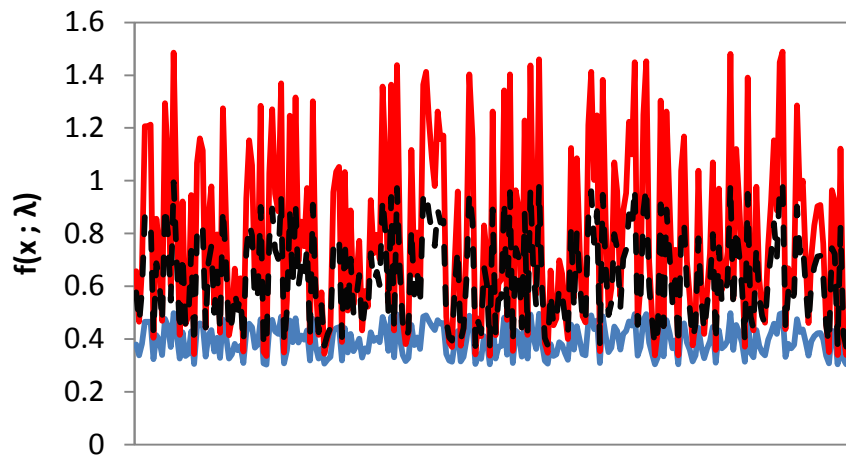
Εικόνες



Εικόνα 3.1: Βροχόμετρο τύπου Hellmann.

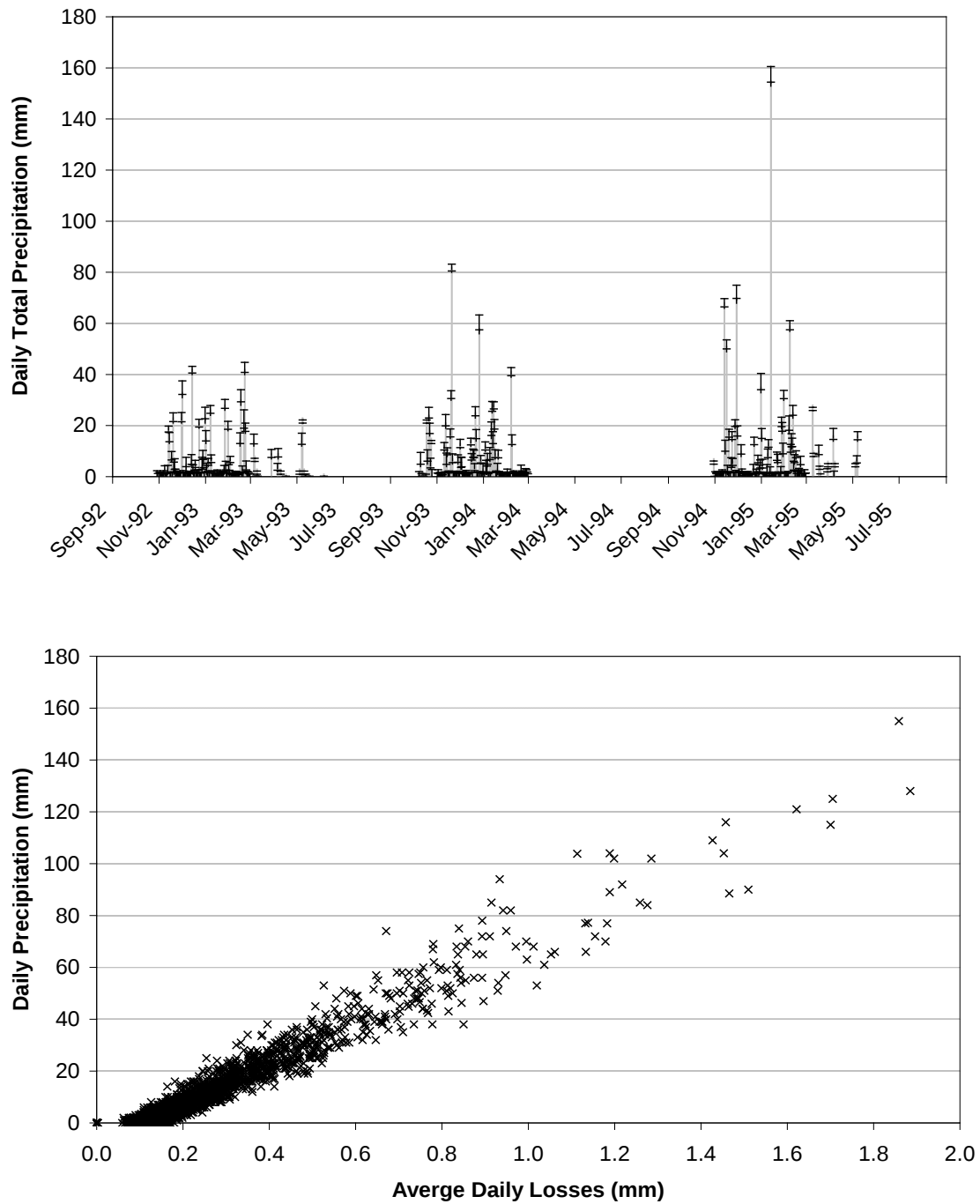


(α)

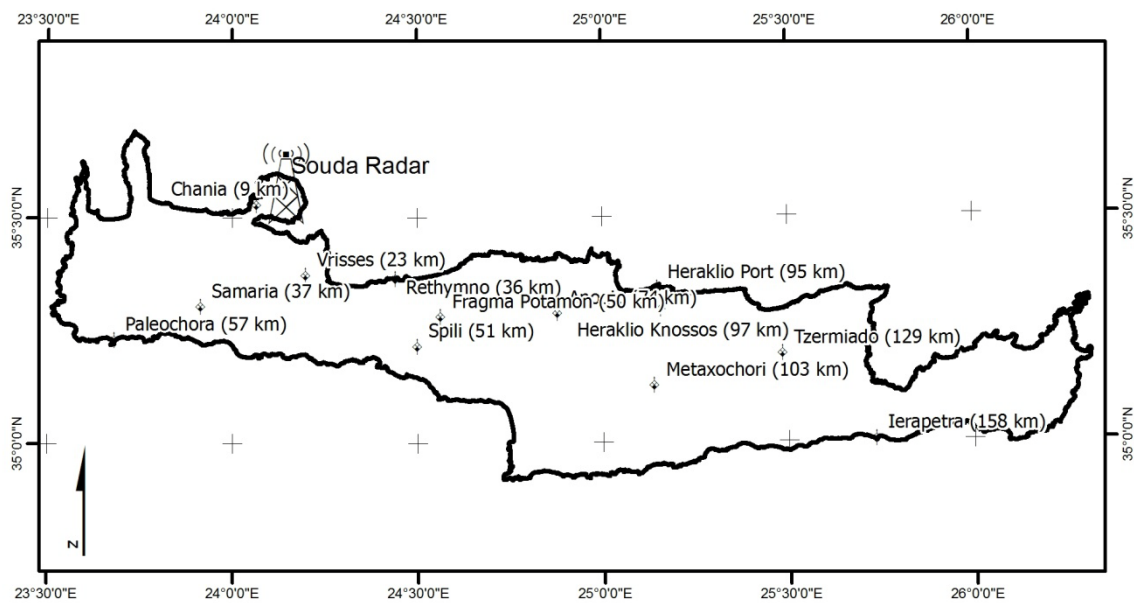


(β)

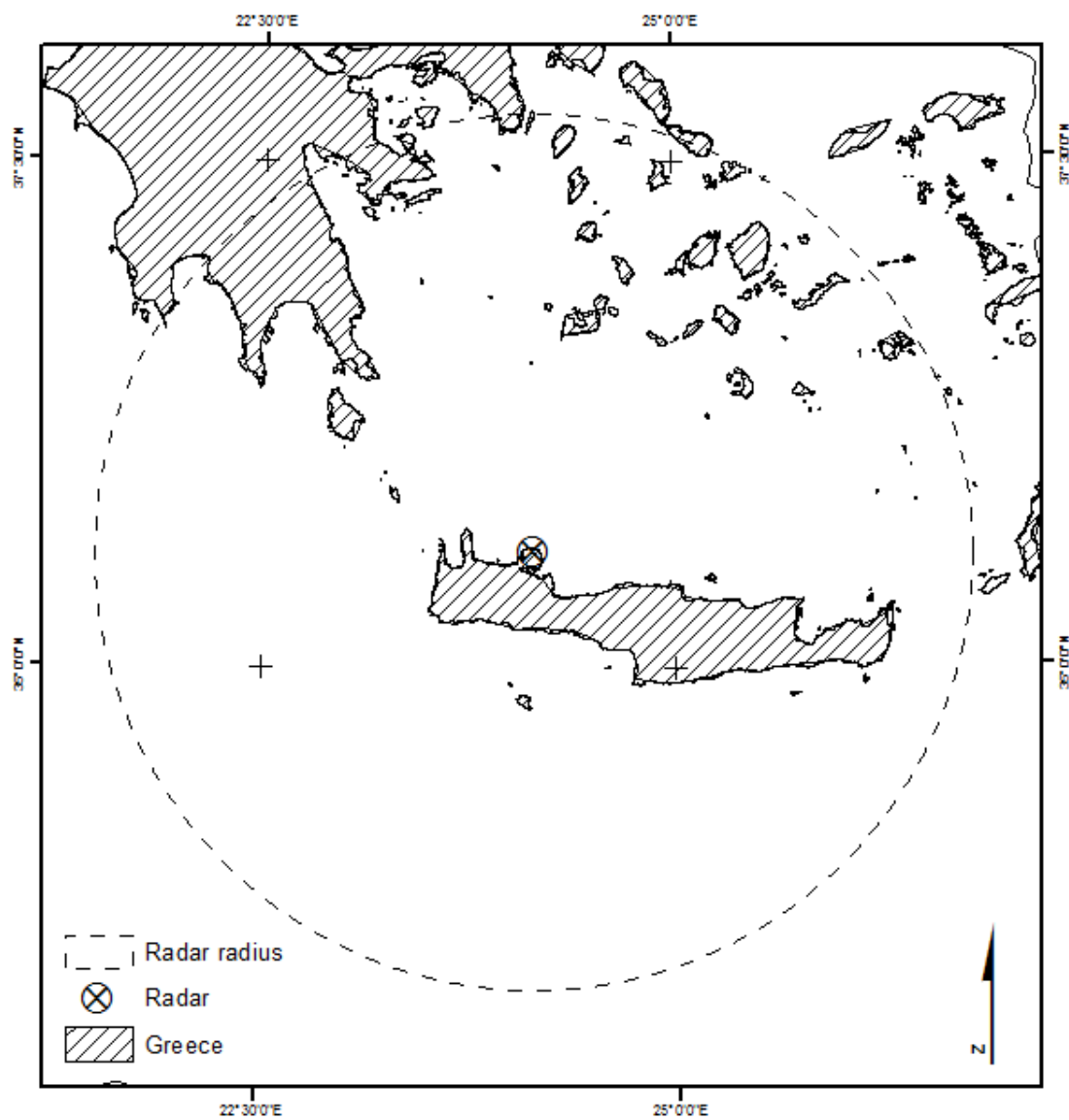
Εικόνα 3.2: Μεταβολή της (α) εκθετικής συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας και (β) του τυχαίου σφάλματος $f(x)$ για τρεις διαφορετικές τιμές της παραμέτρου λ της εκθετικής κατανομής και ψευδο-τυχαία x .



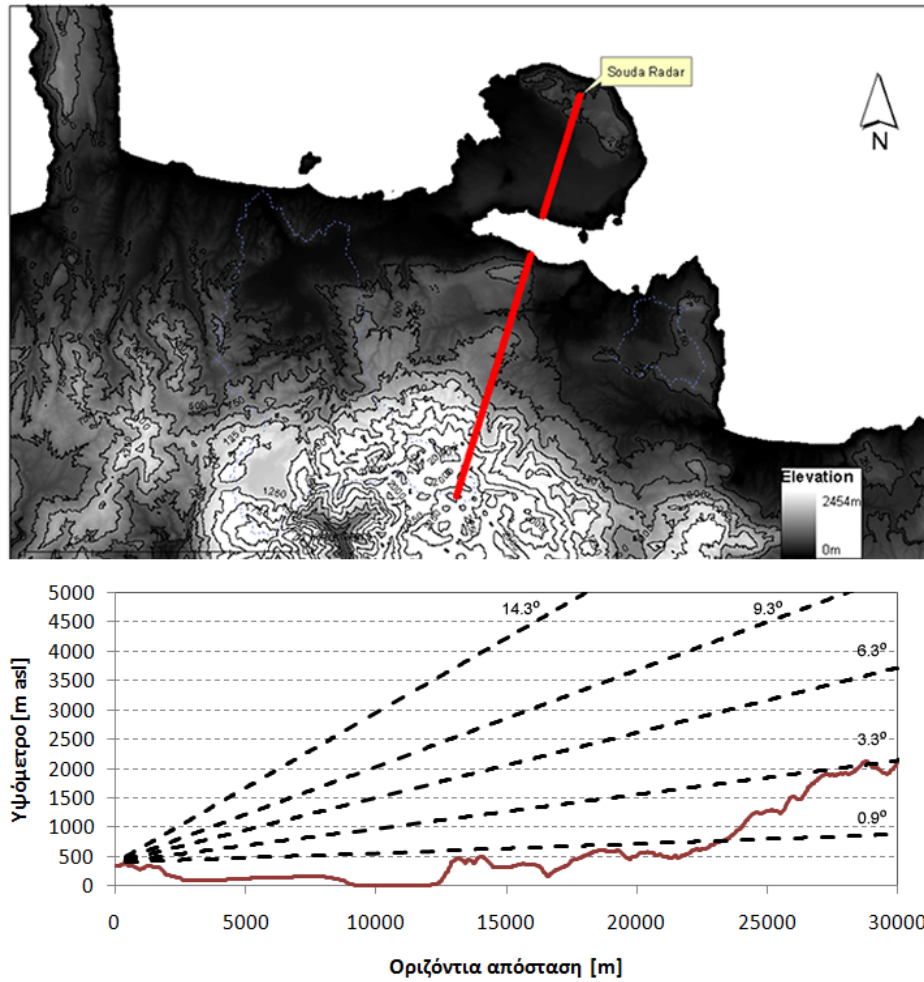
Εικόνα 3.3: Εκτιμώμενο σφάλμα ημερήσιου βροχομετρικού σταθμού της Αγίας Βαρβάρας Ηρακλείου για μια τυχαία περίοδο 3^{ων} ετών. Οι βραχίονες σφάλματος αντιπροσωπεύουν το διάστημα εμπιστοσύνης 95%.



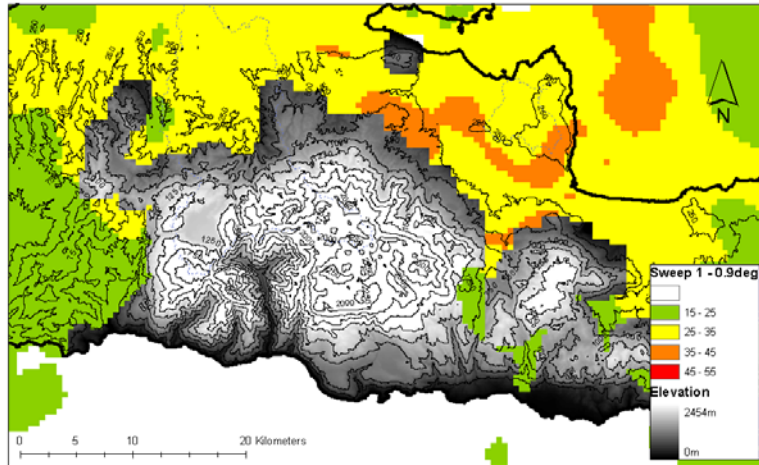
Εικόνα 3.4: Θέσεις μετεωρολογικών σταθμών υψηλής ανάλυσης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ) στο νησί της Κρήτης και αποστάσεις από το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας.



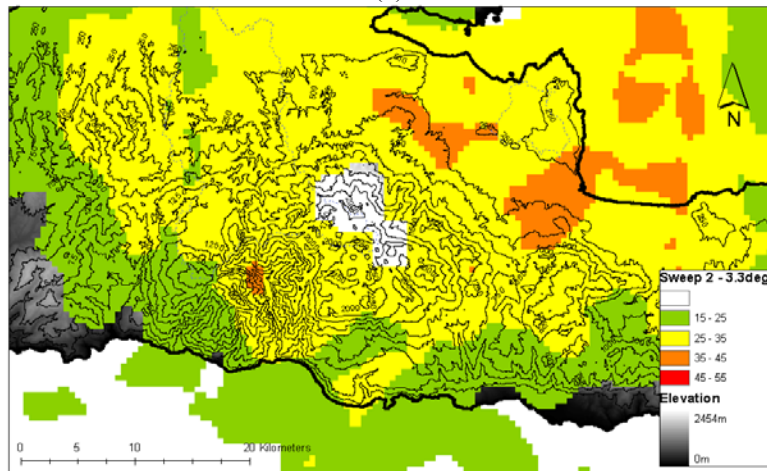
Εικόνα 3.5: Θέση και πλήρης εμβέλεια του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας.



Εικόνα 3.6: Εμβέλεια των σαρώσεων του μετεωρολογικού ραντάρ της Σούδας κατά τη διεύθυνση τομής προς τα Λευκά Όρη.

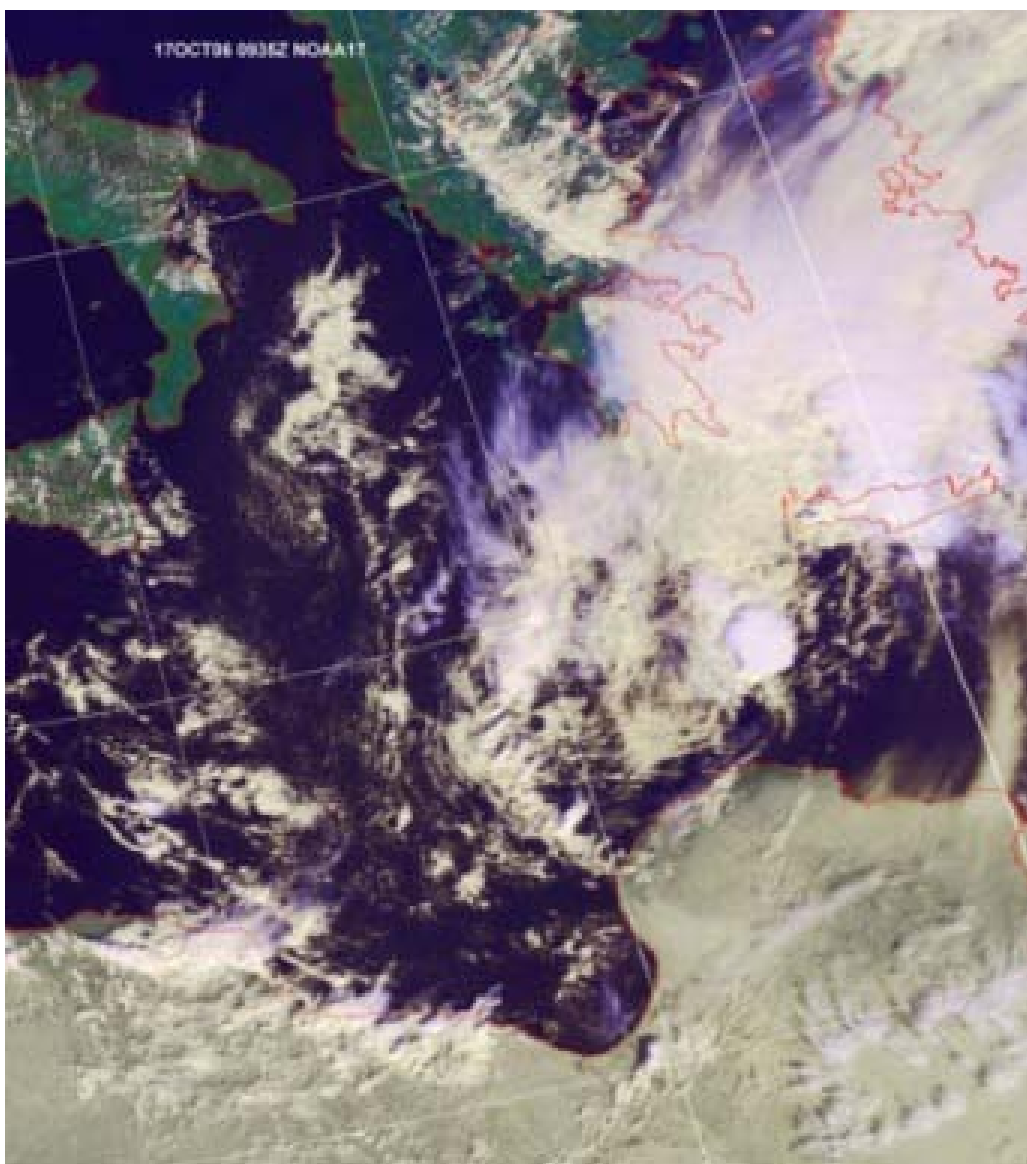


(α)



(β)

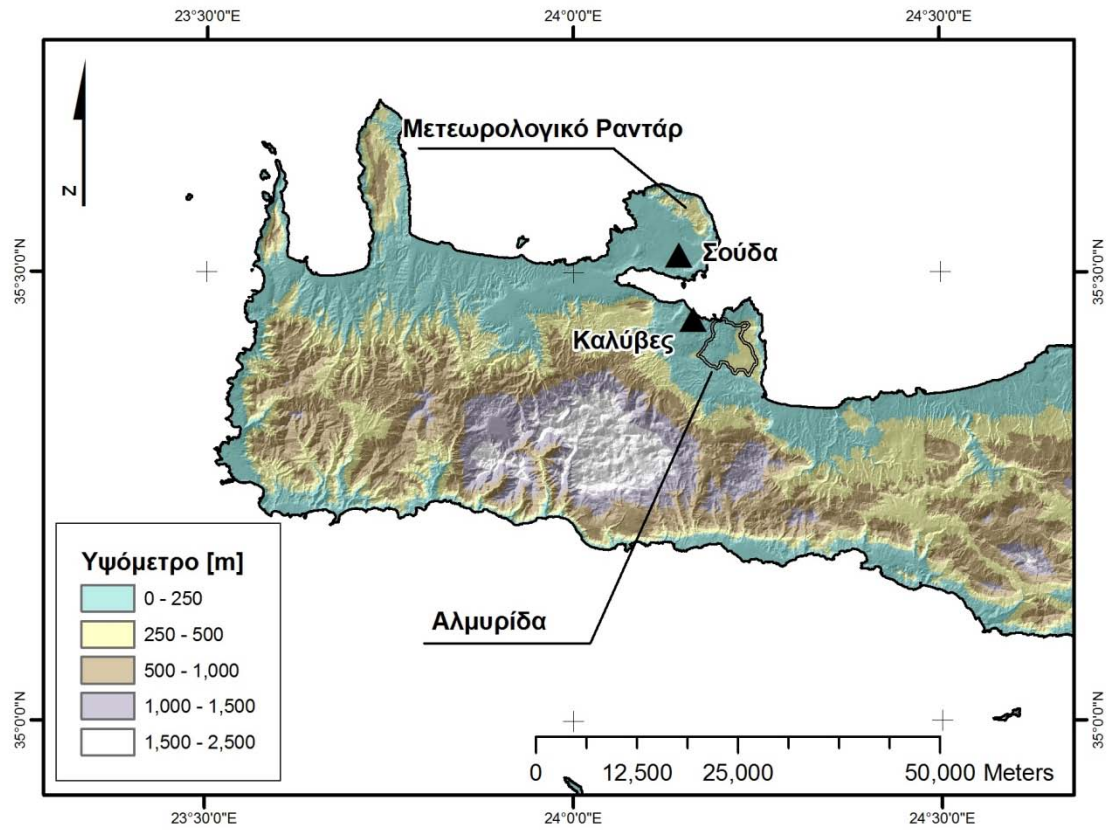
Εικόνα 3.7: Παρεμπόδιση μετεωρολογικού ραντάρ από την ορθογραφία στις σαρώσεις (α) $0,9^\circ$ και (β) $3,3^\circ$.



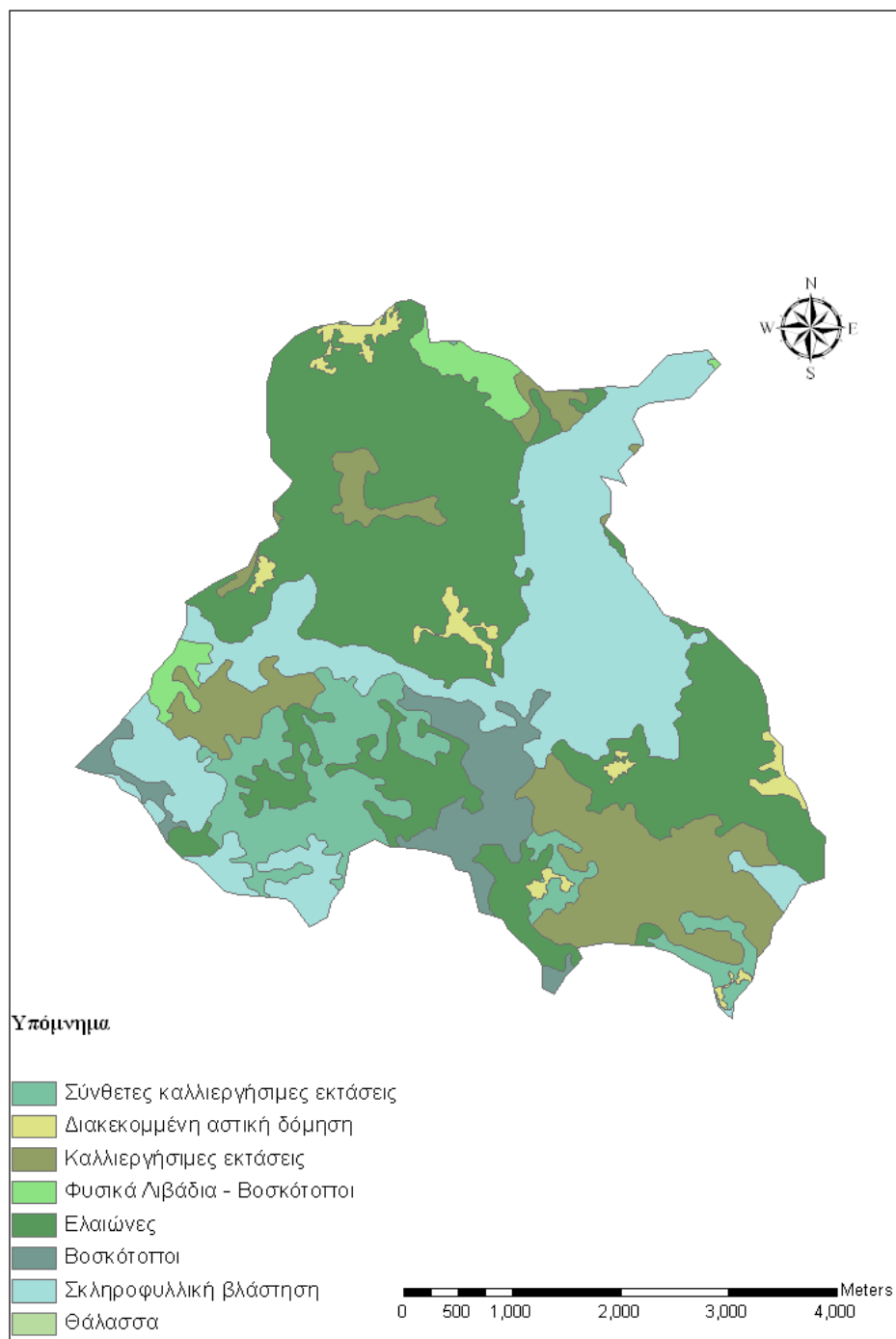
Εικόνα 3.8: Εικόνα METEOSAT υψηλής ανάλυσης που αποτυπώνει την αρχή του μετεωρολογικού φαινομένου στις 17^{ης} Οκτωβρίου 2006.



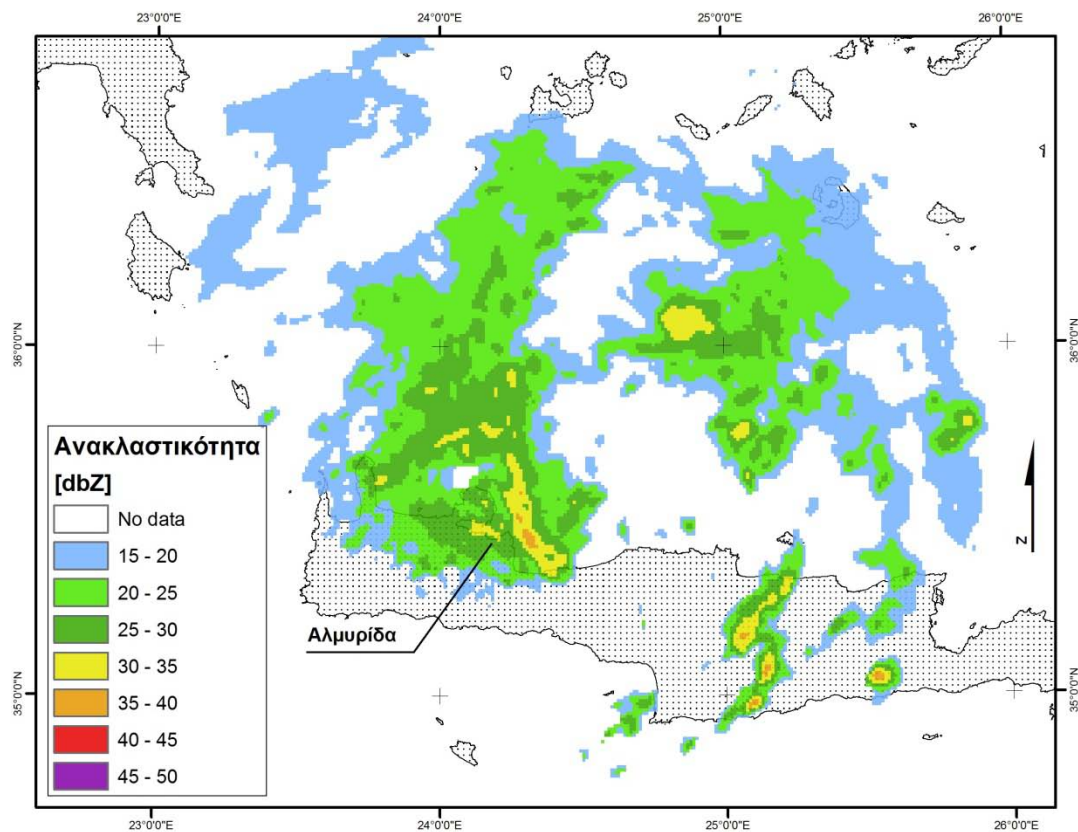
Εικόνα 3.9: Αποσπάσματα από τα τοπικά μέσα ενημέρωσης που κάλυψαν τα αποτελέσματα της πλημμύρας στην περιοχή της Αλμυρίδας.



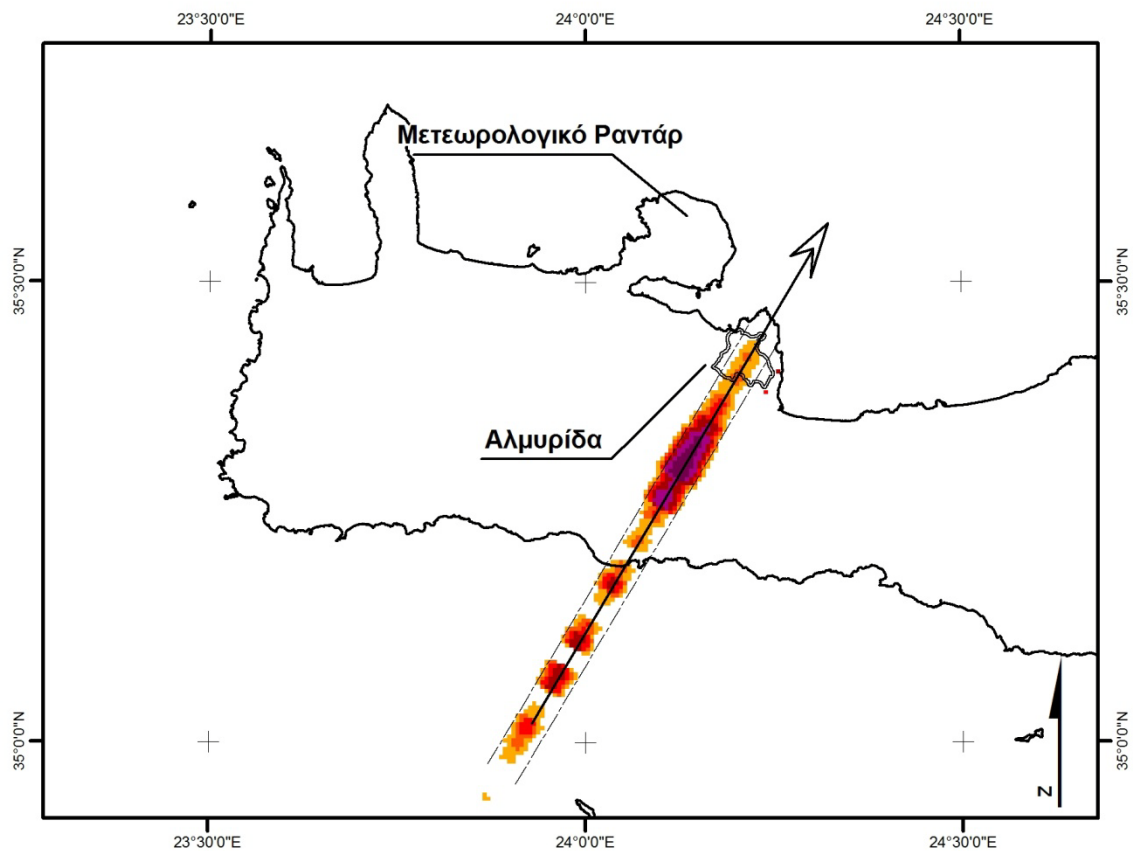
Εικόνα 3.10: Η θέση της υδρολογική λεκάνη της Αλμυρίδας σε σχέση με το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας, τον ωριαίο βροχομετρικό σταθμό της Σούδας και τον ημερήσιο βροχομετρικό σταθμό των Καλυβών.



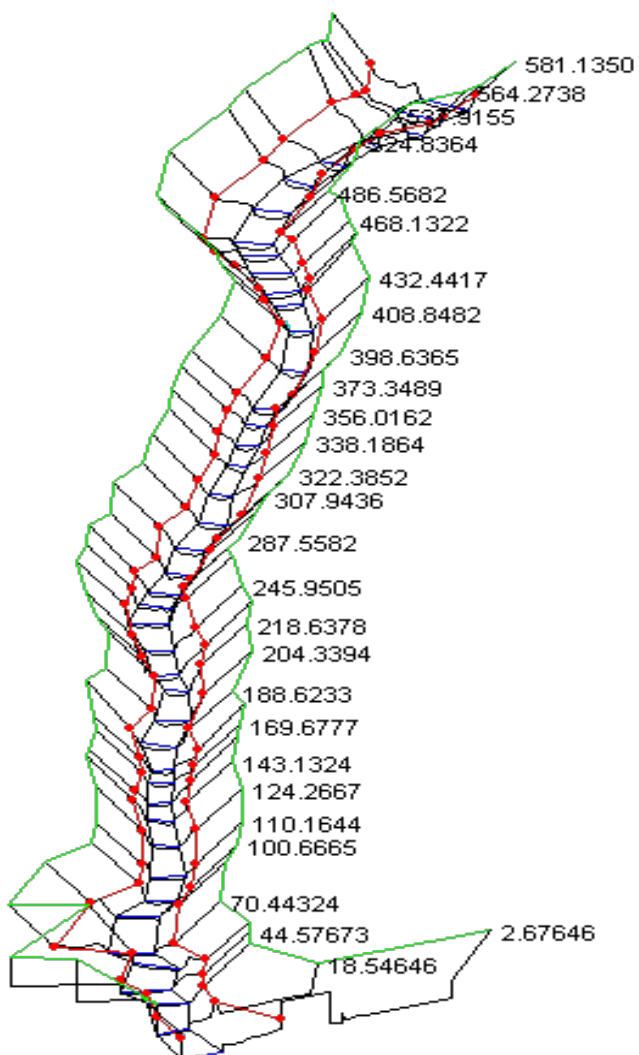
Εικόνα 3.11: Χρήσεις γης στην λεκάνη της Αλμυρίδας.



Εικόνα 3.12: Παράγοντας ανακλαστικότητας όπως καταγράφηκε από το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας στις 15:28 UTC (12:28 τοπική ώρα) της 17^{ης} Οκτωβρίου 2006. Υπολογίζεται ότι η καταγραφή έχει λάβει χώρα περίπου 30 λεπτά μετά τη μέγιστη τιμή της βροχόπτωσης.



Εικόνα 3.13: Ιδεατή χωρική βροχόπτωση που δημιουργήθηκε για τις ανάγκες της υδρολογικής προσομοίωσης του πλημμυρικού γεγονότος της Αλμυρίδας. Διακρίνεται η διεύθυνση του ιδεατού πεδίου βροχής (συνεχής γραμμή) και τα όρια μέσα στα οποία θεωρήθηκε ότι μπορεί να κινηθεί το κέντρο του πεδίου (διακεκομμένες γραμμές) κατά άξονα κάθετο στη διεύθυνση κίνησής του.



(α)



(β)



(γ)



Εικόνα 3.14: Διατομές που μετρήθηκαν κοντά στην εκβολή του ρέματος της Αλμυρίδας και φωτογραφικές απεικονίσεις (α) ανάντη των διατομών κοιτώντας προς την εκβολή, (β) στην πρώτη διατομή όπου διακρίνεται και η μέγιστη στάθμη της πλημμύρας και (γ) κατάντη της πρώτης διατομής.

Πίνακες

Πίνακας 3.1: Γεωλογία της υδρολογικής λεκάνης της Αλμυρίδας.

Τύποι Εδάφους	Ποσοστό %
Βιογενείς ασβεστόλιθοι, μάργες, άργιλοι και κροκαλοπαγή πετρώματα (Μειόκαινο)	40,0
Κρυσταλλικοί ασβεστόλιθοι και κατά τόπους μάρμαρα (Μέσο Ιουρασικό – Ηώκαινο)	29,4
Μάρμαρα, φυλλίτες, δολομίτες, χαλαζίτες και κροκαλοπαγή σε διαδοχικές στρώσεις (Μεσοζωικό)	11,8
Αργιλικές αποθέσεις σε καρστικές κοιλότητες	9,4
Ανθρακικές στρώσεις ασβεστόλιθων και δολομιτών (Τριάσιο – Μέσο Ηώκαινο)	5,0
Αλλουβιακές αποθέσεις στα πρηνή των ρεμάτων (Ολόκαινο)	4,4

Πίνακας 3.2: Χρήσεις γης στην υδρολογική λεκάνη της Αλμυρίδας

Κατηγορίες χρήσεων γης	Ποσοστό %
Ελαιώνες	39,4
Φυσικά λιβάδια - Βοσκότοποι	1,6
Σκληροφυλλική βλάστηση	26,8
Αροτραίες καλλιέργειες	14,7
Συγκαλλιέργειες	11,0
Βοσκότοποι	6,2
Διακεκομμένη αστική δόμηση	0,3

Πίνακας 3.3: Καταγεγραμμένη βροχόπτωση στον βροχομετρικό σταθμό της Σούδας κατά τις μέρες της πλημμύρας της Αλμυρίδας.

16/10	Βροχόπτωση [mm]	17/10	Βροχόπτωση [mm]	18/10	Βροχόπτωση [mm]
		9:00	6,1	9:00	1,3
		10:00	8,0	10:00	3,2
		11:00	8,0	11:00	2,2
		12:00	15,7	12:00	1,1
		13:00	18,5	13:00	0,2
		14:00	25,2	14:00	0,2
		15:00	8,0	15:00	0,1
		16:00	12,2	16:00	0,0
		17:00	2,6	17:00	0,0
		18:00	1,1	18:00	0,0
		19:00	1,9	19:00	0,2
		20:00	0,3	20:00	0,0
		21:00	2,0	21:00	0,0
		22:00	4,7	22:00	0,0
		23:00	1,5	23:00	0,0
		00:00	0,3	00:00	0,0
1:00	0,3	1:00	2,5		
2:00	1,1	2:00	2,5		
3:00	1,2	3:00	5,5		
4:00	0,2	4:00	0,0		
5:00	0,4	5:00	5,5		
6:00	1,2	6:00	5,3		
7:00	1,0	7:00	4,6		
8:00	0,8	8:00	0,1		

4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Επεξεργασία δεδομένων ραντάρ

Ανάπτυξη λογισμικού

Κατά τη διάρκεια της παρούσας εργασίας υλοποιήθηκε ένα πειραματικό λογισμικό για την ανάλυση και την οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων από τα δεδομένα μετεωρολογικού ραντάρ. Σκοπός είναι η εφαρμογή της μεθοδολογίας που παρουσιάστηκε αλλά και η εύκολη ενσωμάτωση καινοτόμων λειτουργιών σε ένα εύχρηστο περιβάλλον για την διεξαγωγή δοκιμών. Αυτές οι λειτουργίες περιλαμβάνουν προ-επεξεργασία, φιλτράρισμα και απεικόνιση των δεδομένων καθώς και εντοπισμό και παρακολούθηση καταιγίδων. Μεταξύ των στόχων του νέου αυτού λογισμικού είναι επίσης η δυνατότητα φορητότητας και η δυνατότητα εξαγωγής δεδομένων σε λογισμικά ΓΠΣ για την περαιτέρω επεξεργασία και απεικόνιση. Μια συνοπτική περιγραφή της δομής του λογισμικού παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.1. Το λογισμικό αυτό αναπτύχθηκε σε MATLAB και για την εύκολη χρήση του διαθέτει γραφικό περιβάλλον εργασίας.

Όπως συμβαίνει με όλα τα περιβαλλοντικά δεδομένα, η οπτικοποίηση τους είναι ένα απαραίτητο εργαλείο ανάλυσης και αναζήτησης (Tsanis and Gad, 2001). Στην λειτουργία απεικόνισης δεδομένων, έχουν υλοποιηθεί μέχρι στιγμής δύο ειδών απεικονίσεις. Η βασικότερη απεικόνιση είναι η PPI (Plan Position Indicator), όπως φαίνεται στην Εικόνα 4.2, όπου ο πομπός του ραντάρ τοποθετείται στο κέντρο της οθόνης, με τον βορρά να βρίσκεται στο πάνω μέρος. Ίσες αποστάσεις από τον πομπό μπορούν να διαγραφούν σε ομόκεντρους κύκλους γύρω από αυτόν. Δεδομένου ότι τα στοιχεία του ραντάρ ανανεώνονται με κάθε περιστροφή, το ίχνος του PPI φαίνεται να σαρώνει ομόκεντρα την οθόνη. Η ένταση του σήματος απεικονίζει την ανακλαστικότητα σε μια συγκεκριμένη ανύψωση του ραντάρ, συνεπώς είναι δυνατόν να υπάρχει ένα προϊόν PPI για κάθε γωνία ανύψωσης του ραντάρ. Η δεύτερη απεικόνιση που έχει υλοποιηθεί και είναι συγγενική της PPI είναι η οριζόντια σύνθεση των επιμέρους προϊόντων για διάφορες γωνίες ανύψωσης του πομπού. Με το τρόπο αυτό μπορούν να παραχθούν διάφορα προϊόντα όπως το Vertical Composite που απεικονίζει τη μέγιστη ανακλαστικότητα της στήλης πάνω από το έδαφος για όλες τις σαρώσεις.

Το λογισμικό περιλαμβάνει μια λειτουργία επιλογής φίλτρων μεταξύ μια σειράς διαθέσιμων επιλογών όπως φίλτρα διέλευσης χαμηλών συχνοτήτων, φίλτρα αποκοπής ή συνδυασμός τους. Επίσης υπάρχει δυνατότητα υπολογισμού του ρυθμού βροχόπτωσης με τη χρήση μιας από τις προεπιλεγμένες σχέσεις της βιβλιογραφίας ή με την εισαγωγή νέων παραμέτρων της εξίσωσης $Z - R$. Η λειτουργία του εντοπισμού νεφών επιτρέπει στο χρήστη την επιλογή παραμέτρων για την αποτύπωση των νεφών ελάχιστης επιθυμητής ακτίνας και ανακλαστικότητας. Σε επόμενο στάδιο, ο χρήστης μπορεί με τη λειτουργία παρακολούθησης τροχιάς νέφους να επιτύχει τη σύνδεση των νεφών με διανύσματα για τον υπολογισμό της κατεύθυνσης και της ταχύτητάς τους. Τα οπτικά αποτελέσματα του λογισμικού μπορούν να εμφανιστούν στην οθόνη ή να αποθηκευτούν σε απλά αρχεία εικόνας. Μεγάλη σημασία έχει η δυνατότητα παραγωγής αρχείων που εμπεριέχουν στοιχεία γεωαναφοράς, όπως τα Geotiff (Burrows, 2000), τα shapefiles και τα arcgrids (ESRI, 1992). Οι παραπάνω μορφές αρχείων μπορούν να χρησιμοποιηθούν από εφαρμογές ΓΣΠ της ESRI δίνοντας έτσι στο χρήστη τη δυνατότητα να τα συνδυάσει άμεσα με άλλα γεωγραφικά δεδομένα και να πραγματοποιήσει μαθηματικούς υπολογισμούς.

Εφαρμογή λογισμικού

Το λογισμικό που αναπτύχθηκε χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση δύο γεγονότων βροχής που έλαβαν χώρα στο νησί της Κρήτης. Για την ανάλυση των γεγονότων έγινε αντιπαραβολή των δεδομένων που συλλέχθηκαν από το μετεωρολογικό ραντάρ της Σούδας με τα βροχομετρικά στοιχεία που παραχωρήθηκαν από τους βροχομετρικούς σταθμούς υψηλής ανάλυσης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Στην Εικόνα 4.3 φαίνεται ένα παράδειγμα της οπτικής βελτίωσης των δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ με την χρήση φίλτρων. Στις επάνω απεικονίσεις είναι ορατό το φαινόμενο clutter, δηλαδή η δημιουργία ανακλάσεων από την τοπογραφία, πάνω από τα πεδινά της Κρήτης. Το φαινόμενο αυτό καταστέλλεται μερικώς με την εφαρμογή φίλτρων. Επίσης τα δεδομένα αποκτούν μεγαλύτερη συνέχεια, κάτι που θεωρείται πιο ρεαλιστικό αφού οι απότομες μεταβολές σπάνια συναντώνται στη φύση. Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιήθηκε ως μέρος της επεξεργασίας των δεδομένων και όπως φαίνεται παρακάτω, εκτός από την

οπτική βελτίωση τους, είχε ως αποτέλεσμα την ελάττωση της αβεβαιότητας στα αποτελέσματα της ανάλυσης.

Το πρώτο γεγονός που αναλύθηκε έλαβε χώρα κατά τις 20-22 Σεπτεμβρίου του 2008 και προκλήθηκε από ένα σύστημα ΝΔ προέλευσης (Εικόνα 4.4). Ο Πίνακας 4.1 περιλαμβάνει τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση του γεγονότος, την απόστασή τους από το ραντάρ της Σούδας, το μέγιστο ρυθμό βροχόπτωσης που καταγράφηκε κατά τη διάρκεια του γεγονότος και το μέγιστο συντελεστή ανακλαστικότητας που καταγράφηκε πάνω από το σταθμό. Όπως φαίνεται, η μέγιστη συνολική βροχόπτωση καταγράφηκε στο σταθμό της Σαμαριάς (38,4mm) ενώ μέγιστη ωριαία βροχόπτωση καταγράφηκε στο σταθμό του Ρεθύμνου (67,2mm) στις 14:35 της 21/9. Την ίδια ώρα καταγράφηκε και ο μέγιστος συντελεστής ανακλαστικότητας (59,5dbZ) πάνω από το σταθμό του Ρεθύμνου, ενώ η μέγιστη ανακλαστικότητα για το γεγονός καταγράφηκε πάνω από το σταθμό του Ηρακλείου στην Κνωσό (68,4dbZ). Η Εικόνα 4.5 δείχνει τις μετρήσεις βροχής και τον συντελεστή ανακλαστικότητας πάνω από το σταθμό του Ρεθύμνου για όλη τη διάρκεια του γεγονότος.

Η ανάλυση των δεδομένων έγινε σε τρία στάδια. Αρχικά τα δεδομένα τοποθετήθηκαν σε λογαριθμικό διάγραμμα όπου ο παράγοντας ανακλαστικότητας συσχετίστηκε με το ρυθμό βροχόπτωσης για όλους του σταθμούς με διαθέσιμα δεδομένα. Η Εικόνα 4.6α δείχνει τη συσχέτιση των δεδομένων πριν αυτά υποστούν επεξεργασία. Όπως φαίνεται από την Εικόνα 4.6α, υπάρχει μεγάλη αβεβαιότητα για τιμές χαμηλού ρυθμού βροχόπτωσης (κάτω από 1mm/h), γεγονός που μεταφράζεται σε μεγάλη διασπορά τιμών συντελεστή ανακλαστικότητας εκτός του διαστήματος εμπιστοσύνης 95%. Η σχέση $Z - R$ που προκύπτει από τη γραμμική παρεμβολή των σημείων στη φάση αυτή είναι $Z = 984R^{1,36}$ με συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0,23$. Οι συντελεστές της σχέσης αυτής διαφέρουν σημαντικά από σχέσεις της βιβλιογραφίας. Σε δεύτερη φάση (Εικόνα 4.6β) οι τιμές χαμηλής βροχόπτωσης αποκόπονται από το δείγμα χωρίς να υπάρχει ουσιαστική βελτίωση του αποτελέσματος. Τέλος, συσχετίζεται ο ρυθμός βροχόπτωσης μετά από αποκοπή χαμηλών τιμών με τον παράγοντα ανακλαστικότητας φιλτραρισμένο με τη μέθοδο Wiener. Στην Εικόνα 4.6γ φαίνεται ότι οι τιμές του επεξεργασμένου δείγματος βρίσκονται σε μεγάλο βαθμό εντός του διαστήματος εμπιστοσύνης οδηγώντας στον

υπολογισμό της σχέσης $Z = 43,6R^{2,1}$. Παρόλο που η σχέση αυτή μπορεί να συγκριθεί άμεσα με τις σχέσεις της βιβλιογραφίας (Εικόνα 4.7), ο συντελεστής συσχέτισης R^2 είναι πολύ χαμηλός δίνοντας χώρο για ένα μεγάλο εύρος αβεβαιότητας στο διάστημα εμπιστοσύνης 95%. Έτσι η σχέση $Z - R$ για το συγκεκριμένο γεγονός μπορεί να δεχθεί συντελεστές a και b στα διαστήματα $[4,4 - 430]$ και $[1,9 - 2,3]$ αντίστοιχα.

Το δεύτερο γεγονός που αναλύθηκε έλαβε χώρα στις 8 Νοεμβρίου του 2009 και προκλήθηκε από ένα σύστημα που κινήθηκε από Δ προέλευση (Εικόνα 4.8). Ο Πίνακας 4.2 δείχνει τους σταθμούς που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση του γεγονότος, την απόστασή τους από το ραντάρ της Σούδας, το μέγιστο ρυθμό βροχόπτωσης που καταγράφηκε κατά τη διάρκεια του γεγονότος και το μέγιστο συντελεστή ανακλαστικότητας που καταγράφηκε πάνω από το σταθμό. Όπως φαίνεται, η μέγιστη συνολική βροχόπτωση καταγράφηκε στο σταθμό του Ηρακλείου στην Κνωσό (36,8mm) όπου καταγράφηκε και η μέγιστη ωριαία βροχόπτωση (60,8mm) στις 7:00 το πρωί. Την ίδια ώρα καταγράφηκε και ο μέγιστος συντελεστής ανακλαστικότητας (50,1dbZ) πάνω από το σταθμό της Κνωσού, ενώ παρόμοιες μέγιστες τιμές σημειώθηκαν στους σταθμούς της Σαμαριάς, των Ανωγείων και του λιμένα του Ηρακλείου. Στην Εικόνα 4.9 φαίνονται οι μετρήσεις βροχής και συντελεστή ανακλαστικότητας πάνω από το σταθμό της Σαμαριάς για όλη τη διάρκεια του γεγονότος.

Και στην περίπτωση αυτή τα δεδομένα αναλύθηκαν σε τρία στάδια. Παρόλο που συνολικά παρατηρήθηκαν μικρότεροι ρυθμοί βροχόπτωσης, τα δεδομένα είχαν καλύτερη ποιότητα, γεγονός που μπορεί να αποδοθεί στην συντήρηση του ραντάρ κατά το διάστημα που μεσολάβησε. Τα δεδομένα πριν από οποιαδήποτε επεξεργασία φαίνονται στην Εικόνα 4.10α όπου φαίνεται ξανά πως για τιμές χαμηλού ρυθμού βροχόπτωσης (κάτω από 1mm/h) η αβεβαιότητα είναι σημαντική. Η σχέση $Z - R$ που προκύπτει από τη γραμμική παρεμβολή των σημείων στη φάση αυτή είναι $Z = 3193R^{0,81}$ με συντελεστή συσχέτισης $R^2 = 0,35$. Με βάση τη βιβλιογραφία η παραπάνω σχέση δεν έχει ρεαλιστικούς συντελεστές. Κατά την αποκοπή των χαμηλών τιμών βροχόπτωσης (Εικόνα 4.10β), η σχέση που υπολογίζεται από τη γραμμική παρεμβολή βελτιώνεται σημαντικά ενώ ο συντελεστής συσχέτισης παραμένει στα ίδια επίπεδα. Τέλος, μετά τη χρήση του φίλτρου Wiener (Εικόνα 4.6γ) φαίνεται ότι οι τιμές του επεξεργασμένου

δείγματος βρίσκονται σε μεγάλο βαθμό εντός του διαστήματος εμπιστοσύνης δίνοντας τη σχέση $Z = 531R^{1,38}$ με $R^2 = 0,46$. Η παραπάνω σχέση είναι συγκρίσιμη με αυτές της βιβλιογραφίας (Εικόνα 4.11), πλησιάζοντας σημαντικά τη σχέση $Z = 486R^{1,37}$ που έχει εφαρμοστεί σε καταιγίδες. Λαμβάνοντας υπόψη την αβεβαιότητα που παρουσιάζεται στη βιβλιογραφία, ο συντελεστής συσχέτισης R^2 κινείται σε ικανοποιητικά επίπεδα. Στο διάστημα εμπιστοσύνης 95% η σχέση $Z - R$ για το συγκεκριμένο γεγονός μπορεί να δεχθεί συντελεστές a και b στα διαστήματα $[329, 857]$ και $[1,32, 1,45]$ αντίστοιχα. Τα διαστήματα αυτά εμπεριέχονται στις καμπύλες που υπολογίστηκαν για το γεγονός της 20-22 Σεπτεμβρίου 2008, συνεπώς μπορεί με κάποια επιφύλαξη να υποτεθεί ότι η νέα σχέση αντιπροσωπεύει ικανοποιητικά και τα δύο γεγονότα.

Μια ακόμα εφαρμογή του λογισμικού φαίνεται στην Εικόνα 4.12, όπου γίνεται εντοπισμός και παρακολούθηση της τροχιάς νεφών για ένα σύντομο περιστατικό που έλαβε χώρα στις 23 Νοεμβρίου 2008. Τα διανύσματα αντιστοιχούν στην κίνηση που καταγράφηκε μέσα σε διάστημα 100 λεπτών με δεκάλεπτη δειγματοληψία. Στις τρεις στάσεις που φαίνονται στην Εικόνα 4.12 τα διανύσματα παραμένουν σταθερά ενώ η απεικόνιση του παράγοντα ανακλαστικότητας κινείται κατά την τροχιά που αποτυπώνεται από τα διανύσματα. Ο αλγόριθμος που εφαρμόστηκε εντόπισε συνολικά 18 κέντρα νεφών στα οποία αντιστοιχήθηκαν 51 τμήματα τροχιάς που τελικά σχημάτισαν 9 διανύσματα, διαφορετικού μήκους το καθένα. Το μήκος των διανυσμάτων είναι κατά μέσο όρο $46 \pm 12 \text{ km}$. Έτσι μπορεί να υπολογιστεί, εκτός από τη διεύθυνση κάθε νέφους και η ταχύτητα κίνησής τους, που στην περίπτωση αυτή είναι $28 \pm 7 \text{ km/h}$.

Μεταπλημμυρική Έρευνα

Μετεωρολογική ανάλυση

Η ανάλυση πιέσεων στην επιφάνεια της θάλασσας (Εικόνα 4.13) δείχνει ότι ένα χαμηλό βαρομετρικό βρίσκεται ήδη πάνω από την κεντρική Μεσόγειο από τις 16 Οκτωβρίου 2006 στις 00:00 UTC (Εικόνα 4.13α). Το χαμηλό αυτό με κέντρο μια πίεση 1010hPa πάνω από την Μάλτα κινείται με ταχύτητα ανατολικά, ενώ παράλληλα βαθαίνει με αποτέλεσμα στις 17 Οκτωβρίου και ώρα 00:00 UTC (Εικόνα 4.13β) να έχει επίκεντρο ΝΔ της Κρήτης με ένταση 1.006hPa. Μέσα στις επόμενες 24h το χαμηλό βρομετρικό

διασχίζει το νησί της Κρήτης και καταλήγει πάνω από τη Ρόδο με μικρές αλλαγές ως προς την έντασή του. Στις ισοβαρείς των 300hPa, η κεντρική Μεσόγειος καλύπτεται από μία ασθενή ΝΔ ροή αερίων μαζών, κάτι που αλλάζει σημαντικά μέσα στις επόμενες 24 ώρες, με το σχηματισμό μιας ύφεσης με κατεύθυνση από ΒΑ προς ΝΔ και ισχυρή θετική σχετική περιδίνηση. Αυτή η θερμοαγωγική περιδίνηση στη συνέχεια ενισχύεται με αποτέλεσμα στις 18 Οκτωβρίου και στις 00:00 UTC (Εικόνα 4.13γ) να βρίσκεται πάνω από το νησί της Κρήτης τέμνοντας κάθετα τις ισοβαρείς των 300hPa.

Από την ανάλυση των δορυφορικών εικόνων Meteosat διακρίνεται το κέντρο του κυκλωνικού συστήματος να μετακινείται κατά 198km μέσα σε διάστημα 2,5 ωρών ή με ταχύτητα περίπου 80km/h και γενική κατεύθυνση ΒΒΑ (Εικόνα 4.14α). Στις 8:57 UTC ένας δεύτερος σχηματισμός αρχίζει να δημιουργείται στη ΒΔ πλευρά της Κρήτης έχοντας ΒΑ κατεύθυνση (Εικόνα 4.14β). Στην Εικόνα 4.14γ φαίνεται η μετατόπιση του συνολικού συστήματος καθώς και του μικρότερου σχηματισμού που προωθείται με ταχύτητα 54km/h. Την ίδια ώρα (12:57 τοπική - 09:42 UTC) το μέτωπο προσεγγίζει την περιοχή του Ακρωτηρίου Χανίων όπου είναι και η θέση του βροχόμετρου της Σούδας. Στο διάστημα αυτή το βροχόμετρο της Σούδας η βροχόπτωση που καταγράφηκε είναι 18,5mm. Το δευτερεύον αυτό σύστημα παραμένει ενεργό πάνω από την Κρήτη ακόμα και μετά την απομάκρυνση του αρχικού κυκλωνικού συστήματος. Κατά την κίνησή του για περίπου 85,5km με μέση ταχύτητα περίπου 43km/h, διέρχεται πάνω από την οροσειρά των Λευκών Ορέων γεγονός που αλλάζει την εμφάνιση και τη δομή του όπως φαίνεται από τις δορυφορικές φωτογραφίες. Μεταξύ 13:00 και 14:00 τοπική ώρα (10:00 - 11:00 UTC), στο σύστημα αυτό παραμένει πάνω από την περιοχή του Ακρωτηρίου παράγοντας μέγιστη καταγεγραμμένη βροχόπτωση 25mm (δεκάλεπτες παρατηρήσεις). Παρόλα αυτά, ο σχηματισμός αυτός επηρεάζει την περιοχή της Αλμυρίδας μόνο περιφερειακά.

Αντίθετα, ένας άλλος σχηματισμός αρχίζει να οργανώνεται πάνω από την υδρολογική λεκάνη της Αλμυρίδας λίγο μετά τις 11:00 τοπική ώρα (Εικόνα 4.14γ με κόκκινο). Ο σχηματισμός αυτός ακολουθεί μια διεύθυνση Δ προς ΒΔ (Εικόνα 4.14ε και Εικόνα 4.14δ) και φαίνεται να αυξάνει σε διάμετρο από 22km σε 38 στις 9:27 UTC και τελικά σε 47km στις 9:42 UTC. Μέχρι τη στιγμή εκείνη (12:42 τοπική ώρα) ο σχηματισμός έχει

περάσει πάνω από την Αλμυρίδα και το μεγαλύτερο μέρος του φαίνεται να βρίσκεται πάνω από την θάλασσα (Εικόνα 4.14δ). Η ταχύτητα του σχηματισμού αυτού είναι κατά προσέγγιση 66km/h. Από τις παρατηρήσεις συνάγεται ότι ο δευτερεύον σχηματισμός που πέρασε πάνω από την περιοχή της Αλμυρίδας προκάλεσε σημαντική ποσότητα βροχόπτωσης μέσα σε διάστημα μόλις 30min. Η βροχόπτωση αυτή ενίσχυσε τις επιφανειακές ροές που είχαν ήδη δημιουργηθεί κατά το προηγούμενο χρονικό διάστημα.

Ανάλυση δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ

Τα δεδομένα ραντάρ επεξεργάστηκαν κατάλληλα ώστε από την αρχική τους μορφή σφαιρικών συντεταγμένων να μεταφερθούν σε επίπεδο καρτεσιανό σύστημα και μετά σε στο ελληνικό γεωγραφικό σύστημα αναφοράς. Σύμφωνα με τη μεθοδολογία, λήφθηκαν υπόψη οι ατμοσφαιρικές παραμορφώσεις χρησιμοποιώντας τις παραδοχές που συνηθίζεται στις μετεωρολογικές εφαρμογές. Για κάθε χρονικό βήμα καταγραφής του ραντάρ, το τελικό προϊόν αποτελούνταν από γεωαναφερμένα δεδομένα ψηφίδας χωρικής ανάλυσης 500m×500m. Στη συνέχεια οι παρατηρήσεις επεξεργάστηκαν με ένα φίλτρο Wiener και ένα φίλτρο αποκοπής συχνοτήτων κάτω από 15db, που όπως φάνηκε από τα αποτελέσματα της εφαρμογής του λογισμικού σε άλλα γεγονότα, λειτούργησαν ικανοποιητικά. Μετά την αφαίρεση του θορύβου και των μικρών τιμών ανακλαστικότητας, έγινε σαφές ότι το σύστημα προσομοίαζε ένα κυκλωνικό σχηματισμό διαμέτρου περίπου 200 με 250km (Εικόνα 4.15). Επίσης, η χρήση της μεθόδου εντοπισμού και παρακολούθησης νεφών παρήγαγε διανύσματα κίνησης. Για την καλύτερη οπτικοποίηση των αποτελεσμάτων και των τροχιών, τα δεδομένα αποθηκεύτηκαν σε κατάλληλα αρχεία arcgrid και shape και εισήχθησαν σε λογισμικό ΓΣΠ. Οι παραγόμενες απεικονίσεις (Εικόνα 4.15) δείχνουν την κίνηση μεμονωμένων νεφών μέσα στο σχηματισμό για το διάστημα 12:13 ως 12:58 (09:13 – 09:58 UTC).

Ο Πίνακας 4.3 δείχνει τους ρυθμούς βροχόπτωσης που μπορούν να υπολογιστούν χρησιμοποιώντας κάποιες από τις σχέσεις $Z - R$ της βιβλιογραφίας για ενδεικτικούς συντελεστές ανακλαστικότητας από 15 ως και 55dbZ. Στον πίνακα φαίνονται επίσης τα αποτελέσματα για την τιμή των 40,33dbZ που είναι ο μέγιστος συντελεστής ανακλαστικότητας που μετρήθηκε από το ραντάρ της Σούδας μόλις 2,5km έξω από τη λεκάνη της Αλμυρίδας. Η μέτρηση αυτή έγινε στις 12:13, λίγα μόνο λεπτά μετά τη

χρονική στιγμή που υπολογίζεται ότι η ένταση της βροχόπτωσης έγινε μέγιστη πάνω από την περιοχή της Αλμυρίδας (Εικόνα 4.16). Οι μέγιστες τιμές ρυθμού βροχόπτωσης δίνονται από τις σχέσεις Rosenfeld Tropical και Jorgensen and Willis (Πίνακας 4.3). Αντίθετα, η σχέση $Z = 531 R^{1.38}$ που εξάχθηκε από άλλα γεγονότα στην Κρήτη δίνει σημαντικά χαμηλότερη εκτίμηση, από 5,7 ως 14,1mm/h λαμβάνοντας υπόψη και την αβεβαιότητα που υπολογίστηκε παραπάνω (Εικόνα 4.11). Δεδομένου ότι ο μέγιστος ρυθμός βροχόπτωσης που καταγράφηκε από το βροχόμετρο της Σούδας ήταν 25,2mm/h, οι προσεγγίσεις τόσο με τη σχέση Rosenfeld Tropical (23,0 mm/h) όσο και τη Jorgensen and Willis (27,1mm/h) κρίνονται ρεαλιστικές.

Προσομοίωση πλημμύρας

Με βάση την παραπάνω ανάλυση των μετεωρολογικών φαινομένων που έλαβαν χώρα στην περιοχή της Αλμυρίδας την 17^η Οκτωβρίου 2006, δημιουργήθηκε ιδεατή βροχόπτωση ημίωρου βήματος. Η Εικόνα 4.17 δείχνει τη σύγκριση της βροχόπτωσης αυτής με την καταγεγραμμένη βροχή στο σταθμό της Σούδας, ανηγμένη σε ημίωρο βήμα. Παρατηρείται ότι η μέγιστη ένταση στην ιδεατή βροχόπτωση σημειώνεται στις 12:00 σε αντίθεση με την καταγεγραμμένη χρονοσειρά με μέγιστη τιμή στις 14:00. Επίσης, όπως καταγράφηκε από το μετεωρολογικό ραντάρ, η ένταση της βροχόπτωσης πάνω από την Αλμυρίδα ελαττώνεται σημαντικά μέσα στις επόμενες ώρες. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνεται τόσο από τις μαρτυρίες των κατοίκων όσο και από τις φωτογραφίες που ανακτήθηκαν κατά την μεταπλημμυρική έρευνα. Στις τελευταίες (Εικόνα 3.14α και β) φαίνεται ότι η στάθμη του ρέματος στις 17:00 είναι περίπου 30cm. Ο συνολικός όγκος της βροχόπτωσης εντός της υδρολογικής λεκάνης της Αλμυρίδας υπολογίστηκε σε περίπου 4,8Mm³.

Ανάλυση ευαισθησίας

Αρχικά διερευνήθηκε η μεταβολή της στάθμης και της παροχής του ρέματος σε διατομή ελέγχου, σε σχέση με τη χωρική κατανομή της βροχόπτωσης. Η διαδικασία αυτή έγινε με βάση τις ιδεατές πραγματοποιήσεις που δημιουργήθηκαν χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Monte Carlo. Τα όρια μέσα στα οποία κινήθηκαν οι τιμές της παροχής και της στάθμης φαίνονται στην Εικόνα 4.18. Η μέγιστη πλημμυρική παροχή στο σημείο ελέγχου

υπολογίστηκε στο διάστημα $[157, 187]\text{m}^3/\text{s}$ ενώ το ύψος της στάθμης τη στιγμή εκείνη υπολογίστηκε στο διάστημα $[1,5, 1,6]\text{m}$. Στα ευνοϊκότερα σενάρια, ο σχηματισμός περνάει από το ΝΑ μέρος της λεκάνης, μακριά από την εκβολή του ρέματος, δίνοντας έτσι περισσότερο χρόνο στις διεργασίες της απορροής. Στα δυσμενή σενάρια, ο σχηματισμός περνά από το ΒΔ τμήμα της λεκάνης, κοντά στην εκβολή του ρέματος προκαλώντας έτσι μεγαλύτερη πλημμυρική αιχμή. Λαμβάνοντας υπόψη τη σχετικά μικρή μεταβολή στη χωρική κατανομή των δεδομένων της βροχόπτωσης, η μεταβολή που προκαλείται στην παροχή (16%) είναι αξιοσημείωτη. Αντίθετα η μέγιστη στάθμη επηρεάζεται σε μικρότερο βαθμό.

Όσον αφορά τις παραμέτρους του μοντέλου, διερευνήθηκε η μεταβολή της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας στα διαστήματα της λεκάνης. Η μέση κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα μεταβλήθηκε στο διάστημα $[2,2 \cdot 10^{-7}, 13,6 \cdot 10^{-7}]$ με ουσιαστικό αποτέλεσμα την μεταβολή της περατότητας του εδάφους. Αύξηση της κορεσμένης υδραυλικής είχε ως αποτέλεσμα την ελάττωση του λόγου του όγκου της συνολική απορροής προς τη συνολική βροχόπτωση (συντελεστής απορροής) από 0,63 σε 0,35. Παράλληλα, αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της στάθμης και της παροχής χωρίς σημαντική αλλαγή του χρόνου υστέρησης της παροχής αιχμής από την αιχμή της βροχόπτωσης, όπως φαίνεται στην Εικόνα 4.19. Σε υδρολογικές λεκάνες χωρίς σταθερή καταγραφή της απορροής, η υδραυλική αγωγιμότητα συνδέεται με μεγάλη αβεβαιότητα, ειδικότερα όταν σε αυτές συναντώνται καρστικοί σχηματισμοί. Έτσι ο συντελεστής απορροής μπορεί να βρίσκεται ακόμα και έξω από τα όρια για τα οποία έγιναν υπολογισμοί. Ειδικότερα σε γεγονότα ξαφνικής πλημμύρας, οι Maréchal *et al.* (2008) και Gaume *et al.* (2004) έχουν εντοπίσει περιπτώσεις όπου στην ίδια υδρολογική λεκάνη ο συντελεστής απορροής μπορεί να αυξηθεί από 0,15 σε σχεδόν 1,0 μεταξύ δύο κοντινών διαδοχικών γεγονότων βροχής. Η εξήγηση του φαινομένου αυτού βρίσκεται στην αποθήκευση του ύδατος στο έδαφος και τους καρστικούς σχηματισμούς κατά το πρώτο γεγονός με αποτέλεσμα την αδυναμία περεταίρω κατακράτησης ύδατος κατά το δεύτερο. Για τους παραπάνω λόγους η μέση κορεσμένη υδραυλική αγωγιμότητα της λεκάνης θεωρήθηκε σταθερή και ίση με αυτή που ορίζει η βιβλιογραφία για τους τύπους των εδαφών της υδρολογικής λεκάνης της Αλμυρίδας ($55 \cdot 10^{-6} \text{cm/s}$). Με βάση την τιμή αυτή, ο συντελεστής απορροής που υπολογίστηκε ήταν 0,51.

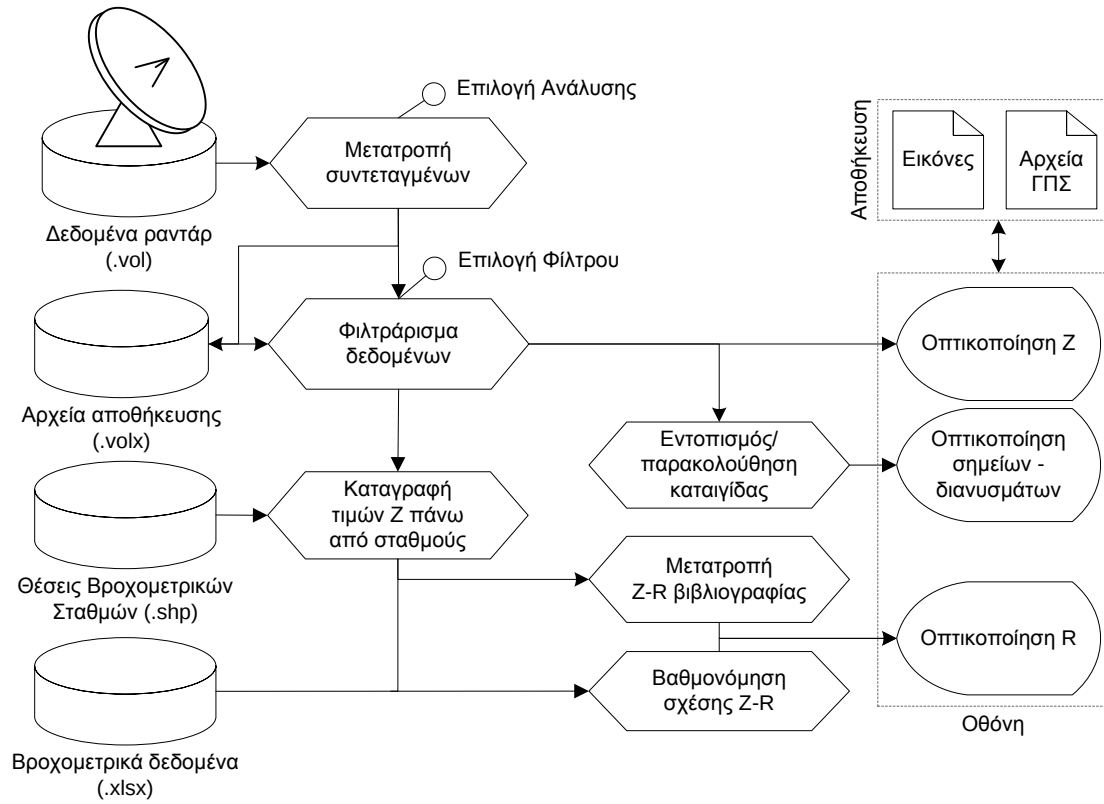
Μελετήθηκε επίσης το εύρος του συντελεστή Strickler ($1/n$) της επιφανειακής απορροής και η επίδρασή του στη στάθμη και τη παροχή σε διατομή ελέγχου του ρέματος. Ο συντελεστής διατηρήθηκε σταθερός για τον αστικό ιστό που εξάλλου αποτελεί μικρό ποσοστό της λεκάνης ενώ μεταβλήθηκε για τις καλλιεργήσιμες και δασικές εκτάσεις στα διαστήματα [1,25, 6,67] και [2,5, 5,13] αντίστοιχα. Η μεταβολή αυτή έγινε με βάση τις τιμές του συντελεστή Manning n για παρεμφερείς χρήσεις με αυτές που υποδεικνύουν οι χρήσεις γης με βάση το Corine Land Cover 2000 (JRC-EEA, 2005). Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης δείχνουν ότι αυξημένοι συντελεστές Strickler προκαλούν μείωση της στάθμης κατά την πλημμυρική αιχμή αλλά αύξηση της μέγιστης παροχής. Παράλληλα μεταβάλλεται η χρονική υστέρηση της πλημμυρικής αιχμής κατά 15 λεπτά, ενώ ο συντελεστής απορροής παραμένει αμετάβλητος. Συνολικά, η επίδραση της μεταβολής του Strickler $1/n$ στη λεκάνη φαίνεται στην Εικόνα 4.20, όπου η μέγιστη στάθμη κυμαίνεται από 1,7 ως 1,9m ενώ η παροχή κατά την πλημμυρική αιχμή από 154 ως 203m³/s.

Αντίστοιχα, η μεταβολή του συντελεστή Manning n στην κοίτη του ρέματος επιφέρει ανάλογες μεταβολές στη στάθμη και την παροχή στη διατομή ελέγχου. Η τραχύτητα του ρέματος μεταβλήθηκε στο διάστημα [0,03, 0,05] με αποτέλεσμα τη μεταβολή της στάθμης από 1,5 σε 2,0m και της παροχής αιχμής από 194 ως 213m³/s. Παρατηρείται ότι ο συντελεστής απορροής δεν επηρεάζεται από τη μεταβολή του συντελεστή Manning n στην κοίτη του ρέματος όπως και στην περίπτωση της μεταβολής της τραχύτητας στη λεκάνη απορροής. Όπως και στην περίπτωση της μεταβολής της τραχύτητας στη λεκάνη, έτσι και εδώ, ο συντελεστής απορροής δεν επηρεάζεται. Αντίθετα μεταβάλλεται η υστέρηση της πλημμυρικής αιχμής. Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα των μεταβολών στους συντελεστές τραχύτητας στη λεκάνη και στο ρέμα διαπιστώνονται ποιοτικές ομοιότητες και διαφορές στη μορφή της παροχής και της στάθμης. Έτσι, στην περίπτωση της μεταβολής της τραχύτητας στη λεκάνη, αυξημένες παροχές σημειώνονται πιο νωρίς, ενώ αντίθετα, με μεταβολή της τραχύτητας στο ρέμα, αυξημένες παροχές παρουσιάζουν μεγαλύτερη υστέρηση. Ως αναφορά τη στάθμη, από την Εικόνα 4.20 και Εικόνα 4.21 φαίνεται ότι η μεγαλύτερη αβεβαιότητα προκύπτει για το φθίνον μέρος του γραφήματος, δηλαδή κατά την πτώση της στάθμης.

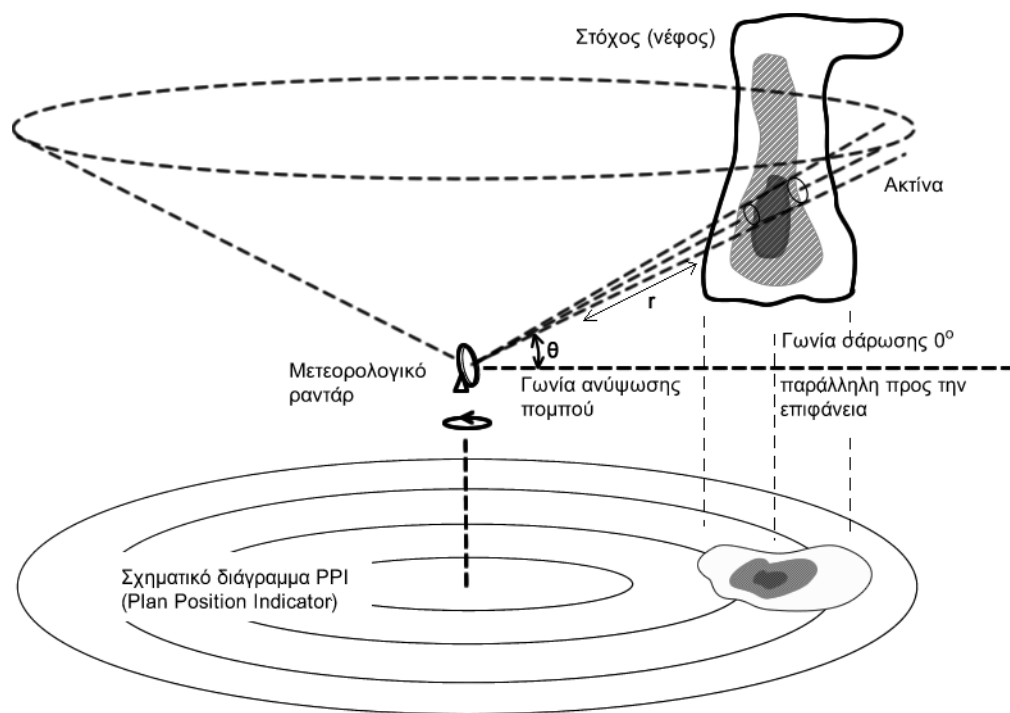
Αποτελέσματα προσομοίωσης

Οι μεταβολές των παραπάνω παραμέτρων (Strickler $1/n$ στη λεκάνη, Manning n στην κοίτη του ρέματος) και δεδομένων εισόδου (χωρικά κατανεμημένη βροχόπτωση) συνδυάστηκαν σε ένα σύνολο $5 \times 5 \times 10 = 250$ ψευδοτυχαίων δειγμάτων και χρησιμοποιήθηκαν για την υδρολογική προσομοίωση της λεκάνης με τη μέθοδο Monte Carlo. Τα όρια μέσα στα οποία κινούνται τα ανσάμπλ των αποτελεσμάτων φαίνονται στην Εικόνα 4.22. Παρατηρείται ότι με τη συμμεταβολή των δεδομένων, η μέγιστη στάθμη στη διατομή ελέγχου μπορεί να πάρει τιμές από 1,30 ως 2,10m ενώ η παροχή αιχμής μεταβάλλεται στο διάστημα $[130, 225]\text{m}^3/\text{s}$. Στα σχήματα φαίνεται επίσης το σενάριο με το οποίο βαθμονομήθηκε το μοντέλο με σκοπό να επιτευχθεί η στάθμη των 2,0m που καταγράφηκε ως η μέγιστη στάθμη στη διατομή ελέγχου, με βάση τα σημάδια που υάφησε πίσω της η πλημμύρα (Εικόνα 3.14). Παρατηρείται ότι η μορφή του υδρογραφήματος απαιτεί απότομη ανύψωση της στάθμης, η οποία αυξάνει μέσα σε λίγα λεπτά από περίπου 1,0 σε 2,0m, κάτι που είναι χαρακτηριστικό των ξαφνικών πλημμυρών. Επίσης, η παροχή του υδρογραφήματος για το σενάριο αυτό φτάνει κοντά στη μέγιστη ($225\text{m}^3/\text{s}$).

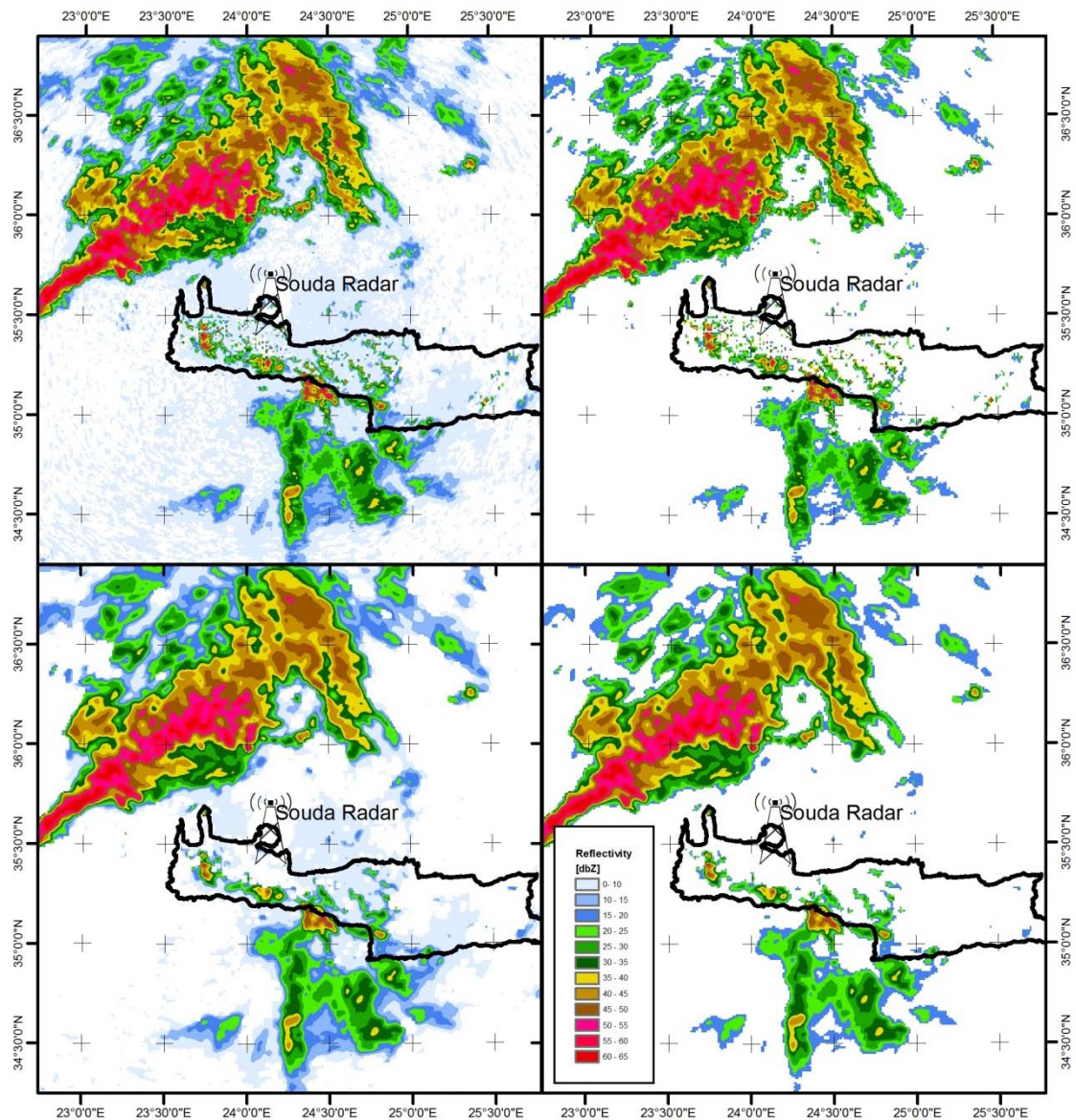
Εικόνες



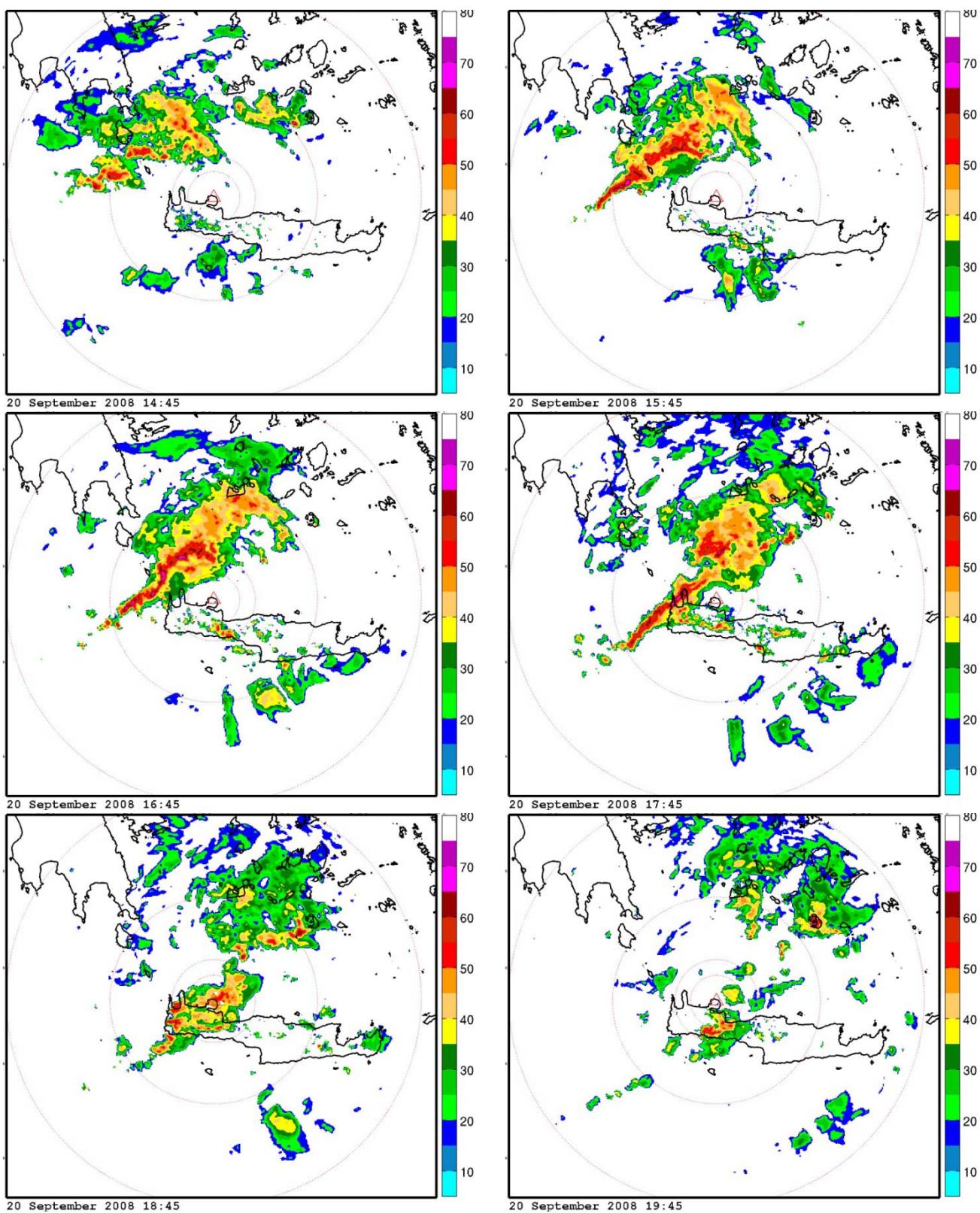
Εικόνα 4.1: Λειτουργικότητες λογισμικού επεξεργασίας δεδομένων ραντάρ.



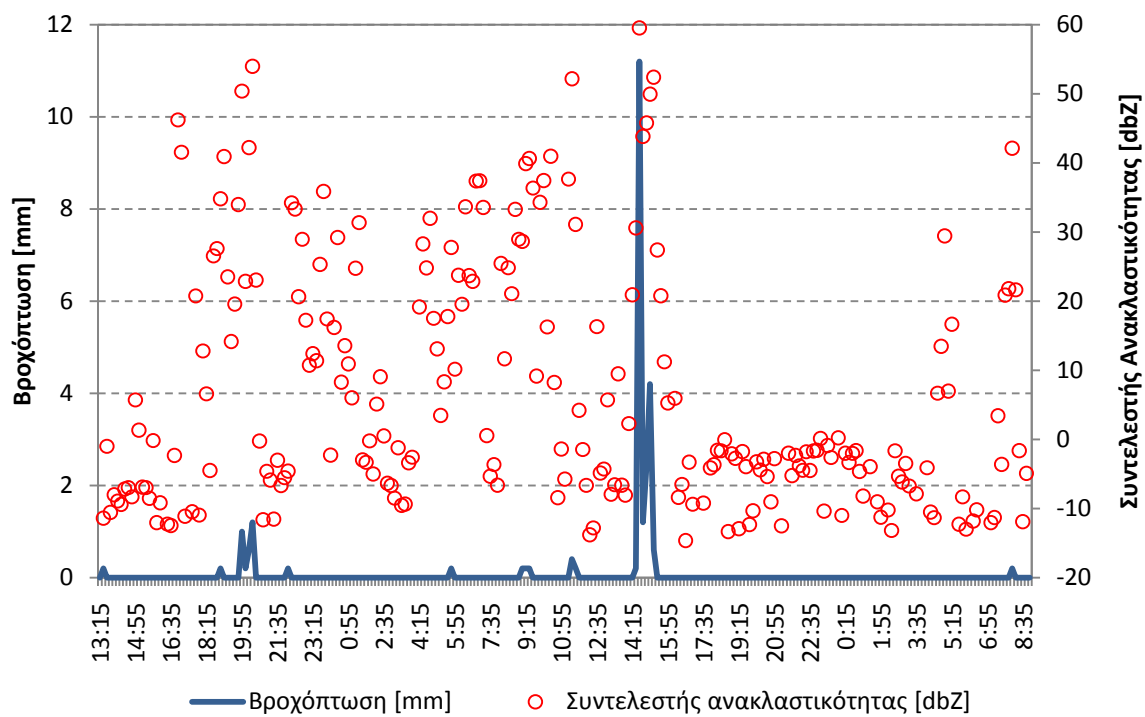
Εικόνα 4.2: Οπτική απεικόνιση PPI (Plan Position Indicator).



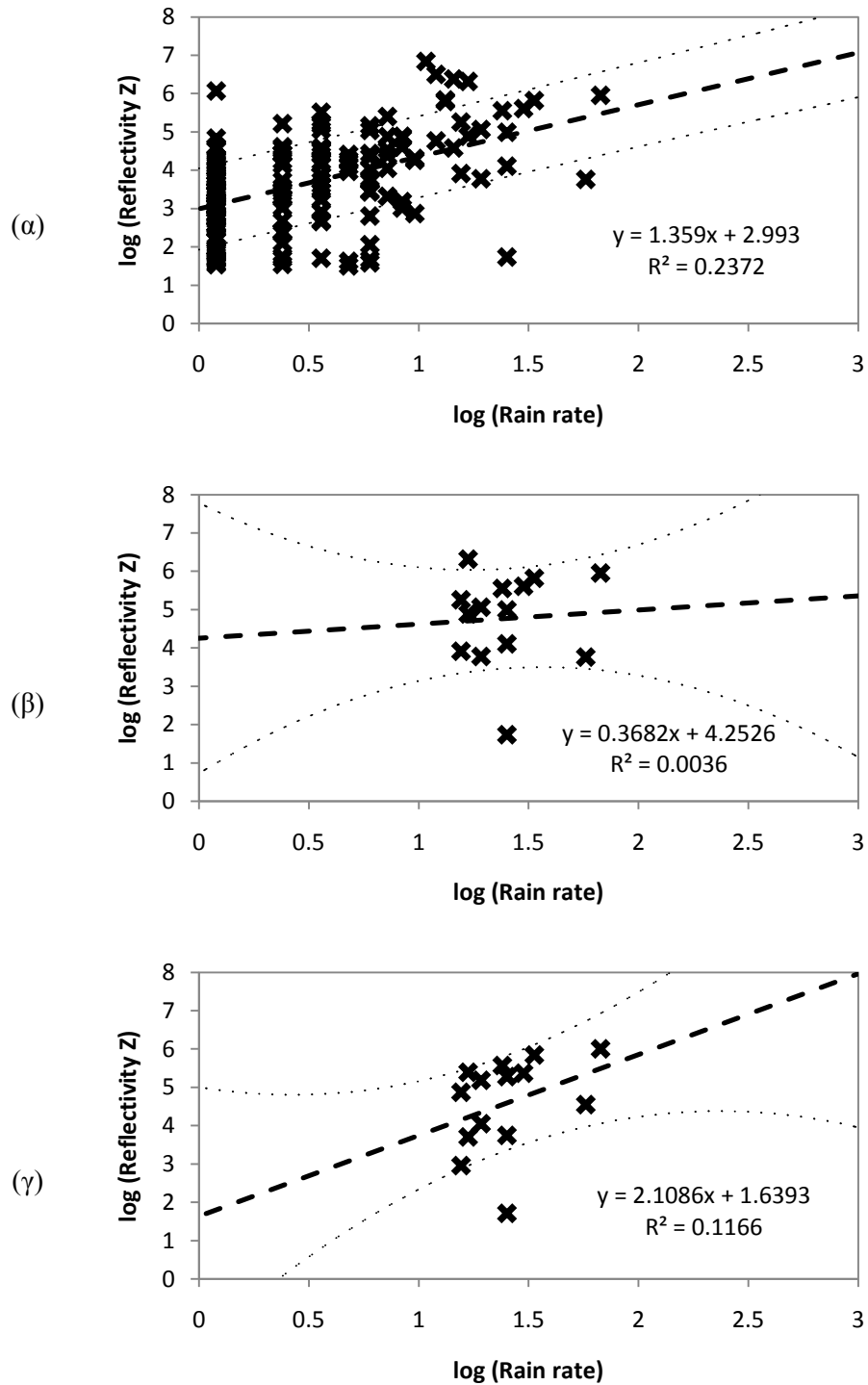
Εικόνα 4.3: Οπτικό αποτέλεσμα εφαρμογής φίλτρων σε μια λήψη του μετεωρολογικού ραντάρ. Επάνω αριστερά τα δεδομένα σε ακατέργαστη μορφή, επάνω δεξιά τα ίδια δεδομένα με εφαρμογή αποκοπής στα 15dbZ, κάτω αριστερά με εφαρμογή φίλτρου Wiener και τέλος με εφαρμογή και των δύο.



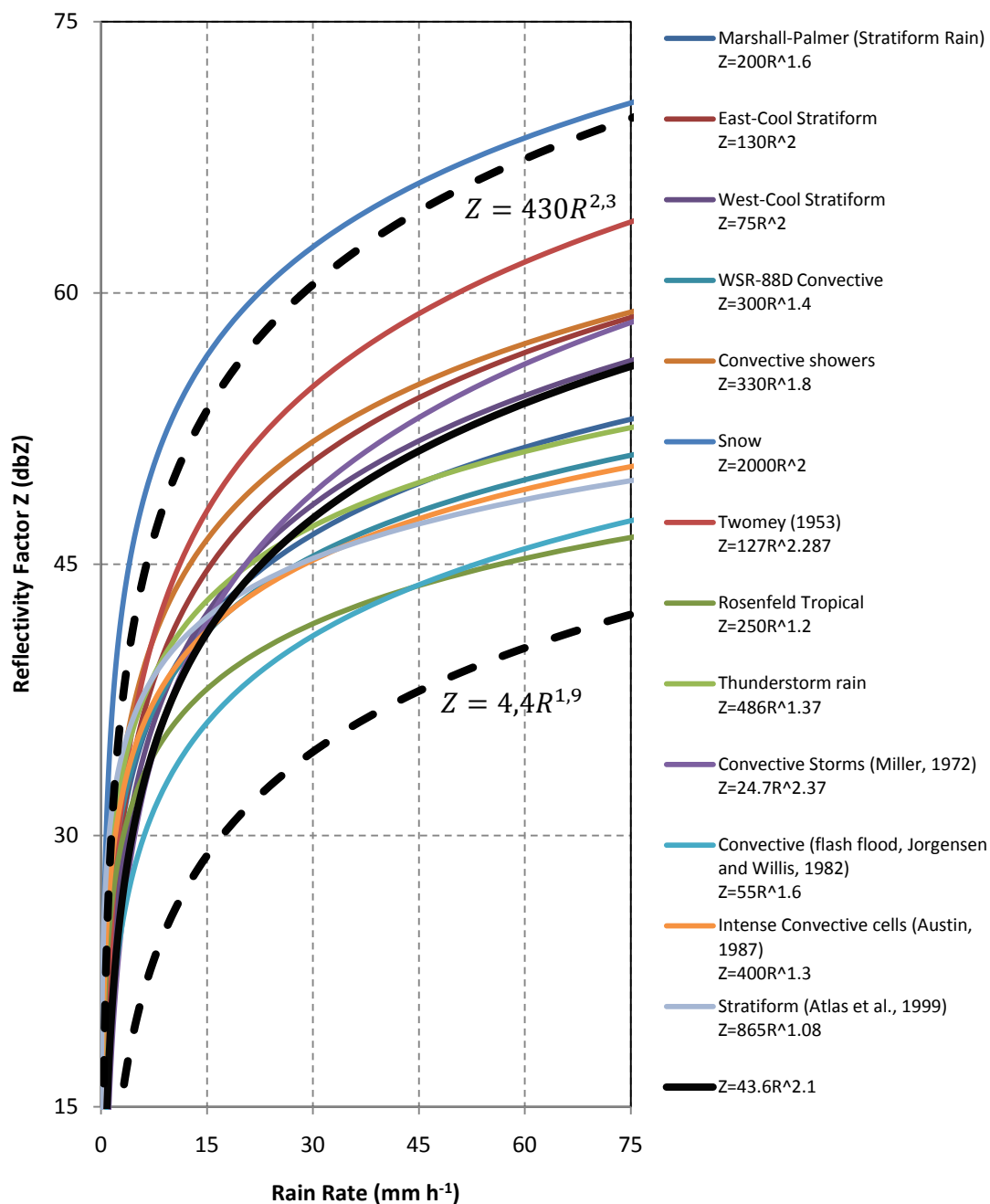
Εικόνα 4.4: Οπτικοποίηση της εξέλιξης του συντελεστή ανακλαστικότητας [dbZ] για κάποια χρονικά βήματα από το γεγονός της 20-22 Σεπτεμβρίου 2008 πάνω από την Κρήτη.



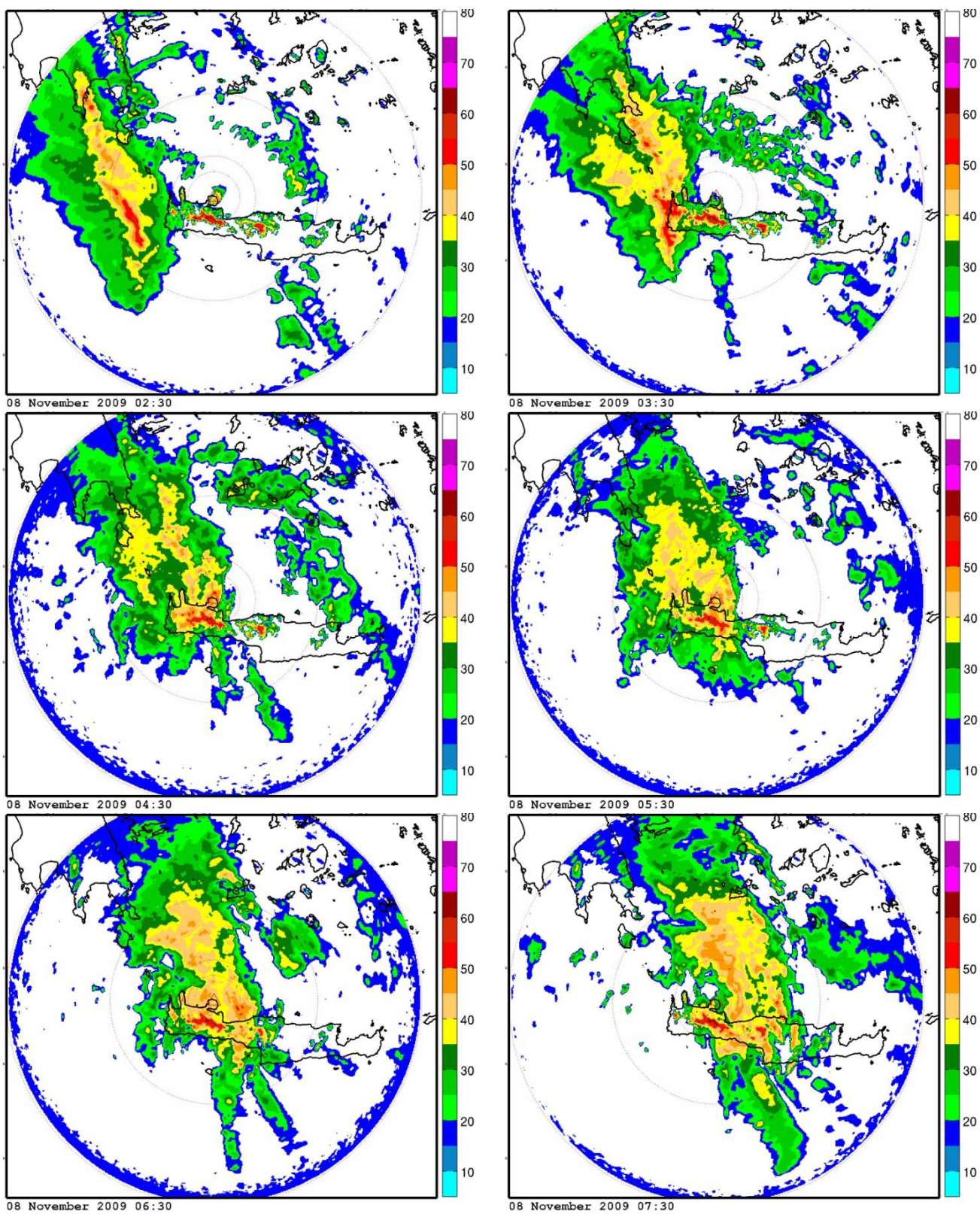
Εικόνα 4.5: Σύγκριση βροχής και συντελεστή ανακλαστικότητας πάνω από το σταθμό του Ρεθύμνου για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 20-22 Σεπτεμβρίου 2008.



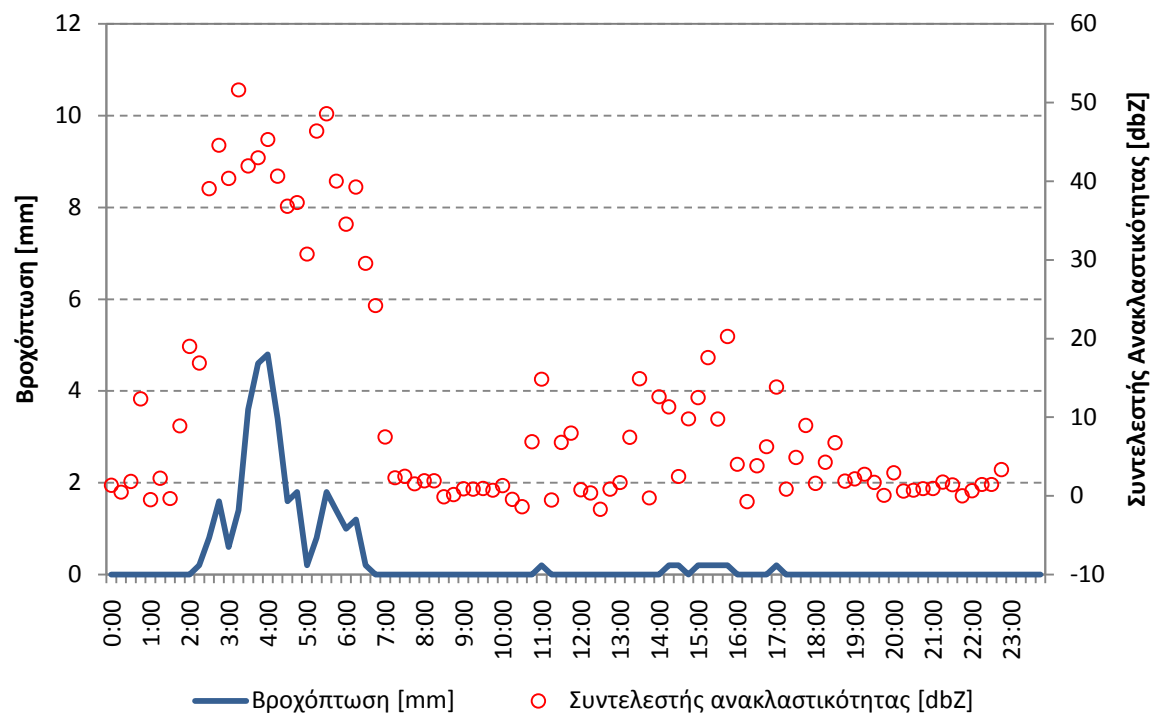
Εικόνα 4.6: Συσχέτιση δεδομένων ραντάρ με τον αντίστοιχο καταγεγραμμένο ρυθμό βροχόπτωσης πάνω από 9 βροχομετρικούς σταθμούς υψηλής ανάλυσης για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 20-22 Σεπτεμβρίου 2008. Στα διαγράμματα παρουσιάζονται τα δεδομένα (α) πριν την επεξεργασία (β) μετά την αφαίρεση της χαμηλής βροχόπτωσης και (γ) μετά την εφαρμογή του φίλτρου Wiener. Η γραμμή παύλας δίνει το αποτέλεσμα της γραμμικής παρεμβολής ενώ οι γραμμές κουκίδας το διάστημα εμπιστοσύνης 95%.



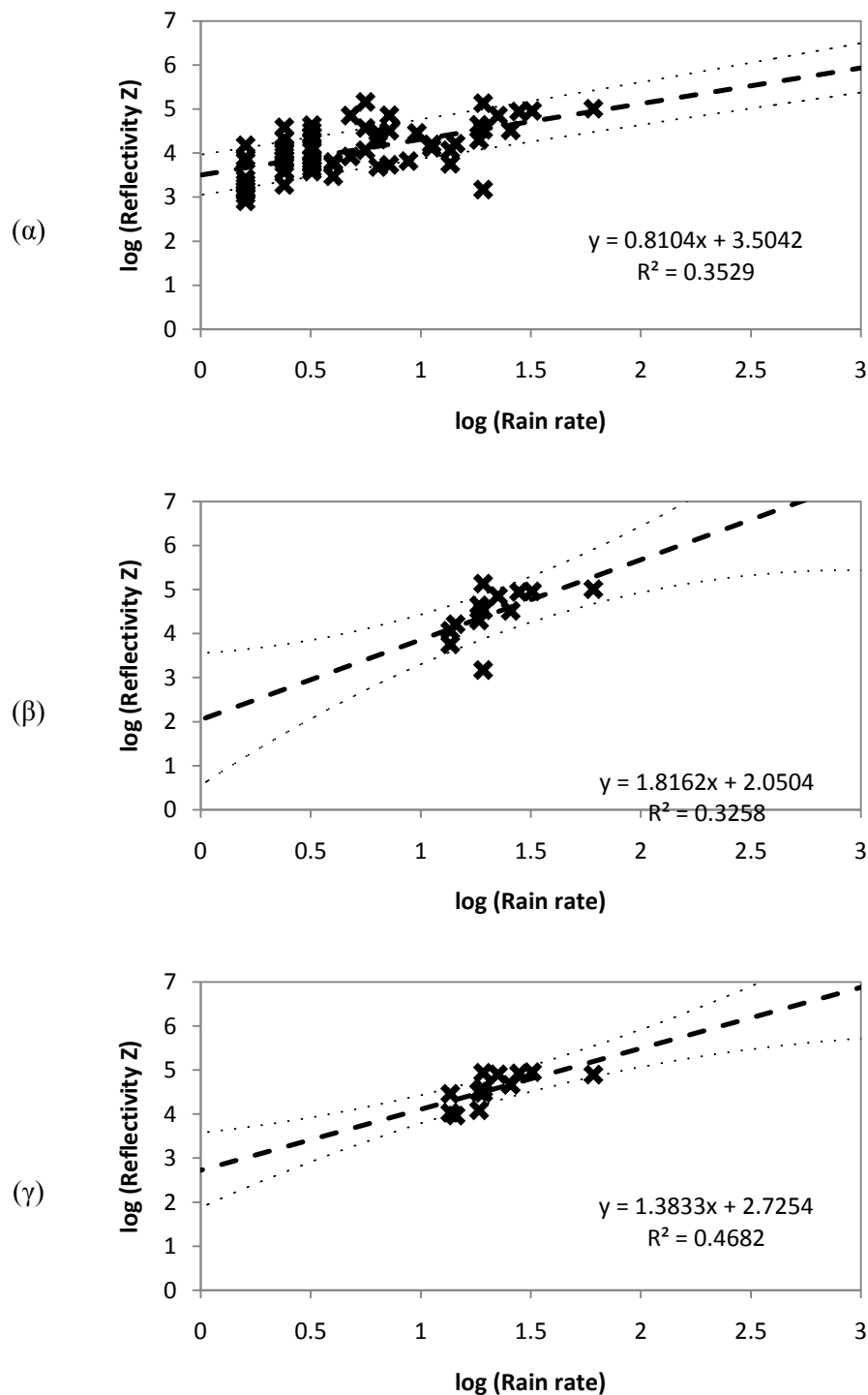
Εικόνα 4.7: Η βέλτιστη σχέση $Z = 43,6R^{2,1}$ (μαύρη γραμμή) και τα διαστήματα εμπιστοσύνης της (διακεκομμένες γραμμές) όπως προέκυψαν μετά την επεξεργασία των στοιχείων για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 20-22 Σεπτεμβρίου 2008, και η συσχέτισή τους με άλλες σχέσεις $Z - R$ της βιβλιογραφίας.



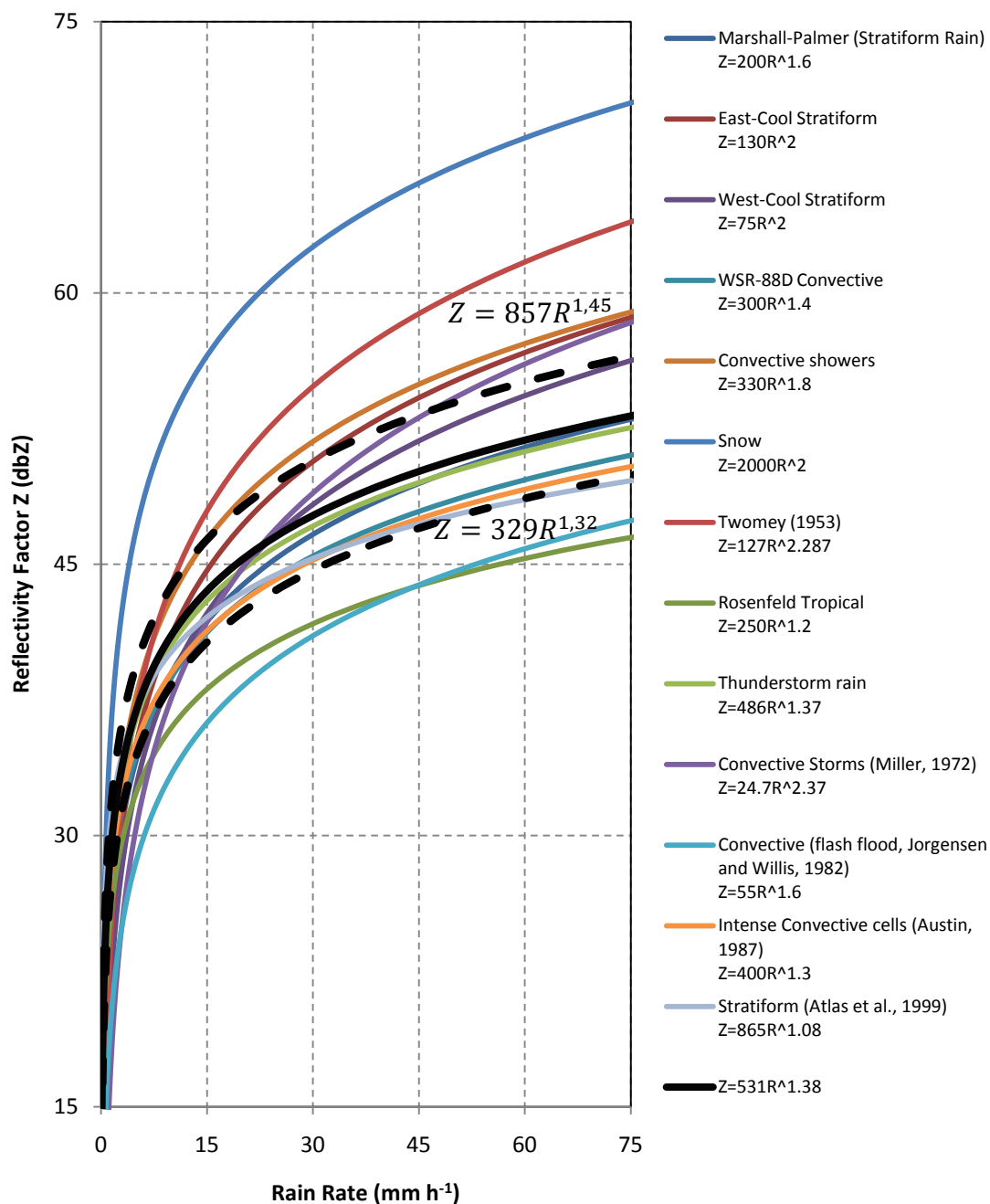
Εικόνα 4.8: Οπτικοποίηση της εξέλιξης του συντελεστή ανακλαστικότητας [dBZ] για κάποια χρονικά βήματα από το γεγονός της 8 Νοεμβρίου 2009 πάνω από την Κρήτη.



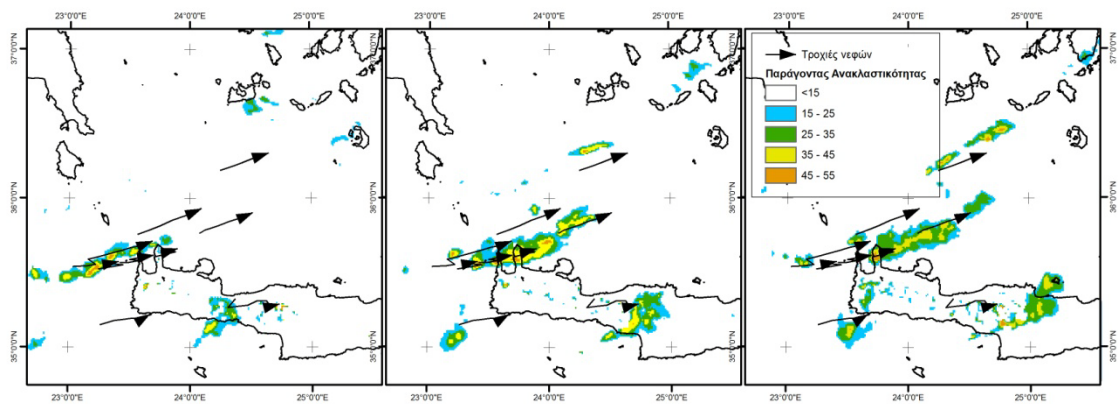
Εικόνα 4.9: Σύγκριση βροχής και συντελεστή ανακλαστικότητας πάνω από το σταθμό της Σαμαριάς για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 8^{ης} Νοεμβρίου 2009.



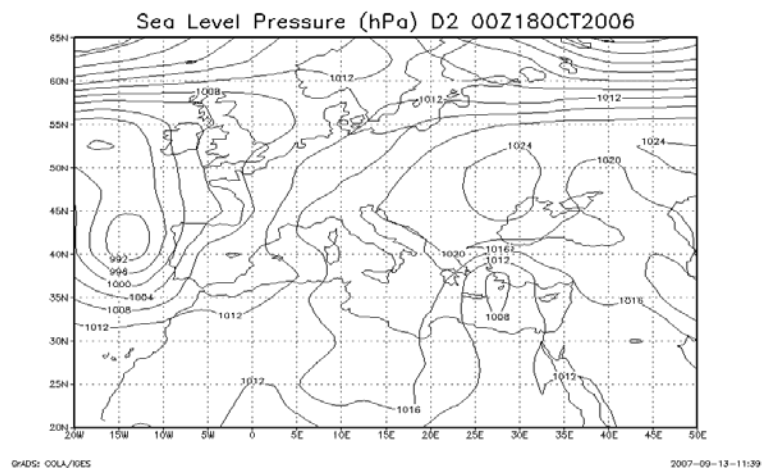
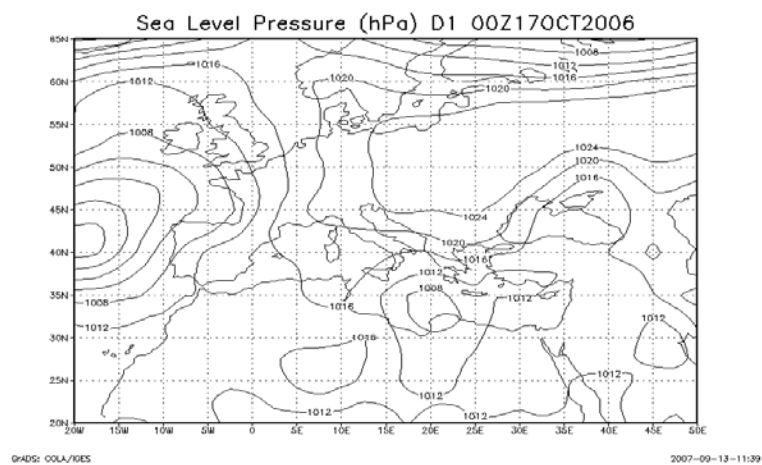
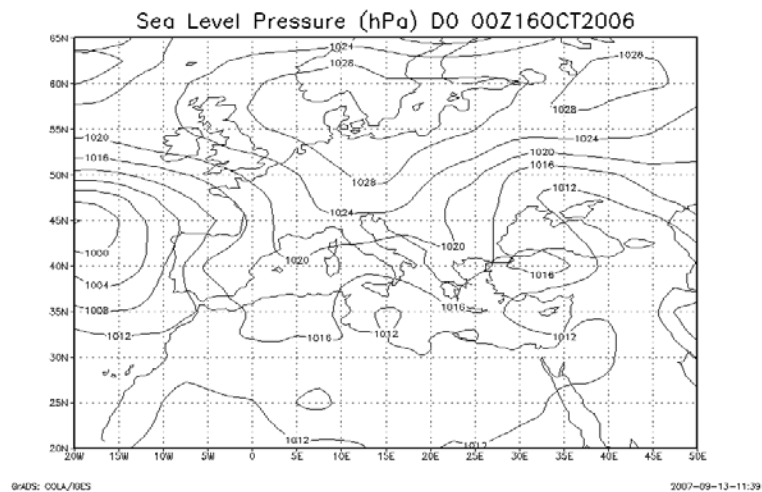
Εικόνα 4.10: Συσχέτιση δεδομένων ραντάρ με τον αντίστοιχο καταγεγραμμένο ρυθμό βροχόπτωσης πάνω από 7 βροχομετρικούς σταθμούς υψηλής ανάλυσης για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 8 Νοεμβρίου 2009. Στα διαγράμματα παρουσιάζονται τα δεδομένα (α) πριν την επεξεργασία (β) μετά την αφαίρεση της χαμηλής βροχόπτωσης και (γ) μετά την εφαρμογή του φίλτρου Wiener. Η γραμμή παύλας δίνει το αποτέλεσμα της γραμμικής παρεμβολής ενώ οι γραμμές κουκίδας το διάστημα εμπιστοσύνης 95%.



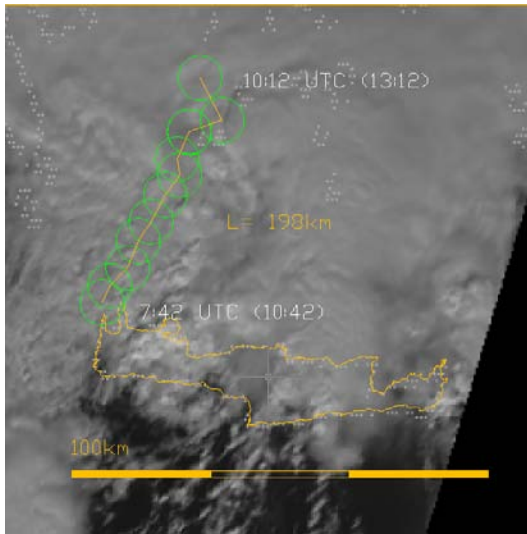
Εικόνα 4.11: Η βέλτιστη σχέση $Z = 531R^{1.38}$ (μαύρη γραμμή) και τα διαστήματα εμπιστοσύνης της (διακεκομμένες γραμμές) όπως προέκυψαν μετά την επεξεργασία των στοιχείων για το γεγονός που έλαβε χώρα στις 8 Νοεμβρίου 2009, και η συσχέτισή τους με άλλες σχέσεις $Z - R$ της βιβλιογραφίας.



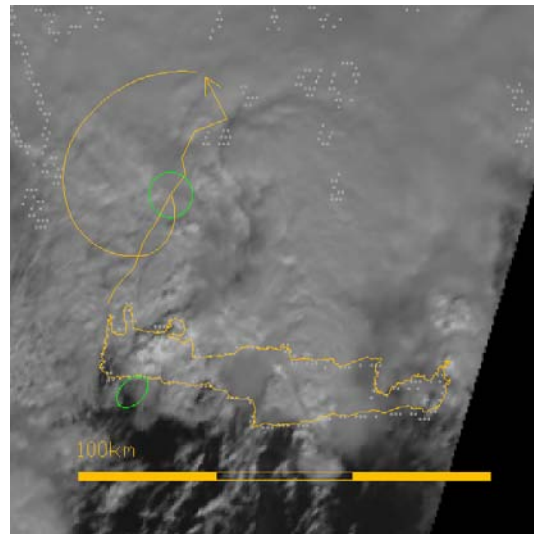
Εικόνα 4.12: Εντοπισμός και αυτόματη παρακολούθηση κίνησης νεφών.



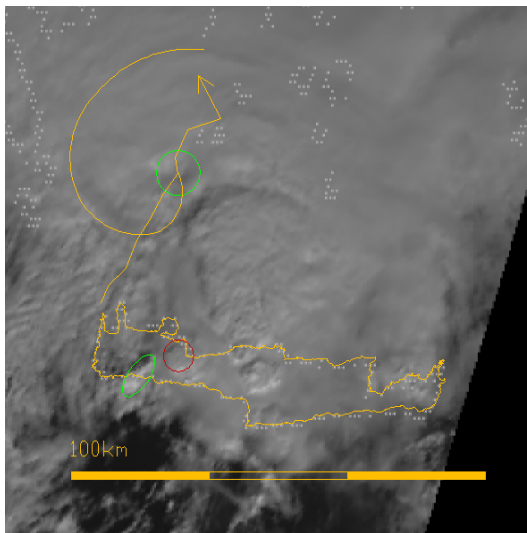
Εικόνα 4.13: Ανάλυση πιέσεων στην επιφάνεια της θάλασσας για το διάστημα 16-18/10/2006.



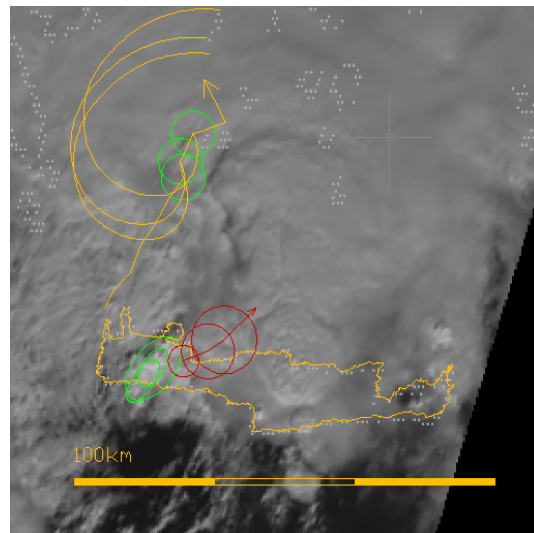
(α)



(β)

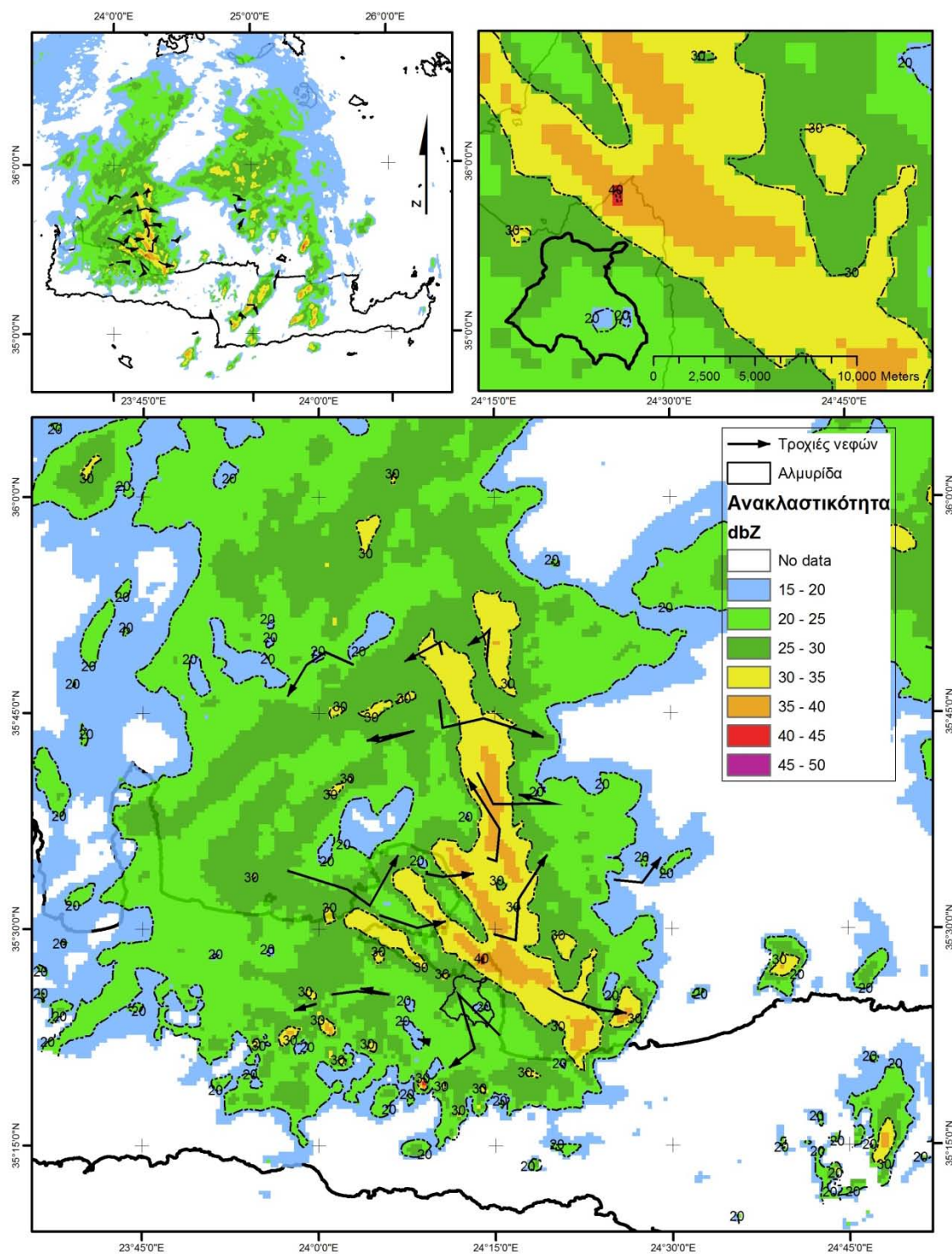


(γ)

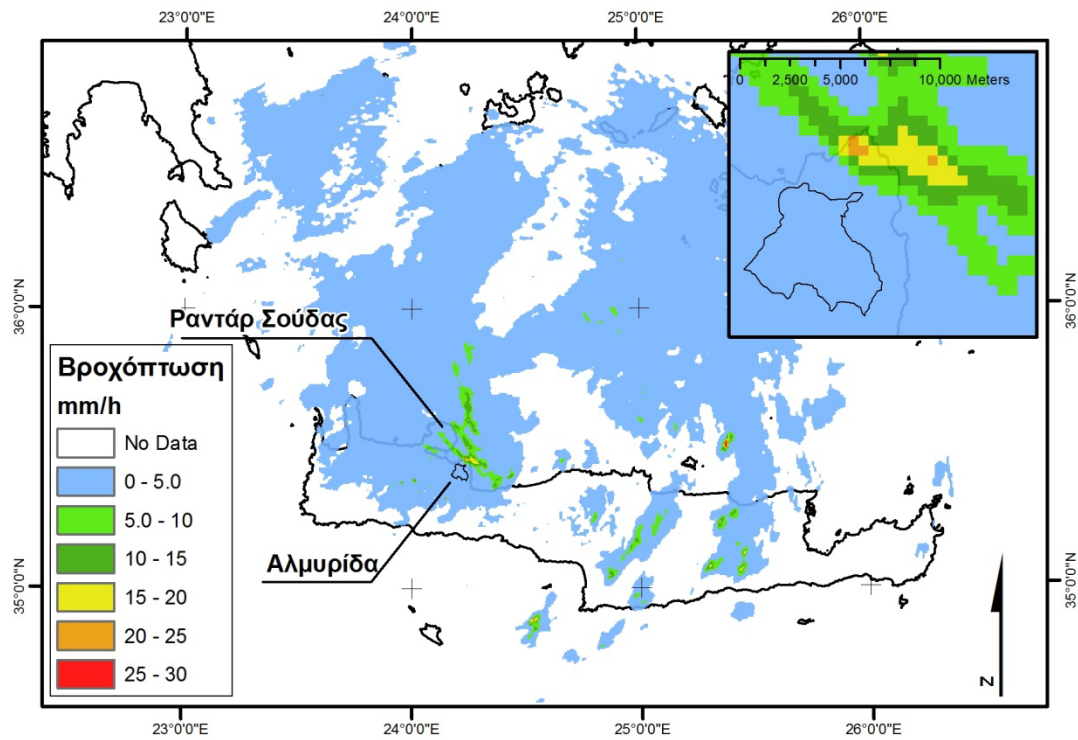


(δ)

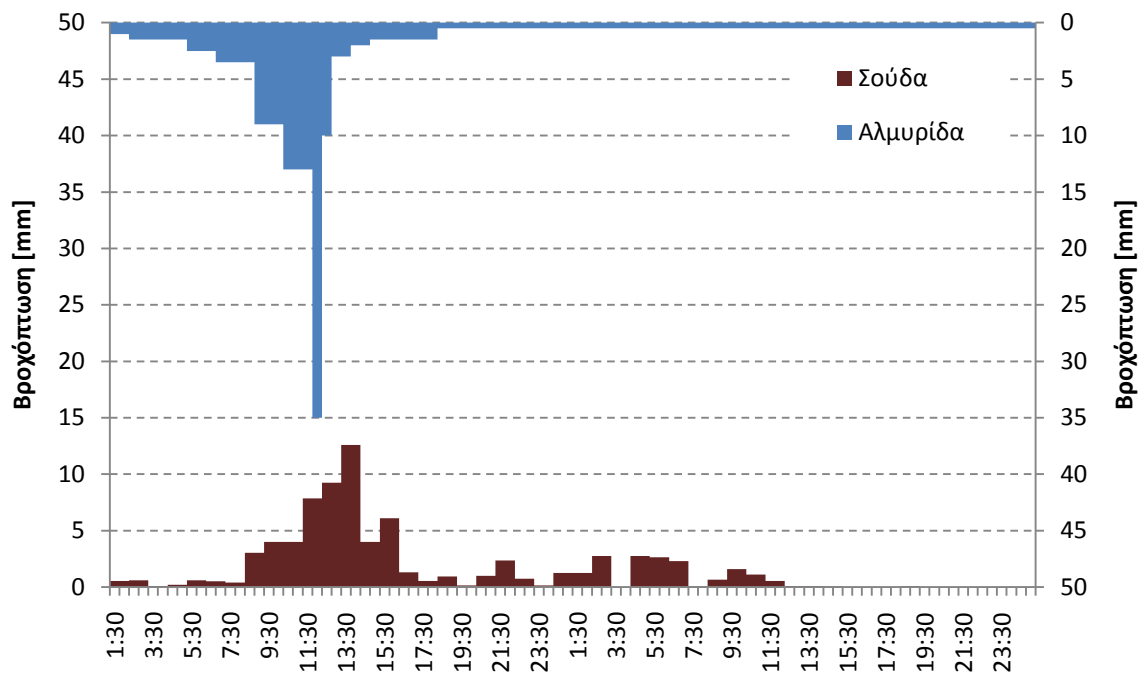
Εικόνα 4.14: Εξέλιξη του γεγονότος της 17^{ης} Οκτωβρίου 2006 πάνω από την Κρήτη, όπως καταγράφηκε από μετεωρολογικό δορυφόρο METEOSAT. Σημειώνονται οι κινήσεις των μετεωρολογικών σχηματισμών που διακρίνονται (α) Μετατόπιση του κέντρου του κυκλωνικού συστήματος (β) Δευτερεύων σχηματισμός Α (πράσινο) εμφανίζεται στις 8:57 UTC (11:57) (γ) Δευτερεύων σχηματισμός Β (κόκκινο) εμφανίζεται πάνω από την λεκάνη της Αλμυρίδας στις 9:12 UTC (δ) Εξέλιξη του φαινομένου από τις 9:12 ως τις 9:42 UTC.



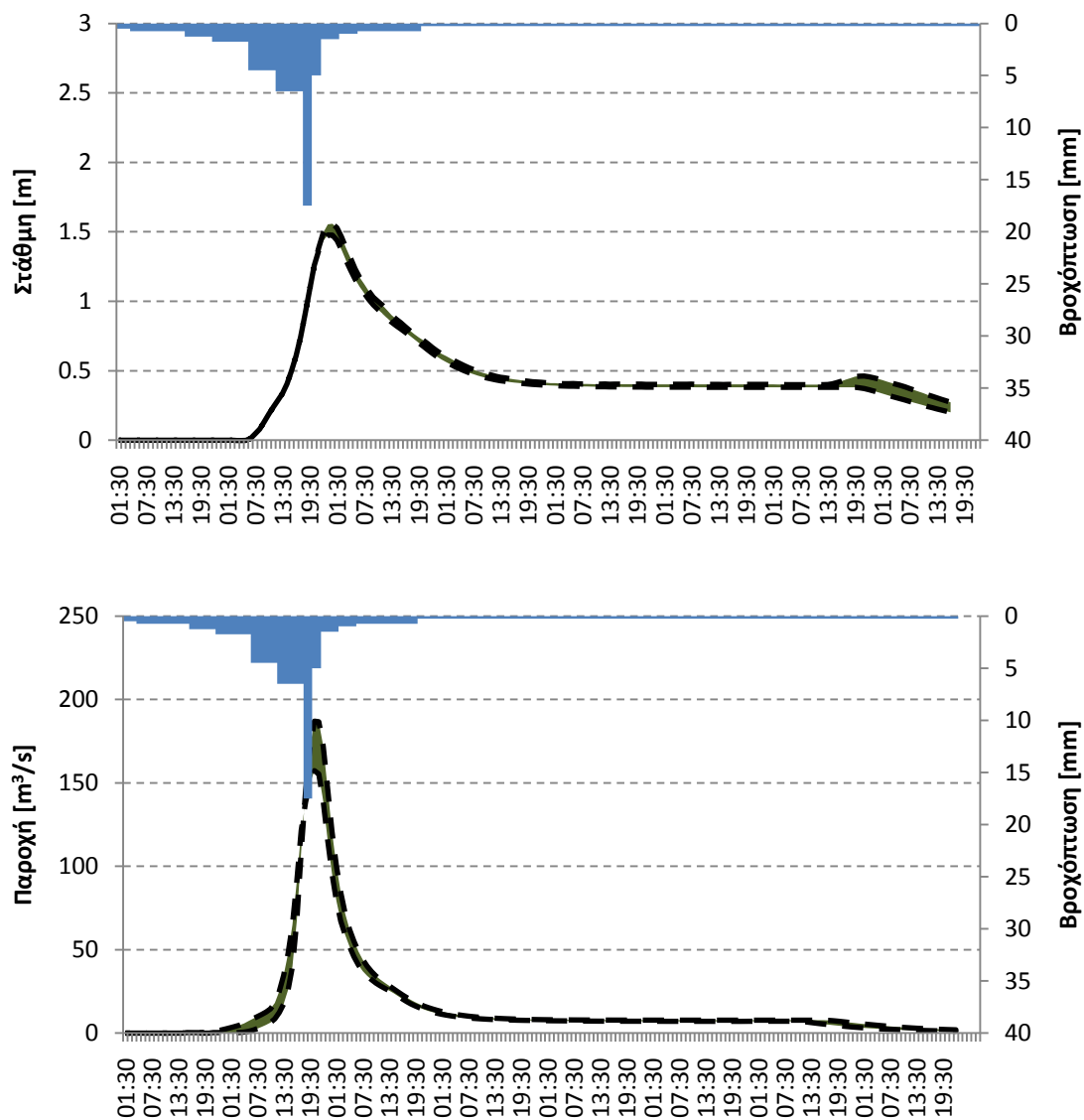
Εικόνα 4.15: Καταγεγραμμένος συντελεστής ανακλαστικότητας [dbZ] για το γεγονός της 17ης Οκτωβρίου 2006 στις 12:13. Διακρίνονται επίσης οι τροχιές των νεφών. Αρχή των διανυσμάτων είναι η χρονική στιγμή που απεικονίζεται ενώ τέλος τους η μέτρηση της 12:58 της ίδιας μέρας.



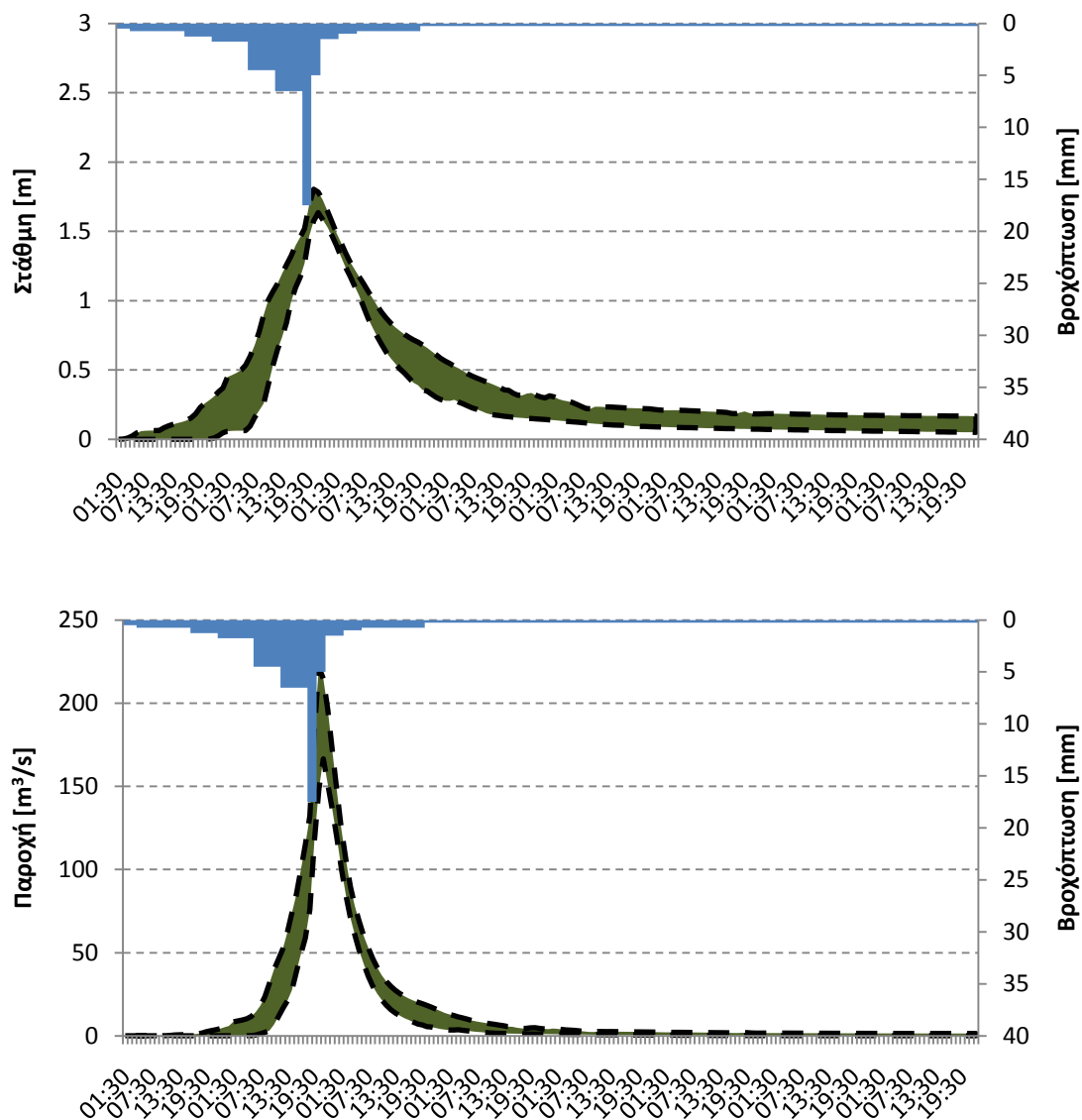
Εικόνα 4.16: Ρυθμός βροχόπτωσης [mm/h] για το γεγονός της 17^{ης} Οκτωβρίου 2006 στις 12:13, όπως υπολογίστηκε από τη σχέση Rosenfeld Tropical ($Z = 250R^{1,2}$).



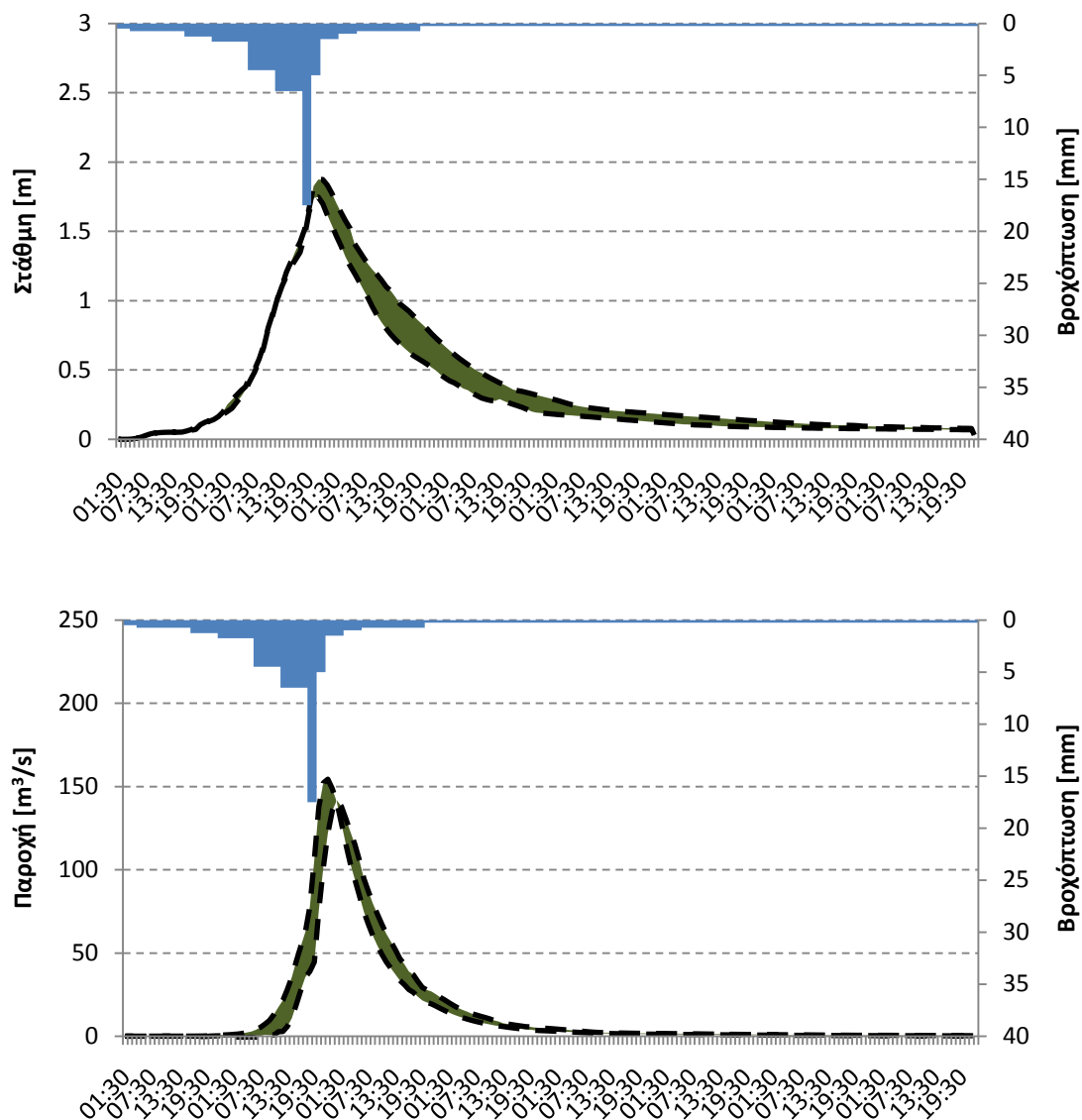
Εικόνα 4.17: Ωριαία βροχόπτωση όπως μετρήθηκε στο σταθμό της Σούδας στις 17 Οκτωβρίου 2006, ανηγμένη σε ημίωρο βήμα, και ιδεατή βροχόπτωση για τη λεκάνη της Αλμυρίδας.



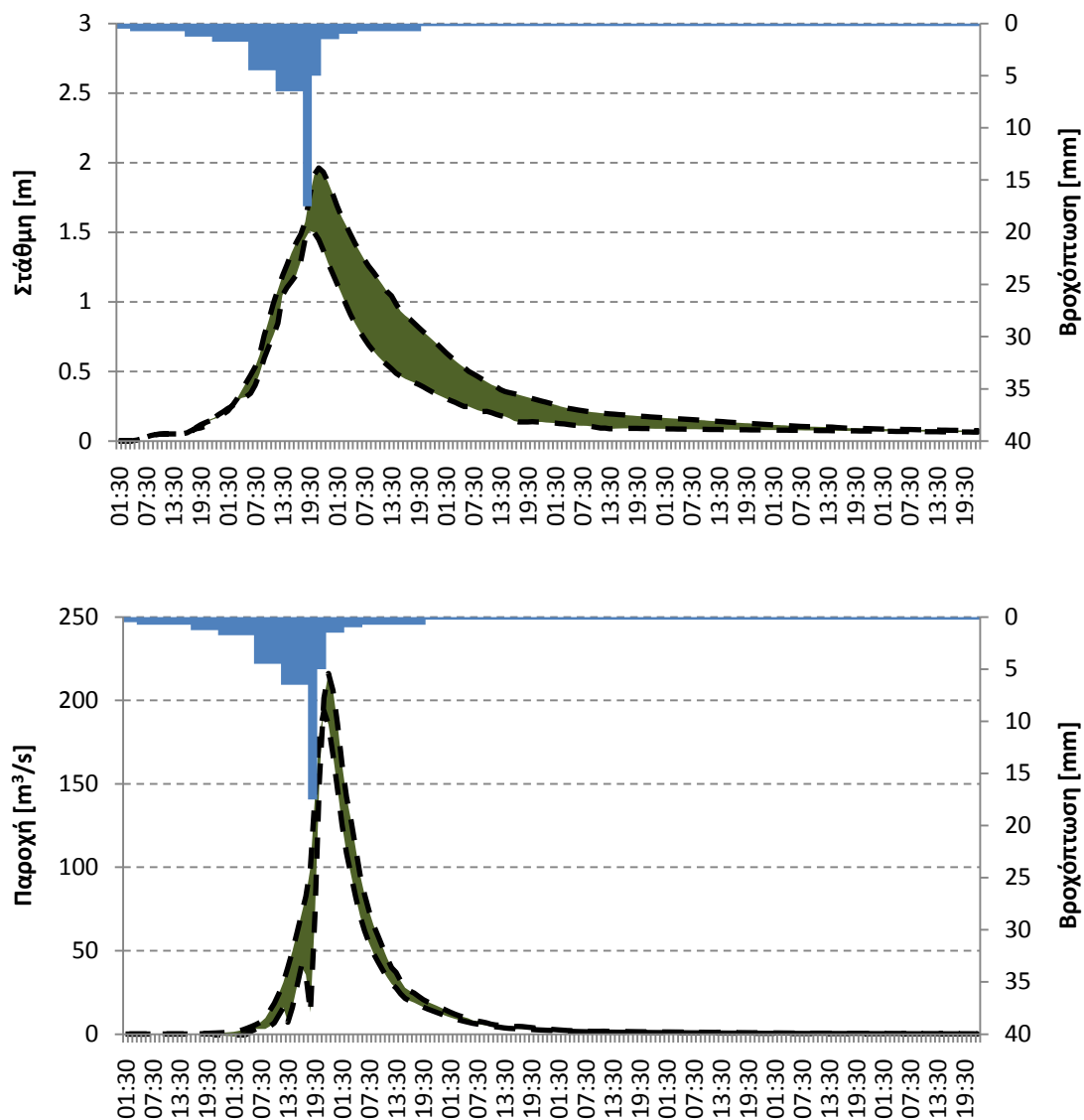
Εικόνα 4.18: Μεταβολή της στάθμης [m] και της παροχής [m³/s] στη διατομή ελέγχου, σε σχέση με τη μεταβολή της χωρικής κατανομής της βροχόπτωσης.

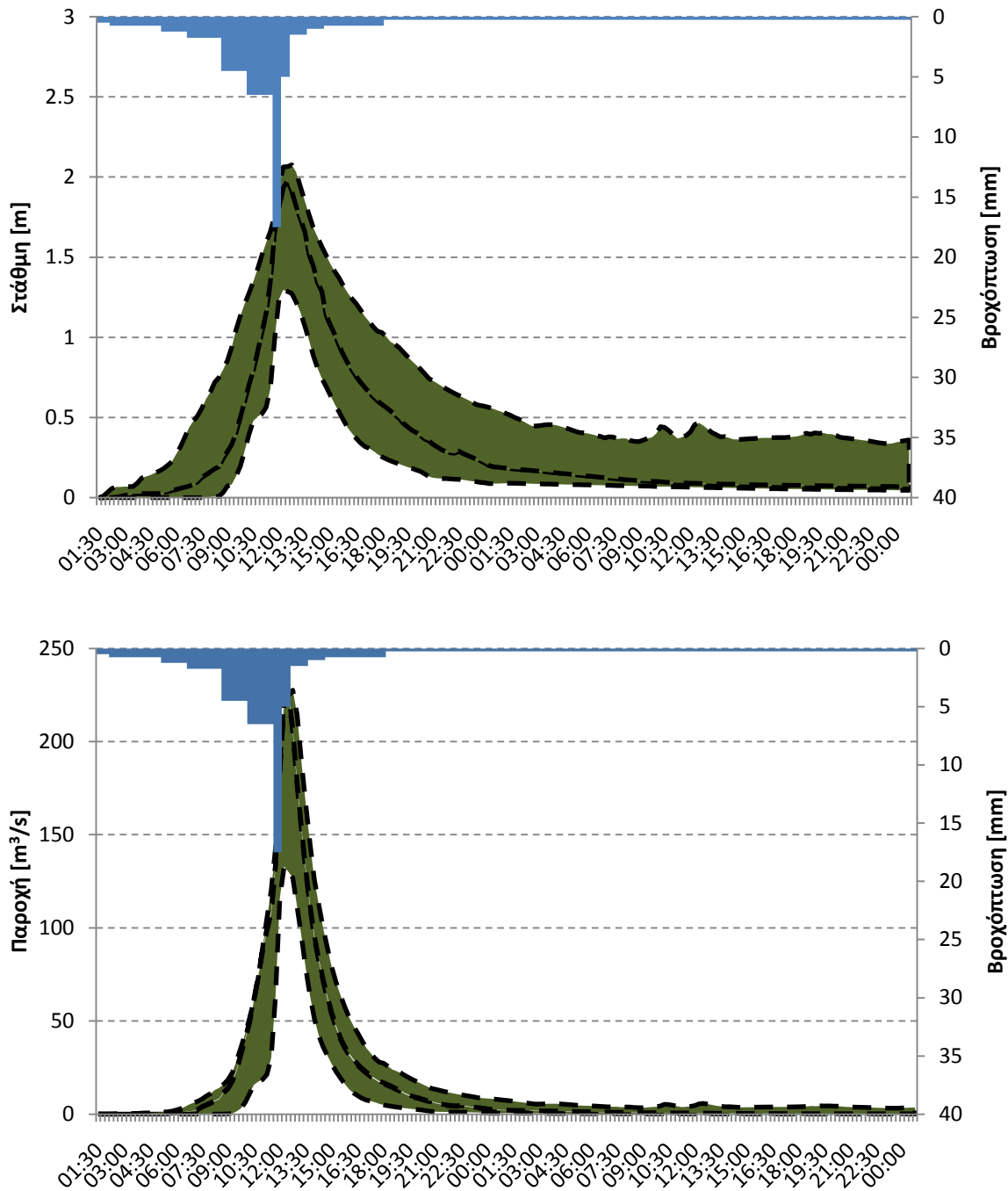


Εικόνα 4.19: Μεταβολή της στάθμης [m] και της παροχής [m³/s] στη διατομή ελέγχου, σε σχέση με τη μεταβολή της κορεσμένης υδραυλικής αγωγιμότητας στα διαστήματα $[2,2 \cdot 10^{-7}, 13,6 \cdot 10^{-7}]$. Αύξηση της υδραυλικής αγωγιμότητας έχει ως αποτέλεσμα την ελάττωση της στάθμης και της παροχής.



Εικόνα 4.20: Μεταβολή της στάθμης [m] και της παροχής [m³/s] στη διατομή ελέγχου, σε σχέση με τη μεταβολή του μέσου συντελεστή Strickler $1/n$ της λεκάνης. Μείωση του συντελεστή Strickler έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της στάθμης και μείωση της παροχής αιχμής.





Εικόνα 4.22: Όρια μεταβολής των ανσάμπλ της στάθμης [m] και της παροχής [m³/s] στη διατομή ελέγχου κατά την προσομοίωση της πλημμυρικής απορροής της Αλμυρίδας.

Πίνακες

Πίνακας 4.1: Βροχομετρικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση του γεγονότος της 20-22 Σεπτεμβρίου 2008.

	Απόσταση από το ραντάρ [km]	Συνολική βροχόπτωση [mm]	Μέγιστη ένταση βροχόπτωσης [mm/h]	Μέγιστος συντελεστής ανακλαστικότητας [dbZ]
Ρέθυμνο	36,0	25,0	67,2	59,5
Ανώγεια	74,0	12,0	16,8	63,1
Χανιά	9,0	18,4	13,2	65,0
Ηράκλειο (Λιμάνι)	95,0	17,8	33,6	58,2
Ηράκλειο (Κνωσός)	97,0	23,8	25,2	68,4
Παλαιόχωρα	57,0	16,8	57,6	56,1
Σαμαριά	37,0	38,4	25,2	63,8
Σπήλι	51,0	14,8	28,8	50,0
Βρύσες	23,0	15,2	24,0	55,5

Πίνακας 4.2: Βροχομετρικοί σταθμοί που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση του γεγονότος της 8^{ης} Νοεμβρίου 2008.

	Απόσταση από το ραντάρ [km]	Συνολική βροχόπτωση [mm]	Μέγιστη ένταση βροχόπτωσης [mm/h]	Μέγιστος συντελεστής ανακλαστικότητας [dbZ]
Ρέθυμνο	36,0	12,2	28,0	49,4
Ανώγεια	74,0	14,6	19,2	50,9
Χανιά	9,0	13,2	9,6	48,5
Ηράκλειο (Λιμάνι)	95,0	16,0	25,6	51,3
Ηράκλειο (Κνωσός)	97,0	36,8	60,8	50,1
Σαμαριά	57,0	32,6	19,2	51,6
Βρύσες	37,0	9,4	11,2	45,7

Πίνακας 4.3: Τιμές ρυθμού βροχόπτωσης [mm/h] που προκύπτουν με τη χρήση σχέσεων από τη βιβλιογραφία για συγκεκριμένες μετρημένες τιμές συντελεστή ανακλαστικότητας [dbZ]. Παρατίθενται επίσης τιμές για το μέγιστη ανακλαστικότητα που μετρήθηκε πάνω από την περιοχή της Αλμυρίδας την 17^η Οκτωβρίου 2006 (40,33dbZ) και τιμές για το μοντέλο που υπολογίστηκε από άλλα γεγονότα ($Z = 531 R^{1,38}$).

Z – R Equation	a	b	dbZ					
			15	25	35	40,33	45	55
Marshall-Palmer	200	1,6	0,3	1,3	5,6	12,1	23,7	99,9
East-Cool Stratiform	130	2,0	0,5	1,6	4,9	9,1	15,6	49,3
West-Cool Stratiform	75	2,0	0,6	2,1	6,5	12,0	20,5	64,9
WSR-88D Convective	300	1,4	0,2	1,0	5,4	12,9	27,9	144,3
Rosenfeld Tropical	250	1,2	0,2	1,2	8,3	23,0	56,5	384,6
Snow	2000	2,0	0,1	0,4	1,3	2,3	4,0	12,6
Thunderstorm rain	486	1,37	0,1	0,7	3,9	9,6	21,1	113,1
Convective showers	330	1,8	0,3	1,0	3,5	6,9	12,6	45,3
Twomey, 1953	127	2,287	0,5	1,5	4,1	7,0	11,2	30,5
Miller, 1972	24,7	2,37	1,1	2,9	7,7	13,0	20,5	54,1
Jorgensen and Willis, 1982	55	1,6	0,7	3,0	12,6	27,1	53,1	223,8
Austin, 1987	400	1,3	0,1	0,8	4,9	12,6	28,8	169,5
$Z = 531 R^{1,38}$	531	1,38	0,1	0,7	3,6	8,9	19,3	44,5

5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Μετεωρολογικά ραντάρ

Ένα νέο εργαλείο για την επεξεργασία δεδομένων μετεωρολογικού ραντάρ αναπτύχθηκε σε Matlab. Οι λειτουργίες του όσον αφορά την ανάλυση και οπτικοποίηση των δεδομένων παρουσιάστηκαν συνοπτικά. Ένα από τα πλεονεκτήματα του λογισμικού είναι ότι επιτρέπει τη χρήση των αλγορίθμων ως αρθρώματα που μπορούν να προστίθενται ανάλογα με τις ανάγκες επεξεργασίας. Επίσης, κάθε μία από τις υποστηριζόμενες λειτουργίες (π.χ. φιλτράρισμα, ανίχνευση και παρακολούθηση νεφών, κ.λπ.), μπορεί να εκτελεστεί με τη χρήση εναλλακτικών αλγορίθμων. Έτσι, το καινοτόμο αυτό εργαλείο μπορεί να χρησιμεύσει ως πειραματική πλατφόρμα για την δημιουργία και τη σύγκριση νέων αλγορίθμων επεξεργασίας και ανάλυσης δεδομένων. Κάθε νέος αλγόριθμος μπορεί να προστεθεί στο γραφικό περιβάλλον ως μια νέα επιλογή του αντίστοιχου μενού ενώ τα αποτελέσματα κάθε διεργασίας οπτικοποιούνται άμεσα. Αυτό επιτρέπει τη γρήγορη επιθεώρηση των αποτελεσμάτων και τον προσδιορισμό της βέλτιστης μεθοδολογίας για κάθε περίπτωση. Τέλος, η δυνατότητα ανταλλαγής δεδομένων με εφαρμογές ΓΣΠ επιτρέπει τη δημιουργία αναλυτικών απεικονίσεων και περαιτέρω χωρικής ανάλυσης. Σχετικά με τους αλγόριθμους που παρουσιάστηκαν, ο κάθε ένας από αυτούς έχει τα δικά του προτερήματα και ελαττώματα. Για παράδειγμα, ο αλγόριθμος παρακολούθησης παρουσιάζει καλύτερες επιδόσεις όταν τα νέφη είναι απολύτως διακριτά και κινούνται με συνέπεια σε συνεχή μονοπάτια. Ακανόνιστη κίνηση των νεφών και ασαφείς σχηματισμοί που συγχωνεύονται και διαχωρίζονται μπορεί να παρεμποδίσουν την αποτελεσματικότητα του αλγορίθμου. Η παρατήρηση αυτή είναι άλλωστε και το σκεπτικό πίσω από τη δημιουργία μιας πρωτότυπης εύχρηστης πλατφόρμας βαθμονόμησης και σύγκρισης μεθόδων.

Το νέο λογισμικό χρησιμοποιήθηκε για την ανάλυση τριών γεγονότων βροχής που έλαβαν χώρα στο νησί της Κρήτης από το 2006 ως το 2009. Μεταξύ αυτών, αυτό του Οκτωβρίου του 2006 συνοδεύτηκε από την ξαφνική πλημμύρα που έλαβε χώρα στην περιοχή της Αλμυρίδας. Τα γεγονότα του Σεπτεμβρίου 2008 και Νοεμβρίου 2009 έγιναν πλήρης ανάλυση και προσπάθεια υπολογισμού της βέλτιστης σχέσης $Z - R$. Από τις σχέσεις που υπολογίστηκαν η πιο αξιόλογη ήταν η $Z = 531R^{1,38}$ με $R^2 = 0,46$ που

κρίνεται ικανοποιητική για την μοντελοποίηση του γεγονότος του Νοεμβρίου 2009. Οι συντελεστές που μπορεί να λάβει η παραπάνω σχέση στο διάστημα εμπιστοσύνης 95% εμπεριέχουν στις καμπύλες που υπολογίστηκαν για το γεγονός του Σεπτεμβρίου 2008, συνεπώς μπορεί με κάποια επιφύλαξη να υποτεθεί ότι η νέα σχέση αντιπροσωπεύει ικανοποιητικά και τα δύο γεγονότα.

Ειδικότερα, για το γεγονός του Οκτωβρίου 2006 τα διαθέσιμα δεδομένα δεν ήταν επαρκή για μια πλήρη ανάλυση, συνεπώς έγιναν μόνο υποθέσεις για το βέλτιστη σχέση της βιβλιογραφίας που εκφράζει ικανοποιητικά την καταγεγραμμένη βροχόπτωση. Οι σχέσεις που θεωρήθηκαν βέλτιστες ήταν η Rosenfeld Tropical ($Z = 250R^{1,2}$) και η Jorgensen and Willis ($Z = 55R^{1,6}$). Παρά την έλλειψη ακέραιων χρονοσειρών δεδομένων ανακλαστικότητας, η χρήση του ραντάρ βελτίωσε σημαντικά την κατανόηση του γεγονότος της Αλμυρίδας, δίνοντας νέα στοιχεία για την προέλευση του φαινομένου και την χωρο-χρονική εξέλιξη της βροχόπτωσης. Δεδομένης της χρησιμότητας των αναλύσεων αυτών στην πρόβλεψη ακραίων καιρικών φαινομένων εύκολα συμπεραίνεται η σημασία της επάρκειας δεδομένων, τόσο από επίγεια βροχόμετρα όσο και από το ίδιο το μετεωρολογικό ραντάρ.

Μεταπλημμυρική έρευνα

Η εφαρμογή της νέας στρατηγικής συλλογής στοιχείων (IPEC), που αναπτύχθηκε και εμπλουτίστηκε, αυξάνει σημαντικά την κατανόηση των διεργασιών της πλημμύρας και βοηθά στην υδρολογική και υδραυλική προσομοίωση του γεγονότος. Η διασφάλιση οργάνωσης σε όλα τα βήματα της έρευνας είναι σημαντική για την ποιότητα τόσο των δεδομένων όσο και των αποτελεσμάτων. Παράλληλα ο συγχρονισμός και η ταχύτητα των εργασιών πρέπει να είναι προγραμματισμένα με τέτοιο τρόπο ώστε να προλάβουν αφενός την απομάκρυνση στοιχείων από το πεδίο και αφετέρου τα γεγονότα να είναι νωπά στη μνήμη των μαρτύρων. Στην παρούσα έρευνα, οι συνεντεύξεις μαρτύρων διαδραμάτισαν πολύ σημαντικό ρόλο, καθώς παρείχαν στοιχεία για την ανακατασκευή της βροχόπτωσης και της πλημμυρικής απορροής αλλά και ενδείξεις για τους λόγους εκδήλωσής της.

Η ανάλυση δεδομένων METEOSAT για το γεγονός της Αλμυρίδας έδειξε ότι μετεωρολογικοί σχηματισμοί ανέπτυξαν ταχύτητες περίπου 66km/h. Τέτοιες ταχύτητες ανέμων, καθώς και οι μετεωρολογικές συνθήκες που συνοδεύουν το σύστημα που περιγράφηκε, το κατατάσσουν σε Μεσογειακή τροπική καταιγίδα. Οι Μεσογειακές τροπικές καταιγίδες είναι ιδιαίτερα σπάνια φαινόμενα. Στα πλαίσια της επιστήμης της μετεωρολογίας, τα συστήματα αυτά αποτελούν συχνά αντικείμενο συζήτησης (λ.χ. Lagouvardos *et al.*, 1996; Blier and Ma, 1997; Ernst and Matson, 1983; Pytharoulis, 1999; Ziakopoulos and Marinaki, 1996). Επίσης συζητείται η συνάφειά τους με συστήματα όπως τροπικοί κυκλώνες, υποτροπικοί κυκλώνες, ή ακόμα και πολικά χαμηλά (Rasmussen and Zick, 1987). Η προέλευσή τους είναι συνήθως μη τροπική και αναπτύσσονται πάνω από ανοικτά ύδατα κάτω από ισχυρούς, αρχικά ψυχρούς κυκλώνες, όμοια με τους υποτροπικούς κυκλώνες στην λεκάνη του Ατλαντικού. Οι επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας στα τέλη Αυγούστου με αρχές Σεπτεμβρίου είναι αρκετά υψηλές (24-28°C), αν και έρευνες δείχνουν ότι θερμοκρασίες πάνω από 20°C επαρκούν για μια τέτοια ανάπτυξη (Meneguzzo *et al.*, 2001). Η ύπαρξη ψυχρού αέρα στα υψηλότερα στρώματα φαίνεται να είναι η κύρια αιτία αστάθειας που προκαλεί την ανάπτυξη αυτών των συστημάτων. Αν πρόκειται να οριστεί μια «εποχή τυφώνων» για την περιοχή της Μεσογείου, λαμβάνοντας υπόψη τα ως τώρα δεδομένα αυτή θα εκτινόταν από τον Αύγουστο ως και τον Ιανουάριο.

Σύμφωνα με τις επιταγές της μεταπλημμυρικής έρευνας, τα αποτελέσματά της θα πρέπει να δημοσιευτούν σε προσβάσιμα κανάλια διάδοσης. Έτσι, πέρα από τις δημοσιεύσεις και τις παρουσιάσεις των επιστημονικών λεπτομερειών και καινοτομιών της έρευνας σε συνέδρια, βάση δόθηκε στην κοινοποίηση πληροφοριών στο ευρύ κοινό. Για το λόγο αυτό έγινε η συγγραφή ενός άρθρου με τίτλο «Μελέτη ακραίων υδρομετεωρολογικών φαινομένων στην Κρήτη» το οποίο δημοσιεύτηκε στις τοπικές εφημερίδες «Χανιώτικα Νέα» και «Πατρίς» στις 10/11/2010. Επίσης πραγματοποιήθηκαν ομιλίες και παρουσιάσεις των αποτελεσμάτων στην Υπηρεσία Πολιτικής Προστασίας της Περιφέρειας Κρήτης, στο Τεχνικό Επιμελητήριο Δυτικής Κρήτης στις 9/11/2010 και στο τοπικό κανάλι ΚΥΔΩΝ TV στις 9/12/2010.

Προσομοίωση πλημμύρας

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας έγινε προσπάθεια μιας προσέγγισης της ξαφνικής πλημμύρας που πραγματοποιήθηκε στην υδρολογική λεκάνη της Αλμυρίδας στις 17 Οκτωβρίου 2006. Ένα από τα βασικότερα ζητήματα που χρειάστηκε να αντιμετωπιστούν ήταν η έλλειψη δεδομένων. Για το λόγο αυτό ακολουθήθηκε μια καινοτόμα προσέγγιση για το συνυπολογισμός της αβεβαιότητας χρησιμοποιώντας στοχαστικά χωρο-χρονικά κατανεμημένα πεδία ιδεατής βροχόπτωσης. Με βάση την ανάλυση των τηλεμετρικών μετεωρολογικών δεδομένων και των επίγειων βροχομετρικών σταθμών υπολογίστηκε ότι η συνολική βροχόπτωση πάνω από την Αλμυρίδα κατά την ημέρα του γεγονότος ήταν περίπου 200mm με τον κυριότερο όγκο να πέφτει κατά τη διάρκεια 5 ωρών (07:00 με 14:00 τοπική ώρα) και τη μέγιστη τιμή να εμφανίζεται στις 12:00.

Η σημαντικότερη παράμετρος της υδρολογικής προσομοίωσης και κατ' επέκταση των διεργασιών της πλημμυρικής απορροής είναι η υδραυλική αγωγιμότητα των εδαφών της υδρολογικής λεκάνης. Η παράμετρος αυτή ρυθμίζει την ταχύτητα κατείσδυσης του ύδατος σε βαρύτερα στρώματα και συνεπώς την ικανότητα του εδάφους να συγκρατεί μέρος της απορροής. Από την ικανότητα αυτή τους εδάφους εξαρτάται άμεσα και ο συντελεστής απορροής, δηλαδή το κλάσμα της βροχής που τελικά απορρέει, όπως φαίνεται και από την ανάλυση ευαισθησίας. Δεδομένου του εύρους τιμών του συντελεστή απορροής όπως αυτός συναντάται στη βιβλιογραφία, ο παράγοντας αυτός μπορεί να οδηγήσει σε σημαντικές πλημμυρικές απορροές ακόμα και από σχετικά περιορισμένα γεγονότα βροχής. Ειδικότερα σε υδρολογικές λεκάνες με καρστικούς σχηματισμούς, η έντονη μεταβολή της διαπερατότητας ανάλογα με τον κορεσμό ή όχι των σχηματισμών αυτών, μπορεί να προκαλέσει απρόσμενα φαινόμενα και ξαφνικές πλημμύρες.

Σύμφωνα με την ανάλυση ευαισθησίας, το πιο ευνοϊκό σενάριο απορροής είναι αυτό όπου ο συντελεστής Strickler ($1/n$) στη λεκάνη είναι χαμηλός, οπότε και επιτυγχάνεται μεγάλη χρονική υστέρηση στη λεκάνη και μικρός συντελεστής τραχύτητας στο ρέμα, οπότε και αυτό μπορεί να διατηρήσει γρήγορη ταχύτητα ροής και χαμηλή στάθμη. Αντίθετα, σε ένα δυσμενές σενάριο απορροής, το ρέμα παρουσιάζει δυσχέρεια στην απομάκρυνση των υδάτων ενώ η υδρολογική λεκάνη διοχετεύει σε αυτή την απορροή με

υψηλούς ρυθμούς. Επίσης, σύμφωνα με τα διαγράμματα στην Εικόνα 4.20 και Εικόνα 4.21, η επίδραση του συντελεστή Manning n στο ρέμα έχει μεγαλύτερο βάρος στις διεργασίες της πλημμυρικής απορροής. Δεδομένων των συνθηκών στη λεκάνη της Αλμυρίδας, η έρευνα έδειξε ότι ίσχυσε το δυσμενές σενάριο απορροής καθώς τα εδάφη ήταν μερικώς κορεσμένα και, σύμφωνα με μαρτυρίες, το ρέμα φραγμένο σε διάφορα τμήματα από φυσικά ή ανθρωπογενή αίτια.

Δεδομένης της μέγιστης στάθμης (2,0m) στη διατομή ελέγχου, όπως αυτή καταγράφηκε στο πεδίο, και των χαρακτηριστικών της υδρολογικής λεκάνης, η αναμενόμενη παροχή αιχμής υπολογίστηκε στα $225\text{m}^3/\text{s}$. Η παραπάνω τιμή, συνδέεται με μια σειρά από παραδοχές από τις οποίες η κυριότερη είναι αυτή του συντελεστή απορροής. Λαμβάνοντας υπόψη ακόμα μεγαλύτερες αβεβαιότητες όπως η πιθανή μεταβολή της γεωμετρίας της κοίτης του ρέματος ή ακόμα και η μεταβολή των υδρογεωλογικών χαρακτηριστικών κατά τη διάρκεια της ξαφνικής πλημμύρας η παραδοχή μιας ντετερμινιστικής τιμής, ακόμα και για τη μέγιστη στάθμη είναι παρακινδυνευμένη. Συνεπώς, είναι ασφαλέστερο να υιοθετηθεί το πλήρες φάσμα της αβεβαιότητας που ορίζει ότι το ύψος της μέγιστης στάθμης ήταν από 1,30 ως 2,10m ενώ η παροχή αιχμής από 130 ως $225\text{m}^3/\text{s}$.

Αβεβαιότητα

Ο συνυπολογισμός της αβεβαιότητας στα δεδομένα με τη μορφή στατιστικών εργαλείων όπως η κατανομή πυκνότητας πιθανότητας επιτρέπει το συνυπολογισμό παραγόντων που δεν εξηγούνται πλήρως από την υπάρχουσα πληροφορία ή που δεν είναι δυνατόν να μετρηθούν άμεσα. Αν και ο προσδιορισμός της αβεβαιότητας των μετρήσεων είναι μια εμπειρική διαδικασία που εμπίπτει εν μέρη στην βιβλιογραφία και περισσότερο στην κρίση του ειδικού, τα παραδείγματα που παρουσιάστηκαν δείχνουν ότι συντελεί σημαντικά στην κατανόηση των φυσικών διεργασιών και μακροσκοπικά στη λήψη αποφάσεων με επιστημονικά κριτήρια. Ειδικά κατά την αλλαγή κλίμακας των μετρήσεων, όπως η χρήση σημειακών τιμών βροχόπτωσης σε κατανεμημένα υδρολογικά μοντέλα, η χρήση τέτοιων καινοτόμων μεθόδων αποκτά μεγάλη σημασία. Έτσι, η χωρο-χρονική κατανομή ενός γεγονότος βροχής μπορεί να έχει σημαντικές επιπτώσεις στη μορφή και τις μέγιστες τιμές του παραγόμενου υδρογραφήματος. Παράλληλα, η χρήση

αβεβαιότητας στις παραμέτρους του μοντέλου επιτρέπει, αφενός, την καλύτερη κατανόηση των μηχανισμών που διέπουν ένα φυσικό φαινόμενο και αφετέρου τη δημιουργία σεναρίων σχετικά με μεταβολές κοινωνικοοικονομικών παραμέτρων όπως οι χρήσεις γης.

Προτάσεις για μελλοντική έρευνα

Μέσα από την παρούσα εργασία αναδεικνύεται η ανάγκη υιοθέτησης σειράς μεθοδολογιών τόσο σε ερευνητικό όσο και σε εφαρμοσμένο επίπεδο. Ιδιαίτερη σημασία έχει η εφαρμογή της μεταπλημμυρικής έρευνας μετά από κάθε πλημμυρικό γεγονός. Με τον τρόπο αυτό μπορεί να αυξηθεί η επιστημονική γνώση σχετικά με τους μετεωρολογικούς και υδρολογικούς μηχανισμούς, ιδιαίτερα για σπάνια γεγονότα όπως οι ξαφνικές πλημμύρες. Παράλληλα, μέσω της δημοσιοποίησης των αποτελεσμάτων μπορεί να επιτευχθεί η ευαισθητοποίηση των αρχών και της κοινής γνώμης με συνέπεια την καλύτερη εφαρμογή των εθνικών και κοινοτικών κανονισμών προστασίας και διαχείρισης.

Ιδιαίτερη βαρύτητα θα πρέπει να δοθεί σε μια συστηματική συλλογή και οργάνωση στοιχείων από πηγές δορυφορικών δεδομένων (METEOSAT, GEOS, κ.α.), μετεωρολογικά ραντάρ και επίγειες παρατηρήσεις με σκοπό τη δημιουργία βάσης χωρο-χρονικών μετεωρολογικών δεδομένων. Σε ερευνητικό επίπεδο, η αξία μιας τέτοιας προσπάθειας είναι μεγάλη, καθώς τα δεδομένα αυτά μπορούν να αποτελέσουν είσοδο σε περιβαλλοντικά μοντέλα αλλά και αντικείμενο στατιστικής ανάλυσης και συσχέτισης των μετεωρολογικών δεδομένων μεγάλης και μεσαίας κλίμακας με τις επίγειες παρατηρήσεις. Επιπλέον, η εκτιμήσεις πρόγνωσης καταιγίδων και πλημμυρών είναι αναμφίβολα πολύτιμες σε επίπεδο πολιτικής προστασίας.

Η θέσπιση και η αυστηρή εφαρμογή αντιπλημμυρικών κανονισμών, δηλαδή η πρόληψη, αποτελεί την καλύτερη και οικονομικότερη μέθοδο προστασίας από πλημμύρες. Όμως, η πρόγνωση και η έγκαιρη προειδοποίηση είναι εξίσου σημαντικές ενέργειες, που αν χρησιμοποιηθούν σωστά μπορούν να σώσουν ζωές. Με δεδομένη την ύπαρξη μετεωρολογικού ραντάρ στη Δυτική Κρήτη και λαμβάνοντας υπόψη την ευπάθεια του νησιού στα ακραία καιρικά φαινόμενα, είναι επιτακτική η συστηματοποίηση της χρήσης

του σε μετεωρολογικές και υδρολογικές εφαρμογές. Για να γίνει αυτό δυνατό, θα πρέπει το ραντάρ να συνδεθεί σε πραγματικό χρόνο με φορείς που έχουν τα μέσα και τις γνώσεις ώστε να αξιοποιήσουν κατάλληλα τις τόσο χρήσιμες πληροφορίες που παρέχει σε ένα σύστημα έγκαιρης προειδοποίησης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986a. An introduction to the European Hydrological System-- Systeme Hydrologique European, 'SHE', 1:history and philosophy of a physically-based distributed modelling system, J. Hydrol., 87,45-59.

Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986b. An introduction to the European Hydrological System-- Systeme Hydrologique European,'SHE', 2:structure of a physically-based distributed modelling system, J. Hydrol., 87,61-77.

Adam, J.C. and Lettenmaier, D.P., 2003. Adjustment of global gridded precipitation for systematic bias. Journal of Geophysical research 108(D9):4257, doi:10.1029/2002JD002499.

APFM, 2007. Guidance on Flash Flood Management: Recent Experiences from Central and Eastern Europe. Geneva: Associated Programme on Flood Management (APFM), World Meteorological Organization (WMO), Global Water Partnership (GWP) and Institute of Meteorology and Water Management (IMGW)

Apostolaki, M. and Tsanis, I.K., 2003. Χωρο-χρονική κατανομή των περιβαλλοντικών μεταβλητών στη νήσο Κρήτη με τη χρήση γεωγραφικών συστημάτων πληροφοριών, Διπλωματική Διατριβή, Χανιά :Πολυτεχνείο Κρήτης

Athanasiadis, I.N., Milis, M., Mitkas, P.A., Michaelides, S.C., 2009. A multi-agent system for meteorological radar data management and decision support. Environmental Modelling & Software, 24, 1264–1273.

Atlas, D. and Chmela, A.C., 1957. Physical-synoptic variations of drop size parameters. Proc. Weather Radar Conf., 65th, 21-30.

Atlas, D., Ulbrich, C. W., Marks Jr., F. D., Amitai, E., Williams, C. R., 1999. Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. JGR, 104(D6), 6155-6169.

Austin, P.M., 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Monthly Weather Review* 115, 1053–1070.

Battan, L.J., 1973. *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press, 324pp.

Bellon, A. and Austin, G.L., 1984. The accuracy of short-term radar rainfall forecast. *Journal of Hydrology* 70, 35–49

Berz, G., Kron, W., Loster, T., Rauch, E., Schimetschek, J., Schmieder, J., Siebert, A., Smolka, A., Wirtz, A., 2001. World map of natural hazards – a global view of the distribution and intensity of significant exposures. *Nat Hazards* 23:443–465

Beven, K., Calver, A., Morris, E. M., 1987. Institute of hydrology distributed model, Internal Report, Institute of Hydrology, Wallingford.

Blanchet, B., Neuman, A., Jacquet, G., Andrieu, H., 1991. Improvement of rainfall measurements due to accurate synchronization of rain gauges and due to advection use in calibration. In: Cluckie ID, Collier CG, editors. *Hydrological applications of weather radar*. Chichester: Ellis Horwood; 1991. p. 213–8.

Blier, W. and Ma, Q., 1997. A Mediterranean sea hurricane? Preprints . In: 22nd Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology Ft. Collins, CO, Amer. Meteor. Soc. 592–595.

Borga, M., Da Ros, D., Fattorelli, S., Vizzaccaro, A., 2000. Influence of various weather radar correction procedures on mean areal rainfall estimation and rainfall-runoff simulation. *Proc., 3rd International Symposium on Hydrologic applications of weather Radar*, ABRH.

Borga, M., Boscolo, P., Zanon, F., Sangati, M., 2007. Hydrometeorological analysis of the August 29, 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology* 8 (5), 1049–1067. doi:10.1175/JHM593.1.

Borga, M., Gaume, E., Creutin, J. D., Marchi, L., 2008. Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes. *Hydrological Processes*, doi: 10.1002/hyp.7111.

Brady, P.J., Schroeder, M.J., Poellot, M.R., 1978. Automatic identification and tracking of radar echoes in HIPLEX. Preprints, 18th Conf. on Radar Meteorology, Atlanta, GA, American Meteor Society 139–143.

Bronstert, A., 2003. 'Floods and climatic change: interactions and impacts'. Risk Anal 23:545–557

Brown, J.D, Heuvelink, G.B.M., Refsgaard, J.C, 2005. Assessing uncertainties in environmental models: current approaches and key challenges. HarmoniRiB deliverable number: D2.2, available online at: <http://www.harmonirib.com>

Burrows, D., 2000. Using GeoTIFF Images to Create Flexible Radar Cornpositing Software. Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere 25, 10-12, 1137-1140

Campos, E. and Zawadzki, I., 2000. Instrumental uncertainties in Z–R relations. J. Appl. Meteorol., 39, 1088–1102

Canny, J., 1986. A computational approach to edge detection. IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intell., 8(6):679-698

Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics, McGraw Hill, New York, NY

Chumchean, S., Seed, A., Sharma, A., 2008. An operational approach for classifying storms in real-time radar rainfall estimation. Journal of Hydrology 363, 1– 17

Ciach, G.J., 2003. Local random errors in tipping-bucket rain gauge measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 20, 752–9.

Collier, C.G., 2007. Flash flood forecasting: what are the limits of predictability? Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 133 (622), 3–23. doi:10.1002/qj.29.

Crane, R.K., 1979. Automatic cell detection and tracking. IEEE Transactions on Geoscience Electronics GE-17, 250–262.

- Cremonini, R. and Bechini, R., 2010. Heavy Rainfall Monitoring by Polarimetric C-Band Weather Radars. *Water* 2010, 2, 838-848; doi:10.3390/w2040838
- Crocker, J.C. and Grier, D.G., 1996. Methods of Digital Video Microscopy for Colloidal Studies. *Journal of Colloid and Interface Science*, 179 (1) 298-310.
- Daliakopoulos, I.N., Grillakis, E.G., Koutroulis, A.G., Tsanis, I.K., 2009. Tree crown detection on multispectral VHR satellite imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 75 (10), pp. 1201-1211.
- Daliakopoulos, I.N., Koutroulis, A.G., Tsanis, I.K., 2006. Uncertainty assessment in historical precipitation time series. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 03034, 2006.
- Daliakopoulos, I.N. and Tsanis, I.K., 2010. Radar data pre-processing for reliable rain field estimation. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-10365
- Daliakopoulos, I.N and Tsanis, I.K., 2011. A weather radar data processing module for storm analysis, *Journal of Hydroinformatics* (under review)
- DHI (Danish Hydraulic Institute), 2008. MIKE SHE water movement: user manual, Hørsholm, Denmark.
- EM-DAT, 2010. The International Disaster Database. from the internet: www.emdat.be.
- Ernst J.A. and Matson, M., 1983. A Mediterranean tropical storm?. *Weather* 38, 332–337
- ESRI, 1992. *Understanding GIS: the ArcInfo Method*. ESRI Press, Redlands, CA
- Dinku, T., Anagnostou, E.N., Borga, M., 2002. Improving Radar-Based Estimation of Rainfall over Complex Terrain. *Journal of Applied Meteorology*. 41, 1163-1178.
- Divjak, M., Le Berre, P., Bižić, D., Ciotti, C., Rosa Dias, M., Galli, G., Huuskonen, A., Kotláríková, D., Kráčmar, J., Nágy, J., Schreiber K-J., Wheeler, W. K., 1999. Radar Data Quality-Ensuring Procedures at European Weather Radar Stations. Eumetnet Opera Programme, Subproject 1c/1, OPERA/WD/9/1999

Delrieu, G., Braud, I., Berne, A., Borga, M., Boudevillain, B., Fabry, F., Freer, J., Gaume, E., Nakakita, E., Seed, A., Tabary, P., Uijlenhoet, R., 2009. Weather Radar and Hydrology, *Advances in Water Resources*. 32(7), 969-974

Doviak, R. J. and Zrnić D. S., 1993. *Doppler Radar and Weather Observations*. Academic Press, 2nd ed.

Doelling, I. G., Joss, J., Riedl, J., 1998. Systematic variations of Z–R relationships from drop size distributions measured in northern Germany during seven years. *Atmos. Res.*, 47–48, 635–649

Duchon, E.D. and Essenberg, G.R., 2001. Comparative rainfall observations from pit and aboveground rain gauges with and without wind shields, *Wat. Res. Res.*, 37 (12), 3253-3263.

European Environmental Agency, 2008. Impacts of Europe's Changing Climate - 2008 Indicator-based Assessment. EEA Report No 4/2008, Oct 2008.

ESRI, 1992. *Understanding GIS: the ArcInfo Method*. ESRI Press, Redlands, CA

Fabry, F. Bellon, A., Duncan, M.R., Austin, G.L., 1994. High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined. *Journal of Hydrology* 161, 415–28.

Farid, H., 2008. *Fundamentals of Image Processing*.
<http://www.cs.dartmouth.edu/farid/tutorials/fip.pdf>

Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: A review *Journal of Hydrology*, 339, 79– 92

Fortin, J.P., Villeneuve, J.P., Guilbot, A., Seguin, B., 1986. Development of a modular hydrological forecasting model based on remotely sensed data, for interactive utilization on a microcomputer, *IAHS Publ.*, 160, 307-319.

Gao, J., Brewster, K., Xue¹, M., 2006. A Comparison of the Radar Ray Path Equations and Approximations for Use in Radar Data Assimilation, *Advances in Atmospheric Sciences*, Vol. 23, No. 2, 2006, 190–198

Gaume, E., 2006. Post Flash Flood Investigations. Methodological Note. FLOODSite Report T23-06-02. HR Wallingford, UK.

Gaume, E. and Borga, M., 2008. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. *Journal of Flood Risk Management*, 1 175–189, doi:10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x.

Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. *Journal of Hydrology*, 367 (1-2), pp. 70-78.

Gaume, E., Livet, M., Desbordes, M., Villeneuve, J.P., 2004. Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. *J. Hydrol.* 286, 135-154

Goodison, B.E, Louie, P.Y.T., Yang, D., 1998. WMO solid precipitation intercomparison, final report. WMO/TD-872, 212 pp, World Meteorol. Organ., Geneva.

Green, D.R. and Clark, R.A., 1974. The operational use of digital data for flash flood monitoring. *Symposium on Flash Floods, Tercentenary of Scientific Hydrology, IAHS-AISH, Publ. No. 112*, 100-105

Hammersley, J.M. and Handscomb, D.C., 1979. *Monte Carlo Methods*. London: Chapman and Hall

Hammersmark C.T., 2003. *Hydrodynamic Modeling and GIS Analysis of the Habitat Potential and Flood Control Benefits of the Restoration of a Leveed Delta Island*, University of California, Davis

Haralick, R.M., 1984. Digital step edges from zero-crossings of second directional derivatives. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intell.*, 6.

Hartree, D.R., Michel, J.G.L., Nicolson, P., 1946. Practical methods for the solution of the equation of tropospheric refraction. *Meteorological Factors in Radio Wave Propagation*, Physical Society, London, pp. 127-168

Harrold, T.W., English, E.J., Nicholas, C.A., 1974. The accuracy of radar-derived rainfall measurements in hilly terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 100, 331–350.

Jaulin, L., Kieffer, M., Didrit, O., Walter, E., 2001. *Applied Interval Analysis*. Berlin: Springer Verlag

Jazwinski, A.H., 1970. *Stochastic processes and filtering theory*. New York: Academic Press.

Johnson, J.T., Mackeen, P.L., Witt, A., DeWayne Mitchell, E., Stumpf, G.J., Eilts, M.D., Thomas, K.W., 1998. The Storm Cell Identification and Tracking Algorithm: An Enhanced WSR-88D Algorithm. *Weather and Forecasting* 13 (2), 263–276.

Jonkman S.N., 2005. ‘Global perspectives on loss of human life caused by floods’. *Nat Hazards* 34:151–175

Jorgensen, D. P. and Willis, P. T., 1982. A Z-R relationship for hurricanes. *J. Appl. Meteor.*, 21, 356–366.

Joss, J. and Waldvogel, A., 1990. Precipitation measurement and hydrology. Radar in Meteorology. In *American Meteorological Society (Atlas, D., ed.)* 577–606.

Joss, J. and Lee, R., 1995. The application of radar–gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *Journal of Applied Meteorology* 34, 2612–2630.

JRC-EEA, 2005 JRC-EEA, 2005. CORINE land cover updating for the year 2000: image 2000 and CLC2000. In: Lima, V. (Ed.), *Products and Methods*. Report EUR 21757 EN. JRC-Ispra.

Kitchen, M. and Jackson, P.M., 1993. Weather radar performance at long Range - Simulated and observed. *Journal of Applied Meteorology* 32, 975–985.

Kouwen, N., 1988. WATFLOOD: a micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar, *Can. Wat. Res. J.* , 13-1, 62-77.

Koutroulis A. G., Tsanis I.K., Daliakopoulos I.N., 2010. Seasonality of floods and their hydrometeorologic characteristics in the island of Crete. *J. Hydrol.*, In Press, doi:10.1016/j.jhydrol.2010.04.025

Koutroulis, A.G. and Tsanis, I.K., 2010. A method for estimating flash flood peak discharge in a poorly gauged basin: case study for the 13–14 January 1994 flood, Giofiros basin. Crete. Greece. *J. Hydrol.* 385 (1–4), 150–164. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.02.012.

Kron, W., 2002. Flood risk = hazard $\times$ exposure $\times$ vulnerability. In: Wu B, Wang ZY, Wang G, Huang GGH, Fang H, Huang J (eds) *Flood defence*. Science Press, New York.

Kyznarová, H. and Novák, P., 2009. Rain pattern tracking by means of COTREC and modal matching. *Atmospheric Research* 93, 317–327.

Lagouvardos, K., Kotroni, V., Nickovic S., Kallos, G., 1996. Evidence of a winter “Tropical Storm” over southeastern Mediterranean: Simulations with the RAMS and the ETA/NMC model Preprints . In: 7th Conference on Mesoscale Processes Reading, UK, Amer. Meteor. Soc., 53–55.

Lim, J. S., 1990. Two-Dimensional Signal and Image Processing. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall 536-540.

Lindeberg, T., 1993. Detecting salient blob-like image structures and their scales with a scale-space primal sketch: A method for focus-of-attention. *Int. J. of Computer Vision*, 11(3):283-318

Lindeberg, T., 1998. Edge detection and ridge detection with automatic scale selection. *International Journal of Computer Vision* 30(2), 117-154.

Lu, J., 2006. Modeling Hydrological Responses to Forest Management and Climate Change at Contrasting Watersheds in the Southeastern United States. PhD, Faculty of North Caroline State University.

Lu, M., Koike, T., Hayakawa, N., 1989. A model using distributed data of radar rain and altitude (in Japanese), Proc. JSCE, 411/II-12, 135-142.

Mamasis, N., 2007. Παρουσιάσεις στο μάθημα «Προχωρημένη Υδρολογία» του ΔΠΜΣ «Επιστήμη & Τεχνολογία Υδατικών Πόρων», ΕΜΠ

Maramathas, A.J. and Boudouvis, A.G., 2006. Manifestation and measurement of the fractal characteristics of karst hydrogeological formations, *Advances in Water Resources* 29 112–116

Marchi, L., Gaume, E., Bain, V., Sangati, M., Bateman, A., Bonnifait, L., Borga, M., Boudevillain, B., Comiti, F., Craciunescu, V., Daliakopoulos, I., Delrieu, G., Gobbi, A., Horvat, O., Mao, L., Medina, V., Picco, L., Podolinska, J., Pogačnik, N., Preciso, E., Seiradakis, K., Stancalie, G., 2008. Methods of Post Flood Field Investigation: Lessons learned from trial on Selščica Sora River, Slovenia. Oral presentation at the European Geophysical Union 2008 General Assembly, Vienna, Austria.

Maréchal, J.C., Ladouche B., Dörfliger, N., 2008. Karst flash flood in a Mediterranean karst, the case of Fontaine de Nîmes, *Engineering Geology* 99, (3) 138-146

Marshall, J.S. and Palmer, W.M., 1948. The distribution of Raindrops with Size, *J. Met.* 5, 165-166.

Marr, D. and Hildreth, E., 1980. Theory of edge detection. *Proc. Royal Soc. London*, 207:187-217.

Marr, D.C., 1976. Early processing of visual information. *Phil. Trans. Royal Soc (B)*, 27S:483-524.

Maybeck, P.S., 1979. *Stochastic Models, Estimation, and Control*, Volume 1, Academic Press, New York.

Meneguzzo, M. Pasqui, G. Messeri, and M. Rossi, 2001., High-Resolution Simulation of a Deep Mediterranean Cyclone Using RAMS Model. from the internet: http://euromet.meteo.fr/resources/eumetsat_special_images_1/4/Storm_Mediterranean_14-17-Jan-1995/Reports/paper_meneguzzo.pdf

Miller, R.C., 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. Tech. Rept. 200(R), Headquarters, Air Weather Service, USAF, 190 pp.

Münich Re Group, 2003. Annual review: Natural catastrophes 2002. München Re Group, München, Germany. 62p.

Naoum, S. and Tsanis, I.K., 2004. Orographic precipitation modelling with multiple linear regression. *Journal of Hydraulic Engineering* 9(2), 79–102.

Nicol, J., Delrieu, G., Faure, D., Tabary, P., 2004. Radar observation of intense rain events during the Bollene 2002 experiment. Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar, Melbourne, Australia.

Papastefanakis, N.M, Tsanis, I.K., Daliakopoulos, I.N., 2009. Post event flash flood analysis in ungauged watersheds. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 11, EGU2009-5111-1, 2009

Paulitsch, H., Teschl, F., Randeu, W.L., 2009. Dual-polarization C-band weather radar algorithms for rain rate estimation and hydrometeor classification in an alpine region. *Adv. Geosci.*, 20, 3–8

Perry, C.A., 2000. ‘Significant floods in the United States during the 20th Century – USGS measures a century of floods’, U.S. Geological Survey, Fact Sheet 024–00

Pingle, K.K., 1969. Visual perception by computer. In A. Grasselli, editor, *Automatic Interpretation and Classification of Images*, pages 277-284. Academic Press, New York.

Prewitt, J.M.S., 1970. Object enhancement and extraction. In A. Rosenfeld and B. S. Lipkin, editors, *Picture Processing and Psychophysics*, pages 75-149. Academic Press, New York.

Pytharoulis, I., Craig, G.C., Ballard, S.P., 1999. Study of the Hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995, *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 24 (6) 627-632.

Rasmussen E. and Zick, C., A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. *Tellus* 39A, 408–425

Rinehart, R.E., 1991. *Radar for Meteorologists*. Department of Atmospheric Sciences, University of North Dakota, Grand Forks, USA.

Roberts, L.G., 1965. Machine perception of three-dimensional solids. In J. T. Tippet et al., editor, *Optical and Electro-Optical Information Processing*, pages 159{197. MIT Press, Cambridge, Massachusetts.

Roe, G.H., 2005. Orographic Precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 33:645-71.

Rosenfeld A., and Thurston, M., 1971. Edge and curve detection for visual scene analysis. *IEEE Trans. Computers*, 20(5):562-569, 1971.

Rosenfeld, D., 1987. Objective method for analysis and tracking of convective cells as seen by radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 4, 422–434.

Sangjun, I., Hyeonjun, K., Chulgyum, K., Cheolhee, J., 2008. Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE, *J. Environmental Geology* (231-239)

Schweppe, F. C., 1968. Recursive state estimation: unknown but bounded errors and system inputs. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 13, 22–28

Seminario M., Gojara, K., Chandrasekar V., 2001. Noise correction of polarimetric radar measurements. Preprints, 30th International Conference on Radar Meteorology, Munich, Germany, American Meteor Society, 38–40.

Sevruk, B., 1982. Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. *Operational Hydrology Rep.* 21 Publ. 589, 91 pp.

Sevruk, B. and Chvřla, B., 2005. Error sources of precipitation measurements using electronic weight systems. *Atmospheric Research*, 77, 39-47

Sevruk, B., Hertig, J.-A., Spiess, R., 1991. The effect of a precipitation gauge orifice rim on the wind field deformation as investigated in a wind tunnel. *Atmospheric Environment* Vol. 25A, No. 7, pp. 1173-1179,

Siart, C., Bubenzer, O., Eitel, B., 2009. Combining digital elevation data (SRTM/ASTER), high resolution satellite imagery (Quickbird) and GIS for geomorphological mapping: A multi-component case study on Mediterranean karst in Central Crete. *Geomorphology* 112, 106–121

Simonett, D.S., 1970. Remote Sensing with imaging radar: a review. *Geoforum*, 1, 2, 61-74

Strangeways, I., 2004. Improving precipitation measurement. *Int. J. Climatol.* 24: 1443–1460.

Sugier J., Parent du Chřtelet J., Roquain P., Smith A., 2002. Detection and removal of clutter and anaprop in radar data using a statistical scheme based on echo fluctuation. *Proceedings of ERAD* 17 - 24.

Takasao, T., Shiiba, M., Tachikawa, Y., 1989. Quasi-three-dimensional slope runoff model taking account of Topography of a natural watershed and automatic generation of a basin (in Japanese), *Proc. Japanese Conf. on Hydraul.*, 33, 139-144.

Taylor, J. R., 1997. *An introduction to error analysis: the study of uncertainties in physical measurements*. 2nd edition. Sausalito, CA: University Science Books.

Thomas, R.G., 1973: *Groundwater models. Irrigation and drainage*. United Nations, Rome, *Irrigation and Drainage Paper* 21.

Torre, V. and Poggio, T.A., 1980. On edge detection. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intell.*, 8(2):147-163, 1980.

Toussaint, M., Jacquemin, B., Donet, I., Carlier, A., Malkomes, M., 2000a. GSF - A Doppler Weather Radar Based Tracking Tool. *Phys. Chem Earth (B)*, 25, 10-12.

Toussaint, M., Malkomes, M., Hagen, M., Höller, H., Meischner, P., 2000b. A real time data visualization and analysis environment, scientific data management of large weather radarnext term archives. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, 25, 10-12, 1001-1003.

Tsanis, I.K. and Gad, M.A., 2001. A GIS precipitation method for analysis of storm kinematics, *Environmental Modelling & Software* 16, 273–281.

Tsanis, I.K., Daliakopoulos, I.N, Koutroulis, A.G., 2008a. Flash flood reconstruction in an ungauged watershed: the case of Almyrida basin, Crete, Greece. *Floodrisk*, Oxford, UK

Tsanis, I.K., Koutroulis, A.G., Daliakopoulos, I. N., Grillakis, E.G., 2010. Studying the hydro-meteorological extremes. The benefits from the European Flash Flood research oriented HYDRATE project. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 12, EGU2010-8744

Tsanis, I.K., Koutroulis, A.G, Daliakopoulos, I.N., Michaelides, S., 2008b. Storm analysis and precipitation distribution of the flash flood in Almyrida basin, Crete. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 10, EGU2008-A-09498

Twomey, S., 1953: On the measurement of precipitation intensity by radar. *J. Meteor.*, 10, 66–67.

Uijlenhoet, R., van der Wielen, S.H., Berne, A., 2006. Uncertainties in rainfall retrievals from ground-based weather radar: overview, case study, and simulation experiment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 3, 2385–2436.

Villarini, G., Serinaldi, F., Krajewski, W.F., 2008. Modeling radar-rainfall estimation uncertainties using parametric and non-parametric approaches. *Advances in Water Resources* 31, 1674–1686

Wiener, N., 1949. *Extrapolation, Interpolation, and Smoothing of Stationary Time Series*. New York, Wiley.

Wildenauer, H., Mičušík, B., Vincze, M., 2007. Efficient Texture Representation Using Multi-scale Regions. Chapter in Computer Vision – ACCV 2007, Springer Berlin / Heidelberg.

Wilk, K.E. and Gray, K.C., 1970. Processing and analysis techniques used with the NSSL weather radar system. Preprints, 14th Radar Meteorology Conference, Tucson, AZ, American Meteor Society 369–374.

Wilson, J.W. and Brandes, E.A., 1979. Radar measurement of rainfall- A summary. Bulletin of the American Meteorological Society 60, 1048-1058.

Zadeh, L. A., 1978. Fuzzy sets as a basis for a theory of possibility. Fuzzy Sets and Systems, 1, 3-28

Zawadzki, I., 1984. Factors affecting the precision of radar measurements of rain. Preprints of Conference of Radar Meteorology, Zurich, AMS, 251-256.

Ziakopoulos D. and Marinaki, A., 1996. Mesoscale Mediterranean vortices with characteristics of tropical cyclones Preprints . In: National Conference on Meteorology-Climatology-Physics of the Atmosphere, 154–159.

Zittel, W.D., 1976. Computer applications and techniques for storm tracking and warning. Preprints, 17th Conference on Radar Meteorology, Seattle, WA, American Meteorological Society 60, 514–521.